APAT
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

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

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

foglio 292
JESI

A cura di
F. Guerrera [1], M. Tramontana [1]

Con contributi di:
M. Mattioli [1], P. Pieruccini [2]

Rilevatori: **S. Cardellini [3], S. Galdenzi [3], F. Guerrera [1], M. Mattioli [1], E. Pennacchioni [3], A. Piergiovanni [3], P. Pieruccini [2], P. Sandroni [3], S. Tosti [3], M. Tramontana [1]**
Analisi micropaleontologiche: **S. Galeotti [1], A. Negri [4]**
Analisi mineralogiche e petrografiche: **R. Franchi [5], D. Puglisi [6]**

1 - Istituto di Scienze della Terra, Università di Urbino "Carlo Bo"
2 - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena
3 - Libero professionista
4 - Dipartimento di Scienze del Mare, Università Politecnica delle Marche
5 - Istituto di Geologia, Università di Urbino "Carlo Bo"
6 - Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

Ente realizzatore

REGIONE MARCHE
SERVIZIO AMBIENTE E PAESAGGIO
Posizione di Funzione
Informazioni Territoriali e Beni Paesaggistici

PROGETTO CARG

***Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:* L. SERVA**

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

***Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche:* M. PRINCIPI**

PERL IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:
A. Cacciuni, F. Capotorti, D. Delogu, P. Gambino, S. Nisio

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M.C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

PERL LA REGIONE MARCHE

Allestimento editoriale e cartografico:
F. Guerrera, M. Tramontana

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
F. Guerrera, L. Tentoni, M. Tramontana

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa dalla banca dati:
L. Tentoni

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:
M. T. Lettieri - Dipartimento difesa del suolo **-** *Servizio Geologico d'Italia*
M. Principi - P.F. Informazioni Territoriali e B.P.- Regione Marche

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

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE …… Pag. 06

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO …….. » 06
2. - PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE ALLA SCALA 1:100.000……. » 07
3. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO ……. » 07
4. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA ……..… » 12

II - STUDI PRECEDENTI ……..…... » 14

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO …….…… » 21

IV - STRATIGRAFIA ……..…… » 25
1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA …….. » 25
2. - SUCCESSIONE MARINA-DEPOSITI CALCAREO-MARNOSI ……..… » 33
2.1. - SUCCESSIONE GIURASSICA CONDENSATA…….. ……. » 33
2.1.1. - *Calcare Massiccio* …… » 33
2.1.2. - *Gruppo del Bugarone* …….. » 35
2.2. - SUCCESSIONE GIURASSICA COMPLETA…… » 37
2.2.1. - *Calcari a Posidonia* ……..…… » 38
2.2.2. - *Calcari Diasprigni* …….……. » 38
2.3. - SUCCESSIONE GIURASSICA – MIOCENICA…….. ……..…… » 40
2.3.1. - *Maiolica* …….…….. » 40
2.3.2. - *Marne a Fucoidi* …….. » 41
2.3.3. - *Scaglia Bianca* …….…… » 42
2.3.4. - *Scaglia Rossa* …….…….. » 43
2.3.5. - *Scaglia Variegata* …….…… » 45
2.3.6. - *Scaglia Cinerea* …….…….. » 46
2.3.7. - *Bisciaro* …… » 46
2.3.8. - *Schlier* …….……. » 47
2.4. - SUCCESSIONE MARINA – DEPOSITI SILICOCLASTICI……... » 49
2.4.1. - *Formazione della Laga (Membro pre-Evaporitico)* …… » 50
2.4.2. - *Formazione Gessoso-Solfifera* …….…… » 51
2.4.3. - *Formazione di San Donato* …….. » 52
2.4.4. - *Formazione a Colombacci* …….. » 53
2.4.5. - *Marne di Cella* …….……..... » 55

PROGETTO CARG

2.4.6. - *Argille Azzurre* ……..……...…… » 57
3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI …….. » 65
3.1. - SINTEMA DI URBISAGLIA…… …….. » 66
3.1.1. - *Alluvioni terrazzate* …….. » 66
3.2. - SINTEMA DI SELVATORTA (SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO-COLONIA MONTANI) …….. » 67
3.2.1. - *Alluvioni terrazzate* …….. » 68
3.3. - SINTEMA DI COLONIA MONTANI (SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO-COLONIA MONTANI) ……...…….. » 68
3.3.1. - *Alluvioni terrazzate* …….…. » 68
3.4. - SINTEMA DI MATELICA …….. » 69
3.4.1. - *Deposito di versante* …….…… » 69
3.4.2. - *Alluvioni terrazzate* …….. » 69
3.5. - SINTEMA DEL FIUME MUSONE …….……. » 70
3.5.1. - *Corpo di frana antica* ……... » 70
3.5.2. - *Corpo di frana* …….. » 70
3.5.3. - *Deposito di versante* ……. » 71
3.5.4. - *Coltre eluvio-colluviale* …… » 72
3.5.5. - *Alluvioni terrazzate* …….. » 72
3.5.6. - *Alluvioni attuali* ……..…….…… » 73
3.6. - DATAZIONI RADIOMETRICHE …….…… » 73
4. - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE PLIO-PLEISTOCENICA …..…..…… » 75
5. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIO-PLEISTOCENICA ……..…… » 78

V - TETTONICA …….…… » 82
1. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE …….…… » 82
2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA GIURASSICA ……..… » 83
3. - TETTONICA POST-GIURASSICA ……..…..…. » 85
3.1. - STRUTTURE COMPRESSIVE OROGENICHE…….. ……..….. » 87
4. - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE …….…… » 90

VI - ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE …. » 96
1. - ANALISI MINERALOGICHE …….….. » 96
2. - ANALISI PETROGRAFICHE ……..…….. » 97
2.1. -METODOLOGIA E RISULTATI ANALAITICI ……..……. » 98

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA …….…… » 104
1. - GEOMORFOLOGIA …….. » 104
2. - IDROGEOLOGIA …….. » 106
3. - FRANE E DISSESTI …….. » 111
4. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE …… **»** 112
4.1. - CAVE ……. **»** 113

BIBLIOGRAFIA ……. » 114

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 292 “Jesi” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG, a seguito delle convenzioni stipulate tra il Servizio Geologico d’Italia, la Regione Marche e l’Università di Urbino.

La carta geologica alla scala 1:50.000 è stata prodotta sulla base di rilevamenti ex-novo alla scala 1:10.000.

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L’area del Foglio Jesi si estende principalmente nell’area pedemontana marchigiana e abbraccia solo in parte i rilievi carbonatici più interni. Nei settori sudoccidentali del foglio si osservano rilievi sino a oltre 800 metri di quota mentre tutti gli altri sono caratterizzati da rilievi collinari digradanti verso il mare.

L’area valliva principale, relativa al Fiume Esino, costituisce l’elemento fisiografico più evidente della parte centrale del foglio. Questo fiume costituisce uno dei corsi d’acqua principali delle Marche ed è contrassegnato, nella parte montana, da un’asta fluviale marcatamente rettilinea. Altri significativi corsi d’acqua compresi nell’area del Foglio Jesi sono rappresentati dai fiumi Misa e Musone.

PROGETTO CARG

Tutte le valli fluviali che caratterizzano il Foglio Jesi sono orientate in direzione SO-NE e attraversano le dolci colline (caratterizzate dalla presenza di litotipi pelitico-sabbiosi) del tipico paesaggio marchigiano; solo nell'angolo di SO, il F. Esino incide i rilievi maggiori di natura carbonatica.

Per quanto riguarda la sua collocazione geografica, l'area del foglio si estende a settentrione da Chiaravalle (verso NE) a Castelleone di Suasa (verso NO) e, a sud, da Castelletta (alle pendici del M.te Pietroso, verso SO) fino a circa 4 km a N di Appignano (verso SE). L'area del foglio è di circa 550 Km2 e le coordinate geografiche dei vertici sono:

vertice di NO:	*Lat. 43° 36' 00''N*	*Long. 13° 00' 00''E*
vertice di NE:	*Lat. 43° 36' 00''N*	*Long. 13° 20' 00''E*
vertice di SE:	*Lat. 43° 24' 00''N*	*Long 13° 20' 00''E*
vertice di SO:	*Lat 43° 24' 00''N*	*Long 13° 00' 00''E*

2. - PRECEDENTI EDIZIONI DELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA UFFICIALE ALLA SCALA 1:100.000

Il Foglio 292 "Jesi", alla scala 1:50.000, ricade all'interno del Foglio 117 "Jesi", alla scala 1:100.000, della Carta Geologica d'Italia.

Esistono due edizioni del F. Jesi alla scala 1:100.000: la prima di BONARELLI (1933) e la seconda di AA.VV. (1966), completa di Note Illustrative (CARLONI *et al.*, 1971a).

3. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

La base topografica utilizzata per rilevamento geologico alla scala 1:10.000 è stata la carta topografica derivata prodotta dalla Regione Marche. Le elaborazioni successive della cartografia geologica, alla scala 1:25.000 e 1:50.000, sono state eseguite utilizzando la cartografia ufficiale dell'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.).

Le attività di terreno per il rilevamento sono iniziate nel mese di ottobre del 1996 e si sono concluse nel settembre del 1999.

Per i criteri adottati nel rilevamento geologico si è fatto riferimento ai Quaderni della serie III editi dal Servizio Geologico Nazionale come supporto alla nuova cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 (SERV. GEOL. NAZ., 1992; 1994; 1995a; 1995b; 1996; 1997).

Per ciò che concerne le indagini analitiche connesse al rilevamento sono

PROGETTO CARG

stati utilizzati i sistemi previsti negli standard internazionali integrati da rielaborazioni ed aggiornamenti (es. schemi biozonali), resi necessari dalle particolari esigenze emerse.

Il rilevamento geologico alla scala 1:10.000 è stato condotto secondo la metodologia "per affioramenti" che rappresenta un approccio metodologico più moderno. Esso permette di distinguere le aree in affioramento da quelle interpolate o estrapolate. Questa metodologia consente una più facile e sistematica schedatura dei principali caratteri degli affioramenti (secondo parametri standardizzati), costituisce la base per la digitalizzazione dei dati di terreno e relativa costruzione di una banca dati dinamica (aggiornabile nel tempo).

Seguendo questa impostazione, la raccolta dei dati è stata realizzata attraverso l'utilizzazione di schede tematiche, opportunamente elaborate e predisposte dallo staff scientifico del Carg/Marche, oltre a quelle già previste dai Quaderni/S.G.N. sopra menzionati (Schede "Campione", "Insieme di campioni", etc).

Più precisamente, le schede utilizzate sono le seguenti:

1. *Scheda di affioramento;*
2. *Scheda di campionamento e analisi;*
3. *Scheda delle cave;*
4. *Scheda delle frane;*
5. *Scheda idrogeologica;*
6. *Scheda dello stato degli alvei e delle opere di difesa idraulica.*

In alcune aree del foglio povere di affioramenti del substrato le informazioni sono state integrate, quando possibile, da dati di sottosuolo per quanto, spesso, non particolarmente significativi.

La successione marina (unità del substrato) è stata suddivisa utilizzando criteri prevalentemente litostratigrafici e sedimentologici. Per il riconoscimento delle unità sono stati utilizzati: il tipo di limite geologico, la composizione, lo spessore dell'unità, la tessitura e la struttura (interna ed esterna) delle rocce, l'eventuale facies deposizionale, etc., di volta in volta applicate alle differenti litofacies e relative associazioni.

Un ulteriore e importante criterio adottato per le unità terrigene è rappresentato, oltre che dai caratteri delle singole litofacies, dal rapporto "Arenite/Pelite", secondo i seguenti valori da cui derivano le denominazioni relative:

- *rapporto A/P minore del 30% = unità pelitica;*
- *rapporto A/P compreso tra 30% e 40% = unità pelitico-arenitica;*
- *rapporto A/P compreso tra 40% e 70% = unità arenitico-pelitica;*
- *rapporto A/P maggiore del 70% = unità arenitica;*

PROGETTO CARG

A questo criterio sono stati associati anche lo spessore medio degli strati arenitici, la composizione delle areniti (quando le caratteristiche erano evidenti sul terreno), la presenza di livelli guida (anche locali) le caratteristiche sedimentologiche più tipiche e facilmente riconoscibili all'affioramento, le paleocorrenti e la provenienza degli apporti.

Per lo spessore degli strati è stata adottata la classificazione di CAMPBELL (1967), leggermente modificata secondo BOSELLINI *et al*. (1989). In ogni caso, le terminologie e i criteri adottati sono conformi a quanto riportato nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, prima citati.

L'uso di questi caratteri ha consentito di riconoscere e mappare unità litostratigrafiche anche di rango inferiore alla formazione (membri, livelli guida etc.). Inoltre, per meglio caratterizzare le nuove unità mappate, sono state misurate diverse sezioni stratigrafiche di dettaglio soprattutto nella successione miocenica e plio-pleistocenica.

All'interno delle successioni si è cercato anche di individuare superfici sincrone, riconoscibili sul terreno quali: (a) livelli caratteristici e strati guida a livello bacinale e/o locale; (b) brusche variazioni verticali di facies; (c) significative superfici di discontinuità (erosione e/o non deposizione) secondo il concetto di *unconformity*.

Tali superfici (quando possibile) sono state utilizzate per distinguere e cartografare nuove unità informali, assumendo, così, un carattere cronostratigrafico locale.

Per ciò che concerne la successione giurassico-miocenica sono state riconosciute le classiche unità stratigrafiche della Successione Umbro-Marchigiana ben note in letteratura anche se, in molti casi, sono stati meglio precisati o ridefiniti i limiti geologici. L'analisi dettagliata di queste unità ha anche permesso di riconoscere diverse caratteristiche locali, meno note in precedenza e di evidenziare importanti superfici di discontinuità.

I sedimenti marini del Plio-Pleistocene del Bacino Marchigiano Esterno (Bacino Periadriatico *Auct.*) mostrano aspetti variabili nel tempo e nello spazio (sia in senso longitudinale che trasversale). Questi passaggi laterali sono in relazione all'attività tettonica sinsedimentaria la quale è la maggiore responsabile dell'articolazione del bacino, condizionandone la sedimentazione. Malgrado le difficoltà di mappatura connesse con tale variabilità laterale e verticale delle litofacies, la definizione delle unità ha raggiunto un buon livello di attendibilità tale da consentire una nuova, più chiara e più completa, lettura dell'evoluzione della sedimentazione nell'avanfossa marchigiana, migrante verso l'esterno. Sono state messe in evidenza diverse superfici di discontinuità che hanno permesso di suddividere la colonna geologica locale in unità stratigrafico-sequenziali ben correlate con quelle di tipo litostratigrafico.

PROGETTO CARG

Per i depositi plio-pleistocenici marini è indispensabile precisare che i rapporti tra le formazioni (o unità di rango inferiore) non sono sempre definiti da passaggi verticali ma spesso da eteropie laterali di facies, messe in evidenza dal rilevamento, anche se la carenza di affioramenti ha talora reso difficoltose le correlazioni stratigrafiche.

Le superfici di discontinuità riconosciute nell'ambito dell'intera successione marina e, in particolare, nell'intervallo Messiniano-Pleistocene (v. schema dei rapporti stratigrafici, Figg. 2 e 3), corrispondono, spesso, a limiti di trasgressione.

Per quanto riguarda, invece, i depositi continentali quaternari questi sono stati mappati adottando i criteri delle *UBSU* (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*), come suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico (SERV. GEOL. NAZ., 1992). Tale scelta è stata dettata dalla possibilità di riconoscere, nei terreni in esame, la natura dei loro limiti inferiori e superiori ed estrapolarli per i depositi analoghi presenti negli altri fogli dell'area marchigiana. In questo caso il rilevamento è stato svolto utilizzando criteri lito-, morfo- e pedo-stratigrafici indispensabili per la caratterizzazione, il riconoscimento e la correlazione delle unità cartografate.

I depositi continentali quaternari maggiormente rappresentati nel Foglio Jesi sono le alluvioni terrazzate, presenti nelle valli principali, la cui superficie inferiore è netta e in discordanza sia sul substrato marino, sia sulle alluvioni più vecchie, quando i terrazzi sono incastrati. Il limite superiore è rappresentato dalla successiva superficie deposizionale che, generalmente, è ben preservata. Inoltre, la scarpata di terrazzo che separa ogni unità dalla successiva è di solito sufficientemente conservata e cartografabile. Infine, le *UBSU* più antiche conservano generalmente al tetto dei suoli relitti, ben distinguibili per i loro caratteri pedologici, che costituiscono dei *marker* pedo-stratigrafici.

Le attribuzioni cronologiche sono state effettuate tenendo conto dell'ampia letteratura disponibile. Tuttavia, due nuove datazioni al radiocarbonio sono state effettuate nell'ambito del F. Jesi al fine di caratterizzare la problematica del seppellimento delle alluvioni tardo-pleistoceniche da parte di quelle oloceniche. Un punto chiave, da tenere in considerazione, è rappresentato dalla difficoltà di ottenere età radiometriche su sedimenti alluvionali e il limitato *range* di tempo che può essere datato con il radiocarbonio. Infatti, anche dalla letteratura, si evince che la totalità dei dati radiometrici si riferisce alla parte finale del Pleistocene Superiore e all'Olocene. Per quanto riguarda le unità più antiche, l'assenza di materiali adatti per la datazione radiometrica ha vincolato l'attribuzione cronologica ai

PROGETTO CARG

dati relativi estrapolabili da osservazioni morfo- e pedo-stratigrafiche, oltre che da dati archeologici.

La storia geologico-strutturale ricostruita nel Foglio Jesi, nel quale sono presenti quasi tutti i terreni della Successione Umbro-Marchigiana, fornisce un contributo alla soluzione di alcune problematiche legate alla: (a) migliore identificazione delle unità stratigrafiche, soprattutto dell'intervallo mio-plio-pleistocenico marino; (b) moderna suddivisione dei depositi quaternari continentali in sintemi; (c) ridefinizione delle strutture nell'ambito delle nuove conoscenze sull'evoluzione della catena e determinazione dell'assetto strutturale; (d) caratterizzazione delle fasce di deformazione e definizione del contatto tra i massicci carbonatici più interni e i depositi terrigeni plio-pleistocenici esterni; (e) definizione della stratigrafia unitamente all'analisi delle facies delle successioni plio-pleistoceniche, con particolare riguardo ad analisi di bacino e relazioni tra tettonica e sedimentazione; (f) osservazioni sull'evoluzione tettonica e neotettonica dell'area.

E' opportuno sottolineare, infine, che le problematiche appena elencate possono trovare una migliore e più completa definizione se inquadrate nella geologia delle aree limitrofe al Foglio Jesi.

Per le procedure di elaborazione informatica sono stati inizialmente adottati programmi originali (*Sistema MAR*) prodotti dall'Istituto di Informatica della Facoltà di Ingegneria dell'Università di Ancona.

Il S*istema MAR* prevede una prima fase di preparazione degli elaborati e una seconda fase di informatizzazione della cartografia attraverso acquisizione da scanner.

Successivamente l'informatizzazione è stata eseguita utilizzando *software* specifici che hanno portato alla creazione del miglior prodotto possibile in ogni strato informativo. Il lavoro è stato strutturato in ambienti *sofware* distinti, sequenziali e relazionabili tra loro:

a-nell'ambiente Autodesk è stata realizzata tutta la parte di correzione geografica (georeferenziazione delle basi topografiche) e di inserimento dei dati (digitalizzazione delle entità geometriche, lineari e puntuali), il tutto gestito per la creazione di stampe intermedie di controllo in qualsiasi modo e forma e con il collegamento bidirezionale dei dati verso qualsiasi altro formato;

b-nell'ambiente Esri Arc/info è stata realizzata tutta la struttura del database prevista dalle procedure APAT, compresa la suddivisione nei diversi strati informativi;

c-nell'ambiente grafico Adobe, che possiede i requisiti per produrre un documento stampato di qualità, è stata realizzata la fase di editing grafico

PROGETTO CAPG

vettoriale per l'allestimento dell'originale di redazione e delle conseguenti pellicole e files per la Stampa.

Illustrando, più in dettaglio, la metodologia adottata durante i processi d'informatizzazione e di allestimento per la stampa della banca dati si possono individuare i seguenti passaggi:

Scansione OA e base topografica: la scansione è stata eseguita con scanner piano con risoluzione non inferiore a 300 dpi.

Georeferenziazione di entrambi i prodotti aster: la georeferenziazione è stata realizzata utilizzando un numero adeguato di punti ed ottenendo errori residui inferiori a quelli prescritti dalle linee guida per l'informatizzazione.

Digitalizzazione dell'OA: la digitalizzazione dall'OA di tutti gli elementi lineari con la conseguente codificazione delle aree e puntuali (simbologia) è stata eseguita da un operatore con conoscenze specifiche (geologo) a continuo contatto con il rilevatore.

Plottaggi di controllo: sono stati eseguiti una serie di plottaggi di verifica su carte digitalizzate, al fine di verificare eventuali incompletezze, errori od incongruenze e sottoposti al controllo del rilevatore.

Banca dati informatizzata: i dati vettoriali correttamente georefenziati sono stati convertiti in un sistema informativo di gestione secondo lo standard definito dall'APAT e resi su supporto digitale in formato .e00.

Vestizione grafica: il passaggio dall'ambiente GIS a quello editoriale è stato eseguito in un formato “Adobe” che ha garantito il trasferimento esatto delle proprietà geometriche del contenuto cartografico della banca dati, del patrimonio descrittivo delle varie entità e la congruità geometrica tra elementi geologici e base topografica.

In fase conclusiva tutte le procedure di elaborazione informatica riguardanti le carte geologiche alle varie scale (1:50.000, 1:25:000, 1:10.000) e il completamento della connessa “banca dati” sono stati affidati allo Studio “ArchiGEO” di Morciano di Romagna (RN).

4. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

Il Foglio Jesi comprende una “Successione Marina” su cui poggiano i “Depositi Continentali Quaternari”. La “Successione Marina” è suddivisa in due intervalli stratigrafici principali: (a) “Depositi Calcareo-Marnosi”, che si estendono dal Giurassico inferiore al Miocene superiore p.p. e (b) “Depositi Silicoclastici”, che si estendono dal Miocene superiore p.p. al Pleistocene inferiore p.p.

PROGETTO CARG

Le formazioni della “Successione Marina”, in parte note in letteratura, sono contraddistinte da sigle note (CARIMATI *et al*., 1981) o di nuova istituzione.

I “Depositi Continentali Quaternari”, invece, sono stati suddivisi in *UBSU* e, in particolare, in tre Sintemi (“Fiume Musone” dell’Olocene, “Matelica” del Pleistocene superiore e “Urbisaglia” del Pleistocene inferiore/medio-medio) e in un Supersintema (“Colle Ulivo-Colonia Montani”) suddiviso, a sua volta, in due Sintemi (“Colonia Montani” e “Selvatorta”) del Pleistocene medio (parte sommitale).

Il Supersintema “Colle Ulivo-Colonia Montani” è stato istituito nel Foglio Jesi, per la presenza di due unità terrazzate ben distinguibili e cartografabili, già segnalate da COLTORTI & NANNI (1987).

Le denominazioni assegnate alle *UBSU* tengono conto delle località tipo dell’area nella quale l’unità è stata descritta e delle conoscenze di letteratura (CALDERONI *et al*., 1991a; COLTORTI & NANNI, 1987; COLTORTI, 1997a). All’interno dei Sintemi sono state mappate le Alluvionali attuali, le Alluvionali terrazzate, le Coltri eluvio-colluviali, i Depositi di versante e le Frane. Ciò ha permesso di uniformare la legenda di tutti i fogli CARG della Regione Marche alla scala 1:50.000 e di fornire, nel contempo, utili indicazioni locali per ogni singolo foglio. La legenda comprende anche una parte relativa a “Forme e processi e segni convenzionali”.

Per quanto riguarda la simbologia adottata si è fatto riferimento alla documentazione più aggiornata edita dal SGN (Quaderni e note successive, v. bibliografia).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Le conoscenze geologiche dell'area, riferendosi alle cartografie geologiche precedenti, possono essere inquadrate in tre periodi: il primo periodo inizia nella seconda metà dell'ottocento e termina nel 1936 con la pubblicazione delle Note Illustrative e della prima edizione del Foglio Jesi alla scala 1:100.000 (BONARELLI, 1933; SACCO, 1936). Il secondo periodo comprende la pubblicazione, nel 1966, della II edizione del Foglio Jesi sempre alla scala 1:100.000 (AA.VV., 1966) e, nel 1971, delle relative Note Illustrative (CARLONI *et al*., 1971a). Il terzo periodo è quello che porta alla pubblicazione del presente foglio alla scala 1:50.000 (Progetto CARG/Regione Marche).

Per una visione storica delle conoscenze dell'area si rimanda alle precedenti edizioni dei fogli geologici e, in particolare, alle Note Illustrative (e relativa bibliografia) della II edizione del Foglio Jesi, che comprendono anche quelle dei Fogli Pesaro e Senigallia (CARLONI *et al*., 1971a).

Il Foglio Jesi e le sue Note Illustrative, unitamente al limitrofo Foglio Macerata (AA.VV., 1967) e relative Note Illustrative (MORETTI, 1969), forniscono un buon quadro conoscitivo della geologia dell'area marchigiana. Essi rappresentano una buona base di partenza per le indagini successive in quanto mettono a fuoco, in chiave moderna, le principali problematiche geologiche dell'area.

Altre carte geologiche che includono l'area del Foglio Jesi, sono state

pubblicate negli anni successivi, come la Carta geologica delle Marche a scala 1:250.000 (AA.VV., 1986b) e la Carta geologica delle Marche a scala 1:100.000 (AA.VV. , 1991).

Sono stati prodotti anche numerosi contributi scientifici riferiti a differenti tematiche geologiche, generalmente di carattere specialistico, che riguardano l'area del Foglio Jesi. Rilevamenti di aree limitate sono presentati sotto forma di carte (AA.VV., 1997, 1992; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994) e di schemi geologici (COLTORTI, 1980; COLTORTI & DRAMIS, 1988).

Considerando un contesto più ampio, ricordiamo che la prima moderna e organica trattazione delle problematiche geologiche dell'area marchigiana si deve a SELLI (1950, 1954). Un contributo successivo fondamentale è stato fornito, successivamente, da CENTAMORE *et al.* (1975; 1980) con la pubblicazione dei Fogli Pergola e Fabriano alla scala 1:50.000.

Ricerche sulle facies carbonatiche giurassiche (COLACICCHI & PIALLI, 1969; 1974; CENTAMORE *et al.* 1969; 1971) hanno inoltre fornito indicazioni paleogeografiche e sull'attività tettonica che ha determinato l'individuazione del margine meridionale della Tetide.

Ulteriori approfondimenti di tipo paleogeografico, indirizzati al riconoscimento dei processi tettono-sedimentari del Giurassico marchigiano, sono stati condotti da diversi autori, tra i quali rivestono particolare importanza: COLTORTI (1980), COLTORTI & BOSELLINI (1980), GALDENZI (1986, 1988), DI BUCCI *et al.* (1993) e GALLUZZO & SANTANTONIO (1994). In particolare, BOSELLINI & COLTORTI (1980) riconoscono un quadro paleogeografico frammentato e privo di un ben definito *trend* strutturale mentre GALDENZI (1988) ritiene che l'assetto paleotettonico sia controllato da due sistemi principali di faglie orientati ESE-ONO e NNE-SSO. Per l'analisi dei processi paleotettonici e sedimentari, gli studi integrati di sedimentologia e biostratigrafia ad ammoniti di SANTANTONIO (1993) sono stati particolarmente importanti.

Nell'ambito dello studio dell'evoluzione sedimentaria dei bacini sintettonici dell'Appennino contributi significativi sono stati forniti dall'analisi stratigrafica e sedimentologica dei terreni mio-pliocenici (RICCI LUCCHI, 1975; 1986, ORI *et al*., 1991). Tra i numerosi contributi simili si ricordano quelli di CARLONI *et al.* (1974), BORSETTI *et al.* (1975), MONACO (1983), CANTALAMESSA *et al.* (1986a; 1986b) e CENTAMORE *et al.* (1991). Gli ultimi tre lavori, in particolare, riesaminano la successione Miocenica e Plio-Pleistocenica marchigiana, evidenziandone la stratigrafia, le facies e la diversificazione laterale delle unità in relazione alla migrazione del sistema catena-avanfossa appenninico.

PROGETTO CAFG

Recenti ricerche (BASSETTI *et al.*, 1994) hanno applicato i concetti della stratigrafia fisica ai depositi messiniani post-evaporitici dell'area marchigiana centro-meridionale mettendo in evidenza due cicli sedimentari corrispondenti a due sequenze deposizionali, separate da una discontinuità correlabile con una fase tettonica tardo-messiniana.

CARLONI *et al*. (1971b), propongono uno studio del limite Miocene/Pliocene nel settore compreso tra i fiumi Esino e Tordino.

Ricerche recenti (BALLY *et al*., 1988; CALAMITA *et al*., 1990; 1991) indicano che i terreni plio-pleistocenici marini dell'Avanfossa Marchigiana Esterna (diffusi anche nel foglio Jesi) sono probabilmente successivi alla strutturazione e al sollevamento supramiocenico-infrapliocenico delle "dorsali" appenniniche in connessione con l'abbassamento dell'area peri-adriatica, sede di sedimentazione marina sino al Pleistocene inferiore p.p.

Un quadro di riferimento per i sedimenti pliocenici viene fornito da ORI *et al*. (1991) in cui viene descritta la stratigrafia, i sistemi deposizionali e l'assetto tettonico più recente dell'avanfossa peri-adriatica.

Nella porzione plio-pleistocenica della successione, COLALONGO *et al*. (1979) individuano, nell'area di Ancona, cinque cicli trasgressivo-regressivi pleistocenici (confermati da NANNI, 1981) discordanti sui sedimenti del Pliocene inferiore e del Pliocene medio basale. Ciascun ciclo sarebbe caratterizzato dalla presenza, alla base, di peliti (unità informali A1, A2, A3) d'ambiente poco profondo (*offshore* neritico in corrispondenza del livello di base delle onde) e si chiuderebbe con corpi arenaceo-pelitici (unità informali S1, S2) legati alla progradazione di un ramo deltizio (S1) o di barra di foce (S2).

Anche NANNI *et al*. (1986) confermano la presenza dei cinque cicli trasgressivo-regressivi pleistocenici e precisano che lo *hiatus* sedimentario del Pliocene medio-Pliocene superiore sarebbe stato causato da una sollevamento (con emersione) seguito da un ulteriore approfondimento a partire dal Pleistocene inferiore. L'area di sedimentazione sarebbe caratterizzata da un'ampia depressione appenninica bordata, all'esterno, da una "dorsale" parzialmente emersa e fisiograficamente complicata da alti strutturali connessi alla culminazione di anticlinali plioceniche.

La successione pleistocenica sarebbe interessata da faglie appenniniche dislocate da faglie trasversali (NE-SO e E-O), lungo le quali sarebbero impostate le principali aste fluviali marchigiane. Una di queste faglie trasversali (E-O) borderebbe il fianco meridionale della valle del Fiume Musone. Riguardo l'influenza della tettonica trasversale recente sulle pianure alluvionali dell'Avanfossa marchigiana, dati analoghi sono stati presentati da NANNI & VIVALDA (1987).

PROGETTO CARG

La sedimentazione marina plio-pleistocenica presenta marcate diversificazioni dei caratteri sedimentologici (CANTALAMESSA *et al*., 1986a; NANNI *et al*., 1986), probabilmente connesse a oscillazioni del livello marino, in relazione alle diverse fasi climatiche e all'influenza tettonica. La chiusura di questo ciclo è rappresentata da sedimenti grossolani provenienti da aree più sollevate (es. Monti Sibillini).

CANTALAMESSA *et al*. (1986a), studiano la successione plio-pleistocenica marchigiana con un approccio in chiave di stratigrafia sequenziale (anche per eseguire correlazioni con stratigrafie di sottosuolo ricostruite attraverso la sismica a riflessione) e mettendo in evidenza le principali superfici di discontinuità stratigrafica. Questi Autori raggruppano i cinque cicli (A1, S1, A2, S2, A3) di COLALONGO *et al.* (1979) in un'unica sequenza (Qm). Precisano anche che l'unità A1 si sarebbe deposta a profondità non inferiore a 500 m durante il Pliocene superiore (parte alta) o il Pleistocene basale sino all'Emiliano; le unità S1, A2, S2, A3 sarebbero invece riferibili esclusivamente all'Emiliano.

Le argille A2, inoltre, si sarebbero depositate tra 200 e 300 m di profondità, le argille A3 dai 100-120 m di profondità, nella parte basale, ai 50 m in quella superiore, le sabbie S1 e S2 in ambiente di piattaforma, a profondità tale da risentire delle onde di tempesta.

AA.VV. (1986b) individuano il limite Plio-Pleistocene e attribuiscono i relativi depositi pelitici ad un ambiente epibatiale e quelli arenitico-pelitici e pelitici eteropici ad un ambiente di piattaforma e di transizione.

CENTAMORE *et al*. (1991) distinguono una sequenza quaternaria (Qm), sovrastante terreni pelitici riferibili al Pliocene inferiore-medio, accorpati in un'unica unità (non distinguendo più il bacino pliocenico dal pleistocenico) e modificando quanto pubblicato precedentemente (AA.VV., 1986b).

Importanti sollevamenti hanno interessato l'area in questione portando al modellamento degli attuali rilievi collinari (GUERRERA *et al*., 1979; AMBROSETTI *et al*., 1982; DUFAURE *et al*., 1989) con una migrazione della subsidenza nei settori più esterni (adriatici).

Gran parte dei depositi quaternari continentali dell’area sono costituiti da alluvioni terrazzate che sono state tradizionalmente suddivise in quattro ordini di terrazzi, rappresentati con numeri romani a partire dall’ordine più elevato e perciò più antico (LIPPARINI, 1938; VILLA, 1942; AA.VV., 1966; CARLONI *et al*., 1971a; CRESCENTI, 1972; GUERRERA *et al*., 1979; COLTORTI, 1981). La loro attribuzione cronologica teneva conto delle fasi di aggradazione all’interno delle valli in relazione alle variazioni eustatiche del livello marino. In questo modo la deposizione delle alluvioni sarebbe avvenuta durante i periodi interglaciali (LIPPARINI, 1938; VILLA, 1942). Ricerche più recenti

PROGETTO CARG

(ALESSIO *et. al*, 1979; COLTORTI, 1979, 1981; NESCI & SAVELLI, 1986; 1991; CHIESA *et al*., 1990; CALDERONI *et al*., 1991b) hanno portato alla revisione del precedente modello, attribuendo le fasi deposizionali ai periodi glaciali. Originariamente erano stati riconosciuti tre ordini di terrazzi (escludendo l'Olocene) attribuiti al Pleistocene superiore, Pleistocene medio-finale e Pleistocene medio (T1, T2, T3 *Auct.*). Successivamente è stato osservato che il numero dei terrazzi poteva localmente aumentare, anche per l'influenza diretta o indiretta dell'attività neotettonica (CENTAMORE *et al*., 1980; 1982; COLTORTI & NANNI, 1987; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; NESCI *et al*., 1990). Questi ultimi autori segnalano, nelle Marche settentrionali, la presenza di vari ordini di terrazzi di erosione posti a quote progressivamente più elevate sull'unità deposizionale più antica.

I primi dati cronologici assoluti riguardanti il Pleistocene superiore e l'Olocene sono stati forniti da ALESSIO *et al*. (1979) mentre COLTORTI (1981) analizza lo stato delle conoscenze sul Paleolitico marchigiano e fornisce alcuni dati cronologici relativi. CHIESA *et al.* (1990) descrivono, nella valle dell'Esino, alcune sequenze alluvionali e detritiche di versante e forniscono accurate osservazioni sui paleosuoli presenti. Essi, inoltre, segnalano la presenza di depositi eolici (*loess*) e piroclastici rimaneggiati. Le sequenze alluvionali tardo-pleistoceniche ed oloceniche dell'alto bacino del F. Esino e i loro caratteri sedimentologici e cronologici, determinate dalle variazioni climatiche e dall'impatto antropico, sono discusse da CALDERONI *et al.* (1991a). Fasi evolutive del paesaggio dell'alta valle del Fiume Musone sono descritte da SAVELLI *et al*. (1994), mentre NESCI *et al.* (1995) enfatizzano il ruolo delle conoidi alluvionali laterali che contribuiscono all'irregolarità delle quote dei terrazzi, non influenzate da movimenti tettonici. COLTORTI & NANNI (1987) analizzano la bassa valle del F. Esino producendo una carta dei terrazzi alla scala 1:100.000, descrivono la stratigrafia e la geomorfologia dei depositi alluvionali e i caratteri idrogeologici e neotettonici dell'area. Gli aspetti geomorfologici del Bacino del Fiume Musone sono trattati da COLTORTI (1997b) che fornisce anche una carta geologico-geomorfologica alla scala 1:50.000. CILLA *et al*. (1994) trattano le relazioni tra la deposizione dei travertini e l'interferenza antropica fornendo, per l'alta valle del Fiume Esino, un quadro sedimentologico e cronologico relativo al Pleistocene superiore-Olocene. COLTORTI *et al*. (1995) analizzano gli effetti dell'impatto antropico sugli attuali sistemi idrografici delle Marche. COLTORTI *et al*. (1991a) descrivono l'evoluzione olocenica della bassa valle del Fiume Musone, in relazione ai fattori antropici mentre COLTORTI (1991b) tratta le modificazioni morfologiche delle piane dei fiumi Misa, Cesano e Musone durante l'Olocene attraverso la raccolta di dati storici. Datazioni riguardanti le dinamiche fluviali

PROGETTO CARG

oloceniche sono riportate in CILLA *et al*. (1996) mentre la deposizione di travertino nelle valli durante l'Olocene antico è trattata da CALDERONI *et al*. (1996). Una più ampia e completa trattazione delle problematiche oloceniche connesse sia alle variazioni climatiche che all'impatto antropico nella regione marchigiana, è riportata in COLTORTI (1997a).

La cronologia e le tipologie dei detriti stratificati di versante dell'Appennino Umbro-Marchigiano sono richiamate in COLTORTI & DRAMIS (1995), con riferimento a precedenti lavori (COLTORTI *et al*., 1979; 1983; COLTORTI & DRAMIS, 1984; 1988).

Evidenze geomorfologiche per la presenza di faglie a direzione SO-NE (antiappenniniche) sono riportate, tra gli altri, da NANNI & VIVALDA (1987), DRAMIS *et a*l. (1991) e COLTORTI *et al*. (1996).

AMBROSETTI *et al*. (1982) descrivono il sollevamento quaternario dell'Appennino e le relazioni con l'evoluzione del paesaggio e con il reticolo idrografico, argomenti trattati anche da DUFAURE *et al*. (1989); DRAMIS (1992). Una revisione critica dell'evoluzione del reticolo di drenaggio dell'Appennino lungo le valli trasversali dell'Appennino Umbro-Marchigiano è stata tentata da ALVAREZ (1999) riprendendo, in parte, i concetti già espressi da MAZZANTI & TREVISAN (1978).

Recentemente, COLTORTI & PIERUCCINI (1997; 1999) e CALAMITA *et al*. (1999) hanno proposto, lungo un transetto esteso dall'Umbria alla costa adriatica, un modello evolutivo del rilievo appenninico dal Pliocene ad oggi, basato sui caratteri geologico-strutturali, geomorfologici e deposizionali.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale e l'evoluzione tettonica dell'area umbro-marchigiana, le ricerche hanno avuto un impulso notevole soprattutto negli ultimi due decenni, parallelamente alle conoscenze stratigrafiche. Queste sono state spesso rivolte allo studio delle modalità e dei tempi di strutturazione della catena piuttosto che all'analisi di settori specifici del Foglio Jesi. Un assetto strutturale generale dell'area marchigiana è stato ricostruito, tramite sezioni gelogiche bilanciate, da BALLY *et al*. (1988), in cui si evidenziano la struttura a pieghe e a *thrust* della catena, scollate in corrispondenza delle Anidriti di Burano. Contributi alla conoscenza dell'assetto geometrico e dello stile tettonico derivanti da deformazioni neogeniche si trovano in CALAMITA & DEIANA (1986; 1988) e MENICHETTI (1991). In CALAMITA *et al*. (1989; 1990; 1991) si affronta il problema dell'età della deformazione compressiva attraverso l'analisi di dati geologici di superficie, di sottosuolo e di alcuni profili sismici lungo la traversa M. San Vicino-Polverigi (dal fronte montuoso appenninico fino alla zona interna della fascia costiera). Questi Autori definiscono modalità e tempi di strutturazione delle zone esterne del settore centrale del sistema a thrust umbro-marchigiano calcolando anche i

PROGETTO CARG

raccorciamenti e i tassi di *slip* lungo la medesima traversa.

Più recentemente, SCISCIANI (1999) evidenzia l'importanza delle faglie distensive mioceniche nella strutturazione neogenica mentre CELLO *et al.*(1996) e MARCHEGIANI (1998) analizzano le strutture sinsedimentarie cretaceo-paleogeniche e il loro ruolo nell'evoluzione preorogenica. I risultati dell'analisi mesostrutturale dei conglomerati tardo-messiniani poggianti sulle unità paleogeniche del fianco orientale dell'anticlinale di Cingoli sono forniti da CALAMITA *et al.* (1987) mentre i dati di uno studio integrato, strutturale e paleomagnetico, relativo ai *thrust sheet* di M. San Vicino e di Cingoli-Staffolo sono presentati da CALAMITA *et al.* (1990). Di carattere geologico generale è, infine, il lavoro di CIANCETTI & NANNI (1989) relativo all'area di Cingoli, limitrofa al Foglio Jesi.

Una collocazione del Foglio Jesi, nel panorama della geologia delle Marche, si può ricavare da alcuni volumi speciali (AA.VV., 1986a; 1990) e da altri dedicati prevalentemente alla geomorfologia e all'idrogeologia (AA.VV., 1997; 1992).

Dal punto di vista geologico-applicativo, indagini sulle risorse idriche sotterranee della pianura alluvionale della valle dell'Esino, da Serra S. Quirico al mare, sono state condotte da BASSI (1972); NANNI *et al.* (1996 in AA.VV., 1997) pubblicano una carta a scala 1:50.000 dell'area del bacino idrografico del Fiume Musone allegata ad un volume tematico (AA.VV., 1997) sulla geologia, geomorfologia e idrogeologia di quest'area. Da segnalare, infine, la generica presenza di dati nelle indagini geologiche effettuate per i Piani Regolatori di diversi Comuni del territorio in esame.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio Jesi si estende tra la "dorsale" appenninica e la fascia pedemontana periadriatica. Essa è caratterizzata dalla presenza di una ristretta area montana (Monte Murano 882 m s.l.m.), situata nell'estrema porzione sud-occidentale, dove affiorano i depositi calcareo-marnosi della Successione Umbro-Marchigiana che costituiscono la "dorsale" appenninica, la cui sommità è caratterizzata dalla presenza di ampi tratti spianati, già segnalati in letteratura (COLTORTI, 1981; 1997a; MORETTI, 1982; DRAMIS, 1992; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997; 1999; CALAMITA *et al*., 1999). L'età del modellamento di tale superficie è attribuita alla parte finale del Pliocene inferiore quando un'importante fase trasgressiva ha interessato la catena appenninica già strutturata ed in parte emersa nel Messiniano. Tale evento è avvenuto in una fase di ridotta attività tettonica poiché solo i depositi del Pliocene medio, più grossolani, testimoniano la presenza di versanti discretamente acclivi nell'area montana. Mancano evidenze di una marcata tettonica distensiva durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, quando il reticolo di drenaggio era costituito, principalmente, da ampie valli talora caratterizzate da una incerta direzione di drenaggio.

Il sollevamento generalizzato dell'area appenninica, accompagnato da una tettonica distensiva e da una profonda incisione degli assi vallivi, si verifica principalmente nella parte finale e dopo il Pleistocene inferiore, come testimoniato dalla presenza, nella regione, di depositi costieri Siciliano-Crotoniani sollevati (CANTALAMESSA *et al*., 1987) e di depositi alluvionali terrazzati.

Nell'area della "dorsale carbonatica" le morfologie sono condizionate dalle strutture tettoniche ed i versanti si presentano spesso 'rettificati' per la presenza di spesse coltri detritiche, prodottesi in ambiente periglaciale durante le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore (COLTORTI & DRAMIS, 1995).

Il paesaggio cambia profondamente in corrispondenza dei terreni silicoclastici della successione plio-pleistocenica; il loro contatto con le sottostanti rocce carbonatiche è mascherato da spesse coltri detritiche ed eluvio-colluviali. L'assetto monoclinalico di questa successione e l'alternanza di litofacies con diversa resistenza all'erosione, hanno prodotto un modellamento del paesaggio a *cuestas* la cui sommità, nelle aree prossime alla "dorsale", è spianata (*bevel*). Tale paesaggio non è regolare e presenta delle variazioni in corrispondenza di elementi strutturali che modificano l'assetto del substrato (area di Rosora-Serra de'Conti). In tutta quest'area, tuttavia, le differenze litologiche (alternanze conglomeratiche o arenacee) hanno causato una marcata risposta morfologica. Verso oriente la morfologia è meno acclive, i rilievi collinari sono più dolci per l'aumento della frazione pelitica del substrato anche se l'assetto monoclinalico dei terreni marini del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore continua ad influenzare l'asimmetria dei versanti.

In generale, i versanti dell'area sono interessati da diffusi fenomeni gravitativi, variabili in dimensioni e tipologia. Nelle aree collinari tali fenomeni sono particolarmente frequenti a causa delle caratteristiche litologiche del substrato e dell'assetto strutturale che determina la presenza di estesi versanti con strati a franapoggio. Alcune frane maggiori interessano centri abitati quali S. Marcello, Maiolati Spontini e S. Maria Nuova.

Le tipologie franose sono principalmente due: (1) frane per scorrimento roto-traslativo e (2) frane per colamento. A luoghi si osservano frane complesse o miste dove spesso, ad un iniziale distacco per scorrimento, si sono accavallate numerose riattivazioni per colamento del materiale già franato. Tali fenomeni gravitativi interessano spesso il substrato, per decine di metri di spessore e versanti di dimensioni chilometriche. Tuttavia, le frane per colamento costituiscono la tipologia più diffusa, soprattutto in corrispondenza del substrato pelitico. Spesso i versanti sono interessati da movimenti lenti, ma molto estesi, che coinvolgono uno spessore ridotto del substrato ma che costituiscono elementi di forte rischio per le infrastrutture e le abitazioni.

Il corso d'acqua principale è costituito dal Fiume Esino che scorre in direzione SW-NE seguendo, secondo BOCCALETTI *et al*. (1983), un lineamento tettonico trasversale mentre, nel tratto compreso tra Moie e Jesi, scorre con direzione E-W. Sino all'altezza di Moie l'andamento del fiume è rettilineo mentre diventa sinuoso nel tratto a valle. Nell'area della "dorsale carbonatica",

PROGETTO CARG

l'Esino scorre in una valle stretta con versanti molto ripidi che si aprono e si addolciscono in corrispondenza dei terreni plio-pleistocenici. Anche la piana alluvionale rimane relativamente stretta fino a Moie, da dove si amplia fino a raggiungere un'ampiezza di circa 4 km, all'altezza di Chiaravalle. La presenza di estesi lembi di terrazzi alluvionali contribuisce alla creazione di un ampio paesaggio pianeggiante.

I principali tributari dell'Esino sono il Torrente Esinante, il Torrente Cesola e il Fosso dei Pratacci, in destra idrografica e i Torrenti Granita e Guardengo in sinistra. Gli altri corsi d'acqua importanti sono il Fiume Misa, a nord dell'Esino e il Fiume Musone a sud. I corsi dei fiumi (e di molti corsi d'acqua minori) sono caratterizzati, sempre, da una profonda incisione degli alvei all'interno della piana alluvionale (COLTORTI, 1991a; 1991b; 1997; COLTORTI *et al*., 1991a; 1991b; 1995; CALDERONI *et al*., 1992).

Il Foglio Jesi ricade nel settore esterno dell'Appennino settentrionale e si colloca nella zona di passaggio tra il fronte montuoso della catena e l'antistante avanfossa mio-pliocenica. L'area, pertanto, costituisce un settore chiave per la comprensione dell'evoluzione geologica delle zone esterne dell'orogene appenninico.

La successione stratigrafica umbro-marchigiana riflette l'evoluzione del Margine "Adria" a partire dal Trias. La porzione inferiore della successione, triassico–paleogenica, è essenzialmente carbonatica e, con le sue variazioni verticali e laterali, è riferibile all'individuazione ed evoluzione di un margine passivo che si sviluppa attraverso il passaggio da un ambiente di tipo continentale, a uno di piattaforma carbonatico-evaporitica, a uno di tipo pelagico.

La successione emipelagica (Schlier) che segue, il cui tetto (Miocene) è via via più giovane verso l'esterno, segna l'inizio della flessurazione della litosfera dell'avampaese, identificando la rampa che lega quest'ultimo all'avanfossa. I depositi torbiditici silicoclastici che chiudono la successione d'avanfossa della catena appenninica umbro-marchigiana sono, anch'essi, gradualmente più giovani verso l'esterno (Formazione Marnoso-arenacea di età Burdigaliano p.p.–Tortoniano inferiore ad ovest, unità plio-pleistoceniche ad est) e segnano la progressiva migrazione della deformazione compressiva.

Se si prescinde dalla tettonica estensionale che durante il Giurassico, culminando con la creazione del Bacino Ligure-Piemontese, ha assottigliato il Margine Insubrico Adriatico (VAI & CASTELLARIN, 1992, *cum bibl.*), l'Appennino Umbro-Marchigiano deve la sua formazione a due fasi deformative neogeniche. La prima, compressiva, è associata alla crescita della catena a pieghe e sovrascorrimenti durante il Miocene medio-Pliocene; la seconda è in relazione a un processo di fagliamento transtensivo post-*thrusting*,

PROGETTO CARG

attivo nel Quaternario.

Le deformazioni formano una famiglia di strutture che a grande scala, come in ogni avampaese deformato, è costituita da pieghe parallele, sovrascorrimenti (avanvergenti e retrovergenti), faglie trascorrenti e faglie normali-transtensive.

La mole considerevole di dati di superficie e profondi (ultimi dei quali quelli relativi all'esecuzione del Profilo CROP 3 (PIALLI *et al*., 1998), acquisiti negli ultimi anni, ha consentito di disporre di un quadro conoscitivo idoneo ad affrontare i principali problemi stratigrafici, sedimentologici e tettonici della regione nell'ambito dell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo centro-occidentale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono illustrate: (a) la successione stratigrafica con la descrizione di tutte le unità affioranti; (b) le sequenze deposizionali della successione Mio-Plio-Pleistocenica e (c) i Depositi Continentali Quaternari. Preliminarmente vengono illustrati gli schemi biozonali utilizzati per la determinazione dell'età.

1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Nel quadro delle analisi biostratigrafiche relative al Progetto CARG-Marche, coordinate da A. Micarelli (Università di Camerino) e allo scopo di conferire uniformità ai risultati biostratigrafici sono stati definiti, unitamente ai biostratigrafi operanti nel progetto, i criteri generali per l'elaborazione degli schemi zonali a cui fare riferimento. Da M. Chiocchini (Università di Camerino), inoltre, sono stati messi a punto gli schemi biozonali per l'intervallo Giurassico e da M. Potetti (Università di Camerino) gli schemi biozonali per l'intervallo Cretacico-Pleistocene inferiore.
Complessivamente gli schemi biozonali utilizzati nell'ambito del progetto riguardano cinque intervalli temporali: *Giurassico* (successioni complete e condensate, Tab. 1); *Cretacico* (Tab. 2); *Paleogene* (Tab. 3); *Miocene* (Tab. 4); *Pliocene–Pleistocene inferiore* (Tab. 5). In essi sono stati indicati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici che permettono, pertanto, di

evidenziare le variazioni apportate agli schemi zonali originali (v. bibliografia). Sono stati inoltre aggiunti bioeventi che, pur non rientrando nella definizione delle biozone, sono utili sia in assenza dei markers che definiscono i limiti, sia per la correlazione con altri schemi (ad esempio con le biozonazioni standard di BERGGREN *et al.*, 1995, riportate nello schema del Paleogene). Le biozonazioni a nannofossili calcarei sono riprese da MARTINI (1971); da RIO *et al. (*1990), da FORNACIARI *et al. (*1996); da FORNACIARI & RIO (1996) che integrano gli schemi biozonali a foraminiferi planctonici per l'intervallo Miocene-Pleistocene inferiore. Anche per queste biozone sono stati indicati i bioorizzonti che definiscono i limiti. In tutti gli schemi sono stati riportati, con il tratteggio, i bioeventi con un'età cronometrica incerta, cioè che non risultano correlati direttamente con la scala delle inversioni di polarità o che non hanno una taratura astronomica.

Lo studio biostratigrafico del Foglio Jesi si è basato su foraminiferi planctonici, foraminiferi bentonici e nannofossili calcarei. Per le attribuzioni cronostratigrafiche sono stati utilizzati schemi biostratigrafici specifici (Tab. 1-5), ampiamente collaudati nell'area umbro-marchigiana e anche a scala più ampia (v. citazioni nelle didascalie delle Tab. 1-5), con modifiche che riguardano la denominazione di alcune biozone (variazioni tassonomiche degli indicatori zonali). Questi schemi riflettono, in larga misura, la biocronologia "standard" riportata nelle più recenti Scale Tempo (GRADSTEIN *et al*., 1995; BERGGREN *et al*, 1995). Lo schema del Giurassico è stato distinto per successioni condensate e complete utilizzando anche alcuni bioeventi regionali che hanno permesso una migliore correlazione con la biozonazione standard ad ammoniti (BAUMGARTNER, 1984; CECCA *et al*., 1985; CECCA & SANTANTONIO, 1986; 1989; CRESTA, 1989; CRESTA *et al*., 1986). La biocronologia dell'intervallo Miocene-Pleistocene di BERGGREN *et al.* (1995), inoltre, è stata moficata tenendo conto della biocronologia dell'area mediterranea proposta da differenti autori (IACCARINO, 1985; SPROVIERI, 1993; RIO *et al.*, 1994; MONTANARI *et al.*, 1997).

Gli schemi così modificati sono stati correlati con la *Magnetic Polarity Time Scale* di CANDE & KENT (1992/1995).

Per le attribuzioni cronostratigrafiche delle unità cartografate si è fatto riferimento alla scala cronostratigrafica standard (SCS), con l'aggiunta delle indicazioni più recenti provenienti dalle commissioni e sottocommissioni internazionali di stratigrafia. Com'è noto, tuttavia, la posizione di molti limiti cronostratigrafici risulta ancora incerta per la mancanza di sezioni stratotipiche del limite di validità globale e, per questo, gli specialisti di ogni gruppo fossile usano criteri differenti per individuare le unità cronostratigrafiche. Pertanto, in attesa di una definizione formale dei limiti controversi, per le unità

PROGETTO CARG

litostratigrafiche cartografate nei fogli 302, 303, 314, 292 e 279 del Progetto Carg/Marche, la datazione è stata dedotta dal gruppo fossile oggetto delle analisi biostratigrafiche. Negli schemi stratigrafici, di seguito riportati, tali limiti risultano tratteggiati. Per il Miocene e il Pliocene, dove le analisi sono state condotte sia sui foraminiferi sia sul nannoplancton calcareo, negli schemi elaborati sono indicati gli intervalli di incertezza.

Le principali modifiche, apportate agli schemi precedenti, riguardano:

- la denominazione di alcune biozone (variazioni tassonomiche dei taxa indice o scelta di taxa più facilmente riconoscibili nelle aree esaminate);
- l'estensione di alcune biozone (nuove conoscenze sulla distribuzione totale dei taxa);
- l'età di alcune biozone (revisione di limiti cronostratigrafici).

Per quanto riguarda il Foglio Jesi, le analisi biostratigrafiche hanno riguardato i foraminiferi planctonici e bentonici (responsabile S. Galeotti) e il nannoplancton calcareo (responsabile A. Negri). Negli schemi stratigrafici che seguono sono state correlate: la scala cronometrica in milioni di anni (Ma); la scala delle inversioni di polarità (GPTS) per l'intervallo Cretacico-Pleistocene inferiore; la scala cronostratigrafica; la scala biostratigrafica basata sui diversi gruppi di microfossili studiati.

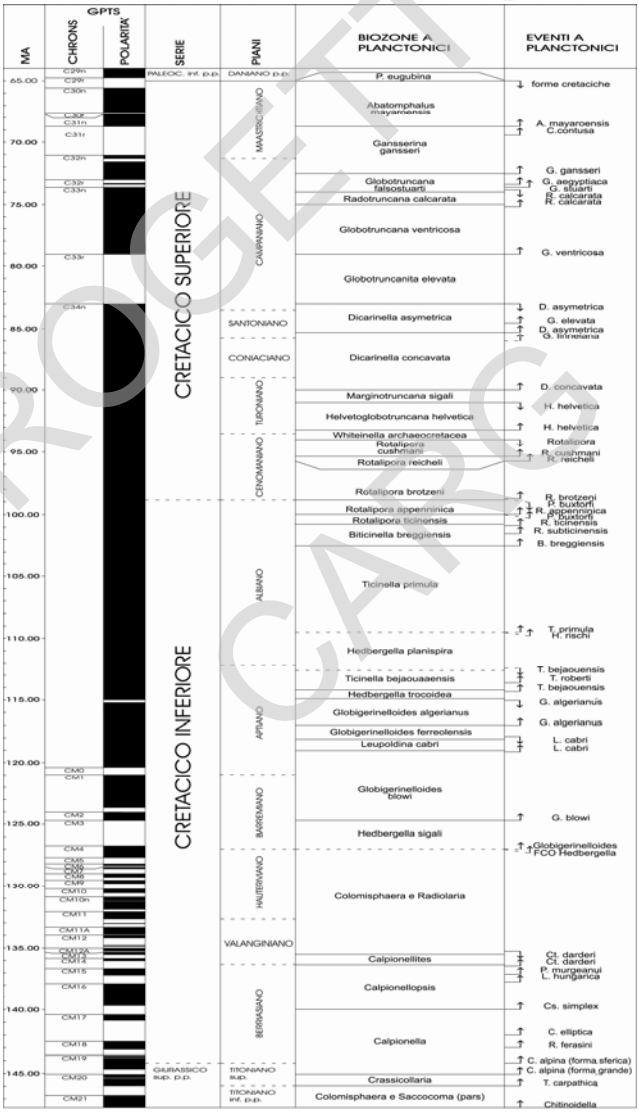
PROGETTO CARG

Tab. 1 - *Schema stratigrafico delle facies pelagiche e della Paleopiattaforma del Giurassico. Da* CENTAMORE *et al. (1971; 1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard delle ammoniti; da* BAUGARTNER *(1984);* CECCA *al, (1985; 1990);* CECCA & SANTANTONIO *(1986; 1989);* CRESTA *(1989);* CRESTA *et al. (1986).*

Paleoambienti	SUCCESSIONI COMPLETE: Unità Litostratigrafiche	SUCCESSIONI COMPLETE: Biozone	ETA'	Zonazione ad Ammoniti	ETA'	SUCCESSIONI CONDENSATE: Biozone	SUCCESSIONI CONDENSATE: Unità Litostratigrafiche		Paleoambienti
BACINO PELAGICO	MAIOLICA	Crassicollaria	TITONIANO sup.	Durangites Microcanthum	TITONIANO sup.	Crassicollaria	MAIOLICA		PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA
	CALCARI DIASPRINI UMBRO-MARCHIGIANI: CALCARI A SACCOCOMA E APTICI	Colomisphaera e Saccocoma	TITONIANO inf.	Volanense Fallauxi Semiforme Darwini Hybonotum	TITONIANO inf.	Colomisphaera, Saccocoma e Aptychus	CALCARI NODULARI ad APTICI	BUGARONE SUPERIORE	
		Radiolaria e Saccocoma	KIMMERIDGIANO sup.	Beckeri Cavouri Compsum	KIMMERIDGIANO sup.	Resti organici spatizzati			
	CALCARI DIASPRINI	Radiolaria	KIMMERIDGIANO inf.	Divisum Strombecki Platynota	KIMMERIDGIANO inf.		"MAIN GAP"	CALCARI NODULARI	
			OXFORDIANO sup. / inf.	Non sono presenti Ammoniti	OXFORDIANO sup. / inf.				
		Posidonia-Bositra e Radiolaria	CALLOVIANO sup. / inf.		CALLOVIANO sup. / inf.				
			BATHONIANO sup. / inf.		BATHONIANO sup. / inf.				
			BAJOCIANO sup.	Parkinsoni Garantiana Subfurcatum	BAJOCIANO sup.				
	CALCARI A POSIDONIA	Posidonia-Bositra	BAJOCIANO inf.	Humphriesianum Sauzei Laeviuscula Discites	BAJOCIANO inf.	Globuligerina	CALCARI NODULARI NOCCIOLA	BUGARONE INFERIORE	
		Posidonia-Bositra "concentrici"	AALENIANO sup. / inf.	Concavum Murchisonae Opalinum	AALENIANO sup. / inf.	abbondanti Posidonia-Bositra			
	ROSSO AMMONITICO MARCHIGIANO	Posidonia-Bositra e Nodosariidae	TOARCIANO sup. / medio	Aalensis Meneghini Insigne Thouarsense Variabilis	TOARCIANO sup. / medio		CALCARI NODULARI E MARNE VERDI		
			TOARCIANO inf.	Bifrons Serpentinus Tenuicostatum	TOARCIANO inf.				
	CORNIOLA	Radiolaria e spicole di Spugne	PLIENSBACHIANO Carixiano / Domeriano	Emaciatum Algovianum Lavinianum Davoei Ibex Jamesoni	PLIENSBACHIANO Carixiano / Domeriano	Agerina martana e Involutina liassica	CALCARI STRATIFICATI GRIGI	CALCARE MASSICCIO DEL MONTE NERONE	
			SINEMURIANO Sinem. inf. / Lotaringiano	Raricostatum Oxynotum Obtusum Turneri	SINEMURIANO Sinem. inf. / Lotaringiano	Valvulinidae Nodosariidae e Echinodermata	CALCARE MASSICCIO "B"		
PALEOPIATTAFORMA	CALCARE MASSICCIO DEL BURANO	"noduli algali"		Semicostatum Bucklandi		Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia piae	CALCARE MASSICCIO "A"		PALEOPIATTAFORMA
		Echinodermata e spicole di Spugne	HETTANGIANO	Angulata Liasicus Planorbis	HETTANGIANO	Valvulinidae e Rivulariaceae			

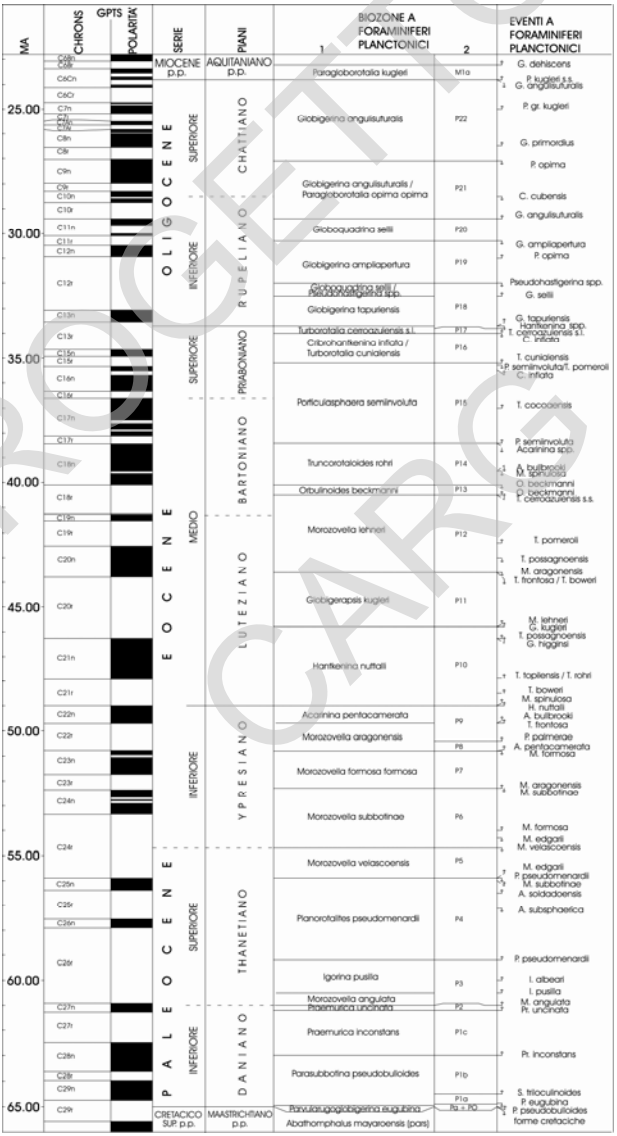
PROGETTO GARG

Tab. 2 - *Schema stratigrafico del Cretacico. Magnetostratigrafia (GPTS) da* GRADSTEIN *et al. (1994; 1995);* CANDE & KENT *(1995). Biocronologia da* BRALOWER *et al. (1995); da* OGG *et al. (1991); da* PREMOLI SILVA & SLITER *(1995). Cronostratigrafia da* RAWSON *et al. Eds. (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a calpionelle da* MICARELLI *et al. (1977), in parte modificate; biozone a foraminiferi planctonici da* CENTAMORE *et al., (1986) in parte modificate. Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*



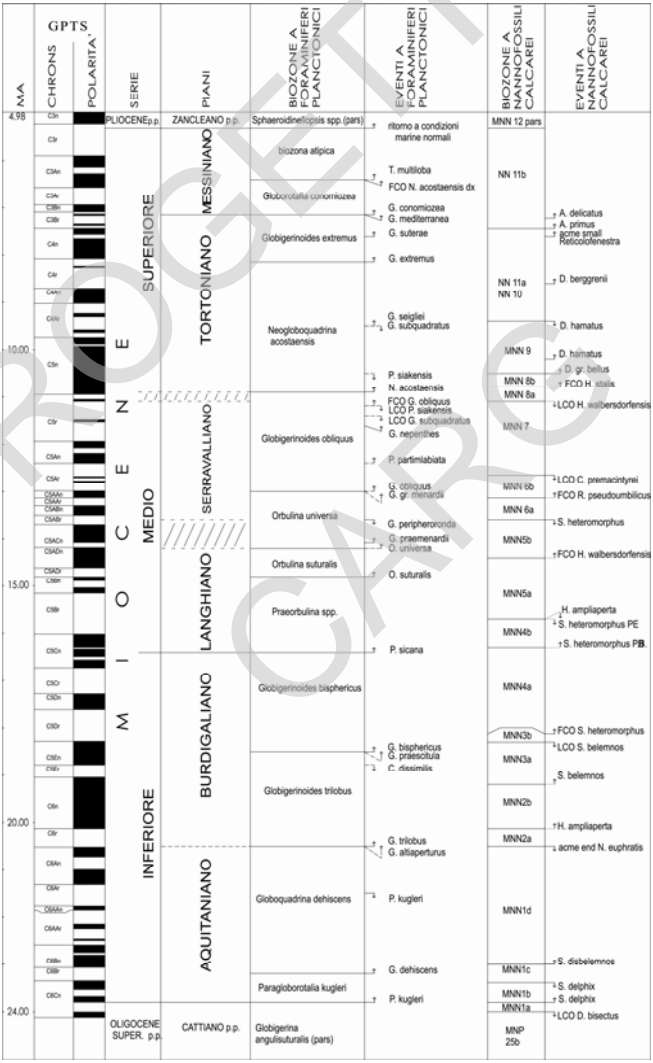
PROGETTO CARG

Tab. 3 - *Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* BERGGREN *et al. (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 al. (1995). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*



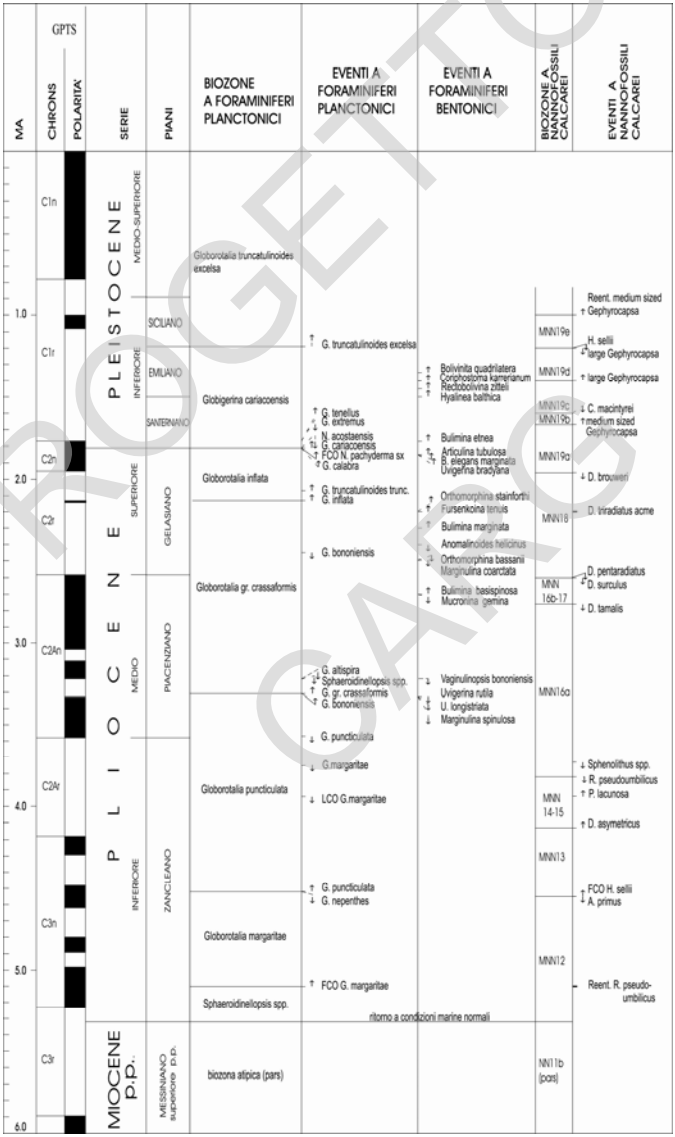
PROGETTO CARG

Tab. 4 - *Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* BERGGREN *et al. (1995);* MONTANARI *et al., Eds. (1997);* SPROVIERI *et al. (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da* MICARELLI & POTETTI *(1985) in parte modificate. Biozone a nannofossili calcarei da* FORNACIARI & RIO *(1996) per il Miocene inferiore; da* FORNACIARI *et al. (1996) fino al Tortoniano inferiore; da* MARTINI *(1971) fino al Messiniano con eventi supplementari di* NEGRI *et al. (1999). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti. PB = Paracme Beginning; PE = Paracme End.*



PROGETTO CARG

Tab. 5 - *Schema stratigrafico del Pliocene-Pleistocene inferiore. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT *(1995). Biocronologia da* SPROVIERI *(1993). Biozone a nannofossili calcarei da* RIO *et al. (1990). Biozone a foraminiferi planctonici da* CANTALAMESSA *et al. (1986a). Cronostratigrafia da* RIO *et al. (1994). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*



PROGETTO CARG

2. - SUCCESSIONE MARINA – DEPOSITI CALCAREO-MARNOSI

Le unità deposte in ambiente marino e cartografate appartengono alla Successione Umbro-Marchigiana che, in quest'area, è rappresentata sia dai termini pelagici giurassico-paleogenici (angolo sud-occidentale del foglio) che dai termini terrigeni miocenici e plio-pleistocenici.

La descrizione delle unità segue l'ordine deposizionale, dai terreni più antichi a quelli più recenti.

La successione giurassica affiorante nel Foglio Jesi è caratterizzata, alla base, dal Calcare Massiccio (Calcare Massiccio del Monte Nerone di CENTAMORE *et al*., 1972; 1975) e, superiormente, si differenzia in una "Successione completa" e in una "Successione condensata". In contesti particolari si hanno "Successioni composte" (CENTAMORE *et al*., 1971) che indicano sedimentazione in aree di transizione tra paleorilievi e bacini.

Nella "Successione completa" le litofacies hanno caratteri abbastanza uniformi. Lo spessore totale non è stimabile, in quanto non affiorano tutti i termini che le costituiscono; tuttavia, sulla base degli affioramenti esistenti e in analogia con le aree limitrofe, si può ritenere che esso non sia inferiore a 400 metri.

Per ciò che riguarda la "Successione condensata", nell'area del foglio essa si presenta essenzialmente calcarea, con spessori molto ridotti (circa 30 m) e con probabile presenza di lacune stratigrafiche che, probabilmente, si estendono dal Bajociano superiore al Kimmeridgiano inferiore p.p.

Le "Successioni condensate" si sono depositate sul CALCARE Massiccio in zone strutturalmente elevate ("Piattaforma pelagica" di SANTANTONIO, 1993; 1994) rispetto alle aree deposizionali, relativamente più depresse, nelle quali si sono sedimentate le "Successioni complete".

Lo schema dei rapporti stratigrafici delle unità riconosciute è illustrato in Fig. 1.

2.1. - SUCCESSIONE GIURASSICA CONDENSATA

2.1.1. - *Calcare Massiccio (cf. Calcare Massiccio del M. Nerone, Auct.)* (**MAS**) – Hettangiano-Carixiano p.p.

Costituisce l'unità più antica della successione locale e non ne affiora il limite inferiore**.** L'affioramento maggiore è localizzato nella Gola della Rossa (angolo SW del foglio); gli altri si trovano a M.te Revellone, lungo il Fosso della Grotta ed a Precicchie. Essi sono interessati da un'intensa deformazione

PROGETTO CARG

tettonica al punto che, spesso, risulta difficoltoso riconoscere l'assetto geometrico della successione. La formazione è presente con le tipiche facies note in letteratura ed è caratterizzata da strati carbonatici massivi. Nella parte alta è stato distinto il Membro del Calcare Massiccio B (MAS1) in cui compaiono caratteristici orizzonti "oolitici", originatisi in condizioni deposizionali di elevata energia ambientale. Il Calcare Massiccio, che corrisponde al *Calcare massiccio A* di CENTAMORE (1971) e al *Calcare massiccio a ciclotemi* di COLACICCHI & PIALLI (1969), COLACICCHI *et al.* (1970) e PIALLI (1971), è organizzato in cicli plurimetrici, ognuno indicante un ambiente oscillante tra il subtidale poco profondo ed il sopratidale. Il Membro del Calcare Massiccio B corrisponde, invece, al *Calcare massiccio B* di CENTAMORE *et al. (*1971) e alla *Barra oolitica* di COLACICCHI & PIALLI (1974).

Nelle zone interessate da intense deformazioni tettoniche, o da cattive condizioni d'esposizione, non è possibile definire correttamente i limiti tra i due membri poiché è spesso impossibile riconoscere tessitura e strutture sedimentarie.

Il Calcare Massiccio è costituito da calcari biancastri granulo-sostenuti in strati massicci, con intercalazioni di calcari color nocciola prevalentemente fango-sostenuti, in strati medio-sottili, con strutture riferibili ad ambiente peritidale. L'unità affiora con il suo maggior spessore nella zona di Monte Murano; qui la presenza di faglie non permette, tuttavia, una precisa valutazione dello spessore che, comunque, è pari o superiore a 500-600 m. L'associazione microfaunistica è costituita da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Rivularia piae* (FROLLO), *Siphovalvulina sp., Ammobaculites sp., Trocholina sp.*; nella parte superiore del membro compaiono *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) e *Glomospira sp.* L'associazione è riferibile alla Biozona a *Valvulinidae-Rivulariaceae* e Biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus-Rivularia piae*. L'età del Calcare Massiccio è Hettangiano - Sinemuriano inferiore p.p.

Il Membro del Calcare Massiccio B è caratterizzato da calcari biancastri, granulo-sostenuti, con piccoli ooidi e fine biodetrito, in strati medi, talora poco cementati e con spessore di circa 50 m. Questo membro oolitico è ben riconoscibile e cartografabile nel solo affioramento di Pian Molino.

I caratteri illustrati denotano che i termini di questa unità si sono depositati in un ambiente caratterizzato da alta energia e da una comunicazione diretta con il mare aperto; queste condizioni possono verificarsi alla sommità degli alti strutturali isolati nel bacino pelagico, appena formatisi in relazione ai momenti iniziali della fase distensiva giurassica ed ancora produttori di carbonato. Livelli oolitici, a luoghi scarsamente cementati, si rinvengono anche nella

PROGETTO CARG

porzione medio-superiore del Calcare Massiccio, come documentabile a ovest di Monte Murano, immediatamente al di fuori dell'area del foglio (circa 500 m). L'associazione paleontologica riscontrata nel Membro del Calcare Massiccio B è costituita da frammenti di Mollusca, Echinodermata, alghe calcaree, *Siphovalvulina sp*., *Glomospira sp*., *Nodasaria sp*., *Lenticulina sp*. e spicole di Porifera (limitatamente alla parte superiore del membro). L'associazione indica la Biozona a *Valvulinidae, Nodosariidae e Echinodermata* riferibile al Sinemuriano inferiore p.p.–Carixiano p.p.

Il Calcare Massiccio affiora con elevati spessori, la cui entità complessiva è mal valutabile per la presenza di numerose dislocazioni tettoniche che impediscono misure stratimetriche precise. Lo spessore della formazione può essere tuttavia stimato almeno pari a 600-700 m.

Da segnalare la possibilità di una silicizzazione parziale del Calcare Massiccio in zone di contatto con i Calcari Diasprigni, ai margini degli alti strutturali, come ad es. a Monte Murano e in località Precicchie.

Il contatto sommitale del Calcare Massiccio con le successioni condensate è piuttosto netto. Nelle unità sovrastanti, infatti, scompaiono le facies d'ambiente tidale e lagunare, si ha una rapida diminuzione della frazione granulare e della porosità, con prevalenza di facies micritiche e compare una sottile stratificazione. Anche la biofacies cambia rapidamente con la scomparsa degli altri organismi produttori di carbonato di calcio in ambiente neritico e la diffusione d'organismi pelagici (Ammoniti). In tutta l'area non sono osservabili contatti stratigrafici tra il Calcare Massiccio e le unità della successione completa in quanto essi sono sempre di natura tettonica.

2.1.2. - *Guppo del Bugarone* **(BU**) - Carixiano p.p.-Titoniano inferiore

La successione mappata come Gruppo del Bugarone corrisponde alla *Formazione del Bugarone* di CENTAMORE *et al*. (1972). CENTAMORE *et al.* (1971) distinguono, dal basso verso l'alto, quattro membri: (1) *calcari stratificati grigi*, (2*) calcari nodulari con marne verdi*, (3) *calcari nodulari nocciola*, (4) *calcari nodulari ad Aptici*. Questi membri corrispondono rispettivamente alle seguenti unità di CECCA *et al*. (1990): (1) *Corniola–equivalente*, (2) *Rosso ammonitico–equivalente*, (3) *Bugarone inferiore e* (4) *Bugarone superiore.* Lo spessore medio della formazione si aggira sui 30 m. Considerata l'equivalenza delle unità di CECCA et al. (1990) con le unità bacinali della Succeccione Giurassica Completa si è preferito riconsiderare la Formazione del Bugarone come Gruppo del Bugarone.

PROGETTO CARG

Il Gruppo del Bugarone è costituito da calcari e calcari marnosi nodulari a cui si associano, in genere nella parte mediana, marne e marne calcaree verdastre a stratificazione irregolare con giunti ondulati o di tipo stilolitico; l'unità è ricca in fossili (ammoniti, brachiopodi, aptici, belemniti, crinoidi, etc.). Il migliore affioramento di questo gruppo si trova al tetto del Calcare Massiccio nella zona di Pian Molino mentre altri affioramenti, di estensione più limitata, si hanno presso Colle Stripparelli, Monte Revellone, Castelletta e Precicchie. In queste zone, tuttavia, non sempre è stato possibile riconoscere i membri suddetti a causa delle esposizioni non favorevoli.

Nella parte inferiore dell'unità l'associazione paleontologica è costituita da *Agerina martana* (FARINACCI), *Involutina liassica* (JONES), *Globochaete alpina* (LOMBARD), Nodosariidae, Ostracoda, Echinodermata, spicole di Porifera, piccoli Gastropoda, Radiolaria; nella parte media l'associazione è meno diversificata e risulta costituita, in prevalenza, da *Posidonia-Bositra*, *Globuligerina* sp., Ostracoda e Radiolaria; nella parte superiore l'associazione è nuovamente più ricca ed è costituita da *Saccocoma sp*., Aptychus sp., Nodosariidae, Radiolaria, spicole di Porifera, Calcisphaerulidae. Tra i macrofossili tipici sono abbondantissimi ammoniti ed aptici. L'insieme delle associazioni permette di riferire il Gruppo del Bugarone alle Biozone: "*Agerina martana e Involutina liassica*", "*Abbondante Posidonia–Bositra" e "Globuligerina*–lacuna ("*Main gap*") – a "*Resti organici spatizzati"* e "*Colomisphaera, Saccocoma e Aptychus"*. L'età, pertanto, è Carixiano p.p. – Titoniano inferiore (con lacuna estesa dal Bajociano superiore al Kimmeridgiano inferiore p.p.).

Localmente, nella zona compresa tra Colle Stripparelli e Sassi Rossi, intercalati nella successione sopra descritta, si rinvengono un livello marnoso nodulare e un livello calcareo–selcifero equivalenti, rispettivamente, al Rosso Ammonitico (**RSA**) e ai Calcari diasprigni (Membro **CDU1**) delle "Successioni complete". Lo spessore del Gruppo del Bugarone è, in questi casi, maggiore e può raggiungere i 50 m.

Situazioni di questo tipo ("Successioni ridotte" di COLTORTI & BOSELLINI, 1980 e GALDENZI, 1988) si osservano solo localmente e vi si riconoscono, dal basso verso l'alto, i seguenti intervalli:

(1) Calcari micritici grigi (corrispondenti ai Calcari stratificati grigi di CENTAMORE *et al*., 1971 ed alla Corniola equivalente di CECCA *et al*., 1990). Sono tipicamente nodulari, ricchi in fossili, con sottili intercalazioni argillose e noduli piritici.

(2) Calcari marnosi nodulari e argille marnose rossastre o verdastre dello spessore di alcuni metri, cartografate come Rosso Ammonitico.

PROGETTO SAPO

(3) Calcari micritici nocciola (corrispondenti ai Calcari nodulari nocciola di CENTAMORE *et al*., 1971 ed al Bugarone inferiore di CECCA *et al.*, 1990). Essi sono rappresentati da litofacies calcaree con interstratificazioni argillose e Posidonie sparse.

(4) Calcari selciferi equivalenti ai Calcari Diasprigni, con spessori inferiori ai 20 m. Questo livello corrisponde in parte alla lacuna stratigrafica sopra citata presente nel Gruppo del Bugarone.

(5) Calcari ad Aptici (corrispondenti ai Calcari nodulari ad Aptici di CENTAMORE *et al*., 1971 ed al Bugarone superiore di CECCA *et al*., 1990). Essi costituiscono il tetto della formazione: presentano colorazioni chiare, abbondante contenuto in fossili, con *Saccocoma* ed aptici, resti di echinodermi e di molluschi. Sono presenti ricche faune ad ammoniti.

I termini del Gruppo del Bugarone poggiano, con contatti sostanzialmente concordanti, sul Calcare Massiccio ed esprimono una sedimentazione in zone strutturalmente elevate rispetto alle aree deposizionali delle successioni complete ("Piattaforma pelagica" di SANTANTONIO, 1993; 1994). I casi in cui compaiono le *facies* contenenti il livello marnoso e quello calcareo-selcifero sono riferibili a zone paleogeograficamente più ribassate di paleorilievi basculati (assimilabili al 2° tipo di "Piattaforma pelagica" di SANTANTONIO (1994).

Il passaggio alla sovrastante Maiolica appare piuttosto netto anche se, nel dettaglio, può risultare difficoltosa la localizzazione del limite su base puramente litologica. In realtà si assiste ad una rapida diminuzione del contenuto bioclastico, con passaggio a facies micritiche biancastre. Il limite superiore è stato pertanto posto in corrispondenza dei primi strati calcarei micritici (tipici della "Maiolica"), con associate anche facies nodulari, dove scompaiono i calcari a ricco contenuto bioclastico con Saccocoma ed Aptici.

Nell'area del foglio Jesi sono anche presenti alcuni termini riferibili alle "Successioni composte", costituite da litotipi caratteristici delle "Successioni condensate" e sormontati da unità bacinali. Queste tuttavia si osservano soltanto nel versante Nord di Monte Murano, dove sottili facies micritiche della "Successione condensata" ricoprono il Calcare Massiccio e sono sormontate dalle unità bacinali della "Successione completa". A causa del loro esiguo spessore, questi depositi non sono cartografabili. Altri piccoli corpi a facies calcaree condensate sono presenti in discordanza sul Calcare Massiccio, in corrispondenza di paleoscarpate tettoniche, in zone in cui non è osservabile la parte superiore della successione giurassica.

2.2. - SUCCESSIONE GIURASSICA COMPLETA

PROGETTO CARG

Le due unità più antiche al di sopra del Calcare Massiccio, riferibili alla "Successione completa" giurassica, affiorano solo occasionalmente nell'ambito del Foglio Jesi. Sia la Corniola che il sovrastante Rosso Ammonitico sono, infatti, osservabili solo in minuscoli affioramenti (a sud di Castelletta, al confine con il sottostante Foglio Tolentino) e non sono mappabili. Qui la Corniola mostra le tipiche caratteristiche note in letteratura ed è, infatti, costituita da calcari micritici con letti di selce; il Rosso Ammonitico è rappresentato da marne rossastre nodulari.

Il limite Corniola-Rosso Ammonitico non è osservabile, come pure il limite tra il Rosso Ammonitico e i sovrastanti Calcari a Posidonia.

L'unico affioramento di Rosso Ammonitico mappabile è ubicato presso Colle Stripparelli, entro il Gruppo del Bugarone, a cui si rimanda per la discussione.

2.2.1. - *Calcari a Posidonia* (**POD**) **-** Toarciano superiore p.p.-Bajociano inferiore

Questa formazione è costituita da calcari biancastri, più marnosi e talvolta rossastri alla base, a luoghi ricchi di gusci di lamellibranchi pelagici. La selce può essere presente nella parte basale dell'unità ma è più frequente in quella sommitale. Sono stati riscontrati solo due affioramenti: uno, di limitata estensione, a sud di Castelletta (ove affiora anche il Rosso Ammonitico) e l'altro, un po' più esteso, sul versante nord di M. Murano. Essi sono caratterizzati da calcari selciferi biancastri, con sparse Posidonia, regolarmente stratificati e sono privi di litofacies marnose. Il passaggio ai sovrastanti Calcari Diasprigni, non sempre definibile in maniera inequivocabile, è di tipo transizionale ed è stato posto in corrispondenza dell'aumento della frazione silicea e della comparsa di colorazioni verdastre. Lo spessore dei Calcari a Posidonia è stato stimato in circa 40 metri.

L'associazione paleontologica è costituita quasi esclusivamente da resti di *Posidonia-Bositra*, talora accompagnati da *Globochaete alpina* LOMBARD e Ostracoda che si inquadra nella Biozona a *Posidonia-Bositra* "*concentrici*" e nella Biozona a *Posidonia-Bositra*.

2.2.2. - *Calcari Diasprigni* (**CDU**) - Bajociano superiore-Titoniano inferiore

Nell'area del foglio si hanno numerosi piccoli affioramenti di questa formazione che è costituita da calcari silicei grigio verdastri o verdastri e di

PROGETTO CARG

aspetto granulare. Il contenuto siliceo risulta massimo nella parte mediana della formazione. Verso l'alto la sedimentazione ritorna ad essere più calcarea e le facies si differenziano anche per la comparsa di un più ricco contenuto bioclastico (livello con Aptici e Saccocoma). L'unità è stata suddivisa, quando possibile, in due membri:

2.2.2.1. - M e m b r o s e l c i f e r o (**CDU1)** (Membro inferiore).

Calcari silicizzati e calcari grigio-verdastri o rossastri d'aspetto granulare, in strati da sottili a medi, con selce varicolore in liste e noduli, più diffusa verso l'alto e con uno spessore che si aggira sui 50-60 m. L'associazione paleontologica è inizialmente costituita da *Posidonia-Bositra* e Radiolaria e, nella parte superiore, da soli Radiolaria. Il membro è riferibile alla Biozona a *Posidonia-Bositra e Radiolaria* e Biozona a *Radiolaria*. L'età è Bajociano superiore – Kimmeridgiano inferiore p.p.

2.2.2.2. – M e m b r o d e i c a l c a r i a s a c c o c o m a e a p t i c i (**CDU2**) – (Membro superiore).

E' costituito da calcari selciferi, a luoghi biodetritici, spesso ricchi in aptici, di colore grigio verde e, talora, rossastro in strati medi e sottili. In questo membro sono quindi comprese le facies calcaree selcifere, bioclastiche, del tetto della formazione. Lo spessore è circa 20 m. Nella zona di Precicchie, il membro superiore è costituito da un orizzonte calcareo mal stratificato, non selcifero, affine a coevi depositi segnalati da GALLUZZO & SANTANTONIO (1994).

Il contenuto paleontologico è inizialmente costituito da *Saccocoma* sp. e Radiolaria ai quali si aggiungono, superiormente, Echinodermata, Nodosariidae e frequente Calcisphaerulidae e, nei livelli sommitali, *Chitinoidella* sp. Biozona a *Radiolari e Saccocoma* e biozona a *Colomisphaera e Saccocoma*. L'età è Kimmeridgiano inferiore p.p. – Titoniano inferiore.

Lo spessore della formazione non è direttamente valutabile ma è stato stimato in circa 80 m, in analogia con le aree limitrofe, anche se è possibile che esistano variazioni locali causate dalla tettonica sinsedimentaria. Abbastanza comuni, nell'area, sono i contatti diretti dei Calcari Diasprigni sul Calcare Massiccio. Nella zona di Precicchie si hanno interposizioni di megabrecce (GALDENZI, 1986) rappresentative di una zona di scarpata tettonica giurassica. Nella zona di M. Murano il contatto è stato descritto da GALLUZZO &

PROGETTO CARG

SANTANTONIO (1994) come sub-para-concordante al tetto del Calcare Massiccio, tramite un'estesa lacuna sedimentaria.

In precedenti studi (COLTORTI, 1980; GALDENZI, 1986; 1988), condotti nella medesima area, era stato invece segnalato l'appoggio della successione bacinale contro una scarpata.

Il passaggio alla Maiolica è di tipo transizionale ed è caratterizzato dalla diminuzione del contenuto di silice, dalla comparsa di caratteristiche micriti con noduli di selce e dal passaggio da colorazioni grigio-verdastri a colorazioni biancastre. Anche la biofacies cambia, con la scomparsa delle ricche faune a Saccocoma, radiolari ed Aptici, che caratterizzano la parte sommitale dei Calcari Diasprigni.

2.3. - SUCCESSIONE GIURASSICA –MIOCENICA

2.3.1. - *Maiolica* (**MAI**) - Titoniano superiore-Aptiano inferiore p.p.

Questa formazione conclude la sedimentazione giurassica e, nell'area del Foglio Jesi, presenta caratteristiche sostanzialmente comuni a quelle descritte in letteratura per altre aree.

Essa è costituita da calcari micritici biancastri ben stratificati, in strati medi (raramente sottili), con liste e noduli di selce scura (grigia e nerastra, che tuttavia può mancare dove l'unità poggia sui termini della successione giurassica condensata), a cui s'intercalano sottili e rari livelli pelitici, via via più frequenti e più spessi verso l'alto, dove si osservano livelli bituminosi. Anche per la Maiolica le osservazioni sono parziali a causa delle pessime condizioni di esposizione. Gli affioramenti sono limitati e discontinui a causa, soprattutto, della intensa fratturazione e deformazione tettonica.

Lo spessore della formazione, pertanto, non è direttamente misurabile; tuttavia, una stima di circa 350-400 m al di sopra delle successioni complete appare verosimile anche in analogia con le aree limitrofe. Spessori inferiori sono stati invece valutati in presenza di successioni giurassiche condensate.

Il limite superiore della formazione, in accordo con le indicazioni di letteratura, è stato posto al tetto dell'ultimo strato micritico biancastro contenente selce nerastra.

Nella parte inferiore della formazione si riscontra una ricca microfauna a Calpionellidae, mentre la parte media e superiore è caratterizzata da un'associazione a Radiolaria con piccoli foraminiferi planctonici che progressivamente aumentano di frequenza. Nella parte superiore della

PROGETTO CARG

formazione è noto un orizzonte-guida ("Livello Faraoni" *Auct.)* contenente abbondanti ammoniti. Quest'orizzonte è stato attribuito all'Hauteriviano terminale sulla base di *Pseudothurmannia cotulloi* (PARONA).

Le forme più comuni dell'associazione faunistica sono: *Saccocoma* sp. (solo nei livelli basali), Ammonoidea, Gastropoda (particolarmente frequenti nella parte basale della Maiolica delle successioni condensate), *Aptychus* sp., Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria* spp., *Tintinnopsella carpathica* (MURG & FIL), *Calpionella alpina* LORENZ, *Remaniella* spp., *Calpionella elliptica* (CADISCH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Cs. oblonga* (CADISCH), *Praecalpionellites murgeanui* (POP), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Hedbergella* spp., *Globigerinelloides blowi* (BOLLI). Quest'associazione permette di riferire la Maiolica all'intervallo che si estende dalla Biozona a *Crassicollaria* a gran parte della Biozona a *Globigerinelloides blowi* (BOLLI).

2.3.2. - *Marne a Fucoidi* (**FUC**) **-** Aptiano inferiore p.p.-Albiano superiore p.p.

Anche quest'unità è presente in affioramenti discontinui, a causa delle dislocazioni tettoniche. Le litofacies principali sono costituite da marne e marne argillose policrome (con colorazioni verdastre e rosso vinaccia) nella parte inferiore che, verso l'alto, passano ad alternanze di calcari marnosi, marne calcaree e marne argillose, contenenti rari livelli di selce verdastra. Nella parte basale è presente lo "Strato-guida Selli" (COCCIONI *et al*., 1987), che ha una estensione bacinale e che potrebbe costituire, una volta assunto come tale, l'elemento fisico di riferimento per ubicare il limite inferiore di questa formazione. Il "Livello Selli" si colloca, infatti, a circa 2 m al di sopra dell'ultimo strato contenente selce nera in corrispondenza del quale, come ricordato, è posto in letteratura il limite Maiolica-Marne a Fucoidi. Lo spessore delle Marne a Fucoidi può essere valutato in circa 50 m anche se, in alcune località, gli spessori affioranti sono più ridotti, probabilmente per cause tettoniche. Il limite superiore dell'unità è stato posto in corrispondenza della comparsa di selce rosata diffusa.

Relativamente al contenuto fossilifero, le forme più significative, in ordine stratigrafico, sono: *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *Leopoldina cabri* (SIGAL), *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella gorbachikae* LONGORIA, *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. roberti* (GANDOLFI), *T. primula* (LUTERBACHER), *Hedbergella rischi* MOULLADE, *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), *Hedbergella simplex* (MORROW), *Biticinella*

PROGETTO CARG

breggiensis (GANDOLFI), *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI), *R. ticinensis* (GANDOLFI), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Pertanto l'unità è riferibile all'intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Globigerinelloides blowi* alla parte inferiore della Biozona a *Rotalipora appenninica*.

2.3.3. - *Scaglia Bianca* (**SBI**) - Albiano superiore p.p.-Turoniano inferiore p.p.

Si tratta di una unità calcarea e calcareo-marnosa, con selce, il cui spessore complessivo è stato valutato in circa 60 m. La formazione caratterizza numerosi piccoli affioramenti della "dorsale calcarea" ubicata nei settori sud-occidentali del foglio. Alla scala 1:10.000 questa formazione è suddivisibile in due litofacies che, alla scala 1:50.0000, sono state accorpate. La *Litofacies inferiore* è costituita da calcari marnosi biancastri, con selce rosata, a cui si intercalano sottili livelli marnosi di colore verdastro; lo spessore è circa 30 m. La *Litofacies superiore* è caratterizzata da calcari micritici e calcari marnosi con selce nerastra. Anche in questo caso lo spessore è di circa 30 m ed il limite tra le due litofacies è stato posto in corrispondenza della comparsa di selce nerastra. Nella parte sommitale della formazione, in prossimità del passaggio alla sovrastante Scaglia Rossa, è presente lo "Strato guida Bonarelli" (*Auct.*) che rappresenta un orizzonte-*marker* presente in tutto il Bacino Umbro-Marchigiano. Anche per questo *marker* si possono avanzare, in termini di limite formazionale, considerazioni analoghe a quelle prima esposte per il "Livello Selli".

Il limite con la sovrastante Scaglia Rossa è stato posto al passaggio da calcari biancastri con selce nerastra, a calcari rosati (o biancastri) con selce rossastra.

In tutta la formazione si ha una ricca e diversificata associazione a foraminiferi planctonici tranne che nell'intervallo comprendente il livello "Bonarelli" dove questi sono scarsi o assenti. Per contro, i radiolari sono particolarmente frequenti in corrispondenza del livello suddetto, dove si rinvengono anche resti di pesci. I bioeventi più significativi sono: la scomparsa di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) e di *Ticinella* spp. alla base; la comparsa in ordine stratigrafico di *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) e di *R. reicheli* MORNOD (sempre rare e discontinue), di *R. cushmani* (MORROW), di *Dicarinella algeriana* (CARON); l'aumento di frequenza di Heterohelicidae; la scomparsa di *Rotalipora* spp., di *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW) e la comparsa di *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, rispettivamente sotto e sopra il

PROGETTO CARG

“Livello Bonarelli”, al tetto dell’unità. L’associazione permette di riferire la *Scaglia Bianca* all’intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Rotalipora appenninica* alla Biozona a *Whiteinella archaeocretacea.*

2.3.4. - *Scaglia Rossa* (**SAA**) - Turoniano inferiore p.p.-Luteziano p.p.

Questa formazione, ben nota in letteratura, presenta caratteristiche relativamente omogenee a scala bacinale e la sua distinzione in membri è nota in letteratura da molti anni anche se sono stati utilizzati approcci diversi che hanno portato ad una differente suddivisione litostratigrafica.

Generalmente in contatto tettonico con le formazioni sottostanti, l’unità si presenta in affioramenti poco continui, per effetto delle dislocazioni tettoniche. Sono comunque osservabili discrete esposizioni che consentono una ricostruzione sufficientemente dettagliata delle caratteristiche litostratigrafiche della formazione. Essa presenta, inoltre, caratteristiche localmente variabili ed è spesso decolorata; in questi casi può risultare difficoltosa la distinzione dalla sottostante Scaglia Bianca. Di qualche utilità, in questo caso, possono risultare le tracce di colorazione originaria conservate nella selce. Lo spessore complessivo della formazione non supera i 200 m. La stratificazione è spesso obliterata dalle intense deformazioni tettoniche e difficilmente riconoscibile mentre, nei rari affioramenti meno "disturbati", gli strati si presentano da sottili a medi, con frattura concoide e con intercalazioni marnose di colore grigiastro.

Nell’area del Foglio Jesi, la suddivisione della formazione in tre membri è apparsa la più applicabile in relazione, soprattutto, all’effettivo riscontro litostratigrafico osservabile sul terreno. Per motivi grafici i membri della formazione non sono stati visualizzati nelle sezione geologica C-C’.

2.3.4.1. - Membro inferiore (**SAA1**)

E’ costituito da calcari e calcari marnosi rosati e stratificati, con selce rossa; lo spessore degli strati è generalmente di pochi decimetri.

Lo spessore complessivo del membro non supera i 50 m e il passaggio a quello superiore è graduale.

2.3.4.2. - Membro intermedio (**SAA2**)

PROGETTO CARG

E' prevalentemente calcareo (calcari rosati) e con intercalazioni calcarenitiche nella parte bassa mentre contiene, nella parte alta, caratteristici livelli marnosi rossastri che diventano ancora più scuri nella parte superiore; da evidenziare, inoltre, la sistematica assenza di selce.

Lo spessore del membro può essere considerato di circa 110 m.

2.3.4.3. - Membro superiore (**SAA3**)

E' costituito da calcari e calcari-marnosi rossastri (talora biancastri) con selce rossa. In tutta l'area si presenta con spessori molto ridotti ed in alcune località potrebbe risultare addirittura assente. Le colorazioni omogenee e rossastre della selce risultano più scure rispetto a quelle presenti nel membro inferiore. Lo spessore ridotto (massimo 40 m) e le similitudini litologiche con la sovrastante Scaglia Variegata rendono molto difficoltoso il posizionamento del limite tra queste due unità.

L'associazione a foraminiferi planctonici riscontrata nella Scaglia Rossa può essere suddivisa in due distinti intervalli. Il passaggio tra questi si verifica nella parte alta del Membro intermedio, in corrispondenza del limite Cretacico/Terziario. Le forme più significative dell'intervallo inferiore, in ordine stratigrafico, sono: *Helvetoglobotruncana helvetica (*BOLLI*), Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL), *Hedbergella flandrini* PORTHAULT, *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), *Globigerinelloides bollii* PESSAGNO, *Archaeoglobigerina spp., Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Dicarinella asymetrica* (SIGAL), *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globigerinelloides prairiehillensis* PESSAGNO, *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Contusotruncana sp., Laeviheterohelix sp., Radotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncanella spp., Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita conica* (WHITE), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Gansserina spp., Abathomphalus mayoroensis* (BOLLI). Nell'intervallo siuperiore le forme più importanti sono *Parvulorugoglobigerina spp., Parasubbotina pseudobulloides* PLUMMER, *Subbotina triloculinoides* PLUMMER, *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA), *Morozovella uncinata* BOLLI, *Morozovella angulata* WHITE, *Igorina pusilla* (BOLLI), *Morozovella aequa* CUSHMAN & RENZ, *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *Morozovella formosa* (BOLLI), *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina bullbrooki*

PROGETTO CARG

(BOLLI), *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Hantkenina sp.*, *Truncorotaloides rohri* (BRÖNNIMANN & BERMUDEZ), *Truncorotaloides cf. topilensis* CUSHMAN.

L'associazione sopra riportata permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla Biozona a *Helvetoglobotruncana helvetica* alla parte inferiore della Biozona a *Hantkenina nuttalli*.

2.3.5. - *Scaglia Variegata* (**VAS**) - Luteziano p.p.-Bartoniano p.p.

In continuità stratigrafica con l'unità precedente, questa formazione presenta litofacies abbastanza peculiari rispetto a quelle che, di norma, la caratterizzano nell'area umbro-marchigiana. Solitamente, infatti, si tratta di alternanze policrome di litofacies calcaree e calcareo-marnose (GUERRERA *et al.*, 1987; PARISI *et al.*, 1988).

Negli affioramenti riscontrati nel Foglio Jesi la Scaglia Variegata, oltre che dalle litofacies suddette, è costituita, soprattutto nella zona di Serra S. Quirico e in prossimità del contatto con le unità Plioceniche, da calcari biancastri con selce nerastra; in certi casi, si possono osservare alternanze di calcari o calcari marnosi biancastri e rossastri, contenenti selce nerastra e rossastra, anche sotto forma di grossi noduli. La presenza di selce, di norma assente nelle successioni più settentrionali dell'area marchigiana (GUERRERA *et al.*, 1987), è stata già segnalata in aree meridionali (CENTAMORE *et al.*, 1986). Le caratteristiche locali della formazione rendono difficile la definizione, sul terreno, del limite con l'unità sottostante. Questa definizione è ulteriormente complicata dalla presenza, alla base della Scaglia Variegata, di frequenti deformazioni sinsedimentarie. Lo spessore totale della formazione, di difficile valutazione, è stimato in almeno 40-60 m.

Il limite superiore con la sovrastante Scaglia Cinerea, è stato posto alla comparsa delle caratteristiche litofacies marnose grigio-verdastre, tipiche della base della Scaglia Cinerea.

L'associazione a foraminiferi planctonici è abbastanza ricca. La parte inferiore della formazione è caratterizzata da un'alta frequenza del genere *Acarinina* con *A. bullbrooki* (BOLLI), sempre ben rappresentata; a cui segue un aumento di frequenza dei generi *Globigerapsis* (per lo più *G. kugleri* BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) e *Truncorotaloides* (*T. rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ e *T. topilensis* (CUSHMAN). *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN) risulta quasi sempre presente in tutta la formazione, mentre raramente si osservano le specie del genere *Hantkenina*. Nella parte sommitale diminuiscono di dimensioni e diventano sporadiche *A. bullbrooki* e *M.*

PROGETTO CARG

spinulosa, mentre sono comuni *Globigerapsis* e *Subbotina*. Gli eventi più significativi sono rappresentati dalla comparsa di *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) alla base, a cui fanno seguito la scomparsa di *Morozovella aragonensis* (NUTTALL) e le comparse di *Turborotalia pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI) e di *T. cerroazulensis* (COLE).

L'associazione sopra descritta permette di riferire la Scaglia Variegata all'intervallo che si estende dalla parte medio-superiore della Biozona a *Hantkenina nuttalli* a tutta la Biozona a *Orbulinoides beckmanni* e, forse, alla base della Biozona a *Truncorotaloides rohri.* L'incertezza dell'attribuzione biostratigrafica deriva dall'assenza di *Orbulinoides beckmanni*, che non permette di riconoscere il limite superiore della biozona omonima.

2.3.6. - *Scaglia Cinerea* (**SCC**) - Bartoniano p.p.-Aquitaniano p.p.

Questa formazione è costituita da un'alternanza di calcari marnosi, marne, marne argillose di colore prevalentemente grigio-verdastro. Nell'area del Foglio Jesi non si hanno buone esposizioni dell'unità che affiora, a tratti, solo ai fianchi della struttura di Monte S. Vicino; piccoli affioramenti, inoltre, si osservano in una zona strutturalmente depressa presso Castelletta. La stratificazione, quando riconoscibile, è evidenziata da strati sottili o medi. Lo spessore formazionale è valutabile in circa 150 m.

Il limite superiore con il sovrastante Bisciaro non è visibile in affioramento. Alla scala del Bacino Umbro-Marchigiano esso viene collocato alla base di un caratteristico livello bentonitico ocraceo, denominato "Livello Raffaello" (v. oltre).

Nella più meridionale area del limitrofo Foglio Tolentino, dove l'unità affiora con maggior continuità, l'associazione a foraminiferi planctonici permette di riferire la Scaglia Cinerea all'intervallo che si estende dalla biozona a *Truncorotaloides rohri* (p.p.?) a parte della biozona a *Globoquadrina dehiscens.*

2.3.7. - *Bisciaro* (**BIS**) - Aquitaniano p.p.-Burdigaliano superiore p.p.

Nell'ambito dell'area in esame un piccolo affioramento dell'unità è stato individuato presso la terminazione settentrionale della "dorsale" di Cingoli. Si tratta di calcari marnosi e marne grigio o grigio scure, con spessi strati vulcanoclastici di colorazione grigio chiara. La mancanza di buone esposizioni non ha permesso l'osservazione dei contatti basale e sommitale della

PROGETTO CARG

formazione; non è stata evidenziata la presenza di glauconite, generalmente presente, in altre aree, a certi livelli stratigrafici dell'unità. Lo spessore è stimato intorno a 50 - 60 m.

A scala del Bacino Umbro-Marchigiano questa formazione presenta una notevole variabilità delle litofacies, sia in senso verticale che areale e, soprattutto, delle litofacies vulcanogeniche che maggiormente la caratterizzano. L'importanza di questa formazione risiede soprattutto nella diffusa presenza di prodotti vulcanoderivati, penecontemporanei alla normale sedimentazione marina, a composizione da intermedia ad acida (sorgente magmatica di tipo calcalcalino) che derivano da una intensa attività vulcanica di tipo parossistico (archi vulcanici), generata in corrispondenza di un margine attivo (BALOGH *et al*., 1993; GUERRERA et al, 1998; SAVELLI et al., 2006, *cum bibl*.). Questi prodotti, inoltre, possono essere comparati con livelli simili e coevi presenti nell'Appennino settentrionale (DELLE ROSE *et al*., 1994a; 1994b) e in alcune catene peri-mediterranee (Maghreb, Cordigliera Betica, etc.) e costituire degli indicatori di importanti fasi vulcaniche collegate all'evoluzione geodinamica di queste catene (BALOGH *et al*., 1993; GUERRERA et al, 1998; SAVELLI et al.. 2006).

La base della formazione si fa coincidere (COCCIONI *et al*., 1992, *cum bibl*.) con il marker "Livello Raffaello", di estensione bacinale, chiaramente individuabile sul terreno. Il limite superiore con lo Schlier non è definibile per mancanza di affioramenti ma anche per difficoltà legate alla definizione di questo stesso limite. Anche a scala regionale, infatti, esso non è stato ancora definito in maniera rigorosa ed oggettiva. Un criterio che risulta prevalere sugli altri è costituito dalla scomparsa delle tipiche litofacies vulcanogeniche che caratterizzano il Bisciaro (DUBBINI *et al*., 1992).

Per quanto le osservazioni siano limitate ad un unico affioramento, è stato possibile stabilire che le microfaune sono per lo più costituite da abbondanti e mal conservati foraminiferi planctonici e da abbondanti radiolari e spicole di spugna concentrati nelle litofacies vulcanogeniche. Per quanto riguarda l'attribuzione biostratigrafica, in analogia con quanto noto in letteratura e dai risultati analitici emersi nel limitrofo Foglio Tolentino, essa è riferibile all'intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla parte inferiore della Biozona *Globigerinoides bisphericus.*

2.3.8. - *Schlier* (**SCH**) - Burdigaliano superiore p.p.-Messiniano inferiore p.p.

Questa formazione è caratterizzata da calcari marnosi biancastri, in strati

PROGETTO CARG

sottili, intercalati a prevalenti marne e marne argillose di colore grigiastro con stratificazione poco evidente.

Alla scala del Bacino Umbro-Marchigiano la sedimentazione di questa formazione è caratterizzata da un marcato diacronismo dell'età del tetto (lo Schlier più interno si arresta al Langhiano mentre, nelle aree più esterne, arriva sino al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore) e da un'ampia variabilità di facies, che si manifesta sia in senso longitudinale che trasversale (DUBBINI *et al*., 1992; DELLE ROSE *et al*., 1994a).

Le litofacies marnose e marnoso-argillose prevalgono in tutte le successioni e, ad esse, si associano litofacies marnoso-calcaree e calcareo-marnose (più frequenti nelle zone esterne) ed intercalazioni di calcareniti torbiditiche, che sono esclusive dei settori meridionali del bacino.

Le litofacies marnose sono caratterizzate da una prevalente componente pelagica, costituita da foraminiferi planctonici ben conservati e da minerali argillosi derivanti, spesso, da trasformazione di cenere vulcanica.

Per ciò che riguarda le difficoltà legate all'individuazione del limite inferiore della formazione si è già detto nella descrizione dell'unità precedente, mentre quello superiore non presenta problemi e lo si fa coincidere con il primo strato torbiditico silicoclastico che caratterizza, in settori via via più esterni, la tipica sedimentazione di avanfossa.

Nell'area del Foglio Jesi i più estesi affioramenti di Schlier sono presenti lungo la struttura di Cupramontana-Staffolo; un minuscolo affioramento è presente anche sul fianco orientale della dorsale del Monte San Vicino, presso S. Elia.

Nell'area di Staffolo lo Schlier affiora in un'ampia fascia a sud-ovest dell'abitato, ove le intercalazioni calcaree assumono una particolare rilevanza divenendo particolarmente frequenti ed anche considerevolmente spesse. Le marne sono sempre caratterizzate da un elevato contenuto fossilifero in foraminiferi planctonici. Nelle altre aree non si hanno buone sezioni naturali e gli affioramenti dell'unità sono mascherati da coltri d'alterazione; i litotipi più resistenti restano presenti come noduli tondeggianti nella massa inglobante argillosa.

La formazione è interessata da un intenso clivaggio che può mascherare l'originaria stratificazione. Quest'ultima, generalmente sottile, spesso non è visibile anche a causa dell'elevata degradabilità dei litotipi. Per questo motivo, oltre che per la scarsità di sezioni naturali e per la presenza spesso (zona di Staffolo) di numerose pieghe, non è facile riconoscere l'assetto geometrico della formazione, né sono determinabili gli spessori parziali e totali che, comunque, dovrebbero aggirarsi sui 250-350 m. Per i suddetti motivi, i rapporti stratigrafici con le altre unità non sono ben definibili.

PROGETTO CARG

Nell'area di Staffolo lo Schlier è di norma in contatto tettonico con la Formazione Gessoso-Solfifera. Solo nei pressi di Cupramontana è visibile la successione Schlier-Litofacies pelitico-arenitica di Colonnara (Formazione della Laga)-Formazione Gessoso-Solfifera, in cui i contatti tra le unità sono inconformi. Altrove, a ESE di C. Battaglia, sullo Schlier poggia, sempre con un limite inconforme, la Formazione Gessoso-Solfifera; poco più a E, al letto di un sovrascorrimento, lo Schlier passa, ancora con limite inconforme, alla Litofacies arenitica di Isola (Formazione della Laga).

ll limite superiore dello Schlier è stato posto alla base della prima arenite silicoclastica oppure alla comparsa di peliti fedite della sovrastante Formazione della Laga. Quando l'unità passa alla Formazione Gessoso-Solfifera, il limite è stato posto alla comparsa di marne tripolacee e diatomitiche o di litofacies evaporitiche (gessi e calcari).

In questa formazione i foraminiferi sono rappresentati per lo più da forme planctoniche molto diffuse e ben diversificate. L'associazione è caratterizzata da un'elevata frequenza del genere *Globigerinoides* (*G. trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* TODD, *G. sacculifer* (BRADY), *G. quadrilobatus* (D'ORBIGNY), *G. subquadratus* BRÖNNIMANN) e dal genere *Globoquadrina*. Verso l'alto diventano comuni: *Paragloborotalia* (prevalentemente con *P. siakensis* (LE ROY), *Globigerinoides* gr. *obliquus* e *Orbulina* spp. I principali bioeventi sono: la comparsa del genere *Praeorbulina* seguita da quella di *Orbulina, di Globorotalia praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH e la scomparsa di *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER seguite dalla comparsa di *Globorotalia* gr. *menardii*, di *Globigerinoides obliquus* BOLLI e di *Paragloborotalia partimlabiata* RUGGIERI & SPROVIERI). Nella parte sommitale dello Schlier compare anche *Globorotalia conomiozea* KENNETT. L'associazione sopra descritta permette di riferire questa formazione all'intervallo che si estende dalla parte superiore della Biozona a *Globigerinoides bisphericus* alla Biozona a *Globorotalia conomiozea*.

2.4. - SUCCESSIONE MARINA – DEPOSITI SILICOCLASTICI

Viene di seguito descritta la successione terrigena Mio-Plio-Pleistocenica. Lo schema dei rapporti stratigrafici delle unità riconosciute nell'ambito della successione è illustrato in Fig. 1.

2.4.1. - *Formazione della Laga* (*Membro pre-Evaporitico*) (**LAG1**) – Messiniano p.p

PROGETTO CARG

Facies arenitiche attribuite alla Formazione della Laga pre-evaporitica affiorano solamente nella zona di Maccarone (a ESE di C. Battaglia), sul margine occidentale del Bacino d'Aliforni, in una zona strutturalmente complessa. Alcune significative variazioni litologiche ne permettono la suddivisione in due differenti litofacies:

2.4.1.1. - Litofacies arenitica di Isola (**LAG1c**)

Essa è costituita da areniti fini in bancate massive, stratificate e con sottili e rari livelli pelitici. Le areniti sono, di norma, prive di strutture sedimentarie o, più raramente, mostrano una semplice laminazione piano parallela. Gli affioramenti sono arealmente molto limitati e non si hanno, nell'area, dati diretti sui contatti basali e sommitali con le unità incassanti. Lo spessore affiorante non supera le poche decine di metri (ca. 30 m), ma la parte alta dell'unità è interessata da un sovrascorrimento che potrebbe aver parzialmente troncato la successione.

2.4.1.2. - Litofacies pelitico-arenitica di Colonnara (**LAG1e**)

Nella zona di Colonnara di Cupramontana, stratigraficamente interposta tra Schlier e Gessoso Solfifera, si riscontra una successione torbiditica di spessore valutabile intorno a 20-30 m. Si tratta di peliti sterili, talora fetide, ricche di materiale micaceo, intercalate da strati di areniti fini talora gradate e laminate. Le areniti sono presenti in quantità subordinata rispetto alle peliti e, occasionalmente, raggiungono il metro di spessore. Questa litofacies passa stratigraficamente alla Formazione Gessoso-Solfifera.

La presenza della Formazione della Laga è importante in quanto essa rappresenta la prima unità terrigena (silicoclastica e torbiditica) che riposa, con contatto inconforme, sulle formazioni sottostanti (base della sequenza deposizionale **M1**; v. schema dei rapporti stratigrafici e schema tettonico). Essa indica l'attivazione di una fase di avanfossa, alimentata dalla catena appenninica in sollevamento. Apporti di tipo alpino provenienti da un'area paleogeograficamente ubicata in posizione tirrenica (interna) sono probabili. Gli spessori formazionali ridotti e la variabilità laterale delle litofacies denotano ambienti deposizionali differenziati, arealmente poco sviluppati e, verosimilmente, non molto profondi. Nel Foglio Jesi i depositi di questa formazione rappresentano la terminazione nord-occidentale del più ampio

PROGETTO CARG

Bacino della Laga che si estende verso meridione.

I campioni studiati sono risultati sterili oppure hanno fornito un'associazione a foraminiferi molto povera costituita per lo più da: *Globigerina* cf. *woodi* JENKINS, *Globigerinita glutinata* (EGGER), *G. uvula* (EHRENBERG), *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *G. obliquus* BOLLI, *Globorotalia scitula* (BRADY), *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY, *Paragloborotalia* cf. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *T. multiloba* (ROMEO). Tra i bentonici si rinvengono *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* D'ORBIGNY, *B. minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Brizalina dentellata* TAVANI *B. dilatata* (REUSS) *e Sagrina dertonensis* (GIANNOTTI). Sono presenti anche forme rielaborate dell'Oligocene-Miocene inferiore (*Catapsidrax* sp., *Globigerina angulisuturalis* BOLLI). L'associazione sopra descritta è riferita alla parte inferiore della *Biozona atipica*.

2.4.2. - *Formazione Gessoso-Solfifera* (**GES**) - Messiniano p.p.

Questa formazione affiora estesamente nella struttura anticlinalica di Cupramontana-Staffolo ed è presente in alcune aree a ESE di C. Battaglia.

La formazione è sostanzialmente costituita da un'alternanza di argille e argille marnose color tabacco, marne tripolacee, argille scure bituminose, livelli di calcari evaporitici e rari gessi. Localmente i calcari evaporitici si presentano in bancate, spesso laminate, come nella zona di Follonica. I livelli di gesso all'interno della successione sono piuttosto rari; solo presso Maccarone sono stati individuati gessi nodulari, di tipo *chicken wire* senza che, tuttavia, sia stato possibile riconoscerne la posizione stratigrafica.

I maggiori spessori della formazione si riscontrano in corrispondenza dell'anticlinale di Staffolo-Cupramontana dove, tuttavia, le strutture plicative ne rendono difficoltosa la valutazione, che può essere stimata tra 50 e 100 metri. In questa zona anticlinalica nella successione evaporitica sono state comprese marne tripolacee, talora ricche in foraminiferi, diatomiti e corpi ad areniti molto fini, con spessori che possono raggiungere i 10 m. Nell'area più settentrionale della "Dorsale" di Cingoli e nel Bacino di Aliforni (a ESE di C. Battaglia) la formazione presenta spessori più ridotti, da pochi fino a qualche decina di metri. In quest'area la formazione può trovarsi a diretto contatto con il sottostante Schlier e la sua superfice basale rappresenta una discontinuità stratigrafica che corrisponde alla base della sequenza deposizionale **M2a**.

La Formazione Gessoso-Solfifera passa stratigraficamente alla sovrastante Formazione di San Donato ed il limite è stato posto alla prima comparsa delle

PROGETTO CARG

areniti silicoclastiche torbiditiche di quest'ultima formazione. Le litofacies della Formazione Gessoso-Solfifera, per quanto incomplete, ridotte di spessore e limitate arealmente, si collegano alla ben nota crisi di salinità riconosciuta in tutta l'area mediterranea. L'analisi biostratigrafica di questa formazione non ha fornito risultati significativi ai fini di una attribuzione biozonale.

2.4.3. - *Formazione di San Donato* (**FSD**) - Messiniano p.p.

Si tratta di una successione pelitico-arenitica, torbiditica, affiorante esclusivamente nel Bacino di Aliforni di cui, nell'area del foglio, ricade solo la terminazione settentrionale. Essa è costituita da peliti a cui si intercalano sottili e rari strati arenitici fini, privi degli intervalli inferiori della sequenza di Bouma. La base di queste areniti, infatti, è generalmente caratterizzata da laminazione incrociata e a *ripples* (intervallo "c" di Bouma). All'interno di questa formazione è stata riconosciuta una Litofacies arenitico-pelitica (**FSDd**).

2.4.3.1. - Litofacies arenitico-pelitica (**FSDd**)

E' posta in posizione stratigrafica basale e, con uno spessore pari a poche decine di metri (20-30 m), talvolta caratterizza il passaggio alla sottostante Formazione Gessoso-Solfifera.

Nella parte medio-inferiore della Formazione di San Donato è intercalato un orizzonte guida vulcanoderivato, con spessore di circa 2 m. Questo importante orizzonte costituisce un *marker-bed* bacinale e, nello stesso tempo, un *time-level* per tutto il Bacino Marchigiano Esterno. Esso, infatti, si correla con analoghi livelli, di composizione prevalentemente riolitica, presenti nella Formazione di San Donato affiorante nelle Marche settentrionali e nel Membro post-evaporitico della Formazione della Laga delle Marche meridionali (GUERRERA *et al*., 1986).

Lo spessore affiorante della Formazione di San Donato è di circa 150 m; lo spessore totale non è invece valutabile e può essere stimato superiore ai 300 m, sia nella porzione depocentrale del Bacino di Aliforni, sia lungo la Valle del Torrente Esinante. Tuttavia esso presenta forti variazioni laterali nella zona sud occidentale del foglio; infatti, verso il fianco occidentale della sinclinale di Aliforni, l'intervallo stratigrafico compreso tra la sottostante Formazione Gessoso-Solfifera ed il livello vulcanoclastico si riduce fortemente. Anche

PROGETTO CARG

verso est, in zona Maccarone, la formazione si assottiglia notevolmente soprattutto in prossimità del contatto con la Gessoso-Solfifera.

Il passaggio stratigrafico con la sovrastante Formazione a Colombacci è stato posto alla base di un intervallo prevalentemente pelitico nel quale si intercalano alcuni livelli di calcari evaporitici ("colombacci" *Auct.*).

Le facies torbiditiche della Formazione di San Donato poggiano in discontinuità stratigrafica sui sottostanti termini della Formazione Gessoso-Solfifera (base della sequenza deposizionale **M2b**) ed indicano che nel Messiniano (parte media), successivamente alla deposizione di facies evaporitiche, riprende una sedimentazione terrigena di avanfossa.

La formazione mappata nel Foglio Jesi si correla molto bene con quella nota nelle Marche settentrionali (Formazione di San Donato *Auct.*) anche se, nell'ambito di questo foglio, essa ha uno spessore più ridotto e litofacies arenitiche meno sviluppate. Resta tuttavia al momento ipotetica l'effettiva continuità laterale dell'area di sedimentazione della Formazione di San Donato nei settori compresi tra il Foglio Jesi e le zone marchigiane più settentrionali.

L'associazione microfaunistica è simile, nel complesso, a quella riscontrata nel Membro pre-evaporitico della Formazione della Laga. Pertanto la formazione è riferibile alla parte superiore della B*iozona atipica*.

2.4.4. - *Formazione a Colombacci* (**FCO**) - Messiniano p.p.

Si tratta di una formazione prevalentemente pelitica nella quale si intercalano peculiari livelli di calcari evaporitici (noti in letteratura come "colombacci") e associazioni arenitico-pelitiche caratterizzate da una marcata variabilità laterale. Del resto, la formazione presenta, a vari livelli stratigrafici, sensibili variazioni laterali, sia litologiche che di spessore. Ad ovest di Maccarone la formazione presenta gli spessori maggiori (intorno a 50 m) ed è caratterizzata da peliti prevalenti con intercalati almeno tre sottili livelli di calcari evaporitici biancastri. Nella zona di Maccarone e verso est, lo spessore della formazione si riduce fino a poche decine di metri con un contatto basale nettamente discordante sulle unità sottostanti.

2.4.4.1. - Litofacies arenitico-pelitica (**FCOd**)

All'interno della Formazione a Colombacci è stato possibile mappare questa litofacies che è spessa circa 20 m ed è costituita da un'alternanza di areniti e peliti. Essa affiora solo ad ovest di Maccarone, dove presenta lo

PROGETTO CARG

spessore maggiore.

Sulla Formazione a Colombacci poggiano, in discordanza, i sedimenti pliocenici il cui contatto è marcato dalla comparsa di caratteristiche argille plastiche grigio-azzurrognole, molto fossilifere (particolarmente ricche in foraminiferi planctonici) e/o da peliti siltose grigiastre fossilifere.

Questa formazione poggia in discontinuità stratigrafica (base della sequenza deposizionale **M3**) su altre formazioni mioceniche. Le facies pelitiche con associati calcari evaporitici sono riferibili ad un ambiente lagunare, talvolta in connessione con il mare aperto. Questa ricostruzione ben si accorda con quella stabilita in altri settori dell'area marchigiano-romagnola dove, tuttavia, le facies sono più differenziate e con più diffuse litologie arenitico-conglomeratiche associabili, almeno nelle zone interne, ad ambienti di delta-conoide.

Il contenuto microfaunistico è prevalentemente costituito da foraminiferi planctonici ricristallizzati, di ridotte dimensioni e, per lo più, rappresentati da forme rimaneggiate mioceniche più antiche. I bentonici sono assenti. L'associazione è costituita da: *Globigerina ciperoensis* BOLLI, *G. bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerinoides immaturus* LE ROY, *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *Paragloborotalia continuosa* (BLOW), *P.* cf. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), *P. siakensis* (LE ROY), *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND). Sono presenti anche Ostracoda (*Ciprideis* sp.). La formazione è pertanto riferibile alla parte superiore della B*iozona atipica.*

I terreni plio-pleistocenici marini sono i più diffusi nell'area del foglio e sono ben correlabili con quelli affioranti nelle aree limitrofe. Sufficienti esposizioni ne hanno favorito uno studio dettagliato, integrato dall'analisi di numerose sezioni stratigrafiche che hanno permesso, tra l'altro, di correlare gli intervalli stratigrafici più significativi. Ciò ha portato alla suddivisione di questa successione in diverse e nuove unità litostratigrafiche (informali) distinte sulla base delle caratteristiche litologiche, del rapporto A/P (Arenite/Pelite), della composizione (macroscopica) delle areniti e della posizione stratigrafica. Queste nuove unità sono valide, oltre che per l'intera estensione del Foglio Jesi, anche per alcuni fogli limitrofi (v. Carg Regione Marche). Tuttavia, la loro persistenza in altri settori dell'area marchigiana esterna va verificata soprattutto in considerazione della marcata variabilità laterale che le litofacies arenitiche e arenitico-pelitiche mostrano.

La successione dei terreni plio-pleistocenici è prevalentemente pelitico-siltosa ma, al suo interno, sono distinguibili corpi pelitico-arenitici, arenitici e ruditici (membri locali e litofacies), con rapporto A/P variabile. Questa

PROGETTO CARG

successione esprime il locale riempimento di aree deposizionali diversificate che caratterizzano l'evoluzione del Bacino Marchigiano Esterno. Le peculiarità di questa sedimentazione hanno suggerito l'adozione di una nuova ed originale terminologia, per meglio identificare e mappare le diverse unità litostratigrafiche anche di rango differente.

2.4.5. - *Marne di Cella* (**CEA**) - Pliocene inferiore p.p.

Si tratta di marne e argille plastiche grigio-azzurrognole talmente ricche in foraminiferi planctonici che spesso, all'osservazione macroscopica, questi appaiono come la componente tessiturale prevalente. La formazione di norma non è stratificata; solo occasionalmente mostra un accenno di stratificazione, che diviene più evidente verso l'alto, in concomitanza con la comparsa di occasionali sottili strati siltitici e siltitico-arenitici privi, di norma, di strutture sedimentarie. Le peliti mostrano, talora, evidenze di bioturbazione a piccola scala. Gli affioramenti sono scarsi ma l'unità è ben visibile in alcune ottime esposizioni in aree calanchive. L'estensione laterale della formazione è piuttosto limitata. Essa è presente, infatti, solamente nella zona sud-occidentale del foglio ove, in contatto inconforme con alcune unità pre-plioceniche, si estende verso est sino al versante in destra del Torrente Esinante. Lo spessore delle Marne di Cella è di circa 50-60 m e l'unità tende ad assottigliarsi verso oriente, sino a scomparire.

Questo deposito indica un ambiente di mare aperto, con probabili facies pelagiche-emipelagiche a cui, verso l'alto, si aggiunge una pronunciata componente terrigena. L'unità poggia in *onlap* sui terreni sottostanti, come indicato dal diacronismo dell'età della base e dall'assottigliamento della formazione verso est. I sedimenti delle Marne di Cella testimoniano, inoltre, una drastica e momentanea riduzione degli apporti terrigeni che hanno caratterizzato la sedimentazione nel Miocene superiore e che marcano, successivamente, tutta la successione plio-pleistocenica. Questa formazione denota una rapida trasgressione (base della sequenza deposizionale **P1**) verificatasi durante il Pliocene inferiore. Essa rappresenta, inoltre, l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario che si imposta sulla catena precedentemente strutturata.

Dal punto di vista biostratigrafico i campioni analizzati contengono abbondanti e diversificate associazioni a foraminiferi planctonici, caratterizzate da un buono stato di conservazione. L'analisi biostratigrafica rivela un'associazione riferibile in parte alla Zona a *Globorotalia margaritae* e, in parte, alla porzione inferiore della Zona a *Globorotalia puncticulata*. La

PROGETTO CARG

riduzione laterale progressiva dell'unità, unitamente alla constatazione che verso oriente sulla Formazione a Colombacci poggiano termini riferibili alla Zona a *G. puncticulata*, mette in luce un diacronismo nella sedimentazione, che testimonia un debutto del ciclo deposizionale pliocenico paleogeograficamente differenziato anche su aree limitate.

Le attribuzioni faunistiche permettono di riferire l'età della formazione al Pliocene inferiore p.p.

Sono taxa caratteristici dell'unità: *Cibicidoides* spp., *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerina* spp., *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Globrotalia* gr. *scitula*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Neogloboquadrina dutertrei* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Siphonina* spp., *Uvigerina* spp.

Le Marne di Cella sono in probabile eteropia latero-superiore con la formazione delle Argille Azzurre. Il limite superiore è stato posto alla comparsa di peliti siltose grigio scure e plumbee, con microfossili poco evidenti e con intercalazioni di sottili livelli arenitici. Questo passaggio è graduale (per alternanze) e avviene con un evidente aumento del rapporto A/P.

Le Marne di Cella definite nell'ambito del Foglio Jesi (la cui parte inferiore affiorante è riferibile alla Zona a *G. margaritae*) corrispondono alle omonime Marne di Cella (**CEA**) presenti nel Foglio 254 "Modigliana", anche se l'età della base di queste ultime è riferibile alla *Zona a Sphaeroidinellopsis* (Pliocene Basale) e, quindi, di poco più antica. Tuttavia, non essendo stato possibile campionare i livelli basali dell'unità affiorante nel Foglio Jesi, non si può escludere la presenza, anche in quest'area, di terreni attribuibili alla *Zona a Sphaeroidinellopsis*.

Le Marne di Cella, inoltre, corrispondono in parte alle "Argille e Marne di Sogliano al Rubicone" (**SRB**) della Romagna orientale, definite anche "Argille Azzurre inferiori"**.**

Le Marne di Cella segnano l'inizio, del ciclo sedimentario pliocenico e sono comprese nel Ciclo P1 dell'area romagnola.

2.4.6. - *Argille Azzurre* (**FAA**) - Pliocene inferiore p.p. - Pleistocene inferiore p.p.

Le Argille Azzurre sono costituite da prevalenti peliti e peliti siltose a cui si intercalano rari e sottili strati arenitici e arenitico-siltosi (rapporto A/P tra 1:4 e 1:3) e, soprattutto, caratteristici corpi arenitici e ruditici di spessore

PROGETTO CARG

variabile. Il contatto con le sottostanti Marne di Cella è rappresentato da un limite eteropico e, in assenza di quest'ultima formazione, le Argille Azzurre sono in diretto contatto trasgressivo su altre unità più vecchie.

Le peliti hanno un colore grigio-azzurro a frattura fresca e grigio chiaro quando alterate, sono estremamente fratturate e presentano diffusi livelli millimetrici di patine di ossidazione rossastre. Localmente si osservano addensamenti di frammenti organogeni e noduli diagenetici giallo-rossastri, di diametro centimetrico, formati da ossidi di ferro e solfuri. In alcuni affioramenti le peliti si presentano in strati molto sottili caratterizzati, alla base, da uno strato di silt molto fine, con convoluzioni, dello spessore di qualche millimetro e di probabile origine torbiditica.

Le intercalazioni arenitiche sono rappresentate da strati arenitici e arenitico-siltosi di colore grigio-giallastro, granulometria medio-fine e spessore variabile dal centimetro ad alcuni decimetri. Il passaggio, verso l'alto, tra la porzione arenitica e quella pelitica è molto graduale; la geometria degli strati è piano-parallela, la base è netta e talvolta erosiva con impronte di fondo non molto sviluppate. La porzione arenitica è spesso caratterizzata da un intervallo basale massivo; a questo seguono degli intervalli laminati, con lamine piano-parallele, poi ondulate e convolute e, infine, ancora piano-parallele (*Tb*, *Tc*, *Td* della sequenza di Bouma).

Gli strati più sottili presentano, spesso, laminazioni piano-parallele ed incrociate e mancano dell'intervallo gradato *Ta* di Bouma.

Lo spessore della formazione è variabile lateralmente e raggiunge un massimo di circa 1.000-1.200 m. I corpi arenitici e ruditici, intercalati a più livelli stratigrafici, sono stati mappati come lenti, litofacies e membri.

Per quanto riguarda i rapporti tra le differenti unità che costituiscono questa formazione si rimanda allo schema dei rapporti stratigrafici.

L'età della formazione, determinata attraverso numerose e sistematiche analisi biostratigrafiche, è riferibile al Pliocene inferiore p.p.–Pleistocene inferiore p.p. Le associazioni fossilifere sono abbondanti e spesso ben preservate. Tuttavia l'analisi micropaleontologica ha evidenziato, talvolta, la presenza di fenomeni di evidente rimaneggiamento.

2.4.6.1. - Litofacies pelitico-arenitica di Trivio (**FAAe1**) - Pliocene inferiore p.p.-Pliocene medio p.p.

Questa litofacies rappresenta, localmente, l'intervallo stratigraficamente più basso delle Argille Azzurre ed affiora nel settore sud-occidentale del Foglio (Sezioni Rosora e Serra San Quirico) e a NO di Moie. Ottime

PROGETTO CARG

esposizioni sono presenti in località Trivio e, in particolare, sulla parete a Est del Fosso di Fugiano dove un recente movimento gravitativo ha portato in affioramento quasi tutto lo spessore della litofacies. Essa è costituita da depositi pelitici e pelitico-siltosi (localmente pelitico-arenitici), di colore azzurrognolo alla frattura fresca e grigio chiaro all'alterazione, con intercalate torbiditi arenitiche di colore grigio-giallastro, in strati molto sottili e sottili, più raramente medi e spessi.

Il rapporto A/P è sempre a favore della pelite (circa 1:2). Questa litofacies comprende anche intervalli più ricchi in peliti, come quelli affioranti nei calanchi a nord-est di Domo. Le litologie più tipiche sono rappresentate da peliti omogenee, plastiche, con mica chiara (detritica), generalmente prive di strutture sedimentarie ma, spesso, bioturbate e con frattura concoide. La stratificazione è marcata da un'alternanza di strati e lenti più o meno competenti, di spessore centimetrico e decimetrico, caratterizzati da una maggiore componente siltosa e spesso evidenziati da una patina di ossidazione rossastra. Alternati alle peliti sono presenti livelli centimetrici siltosi e pelitico-siltosi, di colore grigio chiaro, con evidenti strutture sedimentarie e di flusso (laminazioni piano-parallele, ondulate e incrociate). Le intercalazioni torbiditiche più grossolane sono rappresentate da areniti ben classate di colore nocciola, dello spessore di 0.2-1 m, a laminazione piano-parallela sempre molto evidente, più raramente incrociata, a volte con livelli millimetrici di frustoli vegetali e inclusi pelitici di piccole dimensioni alla base dello strato. Queste intercalazioni si ripetono più volte ed occupano posizioni diverse nella successione, originando caratteristiche sequenze negative (*thickening* e *coarsening upward*) anche a grande scala. Localmente si osserva la presenza di strutture diagenetiche di dimensioni decimetriche, mentre tra le areniti sono presenti strati pelitici grigiastri, con sottili lamine ocracee. Sulla base di diverse ricostruzioni geometriche, lo spessore totale della litofacies è stato valutato in circa 120 m.

L'età, determinata attraverso analisi biostratigrafiche (foraminiferi), è riferibile al Pliocene inferiore p.p. corrispondente alla parte inferiore e media della Biozona a *Globorotalia puncticulata*. Sono taxa caratteristici: *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), *Globigerina* spp., *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Uvigerina rutila* CUSHMAN & TODD, *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Gyroidinoides soldanii* (D'ORBIGNY), *Bulimina inflata* SEQUENZA, *Oridorsalis umbonatus* (REUSS).

2.4.6.2. - Membro delle Arenarie di Borello (**FAA2**) -

PROGETTO CARG

Pliocene inferiore p.p.-Pliocene medio p.p.

In eteropia con la sottostante Litofacies pelitico-arenitica di Trivio e con un passaggio di tipo graduale, si osserva una successione ancora caratterizzata da alternanze di livelli arenitici e pelitici, ma con un rapporto A/P tra 2 e 4, cioè decisamente a favore delle areniti e con giunti di stratificazione sempre netti. Intercalati a questo membro si riscontrano piccoli corpi conglomeratici, non mappabili, come ad esempio nei pressi di M. Follonica, del Torrente Cesola e di San Paolo di Jesi. Questo membro affiora estesamente in tutto il settore centrale e sud-occidentale del Foglio ma le esposizioni più tipiche sono osservabili lungo la rupe di Rotorscio (a NNE di Domo), lungo il Torrente Vallemani e nei dintorni di Mergo. Gli strati arenitici sono generalmente compatti, hanno uno spessore variabile da qualche decimetro ad alcuni metri, granulometria di norma medio-fine e colore grigio-giallastro; lo spessore degli intervalli pelitici è solitamente inferiore rispetto a quello degli strati arenitici, il loro colore è grigiastro e l'aspetto scagliettato. La geometria complessiva degli strati è piano-parallela ma spesso, in quelli relativamente più sottili, l'intervallo arenitico assume un'evidente geometria lenticolare, con la base netta ma leggermente erosiva e con tetto ondulato. La gradazione non è evidente e, raramente, è presente una parte massiva nella porzione inferiore dello strato arenitico; di norma si riescono ad individuare, all'interno degli strati, lamine spesse fino ad 1 cm, in genere discontinue, piano-parallele o leggermente ondulate, seguite da lamine oblique a piccola scala e poi ancora lamine sottili piano-parallele interpretabili, rispettivamente, come intervalli *Tb*, *Tc* e *Td* di Bouma. Spesso, nella zona sommitale dello strato, si osserva un'alternanza di lamine piano-parallele, a granulometria variabile tra il silt grossolano e la sabbia finissima, con livelli lenticolari di sabbia fine, sia discontinui e piano-concavi che continui e ondulati, i quali deformano per carico le lamine sottostanti. Sono frequenti, soprattutto nelle areniti di 10-15 cm, livelletti sottilmente laminati e arricchiti di mica bianca detritica. Localmente, alla base degli strati arenitici, si osservano diversi tipi di calchi d'impronte da erosione come *flute e groove casts* e impronte da rotolamento e/o da rimbalzo tipo *brush casts*. Sono invece frequenti le piste prodotte da animali limivori sulla superficie fangosa mentre molto rare sono le tracce d'organismi scavatori (*burrows*) all'interno degli strati. Si è notata, inoltre, la presenza diffusa di "cogoli" decimetrici, soprattutto negli strati di maggiore spessore. In alcune aree, come ad esempio la zona compresa tra Cupramontana e La Croce e la zona di M. Follonica, a est di Cupramontana, il membro è tipicamente caratterizzato da spessi corpi arenitici, potenti fino ad alcune decine di metri, alternati a intervalli, prevalentemente pelitici, di 10-20 m di spessore. I corpi

PROGETTO CARG

arenitici sono costituiti sia da facies massive, sia da bancate arenacee interstratificate con livelli pelitici più sottili e meno frequenti. L'esiguità degli affioramenti e la limitata estensione laterale non hanno consentito di mappare singolarmente i corpi arenitici. All'interno di questo membro sono stati cartografati, a differenti livelli stratigrafici, due principali intervalli pelitici denominati Lente pelitica (**FAA2f)** e Lente pelitico-arenitica (**FAA2e**), con caratteristiche litologiche simili a quelle presenti nella Litofacies pelitico-arenitica di Trivio e con spessore massimo di 30-40 m e 50 m rispettivamente. Le peliti presentano, in taluni casi, chiusura laterale a scala dell'affioramento. Al tetto della successione, nell'area a ovest di Mergo, è presente un intervallo prevalentemente pelitico, dello spessore di 3-4 m, caratterizzato da diffuse laminazioni nerastre carboniose con abbondante materiale organico. Lo spessore del Membro delle Arenarie di Borello è di circa 350 m.

L'analisi biostratigrafica a foraminiferi rivela un'età riferibile alla parte medio-alta della Zona a *Globorotalia puncticulata* anche se non è possibile escludere un'età, per la porzione superiore, riferibile alla Zona a *Globorotalia gr. crassaformis.* Sono taxa caratteristici dell'unità: *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY), *Cibicidoides* spp., *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), Brizalina spp., Sphaeoridina bulloides D'ORBIGNY, *Lenticulina* spp., *Siphonina reticulata* (CZJZEK).

Nella parte alta di questo membro, caratterizzato dalla quasi totale assenza di foraminiferi planctonici, diventano taxa caratteristici forme bentoniche riferibili ai generi *Ammonia* ed *Elphidium*. E' proprio l'assenza di marker biostratigrafici che non consente una attribuzione più precisa di questo intervallo stratigrafico superiore.

2.4.6.3. - Litofacies arenitica di Rosora (**FAAc1**) - Pliocene medio p.p.-Pliocene superiore p.p.

Questa litofacies affiora nel settore centro-occidentale del Foglio (Sezioni Rosora e Serra de' Conti), mentre è assente nelle aree a Sud del Fiume Esino (Sezioni Maiolati Spontini e Cupramontana). Buone esposizioni sono osservabili a Est della località Tassanare (Case Mancinelli) e nei dintorni di Rosora. Si tratta di una successione costituita da alternanze arenitico-pelitiche con strati arenitici sempre spessi mentre le intercalazioni pelitiche hanno spessore di pochi centimetri, sino a scomparire lateralmente (rapporto A/P superiore a 4). Gli strati arenitici sono giallastri all'alterazione e grigiastri al taglio fresco, lo spessore varia dal decimetro ad alcuni metri con una

PROGETTO CARG

granulometria da media a grossolana; la loro base è spesso netta ed irregolare per fenomeni di carico oppure presentano superfici di amalgamazione. Nelle areniti sono osservabili docce di erosione e impronte di fondo ben sviluppate così come strutture del tipo *cut and fill* riempite di clasti più grossolani, frequenti *clay chips* di dimensioni centimetriche e variazioni granulometriche in senso verticale e laterale. La frazione arenitica più grossolana è concentrata nelle zone relativamente più spesse; di solito essa costituisce delle lenti che si ripetono a più livelli, diminuendo di spessore verso l'alto; lateralmente, avvicinandosi alle zone meno spesse degli strati, gli strati grossolani si assottigliano e gradualmente si chiudono mentre quelli più fini aumentano di spessore, con chiare geometrie di compensazione. Localmente si osserva la presenza di tasche e lenti fossilifere costituite da corpi discontinui di sabbia, dello spessore di pochi centimetri e continuità laterale inferiore al metro, all'interno delle quali si rinviene materiale a granulometria grossolana (microconglomerati) e/o arricchimenti in tritume organogeno. Da segnalare, inoltre, la presenza di un intervallo pelitico, dello spessore di circa 1.5 m, caratterizzato da diffuse laminazioni nerastre carboniose con materiale organico. Lo spessore della Litofacies arenitica di Rosora è variabile ma è stato stimato intorno a 50-70 m. Sotto il profilo micropaleontologico, la presenza di forme con preservazione molto differente all'interno della stessa associazione microfaunistica evidenzia diffusi fenomeni di rimaneggiamento. L'età di questa litofacies, basata su un singolo campione appena fossilifero, è stata definita come Pliocene medio p.p.- superiore p.p (parte alta della Biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*) anche in considerazione delle attribuzioni biostratigrafiche delle unità adiacenti. La correlazione litiostratigrafica con intervalli meglio caratterizzati biostratigraficamente, inoltre, conferma la precedente attribuzione.

In questa litofacies sono taxa caratteristici: *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Ammonia beccarii* (LINNEE), *Brizalina spathulata* (WILLIAMSON), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Cibicides* spp., *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Ammonia beccarii* (LINNEE), *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY).

2.4.6.4. - Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto (**FAAb**) - Pliocene medio p.p. - Pliocene superiore p.p.

Questa litofacies affiora estesamente nel settore centro-occidentale del Foglio (località Rosora, Poggio San Marcello e Montecarotto). Limitate esposizioni sono osservabili ad ovest di Case Mancinelli, in località Tassanare

PROGETTO CARG

e, sporadicamente, alle sommità dei rilievi intorno a S. Maria del Monte e a Rosora. Essa è costituita da corpi conglomeratici passanti lateralmente a corpi arenitico-conglomeratici e sabbiosi, di forma lenticolare e giacitura concordante. Generalmente i conglomerati presentano una tessitura clasto-sostenuta e, talora, risultano gradati; più raramente i ciottoli sono immersi in una matrice argilloso-arenacea.

Il grado di cementazione è molto variabile. Le dimensioni degli elementi variano dalla classe dei ciottoli fini a quella dei ciottoli grossolani (dal cm fino ad un massimo di 20 cm). I clasti sono costituiti da elementi di selce nera e ciottoli calcarei varicolori; la forma dei ciottoli è prevalentemente sferico-lamellare, lamellare e sferico-discoidale secondo la classificazione di FOLK (1974). I singoli corpi ciottolosi si presentano, il più delle volte, con una base erosiva e si sviluppano con spessori variabili da alcuni decimetri a qualche metro e con estensioni laterali assai variabili. Localmente sono presenti intercalazioni arenitico-sabbiose e pelitiche dello spessore di qualche decimetro. Il grado di organizzazione all'interno dei singoli corpi è piuttosto variabile, come risulta dall'analisi di strati successivi o di singoli intervalli. Gli strati sono spesso tabulari o lenticolari, a base più o meno netta, gradati sia verticalmente che lateralmente e contenenti una grande varietà di strutture interne, derivanti da processi di decantazione-trazione di flussi densi unidirezionali con componenti oscillatorie più o meno sviluppate. Altre volte i ciottoli risultano embriciati ed organizzati in corpi dove la stratificazione può non essere evidente. Più raramente si osservano strutture gradate, limitate alle classi più grossolane (*coarse-tail grading*), in genere inverse nella parte inferiore dello strato e successivamente dirette; ciò determina l'accumulo dei ciottoli più grossolani, non alla base dello strato ma ad una certa altezza da essa. Negli strati a granulometria relativamente più fine sono diffusi livelli di *clay chips* posti a diverse altezze dalla base. Spesso, nella parte alta dell'intervallo arenitico, è possibile osservare ben sviluppati tappeti di trazione costituiti da granuli più grossolani. Statisticamente, comunque, il livello di organizzazione è maggiore dove il diametro dei ciottoli è minore. Nella parte alta di questa litofacies, i corpi conglomeratici diventano più grossolani, il grado di organizzazione diminuisce e si osserva un'abbondante componente bioclastica nella quale sono evidenti pectinidi (spesso a valve intere e, talvolta, di dimensioni decimetriche), brachiopodi e gasteropodi. Questi corpi conglomeratici mostrano un grado di cementazione molto variabile, da basso a molto elevato e alternano con sabbie, variamente cementate, giallo-grigiastre, talora addizionate da una componente carbonatica secondaria. Il loro spessore è molto variabile ma, in affioramento, non supera il metro e, localmente, può anche annullarsi. Gli strati in genere sono mal definiti, non presentano strutture

PROGETTO CARG

sedimentarie se non saltuarie concentrazioni di bivalvi e sporadiche impronte di carico basali. Le sabbie sono, talvolta, conglomeratiche alla base e siltose al tetto. Soprattutto alla base di questa litofacies (in prossimità del contatto con la sottostante litofacies arenitica), sono presenti sporadiche lenti di peliti azzurrognole, a frattura concoide, con ciottoli diffusi, abbondante macrofauna (gasteropodi, pectinidi, bivalvi, ecc.) e con intercalazioni di occasionali e sottili strati arenitici. La potenza di questa litofacies è stimata intorno ai 100-120 m.

I campioni provenienti da questa litofacies forniscono associazioni impoverite e caratterizzate, talvolta, dalla prevalenza di forme bentoniche. Alcuni campioni si sono rivelati completamente sterili. Lo stato di preservazione è medio-buono. Un solo campione ha fornito associazioni che permettono la caratterizzazione biostratigrafica di quest'unità che, tuttavia, essendo basata esclusivamente sulla distribuzione di forme bentoniche, risulta piuttosto generica. In particolare, la presenza di *Bulimina marginata* consente di attribuire la Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto alla parte alta della Zona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*. Questa attribuzione è confermata anche dalla correlazione litostratigrafica con aree meglio caratterizzate dal punto di vista biostratigrafico (es. zona di Cupramontana).

Sono taxa carateristici di questa litofacies: *Ammonia* spp., *Bulimina* spp., *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Elphidium crispum* (LINNEE), *Globigerina quinqueloba* NATLAND, *Globigerina* sp., *Globigerinoides* ex gr. *ruber* (D'ORBIGNY), *Guttulina* sp., *Lenticulina* spp., *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY.

Nel settore nord-orientale del foglio le Argille Azzurre sono caratterizzate dalla netta prevalenza delle facies pelitiche. Ottime esposizioni dell'unità sono osservabili lungo il Fiume Misa, in prossimità della confluenza con il Fosso di San Fortunato. Essa è costituita da peliti e peliti siltose grigio-azzurrognole, a frattura tipicamente concoide, a stratificazione non ben evidente; con rare e sottili intercalazioni siltose ocracee e arenitiche grigio-giallastre (A/P tra 1/4 e 1/3) a granulometria medio-fine e con occasionali e sottili laminazioni piano-parallele e/o ondulate. Le peliti presentano spesso superfici caratterizzate da patine di ossidazione rossastre che ne evidenziano la stratificazione, con uno spessore degli strati che varia da 10 cm fino al metro; localmente si rinvengono anche livelli dello spessore di circa 25-30 cm ricchi in tritume conchigliare tipo *storm layers*, con frammenti di ostree, pettinidi e *Dentalium*.

Nella parte superiore della successione sono ancora presenti corpi lenticolari caratterizzati da un certo contenuto variabile in areniti e con un'estensione laterale che varia da alcune decine di metri a qualche chilometro.

PROGETTO CARG

Questi corpi sono stati mappati anche sulla base di un loro riscontro morfologico.

In particolare, sono state riconosciute, dal basso:

2.4.6.5. - Litofacies arenitica di S. Maria Nuova-Barbara (**FAAc2**)

La Litofacies arenitica di S. Maria Nuova-Barbara ha uno spessore di 40-50 m ed è costituita da alternanze di corpi arenitici ed arenitico-pelitici; alla base sono presenti banconi arenacei poco cementati, di colore beige e di spessore da 50 a 200 cm, a cui si intercalano peliti grigie di 10-15 cm. Non si osservano strutture sedimentarie. L'età è riferibile al Pliocene sommitale p.p. (?) - Pleistocene inferiore p.p.

2.4.6.6. - Litofacies pelitico-arenitica di S. Maria Nuova (**FAAe2**)

La Litofacies pelitico-arenitica di S. Maria Nuova ha uno spessore di 40-50 m ed è formata da alternanze di peliti e areniti laminate, talora gradate, poco cementate, a granulometria medio-fine, in strati dello spessore medio di 10 cm e di colore nocciola; gli strati pelitici sono sottili (< 3 cm) e spesso bioturbati. L'età è riferibile al Pliocene sommitale p.p. (?) - Pleistocene inferiore p.p.

2.4.6.7. - Lenti arenitico-pelitiche (**FAAd**)

Sono presenti, nei pressi di Santa Maria Nuova, a più livelli stratigrafici. Anch'esse sono riferibili al Pliocene sommitale p.p. (?) - Pleistocene inferiore p.p.

Le Lenti arenitico-pelitiche, spesse 30-40 m ciascuna, sono caratterizzate, alla base, da alternanze di peliti grigie in strati di 1-10 cm e sabbie ocracee fini in strati di 1-2 cm a granulometria medio-fine passanti, verso l'alto, ad alternanze di sabbie sciolte ed areniti poco cementate, in strati di 10-15 cm e con rare intercalazioni pelitiche grigie dello spessore di pochi cm.

La porzione sommitale delle Argille Azzurre è costituita da peliti grigio-azzurrognole e nocciola ad aspetto plastico, in strati medio-fini, prive di strutture sedimentarie, con frequenti livelli di sabbie finissime che danno origine ad una laminazione piano parallela che determina una netta tendenza degli strati stessi a sfaldarsi lungo tali superfici.

PROGETTO CARG

Sono taxa caratteristici della porzione superiore delle Argille Azzurre: *Ammonia beccarii* (LINNEE), *Brizalina* spp., *Bulimina elegans marginata* FORNASINI, *Bulimina* spp., *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Elphidium crispum* (LINNEE), *Globigerina* spp., *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides* ex gr. *ruber* (D'ORBIGNY), *Globobulimina affinis* (D'ORBIGNY), *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Sigmoilopsis schlumbergeri* (SILVESTRI), *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Uvigerina bradyana* FORNASINI, *Uvigerina* spp.

L'analisi biostratigrafica a foraminiferi rivela un'età di questa porzione delle Argille Azzurre riferibile alla Zona a *Globorotalia inflata* o alla Zona a *Globigerina cariacoensis*. La presenza di faune rimaneggiate, unitamente alla scarsa presenza di taxa tempo-diagnostici, non consentono un'attribuzione più precisa. In particolare, il rimaneggiamento impedisce qualsiasi considerazione di tipo statistico come nel caso della valutazione percentuale di esemplari destrorsi/sinistrorsi di *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG), utilizzata come bioevento accessorio per l'identificazione del limite Plio-Pleistocene.

Nel Pliocene superiore si colloca una superficie di discontinuità (base della sequenza deposizionale **Qm**) marcata da una discordanza geometrica che è ben visibile ad ampia scala. Questa discontinuità corrisponde ad una trasgressione che è messa in evidenza dall'appoggio di depositi pelitici sui differenti intervalli stratigrafici della parte inferiore-media della Formazione delle Argille Azzurre. Nel settore sud-orientale del foglio questa discontinuità ricade all'interno di una successione argillosa per cui non è più definibile sul terreno.

3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

La cartografia dei depositi alluvionali, delle coperture (frane e detriti) e le informazioni qui riportate derivano dalle osservazioni macroscopiche degli affioramenti, da osservazioni morfologiche e dallo studio delle foto aeree. Non sono state svolte indagini supportate da strumentazione (sondaggi, inclinometri, ecc.) o da prove di laboratorio, che sarebbero peraltro necessarie per una migliore definizione di questi terreni che risultano molto diffusi nell'area del foglio. Per approfondimenti ai fini applicativi (cartografia geotematica, studi geotecnici, ecc.) si rendono necessarie indagini strumentali poichè, per la ricchezza d'acqua e la facile lavorabilità del terreno, questi depositi sono frequentemente sede d'attività antropica.

PROGETTO CARG

Nell'area in esame, depositi alluvionali sono diffusi nel settore sud-orientale, in corrispondenza del Fiume Esino e del suo affluente Esinante e, più limitatamente, nell'estremo settore nord-occidentale, in relazione alla presenza di un affluente del Fiume Misa (Torrente Caffarelli). In entrambi i settori, sono osservabili i depositi riferibili al Pleistocene medio-finale, Pleistocene superiore e Olocene. Per quanto riguarda i depositi eluvio-colluviali e i corpi di frana, questi sono estesamente diffusi in tutto il foglio.

3.1. - SINTEMA DI URBISAGLIA (**URS**) – Pleistocene inferiore/medio-medio

3.1.1. - *Alluvioni terrazzate* (**URS_{bn}**)

Si tratta dell'unità che si rinviene a quote più elevate sul fondo delle valli attuali (es. S. Maria di Monsano). Essa è costituita da ghiaie eterometriche da fini a molto grossolane, generalmente da subarrotondate ad arrotondate, la cui composizione è prevalentemente calcarea e, in misura minore, arenitica (silicoclastica, calcarenitica e silicea). Il grado d'arrotondamento è generalmente migliore per i clasti calcarei. In basse percentuali è presente una matrice sabbiosa. Sulla superficie dei clasti sono spesso presenti tracce di dissoluzione e rideposizione di $CaCO_3$. Verso l'alto le ghiaie presentano granulometrie più fini, un maggior indice d'appiattimento e un aumento della presenza di livelli siltoso-sabbiosi giallastri, generalmente massivi, bioturbati, con evidenze di migrazione di $CaCO_3$ in concrezioni, noduli e venature. Nei tratti prossimi alla costa (ad es. nell'area di S. Maria, nella valle dell'Esino) la parte sommitale del deposito è costituita da sabbie, silts e argille bioturbate e alterate a causa di processi di traslocazione e rideposizione di $CaCO_3$. La sommità del deposito localmente presenta un suolo argillico bruno-rossastro, con patine d'argilla sugli aggregati, *slickensides* e pseudomiceli. Si tratta generalmente di un suolo colluviato il cui spessore aumenta in prossimità del piede del versante. Lo spessore del deposito varia tra 25 e 40 metri.

Le associazioni di litofacies ghiaiose sono tipiche d'ambiente fluviale a canali intrecciati, con canali larghi e poco profondi e migrazioni laterali di barre, testimoniate anche dalla presenza delle lenti sabbiose e siltose.

Le litofacies della porzione sommitale sono tipiche di deposizione in ambiente di piana alluvionale distale (*overbank*) da parte di corsi d'acqua con ridotto carico solido, probabilmente da mettere in relazione al miglioramento climatico e, per quanto riguarda i tratti prossimi alla costa, alla conseguente

PROGETTO CARG

risalita del livello marino. Nella valle dell'Esino alcune faglie dirette dislocano la superficie di questo terrazzo con rigetti dell'ordine di poche decine di metri. Cronologicamente quest'unità è attribuita alla fine del Pleistocene inferiore o alla parte iniziale del Pleistocene medio sulla base di alcuni reperti litici segnalati alla sommità del terrazzo e riferiti da COLTORTI (1981) e COLTORTI & NANNI (1987) a tale periodo. Essa corrisponde al terrazzo f1 già presente nella precedente edizione del Foglio Jesi (CARLONI *et al*., 1971a). Tale attribuzione cronologica, tuttavia, pone alcuni problemi poiché il Pleistocene medio abbraccia un considerevole intervallo di tempo all'interno del quale sono presenti numerosi cicli glaciali-interglaciali. D'altra parte tale difficoltà risiede, soprattutto, nell'impossibilità di ottenere datazioni radiometriche su depositi clastici alluvionali di tale età.

3.2. - SINTEMA DI SELVATORTA (**ACF**) (SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO-COLONIA MONTANI (**AC**)-Pleistocene medio, parte sommitale

Il Sintema di Selvatorta fa parte del Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani. Questo Supersintema è stato istituito poiché nel corso del rilevamento sono state individuate due distinte unità terrazzate riferite a sintemi diversi (Sistema di Selvatorta e Sistema di Colonia Montani) chiaramente distinguibili su basi morfo-stratigrafiche e le cui superfici limite, inferiori e superiori, sono facilmente riconoscibili. Queste sono attribuite alla medesima fase glaciale (Pleistocene medio, parte sommitale) in base a dati cronologici derivati da rinvenimenti di manufatti litici del Paleolitico inferiore e medio (tardo-Acheulani e Musteriano antico), segnalati da COLTORTI (1981) e COLTORTI & NANNI (1987). Inoltre, la sommità di ambedue i terrazzi è ricoperta da un suolo relitto attribuibile alla medesima fase interglaciale (*stage* 5e, Eemiano). Questo Supersintema corrisponde al terrazzo f2 della precedente edizione del Foglio Jesi (AA.VV., 1966; CARLONI *et al*., 1971a).

3.2.1. - *Alluvioni terrazzate* (**ACF_{bn}**)

Affiorano estesamente nelle valli dei principali fiumi (Esino, Musone e Misa) che attraversano il foglio. Esse sono costituite da ghiaie calcaree eterometriche, ben arrotondate e con alto indice di appiattimento mentre i clasti silicei sono generalmente angolosi, alternate a lenti e livelli di sabbie e silt giallastri, ricchi di concrezioni di CaCO3. Le ghiaie mostrano spesso strutture sedimentarie quali stratificazioni incrociate planari e a truogolo e

PROGETTO CARG

costituiscono, in molti casi, il riempimento di canali larghi e poco profondi. Verso l'alto aumenta la frequenza dei livelli sabbioso-siltosi mentre la sommità del terrazzo è generalmente ricoperta da un suolo relitto argillico rubefatto. Lo spessore massimo del terrazzo è di 20 m.

3.3. - SINTEMA DI COLONIA MONTANI **(ACI)** - (SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO-COLONIA MONTANI (**AC**) - Pleistocene medio, parte sommitale

3.3.1. - *Alluvioni terrazzate* (**ACI$_{bn}$**)

Tale unità affiora solo nella valle dell'Esino e, precisamente, nel tratto compreso tra Jesi e Chiaravalle. Essa è ben caratterizzabile dal punto di vista morfo-stratigrafico e costituisce una novità rispetto alla precedente edizione del Foglio Jesi dove la scarpata di erosione non veniva cartografata e il terrazzo *f2* veniva considerato come una unità unica (AA.VV., 1966 e CARLONI *et al*., 1971a). La presenza di due unità terrazzate, attribuibili al Pleistocene medio finale, è stata già riconosciuta da COLTORTI & NANNI (1987). Verso monte, la scarpata che separa il terrazzo dall'unità successiva diminuisce di spessore per scomparire in corrispondenza del Fosso Acquaticcio. I depositi sono costituiti da ghiaie calcaree e silicee eterometriche, generalmente ben arrotondate, con proporzioni variabili di matrice sabbiosa, caratterizzate da stratificazioni incrociate planari e a truogolo che costituiscono riempimenti di canali larghi e poco profondi. Localmente sono presenti livelli tabulari e lenticolari di sabbie, silt e argille. COLTORTI & NANNI (1987) attribuivano la scarpata alla presenza di una faglia sinsedimentaria che avrebbe dislocato quest'unità rispetto alla successiva ma le evidenze di terreno non permettono di confermare tale attribuzione. La scarpata, che verso monte scompare gradualmente, presenta un andamento discretamente sinuoso che può indurre a considerarla d'erosione fluviale, connessa con una fase d'incisione all'interno della medesima fase fredda. Questa è riferibile ad un periodo interstadiale o a variazioni del livello marino.

Lo spessore massimo di questo terrazzo è di 20 m.

3.4. – SINTEMA DI MATELICA (**MTI**) - Pleistocene superiore

PROGETTO CARG

3.4.1. - *Deposito di versante* (**MTI$_a$**)

Sono accumuli di clasti calcarei eterometrici angolosi e subangolosi, generalmente appiattiti, con vario grado di cementazione e variabile contenuto in matrice sabbioso-siltosa. Spesso sono stratificati con giaciture anche molto inclinate, a seconda dell'acclività del versante. La colorazione, frequentemente rossastra, è dovuta a fenomeni di litocroismo o alla presenza, nella matrice, dei prodotti del colluvionamento dei suoli rubefatti interglaciali presenti lungo i versanti. Si tratta del prodotto dei processi di crioclastismo attivi durante l'ultima glaciazione. Lo spessore è piuttosto variabile e, nelle aree di maggiore sviluppo, può talora superare i 10-20 metri.

3.4.2. - *Alluvioni terrazzate* (**MTI$_{bn}$**)

Sono presenti estesamente all'interno delle valli principali (ad es. nell'area di S. Apollinare) e in alcuni tratti dei principali affluenti. Esse sono caratterizzate da ampie superfici sommitali pianeggianti, che non sempre corrispondono alla superficie deposizionale. La scarpata che le separa dall'unità più recente è generalmente ben conservata e mostra un andamento particolarmente sinuoso. Localmente, l'approfondimento successivo dei corsi d'acqua ha portato all'affioramento della base deposizionale del terrazzo mentre, in altri casi, questa unità è attraversata da numerose scarpate di erosione che separano lembi di terrazzi a diversa quota, la cui sommità è erosiva. Nella valle dell'Esino, circa all'altezza della confluenza del Torrente Guardengo, quest'unità viene sepolta sotto i sedimenti appartenenti al ciclo olocenico che è in relazione all'abbassamento del livello marino durante l'ultimo periodo glaciale e alla sua risalita olocenica. La loro presenza in profondità è stata segnalata da ELMI *et al*. (1987) ed è stata riscontrata anche nei sondaggi eseguiti nell'area di Chiaravalle dove, fino a circa 120 metri di profondità, sono stati segnalati depositi ghiaiosi correlabili con questa unità. Questi depositi sono costituiti da ghiaie prevalentemente calcaree, rappresentative in larga misura delle formazioni cretacico-oligoceniche affioranti in settori più interni. I clasti sono arrotondati e appiattiti, discretamente classati, con matrice sabbiosa. Queste ghiaie sono intercalate a livelli e lenti irregolari sabbioso-siltose; esse, inoltre, presentano stratificazioni incrociate planari e a truogolo e numerosi canali larghi e poco profondi con *lags* ciottolosi più grossolani. Le associazioni di litofacies sono tipiche d'ambiente deposizionale fluviale di tipo *braided*. La parte alta del deposito è

PROGETTO CARG

spesso costituita da un'alternanza di sabbie e silt con laminazioni incrociate e depositi argillosi ricchi di materia organica e torbe, suoli sepolti organici poco sviluppati (con caratteri vertici). Si osservano, inoltre, locali canali riempiti di sabbie mal classate, con ciottoli calcarei e lenti argillose con numerose concrezioni di CaCO3. In letteratura esistono numerosi dati riguardanti la cronologia di questi depositi (v. capitolo "Studi Precedenti"). Nel corso di questo studio sono state ottenute nuove datazioni radiometriche riguardanti i depositi terrazzati del Sintema di Matelica (v. oltre). Lo spessore massimo del terrazzo è di 50 m.

3.5. – SINTEMA DEL FIUME MUSONE (**MUS**) - Olocene

3.5.1. - *Corpo di frana antica* (**MUS$_{a1}$**)

Si tratta di frane che mantengono la forma o di cui è riconoscibile il deposito, ma sulla cui superficie non si osservano evidenze di movimenti in atto. In genere, la superficie topografica è regolarizzata soprattutto a seguito delle attività agricole. Le infrastrutture e le abitazioni che insistono sul corpo di frana non presentano danni e non ci sono indizi né sul corpo né a monte di esso per cui la frana si possa riattivare permanendo le condizioni morfodinamiche attuali.

3.5.2. - *Corpo di frana* (**MUS$_{a1}$**)

Questi accumuli interessano diffusamente i versanti dove affiorano le unità mio-pleistoceniche marine della Successione Umbro-Marchigiana. Alcune fenomeni franosi hanno dimensioni chilometriche, interessano anche alcuni importanti centri abitati (Serra dé Conti, Montecarotto, Rosora, Maiolati Spontini, Cupramontana, San Marcello e Santa Maria Nuova) e provocano notevoli danni alle abitazioni e alle infrastrutture. Questi accumuli s'individuano in base alle caratteristiche forme superficiali quali: presenza di nicchie di distacco, contropendenze, rigonfiamenti, fratture, trincee, evidenze di movimenti della superficie topografica e anche per la caratteristica caoticizzazione dei terreni coinvolti. Tuttavia, in alcuni casi la roccia in frana mantiene integra la stratificazione poiché il movimento avviene in blocco (es. scorrimenti). Le tipologie di movimento più comuni sono per scorrimento rotazionale e per colamento. Localmente, in corrispondenza delle scarpate

PROGETTO CARG

fluviali o strutturali più importanti, sono presenti limitati fenomeni per crollo. Più frequentemente si osservano frane di tipo misto o complesso e, generalmente, si tratta di scorrimenti che evolvono in colamenti.

I fattori che controllano l'impostarsi e l'evolversi dei fenomeni gravitativi sono molteplici. Tra le principali cause predisponenti si ricorda, innanzi tutto, il controllo litologico che è spesso determinato da alternanze di strati a differente resistenza che conducono all'individuazione di superfici di rottura. Anche l'assetto strutturale delle rocce contribuisce all'innescarsi dei fenomeni franosi. Infatti, ampie porzioni dell'area sono caratterizzate da assetto monoclinalico, che conduce all'individuazione di versanti asimmetrici a franapoggio e a reggipoggio con sviluppo preferenziale di frane per colamento sui primi e di scorrimento in corrispondenza dei secondi. Tra le principali cause scatenanti vanno anche annoverate l'approfondimento degli alvei e gli eventi meteorici sia stagionali che estremi. Oltre alle frane di grandi dimensioni il territorio è interessato da numerosissime frane di dimensioni ridotte, spesso non cartografabili, che si attivano generalmente in corrispondenza delle stagioni più piovose e che costituiscono un elemento di forte rischio per le infrastrutture. Si tratta, nella maggior parte dei casi, di piccoli colamenti superficiali che interessano le coperture colluviali o la parte più superficiale alterata del substrato.

3.5.3. - *Deposito di versante* (**MUS_a**)

Sono sedimenti ghiaiosi poco arrotondati o a spigoli vivi, mal classati, depositati ad opera di processi gravitativi in zone con substrato calcareo. In certi casi è presente una discreta quantità di matrice argillosa che può derivare da rimaneggiamento di depositi di versante più antichi.

3.5.4. - *Coltre eluvio-colluviale* (**MUS_{b2}**)

Si tratta di depositi derivanti dall'alterazione *in situ* del substrato e/o messi in posto prevalentemente ad opera della gravità o per effetto di processi di ruscellamento lungo i versanti. Si rinvengono, in genere, al raccordo tra i versanti e i fondovalle e all'interno di vallecole inattive oppure lungo le scarpate che delimitano le diverse unità terrazzate. Sono prevalentemente silt e sabbie mentre, dove il substrato è costituito dai depositi alluvionali grossolani, sono presenti clasti calcarei dispersi in matrice generalmente siltoso-argillosa. Non si osservano strutture sedimentarie tranne alcuni allineamenti di granuli

PROGETTO CARG

messi in posto durante i principali eventi di ruscellamento. Caratteristica comune di questo deposito è la presenza, lungo tutto l'orizzonte, di tracce di dissoluzione, di migrazione e di rideposizione di CaCO3 in noduli, concrezioni e venature. I depositi eluvio-colluviali raggiungono spessori notevoli (fino a 10-12 m) e spesso si rinvengono sino alla sommità dei rilievi collinari.

3.5.5. - *Alluvioni terrazzate* (**MUS_{bn}**)

Si osservano all'interno degli alvei dei corsi d'acqua principali che sono in approfondimento ed in particolare lungo il Fiume Esino. In alcuni tratti dell'Esino e del Musone sono esposti fino a 8 m di sedimenti. Queste alluvioni sono costituite da alternanze di corpi ghiaiosi canalizzati e livelli tabulari o lenti di sabbie e silt; localmente sono presenti torbe e suoli organici sepolti. Esse costituiscono un terrazzo che localmente può essere elevato, come nel caso del Fosso Guardengo, fino a 15 metri sul *thalweg* attuale. Localmente, l'approfondimento recente dei corsi d'acqua ha portato all'affioramento della base deposizionale, come nel caso del Musone e del Misa dove per lunghi tratti del loro corso affiorano i termini del substrato marino. Quest'unità è interessata dalla presenza di numerose scarpate di erosione ad andamento sinuoso, che individuano superfici di terrazzo di importanza minore. Si tratta della risposta alle diverse fasi d'incisione/deposizione susseguitesi durante l'Olocene, come risultato delle variazioni climatiche e dell'impatto antropico sui versanti. I depositi olocenici si trovano quindi prevalentemente incastrati all'interno dei depositi terrazzati più antichi. Tuttavia nelle vicinanze delle affluenze dei corsi d'acqua laterali e verso valle, questa unità olocenica seppellisce i sedimenti più antichi. Lo spessore massimo di questo terrazzo è di 25 m come anche evidenziato da alcuni sondaggi eseguiti nelle aree verso valle.

3.5.6. - *Alluvioni attuali* (**MUS_{b}**)

Si tratta dei depositi presenti all'interno del letto di magra e, a volte, all'interno del letto di piena ordinaria dei corsi d'acqua principali. Essi sono costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie in cui s'intercalano piccole lenti siltoso-argillose che rappresentano le forme di fondo quali barre longitudinali, trasversali o laterali che cambiano forma e/o vengono erose e sepolte ad ogni evento alluvionale. I sedimenti più fini sono depositati durante le fasi di ritiro delle piene. Altri sedimenti prevalgono invece nei corsi d'acqua minori con bacino d'alimentazione all'interno di aree in cui affiorano i terreni sabbioso-argillosi della successione marina plio-pleistocenica.

PROGETTO CARG

3.6. – DATAZIONI RADIOMETRICHE

In letteratura esistono diversi dati riguardanti la cronologia dei depositi continentali quaternari (v. capitolo "Studi precedenti"). Nell'ambito del rilevamento di questo foglio sono state eseguite due nuove datazioni con il metodo del **C14** relative alla sommità dei depositi terrazzati del Sintema di Matelica (Pleistocene superiore).

Alla confluenza del Torrente Cesola con il Rio di Staffolo, poco a S di S. Apollinare e a valle di S.Paolo di Jesi, nella valle del Fiume Esino, sulla superficie di un terrazzo a 15 m sul *thalweg* attuale, sono stati osservati circa 8 metri di sedimenti in corrispondenza di una scarpata antropica.

Alla base di questi sedimenti sono presenti livelli tabulari, continui lateralmente, costituiti da alternanze di sabbie medio-grossolane con laminazioni incrociate, silt e argille massive con numerose evidenze di idromorfia, tracce di apparati radicali e noduli di CaCO3. Sono presenti alcuni livelli decimetrici ricchi di materia organica, torbosi con evidenze di pedogenesi. Si tratta, in genere, di orizzonti **A1** poco sviluppati, idromorfi e con scarsi caratteri vertici. Nel complesso questa parte di sequenza è caratteristica di ambiente di piana alluvionale distale, di bassa energia, dove i flussi di maggiore energia costituivano degli *sheet floods* da mettere in relazione, probabilmente, con i principali eventi alluvionali. I sedimenti torbosi e argillosi e la presenza di suoli idromorfi, suggeriscono l'esistenza di estese aree stagnanti o paludose che, occasionalmente, venivano drenate attivando così i processi pedogenetici. Questa sequenza è incisa e sepolta da circa 4 m di sedimenti sabbiosi più grossolani, ricchi in granuli calcarei e molluschi, alternati a livelli argillosi e torbosi poco spessi. In particolare, è presente un canale profondo circa 3 m la cui base è caratterizzata dalla presenza di un suolo troncato e sepolto, simile a quello sottostante. Questo suolo drappeggia la superficie basale della sequenza superiore. I sedimenti inferiori sono quindi stati interessati da una fase di prevalente incisione alla quale ne è seguita una di stasi durante la quale si è formato il suolo basale. Successivamente si depositano i sedimenti grossolani che vanno a riempire sia i canali precedentemente incisi, sia la pianura alluvionale.

Nella parte intermedia della successione descritta sono stati prelevati due campioni, sottoposti a datazione con il metodo del **C14**, provenienti rispettivamente dal suolo più alto della sequenza inferiore (campione PI2) e dal suolo basale della sequenza superiore (campione PI1).

Le datazioni ottenute sono: **12600 ± 120 BP** (15630-14160 BP calibrata,

PROGETTO CARG

campione PI2 Beta-135230) per il campione inferiore e **4200 ± 70 BP** (4865-4530 BP calibrata, campione PI1 Beta-135229) per quello superiore.

Queste nuove datazioni radiometriche consentono alcune considerazioni:

a-la datazione del livello inferiore corrisponderebbe a un periodo interstadiale (*Bolling*, se correlata alle scale europee, non calibrate, per il 18O). A quell'epoca, la pianura alluvionale dell'Esino era ancora in fase d'aggradazione anche se la sedimentazione era prevalentemente fine in relazione al miglioramento delle condizioni climatiche e alla relativa risalita del livello marino;

b-il suolo inferiore è sepolto da pochi decimetri di sedimenti siltosi, mancando così i depositi relativi al Tardiglaciale (*Younger Dryas*) evidenziando una fase erosiva importante;

c-tale fase erosiva può essere messa in relazione all'approfondimento degli alvei con corsi a meandri durante l'Olocene antico, già evidenziato nell'area;

d-a tale fase di incisione è seguita una fase deposizionale testimoniata dalla presenza di sedimenti sabbiosi conservati parzialmente su un fianco del canale;

e-il suolo olocenico datato fornisce indicazioni di un importante periodo di produzione di detrito sui versanti successivo ai 4200 anni BP. In questa fase i corsi d'acqua laterali apportavano detrito al fondovalle e i loro corsi erano sospesi sull'alveo principale, visto che oggi si trovano alla sommità del terrazzo. All'interno del suolo olocenico sono stati rinvenuti frammenti i ceramica e frammenti carboniosi che indicano un'intensa occupazione del territorio. E' probabile che la fase deposizionale post-4200 anni possa essere messa in relazione allo sfruttamento dei versanti ad opera dell'uomo ed al loro conseguente denudamento;

f-i corsi d'acqua attuali si sono approfonditi di almeno 15 m negli ultimi 4000 anni, o meno, assumendo un periodo abbastanza lungo per permettere la messa in posto dei 4-5 metri di sedimenti post-4200 anni.

E' quindi probabile che quest'evoluzione possa essere estesa anche ad altri terrazzi alluvionali dell'area, soprattutto in prossimità della confluenza delle valli laterali in quella principale. Tale possibilità è testimoniata, in particolare, dalla presenza di numerosi terrazzi minori all'interno sia dell'unità del Pleistocene superiore sia all'interno delle unità dell'Olocene. La scarsità di affioramenti e la forte erodibilità dei depositi olocenici (di granulometria prevalentemente sabbioso-argillosa) spesso impedisce l'osservazione diretta della sovrapposizione dei depositi olocenici su quelli tardo-quaternari.

PROGETTO CARG

4. - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE PLIO-PLEISTOCENICA

I rapporti stratigrafici tra le due formazioni della successione plio-pleistocenica (Marne di Cella, Argille Azzurre) e, soprattutto, tra le unità di rango inferiore (Membri, Litofacies e Lenti) sono spesso complessi in quanto esse sono caratterizzate da un'estrema variabilità laterale e verticale. Questa complessità è particolarmente evidente nell'ambito della sedimentazione pliocenica. Essa, infatti, è costituita da una successione caratterizzata, nella parte sud-ocidentale del foglio, dalla presenza di corpi deposizionali più o meno grossolani che chiudono lateralmente nei pressi di Staffolo, zona dalla quale, procedendo verso oriente, si osservano prevalenti facies pelitiche. A nord-ovest dell'anticlinale di Staffolo la successione pliocenica è suddivisibile in due cicli sedimentari (**P1** e **P2**) sulla base di una probabile discontinuità stratigrafica, non riconoscibile nei settori sud-orientali del foglio, in cui prevalgono le peliti. Le facies pelitiche hanno quindi una diffusione variabile all'interno dei due cicli **P1** e **P2**; esse, infatti, nei settori a sedimentazione grossolana caratterizzano solo la base del ciclo **P2** e parte del ciclo **P1** mentre costituiscono gli interi cicli **P1** e **P2**, a nord-est dell'anticlinale di Staffolo, nella parte sud-orientale del foglio.

Più in dettaglio, l'analisi delle facies e i rapporti verticali e laterali riconosciuti nella successione pliocenica, esprimono un'organizzazione in due cicli di tipo *thickening and coarsening upward*, ben riconoscibili nel settore sud-occidentale del foglio, nell'ambito di una generale tendenza regressiva della sedimentazione. I due cicli (**P1**e **P2**) hanno uno spessore massimo valutato rispettivamente in circa 700 m e 350 m.

Il ciclo inferiore **P1**, che debutta con facies prevalentemente pelitiche e termina con facies grossolane, comprende le Marne di Cella/**CEA** e le due unità stratigrafiche inferiori (Litofacies pelitico-arenitica di Trivio/**FAAe1** e Membro delle Arenarie di Borrello/**FAA2**) della Formazione delle Argille Azzurre. Anche il ciclo superiore inizia con facies pelitiche che passano, verso l'alto, a facies grossolane rappresentate dalle litofacies **FAAc1** (Litofacies arenitica di Rosora) e **FAAb** (Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto) della Formazione delle Argille Azzurre. Ogni ciclo è pertanto schematicamente caratterizzato da una evoluzione che porta alla deposizione di sedimenti fini che passano via via, verso l'alto, a una sedimentazione più grossolana. Le facies più grossolane conglomeratiche del ciclo superiore (**P2**) sembrano indicare, per questo ciclo, uno stadio evolutivo riferibile a condizioni deposizionali più prossime ad ambienti costieri. La presenza, infatti, di numerosi ciottoli con fori di litodomi e abbondanti frammenti di organismi a

PROGETTO CARG

guscio calcareo di mare basso (gasteropodi, ostreidi e pettinidi), a valve integre e con dimensioni sino al decimetro, sono chiaramente indicativi di un ambiente poco profondo.

Il ciclo inferiore esprime un'evidente riorganizzazione, a partire dal Pliocene inferiore, dell'area di avanfossa in bacini deposizionali, legati alla formazione di diversi alti strutturali a seguito dello sviluppo dei *thrusts* che controllano la sedimentazione. L'avanfossa appenninica perde così la propria continuità laterale ed inizia ad essere articolata in piccole aree bacinali a gerarchia minore; una di queste aree è rappresentata dal settore Rosora-Cupramontana, legato, nella sua parte interna, allo sviluppo dei *thrusts* della Dorsale Marchigiana e, nella sua parte esterna, a quello dei *thrusts* della zona di Staffolo. Quest'area bacinale, coincide con la parte settentrionale del Bacino di Rosora-Pitino di ORI *et al.* (1991).

La distribuzione verticale e laterale delle facies evidenzia che nella prima parte del ciclo, dopo una fase iniziale di sedimentazione pelagica-emipelagica, si sviluppa un generico sistema deposizionale di tipo torbiditico**.** L'abbondanza di facies più grossolane, nella parte superiore del ciclo, indica un aumento degli apporti forse anche in connessione con una relativa diminuzione della profondità.

L'organizzazione delle litofacies del ciclo superiore, denota un sistema deposizionale maggiormente alimentato con una rapida evoluzione ad un ambiente più costiero di tipo delta-conoide. Le aree di alimentazione sono rappresentate da settori vicini della catena appenninica, come dimostrato dalla natura prevalentemente carbonatica dei clasti che sono riferibili ad alcune delle unità calcaree della Successione Umbro-Marchigiana. L'inizio di questo ciclo è caratterizzato da litofacies pelitiche e pelitico-siltose che potrebbero indicare, dopo la deposizione dei sedimenti grossolani del tetto del ciclo inferiore, una relativa diminuizione degli apporti e un ritorno a condizioni ambientali di relativa maggior profondità. Questa evoluzione è ben riconoscibile nei settori centro-occidentali del foglio e non in quelli sud-orientali in cui, come già detto, la successione è prevalentemente o esclusivamente pelitica. Il ciclo superiore, più ridotto, si è deposto a profondità che varia sensibilmente nell'arco di un breve intervallo spazio-temporale, evolvendo verso ambienti più costieri (Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto/**FAAb**). L'evoluzione della sedimentazione di questo secondo ciclo suggerisce un incremento dell'attività tettonica. Nel Pliocene medio, infatti, lo sviluppo di *thrusts* (ad es. la struttura di Staffolo) ha portato ad una notevole articolazione dell'area di sedimentazione, con bacini di diversa profondità caratterizzati da aree d'alimentazione localizzate in corrispondenza delle strutture maggiori e di settori più interni anche emersi.

PROGETTO CARG

La superficie di separazione tra i due cicli potrebbe rappresentare una *unconformity* la cui presenza, tuttavia, non è stata confermata né da discordanze geometriche né da lacune biostratigrafiche. Questa superficie, comunque, si fonde lateralmente con la discontinuità principale che delimita alla base la successione pliocenica e che mette a contatto, nei pressi di Cupramontana, la Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto (**FAAb)** della Formazione delle Argille Azzurre con la Formazione Gessoso-Solfifera.

Un altro elemento sembra comunque confermare la presenza di una discontinuità stratigrafica a questo livello della successione. Infatti, nel settore Monte Roberto-Maiolati Spontini, la Litofacies **FAAb** poggia direttamente, anche se solo localmente, sul Membro delle Arenarie di Borrello/**FAA2** (sommità del ciclo inferiore); non si osservano, quindi, le peliti normalmente interposte, che caratterizzano la base del secondo ciclo e i termini della Litofacies **FAAc1**. Comunque tutti questi depositi sono anche in eteropia di facies con quelli della Litofacies **FAAb** e non si può escludere che, in questo caso, siano assenti solo a causa di questo motivo. La conferma, in maniera univoca, di questa discontinuità stratigrafica permetterebbe di individuare, nei settori di Domo-Rosora e di Monte Roberto-Maiolati Spontini, le due sequenze deposizionali **P1** e **P2** (v. oltre). E' inoltre necessario sottolineare che nei settori più meridionali dell'area marchigiana, a questo stesso livello stratigrafico è stata segnalata una discontinuità, marcata da una discordanza angolare, che separa il Membro di Montefalcone delle Argille Azzurre dal Membro post-evaporitico della sottostante Formazione della Laga.

Nei settori sud-orientali del foglio la sedimentazione pliocenica diviene via via più pelitica ed è caratterizzata da una diversa evoluzione; non è pertanto possibile identificare la superficie di discontinuità che separa i cicli **P1** e **P2**. Sui depositi del ciclo inferiore a volte poggianodirettamente le facies pelitiche del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore con un probabile limite inconforme.

La notevole diffusione di sedimenti pelitici nei settori più esterni denota che l'anticlinale di Staffolo ha rappresentato, almeno per una certa parte del Pliocene, uno sbarramento per gli apporti più grossolani. Questi divengono infatti progressivamente meno frequenti verso SE ove sono confinati alla parte basale della successione.

Le facies pelitiche del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore evidenziano, almeno nei settori nord-occidentali del foglio, un approfondimento relativo dell'ambiente deposizionale che sarebbe, tuttavia, riferibile ad un'area di piattaforma. I corpi arenitici intercalati nella porzione superiore delle Argille Azzurre possono essere invece associati a sistemi più costieri di piattaforma interna. Anche le facies pelitiche che sovrastano questi

PROGETTO CARG

corpi sono riferibili ad un generico ambiente di piattaforma e rappresentano la deposizione marina più recente testimoniata nell'area.

I rapporti stratigrafici tra le unità litostratigrafiche definite nella successione plio-pleistocenica del Foglio Jesi sono illustrati nell'apposito schema (Fig. 1).

5. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIO--PLEISTOCENICA

Lo studio della successione marina messiniano-pleistocenica affiorante nell'area del Foglio Jesi ha messo in evidenza la presenza di alcune superfici di discontinuità, localmente marcate da discordanze geometriche, che hanno permesso di suddividere la successione in sequenze deposizionali (**M1**, **M2a**, **M2b**, **M3**, **P1**, **P2** e **Qm**) (Fig. 1), definite da precise caratteristiche in termini di architettura interna e tipologia dei sistemi deposizionali.

Lo stile ed il tipo di sedimentazione che hanno caratterizzato i bacini plio-pleistocenici di questo settore dell'avanfossa adriatica sono stati fortemente condizionati: (1) dalla cinematica legata allo sviluppo dei *thrusts*, (2) dalla topografia risultante e (3) dalle interazioni tra subsidenza, eustatismo e sedimentazione.

La più antica superficie di discontinuità riconosciuta separa, nel Messiniano, la Formazione della Laga, che esprime l'inizio della sedimentazione silicoclastica, dal sottostante Schlier. La seconda, sempre nel Messiniano, è ubicata alla base della Gessoso-Solfifera e la terza, ancora nel Messiniano, alla base della Formazione di San Donato. Sempre nel Messiniano, un'altra discontinuità stratigrafica coincide con la base della Formazione a Colombacci. Successivamente, una discontinuità principale è presente alla base della successione plio-pleistocenica. Anche all'interno di essa è presente un'altra superficie di discontinuità che si colloca nel Pliocene superiore delle Argille Azzurre. Infine, un'altra discontinuità si collocherebbe nel Pliocene medio.

Sequenza M1: corrisponde alla Formazione della Laga (Membro pre-evaporitico) ed è riferibile al Messiniano p.p. e, probabilmente, alla sua parte inferiore.

Sequenza M2a: corrisponde alla Formazione Gessoso-Solfifera che poggia sulla Formazione della Laga (Membro pre-evaporitico), oppure direttamente sulla Formazione dello Schlier ed è riferibile al Messiniano p.p.

Sequenza M2b: è costituita dalla Formazione di San Donato di età Messiniano p.p.

PROGETTO CARG

Sequenza M3: comprende la Formazione a Colombacci che poggia sia sulla Formazione di San Donato che direttamente sulla Formazione Gessoso-Solfifera. L'età è Messiniano p.p.

La successione comprendente le Marne di Cella e l'intervallo che si estende dal Pliocene inferiore p.p. al Pliocene superiore p.p. delle Argille Azzurre, essendo delimitata alla base ed al tetto da due superfici di *unconformity* costituisce anch'essa una sequenza deposizionale principale. Questo intervallo stratigrafico sembra suddivisibile, almeno nei settori sud-occidentali del foglio, in due sequenze deposizionali (**P1** e **P2**) separate da una superficie di discontinuità ubicata alla base dei terreni che, in queste aree, poggiano sul Membro delle Arenarie di Borello. Questa discontinuità corrisponde alla base del ciclo deposizionale superiore descritto nel paragrafo precedente.

Sequenza P1: la discontinuità che la delimita inferiormente è localizzata alla base delle Marne di Cella o, quando queste non sono presenti, alla base delle Argille Azzurre. La sequenza poggia in discordanza su formazioni pre-plioceniche differenti. Essa comprende la parte sommitale della sequenza "M" e le sequenze LP1 e LP2 di ORI et al. (1991) riferite al Pliocene inferiore (LP1) e a parte del Pliocene medio (LP2).

Sequenza P2: è delimitata alla base da una superficie che, nei settori sud-occidentali del foglio, è ubicata al tetto del Membro delle Arenarie di Borello e che, nell'area di Domo-Rosora, potrebbe rappresentare una *paraconformity*. Lateralmente questa superficie si fonde con la *angular unconformity* che, nel settore di Cupramontana, mette a contatto la Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto con la Formazione Gessoso-Solfifera. La sequenza **P2** corrisponde alle sequenze MP1 e MP2 di ORI *et al*. (1991). Nelle aree sud-orientali del foglio le due sequenze P1 e P2 non sono riconoscibili.

Sequenza Qm: è costituita dai terreni del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore delle Argille Azzurre i quali poggiano, in discontinuità geometrica, su differenti intervalli stratigrafici più vecchi. Essa comprenderebbe la sequenza "UP" e la parte inferiore della sequenza "Q" di ORI *et al*. (1991). Il limite inferiore di questa sequenza, almeno nell'area esaminata, è riferibile alla parte sommitale del Pliocene.

Nell'ambito della successione pleistocenica dell'area anconetana sono stati segnalati, (COLALONGO *et al*., 1979; NANNI, 1981) diversi cicli di difficile correlabilità con i dati emersi in questo foglio. Tuttavia, i depositi pelitici delle Argille Azzurre, che localmente chiudono la Sequenza **Qm**, potrebbero corrispondere ai depositi pelitici di base del III ciclo dei suddetti Autori.

PROGETTO CARG

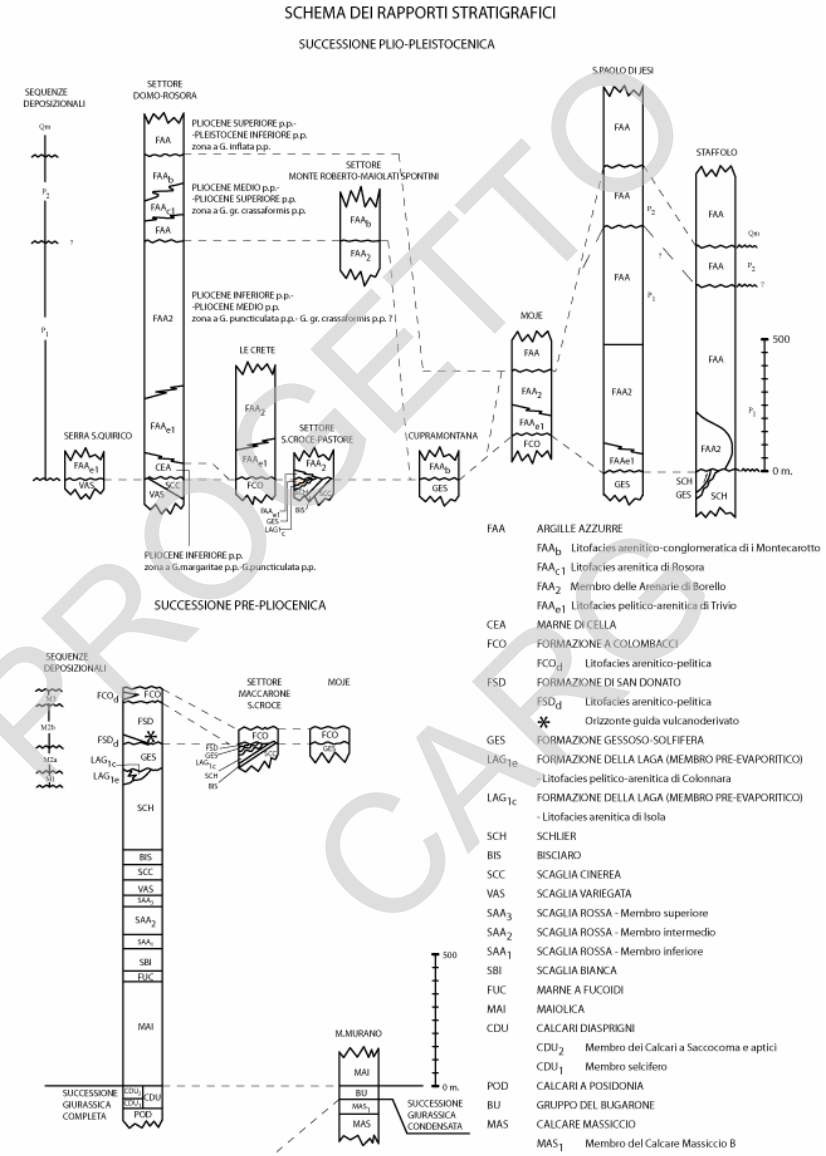


Fig. 1 - *Schema dei rapporti stratigrafici.*

PROGETTO CARDS

PROGETTO CARG

V – TETTONICA

1. - ASSETTO STRUTTURALE GENERALE

L'area del Foglio Jesi ricade nella porzione esterna del settore centrale dell'Appennino Umbro-Marchigiano e, più precisamente, nella zona di transizione tra il fronte montuoso della catena e l'antistante avanfossa mio-pliocenica. Infatti l'area interessa prevalentemente la fascia pedemontana adriatica ma comprende, nel settore SO, una piccola parte della catena carbonatica appenninica (DEIANA & PIALLI, 1994) che rappresenta l'Appennino Umbro-Marchigiano propriamente detto, ove si osservano i rilievi maggiori caratterizzati da rocce carbonatiche. La piccola porzione ricadente nel Foglio Jesi fa parte della struttura nota in letteratura come Dorsale Marchigiana *Auct.* Essa costituisce un rilievo che si estende longitudinalmente dai Monti Sibillini, a SE, fino al Monte Pietralata (Marche settentrionali), a NW. L'area pedemontana, localizzata a NE della dorsale, rappresenta invece una parte del Bacino Marchigiano Esterno *Auct.* Quest'area è caratterizzata da depositi silicoclastici prevalentemente torbiditici, d'età Plio-Pleistocenica, dai quali emergono nuclei carbonatici più antichi che costituiscono le dorsali morfologiche di Staffolo e di Cingoli. Solo le porzioni settentrionali di queste dorsali ricadono nell'area del Foglio Jesi; la dorsale di Staffolo è più rappresentata mentre, quella di Cingoli, compare solo con la sua terminazione settentrionale.

L'Appennino Umbro-Marchigiano rappresenta un sistema a pieghe e

sovrascorrimenti disposti a formare un arco con vergenza orientale delimitato, verso oriente, dal fronte dei Monti Sibillini e dal suo prolungamento verso nord. Il sistema è costituito da anticlinali asimmetriche, per lo più fagliate e a vergenza orientale, che interessano una successione sedimentaria mesozoico-terziaria; le anticlinali sono separate da più strette sinclinali anch'esse, spesso, fortemente asimmetriche. L'Appennino Umbro-Marchigiano è stato tradizionalmente considerato come una catena pellicolare (BALLY *et al*., 1988) ma, recentemente, è stato evidenzato un coinvolgimento nella deformazione del basamento ercinico (LAVECCHIA *et al*., 1994 e BARCHI *et al*., 1998, *cum bibl*.). Per la sua particolare collocazione, il Foglio Jesi rappresenta una zona chiave per lo studio dell'evoluzione delle zone esterne dell'orogene appenninico. La locale culminazione assiale della Dorsale Marchigiana (*Auct*.), nel settore SO del foglio, ha reso possibile lo studio sia dei caratteri stratigrafici e strutturali delle unità più antiche della copertura sedimentaria umbro-marchigiana, sia dell'assetto paleotettonico. In quest'area, infatti, i rapporti tra le formazioni giurassiche hanno consentito di riconoscere la presenza di paleoscarpate, impostate su faglie sinsedimentarie, che raccordano i differenti ambienti di sedimentazione del Giurassico. La diffusione nei settori orientali del foglio dei sedimenti marini plio-pleistocenici del Bacino Marchigiano Esterno ha consentito, invece, di ricostruire la loro storia deposizionale e deformativa, nel quadro dello studio dei rapporti catena-avanfossa. L'analisi di questi depositi, discordanti sulle più vecchie strutture carbonatiche, ha evidenziato una intensa attività tettonica sinsedimentaria responsabile della loro strutturazione compressiva.

Lo schema tettonico dell'area del Foglio Jesi è illustrato in Fig. 2. Nello schema non sono state riportate le faglie giurassiche per motivi grafici. Queste sono invece illustrate nello schema tettonico, a colori, inserito nella carta geologica.

2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA GIURASSICA

Nella parte sud-occidentale del foglio, ove ricade una porzione della ruga appenninica esterna (Dorsale Marchigiana *Auct*.) localmente rappresentata dai settori orientali della "dorsale" di Monte S. Vicino, è possibile osservare i rapporti tra le differenti formazioni giurassiche. In alcuni casi, inoltre, sono osservabili le paleoscarpate di faglia che raccordavano i diversi ambienti di sedimentazione (piattaforme pelagiche e bacini) durante il Giurassico.

Strutturalmente questa zona è caratterizzata dal fianco orientale di un anticlinorio piuttosto complesso ("dorsale" di Monte S. Vicino), interessato da

PROGETTO CARG

un gran numero di faglie ad elevato rigetto e ad andamento principalmente appenninico (NO-SE), che rendono piuttosto complesse le ricostruzioni geometriche. La presenza di dislocazioni sinsedimentarie, legate all'attività tettonica distensiva giurassica, complica ulteriormente i rapporti giaciturali tra le varie unità formazionali.

L'esistenza di un'intensa tettonica sinsedimentaria giurassica è ben documentata sia da forti variazioni laterali di spessore e di litologia delle unità, che dalla presenza di contatti discordanti tra il Calcare Massiccio e la sovrastante successione pelagica. La ricostruzione della tettonica giurassica nell'area è fortemente complicata dall'intensità dei movimenti successivi; questa tematica, rivolta all'intera area o a parti della stessa, è stata affrontata in diversi lavori precedenti. In particolare, COLTORTI (1980) riconosce una paleotopografia giurassica riesumata dai processi erosivi recenti ed attribuisce a quest'epoca l'origine della quasi totalità dei contatti tra il Calcare Massiccio e le unità più recenti. COLTORTI & BOSELLINI (1980) propongono un quadro paleotettonico molto frammentato, privo di un *trend* strutturale definito e dominante; anch'essi, tuttavia, considerano gran parte dei contatti tra il Calcare Massiccio e le unità sovrastanti come dovuti a faglie giurassiche. Questi Autori ipotizzano, inoltre, l'alloctonia di numerosi blocchi di Calcare Massiccio (es. Monte Revellone), franati come giganteschi olistoliti o scivolati per movimenti rotazionali da un paleomargine entro le successioni bacinali.

GALDENZI (1988) ritiene che buona parte dei contatti tettonici tra il Calcare Massiccio e le unità successive siano dovuti ai movimenti connessi al sollevamento e alla strutturazione della catena appenninica ed individua solo alcuni contatti di sicura origine giurassica. Ritiene, inoltre, che buona parte degli affioramenti di Calcare Massiccio appartengano a strutture continue e non costituiscano, quindi, blocchi isolati franati. L'Autore individua anche estesi affioramenti di megabrecce nella zona di Precicchie (GALDENZI, 1986).

GALLUZZO & SANTANTONIO (1994) studiano l'area di M. Murano, riconoscendo un contatto con geometria ad *onlap* della successione bacinale sulla superficie poco inclinata di un alto strutturale giurassico.

I nuovi rilevamenti del foglio hanno sostanzialmente confermato l'esistenza d'importanti dislocazioni sinsedimentarie giurassiche, anche se la complessità delle deformazioni successive, soprattutto legate alla tettogenesi appenninica, non consente una dettagliata ricostruzione del contesto paleogeografico. Le migliori esposizioni dei contatti si hanno in tre diverse località:

a- Precicchie. Qui grossi corpi di megabrecce poggiano, in netta discordanza angolare, su una paleoscarpata tettonica del Calcare Massiccio. Questo è interessato da evidenti filoni sedimentari e da mineralizzazioni

PROGETTO CARG

ferrose. Le megabrecce sono sepolte dai Calcari Diasprigni (Membro selcifero), che poggiano in *onlap* sulla scarpata e raggiungono, verso SE, il ciglio della stessa.

b- Monte Revellone. Si tratta di un grande blocco di Calcare Massiccio, delimitato da faglie orientate ESE-ONO con opposta immersione; le scarpate giurassiche delimitano una zona di alto strutturale caratterizzata da una superficie sommitale molto stretta, su cui poggiano successioni di tipo condensato.

c- Monte Murano. In quest'area può essere riconosciuto un contatto discordante dei Calcari a Posidonia e dei Calcari Diasprigni della "Successione completa", su di una paleoscarpata tettonica, ad alto angolo, localmente rivestita da spalmature di sedimenti del Lias medio del Gruppo del Bugarone. Secondo GALLUZZO & SANTANTONIO (1994) tale appoggio si verifica, invece,su una paleosuperficie concordante con la stratificazione del Calcare Massiccio.

Altri possibili contatti legati all'evoluzione giurassica sono presenti in affioramenti le cui dimensioni limitate impediscono, tuttavia, osservazioni di dettaglio.

3. - TETTONICA POST-GIURASSICA

Nell'ambito del Foglio Jesi, la tettonica post-Giurassica risulta molto complessa in quanto caratterizzata dalla riattivazione di strutture pre-orogeniche e dalla formazione di strutture orogeniche connesse alla deformazione neogenica che ha portato alla strutturazione della catena appenninica.

Per quanto riguarda le strutture pre-orogeniche, l'analisi di terreno non ne ha permesso uno studio di dettaglio a causa delle pessime condizioni d'affioramento e della limitata diffusione delle unità pre-plioceniche. Sono presenti, nell'area esaminata, molte faglie ma la possibilità di osservazioni di dettaglio sul loro significato cinematico è molto lmitata. Si tratta prevalentemente di faglie dirette o trascorrenti, difficilmente collocabili nel quadro della tettonica compressionale orogenica, per cui sono state considerate come strutture ad attività pre-orogenica anche per la loro continuità con strutture di aree limitrofe.

Questa tettonica pre-orogenica è documentata a sud del Foglio Jesi (Foglio Tolentino) ove strutture sin-sedimentarie mioceniche hanno condizionato, ad esempio, la sedimentazione delle torbiditi pre-evaporitiche. Esse sono paragonabili, come significato, alle strutture distensive che hanno controllato le

PROGETTO CARG

variazioni di facies e di spessore delle successioni giurassiche. Si tratta, infatti, d'importanti dislocazioni a prevalente componente normale, che rendono più complessa l'evoluzione pre-orogenica, condizionando anche la successiva strutturazione compressiva di questo settore del Margine Adriatico. La formazione di queste strutture, importanti in quanto esercitano un certo controllo sulla fisiografia dell'avanfossa, precede di poco la strutturazione compressiva a pieghe e *thrusts*.

Strutture distensive d'età miocenica, registrate nelle successioni torbiditiche delle avanfosse umbro-marchigiane, sono state recentemente segnalate da MAZZOLI (1994), CALAMITA *et al.* (1998), TAVERNELLI *et al.* (1999). Esse sono state messe in relazione ai processi di flessurazione litosferica indotti dalla costruzione della catena e ubicati nella zona di raccordo tra avanfossa e avampaese.

Nell'area in esame sono stati riconosciuti tre elementi strutturali, di grande importanza e continuità, che si estendono anche al di fuori di essa e per i quali si ipotizza un'evoluzione complessa, caratterizzata sia da un'attività pre-orogeanica che da possibili riattivazioni nella successiva fase compressiva orogenica. Essi interessano la successione mesozoico-paleogenica affiorante nell'anticlinale di M. S. Vicino e non si estendono, invece, all'interno della successione pliocenica affiorante verso est. Questi elementi sono i seguenti:

a- *Sistema di faglie M. Murano - M. Revellone - Castelletta*

Questo sistema ha una direzione prevalente intorno a N10°E e ad esso si associano segmenti ad andamento N120°E e N160°E. Esso costituisce il più importante elemento tettonico dell'area ed è caratterizzato da rigetti molto elevati. Mette in contatto diretto il Calcare Massiccio (parte media e medio-superiore) con la Scaglia Variegata e con la Scaglia Cinerea.

Il piano di faglia principale, dove affiorante, immerge verso est con valori d'inclinazione elevati; gli indicatori cinematici, quando presenti, evidenziano movimenti trascorrenti destri, in genere con forte componente *dip slip* diretta. Le relazioni cinematiche e temporali tra le parti a diversa orientazione non sono definibili. Tutta la zona ad est di quest'importante associazione di faglie si presenta strutturalmente ribassata e, nella zona a oriente di Castelletta, si osserva il nucleo di una sinclinale molto stretta sviluppata nei terreni cenozoici, che si trova in contatto tettonico con il Calcare Massiccio di Monte Revellone.

b- Sistema di faglie di Il Colle - Colle Maio - Colle Rancioni - M. Sassi Rossi

Questo sistema corrisponde ad una fascia strutturalmente molto complessa, interessata da importanti faglie orientate principalmente N10°E e

PROGETTO CARG

N160°E. Anche in questo caso il lato occidentale appare rialzato rispetto a quello orientale. Nel dettaglio è possibile osservare due faglie principali, che convergono nella zona di Colle Rancioni. Entrambe sono orientate prevalentemente N10°E e sono associate con elementi ad andamento appenninico (N160°E) o trasversale (N70°E, N110°E). Questi elementi tettonici delimitano alcune porzioni di Calcare Massiccio mettendole spesso a contatto con unità più recenti. La caratterizzazione cinematica di queste faglie è difficoltosa e solo raramente si osservano dati sull'immersione del piano di faglia; sono state, tuttavia, osservate sia immersioni verso est che verso ovest. Questo sistema non è caratterizzato da alcun riscontro morfologico nonostante siano presenti notevoli rigetti che mettono a contatto litotipi con diversa resistenza meccanica. In alcune aree esso è sepolto dalle coperture detritiche e nella zona di Colle Rancioni-Colle Maio risulta troncato da una superficie erosiva ubicata intorno ai 500 m di quota.

c- Faglia di Precicchie

Quest'importante elemento estensionale, orientato N160°E e con immersione verso ovest, rappresenta la terminazione settentrionale di una faglia di importanza regionale che si estende, verso sud, per decine di km. Si tratta di una faglia diretta, a basso angolo (circa 45°), con rigetti fino a circa 500 m e che porta il Calcare Massiccio in contatto diretto con le Marne a Fucoidi. Verso ovest, associata al piano principale, si osserva una faglia ad esso parallela, con lo stesso significato strutturale ma con un rigetto inferiore. Questo sistema si chiude verso nord sul fianco dell'anticlinorio di Monte San Vicino (zona di Sant' Elia) dove converge con la faglia N10°E di Colle Rancioni. Anche la faglia di Precicchie non è caratterizzata da alcun riscontro morfologico.

3.1. – STRUTTURE COMPRESSIVE OROGENICHE

In questo capitolo vengono descritte le strutture legate alla tettonica compressiva che ha portato alla strutturazione della catena e che ha interessato l'area a partire dal Miocene superiore.

Le principali strutture connesse a questa fase sono, da ovest ad est, le seguenti:

a-Fianco orientale dell'anticlinorio di Monte San Vicino;
b-Bacino di Aliforni e Dorsale di Cingoli;
c-Anticlinale di Staffolo – Cupramontana e Sinclinale di Fosso Cerretine;
d-Anticlinale di Montecarotto;

PROGETTO CARG

e-Anticlinale di Moie.

a- Fianco orientale dell'anticlinorio di Monte San Vicino

E' caratterizzato da formazioni mesozoico-paleogeniche, prevalente-mente carbonatiche, di cui il Calcare Massiccio è la più antica. Il fianco dell'anticlinorio presenta strutture a geometrie complesse, non completamente definibili per l'incompletezza degli affioramenti. Una serie di faglie con rigetti non elevati taglia la successione cretacico-paleogenica; alcune faglie ad andamento appenninico sono di tipo inverso e con rigetti dell'ordine di 100 m ma sono presenti anche faglie dirette, sempre ad andamento appenninico e faglie trasversali di tipo trascorrente. Il contatto stratigrafico basale della successione terrigena appare molto netto, discordante e con appoggi che interessano diverse formazioni, dallo Schlier sino alla Scaglia Variegata. Tutte le strutture tettoniche individuate nella "dorsale" calcarea non sono riconoscibili all'interno della successione terrigena mio-pliocenica.

b- Bacino di Aliforni e Dorsale di Cingoli

Questa struttura, che si sviluppa nell'adiacente Foglio Tolentino, è di grande interesse e solo la sua terminazione settentrionale ricade nel margine meridionale del Foglio Jesi. I più importanti elementi tettonici sono rappresentati dai piani di sovrascorrimento a basso angolo che interessano i terreni miocenici e che portano lo Schlier e la sovrastante successione messiniana a sovrascorrere sul fianco occidentale della Dorsale di Cingoli. Al letto del sovrascorrimento si osservano le areniti messiniane della Formazione della Laga.

La tettonica compressiva, responsabile dell'accavallamento del Bacino di Aliforni sulla più esterna Dorsale di Cingoli, ha determinato cambiamenti fisiografici del bacino deposizionale che hanno causato variazioni di spessore delle unità che vi si depositavano. La Formazione di San Donato, infatti, presenta riduzioni di spessore verso ovest in prossimità del contatto con la Formazione Gessoso-Solfifera; il contatto è discordante, con appoggio in *onlap* sulla Gessoso Solfifera. Molto più evidente è l'assottigliamento della Formazione a Colombacci che, nella zona di Maccarone - Le Crete - San Nicolò, si riduce a pochi metri di spessore di peliti in appoggio discordante sui terreni sottostanti. Le condizioni d'affioramento non consentono, tuttavia, di chiarire i rapporti tra la discordanza basale della Formazione a Colombacci e il sovrascorrimento.

Sul versante nord-orientale della Dorsale di Cingoli possono essere ipotizzate dislocazioni tettoniche trasversali che interessano sia il substrato pre-messiniano che la Formazione a Colombacci.

PROGETTO CARG

I depositi arenitico-pelitici del Pliocene inferiore suturano la successione messiniana e gli elementi strutturali riconosciuti nelle unità sottostanti non interessano i terreni pliocenici.

L'anticlinale di Cingoli costituisce una struttura importante, orientata in direzione NNO-SSE e con al nucleo le formazioni mesozoiche; nell'area del foglio ricade solo la sua terminazione periclinalica settentrionale. Questa struttura è delimitata alle estremità da due elementi trascorrenti-transpressivi di cui quello settentrionale è orientato ONO-SSE ed è sinistrale mentre, quello meridionale (situato al di fuori dall'area del foglio), è orientato NNE-SSO ed è destrale.

c- Anticlinale di Staffolo - Cupramontana e Sinclinale di Fosso Cerretine

Questa anticlinale, di cui nell'area del Foglio Jesi rientra solo la parte settentrionale, è caratterizzata in gran parte dallo Schlier ed è orientata in direzione NNO-SSE. Dal punto di vista morfologico essa costituisce un rilievo naturale ben evidente. La struttura è in gran parte sepolta dai sedimenti del Pliocene inferiore che vi si appoggiano in *onlap*, mascherandone il fianco orientale. Anche il fianco occidentale (sul quale è sovrapposta in profondità la piega di Cingoli) è in parte sepolto dai discordanti depositi pliocenici, blandamente deformati e che danno luogo alla sinclinale di Fosso Cerretine. Questo fianco della struttura è interessato da un retroscorrimento che ha lo stesso andamento dell'anticlinale.

L'anticlinale di Staffolo-Cupramontana presenta significative differenze tra le geometrie dei livelli stratigrafici inferiori del Miocene rispetto a quelle dei terreni pliocenici. La "dorsale" miocenica è infatti interessata da intense deformazioni di tipo plicativo e di taglio. Sul lato orientale della stessa dorsale si osserva un'importante faglia inversa che porta lo Schlier, rovesciato, a sovrascorrere sulla Formazione Gessoso-Solfifera. Il piano d'accavallamento, pur non osservabile in affioramento, risulta ad alto angolo, il rigetto non è molto elevato ma supera il centinaio di metri. La Formazione Gessoso-Solfifera, a sua volta, si presenta deformata e piegata anche con strati rovesciati. Sul fianco orientale dell'anticlinale di Staffolo-Cupramontana, inoltre, anche gli strati del Pliocene inferiore riferibili alla Biozona a *Globorotalia puncticulata* (Membro delle Arenarie di Borello/**FAA2** delle Argille Azzurre) sono verticalizzati e coinvolti nelle deformazioni plicative.

Il fianco occidentale, invece, è interessato da un evidente retroscorrimento (di Colognola - Pastore) che coinvolge i terreni miocenici e determina una chiara deformazione, con mesopieghe di tipo *chevron* retrovergenti (a ridosso del retroscorrimento) anche della successione pliocenica. Anche quest'ultima è costituita da arenarie e peliti attribuibili alla Biozona a *G. puncticulata*

PROGETTO CARG

(Membro delle Arenarie di Borello/**FAA2**). Il retroscorrimento si realizza lungo un piano di taglio ad alto angolo che determina un rigetto di circa 100 m. La deformazione della successione pliocenica è confermata dalla presenza di una piega retrovergente (sinclinale SO vergente di Fosso Cerretine), sviluppatasi al letto del retroscorrimento.

La struttura miocenica risulta sepolta nella terminazione periclinale settentrionale dai terreni pliocenici della Biozona a *G. crassaformis* (Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto/**FAAb**) che poggiano direttamente sulle unità mioceniche tagliando, con una netta discordanza, tutti i lineamenti tettonici precedenti. Per quanto i rapporti giaciturali tra le varie unità non risultino del tutto chiari, si può dedurre che questi terreni sono più blandamente interessati dal piegamento rispetto ai livelli inferiori della successione pliocenica.

d-e- Anticlinale di Montecarotto e Anticlinale di Moie

Queste due strutture si riscontrano all'esterno delle strutture descritte precedentemente. Entrambe sono orientate circa NW-SE ma la prima è caratterizzata, in affioramento, esclusivamente da terreni pliocenici riferibili alle Argille Azzurre mentre, la seconda, mostra al nucleo terreni messiniani (Formazione Gessoso-Solfifera). I terreni pliocenici coinvolti in queste strutture non risultano interessati da faglie evidenti. Localmente, tuttavia, è stato possibile riconoscere, alla scala dell'affioramento, piani di taglio di modesta entità, orientati N60°E, N10°E e N160°E.

In conclusione, nell'area del Foglio Jesi le strutture principali (Fig. 2) si localizzano nei settori sud-occidentali e, via via che si procede verso l'esterno, si osserva una deformazione più blanda; ad est di San Paolo di Jesi, la successione presenta un assetto monoclinalico, con una blanda immersione verso ENE.

4. - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE

L'elaborazione dei dati raccolti con approccio interdisciplinare ha permesso di delineare l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area del foglio. Durante la deposizione del Calcare Massiccio (Hettangiano–Sinemuriano inferiore), il contesto sedimentario era riferibile ad un'ampia piattaforma carbonatica i cui ambienti erano simili a quelli delle attuali Isole Bahamas (PIALLI, 1971).

PROGETTO CARG

Una attività tettonica estensionale collegata al *rifting* tetideo ha causato, a partire dalla fine del Lias inferiore, la frammentazione di tale piattaforma carbonatica in blocchi delimitati da faglie, con uno stile a *horst* e *graben*. Nelle depressioni si ha una deposizione prevalentemente pelagica (Corniola) mentre nelle zone più rialzate continua la deposizione di mare basso (Membro del Calcare Massiccio B). Durante il Carixiano anche queste ultime affondano, pur

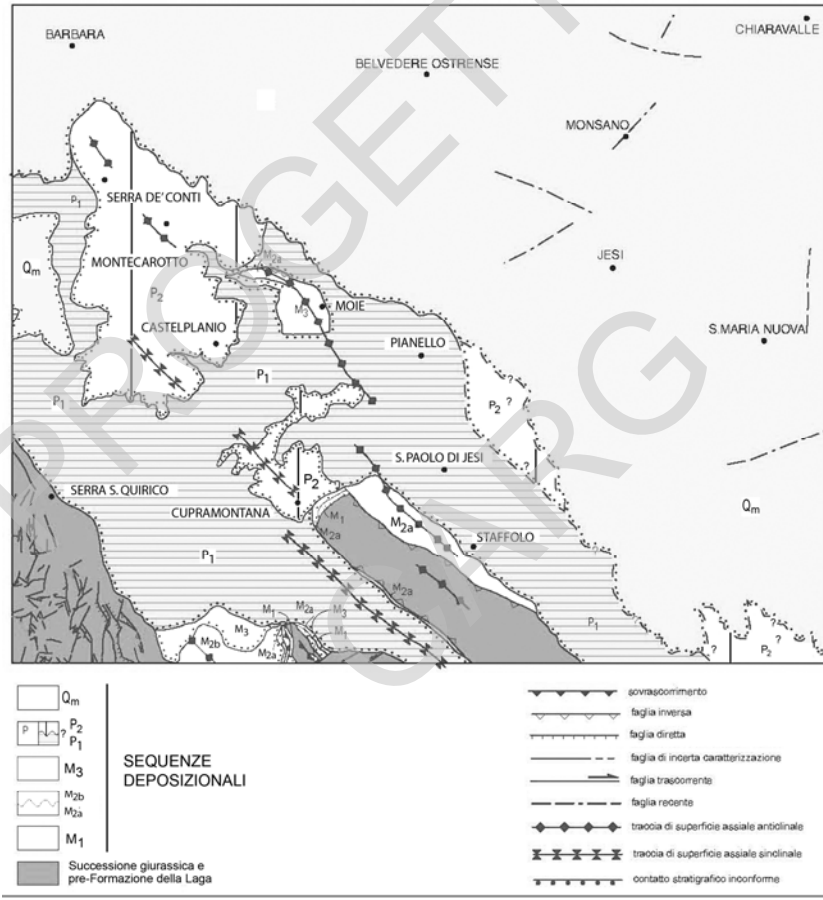


Fig. 2 - *Schema tettonico.*

PROGETTO GMRG

rimanendo in posizione più elevata rispetto alle aree bacinali ("Piattaforma pelagica" *sensu* SANTANTONIO, 1993). Sino alla fine del Giurassico sugli alti strutturali si depositano piccoli spessori di sedimenti carbonatici pelagici (Successioni giurassiche condensate), mentre nei bacini l'accumulo sedimentario è più consistente e ricco di materiali risedimentati (Successioni giurassiche complete). Queste due successioni differiscono, oltre che per lo spessore, anche per i caratteri litologici d'insieme.

Le successioni complete, sempre ben sviluppate, sono in parte caratterizzate da unità silicee (Calcari Diasprigni) e, a certi livelli, sono ricche in contenuto marnoso-argilloso (Rosso Ammonitico); quelle condensate, caratterizzate prevalentemente da facies nodulari, mostrano invece solo gli equivalenti laterali meno sviluppati delle precedenti unità e si caratterizzano per l'assenza di selce e per il maggior e più diversificato contenuto fossilifero.

In realtà questa differenziazione costituisce una semplificazione in quanto, tra le due successioni (complete e condensate), si riscontrano altre successioni deposte nelle aree di transizione corrispondenti alle zone di raccordo tra gli alti strutturali e le aree bacinali. Queste successioni di transizione sono poco rappresentate nel Foglio Jesi ma sono ben conosciute in altre zone dell'Appennino Umbro-Marchigiano**.** L'esistenza di sub-ambienti diversificati, nell'ambito della piattaforma pelagica, è suggerita anche dalla presenza degli orizzonti di Rosso Ammonitico e Calcari Diasprigni all'interno del Bugarone. Le relazioni di campagna indicano che quando quest'ultima formazione è costituita solo da facies calcaree nodulari essa si è depositata o sulla parte sommitale di strutture a *horst*, o sulla zona di cresta di blocchi tiltati (SANTANTONIO, 1994); quando al suo interno si intercalano gli orizzonti di Rosso Ammonitico e Calcari Diasprigni l'unità può essere riferita ad aree più depresse, localizzate all'interno degli stessi alti strutturali. Le successioni composte, invece, possono essere considerate indicative di una zona di scarpata in cui i sedimenti di mare profondo delle unità della successione completa si sovrappongono a *facies* pelagiche condensate, presenti con piccoli corpi discordanti sul Calcare Massiccio della scarpata stessa.

Con la deposizione della Maiolica, la cui sedimentazione si conclude nell'Aptiano inferiore, la batimetria dei fondali tende a livellarsi producendo una riduzione progressiva delle differenziazioni litologiche che porta ad una certa omogeneizzazione delle litofacies già con la deposizione della porzione sommitale della formazione.

Successivamente, la sedimentazione cretacica è piuttosto uniforme dal punto di vista litologico; permangono, tuttavia, differenze di spessore in relazione ad una probabile attività tettonica sinsedimentaria i cui caratteri

PROGETTO CARG

(CELLO *et al*., 1996; MARCHEGIANI, 1998) indicano ancora un regime deformativo di tipo estensionale.

Durante la sedimentazione eocenica si ha un'elevata instabilità tettonica, come indicato dagli scivolamenti gravitativi (*slumps* e olistostromi) presenti nel membro superiore della Scaglia Rossa e nella Scaglia Variegata.

La sedimentazione della Scaglia Cinerea, del Bisciaro e dello Schlier corrisponde ad una relativa riduzione dell'attività tettonica intrabacinale. Per contro, la diffusa presenza di prodotti vulcanogenici nel Bisciaro (nell'ambito del Foglio Jesi e soprattutto al di fuori) esprime una intensa attività tettonica nelle aree vulcaniche originarie, probabilmente adiacenti ai bacini di sedimentazione di questa formazione. Lo Schlier si deposita in un'area di raccordo tra l'avampaese indeformato e la più occidentale avanfossa terrigena appenninica. Al termine della sedimentazione dello Schlier, nell'area Umbro-Marchigiana e in tempi via via più recenti verso l'esterno, si attiva una potente sedimentazione silicoclastica per processi essenzialmente torbiditici, in un bacino subsidente e tettonicamente attivo (avanfossa).

Nell'area del Foglio Jesi, che è compresa nel Bacino Marchigiano Esterno *Auct*., i sedimenti che caratterizzano l'inizio degli apporti silicoclastici sono riferibili al Messiniano inferiore p.p. (Formazione della Laga, Membro pre-evaporitico).

L'instaurarsi nell'area del Foglio Jesi di un campo di sforzi compressivo potrebbe essere verosimilmente riferibile all'età della Formazione di San Donato. La compressione determina una ulteriore migrazione, verso l'esterno, della sedimentazione terrigena.

L'appoggio discordante della Formazione a Colombacci su differenti unità mioceniche, con la conseguente suturazione delle strutture che interessano queste ultime, permette di riferire alla parte terminale del Messiniano l'età di chiusura del primo episodio deformativo compressivo dell'area. Successivamente, si verifica un cambiamento sostanziale nella sedimentazione marina con il debutto del ciclo plio-pleistocenico.

La trasgressione del Pliocene inferiore, marcata da una netta e significativa superficie di discordanza (v. sezione geologica C-C'), determina una sedimentazione marina che inizia con facies argillose ricche in microfauna, sulle quali si sviluppa una potente successione ritmica pelitico-arenitico-conglomeratica. Questa successione, costituita da sedimenti da fini a grossolani in percentuale variabile, è alimentata dall'erosione di rilievi (Catena Appenninica in fase di strutturazione) ubicati in posizione più interna.

Il sovrascorrimento dell'anticlinale di Staffolo (con al nucleo lo *Schlier*) sui depositi del Pliocene inferiore-medio p.p. (Zona a *G. puncticulata*) è indicativo di un altro evento compressivo che interessa le aree esterne nel

PROGETTO CARG

Pliocene medio. Allo stesso evento è riferibile anche il retroscorrimento verso SW dell'anticlinale di Staffolo sui sedimenti pliocenici della Zona a *G. puncticulata* la cui deformazione segna la fine dello sviluppo della struttura di Cingoli. Questa fase determina anche l'appoggio in discordanza dei terreni pliocenici riferibili alla Zona a *G. crassaformis* come osservato nell'area di Cupramontana, alla terminazione settentrionale dell'anticlinale di Staffolo.

Nella parte alta del Pliocene superiore si verifica un'ulteriore fase deformativa, testimoniata dall'appoggio in discordanza sui termini sottostanti delle facies pelitiche del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Queste facies chiudono, nell'area in esame, la sedimentazione marina.

Nell'area del Foglio Jesi la probabile età di emersione nei settori sud-occidentali si realizza a partire dal Messiniano superiore mentre nei più ampi settori orientali l'età dell'emersione è successiva ai più recenti depositi marini del Pleistocene inferiore.

Per quanto riguarda la ricostruzione dell'evoluzine geologica dell'area del Foglio Jesi si può fare riferimento anche alle cinque sezioni geologiche riportate sulla carta. Infatti esse visualizzano, in maniera esauriente, i differenti rapporti tra le varie unità sedimentarie, le principali strutture e le fasi tettoniche.

Al fine di fornire una migliore chiave di lettura relativamente ad alcune scelte interpretative adottate in alcune sezioni geologiche è opportuno osservare quanto segue:

1-nella parte SO della sezione A-A' il contatto tra **FAA2** (Membro delle Arenarie di Borello) e **FAA** (Argille Azzurre) è stato rappresentato come una *paraconformity*; tuttavia non si può escludere che si tratti di una blanda discordanza angolare. La stessa osservazione è valida per il contatto tra **FAA2** e **FAA** a SO de "il Fossato" nella sezione B-B'.

2-nella sezione B-B' il contatto inconforme osservabile a NE de "il Fossato", tra **FAA** (Argille Azzurre) ed **FAA2** (Membro delle Arenarie di Borello), rappresenta il limite tra le sequenze deposizionali **P1** e **Qm**. Pertanto, i terreni appartenenti a **FAA** sono più recenti di quelli di **FAA** affioranti a SO de "il Fossato" e ascrivibili, assieme ai sovrastanti **FAAc1** (Litofacies arenitica di Rosora) ed **FAAb** (Litofacies arenitico-conglomeratica di Montecarotto), alla sequenza **P2** in discontinuità stratigrafica sulla sequenza **P1**. A NE de "il Fossato" il limite tra le due sequenze potrebbe essere presente in profondità e, quindi, non è stato riportato sulla sezione.

3- Nella sezione E-E', all'interno della successione **FAA,** sono state indicate due discontinuità stratigrafiche. La prima separa la sequenza deposizionali **P1** da **P2** ed è troncata, verso l'alto, dalla seconda superficie di discontinuità che rappresenta la base della sequenza deposizionale **Qm**. Tuttavia, la posizione di

PROGETTO CARG

queste due superfici di discontinuità risente di un un fattore interpretativo essendo questo settore del foglio caratterizzato esclusivamente da litofacies pelitiche.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - ANALISI MINERALOGICHE E PETROGRAFICHE

1. - ANALISI MINERALOGICHE

E' stata analizzata la frazione mineralogica (inferiore a 2 micron) di alcuni campioni provenienti soprattutto dalla successione mio-pleistocenica. I risultati analitici dei 12 campioni studiati sono esposti in Tab. 6.

Le principali considerazioni che emergono dai dati mineralogici sono le seguenti:

a-la composizione mineralogica della frazione argillosa mostra una fortissima affinità in tutti i campioni analizzati;

b-i minerali Illite (I), Smectite (Sm) e Clorite (Cl) presentano un basso grado di cristallinità (terreni pedogenizzati);

c-la caolinite (K) è in buona parte costituita da "*fire clay*" – struttura disordinata – (riflesso a 4,12 Am. Pochissimo intenso), di origine essenzialmente detritica;

d-i campioni MAN3, MO9 presentano quantità subordinate di uno strato misto attribuibile alla Smectite-Illite. Tale minerale potrebbe essere stato ereditato da formazioni arenacee o derivare da pedogenesi abbastanza spinta;

e-il campione MAN3, inoltre, presenta quantità di serpentino abbastanza elevate di probabile provenienza da rocce ofiolitiche.

Tab. 6 - *Analisi della frazione mineralogica "argillosa" inferiore a 2 micron.* **K=**Caolinite; **I=**Illite; **Sm=**Smectite**; Cl=**Clorite; **ISm=**Illite-Smectite; **Se=**Serpentino**; Ca=**Calcite.

Formazione	Campione	K	I	Sm	Cl	ISm	Se	Ca
Argille Azzurre (parte superiore)	BA21 marna argillosa	25	25	35	15	--	--	28
Argille Azzurre (parte superiore)	BA10 argilla	25	20	65	tr	--	--	20
Argille Azzurre (parte superiore)	MO9 marna argillosa	25	30	30	10	5	--	33
Argille Azzurre (parte superiore)	MAN3 marna argillosa	25	30	10	10	5	20	32
Argille Azzurre (Litofacies arenitica di Rosora/**FAAc1**)	MC1 marna calcarea	20	30	45	15	--	--	76
Argille Azzurre (Litofacies arenitica di Rosora/**FAAc1**)	TAS2 marna argillosa	25	25	35	15	--	--	24
Argille Azzurre (Litofacies arenitica di Rosora/**FAAc1**)	TAS1 marna calcarea	15	20	50	15	--	--	64
Argille Azzurre (M. Arenarie di Borello /**FAA2**)	MER1 marna argillosa	15	35	40	10	--	--	31
Argille Azzurre (M. Arenarie di Borello /**FAA2**)	SC1 argilla	20	25	45	10	--	--	20
Argille Azzurre (Litofacies pelitico-arenitica di Trivio /**FAAe1**)	ROF1 marna argillosa	30	20	40	10	--	--	32
Argille Azzurre (Litofacies pelitico-arenitica di Trivio /**FAAe1**)	GT22 marna argillosa	15	25	35	25	--	--	32
Argille Azzurre (Litofacies pelitico-arenitica di Trivio/**FAAe1**)	GT23 marna argillosa	20	30	35	15	--	--	31

2. - ANALISI PETROGRAFICHE

I dati petrografici raccolti si riferiscono prevalentemente alle areniti silicoclastiche della successione mio-pliocenica.

Sono stati studiati 34 campioni così ripartiti:

-Argille Azzurre: ST 39.

PROGETTO CARG

-Argille Azzurre, Membro delle Arenarie di Borello: CU50, CU51, ST11, ST12, ST14, ST16, ST36.
-Argille Azzurre, Litofacies pelitico-arenitica di Trivio: ROF7, ROF 8, ROF9, ROF10, ROF12, ROF13, ROF18, ROF20, ROF24, ROF27, ROF28.
-Formazione a Colombacci: CU43.
-Formazione di San Donato: CU13, CU18, CU25, CU29, CU31, CU32, CU34, CU36, CU37, CU38.
-Formazione Gessoso-Solfifera: ST19, ST23.
-Formazione dello Schlier: ST24, ST34.

I risultati analitici dello studio petrografico sono riportati nelle tabelle 8, 9, 10 e 11.

2.1. – METODOLOGIA E RISULTATI ANALITICI

Le analisi modali delle areniti sono state eseguite utilizzando il metodo di conteggio GAZZI-DICKINSON (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970) e le successive aggiunte e proposte operative riguardanti la ripartizione delle classi di conteggio suggerite da ZUFFA (1980; 1985), successivamente codificate da DI GIULIO & VALLONI (1992).

A tale scopo è stato utilizzato un modello di scheda di conteggio (Tab. 7) sostanzialmente simile a quello recentemente proposto da CIBIN & DI GIULIO (1996) per le note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, relativamente ai fogli della Regione Emilia-Romagna. Questa scheda ha lo scopo di standardizzare i criteri d'analisi, la rappresentazione dei dati composizionali e di rendere possibile il confronto petrografico di areniti appartenenti a successioni affioranti in diversi settori dell'Appennino.

Tale scheda (Tab. 7) prevede una ripartizione, basata su criteri tessiturali, tra granuli dell'ossatura e materiale interstiziale; i primi, inoltre, vengono ulteriormente suddivisi in “Componenti Extrabacinali” (“Non Carbonatici” e “Carbonatici”, NCE e CE) e in “Componenti Intrabacinali” (anch'essi “Non Carbonatici” e “Carbonatici”, NCI e CI; ZUFFA, 1980).

Nella scheda di conteggio (Tab. 7), infine, risulta particolarmente dettagliata la frazione extrabacinale (NCE e CE), in base alla quale i campioni analizzati, prevalentemente areniti terrigene, vengono classificati secondo i tradizionali criteri mineralogico-tessiturali (diagrammi QFL, Quarzo-Feldspati-Frammenti di Rocce), volti a sintetizzarne i caratteri composizionali fondamentali.

PROGETTO CARG

Tab. 7 - *Granuli dell'ossatura: costituenti terrigeni essenziali (NCE).*

a) Q = Qm + Qp, dove:
Q = totale dei granuli di quarzo
Qm = granuli di quarzo monocristallini comprendenti:
Qm' = quarzo monocristallino ad estinzione normale o debolmente ondulata (≤ 5°)
Qm = quarzo monocristallino ad estinzione fortemente ondulata (> 5°)
Qr = quarzo in frammenti di rocce a grana grossa (> 0.06 mm)
Qp = granuli di quarzo policristallini comprendenti:
Qp' = quarzo policristallino con ≤ 4 unità cristalline per granulo
Qp" = quarzo policristallino con > 4 unità cristalline per granulo
Ch = frammenti di selci

---

b) F = P + K, dove:
F = totale dei granuli di feldspati
P = granuli di plagioclasio comprendenti:
Ps = plagioclasio in granuli singoli
Pr = plagioclasio in frammenti di rocce a grana grossa (> 0.06 mm)
K = granuli di feldspato potassico comprendenti:
Ks = feldspato potassico in granuli singoli
Kr = feldspato potassico in frammenti di rocce a grana grossa (> 0.06 mm)

---

c) L = Lv + Lc + Lf, dove:
L = frammenti litici a grana fine (< 0.06 mm)
Lv = frammenti di rocce vulcaniche
Lf = frammenti di rocce epimetamorfiche
Ls = frammenti di rocce sedimentarie comprendenti:
Lc = frammenti di rocce carbonatiche (≡ COSTITUENTI CARBONATICI EXTRABACINALI, **CE**)
Ls = frammenti di rocce siltitiche e/o argillitiche

---

d) Lt = L + Qp, dove:
Lt = totale dei frammenti litici

GRANULI DELL'OSSATURA: COSTITUENTI TERRIGENI ACCESSORI
M= miche e cloriti comprendenti:
Ms = miche e cloriti in granuli singoli
Mr = miche e cloriti in frammenti di rocce a grana grossa (> 0.06 mm)

GRANULI DELL'OSSATURA: COSTITUENTI NON CARBONATICI INTRABACINALI (**NCI**)
Al = altri minerali in granuli (glauconite, minerali opachi, etc.)

GRANULI DELL'OSSATURA: COSTITUENTI CARBONATICI INTRABACINALI (**CI**)
Fo = fossili

MATERIALE INTERSTIZIALE
Mt = matrice
Cm = cemento carbonatico

PROGETTO CARG

Tab. 8 - *Argille Azzurre (Membro delle Arenarie di Borello/***FAA2***)*.

Formaz.	Argille Azzurre, Membro delle Arenarie di Borello (FAA2)						
Camp.	**CU 50**	**CU 51**	**ST 11**	**ST 12**	**ST 14**	**ST 16**	**ST 36**
Qm'	27.0	22.3	14.3	13.5	8.9	10.4	12.7
Qm"	5.5	6.1	8.1	8.7	4.5	6.7	9.1
Qp'	0.7	2.3	7.6	9.2	7.1	7.3	7.5
Qp"	3.6	3.8	4.1	4.8	7.6	4.5	5.1
Qr	3.3	1.9	-	1.2	1.6	-	-
Ch	2.2	6.2	3.2	2.1	-	1.5	1.2
Ps	6.9	9.2	8.1	9.3	11.4	12.1	10.1
Pr	1.1	2.3	1.1	2.7	3.3	3.8	4.3
Ks	6.9	7.3	5.9	6.0	7.5	6.5	5.6
Kr	3.7	1.5	0.6	1.2	-	-	-
Lv	-	-	-	-	-	0.6	-
Lc	15.7	10.8	12.1	11.1	13.2	11.9	10.6
Lf	2.9	1.2	3.7	4.2	6.5	5.6	4.8
Fo	1.5	5.1	10.3	9.3	7.1	7.6	8.2
Ms	2.9	1.2	3.2	3.3	3.8	3.1	3.5
Mr	0.4	-	1.5	1.2	2.2	-	-
Al	0.4	-	-	0.7	1.1	-	-
Mt	-	3.5	-	-	1.5	-	3.1
Cm	15.3	15.3	16.2	11.5	12.7	18.4	14.2
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Q	52.2	53.2	47.3	47.5	37.8	38.8	44.9
F	23.0	25.4	19.8	23.0	28.2	28.5	25.3
L	24.8	21.4	32.9	29.5	34.0	32.7	29.8
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Qm	46.9	46.0	28.4	28.2	19.1	21.8	27.5
F	23.0	25.4	19.8	23.0	28.2	28.5	25.3
Lt	30.1	28.6	51.8	48.8	52.7	49.7	47.2
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**

Il campione ST39 delle Argille Azzurre **(FAA)** ha una granulometria estremamente minuta (pelite) e, pertanto, non è possibile effettuare l'analisi modale.

PROGETTO CARG

Tab. 9 - *Argille Azzurre (Litofacies pelitico-arenitica di Trivio /***FAAe1***).*

Formaz	Argille Azzurre, Litofacies pelitico-arenitica di Trivio (FAAeL)										
Camp.	**ROF 7**	**ROF 8**	**ROF 9**	**ROF 10**	**ROF 12**	**ROF 13**	**ROF 18**	**ROF 20**	**ROF 24**	**ROF 27**	**ROF 28**
Qm'	2.4	6.9	4.6	4.1	10.1	13.7	9.2	14.9	11.5	4.1	12.7
Qm"	5.7	2.0	3.8	4.9	3.9	3.1	3.5	4.2	2.9	6.3	3.6
Qp'	2.1	2.5	2.3	3.7	4.7	5.0	3.7	7.1	4.4	2.8	6.5
Qp"	4.5	-	2.2	5.6	4.1	1.9	2.1	2.3	2.0	4.7	4.1
Qr	-	-	-	-	1.1	1.4	0.7	-	-	-	1.2
Ch	3.6	1.8	2.7	2.2	-	0.5	1.5	-	1.4	2.2	-
Ps	4.4	6.3	5.3	5.5	7.3	12.6	8.9	13.8	11.3	5.9	11.5
Pr	-	-	-	-	1.6	-	0.7	-	-	-	-
Ks	3.6	1.5	2.2	4.1	5.9	5.7	4.1	7.6	5.8	3.8	6.0
Kr	-	-	-	-	1.1	0.8	-	1.4	-	-	1.2
Lv	-	0.4	0.8	-	-	-	0.4	-	-	0.5	-
Lc	29.6	25.7	27.6	27.7	19.5	18.5	23.1	12.5	17.8	29.7	18.3
Lf	2.8	4.1	3.5	4.0	3.7	7.6	5.6	6.6	6.1	5.5	5.6
Fo	9.5	14.2	11.8	9.9	10.6	3.8	8.5	2.7	5.6	11.2	3.1
Ms	2.1	4.8	3.5	2.7	5.4	3.9	4.1	4.7	3.8	3.3	2.6
Mr	-	-	-	-	-	-	-	0.9	1.2	-	1.2
Al	0.8	1.2	1.1	1.2	-	0.8	0.7	-	-	1.1	1.7
Mt	3.2	4.7	1.6	2.1	3.9	-	2.1	-	4.3	-	3.1
Cm	25.7	23.9	27.0	21.9	17.1	14.7	21.1	21.3	21.9	18.9	17.6
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Q	26.9	20.2	23.4	29.0	32.5	31.8	28.8	39.0	32.4	26.3	38.1
F	11.7	11.9	11.2	13.3	21.6	23.7	19.0	31.2	24.8	12.6	25.3
L	61.4	67.9	65.4	57.7	45.9	44.5	52.2	29.8	42.8	61.1	36.6
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Qm	11.9	13.6	12.6	12.5	20.5	28.8	18.6	26.1	20.9	13.5	23.7
F	11.7	11.9	11.2	13.3	21.6	23.7	19.0	31.2	24.8	12.6	25.3
Lt	76.4	74.5	76.2	74.2	57.9	47.5	62.4	42.7	54.3	73.9	51.0
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**

PROGETTO STRAG

Tab. 10 - *Formazione di San Donato* (**FSD**).

Formaz.	*Formazione di San Donato* (**FSD**).							
Camp.	CU 13	CU 18	CU 31	CU 32	CU 34	CU 36	CU 37	CU 38
Qm'	23.5	28.7	22.2	20.9	18.2	21.2	17.9	23.6
Qm"	5.1	7.5	5.2	4.3	7.0	6.5	5.8	5.8
Qp'	4.9	2.2	3.4	4.3	4.0	4.3	2.9	1.5
Qp"	5.0	6.8	6.3	5.8	7.3	6.9	6.0	3.7
Qr	-	-	1.6	3.6	2.1	1.8	2.9	2.6
Ch	-	2.3	0.9	0.7	-	4.3	-	7.2
Ps	15.1	12.7	10.1	7.9	12.4	10.8	11.7	9.1
Pr	-	1.1	0.9	0.7	-	-	0.5	1.7
Ks	6.9	7.2	9.0	5.0	7.5	6.9	5.8	8.2
Kr	-	-	0.6	0.7	-	0.7	-	1.6
Lv	-	-	-	0.7	-	-	-	-
Lc	11.8	9.6	13.5	15.1	11.8	13.2	13.9	14.1
Lf	2.9	4.2	3.1	2.9	4.2	3.7	2.9	2.0
Fo	1.1	2.6	2.7	5.8	1.6	2.1	3.2	3.3
Ms	5.2	4.5	3.7	6.5	5.4	3.5	6.1	2.0
Mr	1.4	-	-	-	-	-	0.9	0.8
Al	0.8	0.6	-	0.7	1.1	-	0.6	0.8
Mt	2.8	1.6	2.0	2.2	1.7	-	3.0	1.8
Cm	13.5	8.4	14.8	12.2	15.7	14.1	15.9	10.2
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Q	50.6	56.0	49.8	50.6	50.7	54.6	48.3	52.6
F	28.8	24.7	25.9	18.2	26.1	22.3	24.5	24.4
L	20.6	19.3	24.3	31.2	23.2	23.1	27.2	23.0
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**
Qm	37.6	45.4	37.6	37.7	32.9	41.1	37.6	46.4
F	28.8	24.7	25.9	18.2	26.1	22.3	24.5	24.4
Lt	33.6	29.9	36.5	44.1	41.0	36.6	37.9	29.2
tot	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**	**100.0**

I campioni CU 25 e CU 29 (Formazione di San Donato) non figurano in Tab. 10 poiché non è stato possibile eseguire le analisi modali a causa della loro granulometria molto fine (< 0.06 mm), non risolvibili otticamente.

Il campione CU 43 (Formazione a Colombacci), anch'esso non presente in Tab. 10, è sostanzialmente un calcare micritico caratterizzato dalla presenza di minerali opachi (circa 10-15%).

PROGETTO CARG

Camp.	ST 23	ST 34
Qm'	12.2	14.1
Qm"	7.1	9.7
Qp'	8.0	8.5
Qp"	5.5	2.4
Qr	0.9	1.7
Ch	1.8	2.9
Ps	9.6	7.7
Pr	2.4	1.6
Ks	6.5	6.3
Kr	0.6	-
Lc	8.9	12.3
Lf	4.8	3.4
Fo	7.6	9.5
Ms	1.8	2.9
Mr	-	-
Al	1.3	1.1
Mt	3.5	-
Cm	17.5	15.9
tot	**100.0**	**100.0**
Q	46.7	49
F	25.2	19.5
L	28.1	31.5
tot	**100.0**	100.0
Qm	26.6	31.8
F	25.2	19.5
Lt	48.2	48.7
tot	100.0	100.0

Tab. 11 - Formazione Gessoso-Solfifera/**GES** (campione ST 23) e Formazione dello Schlier/ **SCH** (campione ST 34).

.

Dei campioni ST 19 (Formazione Gessoso-Solfifera) e ST 24 (Schlier) non sono state eseguite le analisi modali; il primo è sostanzialmente un'argilla marnosa, il secondo un calcare pelagico, prevalentemente micritico, con abbondante contenuto in foraminiferi.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA, GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio Jesi si estende tra la "dorsale" appenninica e la fascia pedemontana periadriatica. Essa è caratterizzata dalla presenza di una ristretta area montana (Monte Murano 882 m s.l.m.) situata nell'estrema porzione sud-occidentale, dove affiorano i depositi calcareo-marnosi della Successione Umbro-Marchigiana. Questi caratterizzano la "dorsale" appenninica, la cui sommità è caratterizzata dalla presenza di ampi tratti spianati, già segnalati in letteratura (COLTORTI, 1981; 1997a; MORETTI, 1982; DRAMIS, 1992; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997; 1999; CALAMITA *et al*., 1999). L'età del modellamento di tale superficie è attribuita alla parte finale del Pliocene inferiore quando un'importante fase trasgressiva ha interessato la catena appenninica già strutturata ed in parte emersa nel Messiniano. Tale evento è avvenuto in una fase di ridotta attività tettonica poiché solo i depositi del Pliocene, più grossolani, testimoniano la presenza di versanti discretamente acclivi nell'area montana. Mancano evidenze di una marcata tettonica distensiva durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore quando il reticolo di drenaggio era costituito, principalmente, da ampie valli talora caratterizzate da una incerta direzione di drenaggio.

Il sollevamento generalizzato dell'area appenninica, accompagnato da una tettonica distensiva e da una profonda incisione degli assi vallivi, si verifica

principalmente nella parte finale e dopo il Pleistocene inferiore, come testimoniato dalla presenza, nella regione, di depositi costieri Siciliano-Crotoniani sollevati (CANTALAMESSA *et al*., 1987) e di depositi alluvionali terrazzati.

Nell'area della "dorsale carbonatica" le morfologie sono condizionate dalle strutture tettoniche ed i versanti si presentano spesso 'rettificati' per la presenza di spesse coltri detritiche, prodottesi in ambiente periglaciale durante le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore (COLTORTI & DRAMIS, 1995).

Il paesaggio cambia profondamente in corrispondenza dei terreni silicoclastici della successione plio-pleistocenica; il loro contatto con le sottostanti rocce carbonatiche è mascherato da spesse coltri detritiche ed eluvio-colluviali. L'assetto monoclinalico di questa successione e l'alternanza di litofacies con diversa resistenza all'erosione, hanno prodotto un modellamento del paesaggio a *cuestas* la cui sommità, nelle aree prossime alla "dorsale", è spianata (*bevel*). Tale paesaggio non è regolare e presenta delle variazioni in corrispondenza di elementi strutturali che modificano l'assetto del substrato (area di Rosora-Serra de'Conti). In tutta quest'area le differenze litologiche (litofacies conglomeratiche o arenitiche) hanno causato una marcata risposta morfologica. Verso oriente la morfologia è meno acclive e i rilievi collinari sono più dolci per l'aumento della frazione pelitica del substrato anche se l'assetto monoclinalico dei terreni marini del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore continua ad influenzare l'asimmetria dei versanti.

In generale, i versanti dell'area sono interessati da diffusi fenomeni gravitativi, variabili in dimensioni e tipologia. Nelle aree collinari tali fenomeni sono particolarmente frequenti a causa delle caratteristiche litologiche del substrato e dell'assetto strutturale che determina la presenza di estesi versanti con strati a franapoggio. Alcune frane maggiori interessano centri abitati quali S. Marcello, Maiolati Spontini e S. Maria Nuova. Le tipologie franose sono principalmente due: (1) frane per scorrimento roto-traslativo e (2) frane per colamento. A luoghi si osservano frane complesse o miste dove spesso, ad un iniziale distacco per scorrimento, si sono accavallate numerose riattivazioni per colamento del materiale già franato. Tali fenomeni gravitativi interessano spesso il substrato, per decine di metri di spessore e versanti di dimensioni chilometriche. Tuttavia, le frane per colamento costituiscono la tipologia più diffusa, soprattutto in corrispondenza del substrato pelitico. Spesso i versanti sono interessati da movimenti lenti, ma molto estesi, che coinvolgono uno spessore ridotto del substrato ma che costituiscono elementi di forte rischio per le infrastrutture e le abitazioni.

Il corso d'acqua principale è costituito dal Fiume Esino che scorre in direzione SO-NE seguendo, secondo BOCCALETTI *et al*. (1983), un lineamento

PROGETTO GARG

tettonico trasversale mentre, nel tratto compreso tra Moie e Jesi, scorre con direzione E-O. Sino all'altezza di Moie l'andamento del fiume è rettilineo mentre diventa sinuoso nel tratto a valle. Nell'area della "dorsale carbonatica" l'Esino scorre in una valle stretta con versanti molto ripidi che si aprono e si addolciscono in corrispondenza dei terreni plio-pleistocenici. Anche la piana alluvionale rimane relativamente stretta fino a Moie, da dove si amplia fino a raggiungere un'ampiezza di circa 4 km, all'altezza di Chiaravalle. La presenza di estesi lembi di terrazzi alluvionali contribuisce alla creazione di un ampio paesaggio pianeggiante.

I principali tributari dell'Esino sono il Torrente Esinante, il Torrente Cesola e il Fosso dei Pratacci, in destra idrografica e i Torrenti Granita e Guardengo in sinistra. Gli altri corsi d'acqua importanti, nell'area del Foglio Jesi, sono il Fiume Misa, a nord dell'Esino e il Fiume Musone a sud. I corsi dei fiumi (e di molti corsi d'acqua minori) sono caratterizzati, sempre, da una profonda incisione degli alvei all'interno della piana alluvionale (COLTORTI, 1991a; 1991b; 1997; COLTORTI *et al*., 1991a; 1991b; 1995; CALDERONI *et al*., 1992).

2. - IDROGEOLOGIA

Nell'area in esame si riconosce una buona relazione tra le differenti tipologie morfologiche e la distribuzione dei terreni. I rilievi montani corrispondono, con buona approssimazione, alle aree di affioramento dei terreni calcarei e calcareo-marnosi mesozoici e cenozoici, i quali sono anche interessati dalle principali strutture tettoniche. Le unità terrigene d'età compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene, caratterizzano, invece, le aree collinari. Un simile assetto è stato favorito sia dall'evoluzione tettonica dell'area, che ha portato ad un'emersione precoce delle strutture, sia da fenomeni d'erosione differenziata che hanno accentuato le differenze morfologiche tra le diverse aree, mettendo soprattutto in evidenza le dorsali montuose.

I rilievi principali, costituiti da terreni di diversa permeabilità e resistenza mostrano, nel dettaglio, una notevole complessità morfologica: si osservano pareti subverticali nei calcari compatti del Lias inferiore (Calcare Massiccio) e pendii più dolci, frequentemente instabili, nei terreni pelitico-marnosi più recenti. Può, in generale, essere riconosciuta l'esistenza di superfici sommitali a morfologia dolce, non correlate a cause strutturali e/o litologiche, che si raccordano con i fondovalle o con le aree collinari circostanti attraverso ripidi versanti. La genesi di queste superfici relitte è attribuita ad una fase erosiva,

PROGETTO CARG

che avrebbe agito arealmente originando un paesaggio più dolce e uniforme di quello attuale.

Il sollevamento generalizzato (AMBROSETTI *et al.*, 1982) e la frammentazione della paleosuperficie hanno successivamente causato un generale approfondimento dell'idrografia, con formazione di ripidi versanti e profonde vallate. In questa fase si sono originate depressioni chiuse, tipo *polje*, nelle quali si è impostata una circolazione di tipo carsico.

In generale, la rete idrografica del versante adriatico è spesso costituita da una serie di brevi corsi fluviali sub-paralleleli che tagliano trasversalmente la Dorsale Marchigiana (*Auct.*) e, talvolta, anche la più interna Dorsale Umbro-Marchigiana (*Auct.*). In questi tratti sono comuni strette e profonde gole nelle quali affiorano i terreni più antichi della successione mesozoica. Spesso le gole sono interessate da un'elevata concentrazione di cavità carsiche. In corrispondenza di queste incisioni sono generalmente ubicate le maggiori sorgenti alimentate dagli acquiferi in rocce carbonatiche.

La presenza di terreni a bassa permeabilità intorno alle strutture carsificate ha favorito la formazione di un'estesa rete idrica di fondovalle, determinando il livello locale di base dei principali acquiferi.

Sotto il profilo idrogeologico, nell'area in esame possono essere distinti, come precedentemente accennato, due intervalli stratigrafici principali rappresentati dalla successione calcarea e calcareo-marnosa meso-cenozoica e dalla successione terrigena mio-plio-pleistocenica. La successione inferiore presenta, tuttavia, notevoli variazioni legate alla diversificata evoluzione tettonico-sedimentaria. La porzione più antica, infatti, molto potente ma poco rappresentata in affioramento è costituita da evaporiti (non affioranti) e calcari originati in ambienti di mare sottile (piattaforma carbonatica subsidente); la parte superiore, invece, è caratterizzata da calcari e calcari marnosi di ambiente pelagico e depositati con una velocità di sedimentazione molto bassa.

Le caratteristiche idrogeologiche dei terreni calcarei e calcareo-marnosi sono ben note in letteratura almeno per quanto riguarda gli aspetti qualitativi e i rapporti tra litologia e carsismo ipogeo. La conoscenza approfondita delle condizioni litologico-stratigrafiche rimane tuttavia essenziale per la comprensione dello sviluppo del carsismo sotterraneo. L'individuazione, inoltre, degli intervalli marnosi e della variabilità dei terreni giurassici. favorisce una migliore risoluzione dei problemi idrogeologici.

In merito alle caratteristiche idrogeologiche della successione terrigena mio-plio-pleistocenica, si tratta di terreni prevalentemente impermeabili che affiorano nelle aree collinari intorno alle strutture calcaree carsificabili e nelle aree orientali del foglio.

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda l'alimentazione degli acquiferi, in mancanza di estese e continue coperture impermeabili al di sopra delle dorsali calcaree, non esiste una significativa rete idrica epigea; l'alimentazione degli acquiferi in rocce carbonatiche è pertanto assicurata, prevalentemente, da un assorbimento diffuso. Sono tuttavia presenti punti d'assorbimento localizzato: oltre agli evidenti inghiottitoi, esistono altre situazioni nelle quali modesti corsi d'acqua che incidono i versanti calcarei alimentano la circolazione idrica sotterranea, originando anche grotte-inghiottitoio. Queste situazioni rappresentano casi particolari, legati alle reciproche relazioni giaciturali tra terreni carsificabili o meno; probabilmente sono però più frequenti di quanto finora riconosciuto.

All'interno della zona di trasferimento, il passaggio da un assorbimento diffuso ad una circolazione più concentrata è favorito dove le esili successioni giurassiche condensate (poco permeabili) sono interposte tra Maiolica e Calcare Massiccio. Queste coperture sono troppo discontinue per originare importanti falde sospese e, nel complesso, mettono in continuità idraulica le due formazioni; possono tuttavia isolare settori dei massicci carbonatici carsificati dagli apporti diretti di acque percolanti e favorire la concentrazione delle acque d'infiltrazione in vie privilegiate su modeste discontinuità tettoniche o sedimentarie.

All'interno delle cavità carsiche accessibili si evidenzia una notevole permeabilità dell'ammasso roccioso, con prevalenza di flussi rapidi nella zona vadosa e portate condizionate dall'andamento meteorologico. Solo in presenza di orizzonti marnosi può aversi un rallentamento dei deflussi con eventuale formazione di falde sospese, con effetti di entità proporzionale allo spessore ed alla continuità della barriera di permeabilità.

Sotto il profilo della circolazione freatica nell'area marchigiana assume importanza la presenza delle "dorsali" calcaree separate, in superficie, da estesi affioramenti di materiali terrigeni, prevalentemente impermeabili e presenti nelle fasce collinari. Le "dorsali" hanno al nucleo i litotipi più permeabili (Calcare Massiccio). Questo tipo di disposizione, valido anche alla scala del Foglio Jesi, favorisce la formazione di grandi acquiferi all'interno delle dorsali calcaree; gli orizzonti impermeabili (Marne a Fucoidi e unità giurassiche marnose) intercalati alle unità calcaree sono troppo sottili e discontinui per influenzare la circolazione idrica generale negli acquiferi carbonatici.

Le sorgenti principali (fino a qualche mc/s) si trovano nelle valli dei fiumi maggiori. In genere non si ha un'emergenza ben localizzata, ma la ricarica dei corsi d'acqua epigei avviene lungo tutta l'asta fluviale. Secondo BONI *et al.* (1986a; 1986b) queste "sorgenti lineari" erogano circa il 90% della portata complessiva nelle aree marchigiane interne. Esse sono caratterizzate da grande regolarità della portata e da assenza di sensibili variazioni stagionali in portata

PROGETTO CARG

o in contenuto salino: i tempi di residenza negli acquiferi sono valutati in alcune decine di anni.

Gli orizzonti a bassa permeabilità presenti all'interno della successione carbonatica hanno un ruolo trascurabile nella circolazione idrica globale degli acquiferi calcarei mentre, a scala più piccola, assumono un'importanza determinante. Le frequenti variazioni litologiche e la notevole frammentazione tettonica favoriscono la formazione di numerosi bacini idrogeologici di importanza locale. Questi possono alimentare piccole sorgenti (portate massime fino a poche decine di litri al secondo) generalmente a quote più elevate rispetto ai fondovalle, oppure possono confluire negli acquiferi principali ed alimentare il flusso regionale. Queste sorgenti minori presentano variazioni stagionali nelle portate e nel contenuto salino (BONI *et al.*, 1986a; NANNI, 1991) anche se, raramente, si assiste a risposte rapide ai singoli eventi meteorici.

Nell'area del Foglio Jesi affiorano terreni con un differente grado di permeabilità. Senza entrare troppo in dettaglio in quanto questo richiederebbe valutazioni complesse, viene fornito il seguente schema qualitativo relativo alla permeabilità delle principali unità presenti nel foglio.

a-*Depositi Continentali*: di norma altamente permeabili, specialmente i depositi alluvionali terrazzati. Fanno eccezione i depositi eluvio-colluviali quando granulometricamente fini e gli accumuli di frana con litologie argillose.

b-*Unità pelitiche, pelitico-arenitiche e arenitico-conglomeratiche del Miocene superiore e Plio-Pleistocene*: sono piuttosto impermeabili, specialmente al prevalere di litofacies pelitiche; tuttavia una certa permeabilità, per porosità, caratterizza gli intervalli più arenitici, soprattutto quelli con scarsa matrice e/o cemento.

c-*Schlier*: impermeabile.

d-*Bisciaro***:** è possibile riscontrare una buona permeabilità per fessurazione.

e-*Scaglia Cinerea*: sostanzialmente impermeabile.

f-*Scaglia Variegata, Scaglia Rossa, Scaglia Bianca*: discreta permeabilità per fratturazione diffusa.

g-*Marne a Fucoidi*: impermeabile l'intervallo inferiore; buona permeabilità per fratturazione nell'intervallo superiore.

h-*Maiolica, CalcariDiasprigni***:** permeabilità da ottima a buona per fratturazione.

i-*Calcari a Posidonia:* discreta permeabilità per fratturazione.

l-*Gruppo del Bugarone*: da poco a discretamente permeabile per fessurazione; quando compaiono le intercalazioni tipo Rosso Ammonitico e Calcari Diasprigni discretamente permeabile. Permeabile per fessurazione la porzione

PROGETTO CARG

superiore; sostanzialmente impermeabile quella inferiore, salvo quando è presente fessurazione o carsismo.
m-*Calcare Massiccio:* permeabilità elevata per fessurazione e molto elevata per carsismo.

Dal punto di vista idrogeologico si possono distinguere, sostanzialmente, tre diverse tipologie di terreni, a comportamento diversificato, corrispondenti rispettivamente alle (a) unità carbonatiche (angolo sud-occidentale del foglio e zona di Staffolo), alle (b) unità terrigene (che caratterizzano gran parte dell'area) e ai (c) depositi continentali di copertura (prevalentemente lungo le aste fluviali).

Le unità carbonatiche (a) sono costituite, in prevalenza, da terreni permeabili a cui si intercalano intercalati orizzonti marnosi e con caratteristiche idrogeologiche ben note in letteratura. Lo scarso sviluppo della rete idrografica superficiale evidenzia la presenza di una circolazione carsica ben sviluppata, almeno nella zona d'assorbimento e di trasferimento delle acque piovane e/o di fusione nivale, mentre le caratteristiche della circolazione freatica evidenziano una prevalenza di flussi lenti su sistemi di frattura. La principale sorgente dell'area (sorgente di Gorgovivo) rappresenta una delle più importanti emergenze in tutto l'Appennino Umbro-Marchigiano, con portate che raggiungono i 3 mc/sec e modeste variazioni stagionali. Il bacino d'alimentazione di questa sorgente è molto ampio e si estende verso sud, al di fuori dell'area del foglio. Altre sorgenti sono presenti sui fianchi della struttura di Monte S. Vicino, ove sono legate agli sbarramenti impermeabili costituiti dalla Scaglia Cinerea e dalle Marne a Fucoidi. Queste sorgenti, a quote più elevate, sono alimentate da acquiferi minori sospesi, compresi entro la Maiolica e il Gruppo delle "scaglie calcaree" (Bianca, Rossa e Variegata). Queste presentano maggiori variazioni stagionali sia di portata che nei parametri chimico-fisici. Le falde idriche sotterranee contenute nelle unità calcaree mesozoiche ed in modo particolare nel Calcare Massiccio sono di particolare rilievo. La più importante di queste falde si trova in destra del Fiume Esino, nei pressi della Gola della Rossa ed alimenta la già descritta sorgente di Gorgovivo.

Per quanto riguarda le unità terrigene (b) esse sono, di norma, poco permeabili quando si presentano in facies pelitica e/o marnosa; le facies sabbiose ad esse associate sono invece caratterizzate da media permeabilità, per porosità di tipo intergranulare. Numerose sorgenti di piccole dimensioni sono ubicate nelle zone di affioramento delle unità arenitiche, in genere in presenza di variazioni litologiche entro la successione sedimentaria. Nell'area del foglio sono presenti anche diverse sorgenti sulfuree come, ad esempio, in località Pastore, nei pressi di Cupramontana. Sono presenti anche alcune salse

PROGETTO CARG

come, ad esempio, a San Paolo di Jesi ove, accanto a quella tuttora presente, un'altra risulta scomparsa per effetto delle modifiche apportate ai luoghi, parzialmente urbanizzati ed intensamente coltivati.

I depositi continentali (c) di copertura ospitano acquiferi d'importanza locale; alcune emergenze di quest'origine sono, ad esempio, presenti presso Serra San Quirico. Piccoli corpi idrici, inoltre, sono ospitati dalle coltri colluviali diffuse in tutta l'area del foglio. Questi modesti acquiferi hanno un'importanza trascurabile come riserve idriche ma contribuiscono fortemente a peggiorare le condizioni di stabilità dei versanti. Le falde freatiche più importanti si trovano nelle alluvioni terrazzate, soprattutto lungo le aste medie e basse dei fiumi principali.

In prossimità dei principali fondovalle risultano di particolare importanza le falde di subalveo, contenute nei riempimenti alluvionali del Pleistocene superiore e dell'Olocene, alimentate direttamente dai corsi d'acqua. Sempre relativamente alle coperture, falde freatiche di entità molto spesso trascurabile si trovano all'interno dei depositi detritici (detriti di versante) e di quelli eluvio-colluviali.

Ulteriori e più dettagliate informazioni sui caratteri idrogeologici dell'area sono reperibili nel volume "Il Bacino del Fiume Musone" (AA.VV., 1997).

3. - FRANE E DISSESTI

L'area del Foglio Jesi è interessata da numerose frane, sia in evoluzione, sia senza indizi di evoluzione in atto. I corpi di frana in evoluzione mostrano chiare evidenze di movimento in atto (riscontri di tipo morfologico, manufatti danneggiati, etc.) dell'intero corpo o di porzioni significative di esso. Sono state incluse fra le frane in evoluzione tutte quelle con indizi di attività in atto e/o per le quali vi siano informazioni storiche e/o evidenze aerofotogrammetriche. I corpi di frana senza indizi di evoluzione in atto, viceversa, non presentano indizi di movimenti recenti dell'intero corpo di frana o di sue porzioni significative. Per quanto riguarda l'età dei movimenti, anche se molto recenti, essa non è ricavabile dalla documentazione esistente e neanche dalle foto aeree.

Estensione e caratteristiche delle frane sono molto variabili nell'ambito del Foglio Jesi e solo uno studio tematico approfondito può identificarne le tipologie e l'eventuale grado di pericolosità in relazione agli insediamenti antropici e ai relativi manufatti. Nel territorio in esame, i fenomeni franosi interessano prevalentemente i terreni pelitici e pelitico-arenitici del Miocene e del Plio-Pleistocene. Le frane divengono meno frequenti, anche se localmente

PROGETTO CARG

abbondanti, in corrispondenza dei terreni arenitico-pelitici e arenitico-conglomeratici del Pliocene. Presentano, inoltre, una scarsa incidenza in corrispondenza delle formazioni carbonatiche affioranti nel settore sud-occidentale del foglio, dove si sviluppano prevalentemente in corrispondenza delle Marne a Fucoidi. Anche nell'Anticlinale di Staffolo, dove affiorano i sedimenti pelitici dello Schlier e i terreni messiniani, si osservano diffusi dissesti superficiali associati ad alcune frane di dimensioni significative. Moltissimi fenomeni franosi, relativamente superficiali e di estensione generalmente modesta, s'impostano sulle coltri eluvio-colluviali oppure interessano il manto di alterazione superficiale, specie in corrispondenza delle unità pelitiche. Il loro innesco, tuttavia, è spesso direttamente connesso all'attività antropica.

Le frane predominanti nel territorio del Foglio Jesi sono riconducibili, in accordo con lo schema classificativo di VARNES (1978), a scorrimenti sia rotazionali che traslativi che spesso evolvono in colate di terra o detrito (frane "complesse"). Gli scorrimenti traslativi sono generalmente controllati dalle superfici di stratificazione e caratterizzano i terreni con alternanze di areniti e peliti o quelli arenitici ben stratificati. Gli scorrimenti rotazionali e le frane complesse, tendono ad essere più abbondanti in corrispondenza dei terreni prevalentemente pelitici. In corrispondenza di questi ultimi compaiono, inoltre, numerosi fenomeni di colamento. Gli accumuli di frana sono rappresentati, generalmente, da depositi caotici di fango e/o di detriti fortemente eterometrici. Nel caso degli scorrimenti, è frequente osservare pacchi di strati roto-traslati e, spesso, solo debolmente deformati. Da associare ai movimenti di versante sono le diffuse trincee di frana, talvolta fresche, altre volte parzialmente occultate da detrito. Queste sono abbondanti alle testate delle frane ma si rinvengono anche in aree prive di frane, in zone cioè apparentemente stabili, dove indicano la forte trazione a cui il pendio è sottoposto e la naturale tendenza a collassare. A tale riguardo, si osserva che tali situazioni possono costituire, in certi casi, un elemento di pericolosità in quanto in contesti con assetti geometrici particolari, possono dar luogo a movimenti repentini anche di grande entità (es. frana di Trivio).

4. - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

Sotto il profilo delle risorse naturali, in riferimento alle miniere, ai minerali utili, alle risorse termali, etc., non si segnalano giacimenti significativi ai fini economici. Si ricorda solamente l'esecuzione di alcune indagini per

PROGETTO CARG

ricerche minerarie su modesti depositi limonitici presenti nel Calcare Massiccio effettuati nella zona di Precicchie e di San Pietro.

Di importanza rilevante, invece, risultano le attività estrattive dei materiali lapidei (cave) utili per le più diverse applicazioni nel campo dell'ingegneria civile e non solo.

4.1. - CAVE

Abbastanza diffuse nell'area del Foglio Jesi, si possono distinguere in diverse tipologie principali. Numerose cave di ghiaia sono state realizzate lungo i principali segmenti fluviali mentre altre interessano i materiali lapidei sfruttando, in grande prevalenza, le unità carbonatiche della porzione inferiore della Successione Umbro-Marchigiana. Cave di quest'ultimo tipo sono prevalentemente ubicate nella parte sud-occidentale del foglio, dove appunto affiorano le unità carbonatiche. Cave di ampie dimensioni sono infatti presenti nell'area a ovest di Serra San Quirico e alcune di queste sono risultate attive durante il periodo delle attività di terreno per il rilevamento del foglio; i materiali estratti sono costituiti dai litotipi del Calcare Massiccio. Un'altra cava, non attiva, interessa la Scaglia Rossa.

Nella parte sud-occidentale del foglio si osservano anche numerose cave impostate sugli accumuli di detriti pleistocenici che sono molto diffusi.

Nelle aree di San Paolo di Jesi, Maiolati Spontini e Cupramontana, le cave riscontrate sono poco numerose e sfruttano due litofacies principali:

a- d*etrito di versante*; queste cave sono concentrate nella zona a ridosso della "dorsale" calcarea di Cingoli;

b- *peliti*; sono principalmente ubicate nella zona di Cupramontana.

I materiali estratti erano utilizzati per la produzione di laterizi.

Diverse cave sono inoltre presenti nella zona di Staffolo e due di queste sono risultate ancora in attività durante il rilevamento. Queste cave sono tutte situate in destra del Fiume Musone e sfruttano i depositi ghiaiosi delle alluvioni terrazzate.

Altre cave di materiale sabbioso-ghiaioso sono localizzate in altre aree del foglio e sfruttano prevalentemente i depositi detritici delle unità di copertura continentale.

Per quanto riguarda ulteriori e più specialistiche informazioni di carattere applicativo (idrogeologia, geomorfologia applicata, etc.) nel quadro più generale delle problematiche geologico-ambientali della regione marchigiana si rimanda ad alcuni volumi tematici (AA.VV., 1990; AA.VV., 1997).

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1966) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 117 "Jesi" (II ediz.).* Serv. Geol. d'It., Roma.

AA.VV. (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 124 "Macerata" (II ediz.).* Serv. Geol. d'It., Roma.

AA.VV. (1986a) - *La Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 145 pp., Camerino.

AA.VV. (1986b) - *Carta geologica delle Marche in scala 1:250.000.* L.A.C.., Firenze.

AA.VV. (1990) **–** *L'ambiente fisico delle Marche***.** *Geologia, geomorfologia, idrogeologia***.** S.EL.CA., Firenze.

AA.VV. (1991) - *Carta geologica delle Marche in scala 1:100.000.* S.EL.CA., Firenze.

AA.VV. (1992) - *Le emergenze geologiche e geomorfologiche delle Marche*. Regione Marche, 711 pp., Ancona.

AA.VV. (1997) - *Il Bacino del Fiume Musone. Geologia, Geomorfologia e Idrogeologia*. A cura di T. Nanni. Grafiche Scarponi, 311 pp., Osimo (AN).

ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto Bacino dell'Esino (Appennino Marchigiano) - Datazione con il 14C*. Geogr. Fis. Din. Quat., **2**: 203-205, Torino.

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

AMBROSETTI P., CARRARO F, DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene Inferiore e il Pleistocene Medio*. Contr. Concl. Carta Neotett. d'It. (II) CNR, P.F. "Geodinamica" S.P. "Neotettonica", **356**: 1341-1343, Roma.

BALLY A.W., BURBI L.,COOPER C. & GHELARDONI P. (1988) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines.* Mem. Soc. Geol. It. (1986), **35**: 257-310, Roma.

BALOGH K., DELLE ROSE M., GUERRERA F., RAVASZ-BARANYAI L. & VENERI F. (1993) – *New data concerning the inframiocenic "Bisciaro vulcaniclastic event" (Umbro-Marche Apennines) and comparison with similar occurrences*. Giorn. Geol., **55** (2): 83-104, Bologna.

BARCHI M., DE FEYTER A.,MAGNANINI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M., (1998) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt.* Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578. Roma.

BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) – *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in central-southern Marche area (Apennines, central Italy)***.** Mem. Soc. Geol. It., **48:** 275-288, Roma.

BASSI G. (1972) - *Indagini sulle risorse idriche sotterranee della pianura alluvionale della valle dell'Esino da Serra S. Quirico al mare.* Centro Studi e Ric. Econ. Soc., Unione Reg. Cam. Comm. Ind. Artig. Agr., Ancona, 117 pp., Ancona.

BAUMGARTNER P.O. (1984) – *A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethian radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **77** (3), 729-837, Zurich.

BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C. III & AUBRY M.P. (1995) – *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. (Editors), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations. SEPM Spec. Publ., **54**: 129-212.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G. & DRAMIS F. (1983) – *The Umbria-Marche Apennines: an example of thrust and wrenching tectonics in a model of ensialic neogenic-quaternary deformation.* Boll. Soc. Geol. It., **102**: 591-592, Roma.

BONARELLI G. (1933) **–** *Carta Geologica d'Italia al 100.000, Foglio Jesi, n. 117***.** R. Uff. Geol.,

PROGETTO CARG

Roma.

BONI C., BONO P., CAPELLI G., LOMBARDI S. & ZUPPI G.M. (1986a) – *Contributo all'idrogeologia dell'Italia centrale: analisi critica dei metodi di ricerca*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 947-956, Roma.

BONI C., BONO P., CAPELLI G., (1986b) – *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012, Roma.

BORSETTI A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) – *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. Geol., ser. 2, **40** (1): 21-72, Bologna.

BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) – *Rocce e successioni sedimentarie*. Utet, Torino.

BRALOWERT T.J., LECKIE R.M., SLITER W.V. & THIERTSTEIN H.R. (1995) - *An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy*. In Berggren W.A., Kent. D., Aubry M.P. & Hardenbol J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. SEPM Special Publication, **54**: 65-79.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In Centamore E. & Deiana G. (Eds), Studi Geol. Camerti, vol. spec. "*La Geologia delle Marche*": 91-98, Camerino.

CALAMITA F. & DEIANA G. (1988) – *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem Soc. Geol. It., **35**: 311-316, Roma.

CALAMITA F., MASTROVINCENZO S. & INVERNIZZI C. (1987) – *Analisi mesostrutturale dei depositi mio-pliocenici della zona marchigiana esterna*. Acta naturalia de "L'Ateneo Parmense", **23**: 265-272, Parma.

CALAMITA F., CRISTALLINI C., DEIANA G., INVERNIZZI C., MICARELLI A., PIZZI A. & POTETTI M. (1989) – *Timing of compressive deformation in the outer area of the Marche Apennine chain.* In: "La geologia strutturale ed i possibili contributi all'inter-pretazione della sismica profonda". Pisa, 26-27 Ottobre 1989, Abstr.

CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) – *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno*). Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1990: 69-86, Camerino.

CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dell'Appennino Umbro-Marchigiano alla costa adriatica.* Profilo CROP O3 Punta Ala-Gabicce. Studi Geol. Camerti, vol. spec.: 295-314.

CALAMITA F., PIZZI A., RIDOLFI M., RUSCIADELLI G. & SCISCIANI V. (1998) – *Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting nella strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della M.gna dei Fiori (Appennino centrale esterno*). Boll. Soc. Geol. It., **117**: 725-745, Roma.

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. Roma.

CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991a) – *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino del Fiume Esino durante il Pleistocene superiore.* In: "Fenomeni di Erosione e Alluvionamento degli alvei fluviali". Univ. Ancona, Dip. Sc. Mat. e Terra, 171-190, Ancona.

CALDERONI G., NESCI O. & SAVELLI D. (1991b) - *Terrace fluvial deposits from the middle basin of Cesano River (northern Marche Apennines): reconnaissance study and radiometric constraints on their age.* Geogr. Fis. Din. Quat., **14**, 201-207, Torino.

CALDERONI G., CILLA G., DRAMIS F., MAGNATTI M. & MATERAZZI M. (1996) - *La deposizione di travertino nelle aree prossimali dei Fiumi Esino, Potenza e Chienti durante l'Olocene antico*

PROGETTO SARG

(Appennino centrale marrchigiano). Il Quaternario , **9**: 481-492.

CAMPBELL L. (1967) – *Lamina, laminaset, bed and bedset.* Sedimentology, **8**: 7-26.

CANDE S. & KENT D. (1995) – *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal Geophys. Res., **100**: 6093-6095.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986a) **–** *Il Plio-Pleistocene delle Marche.* In: Studi Geol. Camerti, vol. spec. "*La Geologia delle Marche*": 61-88, Camerino.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & DI LORITO L. (1986b) **–** *Il Miocene delle Marche.* In: Studi Geol. Camerti, vol. spec. "*La Geologia delle Marche*": 35-55, Camerino.

CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI F., PONTONI F. & POTETTI M. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio (Ascoli Piceno, Marche).* Geol. Romana, **26**: 359-369, Roma.

CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1881) – *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **CI** (1980): 343-542, Roma.

CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971a) – *Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000, Fogli 109-110-117 Pesaro – Senigallia – Jesi.* Serv. Geol. d'It., Nuova Tecnica Grafica, 62 pp., Roma.

CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., BORSETTI A.M., CATI F., D'ONOFRIO S., MEZZETTI R. & SAVELLI C. (1971b) – *Ricerche stratigrafiche sul limite Mio-Pliocene nelle Marche centro-meridionali.* Giorn. Geol., **39:** 363-392, Bologna.

CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., BORSETTI A.M., CATI F., D'ONOFRIO S., MEZZETTI T. & SAVELLI C. (1974) – *Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali.* Giorn. Geol., Ser. 2, **39** (2): 363-392, Bologna.

CECCA F. & SANTANTONIO M. (1986) – *Le successioni del Giurassico superiore dell'Appennino umbro-marchigiano sabino: osservazione sulla geologia e sulla biostratigrafia*. Atti 1° Convegno "Fossili, Evoluzione, Ambiente". Pergola, 1984: 111-118.

CECCA F. & SANTANTONIO M. (1989) – *Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonite assemblages in the Umbria-Marche-Sabine Apennines (Central Italy).* In R. B. Rocha & R.A.F. Soares ed., 2nd Internat. Symposium on Jurassic Stratigrafy – Lisbona, **1**: 525-542.

CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1985) – *Remarks on the Kimmeridgian-Lower Tithonian ammonites biostratigraphy of two sections in the Central Apennines (Italy).* Newsletters on Stratigraphy, **15** (1): 28-36.

CECCA F., CRESTA S., PALLINI G. & SANTANTONIO M. (1990) – *Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica*. In: Pallini G., Cecca F., Cresta S. & Santantonio M. (Eds.) – Atti III Convegno "Fossili, Evoluzione; Ambiente", Pergola 1987, 63-139.

CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. & MAZZOLI S. (1996) – *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1996: 291-304, Camerino.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1969) – *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (3), 237-263, Roma.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., PIERUCCINI U. (1971) – *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**, 1-89, Camerino.

CENTAMORE E., JACOBACCI A., MALFERRARI N., MARTELLI G. & PIERUCCINI U. (1972) – *Carta Geologica d'Italia, Foglio 290 "Cagli", scala 1:50.000*. Serv. Geol d'It., Roma.

CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) – *Note Illustrative del Foglio 291 "Pergola" alla*

PROGETTO CARG

scala 1:50.000. Serv. Geol d'It., Roma.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., DRAMIS F., GIARDINI G., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1980) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia - F. 301 "Fabriano" alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It., Roma.

CENTAMORE E., COLTORTI M.., CANTALAMESSA G., DRAMIS F., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) - *Aspetti geomorfologici e neotettonici del F. 133-134 "Ascoli Piceno-Giulianova". Contr. Concl. Carta Neotett. d'It.(II*). CNR, P.F. "Geodinamica", S.P. "Neotettonica", Roma.

CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) **–** *Il Trias-Paleogene delle Marche*. In: Studi Geol. Camerti, vol. spec. "*La Geologia delle Marche*": 9-27, Camerino.

CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., ET AL., (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, Crop 11, vol. spec., 1991: 125-131, Camerino.

CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M., FLORIS B. & PROSPERI L. (1990) – *Loess sedimentation and quaternary deposits in the Marche province*. In: Cremaschi M. Ed. "The loess in Northern and Central Italy: a Loess Basin between the Alps and the Mediterranean Region". Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **1**: 103-130.

CIANCETTI G.C. & NANNI T. (1989) – *Note sulla geologia dell'anticlinale di Monte Acuto di Cingoli (Marche*). Boll. Soc. Geol. It., **108**: 553-564, Roma.

CIBIN U. & DI GIULIO A. (1996) - *Proposta di normativa per l'analisi della composizione delle areniti al microscopio ottico nell'ambito della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geologico Ital., **65**, Roma.

CILLA G., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1994) – *Holocene fluvial dynamics in mountain areas: the case of the River Esino (Appennino umbro-marchigiano).* Geogr. Fis. Din. Quat., **17**, 163-174, Torino.

CILLA G., COLTORTI M., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation during the early Holocene in the Marchean valleys (Central Italy).* Il Quaternario, **9**, 459-464.

COCCIONI R., NESCI O., TRAMONTANA M., WEZEL F.C. & MORETTI E., (1987) – *Descrizione di un livello-guida "radilaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 183-192, Roma.

COCCIONI R., MORANDI N., PERUGINI M. & TATEO F. (1992) – *Stratigraphy, mineralogy and geochemistry of the "Livello Raffaello" (Early Miocene) in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: I.U.G.S.-S.O.G. Miocene Columbus Proj., Portonovo (Ancona, Italy, nov. 1992): 57-61, Ancona.

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1969) - *Relationship between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (Central Italy*). Preprint. Colloquium on "Mediterranean Jura. Stratigraphy", Budapest, 1969.

COLACICCHI R., PASSERI G. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano e ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 839-874, Roma.

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1974) – *Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del Calcare massiccio (Nota preliminare*). Boll. Soc. Geol. It., **92**, (Supplemento): 173-187, Roma.

COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene Anconetano*. Geol. Romana, **18**: 71-92, Roma.

COLTORTI M. (1979) - *Reperti litici del Paleolitico inferiore come contributo alla datazione delle alluvioni terrazzate del F. Esino (Ancona).* Studi Geol. Camerti, **4**: 7-16, Camerino**.**

COLTORTI M**.** (1980) – *Geologia della Regione M. Pietroso-M. Murano (Appennino Marchigiano)*. Annuali Univ. Ferrara (N.S.), SEZ. 9, **7**: 21-36, Ferrara

PROGETTO CARG

COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana.* Atti Conv. Beni Cult. Amb. delle Marche, Numana, 8-10/5/'81, Paleane Ed.: 63-122.

COLTORTI M. (1991a) - *Modificazioni morfologiche oloceniche nelle piane alluvionali marchigiane: alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone.* Geogr. Fis. Din. Quat., **14**/1: 73-86, Torino.

COLTORTI M. (1991b) - *L'evoluzione geomorfologica olocenica dei fiumi Misa e Cesano nei dintorni dei siti archeologici di Ostra antica, Senigallia e Suasa*. In: "Archeologia delle valli del Misa e Cesano": 79-98, Senigallia.

COLTORTI M. (1997a) – *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**, 311-335.

COLTORTI M. (1997b) - *Geomorfologia ed evoluzione fluviale olocenica nella valle del fiume Musone (Marche Italia).* In: Nanni T. Ed., Il Bacino del Fiume Musone: Geologia, Geomorfologia e Idrogeologia. Grafiche Scarponi: 49-68, Osimo.

COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) – *Stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennine.* Prooc. 15th Meet. IGU Commissionon Geomorphological Survey and Mapping. Modena-Catania, 205-212.

COLTORTI M. & BOSELLINI A. (1980) – *Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **6**: 13-22, Camerino.

COLTORTI M., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1983) – *Stratified slope-waste deposits in the Esino river basin (Umbria-marche Apennine, Central Italy).* Polarforschung, **53** (2), 59-66.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1984) – *Sedimentological characteristics of stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy) and their genetic implication*. In: Godard A. & Rapp A. (eds), « Processus et Mesure de l'Erosion ». Editions du CNRS Paris : 145-152.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) – *The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy*). Zeit. Geomorph., **71**, 59-70.

COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) **–** *The Chronology of Upper Pleistocene Stratified Slope-Waste Deposits in Central Italy*. Permafrost and Periglacial Processes, **6**: 235-242.

COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa valle del fiume Esino: geomorfologia, idrogeologia e neotettonica***.** Boll. Soc. Geol. It. (1986), **106:** 35-51, Roma.

COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991a) - *Evoluzione geomorfologia delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **14**: 87-100, Torino

COLTORTI M., NANNI T. & VIVALDA P. (1991b) – *La bassa valle del Fiume Musone (Marche): geomorfologia e fattori antropici nell'evoluzione della pianura alluvionale*. Geogr. Fis. Din. Quat. **14**: 101-111, Torino.

COLTORTI M., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Evoluzione geomorfologia ed impatto antropico nei sistemi idrografici delle Marche: riflessi sull'ambiente fisico.* Mem. Soc. Geol. It., **53**: 271-292, Roma.

COLTORTI M., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Geomorphological evidence for anti-Apennine faults in the Umbro-Marchean Apennines and in the peri-Adriatic basin, Italy*. Geomorphology, **15**: 33-45, Amsterdam.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997) - *Middle-Upper Pliocene 'Compression' and Middle Pleistocene 'Extension' in the east Tiber Basin: from 'synform' to 'extensional' basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy).* Il Quaternario, **10** (2): 521-528.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1999) - *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula: a key tool in neotectonic studies*. Jour. of Geodynamics, **4** (2/2): 1-6.

CRESCENTI U. (1972) – *Sulla deviazione dei fiumi marchigiani*. Geol. Appl. Idrogeol., **00**, 45-55.

CRESTA S. (1989) – *La cava del Fosso Bugarone: sezione tipo della Formazione del Bugarone*. In:

PROGETTO CARG

Cresta S., Monechi S. & Parisi G. (Eds), Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area Umbro-Marchigiana. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, Servizio Geologico d'Italia, Vol. **XXXIX**, 137-144, Roma.

CRESTA S., con la coll. di PALLINI G., VENTURI F., CECCA F., SANTANTONIO M. (1986) – *Quadro riassuntivo delle faune ad ammoniti nei sedimenti giurassici*. In Centamore E. & Deiana G. (Eds), "*La Geologia delle Marche*", Studi Geol. Camerti, vol. spec., 29-34, Camerino.

DECANDIA F.A & TAVERNELLI E. (1994) – *Modalità di Propagazione della deformazione compressiva nell'Appennino umbro-marchigiano*. Atti del 77° Congresso della Società Geologica Italiana, Bari, Settembre 1994, 73-75. Bari.

DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 473-484. Roma.

DELLE ROSE M., GUERRERA F., RENZULLI A., RAVASZ-BARANYAI L. & SERRANO F. (1994a) - *Stratigrafia e petrografia delle Marne di Vicchio (Unità Tettonica Cervarola) dell'alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo*). Boll. Soc. Geol. It., **113**: 675-708, Roma.

DELLE ROSE M., GUERRERA F., RENZULLI A. & SERRANO F. (1994b) - *Stratigraphic and volcaniclastic events in the Vicchio Marls **Auc**t. (Cervarola Tectonic Unit) along the Monte Fatucchio section (northern Apennines, Italy*). *Giorn. Geol.*, **56** (1): 97-114, Bologna.

DI BUCCI D., FRIELLO P., PALLINI G & SANTANTONIO M. (1993) – *Il sistema giurassico di piattaforma carbonatica pelagica/bacino nell'area di M. Scoccioni-Castelletta (Appennino Marchigiano).* Proc. 3rd Pergola Intern. Symp, Paleopelagos, spec. Pubbl., **1**: 79-91.

DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sedim. Petrology, **40:** 695-707.

DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. Acta Naturalia de "l'Ateneo Parmense", Parma.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) – *Il ruolo degli elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP **11**: 287-293, Camerino.

DRAMIS F. (1992) – *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol.. spec. 1992/**1**, 9-16, Camerino.

DUBBINI A., GUERRERA F. & SANDRONI P. (1992) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchigiano*. Giorn. Geol., **53** (2) (1991): 115-130, Bologna.

DUFAURE J.J., BUSSOYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères géomorphologiques de néotectonique verticale dans l'Apennin Central Adriatique*. Bulletin AFEQ, **3**: 151-160.

ELMI C., NESCI O., SAVELLI D. & MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico appenninico centro settentrionale: processi geomorfologici e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **106** (4): 717-724, Roma.

FOLK (1974) – *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill. Pubbl. Co.: 1-182, Austin, Texas.

FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleonthology, **42**/1: 1-36.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) – *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleonthology, **42** (1): 37-63.

GALDENZI S. (1986) – *Megabrecce giurassiche nella dorsale marchigiana e loro implicazioni paleotettoniche*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 371-382, Roma.

GALDENZI S. (1988) – *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche nella dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfaito*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 49-55, Roma.

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

PROFETTO

GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro*. Miner. Petrogr. Acta, **12**, 69-97, Bologna.

GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale e attività antropica nelle Marche centro meridionali*. Geogr. Fis. Din. Quat., **10**: 204-217, Torino.

GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) – *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophys. Research, **99**: 24051-24074.

GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) – *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. SEPM Spec. Publ., **54:** 95-126.

GUERRERA F., RAINERI B . & WEZEL F.C. (1979) - *Eventi neotettonici quaternari nell'area nord-marchigiana.* Mem. Soc. Geol. It., **19** (1978): 589-595, Roma.

GUERRERA F., TONELLI G. & VENERI F. (1986) - *Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella successione Umbro-Marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **105**/3-4: 307-325, Roma.

GUERRERA F., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G. & FRANCHI R., VANNUCCI S., GIOVANNINI G. (1987) - *La Scaglia Variegata eocenica nella sezione di Monte Cagnero (Bacino Marchigiano Interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico*. Boll. Soc. Geol. It., **107**/1: 81-99, Roma.

GUERRERA F., MATTIOLI M., PUGLISI D., RENZULLI A., SANTI P., VENERI F., ASSORGIA A. & BALOGH K. (1998) - An overview of the Upper Oligocene-lower Miocene volcanogenic sediments in the Western Mediterranean: what volcanic source areas and geodynamic constraints ? Atti "Xth Congress R.C.M.N.S. "New lights on Mediterranean Chronology, Tethys-Parathetys connections", Rom. J. Stratigraphy, **78**, 43-56, Bucaresti.

IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 283-314, Cambridge.

LAVECCHIA G., BARCHI M., BROZZETTI F. & MENICHETTI M. (1994) - *Sismicità e tettonica nell'area umbro-marchigiana.* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 483-500, Roma.

LIPPARINI T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., **13**: 5-22, Bologna.

MARCHEGIANI L. (1998) – *Tettonica preorogenica in Appennino centrale*. Tesi di Dottorato, Università di Camerino: 140 pp.

MARTINI E. (1971) – *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In Farinacci Ed. Proceed II Plank. Conf. Rome, Ed. Tecnoscienze (**2**), 738-785, Roma.

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

MAZZOLI S. (1994) – *Early deformation features in synorogenic Messinian sediments of the northern Marchean Apennines (Italy*). Annales Tectonicae, **8**: 134-147, Firenze.

MENICHETTI M. (1991) - *La sezione geologica Cingoli-M.Maggio-Tevere nell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e strutturale.* Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/**1**: 315-328, Camerino.

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

MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) – *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (central-northern Apennines*). 8th Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15.22 Sept. 1985. Abstracts.

MONACO P. (1983) – *Contributi all'analisi stratigrafica e sedimentologica dei depositi solfatici tardomiocenici delle Marche centro-meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 355-368, Roma.

MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. EDS. (1997) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Elsevier Science B.V. Developments in Paleontology and Stratigraphy, **15**, 694 pp.

PROGETTO GARO

MORETTI A. (1969) – *Note illustrative della carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 124 "Macerata*". Serv. Geol. D'Italia, Roma.

MORETTI E. (1982) - *Neotettonica della zona compresa tra i fiumi Esino e Musone (Marche centrali).* Acta Naturalia de "l'Ateneo Parmense", **18**: .59-64, Parma.

NANNI T. (1981) - *Note illustrative sulla geologia dell'anconetano*. Comune di Ancona, Regione Marche, Ancona.

NANNI T. (1991) – *Caratteri idrogeologici delle Marche*. In: "L'Ambiente fisico delle Marche". Ed. S.EL.CA., Firenze, 177-206.

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

NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M.L. (1986) – *Il bacino pleistocenico marchigiano*. Atti Riun. Gruppo Sedimentologia CNR sul Pleistocene Marchigiano, Ancona 5-7/6/1986: 13-41, Ancona.

NEGRI A., GIUNTA S., HILGEN F.S., KRUGSMAN W. & VAI G.B. (1999) – *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic condition of time of late Miocene sapropel formation*. Marine Micropal., **36** (1): 13-30, Amsterdam.

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

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

NESCI O., SAVELLI D. & MENGARELLI D. (1990) – *I terrazzi vallivi del 1° ordine nei bacini dei Fiumi Metauro e Foglia (Appennino Marchigiano)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13/1**: 63-73, Torino.

NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) – *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino nord-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 293-312, Roma.

OGG J.G., HASEGAWA 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 Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to subsurface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf., Adratic Foredeep Field Trip Guide Book, Bologna.

PARISI G., GUERRERA F., MADILE M., MAGNONI G., MONACO P., MONECHI S. & NOCCHI M. (1988) - *Middle Eocene to Early Oligocene Calcareous Nannofossil and Foraminiferal Biostratigraphy in the Monte Cagnero Section, Piobbico (Italy). In: "The Eocene/Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*". I. Premoli Silva, R. Coccioni and A. Montanari (eds.), Ancona,1-3 oct., 1987, Spec. Pubbl., II, **5**, 119-135, Ancona.

PIALLI G. (1971) – *Facies di piana cotidale del Calcare massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 481-508, Roma.

PIALLI G., BARCHI M. & MINELLI G. (Ed.) (1998) – *Results of the CROP03 deep seismic reflection profile*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 657 pp., Roma.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) – *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trend from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**: 1-89, Modena.

RAWSON P.F., DHONDT A.V., HANCOCK J.M. & KENNEDY W.J. (Eds.) (1996) – *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*". Brussel 8-16 September 1995. Bullettin de L'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, **66** supplement.

PROGETTO SARG

RICCI LUCCHI F. (1975) – *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines*. In: Geology of Italy, P.E.S.L., 111 pp., Tripoli.

RICCI LUCCHI F. (1986) – *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. Spec. pubbl. I.A.S. (1986), **8**: 105-139, Bologna.

RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) **–** *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. Proceedings ODP, Scient. Results, **107**: 513-533, New York.

RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO R. (1994) – *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124, Milano.

SACCO F. (1936) – *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, Fogli Ancona, Jesi, Fermo e Macerata.* Regio Uff. Geol., Roma.

SANTANTONIO M. (1993) – *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform-basin systems. Examples from the Italian Jurassic.* Sedimentology, **40**: 1039-1067, Amsterdam.

SANTANTONIO M. (1994) – *Pelagic carbonate platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution*. A.A.P.G. Bulletin, **78** (1): 122-141,

SAVELLI D., NESCI O. & MENGONI S. (1994) – *From alluvial fans to intravallive floodplain: a case study from the piedmont terrace alluvium of the upper Musone River basin (Marche Apennine).* Giorn. Geol., **56**: 27-42, Bologna.

SAVELLI C., GUERRERA F. & GUEGUEN E. (2006) – *Regional distribution and geodynamic aspects of the Oligo-Miocene calcalkaline associations of western Mediterranean*. Terra Nova (submitted).

SCISCIANI V. (1999) – *Ruolo delle faglie neogeniche pre-thrusting nella strutturazione del settore esterno dell'Appennino centrale*. Tesi di Dottorato, Università di Camerino: 151 pp.

SELLI R. (1950) – *I caratteri geologici della regione Marchigiana*. Giorn. Geol., s. 2°, **21** (1949): 99-125, Bologna.

SELLI R. (1954) – *Il Bacino del Metauro*. Giorn. Geol., s. 2°, **24** (1952): 5-268, Bologna.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 1*, pp. 203. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia – 1: 50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni serie III, n. 4*, pp.42. Ist.Poligrafico-Zecca dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995a) - *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Guida all'Informatizzazione. Quaderni serie III, n. 3*, pp. 130. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995b) - *Carta Idrogeologica d'Italia – 1: 50.000, Guida al Rilevamento e alla Rappresentazione. Quaderni serie III, n. 5*, pp. 39. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Guida alla Rappresentazione cartografica. Quaderni serie III, n. 2*, pp. 97. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1997) - *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Banca Dati Geologici. Quaderni serie III, n. 6*, pp. 142. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

SPROVIERI R. (1993) – *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414, Milano.

SPROVIERI R., DI STEFANO R. & SPROVIERI M. (1996) – *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 77-104, Milano.

TAVERNELLI E., DECANDIA F.A. & MARINO ALBERTI (1999) – *Evidenze di tettonica distensiva sinsedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione*

PROGETTO CARG

dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 217-227, Roma.

VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) – Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 1-1°, 171-185, Camerino.

VARNES D.J. (1978) – *Slope movements: types and processes*. In: R.L. Schuster & R.J. Kriezek (Eds.) "Landslide Analysis and Control". Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Spec. Rep., 176, 11-13, Washington D.C.

VILLA G. M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., **16,** ser. 2: 5-75, Bologna.

ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sedim. Petrology, **50** (1): 21-29.

ZUFFA G.G. 1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results*. In: G. G. ZUFFA (Ed.), Provenance of Arenites, 165-189, Bologna.

PROGETTO CARG