





CARTA GEOLOGICA D'ITALIA SCALA 1:50000



F. 301 - FABRIANO

FABRIANO

			1
290	291	292	
Cagli	Pergola	Jesi	
300	301	302	
Gubbio	FABRIANO	Tolentino	
311	312 Nocera	313	
Perugia	Umbra	Camerino	

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

NOTE ILLUSTRATIVE

del

F° 301

FABRIANO

E. Centamore, M. Chiocchini, U. Chiocchini, F. Dramis, G. Giardini, A. Jacobacci, G. Martelli, A. Micarelli, M. Potetti

INTRODUZIONE	Pag.	4
I — STRATIGRAFIA	»	5
1 - GRUPPO GIURASSICO	»	5
A - SUCCESSIONE COMPLETA	»	5
Calcare massiccio del Burano	>>	5
Corniola	»	6
Calcari e marne del Sentino	>>	7
Formazione del Bosso	»	8
Calcari diasprini umbro-marchigiani	»	9
B - SUCCESSIONE CONDENSATA	»	10
Calcare massiccio del M. Nerone	»	10
Formazione del Bugarone	»	11
C - SUCCESSIONE RIDOTTA	»	13
2 - GRUPPO TITONIANO-OLIGOCENICO	»	14
Maiolica	>>	14
Marne a fucoidi	»	16
Scaglia bianca	>>	17
Scaglia rosata	»	17
Scaglia variegata	>>	19
Scaglia cinerea	»	19
3 - GRUPPO MIOCENICO	>>	20
Bisciaro	»	20
Schlier	»	21
I - Bacino umbro Formazione marnoso-arenacea Marne e arenarie di M. Vicino	» » »	23 24 28
II - Bacino di S. Donato-Cantia (Fabriano)	»	29
		20
Arenarie di S. Donato-Collamato	»	29 31
Formazione gessoso-solfifera	>>	31
Tripoli	>>	31
Evaporiti	>>	31
Argille bituminose	»	31
Argille a colombacci	>>	
III - Bacino di Camerino	»	32
Arenarie di S. Donato-Collamato	>>	32
Arenarie di Matelica	>>	34
Tripoli	»	37
Formazione gessoso-solfifera	»	37
Argille bituminose	>>	37
Evaporiti	>>	37
Argille a colombacci	>>	38
4 - DEPOSITI QUATERNARI	»	38
Depositi lacustri di Gubbio	>>	38
Depositi lacustri non correlabili	>>	39
Depositi fluvio-lacustri o lacustri	»	39
Detriti antichi e brecce cementate	>>	39

Travertini Alluvioni terrazzate, tra 10 e 40 m; lenti di argilla; alluvioni	, »	40	
terrazzate tra 3 - 10 m		40	
attuali e recenti	»	41	
II - TETTONICA	'n	41	
1 - ANALISI STRUTTURALE	»	41	
2 - CONSIDERAZIONI SULLA EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA			
DELL'AREA ESAMINATA	»	42	
III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA	»	46	
IV - SELEZIONE BIBLIOGRAFICA	30	50	





Biblioteca A.P.A.T.



N 24510

INTRODUZIONE

Il rilevamento geologico del F° 301 «FABRIANO», pubblicato in scala 1:50.000, è stato eseguito tra l'estate 1973 e la fine del 1977, sotto la direzione di E. CENTAMORE.

In tutta l'area si è proceduto a rilevamenti ex novo, seguendo il criterio delle distinzioni litostratigrafiche e dell'analisi di facies. Nell'area esaminata affiora la nota successione sedimentaria umbro-marchigiana, oggetto di studio da parte di numerosissimi Autori.

Tra i più importanti lavori a carattere regionale sono senz'altro quelli di B. LOTTI (1926), quelli di F. SCARSELLA (1947, 1950, 1952, 1955) e quelli di R. SELLI (1951, 1952 e principalmente 1954), in cui si trattano in maniera completa gli aspetti stratigrafici, strutturali, paleogeografici e applicativi della regione umbro-marchigiana.

Altri lavori di interesse generale, ma più specifici, sono dovuti a K. A. ZITTEL (1869), F. SACCO (1904), G. BONARELLI (1893, 1896), P. PRINCIPI (1927, 1939), O. RENZ (1932, 1936, 1951), R. SIGNORINI (1942, 1945 a, 1945 b, 1946), E. CERETTI (1964), LUTERBACHER & I. PREMOLI SILVA (1964), D. BERNOUILLI (1967, 1969), E. CENTAMO-RE ed altri (1969, 1971, 1973, 1978), R. COLACICCHI ed altri (1971, 1973, 1974), F. RICCI LUCCHI (1975).

Infine compirono studi ed osservazioni a carattere locale, nell'ambito dell'area compresa nel Foglio in esame: M. CANAVARI (1878, 1894), O. MARINELLI (1900, 1905), I. CANAVARI (1910 a, 1910 b, 1910 c), B. LOTTI (1911, 1913), E. FOSSA MANCINI (1921, 1927), U. UGOLINI (1923), M. MARCHETTI & G. RAMACCIONI (1933), G. RAMACCIONI (1936, 1939), E. CERETTI (1954), CONEDERA ed altri (1958), R. COLACICCHI & G. PIALLI (1967), A. V. DAMIANI (1968, 1969), L. PASSERI (1971, 1972), C. CATTUTO (1971, 1972, 1973, 1977), R. RICCI LUCCHI & G. PIALLI (1973), E. CENTAMORE ed altri (1975, 1976, 1977, 1978 a, 1978 b, 1978 c, 1979), F. DRAMIS ed altri (1976), F. CALAMITA ed altri (1977), L. COPPOLA ed altri (in stampa).

Oltre ai rilevatori e agli analisti indicati nel Foglio, hanno partecipato allo svoglimento dei lavori: V. CATENACCI e V. MOLINARI PAGANELLI, che hanno eseguito, rispettivamente, analisi petrografico-sedimentarie e micropaleontologiche su alcuni campioni di calcareniti delle formazioni torbiditiche; F. DRAMIS, che ha collaborato alla cartografia e allo studio dei depositi del Quaternario continentale. La stesura delle presenti note è stata curata da: E. CENTAMORE, per quanto riguarda la litostratigrafia, la tettonica (in collaborazione con A. JACOBACCI), nonché il coordinamento generale; M. CHIOCCHINI, che ha definito la stratigrafia e i caratteri sedimentari delle formazioni giurassiche; A. MICARELLI e M. POTETTI, che si sono occupate della stratigrafia delle unità cretaciche e terziarie; U. CHIOCCHINI che ha compiuto le osservazioni sedimentologiche e, in collaborazione con G. GIARDINI, quelle mineralogiche-petrografiche delle unità torbiditiche; F. DRAMIS e G. MARTELLI per ciò che concerne la geomorfologia. E. CENTAMORE e B. COMPAGNONI hanno inoltre collaborato alla fase iniziale del disegno e della cartografia del Foglio geologico.

La base topografica alla scala 1:50.000 è stata ottenuta dalla riduzione fotomeccanica, opportunamente adattata, dalle corrispondenti tavolette topografiche ricadenti nell'area racchiusa del Foglio 301 «FABRIA-NO.»

Queste note sono allegate al relativo foglio geologico.

I — STRATIGRAFIA

1 - GRUPPO GIURASSICO

I sedimenti giurassici affioranti nell'area in esame appartengono a tre distinte successioni, che seguendo la nomenclatura adottata da CENTAMORE ed altri (1972; 1973; 1975) e da JACOBACCI ed altri (1974), sono così suddivise: «successioni complete», «successioni condensate» e «successioni ridotte»²; esse riflettono la differente evoluzione del bacino di sedimentazione giurassico.

A — SUCCESSIONE COMPLETA

G²⁻¹/40 - Calcare massiccio del Burano

Questa unità (CENTAMORE ed altri, 1972, 1973, 1975; JACOBACCI ed altri, 1974) costituisce insieme al Calcare massiccio del M. Nerone (ved. G²⁻¹/43) il termine più antico della locale successione sedimentaria affiorante; essa è in sinonimia con il calcare massiccio p.p. Auct., con il calcare massiccio micritico di COLACICCHI & PIALLI (1969), con il calcare massiccio C di CENTAMORE ed altri (1971) e con la corniola massiccia di PASSERI (1972).

Il Calcare massiccio del Burano affiora soltanto nell'incisione del Fosso dell'Eremo a NE di M. le Gronde (M. Cucco), per uno spessore di circa 200 m. Esso è costituito da calcari di colore biancastro avana, con sfumature rosate e nocciola, in strati massicci (in media 4-5 m, talora fino a 10-15 m); nella parte più alta di esso la stratificazione è più marcata e gli strati sono mediamente più sottili. I calcari sono in genere costituiti da micriti (rappresentate da mudstones e da wackstones), ma a luoghi si rinvengono litofacies calcareo-detritiche, prevalentemente bioclastiche, a granulometria variabile, torbiditiche (rappresentate da packstones sature o parzialmente sature di matrice, e, in misura minore, da grainstones).

Nei calcari si osservano impronte e sezioni di lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, brachiopodi e oncoliti (talora di notevoli dimensio-

Oltre i fossili suaccennati, nel Calcare massiccio del Burano sono stati riconosciuti i seguenti microfossili: Globochaete alpina LOMBARD, Lagenidae, spicole di spugna, ostracodi. Queste forme rappresenterebbero il contenuto organico in situ, mentre i frammenti di alghe, tra cui Palaeodasycladus sp., e di echinodermi, in principal modo crinoidi spesso in cattivo stato di conservazione, costituirebbero la componente bio-detritica proveniente da un ambiente di sedimentazione diverso. Probabilmente risedimentate sono anche Valvulinidae e Trocholina sp..

I fossili sopra indicati non offrono elementi sufficienti ad una esatta definizione cronostratigrafica della porzione affiorante del Calcare massiccio del Burano; questa può essere dedotta per via indiretta, solo per quello che riguarda la porzione superiore dell'unità, in quanto gli strati basali della soprastante Corniola contengono fossili del Lotharingiano. Perciò, seguendo le considerazioni biostratigrafiche proposte da CENTAMORE ed altri (1971) e CHIOCCHINI ed altri (1976), la porzione

² Vi sono poi anche le «successioni composte» (vedi Centamore ed altri, 1971) quando a litotipi delle «successioni condensate» si sovrappongono litofacies delle «successioni complete».

¹ Per la biostratigrafia del Mesozoico e del Paleogene dell'area umbro-marchigiana si rimanda ai lavori di Centamore ed altri (1971), Chiocchini ed altri (1976), Micarelli ed altri (1977). Per quella relativa al Miocene si fa riferimento agli schemi zonali di CATI ed altri (1968) e di D'ONOFRIO ed altri (1975).

affiorante del Calcare massiccio del Burano può essere riferita almeno all'intervallo compreso tra l'Hettangiano e il Sinemuriano inferiore.

La totale assenza della selce, della componente argillosa e soprattutto del nannoplancton fanno escludere l'attribuzione di questa unità ad una litofacies della *Corniola (corniola massiccia* secondo PASSERI, 1972), di cui i tre elementi suaccennati costituiscono i componenti caratteristici.

La formazione in esame si sarebbe deposta in un ambiente subcotidale di piattaforma carbonatica caratterizzato da bassa energia e da scarsi scambi con il mare aperto.

G3-2/39 - Corniola

Il Calcare massiccio del Burano passa superiormente, e con una certa gradualità, alla Corniola, costituita da calcari micritici biancastri e beige, con liste e noduli di selce bruna o nerastra e con intercalazioni argilloso-marnose grigio-verdastre.

I livelli argillosi, in genere piuttosto sottili, compaiono alcuni metri sopra la base dell'unità mentre la selce è presente in rari noduli, di colore chiaro, già al passaggio tra la formazione in esame e il sottostante *Calcare massiccio del Burano*. Inoltre si notano noduli di pirite diffusi in tutta la sequenza calcarea.

La stratificazione è piuttosto netta e gli strati hanno spessore variabile, ma in genere non superano i 40-50 cm. Nella *Corniola* sono piuttosto frequenti, specialmente nella porzione inferiore e media della unità, intercalazioni calcareo-detritiche. Queste di solito sono presenti in strati molto spessi (fino a 1,5-2 m) e, talora, in grossi accumuli lenticolari.

La granulometria della frazione detritica varia da pochi millimetri fino ad alcuni centimetri; i clasti sono costituiti da oospatiti, biospatiti, intraspatiti, più raramente micriti, e da frammenti organici che si ritrovano sia allo stato bioclastico sia contenuti nei singoli clasti.

Il marmarone, la nota facies detritica caratterizzata da abbondanti resti di crinoidi, è localizzata nella porzione inferiore dell'unità.

In tutta la formazione si notano evidenti fenomeni di *slumping*, sviluppati in particolar modo nella parte inferiore e media dell'unità, soprattutto dove prevalgono le litofacies calcareo-detritiche grossolane

Lo spessore della formazione è variabile da zona a zona: da circa 150 m nei dintorni di M. Le Gronde, Colle d'Orlando, Passo Porraia (M. Cucco), a pochi metri nella zona del Sasso di S. Lorenzo e in quella di Troscia Penna - Poggio Campanello (Gualdo Tadino). In quest'ultima zona, la Corniola poggia sul Calcare massiccio del M. Nerone. Al tetto di tale unità si rinviene una superficie irregolare, con un livello brecciato: quindi dopo un sottile orizzonte di calcari micritici nodulari a crinoidi (rosa a crinoidi Auct.) si passa alla Corniola. Tra il Calcare massiccio e il rosa a crinoidi vi è una modesta lacuna stratigrafica. L'intera successione costituisce una «successione composta lacunosa» (CENTAMORE ed altri, 1971 e CHIOCCHINI ed altri, 1976).

Nella zona di Colle d'Orlando, M. le Gronde, Passo Porraia, la parte alta della *Corniola* è sostituita dai *Calcari e marne del Sentino* (ved. G⁷⁻³/38).

Il contenuto organico della *Corniola* è formato da due distinte frazioni: la prima, costituita da forme sicuramente *in situ* è rappresentata da macrofossili e microfossili; tra i primi si ricordano: *Arieticeras algovianum* OPPEL, *Emaciaticeras* spp., *Phylloceras* sp. e *Protogrammoceras* sp., e brachiopodi, tra cui *Terebratula aspasia* MENEGHINI.

I microfossili sono rappresentati da: Globochaete alpina LOMBARD, Lagenidae, abbondanti radiolari, grosse spicole di spugna e ostracodi; infine le micriti sono costituite per grandissima parte da nannoplancton.

L'altra frazione è formata da microfossili; sia allo stato bioclastico, sia contenuti in alloclasti: Solenoporaceae, Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), Palaeodasycladus mediterraneus (PIA), Ophthalmidium martanum (FARINACCI), Valvulinidae, Trochamminidae e altri foraminiferi arenacei.

In base alla presenza delle forme sopracitate si può concludere che la *Corniola* si estende dal Lotharingiano alla fine del Pliensbachiano, nelle zone dove passa superiormente alla *Formazione del Bosso* (G⁷⁻⁴/37), al Pliensbachiano p.p., la dove la sua parte superiore è costituita dai *Calcari e marne del Sentino*.

L'unità in esame si sarebbe deposta in un ambiente pelagico relativamente più profondo di quello in cui si andavano depositando i coevi sedimenti della successione «condensata» e di quella «ridotta».

G7-3/38 - Calcari e marne del Sentino

Questa unità correlabile con *l'unità calcareo-marnosa del Sentino* (CENTAMORE ed altri, 1969; 1971) e con le *marne del M. Serrone* (PIALLI, 1969), è presente in maniera discontinua nelle aree a «successione completa».

La formazione³ è costituita dall'alternanza ritmica di calcareniti grigiastre, di calcari e calcari marnosi grigio-verdastri, con liste e noduli di selce e con patine ferruginose, di marne, marne calcaree e marne argillose grigio-verdastre; a luoghi sono presenti rari e sottili strati di calcari nodulari. Le calcareniti sono generalmente gradate ed hanno granulometria variabile (da fine a media, raramente grossolana); in genere si presentano laminate, quasi sempre con lamine piano-parallele, talora con lamine ondulate nella parte superiore degli strati. Alla base degli strati detritici più grossolani si rinvengono strutture riferibili a flute cast o a ripple marks. Le marne presentano una frattura variabile, ora a «saponetta», ora prismatica, ora aciculare; inoltre a luoghi sono ricche di ossidi di ferro.

I rapporti quantitativi tra i litotipi ora descritti sono in genere assai variabili; comunque nella porzione inferiore prevalgono le calcareniti e i calcari marnosi (talora in banchi spessi, tanto che nel passato venivano sfruttati come pietra da cemento), ai quali talvolta è associata la selce. Nella porzione media prevale la componente marnoso-argillosa, mentre nella parte superiore ritornano a prevalere i depositi detritici, anche se in strati più sottili. Le litofacies nodulari, a luoghi rappresentate da allineamenti di noduli isolati, sono presenti nella parte media e superiore del livello.

Anche tra i fossili presenti in questa unità possono essere distinte forme risedimentate, sia allo stato bioclastico sia contenute in clasti, come alghe calcaree, Valvulinidae, Glomospira sp., Ophthalmidium martanum (FARINACCI), molluschi ed echinodermi, in cattivo stato di conservazione. Le forme viventi in situ sono rappresentate da Globochaete alpina LOMBARD, rare Lagenidae, radiolari, spicole di spugna, resti di echinodermi, ostracodi, «resti filamentosi» e rare ammoniti, tra cui Protogrammoceras sp. e Arieticeras algovianum OPPEL; per quanto riguarda i radiolari, essi sono presenti soltanto nei litotipi non detritici.

Gli spessori sono assai variabili, anche perché questa unità sostituisce i livelli sommitali della *Corniola* e parte della *Formazione del Bosso*;

³ Per maggiori dettagli vedere Centamore ed altri (1971).

talora però, come nei dintorni di M. Cucco (Passo Porraia, Fosso Fonnello e Fosso Pianelle), essa sostituisce tutta quest'ultima formazione e, a luoghi, anche la parte basale dei *Calcari diasprini umbro-marchigiani*. L'unità presenta il suo massimo spessore nei dintorni di M. Cucco (60-70 m); altrove essa è meno potente (anche perché non affiora la base).

I Calcari e marne del Sentino in base alle considerazioni crono-stratigrafiche di CENTAMORE ed altri (1971), si estendono, in genere, dalla parte alta del Pliensbachiano a parte del Toarciano; per quanto riguarda le aree del M. Cucco la loro età può essere estesa fino a tutto il Bathoniano.

G7-4/37 - Formazione del Bosso 4

Questa unità, caratterizzata da litofacies nodulari calcareo-marnose e marnose policrome, può essere divisa in due membri: l'inferiore è correlabile con il rosso ammonitico Auct., quello superiore è riferibile alle marne, calcari o strati a Posidonia Auct..

Nel F° 301 «Fabriano» i due membri non appaiono separati per la difficoltà di cartografarli separatamente.

a) Rosso ammonitico

Dalla Corniola, che già presenta nella sua parte sommitale litofacies nodulari, si passa superiormente ad una successione di calcari, calcari marnosi e marne nodulari; le litofacies calcaree prevalgono verso la base, mentre la porzione medio-superiore del livello è decisamente marnosa. L'insieme ha una colorazione rossastra, più tenue nei calcari, più accesa nelle marne, ma spesso vi si presentano bande o fiammate verdi e giallastre.

Gli strati sono in media sottili, 40-70 cm nei calcari, 10-13 cm nelle marne; in queste ultime, le litofacies nodulari si risolvono in allineamenti di noduli isolati e immersi in una matrice marnosa.

Il rosso ammonitico è ricco di ammoniti di piccole e medie dimensioni. Oltre ai fossili citati, si ritrovano in questo livello Globochaete alpina, LOMBARD, rare Lagenidae, frequenti piccoli radiolari, ostracodi e «resti filamentosi» ricurvi, riferibili a Posidonia sp..

b) Marne a Posidonia

Dal rosso ammonitico si passa così gradualmente a questa nuova unità che non è facile, sul terreno, definire un limite tra i due membri. Il livello a Posidonia è costituito dall'alternanza di calcari marnosi, di marne nodulari e, più raramente, di calcari micritici,

Il rapporto calcari/marne aumenta verso l'alto, dove appaiono anche noduli di selce rosea o verdastra, di pari passo con l'aumento dello spessore degli strati calcarei, che comunque non supera quasi mai i 50 centimetri.

La colorazione è policroma nella parte inferiore del membro dove gli strati hanno toni rosati con frequenti bande o fiammate verdastre o giallastre, mentre nella parte superiore predominano i calcari biancastri o beige.

Il contenuto organico è rappresentato da «resti filamentosi» (sia ricurvi che isorientati parallelamente agli strati) riferibili a *Posidonia* spp., che caratterizzano la parte superiore del membro, oltre che da

Globochaete alpina LOMBARD, rare Lagenidae, radiolari, ostracodi, frammenti di echinodermi, Apthycus sp., ammoniti, tra cui: Erycites fallifax ARKELL e Tmetoceras scissum (BENECKE).

Nel Foglio in esame il «rosso ammonitico» affiora soltanto nella «successione composta» di Troscia Penna (Gualdo Tadino). Altrove esso è sostituito dai Calcari e marne del Sentino.

Nei dintorni del M. Cucco (Passo Porraia, Fosso Fonnello e Fosso Pianelle) la Formazione del Bosso è sostituita interamente dai Calcari e marne del Sentino, mentre nelle zone ad est di Gualdo Tadino (versanti della Valle del Fonno, Fonte di Campitello, Fonte dei Brozzi) l'unità in esame è rappresentata dal membro delle Marne a Posidonia, che poggia su litofacies micritiche nodulari (rosa a crinoidi e parte basale della Formazione del Bugarone, G¹¹⁻³/42). In queste zone si hanno quindi delle «successioni composte». Lungo il sentiero che da Troscia Penna va al Fosso Cannuine la Formazione del Bosso è costituita da calcari nodulari con litoclasti di Calcare massiccio del M. Nerone e delle litofacies basali della Formazione del Bugarone; essa poggia su un sottile livello di calcari nodulari e tra le due unità vi è una lacuna stratigrafica.

Lo spessore della formazione varia da 20 a 50 metri.

Secondo le considerazioni biostratigrafiche di GALLITELLI-WENDT (1969), che ha studiato la fauna ad ammoniti del F. Sentino, e di CENTAMORE ed altri (1971), l'età della Formazione del Bosso si estende dalla base del Toarciano (rosso ammonitico) al Bathoniano (marne a Posidonia).

G¹¹⁻⁸/36 - Calcari diasprini umbro-marchigiani

L'unità già descritta con questa denominazione formazionale da CENTAMORE ed altri (1972) e da JACOBACCI ed altri (1974) e CHIOCCHINI ed altri (1976) è riferibile in tutto o in parte agli scisti o calcari ad aptici oppure ai calcari diasprini o calcari granulari con diaspri dei vari Autori.

I litotipi, che caratterizzano tale formazione, sono rappresentati da calcari con liste e noduli di selce, calcari selciferi d'aspetto granulare, per l'alto contenuto in selce diffusa (sia allo stato organico che inorganico), e da selce.

La stratificazione è in genere piuttosto netta e in strati sottili (4-10 cm); dove prevalgono i sedimenti silicei gli strati sono più irregolari, anche se sono sempre piuttosto sottili, e presentano rigonfiamenti o brusche terminazioni a lente.

La colorazione d'insieme è prevalentemente grigio-verdastra, ma molto spesso si notano zone vivacemente policrome, specialmente in corrispondenza dei litotipi più silicei. Questi ultimi sono abbondanti e caratterizzano la parte mediana dell'unità, mentre nella porzione inferiore e in quella superiore si ha una maggiore percentuale di sedimenti calcarei.

In alcune zone (gruppo montuoso del M. Cucco, M. Maggio, dintorni di Palazzo) nei Calcari diasprini umbro-marchigiani sono intercalate litofacies detritiche, talora grossolane, i cui clasti derivano dal disfacimento sia di limitrofi alti strutturali sia di una piattaforma carbonatica estranea all'area umbro-marchigiana, da cui provengono ooliti, granuli rivestiti e bioclasti (rappresentati da Valvulinidae, Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, Nautiloculina oolithica MOHLER, Trocholina sp., oltre a frammenti di echinodermi e di alghe calcaree). Degno di nota è un olistolite di notevoli dimensioni, costituito da Calcare massiccio del M. Nerone,

⁴ Vedere Centamore ed altri (1972) e Jacobacci ed altri (1974).

che si trova intercalato nella formazione in esame tra M. Cielo e Colle degli Scogli, probabilmente franatovi nel Giurassico dal contiguo M. Cucco.

I Calcari diasprini umbro-marchigiani, in alcune località, sono direttamente sovrapposti ai termini delle «successioni ridotte» o «condensate», come si osserva a M. Maggio, a est delle Trosce di Valsorda, tra M. Penna e Poggio Campanello, e tra M. Fringuello e Fosso Selva Grossa. Si verificano qui quelle situazioni che in CENTAMORE ed altri (1971) e CHIOCCHINI ed altri (1976) sono state indicate come «successioni composte lacunose».

I fossili presenti nella formazione in esame sono rappresentati da abbondanti e ben sviluppati radiolari, tra cui Cenosphaera spp., Dictyomitra spp., Lithostrobus spp. e forme delle famiglie Staurosphaeridae e Spongodiscidae; a questi si associano nella parte inferiore «resti filamentosi»; rare Lagenidae (Lenticulina sp.) e frammenti di echinodermi, e in quella superiore dapprima Saccocoma sp. e poi Stomiosphaera moluccana Wanner, Globochaete alpina Lombard, Lenticulina sp., Apthycus sp. e resti di echinodermi.

Questi fossili non forniscono sufficienti elementi per la datazione dei Calcari diasprini umbro-marchigiani; il limite superiore può essere dedotto per via indiretta in quanto gli strati basali della soprastante Maiolica sono riferibili al Titoniano superiore. Tenendo conto di queste osservazioni, l'età della formazione dovrebbe estendersi dal Calloviano al Titoniano inferiore.

B — SUCCESSIONE CONDENSATA

G²⁻¹/43 - Calcare massiccio del M. Nerone

Sotto questa denominazione (CENTAMORE ed altri, 1972, 1973; JACOBACCI ed altri, 1974; CHIOCCHINI ed altri, 1976) sono stati compresi il calcare massiccio Auct. p.p., il calcare massiccio a ciclotemi di COLACICCHI ed altri (1969; 1970), il calcare massiccio A e il calcare massiccio B di CENTAMORE ed altri (1971), e la barra oolitica di COLACICCHI & PIALLI (1974).

In genere si ha inferiormente una potente sequenza ciclotemica, che negli affioramenti di maggiore spessore raggiunge i 400-450 m di potenza; essa è corrispondente al calcare massiccio A di CENTAMORE ed altri (1971), ed al calcare massiccio a ciclotemi di COLACICCHI ed altri (1969, 1970), ed è caratterizzata da una stratificazione grossolana, in cui gli strati hanno uno spessore assai variabile (da 50 cm a 10-15 m).

I litotipi fondamentali sono costituiti da intraspatiti fossilifere, biospatiti, biospatiti ad intraclasti e, in quantità subordinata, da oospatiti, dolomicriti e biomicruditi. Inoltre si notano strutture vadose (come pisoliti e caliche), strutture da disseccamento, strutture algali, strutture a «bolle d'aria», sedimenti laminati e sottili livelli arrossati.

Il contenuto organico è rappresentato da Palaeodasycladus mediterraneus (PIA), Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI), Cayeuxia piae FROLLO, Solenoporaceae, Dasycladaceae, Aeolisaccus sp., Nubecularidae, Glomospira sp., Ammobaculites spp., Valvulinidae, Trochamminidae, Trocholina sp., rare Lagenidae, ostracodi; tra i macrofossili sono presenti gasteropodi (Pleurotomaria sp., Chemnitizia sp.), lamellibranchi (Pecten sp., Lucina sp., Megalodon sp.), coralli, brachiopodi, rare ammoniti (Arieticeratidi) ed echinodermi.

Le lito-biofaces e le strutture sedimentarie della sequenza ciclotemica indicano un generale ambiente di deposizione pericotidale; in questo possono essere, poi, distinti vari subambienti, tutti caratteristici di una piattaforma carbonatica e laterali tra loro. Essi sono rappresentati localmente da facies subcotidali (di laguna, stagno costiero, di canale di marea), da facies intercotidali (di spiaggia, di piana intercotidale) e da facies supracotidali (di argine o di incrostazione).

Gli strati sommitali del *Calcare massiccio del M. Nerone*, corrispondono al *calcare massiccio B* di Centamore ed altri (1971), e CHIOCCHINI ed altri (1976), e alla *barra oolitica* di Colacicchi & Pialli (1974). Tale membro con cui si conclude la sedimentazione di piattaforma carbonatica del Giurassico umbro-marchigiano, è sempre presente nelle «sequenze continue» ed ha caratteristiche abbastanza diverse da quelle che contraddistinguono il sottostante membro a ciclotemi.

Esso è costituito esclusivamente da intraspatiti, con granuli rivestiti e talora con un'alta componente bioclastica; nella parte più alta è presente anche della micrite, che però rimane subordinata rispetto al cemento spatico. Inoltre il membro in esame non raggiunge quasi mai i 40 m di spessore.

I resti organici, sempre in minuti frammenti, che talora costituiscono il nucleo dei granuli rivestiti, sono rappresentati da *Solenoporaceae*, *Dasycladaceae*, echinodermi, piccoli gasteropodi, associati a *Valvulinidae*, *Involutina* sp., *Lagenidae* (*Nodosaria* sp., *Lenticulina* spp.), spicole di spugna.

Tutti questi elementi indicano un ambiente di sedimentazione caratterizzato da alta energia e da continua e diretta comunicazione con il mare aperto. Tali condizioni possono verificarsi in una barra oolitica al bordo di una piattaforma carbonatica (COLACICCHI & PIALLI, 1974), oppure alla sommità di un *seamount* appena formatosi, prima del suo lento «affogamento» (CENTAMORE ed altri, 1971; CHIOCCHINI ed altri, 1976).

La definizione cronostratigrafica del Calcare massiccio del M. Nerone è resa difficoltosa dalla scarsa presenza di fossili significativi.

Per quanto riguarda la porzione inferiore della formazione affiorante non si va oltre un generico Lias inferiore, mentre la porzione sommitale può essere datata per via indiretta, poiché i livelli bassi della soprastante Formazione del Bugarone sono pliensbachiani.

G¹¹⁻³/42 - Formazione del Bugarone

Viene così indicata da CENTAMORE ed altri (1972), JACOBACCI ed altri (1974) e CHIOCCHINI ed altri (1976) la sequenza litologica che giace, di solito in continuità di sedimentazione, sul *Calcare massiccio del M. Nerone.* Essa comprende numerosi membri, che in genere sono ben individuabili sul terreno, ma che non possono essere cartografati singolarmente per l'esiguità del loro spessore. Dal basso verso l'alto essi sono stati cosè distinti (CENTAMORE ed altri, 1971): a) calcari stratificati grigi; b) calcari nodulari con marne verdi; c) calcari nodulari nocciola; d) calcari nodulari ad aptici.

Il membro a) corrisponde alla corniola Auct. p.p. o alla corniola nodulare (PASSERI, 1972), mentre i membri c) e d) corrispondono in tutto o in parte al grigio ammonitico (COLACICCHI & PIALLI, 1967). A luoghi la litologia è più uniforme e non si possono fare le distinzioni in membri.

La successione in esame è costituita quasi esclusivamente da calcari e calcari marnosi nodulari, a luoghi con intercalazioni marnose. I calcari e i calcari marnosi sono costituiti da biomicriti o biomicruditi più o meno marnose; solo nella parte più bassa della formazione si hanno biospatiti e biomicriti intraclastiche. La dolomitizzazione è abbastanza

diffusa in tutta la successione; di solito la matrice è più dolomitizzata dei noduli, ma a luoghi la dolomitizzazione è così spinta da obliterare completamente ogni traccia dei componenti originari. Si hanno in tal caso degli strati di colore brunastro e di aspetto saccaroide. La selce è di regola assente in tutta la sequenza, mentre relativamente diffusi, si rinvengono noduli piritici, talora limonitizzati.

A luoghi, come nei dintorni di Gualdo Tadino, alla base della formazione in esame si rinvengono livelli di calcari nodulari rosei, ricchi di resti di crinoidi e di ammoniti (rosa a crinoidi Auct.).

Questi calcari nodulari nelle aree esaminate sembrano poggiare direttamente sul membro ciclotemico del Calcare massiccio del M. Nerone: l'assenza del membro superiore del Calcare massiccio e la presenza di livelli brecciati sembrano indicare la presenza di una lacuna stratigrafica tra le due unità.

Nello sperone di q. 560, a sud del Buco del Diavolo (Valmontagnana), il membro b) è sostituito da litofacies nodulari rossastre in tutto simili al coevo livello del rosso ammonitico.

Nella zona delle cave della Rocchetta (Gualdo Tadino) alla base della Formazione del Bugarone si rinvengono micriti laminate, tipo zebra rock, descritte da Colacicchi ed altri (1970), e altre strutture da disseccamento prodottesi durante la diagenesi.

Il contenuto organico della Formazione del Bugarone è costituito esclusivamente da forme prevalentemente pelagiche; però le successioni faunistiche che si rinvengono nei vari membri di questa formazione sono del tutto diverse da quelle che caratterizzano i coevi sedimenti delle «successioni complete»; ad esempio, le ammoniti presenti nelle «successioni condensate» hanno in genere dimensioni assai maggiori di quelle presenti nelle «successioni complete» e, talora, appartengono anche a specie diverse.

Nei calcari stratificati grigi si rinvengono Globochaete alpina LOM-BARD, Lagenidae (Nodosaria spp., Lingulina gr. tenera BORNEMANN, Frondicularia spp., Lenticulina spp.), Trocholina, Involutina liassica (Jo-NES), Ophthalmidium martanum (FARINACCI) (che è molto abbondante ed in individui ben sviluppati ed in ottimo stato di conservazione), rari radiolari, spicole di spugna, ammoniti, frammenti di brachiopodi e di echinodermi.

Nei calcari nodulari con marne verdi sono presenti: Globochaete alpina LOMBARD, Lagenidae, frequenti «resti filamentosi», radiolari e ostracodi; anche i piccoli gasteropodi e i frammenti di echinodermi sono abbastanza numerosi, mentre sono abbondanti le ammoniti e i brachiopodi.

Nei calcari nodulari nocciola si osserva un'associazione faunistica identica a quella sopra descritta. Si nota però un sensibile aumento dei «resti filamentosi» e dei radiolari ed una netta diminuzione delle spicole di spugna e dei resti di echinodermi.

I calcari nodulari ad aptici sono caratterizzati da tre intervalli biostratigrafici con contenuto faunistico abbastanza diverso l'uno dall'altro: nell'intervallo inferiore si rinvengono: Globochaete alpina LOMBARD, Globigerina oxfordiana GRIGELIS, rare Lagenidae, abbondanti radiolari, ostracodi, «resti filamentosi», piccoli gasteropodi, ammoniti, aptici, belemniti e frammenti di echinodermi. L'intervallo medio è caratterizzato dalla contemporanea presenza di Globochaete alpina LOMBARD, Stomiosphaera moluccana WANNER, Saccocoma sp. e di «resti filamentosi», associati a frequenti radiolari, ostracodi, Apthycus spp., abbondanti ammoniti, belemniti, brachiopodi e resti di echinodermi. In questo intervallo i fossili citati mostrano un cattivo stato di conservazione e, a luoghi si riconoscono tracce di dissoluzione. Nell'intervallo superiore sono inve-

ce presenti: Lagenidae, Spirillina sp., Saccocoma sp., Stomiosphaera moluccana WANNER, ammoniti e frammenti di echinodermi; l'associazione microfaunistica di questo intervallo è del tutto simile a quella del corrispondente intervallo biostratigrafico delle «successioni complete».

Tra le ammoniti rinvenute nell'intera formazione sono da citare: Arieticeras algovianum OPPEL, Hildoceras bifrons BRUGUIÈRE, Grammoceras radians (REYNÉS), Phylloceras circe HEBERT, Erycites fallifax AR-KELL, Tmetoceras scissum (BENECKE), Perisphinctes colubrinus (REYNES), Lytoceras sp.,

L'età della Formazione del Bugarone si estende dal Pliensbachiano al Titoniano inferiore, con possibilità che tra l'intervallo medio e quello superiore sia ovunque presente una lacuna stratigrafica.⁵

La formazione in esame presenta notevoli variazioni di spessore da zona a zona: dai 50-60 m, nei dintorni del M. Valmontagnana. ai 30-40 m nei dintorni di Gualdo Tadino e di M. Cucco. In queste due ultime zone gli spessori aumentano da E verso W; l'unità presenta un pinch-out nelle zone che costituiscono nel Giurassico la parte più rialzata di locali seamounts.

$C - G^{r}/41$ - SUCCESSIONE RIDOTTA

Appartengono a tale tipo di succesione, caratterizzata dalla presenza di lacune sedimentarie più o meno estese nel tempo, alcuni affioramenti ubicati nelle seguenti località:

a) Vallon Cupo (SE di Valtreara). In questa zona la Maiolica, alla cui base si rinvengono litotipi dolomitizzati, poggia sul Calcare massiccio del M. Nerone. La superficie di separazione delle due unità è irregolare e presenta, talora, tasche riempite da micriti nodulari verdastre; questi ultimi sedimenti riempiono anche le fratture che attraversano il Calcare massiccio.

b) M. Maggio - Le Senate (NE di Gualdo Tadino). In questa area alla sommità del Calcare massiccio del M. Nerone si osserva una superficie molto irregolare, con incrostazioni limonitiche; al di sopra affiorano prima pochi strati di calcari nodulari e poi la Maiolica dolomitizzata.

A est di Le Trosce tra il Calcare massiccio del M. Nerone e i calcari nodulari si rinviene un livello di microbrecce.

c) Balza di Mezzogiorno (E di Gualdo Tadino). Anche qui il Calcare massiccio del M. Nerone termina con una superficie molto irregolare, con incrostazioni limonitiche, su cui poggiano alcuni strati di calcari nodulari verdastri. Superiormente affiora poi la Maiolica, la cui porzione basale è fortemente dolomitizzata.

Nel Calcare massiccio del M. Nerone, affiorante nelle «successioni ridotte» o in prossimità di queste, si rinvengono numerose fratture, generalmente verticali, ma a luoghi anche paralle alla stratificazione, riempite da calcari micritici; talora si hanno riempimenti multipli, causati dalla riapertura delle fratture i momenti diversi e sfasati tra loro.

Una bella esposizione di questi filoni sedimentari si trova nella

In base alla mancanza di ammoniti del Dogger e per la presenza dei suddetti coralli Titoniano superiormente ai depositi pelagici del Malm, i suddetti Autori ipotizzano una lacuna per emersione sugli alti strutturali durante il Dogger, una ingressione oxfordiana e infine una regressione nel Titoniano inferiore.

In tal caso anche le tipiche «successioni condensate» dovrebbero essere considerate delle «successioni ridotte»

⁵ NICOSIA & PALLINI segnalano la presenza di coralli ermatipici e aermatipici nella parte titoniana della successione in alcuni affioramenti dell'Appennino umbro-marchigiano, e, per quello che riguarda il Foglio in esame, nella zona di M. Cucco. I coralli del primo tipo sono caratteristici di acque basse.

cava della Rocchetta (a est di Gualdo Tadino); per maggiori dettagli vedere Colacicchi ed altri (1970) e libretto guida alle escursioni della S.G.I. sul simposio «Sedimentologia delle rocce carbonatiche di mare sottile» - Perugia, 1973.

2 - GRUPPO TITONIANO - OLIGOCENICO

C4-G11/35 - Maiolica

Le successioni giurassiche prima descritte passano superiormente alla *Maiolica*; di solito il passaggio è continuo, ma talora quest'ultima formazione giace direttamente sul *Calcare massiccio del M. Nerone*.

La *Maiolica* è costituita da calcari micritici biancastri, con selce scura in liste e noduli; a luoghi vi sono intercalazioni di marne argillose nerastre, di strati dolomitici, d'aspetto saccaroide, di colore bruno giallastro, e di calcari nodulari.

La stratificazione è in genere piuttosto netta e gli strati hanno uno spessore medio di 30-40 cm; dove però la formazione ha subito gli effetti degli sforzi orotettonici essa è del tutto o in parte obliterata per cui i calcari assumono un aspetto rupestre; il che ha indotto alcuni Autori ad indicarli con tale denominazione.

Le litofacies dolomitiche si riscontrano soltanto nelle zone dove la *Maiolica* è soprastante ad affioramenti di «successioni condensate» o «ridotte» con litofacies nodulari esclusivamente calcaree; esse non si ritrovano mai quando alla base della formazione si hanno depositi prevalentemente silicei.

Alla Maiolica depositata nelle depressioni preesistenti sono talora associati slumpings intraformazionali e intercalazioni detritiche, i cui elementi provengono sia dall'interno del bacino che da una limitrofa piattaforma carbonatica.

In corrispondenza degli slumpings si nota che la stratificazione diventa irregolare, più massiva, e spesso con terminazioni a lente. La selce vi appare a noduli irregolari e dispersa in modo disordinato nelle bancate. In queste ultime si notano clasti micritici, talora in frammenti angolosi, a luoghi arrotondati e spesso sfumanti nella matrice. I clasti derivano dalla Maiolica stessa, che in qualche caso doveva essere già litificata.

Nella zona di Campo la Croce (W di M. Cucco) una faglia di età mesozoica sblocca sia la Formazione del Bugarone che la parte basale della Maiolica; la dislocazione termina entro tale formazione e non interessa la parte superiore di essa. La Maiolica basale appare qui tutta scompaginata e budinata, con stratificazione irregolare o amalgamata. Si notano clasti micritici di Maiolica arrotondati e sfumanti nella matrice; solo la selce si presenta in frammenti angolosi, talora inglobati in una matrice micritica. Tale fenomeno può essere imputato ad una diagenesi ancora incompleta all'atto della dislocazione.

Al passaggio con le *Marne a fucoidi* sono presenti sottili intercalazioni di selce nera, con fratturazione prismatica assai caratteristica.

Lo spessore della Maiolica è assai variabile da luogo a luogo; di solito si aggira intorno ai 60-100 m nelle zone che costituivano in precedenza degli alti strutturali (M. Cucco - Valmontagnana, La Costa), mentre nelle depressioni preesistenti raggiunge i 400-500 m.

I dati sopra esposti stanno ad indicare che:

a) con la deposizione della Maiolica le caratteristiche deposizionali diventano relativamente uniformi su tutto il bacino, anche se all'inizio si notano alcune differenze nelle litofacies, a causa delle preesistenti diversità di ambiente;

b) gli slumpings intraformazionali e gli accumuli detritici, provenienti anche da zone di piattaforma, indicano una instabilità dei fondi marini, collegata ad un ulteriore generale approfondimento;

c) alla fine della sedimentazione della Maiolica i dislivelli del fondo marino sono meno accentuati, come è messo in evidenza dalla uniformità degli spessori e delle litofacies delle Marne a fucoidi.

Le differenze esistenti tra la *Maiolica* depostasi nelle depressioni e quella sedimentatasi sugli alti strutturali non riguardano soltanto gli spessori complessivi e le litofacies, ma anche i caratteri paleontologici generali.

Infatti nella porzione basale della *Maiolica* degli alti strutturali si rinvengono ammoniti, talora assai abbondanti, gasteropodi, brachiopodi e resti di echinodermi, che sono di norma assenti o assai rari nei coevi livelli della *Maiolica* di bacino. Per quanto riguarda, inoltre, le associazioni micropaleontologiche, esse risultano simili nei due tipi di *Maiolica*; tuttavia, in corrispondenza della *Maiolica* nodulare i microfossili sono particolarmente abbondanti e presentano un ottimo stato di conservazione rispetto a quelli che si rinvengono nei corrispondenti livelli della *Maiolica* di bacino. L'eccezionale frequenza, ed in alcuni casi la concentrazione delle forme suddette, potrebbe essere messa in relazione alla diversa velocità di accumulo della frazione nannomicritica, che è notevolmente maggiore nelle aree più depresse.

In seno all'unita in esame sono stati individuati otto intervalli biostratigrafici corrispondenti a quelli distinti, nella stessa formazione, da MICARELLI ed altri (1977). Dal basso verso l'alto, essi risultano caratterizzati dalle seguenti associazioni:

—Crassicollaria intermedia (DURAND-DELGA), Cr. massutiniana (COLOM), Cr. brevis REMANE, Cr. parvula REMANE, Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), Saccocoma sp., Stomiosphaera moluccana WANNER, Globochaete alpina LOMBARD, radiolari e, limitatamente alla Maiolica affiorante al disopra delle «successioni condensate» calcaree degli alti strutturali, ammoniti, gasteropodi, brachiopodi e resti di echinodermi:

— Calpionella alpina LORENZ, Crassicollaria intermedia (DURAND-DELDA), Cr. massutiniana (COLOM), Cr. brevis REMANE, Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), Crassicollaria aff. parvula REMANE, Remaniella ferasini (CATALANO), R. cadischiana (COLOM), radiolari, Stomiosphaera moluccana WANNER, e, nella parte basale di questo intervallo, Saccocoma sp. e Globochaete alpina WANNER. Nella Maiolica degli alti strutturali si rinvengono anche ammoniti, gasteropodi e resti di echinodermi;

— Calpionella elliptica CADISCH, C. alpina LORENZ, Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), Remaniella ferasini (CATALANO), R. cadischiana (COLOM), Stomiosphaera moluccana WANNER, radiolari e Crassicollaria parvula REMANE, quest'ultima presente soltanto nei livelli basali di tale intervallo;

— Calpionellopsis simplex (COLOM), Calpionella alpina LORENZ, C. elliptica CADISCH, Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), T. longa (COLOM), Remaniella cadischiana (COLOM), Calpionellopsis oblonga (CADISCH), Stomiosphaera moluccana WANNER, radiolari, e talora nei livelli sommitali, rari esemplari di Lorenziella hungarica KNAUER & NAGY;

— Tintinnopsella longa (COLOM), Calpionellopsis oblonga (CA-DISCH), Tintinnopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), Remaniella cadischiana (COLOM), R. «dadayi» (KNAUER), Stomiosphaera moluccana WANNER, radiolari;

— Calpionellites darderi (COLOM), Tintinopsella longa (COLOM),

T. carpathica (MURGEANU & FILIPESCU), Remaniella cadischiana (COLOM), Calpionellopsis oblonga (CADISCH), Aptychus sp., Stomiosphaera moluccana WANNER e, nei livelli basali, Remaniella «dadayi» (KNAUER):

- radiolari, Stomiosphaaera moluccana WANNER, Aptychus sp., e

rari esemplari di calpionelle alla base dell'intervallo;

- Globigerina gr. infracretacea GLAESSNER, Aptychus sp., Stomiosp-

haera moluccana WANNER, radiolari.

Nelle intercalazioni biodetritiche, che talora sono presenti in seno alla Maiolica di bacino, si rinvengono anche resti di organismi di ambiente di piattaforma carbonatica estraneo al bacino di sedimentazione umbro-marchigiano, come: Tubiphytes morronensis CRESCENTI, Nubeculariidae, Textulariidae, Valvulinidae, frammenti di echinodermi e di molluschi, Clypeina jurassica FAVRE, Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI).

Sulla base delle associazioni sopra riportate e delle considerazioni cronostratigrafiche esposte in MICARELLI ed altri (1977), la *Maiolica* è riferibile all'intervallo che dal Titoniano superiore si estende all'Aptia-

no p.p..

C6-4/34 - Marne a fucoidi

Con la fine della deposizione della *Maiolica* si manifesta un improvviso cambiamento delle condizioni generali, che dà luogo a sedimenti argilloso-marnosi e marnoso-calcarei.

Il passaggio tra la *Maiolica* e le *Marne a fucoidi*, anche se immediato, è stratigrafico ed è caratterizzato dall'orizzonte a selci nere, già indicato

nel precedente paragrafo.

Anche in questa formazione è possibile individuare due diversi membri, che però non sono stati cartografati distintamente nel Foglio in esame. Il primo membro, quello inferiore, dello spessore medio di 40-50 m, è costituito da marne e da marne argillose policrome; nella parte basale prevale una colorazione rossastra, mentre, in quella superiore si hanno toni verdastri con fiamme policrome. La stratificazione è piuttosto netta e in strati sottili. Alle marne sono talora associati strati calcarei, avana o verdolini, di aspetto detritico.

Il membro superiore, che ha uno spessore di 60-70 m, è formato da marne calcaree e calcari marnosi, in strati di 10-25 cm, separati da sottili livelli (1-5 cm) di marne argillose policrome. Il contenuto marnoso va descrescendo verso l'alto in concomitanza con l'apparizione

di selce policroma in liste e noduli.

Nell'area compresa tra Esanatoglia, M. Gemmo, M. Cafaggio, M. Gioco del Pallone si rinvengono nell'unità in esame delle litofacies detritiche, costituite in prevalenza da calcareniti laminate, in genere con tutte le sequenze di BOUMA. con lenti e noduli di selce nera. A luoghi, come nei pressi dei Cappuccini (Esanatoglia), affiorano calciruditi in strati spessi con giacitura lenticolare.

Il livello marnoso è correlabile con gli scisti o marne a fucoidi Auct., mentre quello calcareo corrisponde in parte ai livelli basali della scaglia Auct. o agli strati di transizione tra i fucoidi e la scaglia di altri Autori. Per questa ragione esiste una disparità di valutazione per quanto riguarda gli spessori delle Marne a fucoidi e della soprastante

Scaglia bianca.

La facile erodibilità del livello marnoso, intercalato tra litofacies prevalentemente calcaree, dà luogo a mortologie assai caratteristiche, con estese e spesso dirupate pareti. Su queste è possibile osservare, in ogni particolare, piccoli slumpings o «pieghe a fisarmonica», già

indicate da CENTAMORE ed altri (1973) e da JACOBACCI ed altri (1974), che interessano, oltre alle *Marne a fucoidi*, anche la *Scaglia bianca* e la parte basale della *Scaglia rosata*.

Come in CHIOCCHINI M. ed altri sono stati individuati nell'unità in esame tre intervalli biostratigrafici definiti dal basso verso l'alto

delle seguenti associazioni:

— Hedbergella trocoidea (GANDOLFI), Ticinella roberti (GANDOLFI), Clavulina eggeri (CUSHMAN), Dorothia pupa (REUSS). D. pupoides (D'ORBIGNY), Gaudryina carinata FRANKE, Gaudryinella mendrisiensis GANDOLFI, Gyroidinoides nitida (REUSS), Tritaxia pyramidata REUSS, radiolari.

- Hedbergella trocoidea (GANDOLFI), Ticinella roberti (GANDOLFI), Globigerinelloides breggiensis (GANDOLFI), Planomalina buxtorfi (GANDOLFI), Rotalipora ticinensis ticinensis (GANDOLFI), Clavulina eggeri (CUSHMAN), Dorothia pupoides (D'ORBIGNY), Gaudryina carinata FRANKE, Gaudryinella mendrisiensis GANDOLFI, Gyroidinoides nitida REUSS, Pleurostomella subnodosa REUSS, Tritaxia piramidata REUSS, radiolari.
- Planomalina buxtorfi (GANDOLFI), Praeglobotruncana stephani stephani (GANDOLFI), Rotalipora appenninica appenninica (RENZ), R. ticinensis ticinensis (GANDOLFI), Hedbergella sp..

L'età delle Marne a fucoidi si estende dall'Aptiano p.p. al Cenoma-

niano p.p..

C6/33 - Scaglia bianca

Dalle Marne a fucoidi si passa superiormente e in continuità di sedimentazione alla Scaglia bianca, il cui spessore varia da 15 a 30-40 m

L'unità in esame è costituita da calcari biancastri, in strati di 15-35 cm di spessore, con selce nera di aspetto zonato, in liste e talora in noduli.

Il passaggio con la sovrastante Scaglia rosata si evidenzia poco al di sopra del costante e caratteristico livello ittiolitico (o degli scisti bituminosi) già segnalato da Bonarelli. Questo orizzonte, dello spessore variabile da pochi centimetri a 1,5 m, costituito da argilliti bituminose nerastre con liste di selce, è sempre localizzato nella parte alta della Scaglia bianca, da 1 a 5 m al di sotto del passaggio tra le due formazioni.

Il contenuto micropaleontologico della Scaglia bianca è costituito da: Globotruncana coldreriensis Gandolfi, Praeglobotruncana stephani stephani (Gandolfi), P. stephani turbinata (Reichel), Rotalipora appenninica appenninica (Renz), R. cushmani (Morrow), Hedbergella sp..

L'età della formazione in esame è del Cenomaniano medio-superiore.

E2-C7/32 - Scaglia rosata

Il passaggio tra la Scaglia rosata e la Scaglia bianca è continuo e, come è stato detto in precedenza, si manifesta qualche metro sopra il citato livello ittiolitico, con la scomparsa delle selci nere.

La formazione è costituita da strati calcarei e calcareo-marnosi ben definiti, con frattura concoide e scagliosa, e marnoso-calcarei; a luoghi si rinvengono calcareniti, di colore biancastro, talora grossolane, con lamine parallele nella parte inferiore e media degli strati, convolute o incrociate nella parte superiore di questi. Gli strati hanno spessore variabile da 15 a 60-70 cm; le intercalazioni detritiche, talora lenticolari, raggiungono anche spessori di 1,50-2 m.

Il colore di insieme varia dal rosato al rosso mattone, ma non mancano toni biancastri o grigi. A questo proposito si deve notare che le litofacies biancastre (a volte dello spessore di alcune decine di metri) non occupano un determinato livello stratigrafico, ma sono diffuse in tutta la formazione e spesso sfumano lateralmente nelle litofacies rosate.

Nella parte inferiore e nella estrema porzione sommitale della *Scaglia rosata* prevale la componente calcarea, associata a selce rossa in liste e noduli, mentre la porzione medio-superiore è decisamente più marnosa.

Tra i giunti degli strati e nelle fratture si rinvengono abbastanza

frequentemente noduli o spalmature di malachite.

A luoghi la formazione appare interessata da *slumpings* intraformazionali, che sono spesso associati alle intercalazioni detritiche, oppure da un diffuso clivaggio, che oblitera in tutto o in parte la giacitura originaria.

A causa dell'azione geliva degli agenti esogeni, questa litofacies subisce una facile degradazione in minute scagliette, per cui si formano coltri detritiche spesse talora anche 30-40 m, che ricoprono gran parte

dei versanti.

Lo spessore della formazione è variabile da zona a zona e non sempre può essere valutato con esattezza, in quanto l'unità è interessata da serie di pieghe, a raggio di curvatura variabile. Nelle zone dove la giacitura è relativamente tranquilla e dove gli strati calcarenitici o i fenomeni di *slumpings* sono scarsi o mancano del tutto, si misurano spessori di 200-250 m, mentre dove gli *slumpings* sono più vistosi ed estesi e le intercalazioni detritiche più abbondanti, gli spessori sono maggiori, intorno ai 300-400 m.

Analogamente a quanto esposto in CHIOCCHINI M. ed altri (1976), si possono riconoscere diverse associazioni microfaunistiche, che, dal

basso verso l'alto, caratterizzano i seguenti intervalli:

— Globotruncana coldreriensis GANDOLFI, G. helvetica BOLLI, G. lapparenti angusticarinata GANDOLFI, G. lapparenti inflata BOLLI, Praeglobotruncana stephani stephani (GANDOLFI). P. stephani turbinata (REICHEL), Rotalipora reicheli (MORNOD), Hedbergella sp., Heterohelicidae:

— Globotruncana lapparenti angusticarinata Gandolfi, G. lapparenti coronata Bolli, G. lapparenti inflata Bolli, G. lapparenti lapparenti Brotzen, G. lapparenti tricarinata (Quereau), G. concavata primitiva Dalbiez, G. concavata concavata (Brotzen), G. concavata carinata Dalbiez, G. fornicata fornicata Plummer. G. cf. arca (Cushman),

Heterohelicidae;

— Globotruncana arca arca (CUSHMAN), G. fornicata fornicata PLUMMER, G. caliciformis (DE LAPPARENT), G. conica WHITE, G. gr. stuarti (DE LAPPARENT). Nella porzione inferiore dell'intervallo si rinvengono ancora globotruncane del gruppo G. lapparenti. mentre nella porzione superiore è caratteristica la presenza di Globotruncana contusa (CUSHMAN), G. stuarti stuarti (DE LAPPARENT), Heterohelicidae di grandi dimensioni e Rugoglobigerina spp.;

— microfauna rappresentata da numerose globigerine di piccole dimensioni, i cui caratteri sembrano corrispondere a quelli riscontrati nella zona a *Globigerina eugubina* da LUTERBACHER & PREMOLI SILVA

(1964).

— Globigerina daubjergensis BRÖNNIMANN, Globorotalia gr. incon-

stans Subbotina, G. pseudobulloides (Plummer), G. trinidadensis Bolli, G. uncinata Bolli:

— Globorotalia gr. angulata (WHITE) e Globigerina spp. alle quali si associano, inferiormente, Globorotalia pusilla pusilla BOLLI e, superiormente, G. pseudomenardii BOLLI, G. gr. velascoensis (CUSHMAN) e G. gr. aequa (CUSHMAN & RENZ);

— Globorotalia gr. velascoensis (CUSHMAN) e Globigerina spp., alle quali si associano Globorotalia gr. aequa (CUSHMAN & RENZ),

inferiormente, e G. gr. crassata (CUSHMAN), superiormente.

Nei livelli detritici i bioclasti sono rappresentati da frammenti di echinodermi, da rari foraminiferi bentonici. Stomiosphaera sphaerica (KAUFMAN) e da foraminiferi planctonici, spesso in cattivo stato di conservazione, da radiolari e da forme provenienti da un ambiente di piattaforma carbonatica.

Per la presenza dei fossili prima elencati, l'età della formazione

si estende dal Turoniano all'Eocene medio p.p.

Ma, come è stato messo in evidenza anche da altri Autori (LUTERBA-CHER & PREMOLI SILVA, 1964), nella *Scaglia rosata* sono state talora individuate lacune stratigrafiche al passaggio Cretacico-Terziario, a luoghi associate ad *hard grounds* e talora assai estese nel tempo. Le successioni lacunose sono spesso localizzate accanto a sequenze continue.

Sia le lacune sedimentarie che gli hard-grounds, talora associati ad esse, possono essere dovuti a fattori diversi, talora concomitanti tra loro, ma che si manifestano sempre in ambiente marino relativamente profondo. Tali potevano essere le correnti marine, alla cui azione può essere addebitata la mancanza di accumulo, oppure la deposizione di sedimenti detritici, anche grossolani, o addirittura l'asporto delle frazioni più fini. A queste cause si deve aggiungere la presenza di ondulazioni e l'instabilità dei fondi marini; dalle zone più elevate pacchi più o meno potenti di sedimenti, spesso non diagenizzati, scivolano verso le zone più depresse, costituendo quegli estesi fenomeni di slumpings intraformazionali.

E³⁻²/31 - Scaglia variegata

Alla *Scaglia rosata* segue superiormente un orizzonte, dello spessore variabile da pochi metri a 20-30 m, costituito da alternanze policrome di calcari marnosi, di marne calcaree e, in quantità subordinata, di calcari micritici; a luoghi è presente selce in noduli. Lo spessore degli strati varia da 5 a 25 cm.

Il passaggio fra questa unità litostratigrafica e quelle che giacciono a tetto ed a letto di essa è graduale; le variazioni sono così sfumate che i limiti tra queste tre unità sono spesso incerti e risentono della valutazione soggettiva del rilevatore.

Il contenuto organico della Scaglia variegata è costituito dalle se-

guenti forme:

— Globorotalia gr. crassata (CUSHMAN), G. gr. velascoensis (CUSHMAN), Globigerapsis sp., Globigerina spp., Hantkenina sp., e nei livelli sommitali Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ.

L'età della formazione si estende dall'Eocene medio p.p. alla base dell'Eocene superiore.

O³-E³/30 - Scaglia cinerea

La sedimentazione titoniano-oligocenica si chiude con la Scaglia cinerea.

La formazione in esame è costituita dall'alternanza di marne calca-

ree, marne, marne argillose e, subordinatamente, di calcari marnosi micritici.

Le litofacies marnoso-calcaree prevalgono nella porzione inferiore dell'unità, dove possono comparire, a luoghi, i calcari marnosi, mentre la porzione superiore è caratterizzata da depositi marnoso-argillosi, che spesso danno luogo ad una morfologia calanchiforme e che, secondo le condizioni di affioramento, possono confondersi con quelli dello *Schlier*.

Il colore d'insieme è piuttosto uniforme, grigio cenere o grigio-verdastro; la porzione inferiore, tuttavia, presenta frequentemente toni policromi, prevalentemente rosati, e ciò rende assai problematica la distinzione cartografica tra la Scaglia variegata e la Scaglia cinerea.

Lo spessore della formazione varia da 100 a 200 m.

Il contenuto fossilifero permette il riconoscimento di due distinti

intervalli, caratterizzati dalle seguenti associazioni:

— Globorotalia centralis Cushman & Bermudez, Globigerapsis sp., Hantkenina spp.. Nei livelli basali dell'intervallo in esame, a queste forme si associano Truncorotaloides topilensis (Cushman) e rari esemplari di Globorotalia gr. crassata (Cushman) e di G. gr. velascoensis (Cushman), mentre la porzione superiore è caratterizzata dalla presenza di G. cerroazulensis (Cole);

— Globigerina gr. ciperoensis Bolli, G. sellii (Borsetti), G. tripartita tripartita Koch, G. venezuelana Hedberg, Globigerinita dissimilis dissimilis (Cushman & Bermudez), G. unicava unicava (Bolli Loeblich & Tappan), Globororotalia gr. opima Bolli e, nella porzione sommitale, Globigerina tapuriensis Blow & Banner, Globoquadrina cf. dehiscens (Chapman, Parr & Collins), Globorotalia gr. mayeri Cushman & Ellisor. In associazione si rinvengono le seguenti forme: Anomalina pompilioides Galloway & Hemingway, Bolivina arta Macfadyen, Heterolepa mexicana (Nuttal), Gyroidinoides girardana (Reuss), G. girardana perampla (Cushman & Stainforth), Karreriella siphonella (Reuss), Osangularia mexicana (Cole), Planulina renzi Cushman & Stainforth, Uvigerina auberiana D'Orbigny, U. havanensis Cushman & Bermudez, Vulvulina pennatula (Batsch), V. spinosa Cushman, ostracodi.

La formazione in esame si è depositata, quindi, durante l'Eocene superiore p.p. e tutto l'Oligocene.

3 - GRUPPO MIOCENICO

M2-1/29 - Bisciaro

Con questa formazione comincia la successione miocenica, caratte-

rizzata da litofacies prevalentemente terrigene.

Il Bisciaro è costituito da: calcari scuri, calcari marnosi biancastri, marne, marne calcaree e marne argillose grigie, variamente alternanti tra loro; nei calcari sono presenti, a luoghi, noduli e liste di selce nera, mentre tra le marne si rinvengono sottili livelli che assumono un colore giallo ocra per alterazione. Caratteristica è la presenza di intercalazioni cineritiche già segnalate da altri Autori in alcune zone dell'Appennino.

Gli affioramenti del *Bisciaro* sono resi piuttosto evidenti dal particolare risalto morfologico cui danno luogo, per erosione differenziata, i suoi sedimenti marnoso-calcarei, interposti tra quelli prevalentemente

marnoso-argillosi della Scaglia cinerea e dello Schlier.

Lo spessore della formazione è assai variabile; in genere esso si aggira sui 40-50 m, giungendo fino a 80 m nelle zone dove prevalgono

le litofacies marnose. Ma ai bordi della dorsale umbro-marchigiana si misurano potenze minori, sui 15-20 m, e talora, come nei dintorni di Molinaccio, Campodonico, Belvedere, oppure in quelli di Fossato di Vico, addirittura pochi metri (5-6).

I livelli *cineritici* hanno spessori variabili da pochi centimetri a più di un metro. Il vulcanismo, al cui ciclo di attività sono ascrivibili tali litotipi, è di tipo acido, probabilmente di tipo riodacitico.

L'associazione microfaunistica complessiva riscontrata nell'unità in

questione è data dalle seguenti forme:

Globigerina gr. ciperoensis Bolli, G. sellii (Borsetti), G. tapuriensis Blow & Banner, G. tripartita tripartita Koch, G. venezuelana Hedberg, Globigerinita dissimilis dissimilis (Cushman & Bermudez), Globigerinoides primordius Blow & Banner, G. bisphericus Todd, G. trilobus trilobus (Reuss), Globoquadrina dehiscens dehiscens (Chapman, Parr & Collins), Globorotalia mayeri Cushman & Ellisor, G. opima continuosa Blow, G. opima nana Bolli, G. opima opima Bolli, G. gr. scitula (Brady), Anomalina pompilioides (Galloway & Hemingway), Bolivina tectiformis Cushman, Gyroidinoides girardana (Reuss), Heterolepa mexicana (Nuttal), Karreriella gaudryinoides (Fornasini), Melonis soldanii (D'Orbigny), Osangularia mexicana (Cole), Planulina renzi Cushman & Stainforth, Siphonina reticulata (Czizek), Uvigerina auberiana D'Orbigny, U. havanensis Cushman & Bermudez, Vulvulina pennatula (Batsch), radiolari.

Per quanto riguarda le forme planctoniche, si può osservare che nella porzione inferiore dell'unità in esame, accanto a Globoratalia mayeri e Globoquadrina dehiscens, si notano i primi rari esemplari riferibili al genere Globigerinoides, rappresentati dapprima da G. primordius, quindi da G. trilobus trilobus. Nella parte superiore, mentre quest'ultima specie assume una diffusione sempre maggiore, scompaiono gradualmente le forme ad affinità più strettamente oligocenica.

L'età del Bisciaro si estende dall'Aquitaniano al Langhiano p.p..

M_m⁴⁻²/28; M_m⁴⁻²/28a - Schlier

Il *Bisciaro* passa superiormente e gradualmente allo *Schlier*, costituito quasi esclusivamente da marne argillose grige, da argille marnose, pure grige, e da sottili intercalazioni di sedimenti più calcarei, di colore chiaro o biancastro $(M_{-}^{4n^2}/28)$. Quando tali livelli sono particolarmente fitti e di spessore più considerevole, lo *Schlier*, può essere confuso con il *Bisciaro* marnoso.

Nella zona compresa tra S. Cassiano e Molinaccio, a ridosso della dorsale umbro-marchigiana, si rinvengono, intercalate nella formazione in esame, delle litofacies detritiche, rappresentate generalmente da calcareniti laminate (M_m⁴⁻²/28a). Lo spessore degli strati calcarenitici è assai variabile da pochi centimetri a 2-3 m, come nei pressi di Molinaccio. Le litofacies in questione formano degli adunamenti lenticolari e discontinui sia in senso longitudinale che trasversale all'asse del bacino. Caratteristica anche la presenza di livelli bioturbati.

Per la natura prevalentemente marnoso-argillosa dei sedimenti che la compongono, l'unità in esame può dar luogo a morfologie calanchifor-

mi.

La stratificazione è, in genere, piuttosto sottile, ma assai di frequente essa è obliterata da un diffuso clivaggio, oppure dalla particolare degradabilità della formazione che si risolve, sotto l'azione degli agenti esogeni, in una coltre di detrito minuto.

Lo spessore della formazione è variabile da luogo a luogo sia in relazione alle difformità del fondo marino oppure a fatti sedimentari, quali eteropie di facies o fenomeni erosivi prodotti da particolari flussi torbiditici. Per queste ragioni sono anche variabili i rapporti che legano lo Schlier alle altre unità, isocrone o più recenti.

a) Nella zona più occidentale lo Schlier presenta rapporti d'eteropia con la Formazione marnoso-arenacea ed ha spessori variabili tra 150-200

m.

b) Nella zona centrale esso presenta la massima potenza, intorno ai 350-400 m, nella parte più profonda del bacino di S. Donato-Cantia, tra Colle S. Angelo e Fabriano, mentre sul bordo orientale dello stesso bacino, nei pressi di Colle Ridente, esso raggiunge appena i 200 m. Nella prima zona, inoltre, la parte superiore dello Schlier è sostituita dalla porzione basale delle Arenarie di S. Donato - Collamato, mentre al bordo orientale esso passa superiormente ai Tripoli della Formazione gessoso-solfifera.

c) Nell'area orientale, porzione settentrionale del bacino di Camerino, si distinguono due zone: nel subbacino di Collamato l'unità in esame raggiunge i 200-250 m di spessore e passa superiormente alla locale facies delle Arenarie di S. Donato - Collamato, talora in continuità di sedimentazione, come nei pressi di Pagliano, talora con contatto

erosivo, come nei pressi di Collamato.

Nel subbacino di Matelica, lo Schlier affiora soltanto nell'area più settentrionale di questa depressione. Qui esso presenta uno spessore di circa 150 m, e passa superiormente ad una facies tripolacea sottostante alle peliti delle Arenarie di Matelica. Nel resto del bacino, al di fuori dell'area del F° 301 «Fabriano», però, la parte superiore dello Schlier è eteropica della parte basale della suddetta unità torbiditica; anche qui il contatto è a luoghi stratigrafico e continuo e a luoghi chiaramente erosivo.

Nello Schlier è stata riscontrata complessivamente la seguente associazione microfaunistica:

Globigerina apertura CUSHMAN, G. bollii CITA & PREMOLI SILVA, G. gr. bulloides D'ORBIGNY, G. globorotaloidea COLOM, G. nepenthes TODD, G. quinqueloba NATLAND, Globigerinoides altiaperturus BOLLI, G. irregularis LE ROY, G. obliquus obliquus BOLLI, G. obliquus extremus BOLLI & BERMUDEZ.G. quadrilobatus BANNER & BLOW. G. sacculifer sacculifer (BRADY), G. trilobus trilobus (REUSS), Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS), G. altispira (CUSHMAN & JARVIS), Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW, G. acostaensis humerosa Takayanagy & Saito, G. incompta (Cifelli), G. involuta Pezzani, G. mayeri CUSHMAN & ELLISOR, G. opima continuosa BLOW, G. opima nana BOLLI, G. gr. scitula (BRADY), G. suterae CATALANO & SPROVIERI, Neogloboquadrina dutertrei (D'ORBIGNY), Orbulina suturalis BRÖNNI-MANN, O. universa D'ORBIGNY, Anomalinoides flinti (CUSHMAN), Bolivina antiqua D'ORBIGNY, B. arta MACFADYEN, Gyroidina soldanii (D'OR-BIGNY), Lenticulina cultrata (MONTFORT), L. rotulata (LAMARK), Martinottiella communis (D'ORBIGNY), Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL), M. soldanii (D'ORBIGNY), Planulina renzi CUSHMAN & STAIN-FORTH, Siphonina reticulata (CZJZEK), Uvigerina auberiana D'ORBIGNY, U. barbatula MACFADYEN, Vulvulina pennatula (BATSCH), radiolari.

Per quanto riguarda l'ordine di comparsa delle forme planctoniche

più significative, si possono fare le seguenti osservazioni.

Le orbuline compaiono nella porzione inferiore dell'unità; successivamente si verifica la comparsa di Globigerina nepenthes e quindi di Globorotalia acostaensis acostaensis. Nella parte più alta della formazione, quando questa non è sostituita da altre unità isocrone, si nota la presenza di rari esemplari di Globigerinoides obliquus extremus, Globorotalia acostaensis humerosa, Neogloboquadrina dutertrei e, talora, di Globorotalia suterae.

Nelle intercalazioni calcarenitiche, la frazione organica è abbondante ed è costituita in prevalenza da planctonici, tra cui: Globigerina sp., Globigerinoides spp., Globoquadrina sp., Globorotalia spp., Orbulina sp. e da rari bentonici, rappresentati da: Anomalinidae, Nodosariidae, Buliminidae, Rotaliidae, Discorbidae e rare forme arenacee (riferibili a Liebusella sp.). Frequenti sono i resti di echinodermi, di molluschi, tra cui: Ostrea sp., Pecten sp., gasteropodi. I resti organici sono in genere rimaneggiati, molto addensati, fluitati ed anche gradati.

23

Per quanto riguarda la composizione mineralogico-petrografica delle intercalazioni detritiche, queste contengono frammenti clastici di quarzo,

biotite, glauconite e vetro probabilmente di media acidità.

Per il contenuto faunistico sopra indicato l'età dello Schlier è riferibile ad un intervallo di tempo che si estende dal Langhiano p.p. alla fine del Tortoniano.

Più precisamente, tenendo conto dei rapporti che intercorrono tra questa formazione e le altre unità mioceniche, si ha il seguente qua-

a) Nell'area occidentale, dove lo Schlier è eteropico della Formazione marnoso-arenacea, esso è compreso tutto nel Langhiano p.p. - Serra-

valliano p.p.,

b) Nell'area centrale si hanno diverse situazioni: nella zona di S. Donato - Cantia, dove la parte alta dello Schlier è sostituita dalle Arenarie di S. Donato - Collamato, esso arriva al Tortoniano medio (zona a Globorotalia acostaensis acostaensis, subzona a Globigerinoides obliquus extremus di D'ONOFRIO ed altri, 1975).

Nella zona di Colle Ridente, dove si ha il passaggio ai sovrastanti Tripoli, la formazione in esame arriva invece fino al termine del Tortoniano (zona a Globorotalia acostaensis acostaensis, subzona a Globorotalia suterae degli Autori sopra citati). In questa seconda area si nota che la parte alta dello Schlier ha spessori condensati, probabilmente associati a piccoli hiatus sedimentari.

c) Anche nella zona orientale si hanno situazioni diverse. Nel subbacino di Collamato, là dove il contatto con le sovrastanti Arenarie di S. Donato - Collamato è erosivo, manca per questa ragione una certa parte dell'unità, mentre nei pressi di Pagliano, dove il passaggio è continuo, lo Schlier arriva alla parte media del Tortoniano (zona a Globorotalia acostaensis acostaensis, subzona a Globigerinoides obliquus extremus degli Autori sopra citati).

Nella parte settentrionale del subbacino di Matelica, invece, l'unità in esame, pur presentando una estrema condensazione degli spessori, forse in parte dovuta a hiatus, giunge al tetto del Tortoniano come è dimostrato dalla presenza di rare Globorotalia suterae, mentre nel resto del subbacino, la sua parte superiore è sostituita dai livelli basali delle Arenarie di Matelica del Tortoniano superiore.

Al di sopra dello Schlier seguono delle successioni, che sono diverse da zona a zona, in relazione alla diversa evoluzione tettonico-sedimentaria della regione. Per questa ragione è preferibile descrivere le successioni bacino per bacino da ovest verso est.

I - Bacino umbro

In quella parte del bacino umbro (CENTAMORE ed altri, 1973, 1975; JACOBACCI ed altri, 1974) che rientra nel F° 301 «Fabriano», la sequenza sedimentaria sovrastante lo Schlier è costituita, dal basso verso l'alto, da: Formazione marnoso-arenacea (con i suoi vari membri); Marne ed arenarie di M. Vicino.

25

 $M_{a^1}^{4\cdot2}/23;\,M_{a^1}^{4\cdot2}/23a;\,M_{bc}^{4\cdot2}/24;\,M_{a^2}^{4\cdot2}/25;\,M_{a^1}^{4\cdot2}/26;\,ce/27$ - Formazione marnoso-arenacea

Questa classica e potente unità torbiditica è costituita da diversi litotipi, che, associandosi in maniera diversa da zona a zona, conferiscono all'unità in questione aspetti litologici non uniformi. Pure variabili, in relazione all'evoluzione paleogeografica del bacino, sono gli spessori.

Nella fascia adiacente al bordo occidentale della dorsale umbro-marchigiana, la formazione torbiditica è rappresentata quasi esclusivamente da una associazione pelitico-arenacea, in strati piano-paralleli medi e sottili, con rapporto sabbia/argilla molto inferiore a 1, con rari strati arenaceo-pelitici spessi e molto spessi.

Nella zona tra le Cave della Matalotta e S. Antonio di Rasina

gli interstrati arenacei sono molto rari e di spessore sottile.

Questa associazione (M_a.⁴⁻²/23a), caratteristica della deposizione su un margine rialzato di bacino (basin plain edge, RICCI LUCCHI, 1975; CENTAMORE ed altri, 1977), presenta spessori variabili da 300 a 400 m e rapporti eteropici con lo Schlier.

Nei pressi di C. Tiola (SW di Sigillo) si rinvengono intercalati nell'unità ammassi caotici di arenarie e marne con Lucine. Sia le Lucine, rinvenute nella *Formazione marnoso-arenacea* a SW di Sigillo, che gli altri fossili di mare sottile, presenti allo stato bioclastico nello *Schlier* tra Campodiegoli e Molinaccio, avrebbero avuto il loro *habitat* su un bassofondo fangoso situato in mare aperto. Questo era localizzato, con molta probabilità, su un tratto della *dorsale umbro-marchigiana*, tra M. Testagrossa e M. Penna, forse maggiormente sollevato rispetto al resto della dorsale, anch'essa in via di sollevamento.

Le direzioni di corrente, misurate in base a flute casts, indicano

una provenienza dei clasti arenacei da NW.

Nelle zone più occidentali, invece, la Formazione marnoso-arenacea è costituita dalla associazione di depositi clastici di diversa provenienza e con diverse litofacies, e presenta una netta variazione di spessore,

nonché fenomeni di slumpings e di frane sottomarine.

In base alle caratteristiche mineralogico-petrografiche ed alle direzioni di apporto dei clasti è stato possibile suddividere i depositi terrigeni in 5 gruppi (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1972; CENTAMORE ed altri, 1977):a) torbiditi arenaceo-marnose di provenienza nord-occidentale; b) torbiditi arenaceo-marnose di provenienza occidentale o sud-occidentale; c) depositi caotici alloctoni; d) torbiditi calcareo-terrigene; e) torbiditi calcareo-marnose.

Il primo gruppo (a) rappresenta l'apporto principale e costituisce la massima parte della succesione; gli altri invece indicano apporti

secondari (da sorgenti minori) nel bacino umbro.

a) Torbiditi arenaceo-marnose di provenienza nord-occidentale $\mathbf{M}_{a}^{42}/23$. Come abbiamo detto, questi depositi rappresentano la Formamarnoso-arenacea s.s.. Anche essi costituiscono un'associazione pelitico-arenacea (come nella zona più orientale), ma lo spessore degli strati arenacei, sempre piano-paralleli, è maggiore (da medi a spessi), le sequenze di BOUMA sono del tipo $T_{b\text{-e}}$, $T_{b\text{-de}}$ e il rapporto sabbia/argilla è leggermente inferiore a l (Facies D_2). Più frequenti in questa fascia, gli strati arenaceo-pelitici spessi o molto spessi, con sequenze di BOUMA complete o tipo $T_{b\text{-e}}$ (Facies C_2 e D_1). Sempre presenti le intercalazioni emipelagitiche della Facies G.

Le caratteristiche di queste torbiditi indicano un ambiente deposizio-

nale di piana sottomarina.

Le impronte basali (principalmente flute casts e groove casts) misurate in questi depositi, indicano direzioni di apporto e di scorrimento dei clasti variabili da NW o da N. L'area di alimentazione principale della Formazione marnoso-arenacea si identificherebbe con la catena alpina, che veniva rapidamente smantellata durante la fase di emersione (CIPRIANI & MALESANI, 1963; RICCI LUCCHI, 1975b).

b) Torbiditi arenaceo-marnose di provenienza occidentale. Questi depositi sono associati alla conoide sottomarina minore, con apporto da WSW di M. Urbino-Valfabbrica-Casa Castalda (RICCI LUCCHI &

PIALLI, 1973; CENTAMORE ed altri, 1977).

Nell'estrema porzione orientale di quest'ultima sono state distinte due associazioni: una arenaceo-pelitica e una arenacea (CENTAMORE ed altri, 1977).

La prima, composta da strati spessi e molto spessi, riferibili alle Facies D₁, C₁, e C₂, è indicativa dell'avanzamento di lobi sabbiosi

di conoide esterna $(M_{a2}^{4-2}/25)$.

La seconda è rappresentata quasi esclusivamente da arenarie massive, a granulometria mediogrossolana, in strati spessi o molto spessi, talora massicci e amalgamati, lenticolari a grande scala, non descrivibili con le sequenze di BOUMA, e con rapporto sabbia/argilla molto maggiore di 1. Esse sono riferibili alle Facies B_1 e B_2 e indicano depositi canalizzati $M_{\rm el}^{4/2}/26$).

L'associazione arenaceo-pelitica talora si interdigita e si confonde con i depositi della *Formazione marnoso-arenacea* s.s. e si spinge fino alle aree di Gubbio-Branca.

c) Depositi caotici alloctoni (ce/27). Sono costituiti in prevalenza da argilliti policrome, caotiche, con pezzame litoide eterogeneo (tra cui spiccano clasti di ofioliti e di calcari detritico-organogeni del Miocene inferiore, calcari di S. Marino). Tali depositi sono intercalati nella Formazione marnoso-arenacea a vari livelli stratigrafici e sono discontinui, sia come estensione areale che come spessore. Essi sono riferibili alla Facies F e rappresentano il prodotto di frane e scivolamenti sottomarini di lembi delle unità tosco-emiliane che, staccandosi dal margine occidentale, andavano a interporsi nella sedimentazione torbiditica in atto nel bacino umbro.

d) Torbiditi calcareo-terrigene, (M_{b.}-/24. Questi depositi, tra cui spicca, per il suo elevato spessore (fino a 16 m) e per la notevole estensione areale (affiorando in un'area di 140x20 km), quello strato guida ormai noto come «strato Contessa» (RENZI, 1964; JACOBACCI ed altri, 1970; RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975b; PAREA & RICCI LUCCHI, 1975), provengono dal disfacimento di terreni posti a ovest e sud-ovest del bacino umbro. Essi sono costituiti principalmente a spese dei complessi tosco-emiliani e dei depositi miocenici di mare sottile, tipo calcari di S. Marino e affini.

Nei dintorni di Col d'Orto, Schifanoia, C. Bagnole, C. Sospertole (nell'estremo angolo SW del Foglio in esame) tali depositi sono rappresentati da uno strato molto spesso, con tutte le sequenze di BOUMA.

L'intervallo a) di questa sequenza è rappresentato da un orizzonte gradato grossolano, con alla base ciottoli poligenici arrotondati, costituiti da litotipi dei complessi tosco-emiliani. Al tetto di questo intervallo si rinvengono fossili chiaramente fluitati e rappresentati da Pecten sp. ed altri lamellibranchi.

Lo strato in questione si presenta generalmente con giacitura tabulare, e, in questo caso si possono osservare tutte le strutture sedimentarie; talora, come a Schifanoia, esso è coinvolto in un esteso slumping intrafor-

⁶ Per la classificazione delle facies torbiditiche è stato seguito lo schema di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

mazionale e appare alquanto caoticizzato. Tra C. Bagnole e Sospertole è sostituito da uno strato arenaceo massiccio.

I fossili contenuti in questi depositi sono rappresentati da briozoi, ostreidi, litotamni, balanidi, ditrupe, echinodermi oltre a foraminiferi bentonici tra i quali *Cibicides* sp., Anfistegine, *Bolivina*, *Textulariidae* e frequenti planctonici (Globigerinidi).

e) Torbiditi calcareo-marnose. I depositi in esame sono costituiti da biomicriti con resti di molluschi (secondo Folk, 1974) o wackestones e packstones calcarei con resti di molluschi (secondo Dunham, 1962), con contenuto terrigeno subordinato, che passano superiormente a marne calcaree biancastre.

Questo gruppo non è stato distinto cartograficamente, perché gli strati ad esso appartenenti sono dispersi nella massa degli altri sedimenti.

I litotipi in questione sono ricchi di frammenti di fossili di acque basse (come briozoi, alghe corallinacee, echinidi, molluschi, foraminiferi bentonici) associati a foraminiferi planctonici in matrice micritica. In alcuni casi i resti di molluschi sembrano rappresentare associazioni oligotipiche, quali quelle che si rinvengono lungo i bordi di canali tidali. Si tratta pertanto di torbiditi costituite da fanghi calcarei risedimentati per correnti di torbida.

L'area di alimentazione è la piattaforma laziale-abruzzese, in accordo oltreché con il contenuto detritico-organogeno, anche per il senso di provenienza, da S e da SE, riscontrato alla base di questi strati calcareomarnosi.

Essi hanno uno spessore assai variabile, da medi a molto spessi, ma non mancano strati massicci (come a M. Camera, Petrara e dintorni di Schifanoia).

Questi cinque gruppi torbiditici si alternano tra loro in maniera assai variabile da luogo a luogo; comunque nella parte basale della formazione, al di sopra dello *Schlier*, prevale l'associazione pelitico-arenacea del gruppo a).

Lo spessore della Formazione marnoso-arenacea affiorante nell'area occidentale supera i 2500 m, senza che si conosca la base e il tetto della unità.

Per quanto riguarda i dati petrografici vi è da dire che non è stata ancora effettuata una campionatura sistematica delle arenarie del gruppo a).

Le analisi nei campioni prelevati nel gruppo b) hanno evidenziato che le arenarie presentano un discreto grado di classamento e contengono:

— abbondante quarzo mono e policristallino (quest'ultimo prevalentemente di tipo suturato) all'incirca nella stessa proporzione; — feldspati potassici (con prevalenza dell'ortoclasio, mentre il microclino è subordinato), in genere con incipienti fenomeni di trasformazione in minerali argillosi, in quantità variabile ma nettamente inferiore a quella del quarzo; sono presenti anche rare pertiti; — plagioclasi di tipo albite ed oligoclasio con contenuto in Anortite variabile dal 10% al 25%, in quantità subordinata rispetto al feldspato potassico; — scarse miche (muscovite, biotite, clorite); — abbondanti frammenti di roccia rappresentati in ordine quantitativo decrescente da: calcareniti con quarzo; micriti, talora con foraminiferi planctonici; filladi; arenarie fini, siltiti, argilliti; vulcaniti forse di tipo acido-intermedio, presumibilmente di tipo dacitico; selce; — matrice scarsa. Sono presenti abbondanti mosaici di calcite interstiziale e raro calcedonio.

Molto importante è la presenza di granuli di quarzo e di feldspati subarrotondati insieme a granuli angolosi e subangolosi. Riguardo alla provenienza, si osserva che l'apporto è costituito prevalentemente da frammenti di rocce sedimentarie e metamorfiche di basso grado, subordinatamente da rocce effusive. Il grado di classameto e l'arrotondamento di diversi granuli di quarzo e di feldspati indicano una probabile alimentazione da sabbie preesistenti, anche torbiditiche. Tuttavia la presenza di abbondanti clasti di materiali instabili, come i feldspati e i frammenti litici, dimostra che le sabbie alimentatrici non hanno subito processi di alterazione. Però, poiché è da escludere che l'arrotondamento del quarzo e dei feldspati sia attribuibile agli ultimi processi di risedimentazione, si deve ritenere che tale arrotondamento fosse già acquisito dalle sabbie alimentatrici precedentemente alla risedimentazione stessa.

La notevole quantità di frammenti litici consente di classificare le arenarie esaminate come arenarie litiche o litareniti (secondo PETTI-JOHN, 1975).

Le torbiditi del gruppo d) contengono:

— Quarzo mono e policristallino subarrotondato; — ortoclasio, microclino e plagioclasio di tipo oligoclasico di solito ben conservati; — frammenti litici ben arrotondati, rappresentati, in ordine decrescente, da: micriti sterili; micriti a planctonici anche eocenici; arenarie fini; selce; ofioliti; vulcaniti forse di tipo acido-intermedio; vetro; rocce di tipo gneissico; — inoltre rara muscovite e glauconite e frammenti fossili. La matrice è costituita da silt calcareo grossolano, probabilmente formato da resti organici e riempie gli spazi intergranulari.

I clasti sia organici che inorganici spesso presentano orientamento preferenziale. La composizione varia notevolmente nell'ambito del singolo strato dalla base al tetto; in prossimità del tetto i frammenti litici sono estremamente rari.

Le torbiditi del gruppo e) sono rappresentate da calcareniti i cui granuli sono prevalentemente formati da detrito organico. In quest'ultimo sono rappresentati gli stessi resti riconosciuti nelle precedenti torbiditi calcareo-terrigene. Il sedimento è generalmente granulo-sostenuto con spazi intergranulari riempiti da matrice micritica; talora l'aumento percentuale della matrice dà luogo a tessiture fango-sostenute. Per quanto riguarda l'apporto terrigeno, si osserva che è molto limitato; riducendosi quasi esclusivamente a quarzo anche policristallino, a feldspato potassico e a plagioclasi di tipo oligo-andesinici e andesinici. I frammenti litici non carbonatici sono rarissimi; si tratta di selce e vetro a composizione acido-intermedia. Sono presenti anche rara glauconite e sericite.

Lo stato di usura nel quarzo, che si presenta spesso subarrotondato, indica una provenienza da sabbie policicliche.

Il contenuto organico della Formazione marnose-arenacea è costituito da: Globigerina apertura CUSHMAN, G. bollii CITA & PREMOLI SILVA, G. gr. bulloides D'ORBIGNY, G. globorotaloidea COLOM, G. nepenthes TODD, G. quinqueloba NATLAND, G. woodi JENKINS, Globigerinoides altiaperturus BOLLI, G. biphericus TODD, G. bollii BLOW, G. irregularis LE ROY, G. obliquus obliquus BOLLI, G. quadrilobatus BANNER & BLOW, G. ruber (D'ORBIGNY), G. sacculifer sacculifer (BRADY), G. trilobus trilobus (REUSS), Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JAR-VIS), G. dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS), Globorotalia acostaensis BLOW, G. apertura PEZZANI, G. incompta (CIFELLI), G. involuta PEZZANI, G. mayeri (CUSHMAN & ELLISOR), G. merotumida BLOW & BANNER, G. opima continuosa BLOW, G. pseudomiocenica BOLLI & BERMUDEZ, G. gr. scitula BRADY, Orbulina suturalis BRÖNNIMANN. O. universa D'ORBIGNY, Bolivina antiqua D'ORBIGNY, B. arta MAC-FADYEN), Bulimina costata D'ORBIGNY, Lenticulina cultrata (MONT-FORT), Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL), Pleurostomella alter-

nans SCHWAGER, Siphonina reticulata (CZJZEK), Uvigerina auberiana D'ORBIGNY, U. barbatula MACFADYEN, Vulvulina pennatula

(BATSCH).

I caratteri complessivi dell'associazione permettono di riferire l'unità in esame al Serravalliano p.p.-Tortoniano p.p. (dalla porzione superiore della zona a Orbulina s.l. di CATI ed altri (1968), alla porzione inferiore della zona a Globorotalia acostaensis acostaensis, subzona a Globorotalia continuosa di D'ONOFRIO, ed altri, 1975)7.

M_{ma} /21; M_m /22 - Marne e arenarie di M. Vicino

Superiormente alla Formazione marnoso-arenacea, cui è legata da rapporti stratigrafici, giace l'unità torbiditica delle Marne e arenarie di M. Vicino (F° 115 «Città di Castello», 1969; JACOBACCI ed altri, 1970, 1974; F° 290 «Cagli», 1972; CENTAMORE ed altri, 1977), con cui si chiude il ciclo sedimentario del bacino umbro.

Nel Foglio in esame affiora solo una piccola parte dell'unità, che

è molto più sviluppata nelle aree nord-occidentali.

La base delle Marne ed arenarie di M. Vicino è costituita da una litofacies pelitico-arenacea in strati molto sottili e sottili, piano-paralleli alla scala degli affioramenti (M_m⁴/22) ed è riferibile all'associazione pelitico-arenacea I di CENTAMORE ed altri (1977). Si tratta di una successione alquanto monotona di arenarie fini di colore grigio, frequentamente brunastro per alterazione, con sequenze di BOUMA tipo T_{c-e} e T_{de} , raramente T_{b-e} , e di marne argillo-siltose e di argille siltose di colore grigio-scuro; il rapporto sabbia/argilla è compreso tra 0,2 e 0,3. Rare sono le impronte basali (groove casts e flute casts) con direzioni di apporto che nella zona in esame sono da NW verso SE; sono presenti anche impronte organiche rappresentate da burrows.

La litofacies pelitico-arenacea I corrisponde alla Facies D₂. Rarissime sono le intercalazioni di strati arenaceo-pelitici in Facies D₁ con sequenza di BOUMA tipo T_{b.e}. Lo spessore di questo membro varia

da 60 a 120 m.

Localmente al di sopra del livello anzidetto affiora un altro orizzonte, anche esso prevalentemente pelitico-arenaceo (M_{ma}/21 e riferibile alla associazione pelitico-arenacea II di CENTAMORE ed altri (1977).

A differenza del primo membro si osserva in questo ultimo un maggior numero di intercalazioni di due tipi strati arenaceo-pelitici.

Il primo gruppo è costituito da strati spessi, piano-paralleli alla scala dell'affioramento, di arenarie a granulometria media e medio-fine, caratterizzate da un intervallo caotico con grossi inclusi pelitici compreso tra l'intervallo gradato e l'intervallo T_c a lamine incrociate (slurried beds); il rapporto sabbia/argilla è 1,9. Nel secondo gruppo di strati la sequenza di BOUMA è completa (Facies C2), con rapporto sabbia/argilla uguale a 3,3. Queste due litofacies si intercalano ad una litofacies pelitico-arenacea prevalente che mostra gli stessi caratteri tessiturali e le stesse sequenze di BOUMA presenti nella associazione pelitico-arenacea sottostante (Facies D2); il rapporto sabbia/argilla è uguale a 0,4.

Le impronte basali sono rappresentate da flute casts e groove casts.

Lo spessore di questo orizzonte è di circa 100-150 m.

Le analisi preliminari sulla composizione mineralogico-petrografica delle arenarie hanno dato i seguenti risultati, per quanto riguarda il contenuto (in ordine decrescente): quarzo monocristallino angoloso e subangoloso; il policristallino poligonale o suturato è scarso; ortoclasio generalmente ben conservato ed angoloso; il microclino è subordinato; i plagioclasi sono di tipo sodico-calcico (i feldspati presentano, talora, alterazione per argillificazione); i frammenti di roccia, tutti arrotondati e ben arrotondati, in ordine decrescente, sono costituiti da: micriti, siltiti e/o argilliti, arenarie fini, selce; le miche, piuttosto scarse, sono rappresentate da: biotite, rara clorite; accessori: ossidi di ferro, rara glauconite e orneblenda. Si è riscontrata presenza di calcite di neoformazione.

Il contenuto organico complessivo è costituito da: Globigerina apertura CUSHMAN, G. bollii CITA & PREMOLI SILVA, G. gr. bulloides D'OR-BIGNY. G. eggeri RHUMBLER, G. falconensis BLOW, G. globorotaloidea COLOM, G. nepenthes TODD, G. quinqueloba NATLAND, G. woodi JENKINS, Globigerinoides altiaperturus BOLLI, G. obliquus extremus BOLLI & BERMU-DEZ, G. obliquus obliquus BOLLI, G. quadrilobatus BANNER & BLOW, G. ruber (D'ORBIGNY), G. sacculifer sacculifer (BRADY), G. trilobus trilobus (REUSS), Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS), Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW, G. opima continuosa BLOW, G. gr. cultrata (D'ORBIGNY), G. incompta (CIFELLI), G. involuta PEZZANI, G. gr. scitula (BRADY), Orbulina suturalis BRÖNNIMANN, O. universa D'ORBIGNY, Ammonia gr. beccarii (LINNÈ), Bulimina costata D'OR-BIGNY, Cibicidoides floridanus (CUSHMAN), C. italicus (DI NAPOLI), Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY), Melonis soldanii (D'ORBIGNY), Oridorsalis umbonatus stellatus (SILVESTRI), Planularia auris (DEFRANCE), Siphonina reticulata (CZJZEK), Uvigerina flinti CUSHMAN, Vaginulina legumen (LINNE), Vulvulina pennatula (BATSCH).

In base ai fossili osservati, l'età della porzione delle Marne ed arenarie di M. Vicino affiorante nel F° 301 «Fabriano», è riferibile alla parte basale del Tortoniano corrispondente a parte della subzona a Globorotalia continuosa di D'ONOFRIO ed altri (1975) ed a parte della subzona a Globigerinoides obliquus extremus degli stessi Autori.

II - Bacino di S. Donato - Cantia (Fabriano)

Questo bacino, è ubicato, tra la dorsale umbro-marchigiana, a ovest, e la dorsale minore di M. Nebbiano, a est, ed è delimitato a nord-ovest dal T. Marena e a sud-est dell'allineamento Attiggio-Bassano.

La successione miocenica, affiorante nel bacino in questione, al di sopra dello Schlier è costituita, dal basso verso l'alto, da: Arenarie di S. Donato-Collamato, presenti solo nella parte occidentale degli affioramenti; Tripoli; Argille bituminose; Evaporiti; Argille a colombacci. I Tripoli, le Argille bituminose e le Evaporiti rappresentano tre membri della Formazione gessoso-solfifera.

M5-4/20 - Arenarie di S. Donato - Collamato

Questa unità torbiditica affiora in due diversi bacini, non comunicanti, quello di S. Donato-Cantia e quello di Collamato. Tuttavia, poiché le arenarie in esame presentano caratteristiche litologiche, sedimentologiche e composizionali analoghe e poiché occupano la stessa posizione stratigrafica al di sopra dello Schlier, esse sono state distinte e cartografate con la stessa denominazione.

Nel bacino di S. Donato-Cantia tale unità è rappresentata in preva-

⁷ Studi biostratigrafici, di recente condotti sui sedimenti della Formazione marnoso-arenacea, hanno permesso di riconoscere nella parte più alta dell'unità la presenza di Globorotalia acostaensis acostaensis BLow. Pertanto l'età della formazione, in precedenza riferita all'intervallo - Langhiano p.p. - Serravalliano, si estenderebbe fino al Tortoniano basale. È in programma uno studio stratigrafico di dettaglio della Formazione marnoso-arenacea, nonché la revisione delle successioni studiate in precedenza.

lenza da una associazione arenaceo-conglomeratica, costituita da arenarie grossolane in strati massicci, amalgamati, non descrivibili con le sequenze di BOUMA, con intercalazioni lenticolari di conglomerati poligenici «disorganizzati» (Facies A₂).

Questi ultimi sono formati per la massima parte da frammenti di *Bisciaro* e di *Schlier*, ma contengono anche ciottoli grossolani di rocce metamorfiche di basso grado (filladi) ed arenacee, che erano state già segnalate, insieme a frammenti di lignite, nella zona di Fabriano

anche da CANAVARI I. (1901).

L'associazione arenaceo-conglomeratica affiora nella zona centrale del bacino, tra Cantia e Torre Cecchina; nelle zone poste a NW e a SE di questa area si ha invece una associazione arenaceo-pelitica con arenarie medio-grossolane in strati spessi e molto spessi, non descrivibili con le sequenze di BOUMA, alternate a livelli marnosi; il rapporto sabbia/argilla è molto alto (Facies A₁ e subordinatamenteB₁); molto rari i pacchi pelitico-arenacei a granulometria fine (Facies D₂).

Tutte le arenarie sono ricche di frammenti di organismi neritici (Ostree, Pecten, ecc.). Nella zona di S. Donato sono state osservate, in strati a laminazione incrociata, mediante la disposizione delle lamine

frontali, direzioni di apporto da SW verso NE.

Le associazioni che formano l'unità in esame sono attribuibili a depositi canalizzati di un piccola conoide sottomarina, il cui apice era

probabilmente localizzato tra Cantia e Torre Cecchina.

Per quanto riguarda il contenuto mineralogico-petrografico, le arenarie in esame sono caratterizzate in ordine decrescente da: — quarzo monocristallino angoloso e policristallino suturato subarrotondato; — miche, rappresentate da: muscovite prevalente, paragonite, clorite, biotite subordinata; — frammenti carbonatici: micriti sterili e dolomie (quest'ultime presenti solo saltuariamente); — plagioclasi di tipo albitico e oligoclasico; ortoclasio; — altri frammenti litici sono, in ordine decrescente: selce; filladi; siltiti; calcareniti; vulcaniti forse di tipo acido-intermedio; — rarissimi, ma costantemente presenti: ossidi di ferro talora idrati, glauconite e matrice argillosa. In discreta quantità la calcite interstiziale.

Lo spessore dell'unità varia da 50-60 m nella zona centrale a pochi metri, nelle parti più lontane dalla zona di immissione dei clasti

Come è stato detto in precedenza le Arenarie di S. Donato-Collamato si rinvengono solo nella parte occidentale del bacino mentre al margine orientale esse sono sostituite in parte dallo Schlier e in parte dai Tripoli.

Il contenuto microfaunistico rinvenuto nell'unità in esame è costitui-

to dalle seguenti forme:

Globigerina apertura Cushman, G. bollii Cita & Premoli Silva, G. gr. bulloides D'Orbigny, G. quinqueloba Natland, Globigerinoides irregularis Le Roy, G. obliquus obliquus Bolli, G. obliquus extremus Bolli & Bermudez, G. quadrilobatus Banner & Blow, G. sacculifer sacculifer (Brady), G. trilobus trilobus (Reuss), Globorotalia acostaensis acostaensis Blow, G. acostaensis humerosa Takayanagy & Saito, G. merotumida Blow & Banner, G. plesiotumida Blow & Banner, G. gr. scitula (Brady), G. suterae Catalano & Sprovieri, G. pseudomiocenica Bolli & Bermudez, G. incompta Cifelli, G. involuta Pezzani, Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis), G. dehiscens dehiscens (Chapman, Parr & Collins), Neogloboquadrina dutertrei D'Orbigny), Orbulina universa D'Orbigny.

I fossili suindicati permettono di attribuire l'unità in esame alla parte alta del Tortoniano (zona a Globorotalia acostaensis acostaensis,

subzona a *Globorotalia suterae* di D'ONOFRIO ed altri, 1975) ma la parte superiore, in parte eteropica dei *Tripoli*, potrebbe essere messiniana.

 $M_1^5/15$ - Tripoli; $M_m^5/14$ - Argille bituminose; $M_g^5/13$ - Evaporiti - Formazione gessoso-solfifera

Al di sopra delle Arenarie di S. Donato-Collamato e dello Schlier tra loro eteropici, affiora la Formazione gessoso-solfifera, composta da tre membri che è stato possibile cartografare distintamente, e che sono rappresentati, da basso verso l'alto, da: Tripoli $(M_t^5/15)$ - Argille bituminose $(M_m^5/14)$ - Evaporiti s.s. $(M_g^5/13)$.

— *Tripoli* (M_t⁵/15). Questo livello è costituito dall'alternanza in strati sottili, di: marne siltose grigio-giallastre, aranciate, talora con sottili gusci di molluschi, marne tripolacee e diatomiti, spesso lastriformi, marne bituminose scure. Esso ha uno spessore di 40-50 m, e il suo

contenuto fossilifero è dato dalle seguenti forme:

Globigerina apertura Cushman. G. bollii Cita & Premoli Silva, G. gt. bulloides D'Orbigny, G. falconensis Blow, G. foliata Bolli, G. globorotaloidea Colom, G. multiloba Romeo, G. quinqueloba Natland, Globigerinoides irregularis Le Roy, G. obliquus extremus Bolli & Bermudez, G. obliquus obliquus Bolli, G. trilobus trilobus (Reuss), Globorotalia acostaensis acostaensis Blow, G. incompta (Cifelli), G. involuta Pezzani, G. gt. scitula (Brady), Globoquadrina altispira (Cushman & Jarvis), Neogloboquadrina dutertrei D'Orbigny, Orbulina suturalis Brönnimann, O. universa D'Orbigny, Bolivina dentellata Tavani, B. dilatata Reuss, Bulimina aculeata D'Orbigny, Lenticulina rotulata (Lamark),

L'associazione sopra riportata è indicativa del Messiniano (subzona

a Globigerina multiloba di D'ONOFRIO ed altri, 1975).

— Argille bituminose (M_m⁵/14). Sono costituite in prevalenza da marne scure, talora siltose, spesso bituminose, con rare e sottili intercalazioni di: arenarie fini e siltiti, marne siltose fogliettate; marne tripolacee laminate; vi si rinvengono pure intercalazioni molto rare e lenticolari di calcari marnoso-siltosi chiari e marne bioturbate. Lo spessore del livello argilloso si aggira intorno ai 100-150 m.

Le associazioni microfaunistiche rinvenute in tale unità sono povere

e rappresentate da forme poco significative, come:

Globigerina gr. bulloides D'Orbigny, G. falconensis Blow, Globorotalia obesa Bolli, Bolivina arta Macfadyen, B. dentellata Tavani, Bulimina aculeata D'Orbigny.

Anche tale unità è attribuibile al Messiniano.

— Evaporiti (Mg⁵/13). Sono costituite dall'alternanza di gessi laminati, in strati di 100-150 cm, arenarie gessifere, di marne scure bituminose, di marne diatomitiche e di diatomiti e, subordinatamente, di arenarie fini e siltiti in strati molto sottili.

Non sono stati rinvenuti fossili, ma tale orizzonte è comunemente attribuito al Messiniano.

M⁵_{ag}/12 - Argille a colombacci

La Formazione gessoso-solfifera passa verso l'alto a sedimenti prevalentemente argillosi ed argillo-siltosi, di colore grigio-cenere e grigio-scuro, in cui sono intercalati rari e sottili strati di calcari dovuti a deposito chimico, di colore chiaro («colombacci»)*, livelli di argille siltose sterili e di siltiti brunastre od ocracee. Questa unità affiora tra C. Piaggia d'Olmo e Colle Battello (NW di Fabriano); in essa, come pure nelle sottostanti Argille bituminose, sono relativamente sviluppati dissesti, a

luoghi particolarmente intensi.

Per quanto riguarda il contenuto organico si nota che le argille, pur risultando, in genere, sterili, contengono livelli con foraminiferi planctonici e nani, alternati a livelli con abbondanti ostracodi e molluschi, d'ambiente salmastro o continentale. In genere i livelli con foraminiferi planctonici oligotipici e nani sono privi di ostracodi; altri livelli contengono foraminiferi planctonici e bentonici di differente età e di ambiente diverso, mal conservati e spesso rotti, chiaramente rimaneggiati. Anche tra gli ostracodi vi sono livelli con forme prevalentemente mesoaline ed altri con forme oligoaline.

Le forme determinate sono le seguenti:

Globigerina nepenthes TODD, G. apertura CUSHMAN, G. gr. bulloides D'Orbigony, G. quinqueloba Natland, G. bollii Cita & Premoli Silva, Globorotalia aff. mayeri Cushman & Ellisor, G. gr. scitula (Brady), G. incompta (Cifelli), Globigerinoides gr. trilobus (Reuss), Orbulina universa D'Orbigony, Bolivina antiqua D'Orbigony, Ammonia beccarii (Linnè), Gyroidina sp., Melonis sp., Uvigerina sp., ostracodi tra cui: Candona (Lineocypris) sp., C. fossulata Pokorny, C. (Lineocypris) hodonensis Pokorny, Erpetocypris sp., Loxoconcha hodonica Pokorny, L. rhombovalis Pokorny.

La formazione in esame è riferibile al Messiniano.

III - Bacino di Camerino

Il bacino di Camerino costituisce il più meridionale dei cosidetti «bacini minori» intrappenninici. Esso si sviluppa in senso longitudinale da Borgo Tufico (a nord) a Visso (a sud), ed è delimitato ad ovest dalla anticlinale M. Fano - M. Castel S. Maria - M. Fema, e ad est dalla dorsale marchigiana.

Il bacino è articolato in una serie di strutture minori; nel Foglio in esame ne affiora la estrema porzione nord-occidentale, suddivisa in due «subbacini»: quello di Collamato, a ovest, e quello di Matelica ad est.

Subbacino di Collamato

È delimitato ad ovest dalla anticlinale M. Fano - M. Castel S. Maria e ad est da una dorsale, corrispondente all'incirca all'allineamento Argignano - S. Michele - Croce di Calle - M. Gallo e a nord-ovest dall'allineamento Attiggio-Bassano.

Al di sopra dello Schlier affiorano le Arenarie di S. Donato -

Collamato (M5-4/19; M5-4/20).

M_a⁵⁻⁴/19; M_a⁵⁻⁴/20 - Arenarie di S. Donato-Collamato

L'unità torbiditica così denominata (vedere bacino di S. Donato-Cantia) poggia sul sottostante *Schlier* con rapporti stratigrafici variabili da zona a zona; anche le diverse litofacies che la compongono sono variamente associate tra loro.

Nell'area di Collamato e nei pressi di Casalvento affiora un'associazione arenaceo-conglomeratica, costituita da arenarie giallastre a granulometria medio-grossolana e da conglomerati poligenici in giacitura lenticolare. Vi si rinvengono inoltre sottili livelli di marne emipelagiche $(M_{a^{1}}^{5.4}/20)$. Le arenarie si presentano in strati massicci, talora amalgamati e lenticolari, a luoghi separati da sottili e discontinui partimenti pelitici grigio-scuri, e non sono descrivibili con la sequenza di BOUMA. Il rapporto sabbia/argilla è altissimo.

I conglomerati sono costituiti da ciottoli e ciottoli grossolani di *Bisciaro* e di *Schlier* privi di orientazione preferenziale, e da una matrice arenaceo-siltosa; talora si interdigitano con le arenarie inglobanti. Essi diminuiscono di spessore e di granulometria e diventano meno frequenti procedendo verso sud.

Le arenarie contengono abbondanti frammenti di resti organici rappresentati da faune di acque sottili, quali ostree, pecten, gasteropo-

di.

Lo spessore dell'associazione arenaceo-conglomeratica raggiunge al

massimo qualche decina di metri.

Nei dintorni di S. Anna, Pagliano, C. Faranghe, Croce di Calle e a Case le Fornaci, alle arenarie amalgamate si intercalano litofacies pelitico-arenacee, con arenarie fini in strati sottili e molto sottili, con sequenza di BOUMA del tipo T_{c-e} e T_{d-e}, alternati ad argille marnoso-siltose, grigio-plumbee.

Il rapporto sabbia/argilla è inferiore a 1. Vi si ritrovano anche intercalazioni di emipelagiti argilloso-siltose, grigio-verdoline, molto fos-

silifere in strati sottili.

Le arenarie massicce sono riferibili alla Facies A_1 e subordinatamento B_1 , i conglomerati alla Facies A_2 , le litofacies pelitico-arenacee alla Facies D_2 e le emipelagiti alla Facies G.

Delle litofacies descritte quella arenacea è di gran lunga prevalente, quella conglomeratica affiora solo nelle aree settentrionali, mentre quelle pelitico-arenacee affiorano in pacchi lenticolari; le emipelagiti sono in

genere rare.

Nei dintorni di S. Anna, C. Pietrasina, Pagliano, Caserine e Case Calle, affiora un'associazione pelitico-arenacea, costituita da tre litofacies: pelitico-arenacea, arenaceo-pelitica e peliti emipelagiche. La prima è composta da arenarie a granulometria fine, di colore grigio, in strati sottili, con sequenze di BOUMA del tipo T_{c-e} e T_{d-e}, e da argille marnose di colore grigio plumbeo. Il rapporto sabbia/argilla è inferiore a 1. La seconda è rappresentata da arenarie a granulometria media, in strati spessi e molto spessi, con lamine grossolane, e da marne argillose scure. Il rapporto sabbia/argilla è molto maggiore di 1. Le peliti emipelagiche hanno le caratteristiche già viste per l'analoga litofacies dell'associazione precedente.

La litofacies pelitico-arenacea è riferibile alla Facies D₂, quella arenaceo-pelitica alla Facies B₁, le emipelagiti alla Facies G.

L'associazione pelitico-arenacea è prevalente; relativamente abbondanti sono le emipelagiti, mentre piuttosto rare sono le intercalazioni arenaceo-pelitiche. Lo spessore complessivo di questa associazione non supera gli 80 metri.

Per quanto riguarda i rapporti che intercorrono tra le diverse associazioni delle Arenarie di S. Donato - Collamato e tra queste e la formazione sottostante ($M_m^{4-2}/28$), si può dire che l'associazione arenaceo-conglomeratica giace sempre sullo Schlier, con contatti chiaramente erosivi. L'associazione arenacea, nelle zone di S. Anna, Pagliano, le Caserine, Case Faranghe e Croce di Calle, poggia sull'associazione pelitico-arenacea ed, a luoghi, vi è intercalata. L'associazione pelitico-arenacea costituisce allora la base dell'unità ed il passaggio con lo Schlier è caratterizzato da concordanza stratimetrica e gradualità.

Le direzioni di apporto misurate nelle Arenarie di S. Donato -

Collamato indicano una provenienza da NW.

Le forme rinvenute in seno a tale unità sono: Globigerina apertura CUSHMAN, G. bollii CITA & PREMOLI SILVA, G. gr. bulloides D'ORBIGNY. G.nepenthes TODD, G. quinqueloba NATLAND, Globigerinoides altiaperturus BOLLI, G. obliquus extremus BOLLI & BERMUDEZ, G. obliquus obliquus

BOLLI, G. quadrilobatus BANNER & BLOW, G. ruber (D'ORBIGNY), G. sacculifer sacculifer (BRADY), G. trilobus trilobus (REUSS), Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS), Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW, G. acostaensis humerosa Takayanagi & Saito, G. apertura Pezzani, G. incompta (Cifelli), G. gr. scitula (BRADY), Orbulina suturalis BRÖNNIMAN, O. universa D'Orbigny, Ammonia gr. beccarii (Linne), Melonis pompilioides (Fichtel & Moll), Siphonina reticulata (CZYZEK), Uvigerina flinti Cushman, U. rutila Cushman, Vulvulina pennatula (BATSCH).

Tali microfaune consentono di attribuire all'unità in esame un'età corrispondente al Tortoniano medio (zona a *Globorotalia acostaensis acostaensis*, subzona a *Globigerinoides obliquus extremus* di D'ONOFRIO ed altri, 1975).

Il contenuto mineralogico-petrografico delle Arenarie di S. Donato - Collamato affioranti nel bacino in esame, è costituito da: abbondante quarzo, sia monocristallino ad estinzione ondulata e retta, sia policristallino prevalentemente di tipo suturato; — scarso ortoclasio, microclino e sanidino; plagioclasi di tipo albite, oligoclasio e andesina (più abbondanti dei feldspati potassici); — abbondante calcite, per lo più interstiziale, subordinatamente costituita da: micriti sterili, micriti a planctonici e calcareniti; — gli altri frammenti litici (abbondanti) sono rappresentati da: dolomie, costantemente presenti; selce; filladi (abbondanti), vulcaniti di tipo acido-intermedio; arenarie fini; — particolarmente abbondanti la muscovite e la paragonite, prevalenti su biotite e clorite.

La similitudine tra le arenarie del bacino di Collamato e quelle del bacino di S. Donato-Cantia è data dalla notevole abbondanza di miche in ambedue i tipi di arenarie e dall'abbondanza di frammenti filladici. L'anomala distribuzione dei frammenti di dolomie nelle arenarie del bacino di S. Donato - Cantia, rispetto alla costante presenza di tali frammenti nelle arenarie di Collamato può essere attribuito ad un maggiore contributo o ad un «apporto inquinante» da parte della Formazione marnoso-arenacea per il bacino in cui si depositavano queste ultime.

Subbacino di Matelica

Questo subbacino compreso tra l'allineamento Argignano - S. Michele - Croce di Calle - M. Gallo, ad ovest, la dorsale marchigiana, ad est, e l'allineamento M. Rustico - Borgo Tufico a nord, è molto più ampio e sviluppato del subbacino di Collamato; di esso, nel Foglio in esame, ne compare solo una parte.

La successione miocenica al di sopra dello Schlier è costituita, dal basso verso l'alto, da: Arenarie di Matelica, parzialmente eteropiche con i Tripoli; Argille bituminose; Evaporiti; Argille a colombacci.

$M_{a''}^{5-4}/16; M_{a''}^{5-4}/17; M_{a''^2}^{5-4}/18$ - Arenarie di Matelica

Anche nelle Arenarie di Matelica si riconoscono diverse litofacies torbiditiche variamente associate tra loro ed i cui rapporti con lo Schlier variano da zona a zona. Le associazioni di litofacies distinte sono: associazione pelitica; associazione pelitico-arenacea; associazione arenaceo-pelitica. Nelle aree più orientali, al di fuori del Foglio Fabriano, si rinviene anche una associazione arenaceo-conglomeratica.

M5-4/16 - Associazione pelitica

È composta quasi esclusivamente da marne argillo-siltose e da argille marnoso-siltose scure, sottilmente stratificate e talora laminate,

a luoghi bioturbate, con sequenza di BOUMA del tipo T_e. Il rapporto

sabbia/argilla è uguale a zero (Facies D₃).

In quantità subordinata si rinvengono intercalazioni di arenarie grigie finissime e di siltiti scure, in strati sottili e molto sottili, con sequenze di BOUMA del tipo T_{c-e} e T_{de} , e da marne argillo-siltose scure. Il rapporto sabbia/argilla è minore di uno (Facies D_2). Vi sono poi: livelli arenaceo-pelitici, formati da arenarie medio-grossolane, in strati medio-spessi o spessi, con qualche traccia di laminazione pianoparallela nella parte medio-inferiore dello strato, e da marne argillo-siltose grigio-scure, con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno (Facies B_1); marne argillose emipelagiche grigio-verdoline o chiare, con notevole contenuto fossilifero (Facies G.). Queste due ultime litofacies sono subordinate alla prima.

M_{a''}-17 - Associazione pelitico-arenacea

È costituita in prevalenza da arenarie grigio-giallastre, a granulometria fine, in strati sottili, con sequenze di Bouma del tipo T_{c-e} e T_{d-e} , e da marne argillo-siltose scure. Il rapporto sabbia/argilla è minore di uno (Facies D_2). Vi sono poi: livelli arenaceo-pelitici, formati da arenarie medio-grossolane, in strati medio-spessi o spessi, con qualche traccia di laminazione piano-parallela nella parte medio-inferiore dello strato, e da marne argillo-siltose grigio-scure, con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno (Facies B_1); marne argillose emipelagiche grigio-verdoline o chiare, con notevole contenuto fossilifero (Facies G). Queste due ultime litofacies sono subordinate alla prima.

$M_{a^{1/2}}^{5-4}/18$ - Associazione arenaceo-pelitica

È composta dall'associazione di diverse litofacies tra le quali prevale quella arenaceo-pelitica formata da arenarie giallastre, medio-grossolane, in strati medio-spessi, talora massicci, a luoghi lenticolari, con sequenze di BOUMA del tipo $T_{a/d-e}$ e da marne siltose grige; il rapporto sabbia/argilla è molto alto (Facies C_1).

Le altre litofacies meno frequenti, sono rappresentate da: a) arenarie a granulometria media, in strati da medi a spessi, con laminazione appena accennata, alternate a sottili strati marnosi; il rapporto sabbia/argilla è molto elevato (Facies B₁); b) arenarie a granulometria media, in strati spessi e molto spessi, amalgamati, talora gradati, con rari clay chips e noduli carboniosi (Facies A₁). Nell'affioramento in corrispondenza del meandro del F. Esino, nei pressi di C. Costa Cavalieri, si osserva uno strato spesso di arenaria a granulometria media con livelli di sabbia più fine con ripples da corrente; c) arenarie fini, giallastre in strati sottili, con sequenza di BOUMA del tipo T_{c-e} e T_{de} , e marne argilloso-siltose scure; rapporto sabbia/argilla minore di uno (Facies D₂); d) emipelagiti marnose grigio-verdoline o chiare (Facies G). In tutta l'unità sono relativamente diffusi strati lenticolari di doloareniti

Le tre associazioni sopra esaminate si alternano tra loro in maniera variabile, da zona a zona. Nell'area ricadente nel F° 301 «Fabriano» non è rappresentata tutta la sequenza. La successione verticale del subbacino di Matelica è comunque costituita dal basso verso l'alto da: a) associazione arenaceo-conglomeratica, il cui contatto con il sottostante Schlier è di tipo erosivo; b) un primo livello dell'associazione pelitico-arenacea, dello spessore di 200-250 m; c) associazione pelitica il cui spessore varia da 150 a 230 m; d) un primo livello dell'associazione arenaceo-pelitica, con spessori variabili da 50 a 100 m; e) un secondo livello dell'associazione

ciazione pelitico-arenacea, con potenze da 80 a 200 m; f) un secondo livello dell'associazione arenaceo-pelitica il cui spessore è variabile da 70 a 120 m. Gli orizzonti a) e b) non compaiono nella zona in esame

Nell'estrema zona nord-occidentale del subbacino di Matelica (da Madonna delle Rondini a Casa Serrone), l'associazione pelitica c) poggia in continuità su un orizzonte di *Tripoli*, a sua volta soprastante allo *Schlier*, che qui arriva al Tortoniano superiore (vedere $M_m^{2-4}/28$).

Nell'ambito delle Arenarie di Matelica sono state misurate, in base a impronte del tipo flute casts e groove casts, numerose direzioni di corrente, le quali indicano direzioni di apporto dai quadranti meridionali,

e più precisamente da direzioni variabili da S a S 20° E.

L'associazione arenaceo-pelitica rappresenta l'avanzamento dei lobi sabbiosi, mentre l'associazione pelitico-arenacea e quella pelitica caratterizzano depositi di frangia e piana sottomarina oppure di colmamento di un canale. L'alternarsi di queste associazioni torbiditiche indica le «pulsazioni» dell'attività alimentatrice dei corpi sabbiosi.

Il contenuto mineralogico-petrografico è costituito da: — abbondante quarzo, sia mono che policristallino di tipo suturato; — scarso feldspato potassico (ortoclasio, microclino, sanidino); — scarsi plagioclasi (albite, oligoclasio, andesina); — abbondante calcite per lo più interstiziale; — abbondanti frammenti litici rappresentati da: micriti sterili; calcareniti; arenarie fini; selce; filladi; vulcaniti forse di tipo acido-intermedio; dolomie (scarse); — le miche (muscovite, paragonite, biotite e clorite) sono molto scarse. Nella frazione pelitica sono stati riconosciuti: la montmorillonite, l'illite-montmorillonite, la clorite, la clorite-vermiculite, l'illite e la caolinite.

Complessivamente le forme rinvenute nelle Arenarie di Matelica sono le seguenti: Globigerina apertura CUSHMAN: G. bollii CITA & PREMO-LI SILVA, G. gr. bulloides D'ORBIGNY, G. multiloba ROMEO, G. nepenthes TODD, G. quinqueloba NATLAND, Globigerinoides altiaperturus BOLLI, G. obliquus extremus BOLLI & BERMUDEZ, G. obliquus obliquus BOLLI, G. quadrilobatus BANNER & BLOW, G. ruber (D'ORBIGNY), G. trilobus trilobus (REUSS), Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS), Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW, G. acostaensis humerosa TAKAYANA-GI & SAITO, G. incompta (CIFELLI), G. involuta PEZZANI, Neogloboguadrina dutertrei (D'ORBIGNY), Orbulina suturalis BRÖNNIMANN, O. universa D'ORBIGNY, Bolivina antiqua D'ORBIGNY, B. arta MACFADYEN, B. dentellata TAVANI, B. dilatata REUSS, Bulimina aculeata D'ORBIGNY, Lenticulina rotulata (LAMARK), L. cultrata (MONTFORT), Melonis soldanii (D'OR-BIGNY), Planulina ariminensis (D'ORBIGNY) Siphonina reticulata (CZJ-ZEK), Uvigerina auberiana D'Orbigny, U. flinti Cushman, Vulvulina pennatula (BATSCH).

Poiché il contatto tra l'associazione arenaceo-conglomeratica (del tutto sterile) e lo Schlier nella zona settentrionale del bacino è di tipo erosivo, l'età della base delle Arenarie di Matelica non è ben definibile. Nelle aree più meridionali, dove il passaggio tra lo Schlier è l'unità in esame è continuo, la parte basale di quest'ultima è databile con sicurezza ed è del Tortoniano superiore (zona a Globorotalia acostaensis acostaensis, subzona a Globorotalia suterae di D'ONOFRIO ed altri, 1975).

Inoltre, nel primo livello dell'associazione pelitico-arenacea, compa-

re, già alla base, Globigerina multiloba.

Pertanto, secondo le considerazioni esposte da CALAMITA ed altri (1977), si può attribuire alle *Arenarie di Matelica* un'età che si estende dal Tortoniano superiore al Messiniano inferiore. Vi è da considerare, poi, che nell'estrema porzione nord-occidentale del bacino, dove i *Tripoli*

poggiano direttamente sullo *Schlier*, essi contengono faune messiniane con *Globigerina multiloba*, e sono quindi eteropici della porzione basale dell'unità affiorante nelle zone più orientali.

M⁵/15 - Tripoli

Su una stretta fascia, che borda il margine nord-occidentale del subbacino di Matelica, tra Madonna delle Rondini e C. Serrone, lo Schlier passa verso l'altro ad un orizzonte, dello spessore di 15-20 m, costituito da alternanze di marne siltose grigio-giallastre o aranciate, marne diatomitiche, diatomiti lastriformi, e in quantità subordinate, siltiti e arenarie fini, in strati sottili e molto sottili.

Nel livello in esame sono state riconosciute le seguenti forme: Globigerina apertura Cushman, G. bollii Cita, & Premoli Silva G. multiloha Romeo, G. nepenthes Todd, G. quinqueloba Natland, Globigerinoides irregularis Le Roy, G. obliquus obliquus Bolli, G. obliquus extremus Bolli & Bermudez, G. gr. trilobus (Reuss), Globorotalia acostaensis acostaensis Blow, G. acostaensis humerosa Takayanagi & Saito, G. gr. scitula (Brady), Neogloboquadrina dutertrei (D'Orbigny), Bolivina dentellata Tavani, B. dilatata Reuss, Bulimina aculeata D'Orbigny

L'unità è riferibile al Messiniano (subzona a Globigerina multiloba di D'ONOFRIO ed altri, 1975).

Poiché *Globigerina multiloba* si rinviene a pochi metri dalla base, si può affermare che i *Tripoli* e parte della soprastante associazione pelitica siano eteropici della parte medio-superiore dell'associazione arenaceo-conglomeratica basale, e del primo livello dell'associazione pelitico-arenacea, descritti precedentemente.

Essi rappresenterebbero perciò depositi sedimentatisi al margine rialzato del bacino. Questo fatto è confermato anche dall'estrema condensazione del sottostante *Schlier*, che presenta in questa zona spessori ridotti e *hiatus* sedimentari.

M5/14; M5/13 - Formazione gessoso-solfifera

Al di sopra delle Arenarie di Matelica si rinviene la Formazione gessosa-solfifera, rappresentata da argille bituminose, in basso, e da evaporiti.

Le prime sono composte in prevalenza da argille nerastre prive di strutture interne, con inclusioni di solfuri, talora alterati, e, subordinatamente, da intercalazioni di siltiti laminate grigiastre, (M_m⁵/14). Lo spessore è di circa 100 m.

Le microfaune, rinvenute soltanto in alcuni livelli, sono in genere molto povere e rappresentate da: Globigerina bollii CITA & PREMOLI SILVA, G. gr. bulloides D'ORBIGNY, G. multiloba ROMEO, G. quinqueloba NATLAND, Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS), Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW, G. incompta (CIFELLI), G. gr. scitula (BRADY), Bolivina dentellata TAVANI, B. dilatata REUSS, Elphidium spp. Melonis spp., Siphonina reticulata (CZJZEK), Vulvulina pennatula (BATSCH).

Età: Messiniano.

Superiormente alle *argille bituminose* affiora un orizzonte dello spessore di 30-40 m, costituito quasi esclusivamente da gesso laminato, con alternanze subordinate di marne tripolacee, diatomiti e marne bituminose. Il gesso si presenta generalmente in lamine millimetriche, pianoparallele o leggermente ondulate, riunite in pacchi dello spessore di 30-40 centimetri. Talora si rinviene del gesso secondario, sia sotto forma

di gesso alabastrino, in noduli o in pieghe boudinate, sia in lamine sericolitiche, oppure sotto forma di inclusioni a struttura raggiata, diffusa negli strati (M_g⁵/13).

Nel livello in esame non sono stati rinvenuti fossili, ma per la sua posizione stratigrafica l'età dei gessi è riferibile al Messiniano

p.p.

M5/12 - Argille a colombacci

La sedimentazione miocenica si chiusa nel subbacino di Matelica con la deposizione delle Argille a colombacci, costituite in basso da argille siltose nerastre, bituminose e superiormente da argille siltose scure o grigio-cenere, con sottili intercalazioni di siltiti brunastre od

Il contenuto fossilifero è identico a quello degli analoghi sedimenti del bacino di S. Donato - Cantia: l'età è riferibile al Messiniano.

4 - DEPOSITI QUATERNARI

12/10; 11/11 - Depositi lacustri di Gubbio

L'area compresa tra Torre Calzolari, Branca e C. Cerquattino rappresenta l'estremità sud-orientale della Conca di Gubbio, che è una depressione di origine tettonica.

La conca in questione è colmata da depositi lacustri.

Nella zona meridionale la base della sequenza lacustre è costituita da conglomerati poligenici, con clasti in genere ben arrotondati e cementati, che passano verso l'alto a sabbie giallastre o brunastre (1¹/11). I ciottoli sono costituiti in prevalenza da litotipi della Formazione marnoso-arenacea (arenarie e calcareniti), ma non sono rari clasti calcarei o calcareo-marnosi della successione mesozoica e paleogenica, e, a luoghi, frammenti subangolosi di selce rossa.

I conglomerati affiorano al margine SW del bacino (tra Palazzo Galvana e C. il Colle) appena al di fuori del limite occidentale del

F° «Fabriano», a quote comprese tra 390 e 400 metri.

Lembi isolati di tali depositi si rinvengono però nel cocuzzolo di q. 442, a S di C. Pianello; tra queste case e C. Poggetto a q. 412 m; in un piccolo lembo tra il cimitero e la chiesa di Branca. a quota superiore a 400 metri circa.

L'ubicazione di queste placche di conglomerato a quote diverse e in genere più alte degli affioramenti della Conca di Gubbio, può essere messa in riferimento a fatti tettonici sinsedimentari che hanno

dislocato le parti marginali del bacino.

Al di sopra dei conglomerati affiorano argille grigie, e a luoghi verdoline, talora sabbiose o siltose, in cui sono intercalate argille nerastre

e banchi di lignite (12/10).

Questi ultimi sono stati oggetto di coltivazioni e di ricerche minerarie; nei pressi di C. Cerquattino la lignite veniva estratta a cielo aperto, mentre nei pressi di Branca esisteva una miniera che coltivava i banchi in profondità.

Per quanto riguarda l'età dei depositi lacustri della Conca di Gubbio, essi erano stati attribuiti ad un generico «Villafranchiano» (Pliocene) dagli Autori del F° 116 «Gubbio»; la Gemina sulla base di analisi polliniche, riferiva le argille lignitifere al Pleistocene medio (interglaciale Günz-Mindel).

Attualmente mancano elementi sicuri per confermare o meno questa datazione; sono però in corso di studio da parte di M. FOLLIERI, dell'Università di Roma, campioni contenenti pollini.

1/g - Depositi lacustri non correlabili

Nella estrema zona nord-occidentale del Foglio, nei pressi di Casalvento (NE di Costa Savino) affiorano dei limi brunastri, talora arrossati. Essi riempiono una piccola conca sfondata sul lato settentrionale, ubicata a quota 700 metri circa, e perciò non sono correlabili con analoghi depositi.

Questa depressione forse faceva parte dell'antico reticolo fluviale del paleo Sentino che in precedenza scorreva verso ovest, a 180° dallo

scorrimento odierno.

f1/8 - Depositi fluvio-lacustri o lacustri

Lembi sparsi o isolati di depositi prevalentemente ciottolosi affiorano ad altezze variabili, ma comunque superiore ai 40 m, rispetto al

talweg attuale dei corsi d'acqua.

Essi sono costituiti da ciottolami poligenici, talora cementati, a granulometria variabile dal ciottolo al blocco, in genere eterometrici (distribuzione polimodale). I clasti sono sempre ben arrotondati, ad eccezione dei frammenti selciferi che possono essere talora subangolo-

Abbastanza frequenti sono le intercalazioni, in genere lenticolari, di sabbie, di argille e di argille limose; a luoghi, come a M. S. Vito (tra Esanatoglia e Matelica), all'interno dei ciottolami si rinvengono

tracce di paleosuoli.

I depositi in esame rappresentano il colmamento di antiche depressioni spesso di origine tettonica come le conche di Costacciaro, Sigillo, Gualdo Tadino e di Fabriano, dove talora costituiscono delle conoidi coalescenti.

Sono stati cartografi come fl anche i ciottolami con intercalazioni sabbiose aranciate o brunastre, che giacciono superiormente alle argille lignitifere del bacino di Gubbio. Questi potrebbero rappresentare il colmamento definitivo del bacino lacustre, e in tal caso sarebbero legati alla successione l2 - l1, oppure potrebbero costituire un riempimento successivo, della stessa età degli altri depositi fl.

Attualmente non si hanno elementi sicuri a favore dell'una e dell'altra ipotesi; però in base alle quote di affioramento dei ciottolami in questione, si può propendere più per la seconda, poiché essi sono abbastanza ben correlabili con le analoghe facies della conca di Costac-

ciaro - Sigillo - Gualdo Tadino.

I depositi in esame sono in genere interessati dalla tettonica più recente; talora essi risultano sbloccati in zolle ad altezze diverse, come a Colle Villano (Fabriano), dove sono maggiormente sollevati rispetto agli altri lembi circostanti.

Nella conca di Costacciaro — Sigillo una dorsale longitudinale, in parte delimitata da faglie formatesi dopo la deposizione di fl, ha dislocato e basculato verso W e verso E i sedimenti in questione.

dt1/7 - Detriti antichi e brecce cementate

Materiali detritici, in genere relativamente potenti e cementati, spesso con stratificazione ben evidente, sono diffusi su tutta l'area, specialmente sui versanti calcarei. Essi rappresentano il prodotto di processi di gelifrazione e di ruscellamento, durante fasi climatiche fredde di tipo periglaciale, probabilmente in concomitanza con una intensa attività tettonica.

Talora tali depositi colmano le conche, a luoghi già alluvionate in precedenza (fl), come si può osservare per esempio a W di Gualdo Tadino, nei pressi di Colle Sopra, dove i detriti in questione ricoprono le alluvioni antiche e sono poi successivamente incisi dalla fase erosiva del ciclo alluvionale f^1 .

Anche i depositi in questione sono stati interessati dall'attività tettonica: spesso essi mostrano evidenti contropendenze, specialmente lungo

i bordi delle dorsali principali.

Nella zona compresa tra Piagge e S. Pellegrino (NW di Gualdo Tadino), tali detriti stratificati, costituiti da elementi calcarei della successione mesozoico-paleogenica (che affiora sul versante opposto della depressione, a circa 2 chilometri di distanza), e che poggiano sulla Formazione marnoso-arenacea (che costituisce l'intero versante occidentale), sono stati dislocati vistosamente. Gli strati hanno in questa zona una immersione verso NE, cioè in senso opposto alla giacitura originaria; una siffatta disposizione è da porsi in relazione con il sollevamento tardivo del blocco di M. Citerna e con lo sbloccamento dell'area in esame.

tr/6 - Travertini

Lungo i corsi d'acqua si ritrovano spesso placche di depositi travertinosi così limitate arealmente da non poter essere cartografate. Lembi di una certa consistenza sono ubicati sul versante di S. Venanzo (a S di C. Le Balzette), a Camporegio (allo sbocco di Valleremita) e nei pressi di Grotte Alte (N di Borgo Tufico), dove è localizzata una sorgente di notevole portata.

In quest'ultima zona, alla base dei travertini, si rinvengono ciottoli arrotondati, forse in relazione ad una spianata alluvionale antica.

f¹/4; f¹/5; f²/3 - Alluvioni terrazzate, tra 10 e 40 m; lenti di argilla; alluvioni terrazzate tra 3-10 m

Dopo la deposizione di fl e dt' tutta l'area del Foglio «Fabriano» veniva incisa con l'impostazione di un reticolo fluviale molto simile a quello attuale; l'ulteriore evoluzione di esso è legata a due distinte fasi di colmamento e di successive incisioni.

I depositi f^i e f^i si rinvengono, in genere, ad altezze comprese tra i 10 e i 40 m sul talweg attuale. Hanno uno spessore di 20-30 m e sono costituiti da ciottoli a granulometria piuttosto uniforme, dell'ordine di 5-10 centimetri. A differenza dei depositi più antichi, essi presentano una tessitura più regolare, con ciottoli in genere isorientati ed embriciati, e con un certo grado di appiattimento. Vi si rinvengono intercalate lenti sabbiose e argille, $(f^i/4)$.

Molto frequentemente alla base dei ciottolami sono presenti argille marnose chiare, massicce, plastiche, a luoghi con sottili intercalazioni sabbiose e ciottolose, e con gasteropodi d'acqua dolce (C. Foscoli, C. Piaggio, nuovo Ospedale di Matelica) $(f^{1}/5)$.

I depositi f^2 sono molto più sviluppati sia come estensione areale sia come spessore; essi costituiscono delle spianate comprese tra i 3 e i 10-15 m, che lungo gli affluenti dei corsi d'acqua principali formano superfici abbastanza inclinate.

Oltre al terrazzamento principale i depositi sono stati interessati da incisioni minori, che creano piccoli e ripetuti gradini a superficie piana, che rendono complicata l'identificazione dei vari ordini. Questi fenomeni sono particolarmente evidenti lungo il F. Esino e nella Conca di Fabriano, e sono forse in relazione a fasi più recenti dell'attività tettonica.

Anche questi sedimenti presentano una granulometria abbastanza uniforme, ma le dimensioni medie dei clasti sono minori. Pure analoga è la tessitura, con gli elementi isorientati ed embriciati, ma il grado di appiattimento è più elevato; sono presenti intercalazioni lentiformi di sabbie e di argille; la parte alta del deposito alluvionale è in genere costituito di clasti appena o affatto elaborati, di piccole dimensioni

Come si è già detto prima tra i depositi alluvionali f^l , f^2 e i sedimenti f^l esistono forti differenze, per quanto riguarda la morfometria dei clasti e la tessitura del depositi. Ciò può essere messo in relazione con fattori climatici e dinamiche deposizionali diversi. Nel caso dei depositi più antichi si ha il colmamento delle depressioni, principalmente attraverso una serie di conoidi, più o meno coalescenti tra loro, e dove probabilmente la forte attività erosiva si è esplicata in un clima particolarmente umido.

Nel secondo caso, la forte produzione dei depositi sembra legata a processi di gelifrazione durante periodi con clima freddo di tipo periglaciale (la maggior parte dei clasti è formata da *Scaglia rosata*, particolarmente geliva e nei depositi si hanno fenomeni di crioturbazione); la messa in posto dei sedimenti è dovuta ad opera di flussi sopraccarichi, che non permettevano una intensa rielaborazione ed un lungo trasporto dei clasti.

dt/2; a/1- Detriti di falda e frana; alluvioni attuali e recenti

In tutta l'area sono diffuse le coperture detritiche. Esse ricoprono talora anche i detriti antichi, così che non è facile l'individuazione di questi ultimi. In genere però nei tagli freschi i due depositi sono separati da paleosuoli brunastri.

Altre volte i depositi più recenti ricoprono ed obliterano i materiali

di frana oppure sono misti con questi (dt/2).

Lungo i corsi d'acqua si rinvengono depositi ciottolosi, a granulometria talora grossolana, eterometrici, che costituiscono il letto di inondazione attuale e le golene circostanti; talora si rinvengono però su piccole spianate a 3-4 m sopra il talweg (a/1).

II — TETTONICA

1 - ANALISI STRUTTURALE

Poiché gli assi delle pieghe non sono stati cartografati sul foglio geologico, per non appesantire ulteriormente il disegno e la lettura del foglio stesso, e poiché quest'ultimo è completato da una Carta Strutturale-Gravimetrica, l'analisi strutturale di dettaglio della regione in esame è riportata sulle note illustrative della suddetta carta tematica. In questa nota vengono sommariamente riassunti i dati essenziali.

La regione umbro-marchigiana costituisce un esempio classico di stile plicativo; le pieghe, di diverso tipo e natura, sono poi dislocate

da alcuni sistemi di faglie.

Le differenti reazioni agli sforzi tettonici, esplicate dalle varie unità litostratigrafiche, evidenziano il manifestarsi di una tettonica selettiva.

Le faglie, che tagliano e dislocano in vario modo la regione in esame, appartengono a diversi sistemi: NW-SE; NNW-SSE; NE-SW; NNE-SSW; W-E; N-S. Anche queste dislocazioni sono di vario tipo e natura e molte di esse sono state attive in tempi diversi.

Una menzione particolare merita l'assetto strutturale della dorsale umbro-marchigiana, nel tratto tra Fossato di Vico e M. Castiglione, dove si osserva una brusca deviazione delle direttrici tettoniche, che da un andamento NW-SE passano ad una direzione circa N-S. La zona in questione è caratterizzata da una serie di pieghe particolarmente fitte e serrate con direzione assiale pressoché NNW-SSE.

2 - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE TETTONICO-SEDI-MENTARIA DELL'AREA ESAMINATA

La regione in esame ha avuto una lunga e complessa evoluzione geologica che, però, è resa abbastanza chiara dai moltissimi elementi diagnostici ivi raccolti.

Alla fine del Sinemuriano inferiore si ha la suddivisione progressiva della piattaforma carbonatica preesistente; la regione si articola in una serie di depressioni a dominio pelagico, irregolarmente distribuite e di alti strutturali, dove persiste ancora per poco l'ambiente di piattaforma carbonatica.

Nel Pliensbachiano l'ambiente pelagico si estende in tutto il bacino.

I fenomeni di subsidenza differenziata, che avevano favorito lo smembramento della preesistente piattaforma carbonatica, si mantengono per tutto il Giurassico fino al Titoniano inferiore.

La progressiva riduzione areale degli alti strutturali consegue a fasi disgiuntive legate alle variazioni della velocità di subsidenza nelle varie zone. Un bell'esempio di questo fenomeno può essere osservato nei dintorni di Gualdo Tadino, dove l'accostamento di successioni sedimentarie assai diverse tra loro per costituzione litologica e spessore, testimonia il succedersi di differenti ambienti sedimentari fino alla progressiva riduzione di quell'alto strutturale.

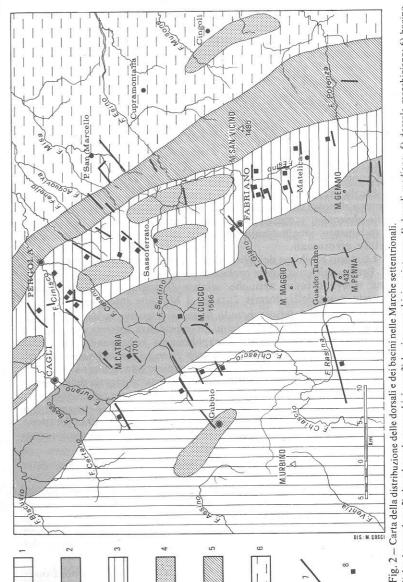
Al progressivo sprofondamento delle aree di bacino, con tettonismo sinsedimentario, sono connessi estesi slumpings intraformazionali, e la presenza di sedimenti detritici, provenienti dalla parziale distruzione sia degli alti strutturali che della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese.

I detriti hanno talora una granulometria molto grossolana; in questo caso si può ipotizzare una provenienza prossimale, dagli alti strutturali immediatamente prospicienti la zona di accumulo, come il caso del blocco (circa 1 km³) di Calcare massiccio del M. Nerone, franato nei Calcari diasprini a M. Cielo.

I fini detriti clastici o bioclastici, provenienti invece dalla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, e che si ritrovano in aree piuttosto interne del bacino umbro-marchigiano (dintorni della Valle delle Prigioni e del vicino tratto del F. Sentino), indicano un progressivo accentuarsi del dislivello tra le due aree a differente sedimentazione e la presenza di depressioni relativamente strette ed allungate.

I filoni sedimentari sono legati alle dislocazioni sinsedimentarie giurassiche, e risultano sempre localizzati ai margini degli alti strutturali: il contenuto dei riempimenti filoniani sembra indicare che le fratture si sono riattivate a più riprese.

Con la deposizione della *Maiolica* tutta l'area subisce uno sprofondamento più generalizzato; le condizioni sedimentarie diventano più unifor-



marchigiana; 6) bacino interno; 4) dorsali mediane; 5) dorsale marci sezioni campionate per analisi sedimentarie.

mi, anche se nei primi tempi si hanno delle leggere variazioni di litofacies e di spessore tra i sedimenti delle depressioni e quelli depostisi sui più ridotti alti strutturali preesistenti.

Le variazioni della velocità di subsidenza si attenuano e, inoltre, non si hanno più dislocazioni evidenti, eccettuato qualche raro caso, come quello della già citata faglia di Campo la Croce (M. Cucco).

Comunque le differenze degli spessori e la presenza di numerosi slumpings intraformazionali in questa formazione evidenziano una morfologia ancora abbastanza articolata; è in questo periodo che cominciano a delinearsi le prime grandi strutture sinsedimentarie, con assi pressapoco allineati a quelli attuali.

Quando cominciano a sedimentarsi le *Marne a fucoidi*, la morfologia del bacino presenta ormai dislivelli meno accentuati; tuttavia le leggere differenze di spessore e di litofacies da zona a zona, e la presenza localizzata di depositi detritici, come nell'area compresa tra Esanatoglia e M. Giuoco del Pallone, indicano una persistenza di poco accentuati rilievi e depressioni, allungati in senso longitudinale.

Condizioni sedimentarie abbastanza uniformi si mantengono poi dal Cenomaniano medio fino alla parte basale del Miocene.

Ma la presenza di successioni di spessore limitato, spesso lacunose, accanto a depositi detritici, con clasti provenienti anche dalla *piattaforma laziale-abruzzese*, associati a *slumpings* intraformazionali, lungo fasce ad andamento longitudinale, evidenzia la continua evoluzione delle strutture preesistenti.

Lo stesso *pinch-out* del *Bisciaro* ai lati della anticlinale di M. Maggio - M. Penna, collegato con la probabile presenza di un altofondo pelagico su cui vivevano faune neritiche, sembra da imputarsi al sollevamento di questa parte della dorsale durante il Miocene inferiore.

Nel Miocene inferiore prende forma e si evolve la dorsale umbromarchigiana. Un intenso fenomeno di subsidenza interessa la zona ad occidente della dorsale, dove va rapidamente sviluppandosi il bacino umbro. In questo si deposita la potente Formazione marnoso-arenacea costituita in prevalenza da torbiditi ad alimentazione alpina.

L'area immediatamente a ridosso del fianco occidentale della dorsale umbro-marchigiana costituisce il bordo meno subsidente del bacino torbiditico; in questo settore si depositano le facies pelitico-arenacee più distali, con spessori piuttosto modesti (300-400 m). La diversa evoluzione del fondo marino determina l'eteropia tra la Formazione marnoso-arenacea e lo Schlier sedimentatisi in questa zona.

L'area occidentale, più lontana rispetto allo stesso fianco della suddetta dorsale, rappresenta invece la parte più profonda del bacino, in cui si accumulano depositi di diversa provenienza, con spessori piuttosto rilevanti (talora oltre i 2500 m) e con una notevole velocità di accumulo; vi si manifestano inoltre vistosi fenomeni di scivolamento gravitativo, che causano la formazione di slumpings intraformazionali o la messa in posto di estesi lembi di unità alloctone, scaricati dal margine occidentale del bacino stesso.

La maggior parte dei materiali clastici è di provenienza nord-occidentale (alpina), ma non mancano sedimenti provenienti da W o SW e da SE. Quelli con direzione d'apporto da SE sono quasi esclusivamente calcarei e provengono dal disfacimento della piattaforma laziale-abruzzese. Quelli con provenienza occidentale o sud-occidentale danno forma ad apparati distributori minori con sedimenti arenacei, probabilmente riciclati, (come quello di M. Urbino-Valfabbrica-Casa Castalda) o a depositi del tipo «strato Contessa», a composizione calcareo-terrigena:

in questi casi, i clasti provenienti da W o SW vengono smistati generalmente dalle correnti verso NW.

Le differenze di spessore delle successioni inframesomioceniche nel bacino umbro, messe in evidenza dalla correlazione con lo «strato Contessa», indicano che il fondo marino non è piatto e uniforme ma presenta leggere irregolarità morfologiche che, nell'area in esame. possono essere costituite dalla evoluzione della dorsale di Gubbio e da una struttura positiva ad andamento trasversale corrispondente all'incirca all'allineamento Pieve Compresseto - M. Maggio (che si prolunga verso est fino a Fabriano - Albacina e, verso ovest, fino a Torgiano).

Nella zona ad oriente della dorsale umbro-marchigiana continua, nell'arco di tempo suaccennato, la deposizione emipelagica dello Schlier. Il ritrovamento di detriti organici ed inorganici di ambiente neritico, lungo la fascia immediatamente a ridosso del fianco orientale della dorsale anzidetta testimonierebbe la contemporanea evoluzione di questo alto strutturale.

Dopo l'inizio del Tortoniano si sviluppa un'intensa fase tettonica che modifica in maniera sostanziale la paleogeografia originaria. Si delineano e prendono forma quelle strutture che, evolvendosi successivamente, condurranno all' assetto attuale. I movimenti verticali differenziati, che danno vita a quelle strutture non sono però conseguenti agli effetti di una tettonica disgiuntiva, come nel Giurassico, ma all'instaurarsi di una fase compressiva che darà poi forma alle principali pieghe della regione umbro-marchigiana.

Nel bacino umbro la sedimentazione torbiditica continua solo nella lunga e stretta depressione di M. Vicino-C. Scarialetto, mentre la zona occidentale si sblocca e si solleva.

Anche la provenienza dei clasti subisce un notevole cambiamento: quella precedente, da NW, che costituiva l'alimentazione principale della Formazione marnoso-arenacea, è sostituita da quella proveniente da W o SW.

Nel F° 301 «Fabriano» è compresa soltanto la parte meridionale del bacino di M. Vicino; qui vi è la zona di raccordo tra le aree rilevate della struttura Pieve Compresseto - M. Maggio e quelle depresse del bacino stesso. In essa, infatti, si depositano soltanto le facies più distali e marginali.

Il bacino marchigiano interno è suddiviso in alcuni «bacini minori», isolati e resi indipendenti tra loro da alcune dorsali allungate sia in direzione longitudinale che trasversale, spesso delimitate da faglie sinsedimentarie.

Degne di nota, nella zona in esame, sono: la struttura positiva trasversale, che costituisce il prolungamento verso Attiggio-Bassano della dorsale Pieve Compresseto - M. Maggio, e quella longitudinale Argignano - M. Gallo. La prima separa il bacino di S. Donato - Cantia dal subbacino di Collamato; la seconda separa quest'ultimo dal subbacino di Matelica.

Nelle parti rialzate di queste depressioni e nelle dorsali continua la sedimentazione emipelagica dello *Schlier*, con spessori ridotti, e, a luoghi, con lacune.

Nei bacini minori si ha la deposizione di torbiditi, che provendono dai quadranti occidentali e che si smistano successivamente in direzione assiale

Nei depositi tortoniani manca del tutto la componente detritica della piattaforma laziale-abruzzese.

Durante il Messiniano la parte ad ovest della dorsale umbro-marchi-

giana si solleva. Invece i locali «bacini minori» intrappenninici si sviluppano ulteriormente, tanto che nella parte bassa del Messiniano inferiore continua la deposizione delle torbiditi. In seguito si instaurano ambienti euxinici, che favoriscono la formazione dei depositi diatomitici, talora bituminosi. A questi seguono discontinui episodi evaporitici ed infine si ha la deposizione delle Argille a colombacci, il cui ambiente sedimentario è tuttora oggetto di discussione. Sembrerebbe accettabile l'ipotesi di un ambiente lagunare, in cui ripetuti scambi con un ambiente marino ristretto si alternano ad apporti di acque continentali.

La mancanza di depositi marini del Pliocene e del Pleistocene inferiore induce ad ammettere che dopo la fine del ciclo di sedimentazione miocenico l'intera regione sia emersa definitivamente; la catena appenninica raggiunge nelle zone in esame i massimi valori di sollevamento nel Quaternario inferiore, per essere poi ancora una volta dislocata da movimenti verticali differenziati che la suddividono in numerose rolle.

zolle.

Si formano così alcune conche tettoniche con sedimentazione lacustre o fluvio-lacustre, che raggiunge talora spessori notevoli, come a Gubbio.

Successivamente l'intera area si solleva ulteriormente e si imposta l'attuale reticolo idrografico, che appare notevolmente condizionato dagli ulteriori sviluppi della tettonica più recente, come è evidenziato da molte anomalie morfologiche, oltreché da indizi geologici.

Quasi sempre le dislocazioni recenti riprendono e ringiovaniscono fratture più antiche, con predominanza dei movimenti a componente

orizzontale ed obliqua.

La sedimentazione, ormai esclusivamente continentale, è influenzata, oltre che dalle più recenti vicende tettoniche, dall'alternarsi di diverse fasi climatiche.

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il territorio che ricade nel F° 301 «Fabriano» è caratterizzato da una generale conformità tra elementi strutturali ed elementi morfologici. I rilievi principali e le dorsali montuose corrispondono infatti a zone tettonicamente sollevate e a litologia calcarea più resistenti all'erosione, mentre conche ed aree collinari si rinvengono in corrispondenza di depressioni tettoniche e di litologie marnoso-argilloso-arenacee, sensibilmente più erodibili.

La tettonica neogenica e quaternaria ha fortemente condizionato l'assetto morfologico dell'area; le dorsali calcaree hanno subito importanti sollevamenti lungo faglie parallele alle strutture; faglie trasversali, ed oblique alle stesse le hanno diversamente articolate in blocchi più o

meno elevati.

Anche l'assetto del reticolo di drenaggio è stato influenzato dalla tettonica e soprattutto da quella recente. Molti dei corsi d'acqua che attraversano le strutture sono impostati lungo linee di faglia la cui attività quaternaria è testimoniata da numerose evidenze morfologiche (CENTAMORE ed altri, 1978a; 1978b).

Al rapido approfondimento del reticolo idrografico in zone soggette a recenti sollevamenti tettonici fa riscontro un'attiva degradazione per movimenti di massa con tipologie diverse, in funzione, soprattutto, delle caratteristiche lito-strutturali dei versanti.

L'evoluzione morfologica dell'area è stata notevolmente influenzata dalle diverse fasi climatiche che si sono succedute nel Quaternario. In particolare le condizioni periglaciali che vi si sono instaurate durante il Pleistocene superiore, hanno lasciato tracce evidenti sui versanti e nei fondi valle.

Riferibili a morfogenesi periglaciale sono i detriti stratificati, del tipo grèzes litées o éboulis ordonnés che ricoprono estesamente i versanti calcarei, obliterandone, talvolta completamente, le incisioni precedenti

Sempre a condizioni di clima periglaciale è da ricondurre la genesi delle vallecole secche a fondo concavo (en berceau), riempite di detriti,

che si rinvengono diffusamente sui versanti calcarei.

Vallecole a fondo concavo sono frequenti anche nei terreni terziari, ma sono spesso attribuibili essenzialmente all'attività agricola (colluviazione antropica). In molti casi tuttavia, un'analisi approfondita mette in rilievo l'esistenza di importanti depositi colluviali dovuti a ruscellamento o a soliflusso e messi in posto prima dell'occupazione antropica dei versanti, verosimilmente in condizioni di clima freddo.

L'evoluzione attuale dei versanti è fortemente condizionata dall'attività antropica, soprattutto nelle aree di affioramento dei terreni terziari, interessate in modo diffuso dall'agricoltura. L'abbandono o la ridotta utilizzazione di aree precedentemente occupate per uso agrario, ha indotto attivi fenomeni di erosione accelerata, sia per movimenti di massa, sia per ruscellamento diffuso e concentrato.

Fenomeni di denudazione per ruscellamento sono dovuti anche al disboscamento ed all'attività pastorale esercitati, soprattutto nel recente

passato, sulle dorsali calcaree.

Sotto l'aspetto morfostrutturale l'area del F° «Fabriano» può essere suddivisa in quattro differenti unità: a) unità occidentale, corrispondente al bacino umbro; b) unità centrale, corrispondente alla dorsale umbromarchigiana; c) unità centro-orientale, corrispondente al bacino marchigiano interno; d) unità nord-orientale, corrispondente ad un breve tratto della dorsale marchigiana.

L'unità occidentale è caratterizzata dalla presenza di depressioni tettoniche (Conca di Gubbio e Conca di Costacciaro-Gualdo Tadino), interessate, in diversa misura, da sedimentazione continentale pleistocenica, e separate dalla dorsale marnoso-arenacea di M. Camera-Col S.

Angelo.

Esistono profonde differenze nell'evoluzione delle due conche: quella di Gubbio, caratterizzata da una forte subsidenza alla quale è legato un potente riempimento lacustre, si è impostata in tempi più antichi; quella di Costacciaro-Gualdo Tadino, dopo l'impostazione, avvenuta in tempi più recenti, è stata sede di una sedimentazione molto meno attiva. I depositi continentali, ascrivibili con ogni probabilità al Pleistocene superiore, sono qui profondamente interessati all'erosione lineare.

L'aspetto morfologico dell'area di affioramento della Formazione marnoso-arenacea presenta alcune particolarità. Il reticolo di drenaggio è relativamente fitto e mostra spesso tratti in attiva erosione. Le acclività dei versanti sono fortemente condizionate dalle differenze litologiche e di assetto giaciturale degli strati. Le sommità dei rilievi sono generalmente arrotondate e le rotture di pendio smussate, tranne che in corrispondenza degli strati arenacei più resistenti.

Molto diffusi sono i fenomeni franosi, specie in corrispondenza delle facies più argillose e delle aree tettonicamente più sollevate e

più profondamente incise dall'erosione lineare.

L'unità centrale è caratterizzata da dorsali ampie ed elevate, corrispondenti alle anticlinali dei calcari mesozoici, separate da strette depressioni longitudinali, corrispondenti alle sinclinali con nucleo di terreni terziari.

L'attività tettonica recente è testimoniata da numerose evidenze morfologiche (scarpate, rotture di pendio, valli sospese, spostamenti verticali ed orizzontali di creste) la cui persistenza è dovuta alla maggiore resistenza all'erosione delle rocce calcaree.

Ai sollevamenti tettonici ha fatto riscontro un marcato approfondimento del reticolo idrografico, caratterizzato spesso da spiccata antecedenza.

Le dorsali calcaree mostrano estese superfici sommitali a morfologia dolce che rappresentano probabilmente i resti frammentari di una «paleo-superfici» sollevata e dislocata. Tali dolci interfluvi passano per lo più bruscamente a versanti generalmente acclivi, spesso regolarizzati. La densità di drenaggio è notevolmente inferiore a quella dell'unità precedente, tranne che sui pendii più ripidi ed alle testate delle valli.

Le differenze litologiche si ripercuotono in differenza di acclività dei versanti. In particolare la presenza di livelli marnoso-argillosi (parte marnosa della Formazione del Bosso, Marne a fucoidi) intercalati ai calcari. è segnata da rotture di pendio e da spianate oltre che da un brusco raffittimento del reticolo di drenaggio. Livelli più resistenti (diaspri, calcareniti) danno invece origine a spiccati risalti morfologici.

Un tipico aspetto è quello del *Calcare massiccio* s.l. caratterizzato in genere da versanti molto acclivi e da forme rupestri.

Fenomeni franosi di dimensioni spesso imponenti hanno interessato i versanti calcarei in corrispondenza di profonde incisioni lineari o di dislocazioni tettoniche.

Nella maggior parte dei casi tali fenomeni sono più antichi o, comunque, non più recenti delle ultime fasi fredde che hanno interessato l'area appenninica. Ciò è testimoniato dalla presenza, sugli accumuli, di detriti stratificati attribuibili a condizioni di clima periglaciale (DRAMIS ed altri, 1976; COPPOLA ed altri, in stampa).

Particolarmente interessanti sono alcune paleofrane che hanno interessato talora le *Marne a fucoidi*. I materiali staccatisi da questa unità si ritrovano attualmente su ripiani isolati, forse correlabili con quelli su cui si depositavano i sedimenti del fl/8. I depositi di frana sembrano essersi messi in posto per *debris flow* e si rinvengono a distanze relativamente notevoli dalla zona di distacco (CENTAMORE ed altri, 1978 b).

Tra le forme carsiche, tipiche delle aree calcaree, quelle superficiali (doline, campi carreggiati, *lapiez*) non sono molto diffuse; maggiore sviluppo assumono invece le forme ipogee (grotte di M. Cucco).

L'unità centro-orientale, alla quale corrispondono gli affioramenti delle formazioni terrigene terziarie del bacino marchigiano interno, presenta una morfologia collinare interrotta soltanto, nella parte settentrionale, dal modesto rilievo calcareo di M. Nebbiano. Verso occidente l'area collinare si insinua nella precedente unità, saldandosi con le depressioni interne di quest'ultima.

Nell'unità centro-orientale si estendono piane alluvionali e terrazzate relativamente ampie che si aprono localmente a formare vere e proprie conche, la cui genesi è in parte legata all'attività tettonica quaternaria (Conca di Fabriano).

La densità di drenaggio è generalmente elevata, specie nelle aree di affioramento dei terreni più argillosi.

I versanti sono per lo più poco acclivi, tranne che in corrispondenza delle arenarie amalgamate e dei calcari del *Bisciaro*. Questi ultimi danno inoltre luogo a caratteristici allineamenti di scarpate e di creste in

direzione parallela agli assi strutturali.

L'area è interessata da un'intensa degradazione per movimenti di massa. Tra questi i più diffusi coinvolgono i materiali di copertura dei substrati marnoso-argillosi che, nelle zone di impluvio, possono superare lo spessore di 10 m. Si tratta in generale di movimenti plastico-fluidi che si manifestano parallelamente al versante e che sono spesso dovuti all'abbandono o al cattivo uso dei terreni agricoli (deterioramento di drenaggi, rovina di opere di presa d'acqua, etc.).

Un fenomeno particolare è quello dovuto alla dissoluzione dei gessi in corrispondenza degli affioramenti della Formazione gessoso-solfifera, tra Matelica e Fabriano. Si tratta di numerose cavità con inghiottitoio del tipo dolina («Gavozzi») la cui origine è, almeno in parte, da attribuire ad attività estrattiva esercitata in passato dall'uomo.

Per quanto riguarda infine l'unità nord-orientale, si può dire che, in generale, questa presenta caratteristiche simili a quelle già descritte

per l'unità centrale.

Notevole sviluppo hanno qui i fenomeni carsici ipogei (complesso di Frasassi) caratterizzati da grande estensione orizzontale e da forte sviluppo verticale in funzione dell'approfondimento progressivo del reticolo idrografico, legato a sua volta al sollevamento tettonico generale dell'area (CATTUTO, 1976).

IV - SELEZIONE BIBLIOGRAFICA

Per la bibliografia citata nel testo si rimanda a quella contenuta nelle seguenti pubblicazioni:

CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., POTETTI M., & ROMANO A. (1977): Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 4) Primi risultati relativi allo studio geologico del Bacino di Camerino (Marche centro-meridionali). Studi Geologici Camerti, 3.

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

CENTAMORE E., JACOBACCI A., MALFERRARI N., MARTELLI G. & PIERUCCINI U. (1972): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F° 290 «Cagli». Serv. Geol. d'It.

CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973): Modello strutturale umbro-marchigiano, Correlazioni con le regioni adiacenti. Boll. Serv. Geol. d'It., 93, anno 1972.

Centamore E., Catenacci V., Chiocchini M., Chiocchini U., Jacobacci A., Martelli G., Micarelli A. & Valletta M. (1975): Note illustrative del F° 291 «Pergola». Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., & MICARELLI A. (1977): Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) le Arenarie di M. Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali). Studi Geologici Camerti, 3.

CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1978a): Guida alle escursioni nelle aree di Costacciaro-Gualdo Tadino e di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano). 5-6 luglio 1978. Ist. di Geol. Camerino.

CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & MICARELLI A. (1978b): Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 116 (Gubbio), 123 (Assisi), 117 (Iesi) e 109 (Pesaro). Parte I - Fogli 116 (Gubbio) e 123 (Assisi; I e II Quadrante). Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubb. n. 155 del Progetto Finalizzato Geodinamica, C.N.R.

CERETTI E. (1964): L'attuale stato delle conoscenze sulla geologia marchigiana. Mem. Soc. Geol. It., 4.

CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., MORETTI A. & PIERUCCI-NI U. (1976): Geologia dei Monti Sibillini nord-orientali. Studi Geologici Camerti. 2.

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

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1974): Significato paleogeografico di alcuni depositi ad alta energia nella parte sommitale del Calcare Massiccio (Nota preliminare). Boll. Soc. Geol. It., supplemento al vol. 92, 1973.

COPPOLA L., DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (in corso di stampa): Paleofrane nelle formazioni mesozoiche dell'Appennino umbromarchigiano. Soc. Geol. It.

DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1976): La degradazione dei versanti nel bacino del Sentino (Appennino umbro-marchigiano). Studi Geologici Camerti, 2.

JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., MALFERRARI N., MARTELLI G. & MICARELLI A. (1974): Note esplicative Carta Geologica d'Italia. Foglio 290 «Cagli» alla scala 1:50.000.

LIPPI BONCAMBI C. (1960): Bibliografia Geologica d'Italia - Umbria. Cons. Naz. Ric., 7.

LIPPI BONCAMBI C. (1963): Bibliografia Geologica d'Italia - Le Marche. Cons. Naz. Ric., 13.

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

MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975): Turbidite facies and facies association. In: Examples of turbidite facies and facies association from selected Formations of Northern Apennines. Field Trip A II. IX Intern. Congr. of Sedimentology. Nice.

NICOSIA U. & PALLINI G. (1977): Hermatypic corals in the Tithonian pelagic facies of Central Apennines. Evidences of Upper Jurassic sea-level changes. Geol. Rom., 16.

PASSERI L. (1972): Stratigrafia e sedimentologia dei calcari Giurassici del M. Cucco (Appennino umbro). Geol. Rom., 10.

PETTIJOHN F. J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1972): Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.

RICCI LUCCHI F. & PIALLI G. (1973): Apporti secondari nella Marno-so-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a ENE di Perugia. Boll. Soc. Geol. It., 92.

SELLI R. (1954): Il Bacino del Metauro. Gior. di Geol., Ser. 2, 24.