M. CHIOCCHINI - G. DEIANA - A. MICARELLI - A. MORETTI - U. PIERUCCINI (*)

# GEOLOGIA DEI MONTI SIBILLINI NORD-ORIENTALI

INDICE


| | | |
|---|---|---|
| Riassunto | pag. | 7 |
| Abstract | " | 8 |
| Introduzione | " | 9 |
| Studi precedenti | " | 9 |
| I - STRATIGRAFIA | " | 12 |
| FORMAZIONI GIURASSICHE | " | 12 |
| *A) Successione completa* | " | 14 |
| *B) Successione condensata* | " | 18 |
| *C) Successione composta* | " | 23 |
| FORMAZIONI TITONICO - OLIGOCENICHE | " | 25 |
| FORMAZIONI MIOCENICHE | " | 31 |
| DEPOSITI QUATERNARI | " | 33 |
| II - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE DELL'AREA | " | 33 |
| III - TETTONICA | " | 36 |
| BIBLIOGRAFIA | " | 40 |
| Allegati | | |
| *Carta geologica* | | |
| *Tavole di correlazione stratigrafica* | | |


## RIASSUNTO


Nel presente lavoro viene illustrata la geologia dei M. Sibillini nord-orientali (Appennino umbro-marchigiano) sulla base di un rilevamento geologico (scala 1:25.000) esteso dall'alta Valle del T. Fiastrone fino alla Valle del Tenna.

I terreni affioranti sono quelli tipici della facies umbro-marchigianna. Alcuni di essi però (*calcari a Posidonia, calcari diasprini umbro-marchigiani, scaglia rosata, schlier*), acquistano talora dei caratteri particolari in relazione ad un rilevante apporto di materiale calcareo-detritico di provenienza esterna al bacino umbro-marchigiano. In particolare il *rosso ammonitico* (Toarciano-Aaleniano) e i livelli superiori della *corniola* (Pliensbachiano superiore) possono essere completamente sostituiti dai depositi torbiditici dei *calcari e marne del Sentino*.

Per quanto riguarda il Giurassico, il rilevamento geologico ha permesso di riconoscere i tre tipi di successione già messi in evidenza da Centamore ed altri (1971) per le aree più settentrionali di facies umbro-marchigiana: *successione completa* (continua e di rilevante spessore), *successione condensata* (continua o lacunosa e di ridotto spessore), *successione composta* (continua o lacunosa, costituita inferiormente da litotipi della *successione condensata* e superiormente da litotipi della *successione completa*, di spessore in genere intermedio tra quelli delle prime due). L'esistenza delle tre diverse successioni è messa in relazione all'evoluzione differenziata del bacino di sedimentazione giurassico, controllata dalla tettonica sinsedimentaria. La prima fase tettonica, a carattere disgiuntivo, risale almeno all'inizio del Sinemuriano superiore e frammenta l'originaria piattaforma carbonatica creando zone più depresse e rapidamente subsidenti (bacini o aree di sedimentazione della *successione completa*) e zone più rialzate limitate da ripide scarpate. Queste possono rimanere stabili o emergere, oppure sono soggette a una lenta subsidenza dando origine a *seamounts*, dove si deposita la *successione condensata*. Durante il Giurassico alcuni alti strutturali possono essere soggetti ad una rapida subsidenza ed essere conquistati dalle aree di bacino con conseguente allagamento di queste ultime (aree a *successione composta*). I momenti di maggiore attività delle faglie sinsedimentarie sono segnati da erosione e crolli di materiale dai bordi delle zone rialzate, materiale che si accumula caoticamente ai piedi delle paleoscarpate: un esempio tipico è quello osservabile nella Valle del T. Fiastrone. In concomitanza con questi momenti, si creano nelle parti marginali delle stesse zone, fratture beanti riempite da sedimenti giurassici più recenti della roccia incassante (filoni sedimentari).

Alcune delle linee tettoniche giurassiche non sono state riattivate durante l'orogenesi alpina e possono considerarsi stabilizzate (per esempio, nella Valle del Tenna).

Le lacune stratigrafiche riscontrate nelle *successioni condensate* o *composte* sono dovute a erosione sottomarina e/o a mancata deposizione; talora sono causate da momentanee emersioni.

Con la deposizione della *maiolica* (Titonico superiore - Aptiano p.p.) e delle *marne a fucoidi* (Aptiano p.p. - Cenomaniano p.p.), si instaura nell'area una subsidenza piuttosto uniforme, anche se sul fondo marino dovevano ancora essere presenti dei lievi dislivelli. Con la *scaglia rosata* (Cenomaniano p.p. - Eocene medio p.p.) si ha una ripresa della subsidenza differenziata, testimoniata da vistosi fenomeni di *slumping* e, ancor più, dalla diversa distribuzione dei materiali calcareo-detritici di provenienza esterna al bacino di sedimentazione umbro-marchigiano.

Nei tempi successivi (Eocene medio p.p. - Serravalliano) la sedimentazione è caratterizzata dall'arrivo nell'ambiente pelagico di una maggiore quantità di materiale argilloso, accompagnato (durante il Burdigaliano p.p. - Serravalliano p.p.) da apporti, a carattere torbiditico, di detriti calcarei più grossolani (*schlier* con "cerregna").


(*) – Istituto di Geologia dell'Università di Camerino.
Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (contr. di ricerca n. 71.01703.05, n. 72.00331.05, n. 73.00075.05, n. 74.00059.05 e n. 75.00688.05).

Lo studio biostratigrafico e cronostratigrafico è basato, per quanto riguarda il Giurassico, sullo schema biozonale illustrato in Centamore ed altri (1971), con lievi variazioni sulla base dei nuovi dati emersi in ricerche successive. Nuova è, invece, la biozonatura della *maiolica*. Per quanto riguarda le formazioni più recenti, il cui studio biostratigrafico è tuttora in corso, sono stati riconosciuti degli intervalli che vengono confrontati con suddivisioni biozonali già note in letteratura.

Per quanto riguarda i lineamenti tettonici, questi sono rappresentati essenzialmente da pieghe anticlinaliche e sinclinaliche subparallele tra loro ed orientate in senso meridiano nell'estrema porzione meridionale dell'area, e da SSE a NNW più a nord. Sono inoltre presenti numerose faglie per lo più parallele o trasversali rispetto agli assi delle pieghe. In particolare l'anticlinale più esterna (estesa dal gruppo del M. Sibilla, a sud, ai rilievi di Pizzo di Meta - Pizzo di Chioggia a nord) è fortemente asimmetrica e presenta una netta vergenza ad oriente; il suo fianco orientale è interessato da rovesciamenti e, talora, da pieghe faglie, con sovrascorrimenti: si tratta del noto "accavallamento" dei M. Sibillini. Per quanto si riferisce a quest'ultimo fenomeno, si rileva che esso si manifesta con modalità e intensità non uniformi in senso longitudinale e si possono distinguere due sezioni: a) una settentrionale, estesa da Pizzo di Chioggia fino all'incirca alla Valle dei Tre Santi, nella quale il rovesciamento sembra interessare soltanto i terreni più superficiali (essenzialmente la *scaglia cinerea*, quella *rosata, le marne a fucoidi* e, a luoghi, la parte alta della *maiolica*). Esso può essere ricondotto a scendimenti gravitativi dei suddetti terreni a partire da un livello di scollamento rappresentato dalle *marne a fucoidi*, oppure dalla parte alta della *maiolica*; b) una sezione meridionale, comprendente l' area attraversata dai fiumi Ambro e Tenna, nella quale si ha un sovrascorrimento, seguibile in senso trasversale fino a 1,5 Km, che coinvolge anche i terreni più antichi (*corniola* e *calcare massiccio*).

L'interpretazione del meccanismo di "accavallamento" non può essere compiutamente tentata in questo lavoro, data la ristrettezza dell'area studiata. E' comunque evidente che, in quest'ultima, il movimento tangenziale più intenso è limitato alla parte meridionale, e va gradualmente attenuandosi verso nord.

## ABSTRACT

In this paper the authors illustrate the geology of the north-eastern part of the Sibillini Mountains (Appennino umbro-marchigiano), on the basis of a geological survey (in the scale 1:25.000) extending from the upper Valley of the Fiastrone River (to the North) to the Tenna Valley (to the South).

The outcropping units are those typical of the umbro-marchigiana facies. Some of them, however (*calcari a Posidonia, calcari diasprini umbro-marchiginai, scaglia rosata, schlier*) present special peculiarities in their lithology in relation to the abundant supply of calcareous-detrital materials. The provenance of these carbonatic materials is external to the umbro-marchiginao basin. In particular the turbiditic deposits of *calcari e marne del Sentino* can replace the *rosso ammonitico* (Toarcian-Aalenian) and younger layers of the *corniola* (Upper Pliensbachian).

As for the Jurassic, the geological survey has recognized three kinds of sequences, as previously described by Centamore *et alii* (1971) in the more northern areas of umbro-marchigiana facies: *complete sequence* (continuous and very thick), *condensed sequence* (continuous or with stratigraphic gaps, but thin), *composite sequence* (continuous or with stratigraphic gaps, formed in the lower part by units of the *condensed sequence* and in the upper part by units of the *complete sequence*; its thickness is often intermediate between those of the *complete* and the *condensed sequences*).

The three different sequences are related to the differential evolution of Jurassic sedimentary basin and are controlled by synsedimentary tectonism. The first tectonic phase, with disjunctive features, dates back to the beginning of the Upper Sinemurian and causes the fragmentation of the original carbonatic shelf. The block faulting creates areas of subsidence of varying extent (basins), in which *complete sequences* develop, and higher areas, bounded by sharp slopes. The latter can be either stable or emerge or to be affected by a slow subsidence forming *seamounts* in which *consended sequences* are sedimented. During the Jurassic times some of the structural highs can be affected by rapid subsidence and sink into the basins with subsequent enlargement of the latter (areas receiving *composite sequences*).

The phases of greater activity of the synsedimentary faults are marked by erosion or the slumping collapses of materials from the margins of structural highs. These materials accumulate in a chaotic manner at the foot of paleoslopes: a typical example is that observable in the Fiastrone Valley.

In concomitance with the tectonic phases, open fractures form in the marginal parts of structural highs and they are filled with Jurassic sediments younger than the country rocks (Neptunian dykes).

Some of the Jurassic fractures have not been rejuvenated by Alpine orogenesis and they may be considered stabilized (e.g. in the Tenna Valley).

The stratigraphic gaps in the *condensed* or *composite sequences* are caused by submarine erosion and/or by non-deposition, sometimes by temporary emersion. The sedimentation of *maiolica* (Upper Tithonian - Aptian p.p.) and of *marne a fucoidi* (Aptian p.p. - Cenomanian p.p.) causes a rather uniform subsidence, even if the marine floor probably showed slight differences in its depth.

In the *scaglia rosata* (Cenomanian p.p. - Middle Eocene p.p.) the subsidence is again differentiated; in fact *slumpings* are evident and, especially the calcareous-detrital materials whose provenance is external to the Umbro-Marchigiano basin are arranged in a different way.

In later periods (Middle Eocene p.p. - Serravallian) the sedimentation is characterized by the presence of a larger quantity of argillaceous materials in the pelagic environment. During the Burdigalian p.p. - Serravallian p.p., these materials are associated with coarser calcareous debris (*schlier* with "cerregna"), showing turbiditic features.

As for the Jurassic, the biostratigraphic and chronostratigraphic study is based on the zonal scheme illustrated by Centamore *et alii* (1971), with slight changes on the basis of following researches. On the contrary, the

zonation of the *maiolica* is completely new. As for the more recent formations, whose biostratigraphic study is still in progress, the authors have noticed subdivisions which are being compared with zonations already known in literature.

With regard to the tectonic features, they consist of subparallel anticlines and sinclines, with N-S trend to the South of the area, and with SSE-NNW trend to the North. Several faults are also present; they are parallel or transversal to the axes of the folds. In particular, the external anticline (stretching from the group of Mount Sibilla, to the South, to the ranges of Pizzo di Meta - Pizzo di Chioggia to the North) is greatly asymmentrical and shows a sharp vergence eastward; its eastern side shows overturns and, sometimes, break-faults with overthrusts: it is the well known "overthrust of the Sibillini Mountains". The authors noticed that the way and the intensity of that phenomenon are not uniform longitudinally. We can distinguish two sections: a) a northern one, stretching from Pizzo di Chioggia as far as the Tre Santi Valley, where the overturn seems to concern only the surface units (essentially the *scaglia cinerea*, the *rosata* one, the *marne a fucoidi*, sometimes the upper part of the *maiolica*). The overturn could be caused by gravity slidings of the aforesaid units starting from a level of decollemant, represented by the *marne a fucoidi* or by the upper part of the *maiolica*; b) a southern section, including the area crossed by the Ambro and Tenna Rivers, where an overthrust occurs, which can be seen transversally for 1.5 chilometres, concerning the older units too (*corniola* and *calcare massiccio*).

As the observed region is very small, the interpretation of the "overthrust" process cannot be completely attempted in this work. However, it is clear that, in this region, the tangential movement is more intens in its southern part and gradually decreasing to the North.

## INTRODUZIONE

Vengono resi noti i risultati delle ricerche geologiche nell'area dei M. Sibillini, iniziate alcuni anni fa da un gruppo di ricercatori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Camerino.

E' stato eseguito il rilevamento geologico di dettaglio di una area, in gran parte montuosa, compresa nei Fogli 124, Macerata (tav. II SW Sarnano) e 132, Norcia (tav. I NW Bolognola e tav. I SW Montemonaco) della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000. Tale area si estende dai rilievi di Pizzo di Chioggia - Pizzo di Meta (alto bacino del Fiastrone) a nord, fino al versante destro dell'alta Valle del Tenna a sud. Verso est essa arriva a comprendere la parte più occidentale della fascia pedemontana, mentre, ad ovest, il suo limite coincide con quello delle suddette tavolette. Il rilevamento, eseguito in parte alla scala 1:10.000, viene presentato, nella carta geologica allegata, in scala 1:25.000.

Dal punto di vista cronostratigrafico, le unità cartografate si estendono dal Lias inferiore (*calcare massiccio*) al Serravalliano p.p. (parte inferiore dello *schlier*). Esse sono talora estesamente ricoperte da depositi quaternari, rappresentati in buona parte da detriti di falda.

Il rilevamento di dettaglio è basato sulle conoscenze dirette della stratigrafia acquisite dagli Autori durante studi precedenti, o attualmente in corso, sulla facies umbro-marchigiana. In particolare per quanto si riferisce al Giurassico, il lavoro di Centamore ed altri (1971) rappresenta la sintesi delle ricerche precedentemente eseguite da alcuni degli Autori stessi; ad esso si rimanda per tutte le notizie bibliografiche connesse con la stratigrafia ed i problemi paleoambientali. La stessa tabella 1 allegata, che dà un quadro sintetico della stratigrafia del Giurassico, è un completamento ed un aggiornamento, alla luce della presente ricerca, di quella proposta nel lavoro sopracitato. Maggiori dettagli a riguardo sono esposti in una nota in preparazione. Nuovo è lo schema biostratigrafico proposto per la *maiolica* che viene illustrato in dettaglio in un lavoro anch'esso in preparazione.

Per quanto riguarda le formazioni sovrastanti, infine, gli intervalli biostratigrafici distinti vengono confrontati con suddivisioni biozonali già note in letteratura.

Si deve notare che, nel quadro del presente studio, scarso rilievo è stato dato ai depositi del Quaternario, la cui analisi di dettaglio fuoriusciva dagli scopi del lavoro.

Per ciò che concerne la tettonica è stata eseguita, in particolare, l'analisi strutturale del noto "accavallamento" dei M. Sibillini nel tratto in cui quest'ultimo fenomeno interessa l'area rilevata.

Dei partecipanti alla presente ricerca, G. Deiana, A. Moretti, U. Pieruccini,hanno curato il rilevamento geologico, M.Chiocchini, A. Micarelli, hanno eseguito le ricerche micropaleontologiche sulle quali si basa la stratigrafia. Ai primi è dovuto anche il capitolo della tettonica, mentre quello relativo alle considerazioni sulle condizioni paleoambientali è frutto della collaborazione di tutti gli Autori.

## STUDI PRECEDENTI

Viene dato un quadro riassuntivo degli studi geologici che si ritiene interessino da vicino l'

area dei M. Sibillini ed, in particolare, di quelli ricadenti nella parte presa in considerazione nel presente lavoro.

I primi studi risalgono alla seconda metà del secolo scorso. Essi costituiscono il primo tentativo di ordinamento stratigrafico dei terreni affioranti, sulla base dei macrofossili in questi contenuti, oltre che sulla analogia con formazioni ritenute coeve ed affioranti in altre parti dell' Appennino; non mancano inoltre le prime interessanti osservazioni sull'assetto strutturale dell' area.

Così, ad esempio, Spada Lavini Orsini (1885) riconoscono al M. Vettore la sovrapposizione anomala dei terreni del Lias inferiore sulle arenarie mioceniche. Essi danno, inoltre, una descrizione della successione stratigrafica che considerano continua fino al Miocene.

Canavari (1886) individua lungo il margine esterno dei Monti Sibillini (presso Sarnano) una grande linea di frattura che mette a contatto il "Lias inferiore" con il "Neocomiano", linea che continua fino al Gran Sasso. Segnala, inoltre, una presunta trasgressione del "Titonico" sui terreni precedenti, in particolare quelli del Lias superiore nei dintorni di Bolognola.

Lo stesso Canavari (1891a) riconosce la necessità di attribuire parte della *scaglia rosata* all' Eocene per il rinvenimento di calcari nummulitici in varie località (Pizzo Tre Vescovi, M. Sibilla ecc.), concetto che egli ribadisce più tardi (1894).

Allo stesso A. (1891b) si deve la descrizione e l'attribuzione al Lias superiore delle "marne rosse ammonitifere" e dei litotipi a queste sottostanti, che affiorano nella valle di Bolognola ed in quelle dell'Ambro e dei Tre Santi.

Ancora Canavari (1891c) illustra le caratteristiche litologiche e la posizione stratigrafica degli "scisti varicolari con fucoidi" dei Sibillini nord-orientali, che attribuisce all'Aptiano.

Un riferimento alla Valle di Bolognola si trova in Bonarelli (1893) in un lavoro di sintesi stratigrafico-paleontologica dei terreni toarciani ed aaleniani dell'Appennino centrale.

Moderni (1900) riconosce, infine, il rovesciamento delle formazioni cretacee sul versante orientale del M. Zampa (M. Sibilla).

Tra i lavori dei primi del Novecento, ricordiamo uno studio dello stesso Moderni (1901) che sottolinea l'assenza dell'Eocene nella successione stratigrafica dei Sibillini settentrionali, mentre riconosce il rovesciamento della *scaglia rosata* del M. Sassotetto; uno di Prever (1905) sulla eocenicità della *scaglia rosata* contenente calcari nummulitici, ed uno di Chelussi (1907) che riferisce allo Eocene la *scaglia cinerea*, "le marne dure con *bisciaro*" e lo *schlier*. Quest'ultimo concetto è sostanzialmente ribadito dal Lotti (1910) in uno studio sul bacino sorgentifero del fiume Nera.

Successivamente Fucini (1911) segnala la presenza di Ammoniti domeriane nella *corniola* della Valle di Bolognola.

Ancora con riferimento ai terreni terziari, Principi (1927, 1932) attribuisce all'Eocene medio e forse alla base dell'Eocene superiore la *scaglia cinerea*, e considera di età miocenica la sovrastante "formazione marnoso-arenacea"; pertanto nell'Oligocene si sarebbe avuta una lacuna stratigrafica.

Si arriva così ai noti lavori di Renz e di Scarsella. Il primo, con il quale iniziano nell'Appennino le ricerche a carattere micropaleontologico sui terreni del Cretaceo superiore (1932-1936), stabilisce la presenza dell'Oligocene e quindi la continuità di sedimentazione dal Cretaceo medio fino al Miocene.

Il secondo, in una serie di accurati lavori pubblicati tra il 1931 ed il 1935, illustra le ricerche condotte sistematicamente nel Foglio 132, Norcia. Così l'A. (1931) descrive in dettaglio la successione stratigrafica della Val d'Ussita e mette in relazione la complicata tettonica della zona con il comportamento delle masse liassiche che, sotto forma di "diapiri" o "intrusioni tettoniche" (secondo un concetto introdotto dal Rovereto nel 1921), sono risalite entro i terreni stratigraficamente sovrastanti. Allo stesso fenomeno di intrusione viene imputata la frequente assenza di alcuni terreni a tetto del *calcare massiccio*.

In un successivo lavoro Scarsella (1932) dà anche una descrizione degli strati a *Posidonomya alpina* nella Valle d'Ussita e del M. Bove, ne sottolinea la diffusione in tutto l'Appennino umbro-marchigiano, tanto da costituire un livello di sicuro riferimento litologico.

In una nota più recente (1934a) egli illustra dettagliatamente alcune sezioni geologiche attraverso i terreni miocenici della "formazione marnoso arenacea" (da lui compresa tra le "molasse" e la *scaglia cinerea*). Vi distingue quattro livelli stratigrafici, la cui età è dedotta per analogia con corrispondenti livelli presenti in altre contrade dell'Appennino e ne mette in rilievo la continuità di sedimentazione.

Nello stesso anno (1934b) detto A. segnala nella *scaglia cinerea* del bacino dell'alto Nera,

oltre alla presenza di numerose nummuliti, quella di una grande quantità di ciottoli calcarei ad Alveoline. Tale rinvenimento à messo in relazione con l'esistenza, durante l'Eocene medio-superiore, di una trasgressione nell'Appennino laziale-abruzzese, della quale i suddetti ritrovamenti costituirebbero le traccie più settentrionali.

I pregevoli rilevamenti di Scarsella vedono la luce nel 1941 con la pubblicazione del Foglio 132, Norcia. L'accuratezza e la precisione del rilevamento, le segnalazioni di alcune particolari situazioni stratigrafiche (quali la condensazione delle successioni giurassiche attorno ad alcune masse di *calcare massiccio*), la rappresentazione della grande "piega-faglia con sovrascorrimenti" al margine orientale della struttura dei M. Sibillini, fanno del Foglio Norcia un lavoro in buona parte ancora valido.

Successivamente, in diverse note a carattere più generale (1946-59), Scarsella puntualizza alcune situazioni stratigrafiche e tettoniche della facies umbro-marchigiana ed i rapporti di questa con la facies abruzzese. In particolare per quanto riguarda la stratigrafia, sottolinea (1950) l' esistenza nel Giurassico, accanto a successioni continue e con spessori notevoli, di condensazioni e riduzioni di serie (mediante *hiatus*). Attribuisce queste diverse situazioni a disuguaglianze originarie delle "scogliere" hettangiane oppure a cause tettoniche connesse con l'abbassamento del fondo marino verificatosi alla fine dell'Hettangiano. Illustra poi (1947-48-49 e 1959) le modalità della transazione tra la facies umbro-marchigiana e quella abruzzese, modalità che risultano diverse a seconda degli intervalli stratigrafici: rapida per gli "scisti a fucoidi" e la *maiolica*, graduale per la *scaglia rosata* i cui primi indizi di cambiamento si hanno già nelle valli del Chienti e del Nera, a causa degli apporti detritici provenienti dalla facies laziale-abruzzese.

Per quanto riguarda la tettonica lo stesso Scarsella (1945) ricorda sinteticamente l'assetto strutturale del gruppo dei M. Sibillini nel quadro del noto motivo tettonico dell'Appennino umbro-marchigiano. In tale gruppo "due grandi faglie normali e conformi, longitudinali alla catena interessano i versanti occidentali, mentre i versanti orientali corrispondono, strutturalmente, a rovesciamenti, a pieghe-faglie, ed infine ad una grande piega-faglia marginale".

Altre precisazioni si ritrovano sempre in Scarsella (1947-48-49 e 1959) in particolare per quanto si riferisce alla prosecuzione verso sud della piega-faglia del margine orientale dei M. Sibillini e la sua coincidenza, nei quadranti meridionali, con la cosidetta "linea Ancona-Anzio".

Ricordiamo infine brevemente che, basandosi soprattutto sull'analisi del margine esterno dell' Appennino umbro-marchigiano fatta da Scarsella, numerosi AA., tra i quali Dallan Nardi, Elter & Nardi (1971), Ogniben (1969), Centamore ed altri (1973), hanno impostato varie interpretazioni sull'evoluzione strutturale e paleogeografica dello stesso margine dell'Appennino centro settentrionale.

Prima di passare agli AA. più recenti è doveroso ricordare le ricerche di Behermann (1936) che ha dato una descrizione schematica dei fenomeni di rovesciamento nella struttura dei Monti Sibillini.

Negli ultimi tempi sono stati pubblicati vari lavori che interessano più o meno da vicino la nostra area. Alcuni di questi sono a carattere geologico generale, quale il foglio 124, Macerata (1967) e le relative Note illustrative (1969). In detto Foglio è rappresentata la parte più settentrionale dell'area oggetto del presente studio (Pizzo di Chioggia - M. Sassotetto): in essa vengono segnalati fenomeni di riduzione delle successioni giurassiche del M. Sassotetto e del gruppo Pizzo di Chioggia - Punta del Ragnolo ed è rappresentato il rovesciamento che interessa i versanti orientali dei suddetti rilievi.

Tra i lavori a carattere essenzialmente stratigrafico si ricordano quelli di Torre (1966) e di Micarelli (1965) riguardanti rispettivamente l'intervallo Oligocene superiore - Langhiano e l'intervallo Barremiano - Eocene medio. Ricadono poi nell'area dei M. Sibillini tre delle numerose successioni stratigrafiche studiate da Crescenti (1969) e da Crescenti ed altri (1969): in particolare quella del Torrente Fiastrone, estesa dal Lias inferiore al Miocene superiore, è stata scelta dagli AA. in parola come serie tipo per la definizione della maggior parte delle unità stratigrafiche di facies pelagica.

Di tipo strettamente micropaleontologico - biostratigrafico sono le ricerche di Luterbacher & Premoli Silva (1964) sul limite Cretaceo - Terziario, e di Baumann (1970), che ha effettuato un dettagliato studio biostratigrafico relativo all'intervallo Eocene - Oligocene, basato sui Foraminiferi planctonici e sul nannoplancton.

In questi ultimi anni parecchi studiosi hanno rivolto la loro attenzione ai problemi stratigrafici, sedimentologici e paleoambientali del Giurassico umbro-marchigiano, dandone interpretazioni non sempre concordanti. Il dato essenziale

cui si è pervenuti attraverso questi studi è l'esistenza di successioni giurassiche diverse per spessori, per litologia e per associazioni fossilifere. Ciò è messo in relazione ad una tettonica sinsedimentaria, attiva durante tutto il Giurassico, che ha creato ambienti deposizionali diversi sia pur a breve distanza tra loro.

Nell'area dei Sibillini, così ricca di affioramenti di questa età, hanno svolto ricerche stratigrafico-sedimentologiche Colacicchi & Pialli (1969), Centamore ed altri (1969, 1971).

Deiana & Pieruccini (1971) hanno dato una carta schematica degli affioramenti delle diverse successioni giurassiche proponendo uno schema interpretativo sulla base del citato lavoro di Centamore ed altri (1971).

Barbera Lamagna (1970) ha effettuato uno studio sistematico sugli Aptici provenienti dagli affioramenti giurassici della zona di Bolognola - Sassotetto.

Infine, contributi alla conoscenza del Giurassico di un'area vicina (Montagna dei Fiori) vengono da Giannini, Lazzarotto & Zampi (1970).

## I - STRATIGRAFIA

### FORMAZIONI GIURASSICHE

In un precedente lavoro (Centamore ed altri, 1971), nei sedimenti giurassici di facies umbro-marchigiana, erano state riconosciute tre distinte successioni che, tenendo conto di alcune definizioni formazionali introdotte da Centamore ed altri (1972) e da Jacobacci ed altri (1974), sono:

A) *successioni complete*, caratterizzate da sedimentazione continua, da spessori di alcune centinaia di metri, estese dal *calcare massiccio del Burano* fino alla base della *maiolica;*

B) *successioni condensate*, caratterizzate da sedimentazione continua o lacunosa, da litotipi e da associazioni fossilifere in genere diversi (1) da quelli delle coeve *successioni complete*, e da spessori di poche decine di metri, estese dal *calcare massiccio del M. Nerone* fino alla base della *maiolica*;

C) *successioni composte,* costituite inferiormente da litotipi delle *successioni condensate* e superiormente da litotipi delle *successioni complete*. Presentano uno spessore complessivo in genere intermedio tra quelli delle due precedenti successioni e possono essere continue o lacunose.

Per quanto riguarda il *calcare massiccio del Burano* (Centamore ed altri, 1972 e Jacobacci ed altri, 1974), questo corrisponde al *calcare massiccio micritico* di Colacicchi & Pialli (1969), al *calcare massiccio C* di Centamore ed altri (1971) ed alla *corniola massiccia* di Passeri (1972) (2).

Il *calcare massiccio del M. Nerone* (Centamore ed altri, 1972 e Jacobacci ed altri, 1974) comprende, invece, il *calcare massicio a ciclotemi* di Colacicchi ed altri (1969, 1970), il *calcare massicio A* ed il *calcare massiccio B* di Centamore ed altri (1971), e la *barra oolitica* di Colacicchi & Pialli (1974).

Nell'area in esame non è possibile osservare il passaggio stratigrafico tra la *corniola* ed il *calca-*

(1) – Le associazioni fossilifere delle *successioni condensate* si diversificano da quelle coeve delle *successioni complete* più dal punto di vista quantitativo che qualitativo. Nelle prime, infatti, alcuni fossili (specie, generi e gruppi sistematici superiori) sono rappresentati da un elevato numero di individui, assai ben sviluppati e conservati. Gli stessi fossili, in numero assai minore, si ritrovano generalmente nelle coeve *successioni complete*. Ciò potrebbe dipendere da condizioni ambientali più favorevoli allo sviluppo di alcuni organismi in corrispondenza

*segue nota* 1

delle aree di deposizione delle *successioni condensate* e/o dal diverso ritmo di sedimentazione che caratterizzava i due tipi di ambiente.

In alcuni casi il cattivo stato di conservazione dei fossili, che si osserva nelle *successioni complete*, il loro classamento, l'addensamento talora accompagnato da isorientamento, indicano molto chiaramente che questi fossili sono stati soggetti a risedimentazione nell'ambito dello stesso bacino. Più raramente, fossili presenti nelle *successioni complete* non si ritrovano nelle coeve *successioni condensate*. In questo caso trattasi sempre di fossili tipici della facies di piattaforma carbonatica non più rappresentata nell'intervallo stratigrafico da essi stessi indicato, nell'area umbro-marchigiana. Detti fossili, in generale rari e mal conservati, provengono molto probabilmente da coevi sedimenti, non completamente litificati, della facies abruzzese-laziale e si sono risedimentati nelle zone più depresse del bacino umbro-marchigiano. Gli esempi più tipici di quanto sopra detto sono rispettivamente dati da *Ophthalmidium martanum* e da *Protopeneroplis striata*.

(2) – A proposito di questa formazione, si può osservare che essa è scarsamente rappresentata in affioramento nell'Umbria orientale e nelle Marche, mentre affiora più estesamente nell'Umbria occidentale (Passeri & Pialli, 1972) ed ancor più in Toscana, come si può dedurre dai recenti studi di Fazzuoli (1974a e 1974b) e di Boccaletti, Fazzuoli & Manetti (1975).

TAB. I

| PALEOAMBIENTI | SUCCESSIONI COMPLETE — UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE: MEMBRI | FORMAZIONI | BIOZONE | ETA' | SUCCESSIONI CONDENSATE — BIOZONE | UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE: FORMAZIONI | MEMBRI | PALEOAMBIENTI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Bacino | | MAIOLICA | *Globigerina gr. infracretacica* | APTIANO INF. | *Globigerina gr. infracretacea* | MAIOLICA | | Bacino |
| | | | *Stomiosphaera moluccana e Radiolari* | BARREMIANO<br>HAUTERIVIANO | *Stomiosphaera moluccana e Radiolari* | | | |
| | | | *Calpionellites* | VALANGINIANO | *Calpionellites* | | | |
| | | | *Calpionellopsis* | BERRIASIANO | *Calpionellopsis* | | | |
| | | | *Calpionella* | TITONICO SUP. | *Calpionella* | | | |
| | | | *Crassicollaria* | | *Crassicollaria* | | MAIOLICA NODULARE | Seamount |
| | CALCARI DIASPRINI SUPERIORI | CALCARI DIASPRINI UMBRO-MARCHIGIANI | *Stomiosphaera moluccana e Saccocoma sp.* | TITONICO INF. | *Stomiosphaera moluccana, Saccocoma sp. e Aptychus spp.* | CALCARI NODULARI DEL BUGARONE | CALCARI NODULARI AD APTICI | |
| | | | *Radiolari e Saccocoma sp.* | KIMMERIDGIANO SUP. | *«resti organici spatizzati»* | | | |
| | DIASPRI | | *Radiolari* | KIMMERIDGIANO INF. | | | | |
| | CALCARI DIASPRINI INFERIORI | | *«resti filamentosi» e Radiolari* (CALCARI DETRITICI DEL MONTE VALVASSETO) | OXFORDIANO | *Globigerina oxfordiana* | | | |
| | | | orizzonte a G. oxfordiana (*«resti filamentosi» e Protopeneroplis striata*) | CALLOVIANO | | | | |
| | | CALCARI A POSIDONIA | *«resti filamentosi» (Posidonomya sp?)* | BATHONIANO<br>BAJOCIANO | *abbondanti «resti filamentosi»* | | CALCARI NODULARI NOCCIOLA | |
| | | ROSSO AMMONITICO (CALCARI E MARNE DEL SERTINO) | *«resti filamentosi concentrici»* | AALENIANO | | | | |
| | | | *«resti filamentosi» e Lagenidae* | TOARCIANO | | | CALCARI NODULARI E MARNE VERDI | |
| | | CORNIOLA | *Radiolari e spicole di Spugne* | PLIENSBACHIANO | *Ophthalmidium martanum e Involutina liassica* | | CALCARI STRATIFICATI GRIGI | |
| | | | | SINEMURIANO SUP. (LOTHARINGIANO) | *Valvulinidae, Lagenidae ed Echinodermi* | CALCARE MASSICCIO DEL MONTE NERONE | CALCARE MASSICCIO «B» | |
| Piattaforma carbonatica | | CALCARE MASSICCIO DEL BURANO | *«Noduli algali»* | SINEMURIANO INF. | *Palaeodasycladus mediterraneus e Solenoporaceae* | | CALCARE MASSICCIO «A» | Piattaforma carbonatica |
| | | | *Echinodermi e spicole di Spugne* | HETTANGIANO | *Valvulinidae e Solenoporaceae* | | | |
| | | CALCARI A *Rhaetavicula contorta* | ? | RETICO | ? | | | |

*re massiccio*. I rapporti tra le due formazioni sono sempre di natura tettonica, anche quando la *corniola* si appoggia a paleoscarpate costituite dal *calcare massiccio* (3). In ogni caso quest'ultimo è rappresentato dal *calcare massiccio del M. Nerone*. Fuori dell'area rilevata, poco più a sud, nel gruppo del M. Vettore, dove il suddetto passaggio è visibile, la *corniola* ha alla base il *calcare massiccio del M. Nerone*.

Per questo motivo le successioni indicate come *complete* nell'area studiata, sarebbero tali secondo le definizioni sopra ricordate, se alla base fosse presente il *calcare massiccio del Burano*, ma dovrebbero essere considerate *successioni composte* nel caso che la loro base fosse costituita dal *calcare massiccio del M. Nerone*.

## A) Successione completa

### *Corniola*

Come si è detto, non è possibile osservarne la porzione basale di passaggio al *calcare massiccio*. Per il resto essa è costituita da calcari micritici e talora da calcari da finemente a grossolanamente detritici (clastici e bioclastici), spesso gradati, di colore variabile dal grigio al nocciola o al plumbeo, con selce grigia o nerastra in straterelli o in lenti. Sono presenti livelli argilloso-marnosi, più frequenti verso il tetto della formazione. La stratificazione dei litotipi non detritici o finemente detritici, presenti verso l'alto, è in genere netta, con strati di spessore variabile in media tra i 20 e i 40 centimetri. Essa diventa irregolare, spesso lenticolare, nei litotipi detritici grossolani, frequenti nella parte media e bassa della porzione affiorante, dove lo spessore degli strati può raggiungere 1 o 2 metri.

Dal punto di vista tessiturale si tratta di biomicriti e biomicriti marnose a Radiolari, grosse spicole di Spugne, *Globochaete alpina* Lombard, *Lagenidae*, Ostracodi, resti di Echinodermi, Ammoniti; di biomicriti finemente clastiche e bioclastiche dove i granuli sono dispersi nella matrice, e di calcari clastici e bioclastici anche grossolani con scarso cemento spatico. I clasti, mai nettamente angolosi, provengono dal *calcare massiccio del M. Nerone* e dai *calcari stratificati grigi*. I bioclasti sono dati da frammenti di Echinodermi (più di frequente Crinoidi), *Dasycladaceae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Solenoporaceae* e da piccoli Foraminiferi arenacei, *Lagenidae, Ophthalmidium martanum* (Farinacci), *Involutina* sp., *Trocholina* sp., *Glomospira* sp., *Valvulinidae*. Anche il materiale bioclastico proviene quindi dalle sopracitate unità dei vicini alti stutturali.

Nella porzione superiore della *corniola* affiorante alla base della paleoscarpata giurassica che delimita il *calcare massiccio* della Valle del T. Fiastrone, si rinvengono, oltre a numerosi clasti grossolani (da un centimetro a qualche decimetro di diametro) arrotondati o a spigoli vivi, degli enormi blocchi di *calcare massiccio del M. Nerone* e di *calcari stratificati grigi*, il cui volume raggiunge l'ordine delle decine di metri cubi. Il fenomeno è ben osservabile lungo la strada per Bolognola, all'altezza della frazione di Villa da Piedi: in questa località la *corniola* presenta una giacitura irregolare in relazione all'azione meccanica dei suddetti "olistoliti" (fig. 1). Si tratta, come vedremo meglio in seguito, di materiale franato dal bordo del vicino alto strutturale del M. Sassotetto.

Il più esteso affioramento della *corniola* è quello della Valle dell'Ambro dove essa si appoggia alla paleoscarpata che delimita ad est l'alto strutturale delle Roccacce e dove lo spessore massimo può raggiungere i 300 metri. Altri affioramenti sono quelli della Valle del Fiastrone, dove i pochi metri di *corniola* osservabili sono riferibili alla porzione superiore della formazione, quelli di Fosso il Rio, e quello altrettanto modesto sulla sinistra della Valle del Tenna, caratterizzato da una forte componente clastica e bioclastica.

In generale la porzione affiorante della *corniola* è riferibile alla parte medio–superiore della biozona a Radiolari e spicole di Spugne: l'età è Pliensbachiano p.p.

Fatta eccezione per gli affioramenti ubicati sul fondovalle dell'Ambro, a monte delle Roccacce, nei quali si ha il passaggio diretto dalla *corniola* al *rosso ammonitico*, in tutte le altre località (versanti destro e sinistro della Valle dell'Ambro, Valle del Tenna - Fosso il Rio, Valle del Fiastrone) alla *corniola* seguono verso l'alto i *calcari e marne del Sentino* (4).

(3) – Infatti le faglie che hanno determinato le paleoscarpate nel Sinemuriano superiore, sono state riprese almeno per tutto il Giurassico.

(4) – Questa unità, introdotta da Centamore ed altri (1975), corrisponde alle *marne del M. Serrone* di Pialli (1969) ed alla *unità calcareo-marnosa del Sentino* di Centamore ed altri (1969; 1971).

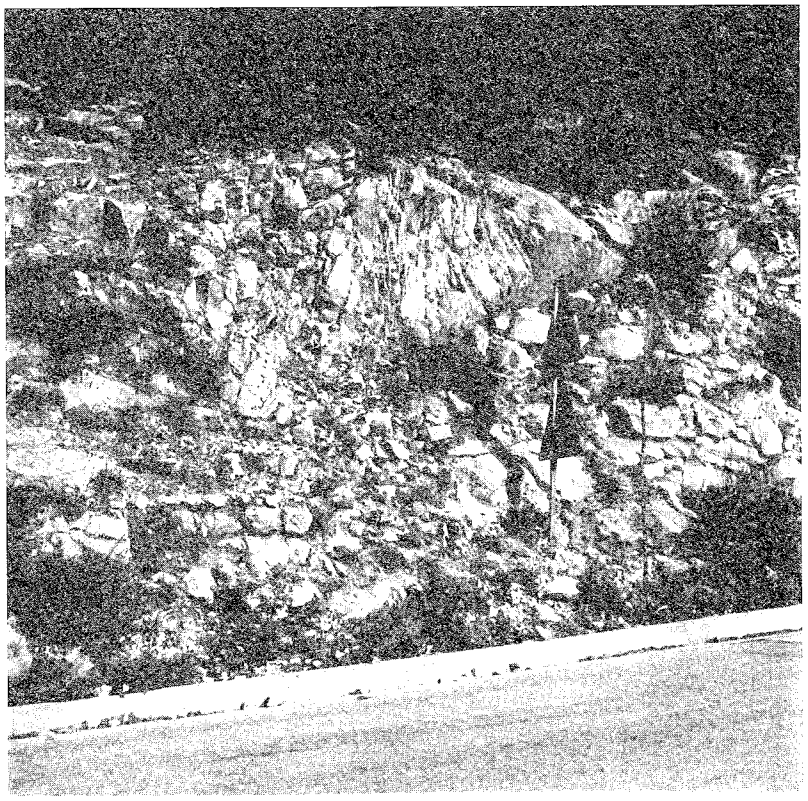

Fig. 1 - Blocco di *calcare massiccio del M. Nerone* inglobato nella porzione superiore della *corniola*. (Villa da Piedi, versante sinistro del T. Fiastrone).

*Rosso ammonitico*

Il *rosso ammonitico* è costituito in basso da alternanze di marne argillose fogliettate e di calcari e calcari marnosi nodulari, talora finemente bioclastici, subordinati rispetto alle prime. Procedendo verso l'alto, i calcari diventano gradualmente prevalenti rispetto alle marne e l'unità acquista nel complesso un carattere più marcatamente calcareo-marnoso. Il colore è prevalentemente rossastro con chiazze verdastre. Sono presenti numerose Ammoniti di piccole e medie dimensioni. Lo spessore si aggira sui 25-30 metri.

Il passaggio ai soprastanti *calcari a Posidonia* è molto graduale e di difficile definizione sul terreno: diminuiscono in genere le marne fino a scomparire mentre i calcari, spesso detritici e via via sempre più selciferi, acquistano un colore uniforme tendente al grigio o all'avana.

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, oltre alle citate Ammoniti, sono presenti *Globochaete alpina* Lombard , *Lagenidae,* Radiolari, Ostracodi, resti di Echinodermi e "resti filamentosi" frammentari e ricurvi (biozona a "resti filamentosi" e *Lagenidae*). Nella porzione superiore appaiono "resti filamentosi concentrici" talora molto abbondanti (biozona a "resti filamentosi concentrici").

L'età del *rosso ammonitico* è Toarciano-Aaleniano (5).

*Calcari e marne del Sentino*

Sul versante sinistro della Valle dell'Ambro, dove si hanno i più forti spessori e la migliore esposizione, l'unità di cui trattasi, nella sua porzione basale, presenta alternanze ritmiche di calcari marnosi, costituenti il litotipo prevalente, di marne e di sottili livelli di calcareniti laminate. Procedendo verso l'alto, dapprima aumenta lo spessore dei livelli marnoso-argillosi, e successivamente quello delle calcareniti che, verso la porzione mediana dell'unità, raggiungono 1-1,5 metri di spessore. Infine, nella parte sommitale, gli strati calcareo-detritici, talora gradati, diventano prevalenti rispetto ai calcari marnosi ed alle marne. I litotipi detritici, costituiti ora da biomicriti marnose clastiche e bioclastiche, ora da

(5) – Si deve osservare che, molto frequentemente, il *rosso ammonitico* presenta spessori ridotti (10-15 metri). In questi casi, però, trattasi della parte superiore o medio-superiore dell'unità riferibile all'Aaleniano o al Toarciano p.p. - Aaleniano, in quanto la porzione inferiore o medio-inferiore è sostituita dai *calcari e marne del Sentino*. Questi ultimi, a luoghi (versante destro dell'alta Valle del Tenna), sostituiscono completamente il *rosso ammonitico*.

calcari clastici e bioclastici con scarsa matrice micritica, hanno una granulometria da fine a media, raramente grossolana. Alla base degli strati detritici si rinvengono tracce di biostrutture e controimpronte probabilmente da corrente, deformate e indeterminabili. I calcari marnosi hanno una tipica frattura "a saponetta" e contengono talora liste di selce.

Lo spessore dell'unità è variabile da pochi metri (Valle dei Tre Santi, Fosso il Rio e versante destro della Valle dell'Ambro) a qualche decina di metri nella Valle del Fiastrone e sul versante destro del Tenna. In quest'ultima zona l'unità poggia sui *calcari stratificati grigi* e passa verso l'alto ai *calcari a Posidonia*. Sul versante sinistro della Valle dell'Ambro lo spessore si aggira invece sugli 80 metri.

Il contenuto organico è rappresentato da *Lagenidae*, Radiolari, spicole di Spugne, resti di Echinodermi, rari Ostracodi, ai quali si aggiungono successivamente "resti filamentosi", sostituiti nella parte alta dell'unità da "resti filamentosi concentrici". La frazione bioclastica è data dai seguenti fossili: resti di Echinodermi (tra cui Crinoidi), frammenti di *Dasycladaceae, Ophthalmidium martanum* (Farinacci), Foraminiferi arenacei e, nella parte superiore, da *"Dictyoconus"* cf. *cayeuxi* Lucas e *Nautiloculina* sp. Tra i clasti sono frequenti ooliti isolate e granuli rivestiti.

Parte degli apporti clastici e bioclastici, con particolare riguardo alla porzione medio-inferiore dell'unità, sembrano provenire dai vicini alti strutturali e precisamente dal *calcare massiccio* e dai *calcari stratificati grigi*. Non mancano, però, soprattutto nella parte superiore, elementi estranei al bacino umbro-marchigiano: infatti, come detto, sono stati riconosciuti tra i bioclasti *"Dictyoconus"* cf. *cayeuxi* Lucas e *Nautiloculina* sp., la cui provenienza è da ricercarsi nei coevi ambienti del margine esterno della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese.

Quando l'unità in esame presenta i massimi spessori (Valle dell'Ambro), vi si riconoscono la parte superiore della biozona a Radiolari e spicole di Spugne, la biozona a "resti filamentosi" e *Lagenidae*, e parte della biozona a "resti filamentosi concentrici".

I *calcari e marne del Sentino*, in questo caso, sono eteropici della porzione superiore della *corniola* e di buona parte del *rosso ammonitico*. Come già detto, nell'alta Valle del Tenna, la porzione superiore dell'unità in esame sostituisce tutto il *rosso ammonitico*. Pertanto, complessivamente, la sua età può estendersi dal Pliensbachiano superiore a tutto l'Aaleniano.

*Calcari a Posidonia*

Il passaggio dal sottostante *rosso ammonitico* è - come si è detto - graduale e di difficile definizione sul terreno. L'unità è costituita da calcari micritici, calcari micritici marnosi talora nodulari, calcari micritici con fine detrito clastico e bioclastico in quantità variabile, in alternanza, soprattutto verso la base, con sottili livelli marnoso-argillosi verdastri. Talora il materiale detritico è così abbondante da originare grossi strati, spesso gradati. E' presente la selce in straterelli, via via più abbondanti verso l'alto. Lo spessore degli strati calcarei varia da 5 centimetri a circa un metro, ed il colore è per lo più grigio o avana. L'unità si presenta con queste caratteristiche negli affioramenti di Fosso il Rio, Valle del Tenna, Valle dell'Ambro, Valle del Fiastrone e Valle dei Tre Santi. Lo spessore è variabile dai 15 ai 90 metri.

Il contenuto organico è dato da *Globochaete alpina* Lombard, *Lagenidae,* Radiolari, *Aptychus* sp., Ostracodi, "resti filamentosi" isorientati talora così abbondanti da costituire quasi interamente la roccia. Tra i fini bioclasti sono riconoscibili frammenti di Echinodermi e di Alghe calcaree, piccoli Foraminiferi arenacei, *Trocholina* sp.: si tratta della biozona a "resti filamentosi" (*Posidonomya* sp? ). L'età è Bajociano-Bathoniano (6).

*Calcari diasprini umbro-marchigiani*

L'unità, così definita da Centamore ed altri (1972), è equivalente ai *calcari granulari con diaspri* di Centamore ed altri (1971) e corrisponde in tutto o in parte agli *scisti ad aptici* o ai *calcari diasprini* degli altri Autori.

Essa è costituita da calcari micritici, calcari micritici più o meno silicizzati d'aspetto granulare (7) con liste e noduli di selce, da selce e da sottili partimenti marnosi. La stratificazione è quasi sempre netta e gli strati hanno spessori

(6) – In qualche caso (Le Roccacce nella Valle dell'Ambro), nella parte bassa dell'unità sono presenti livelli a "resti filamentosi concentrici". Sembra quindi che la deposizione dei *calcari a Posidonia* possa talvolta iniziare già nell'Aaleniano. Ciò probabilmente dipende dalla già citata gradualità del passaggio tra quest'ultima formazione ed il *rosso ammonitico*.

(7) – Tale aspetto macroscopico è dovuto alla silice diffusa sia di origine organica (Radiolari) che inorganica.

variabili dai 5 ai 20 centimetri. In generale, si è osservato che le selci prevalgono nella porzione mediana dell'unità, mentre nella porzione inferiore ed in quella superiore sono più abbondanti i calcari. Ciò permette una suddivisione in tre membri: *calcari diasprini inferiori, diaspri* e *calcari diasprini superiori*. Il colore prevalente è il verde, ma non mancano colorazioni rossastre, come si può osservare nella porzione superiore della sezione affiorante lungo la strada ad ovest di Villa da Piedi, sulla destra del T. Fiastrone; spesso, poi, nel membro intermedio diasprino, si hanno zone policrome.

Ai litotipi sopra citati si associano spesso calcari clastici e bioclastici con granulometria da fine a grossolana, in strati generalmente più spessi dei precedenti. Talora le facies detritiche più grossolane costituscono intercalazioni lentiformi ed hanno aspetto puddingoide, come si può osservare nella porzione superiore della formazione affiorante in destra della Valle del Fiastrone, ad ovest di Villa da Piedi (fig. 2). Le stesse condizioni si presentano negli affioramenti della parte basale dell'unità, sempre lungo la rotabile, in prossimità dell'ultima località. Qui, inoltre, nel membro inferiore dei *calcari diasprini umbro-marchigiani,* è presente un grosso "olistolite" costituito da calcari nodulari riferibili alla parte basale dei *calcari stratificati grigi* e proveniente quindi dalle *successioni condensate* del vicino M. Sassotetto. Altri elementi detritici di dimensioni variabili (generalmente tra 1 e 10 centimetri di diametro), tutti provenienti dalle *successioni condensate*, si ritrovano al passaggio tra questa unità e quella sottostante.

Lo spessore è molto variabile e generalmente diminuisce con l'approssimarsi ai *seamounts* giurassici. Esempi significativi di tale riduzione progressiva di spessore si hanno sul versante meridionale del M. Sassotetto, nella Valle dell'Ambro ad occidente e ad oriente delle Roccacce, e sul versante sinistro della Valle del Tenna. Nel primo caso, si passa da uno spessore piuttosto rilevante (90-100 metri) nell'alta Valle del Fiastrone, dove i *calcari diasprini* hanno una stratificazione regolare, a qualche decina di metri nell'alto versante meridionale del suddetto rilievo, dove la giacitura è disturbata da ripetuti *slumpings*. Non molto diversa è la situazione nelle altre due località. Di circa 65 metri è, infine, la potenza dell'unità lungo il versante destro della Valle del Fiastrone, ad ovest di Villa da Piedi, mentre supera i 100 metri nella Valle dei Tre Santi.

Il contenuto organico dei litotipi non detritici è dato, nel membro basale, da grossi Radiolari ai quali si associano ancora frequenti "resti filamentosi" in frammenti, rare *Lagenidae* e rari resti di Echinodermi (biozona a "resti filamentosi" e Radiolari); nel membro intermedio (bio-

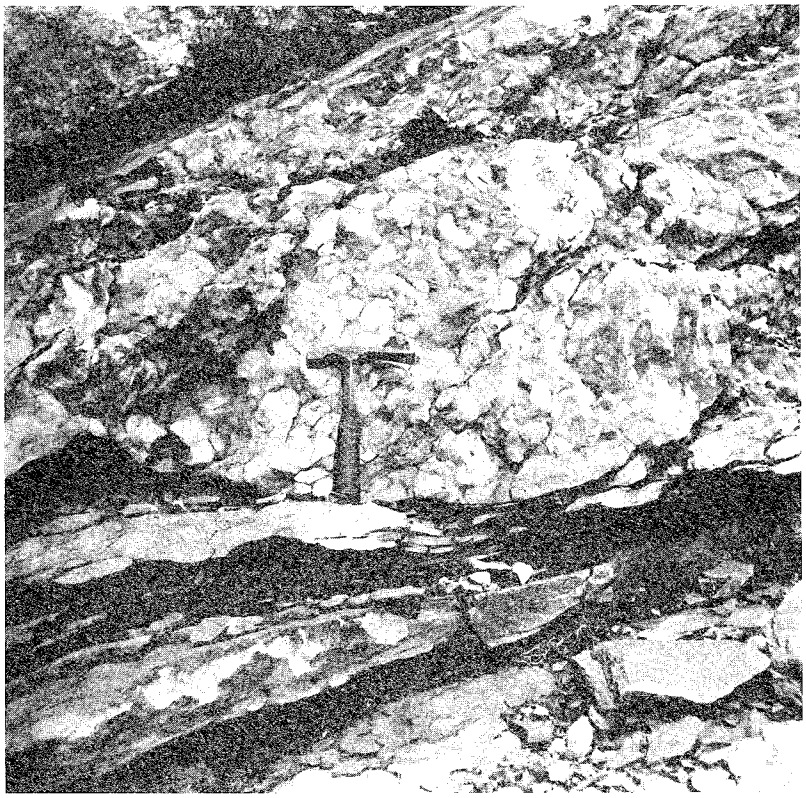

Fig. 2 - Lente di puddinga intercalata nei *calcari diasprini umbro-marchigiani*. Gli elementi sono rappresentati dai noduli che originariamente costituivano i sedimenti nodulari delle *successioni condensate* del M. Sassotetto. (Valle del T. Fiastrone).

zona a Radiolari) soltanto da grossi ed abbondanti Radiolari (*Cenosphaera* spp., *Dictyomitra* spp., *Lithostrobus* spp., forme delle famiglie *Staurosfaeridae* e *Spongodiscidae*). Nel membro superiore, infine, ai Radiolari si associano i primi *Saccocoma* sp. (biozona a Radiolari e *Saccocoma* sp.) e successivamente *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Globochaete alpina* Lombard, rare *Lagenidae*, *Aptychus* sp. e resti di Echinodermi (biozona a *Stomiosphaera moluccana* e *Saccocoma* sp.).

Per quanto riguarda i livelli detritici grossolani, i clasti derivano dai sedimenti consolidati o parzialmente consolidati delle *successioni condensate*. In particolare gli elementi consolidati provengono dai *calcari stratificati grigi* e quindi sono notevolmente più antichi dei sedimenti che li contengono. Quelli parzialmente consolidati provengono principalmente dalla porzione inferiore dei *calcari nodulari ad Aptici* (biozona a *Globigerina oxfordiana*). Gli elementi delle puddinghe sopracitate sono in genere rappresentati dai noduli che originariamente componevano i sedimenti nodulari dei *seamounts*.

Nei livelli detritici più fini, l'abbondante biodetrito è dato in parte da fossili provenienti dalle *successioni condensate* e in parte, talora, da fossili estranei al bacino umbro-marchigiano, quali ad es. *Trocholina* sp., *Protopeneroplis striata* Weynschenck, *Nautiloculina* sp. e frammenti di Alghe calcaree.

L'età complessiva dei *calcari diasprini umbro-marchigiani* si estende dal Calloviano al Titonico inferiore.

*Calcari detritici del M. Valvasseto*

Nella zona del M. Valvasseto, in eteropia parziale o totale con la porzione superiore del *rosso ammonitico* (Aaleniano), con i *calcari a Posidonia* (Bajociano - Bathoniano) e con la porzione inferiore dei *calcari diasprini umbro-marchigiani* (Calloviano - Oxfordiano), affiora una successione essenzialmente calcareo-detritica. Detta successione, costituita da strati calcarenitici e calciruditici, spesso gradati, talora di notevole spessore (fino a 1 metro), con sporadiche intercalazioni di sottili livelli marnosi e con selce abbondante soprattutto verso l'alto, si osserva, precisamente sul versante sud-orientale del M. Valvasseto (dove la sua potenza complessiva supera i 100 metri), nella parte occidentale della conchetta a nord dello stesso rilievo e, in minor misura, nei versanti sud-occidentale e nord-orientale di questo.

Riferendoci al contenuto organico, oltre ai fossili tipici di ambiente pelagico ("resti filamentosi" di vario tipo, Radiolari, *Lagenidae*), sono presenti, allo stato biodetritico, resti di Echinodermi, di Gasteropodi, di Alghe calcaree, *Valvulinidae, Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Ophthalmidiidae,* Foraminiferi arenacei, ecc. A questi fossili si associano nella parte inferiore *"Dictyoconus"* cf. *cayeuxi* Lucas, *Mesoendothyra* sp., *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), sostituiti nella parte superiore da *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Protopeneroplis striata* Weynschenck, *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp.

Buona parte delle forme citate, tipiche delle facies di piattaforma carbonatica del Dogger - Malm inferiore, sono sicuramente estranee al bacino di sedimentazione umbro-marchigiano. Alla luce delle attuali conoscenze sembra probabile che esse provengano dalle coeve zone marginali della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese (8).

**B) Successione condensata**

*Calcare massiccio del M. Nerone*

E' divisibile in due membri: *calcare massiccio A* e *calcare massiccio B*. Il primo, potente alcune centinaia di metri, è dato da una sequenza a carattere ciclotemico, nella quale un ciclo completo inizia con un banco di spessore variabile, da meno di un metro a una decina di metri, di calcare per lo più biancastro, spesso vacuolare; a questo segue un modesto livello, di qualche decimetro di spessore, di calcare nocciola o rosato straterellato, spesso oolitico; il ciclo si chiude con un livelletto arrossato di spessore per lo più millimetrico, ad andamento irregolare e/o con laminiti calcaree anch'esse millimetriche. Molto spesso il ciclo non è completo ed il livello arrossato o le laminiti calcaree possono sovrapporsi alla porzione massiva, così come può aversi una ripetizione ciclica dei due livelli superiori.

I litotipi più frequenti sono rappresentati da biomicriti e biomicruditi, biointraspatiti e in-

(8) – Questa unità corrisponde in parte ai *calcari detritici nocciola* di Centamore ed altri (1971) il cui limite superiore, per un errore grafico, è stato fatto coincidere con quello inferiore dei *calcari granulari con diaspri* (Tabella 17 del citato lavoro).

traspatiti, oospatiti e oospatruditi, e biopelspatiti. Le laminiti sono composte da lamine dolomitiche, stromatolitiche, di calcite spatica arrossata e sono talora associate a esigue concentrazioni del residuo insolubile dei carbonati.

Per quanto riguarda il contenuto organico, nella porzione inferiore sono presenti resti di Molluschi, di rari Echinodermi, di Ostracodi, di *Solenoporaceeae* e *Dasycladaceae*, ed inoltre, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus* sp., *Valvulinidae, Ammobaculites* spp., *Trocholina* sp., *Ophthalmidiidae, Nubeculariidae* e Foraminiferi arenacei indeterminati (biozona a *Valvulinidae* e *Solenoporaceae*).

Nella porzione superiore compare *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) che si associa ai fossili sopra citati (biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Solenoporaceae*).

Le tessiture, le strutture e le biofacies indicano un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica, oscillante da subcotidale poco profondo a intercotidale, fino a sopracotidale (Colacicchi ed altri 1969, 1970; Pialli, 1971).

Il *calcare massiccio B* è potente da qualche decina di metri a pochi metri e costituisce la parte terminale del *calcare massiccio del M. Nerone*. Esso è rappresentato da intraspatiti fini con granuli rivestiti aventi al nucleo resti organici in piccoli frammenti, e da biointraspatiti fini. In queste ultime buona parte della frazione organica è data da frammenti di Alghe calcaree, di Molluschi e di Echinodermi e da Foraminiferi bentonici a guscio arenaceo. Si tratta, per la maggior parte, degli organismi caretteristici del membro sottostante, successivamente rielaborati *in situ*, in relazione ad un incremento dell'energia ambientale. Ai fossili suddetti si associano, spesso in rilevante quantità, spicole di Spugne e *Lagenidae*, la cui presenza denota un ambiente caratterizzato da una continua e diretta comunicazione con il mare aperto. Ciò si verifica alla sommità dei *seamounts* (interpretabili come residui isolati della piattaforma carbonatica in via di smembramento) nella prima fase del loro affondamento. Questi sedimenti, per litologia e contenuto fossilifero, corrispondono a quelli interpretati come *barra oolitica* da Colacicchi & Pialli (1974).

L'età della formazione in parola è Hettangiano - Sinemuriano (9).

Il *calcare massiccio del M. Nerone* affiora estesamente nell'area studiata. A partire da nord ne troviamo un primo lembo tra il Pizzo di Chioggia e la Punta del Ragnolo, limitato verso est da una faglia. Qui ad esso seguono, in successione stratigrafica, i *calcari nodulari del Bugarone*. Verso sud, questo lembo è separato da una faglia dal *calcare massiccio* di Pizzo di Meta i cui rapporti con i termini più recenti (parte alta dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*) sono sempre di natura tettonica.

Procedendo verso sud si rinviene il *calcare massiccio* di M. Sassotetto - Bolognola, ricoperto a tetto dai termini della *successione condensata* e limitato verso il Fiastrone da una paleoscarpata con andamento ENE-WSW alla quale si appoggiano i terreni della *successione completa*.

Poco ad ESE si ha il vasto affioramento di M. Valvasseto-Valle dei Tre Santi, interessato da numerose faglie, in parte giurassiche, in parte più recenti, che rendono notevolmente complicato lo studio degli originari rapporti stratigrafici e la ricostruzione, nel dettaglio, dell'evoluzione paleogeografica della zona.

Ancora più a sud il *calcare massiccio* della Valle dell'Ambro (le Roccacce) costituisce un affioramento allungato in direzione NNW-SSE e limitato ai lati da paleoscarpate giurassiche aventi lo stesso andamento.

Nella porzione meridionale dell'area in esame si trova l'esteso affioramento della Valle del Tenna. La buona esposizione ed i chiari rapporti con i termini più recenti della serie forniscono utili elementi per precisare l'evoluzione dell'area stessa durante il Giurassico. Altri modesti affioramenti sono quelli di Fosso il Rio, affluente di sinistra del Tenna, i cui contatti con i termini della successione completa sono di natura tettonica, e quelli di Valle Lunga e di Valle Orteccia, nell'alto bacino del Tenna. Quest'ultimo, costituito dal *calcare massiccio A*, presenta la superficie terminale interessata da cavità irregolari, riempite da calcari micritici e dolomicritici straterellati, con "resti filamentosi", e da clasti dello stesso *calcare massiccio*. Ricordiamo, infine, il piccolo lembo che dall'Infernaccio del Tenna prosegue fino al Fosso il Rio, le cui condizioni

(9) – Nella potente succesione campionata sul versante sinistro della Valle del Tenna, in un campione prelevato a circa 400 metri dal tetto della formazione, è presente

*segue nota* 9

una associazione ad Alghe *Dasycladaceae* che, pur appartenendo probabilmente a specie e generi non ancora conosciuti, presentano (secondo il giudizio del Prof. A. Praturlon) forte affinità con generi triassici. Pertanto la porzione inferiore del *calcare massiccio del M. Nerone* potrebbe raggiungere il Trias superiore.

giaciturali sono poco chiare per la forte tettonizzazione che interessa questa parte dei Sibillini, in relazione al fenomeno di "accavallamento".

Per quanto riguarda gli spessori affioranti, si va dalle poche decine di metri al Pizzo di Chioggia ai circa 600 metri nella Valle del Tenna.

*Calcari nodulari del Bugarone*

Con questa denominazione viene indicato l' insieme dei sedimenti compresi tra il *calcare massiccio del M. Nerone* e la base della *maiolica*, essendo la struttura nodulare uno dei caratteri macroscopici distintivi più importanti per il loro riconoscimento. La migliore esposizione finora osservata si ha lungo il Fosso Bugarone, al M. Nerone (Marche settentrionali). Qui la formazione è suddivisibile in quattro membri (Centamore ed altri, 1971) che, dal più antico al più recente, sono:

a) - *calcari stratificati grigi*

b) - *calcari nodulari e marne verdi*

c) - *calcari nodulari nocciola*

d) - *calcari nodulari ad Aptici* (10)

Essa presenta variazioni laterali di spessore e, talora, lacune più o meno ampie.

I *calcari nodulari del Bugarone* corrispondono in parte alla *fomazione del Bugarone* di Centamore ed altri (1972) e di Jacobacci ed altri (1974) (11).

Bisogna ricordare però che nell'area rilevata non sempre i quattro membri sono nettamente differenziabili. In particolare il membro b), più marnoso, può essere sostituito da una facies calcarea nodulare, simile al membro c), come si osserva, ad esempio, nella successione a tetto del *calcare massiccio* di Pizzo di Chioggia - Punta del Ragnolo ed, in parte, in quella a tetto del *calcare massiccio* sul versante sinistro della Valle del Tenna. D'altra parte il membro c) può essere parzialmente sostituito da una facies marnosa simile a b), come avviene sul versante occidentale del M. Sassotetto, lungo la strada per Bolognola (poco fuori l'area studiata). Inoltre il membro superiore può essere sostituito, in parte, da "calcari silicizzati con noduli e liste di selce", interpretabili come interdigitazioni della coeva formazione dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*: ciò si verifica spesso nelle *successioni condensate* di M. Sassotetto ed in quelle del versante sinistro della Valle del Tenna.

Si può fin d'ora dire che, in generale, quest' ultima situazione denota condizioni paleoambientali di bordo dei *seamounts*; con graduali aumenti dello spessore dei sedimenti silicei si passa, infatti, lateralmente alla formazione dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*, tipica delle successioni di bacino.

I *calcari stratificati grigi* si presentano con litofacies diverse da zona a zona. Ne sono state distinte essenzialmente due. Una riferibile a quella descritta da Centamore ed altri (1971) per il Fosso Bugarone: calcari prevalentemente micritici ben stratificati, di colore grigio o nocciola, con superfici stilolitiche e sottili veli marnosi, ed a struttura nodulare verso l'alto. Questa litofacies si rinviene a Pizzo di Chioggia - Punta del Ragnolo, lungo la strada Acquacanina - Bolognola (poco fuori dell'area rilevata) e nelle successioni condensate della Valle del Tenna. L' altra, caratterizzata da calcari prevalentemente micritici, da nocciola a rosei, per lo più in bancate, ricchissimi di Ammoniti, Belemniti, Brachiopodi e Crinoidi (che la assimilano ad una vera e propria "lumachella"), affiora estesamente nel gruppo dei monti Sassotetto - Valvasseto, ed alle Roccacce, nell'alta Valle dell'Ambro (fig. 3).

Dal punto di vista tessiturale ambedue le litofacies sono rappresentate da biospatiti con intraclasti e granuli rivestiti, in basso; da biomicriti intraclastiche, da biomicriti e biomicruditi nella porzione mediana; da biomicriti e biomicruditi nodulari verso il tetto. Il contenuto organico, qualitativamente comune alle due facies, è dato da *Globochaete alpina* Lombard, *Lagenidae, Trocholina* cf. *conica* (Schlumberger), *Involutina liassica* (Jones), *Spirillina* sp., *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), scarsi Radiolari, abbondanti spicole di Spugne, Ostracodi, piccoli Gasteropodi, Ammoniti, Brachiopodi e resti di Echinodermi, tra i quali prevalgono i Crinoidi (biozona a *Ophthalmidium martanum* e *Involutina liassica*).

I membri b) e c) sono rappresentati da biomicriti e biomicruditi marnose nodulari con in-

(10) – Il membro a) corrisponde alla *corniola Auctorum* p.p., talora al *rosa a Crinoidi* di Colacicchi ed altri (1970) ed alla *corniola nodulare* di Passeri (1971); i membri c) e d) equivalgono in tutto o in parte al *grigio ammonitico* di Colacicchi & Pialli (1967).

(11) – Si deve far notare che gli Autori citati limitano la denominazione a *successioni condensate continue*. Nei casi in cui sono presenti lacune (per mancanza di uno o più membri), gli stessi litotipi non vengono considerati come facenti parte di questa formazione, ma sono riferiti alle cosidette *successioni ridotte*).

Fig. 3 - Facies a "lumachella" dei *calcari stratificati grigi*. (M. Valvasseto).

tercalazioni marnose di colore verdastro per la facies calcareo-marnosa, e da biomicriti e biomicruditi spesso nodulari, più o meno marnose, per la facies calcarea. Il contenuto organico è dato da abbondanti "resti filamentosi" associati a *Globochaete alpina* Lombard, *Lagenidae*, Radiolari, spicole di Spugne, Ostracodi, piccoli Gasteropodi, Ammoniti e rari resti di Echinodermi. I "resti filamentosi" aumentano sensibilmente nella porzione superiore, contemporaneamente alla diminuzione delle *Lagenidae*, delle spicole di Spugne e dei resti di Echinodermi. I due membri sono complessivamente riferiti alla biozona ad abbondanti "resti filamentosi".

Il membro d) è rappresentato da biomicriti e biomicruditi marnose, spesso nodulari, ben stratificate, di colore grigio-verdastro, talora con veli marnosi e con superfici stilolitiche. Dal punto di vista biostratigrafico vi si riconoscono tre biozone. Nella porzione inferiore si rinvengono: *Globochaete alpina* Lombard, *Globigerina oxfordiana* Grigelis, rare *Lagenidae,* abbondanti Radiolari, Ostracodi, "resti filamentosi", piccoli Gasteropodi, Ammoniti (biozona a *Globigerina oxfordiana*). Nella porzione media i resti organici, spesso in frammenti talora elaborati, comunemente ricristallizzati ed alcune volte in avanzato stato di dissoluzione, sono dati da *Aptychus* sp., abbondanti Ammoniti, resti di Brachiopodi e di Echinodermi. A questi si associano, contemporaneamente, sia rare *Globigerina oxfordiana* Grigelis e "resti filamentosi", sia *Saccocoma* sp. e *Stomiosphaera moluccana* Wanner, ed inoltre *Globochaete alpina* Lombard, Radiolari e Ostracodi (biozona a "resti organici spatizzati"). Nella porzione superiore si rinvengono *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Globochaete alpina* Lombard, rare *Lagenidae, Spirillina* sp., frequenti Radiolari, Ostracodi, *Saccocoma* sp., *Aptychus* spp., frequenti Ammoniti e Brachiopodi (biozona a *Stomiosphaera moluccana*, *Saccocoma* sp. ed *Aptychus* spp.).

Complessivamente l'età della formazione in esame si estende dal Pliensbachiano al Titonico inferiore.

Viene data qui di seguito l'ubicazione e la descrizione delle *successioni condensate* osservate nell'area studiata (12).

*Successioni condensate continue*

Sicure *successioni condensate* di questo tipo sono quelle di Pizzo di Chioggia - Punta del Ragnolo, dove lo spessore maggiore spetta ai *calcari stratificati grigi*, mentre i membri più recenti sono estremamente condensati (fig. 4). Sul versante occidentale del M. Sassotetto se ne osservano due: una a tetto dello spuntone di *calcare massiccio* di quota 1320 (poco ad ovest del fosso che scende da S. Maria Maddalena); l'altra lungo la strada Acquacanina - Bolognola, poco fuori dell'area studiata. Un'ultima *successione condensata* continua affiora sul versante sinistro della Valle del Tenna, fatta eccezione per l'estremità orientale del versante dove si ha una successione lacunosa. Essa è caratterizzata dalla presenza di un esiguo livello di "calcari silicizzati con noduli e liste di selce", alla base del membro d).

*Successioni condensate lacunose*

Tali successioni sono più frequenti di quelle continue e sono diverse tra loro per la posizione e l'estensione della o delle lacune. Diamo qui una rapida descrizione delle diverse situazioni riscontrate, raggruppate per aree di affioramento.

(12) – L'anali stratigrafica di dettaglio di alcune delle successioni qui descritte e di alcune *successioni complete e composte*, viene esposta nella nota di Chiocchini M., Deiana G. & Pieruccini U.: "Stratigrafia di alcune successioni giurassiche dei M. Sibillini orientali" (in preparazione).

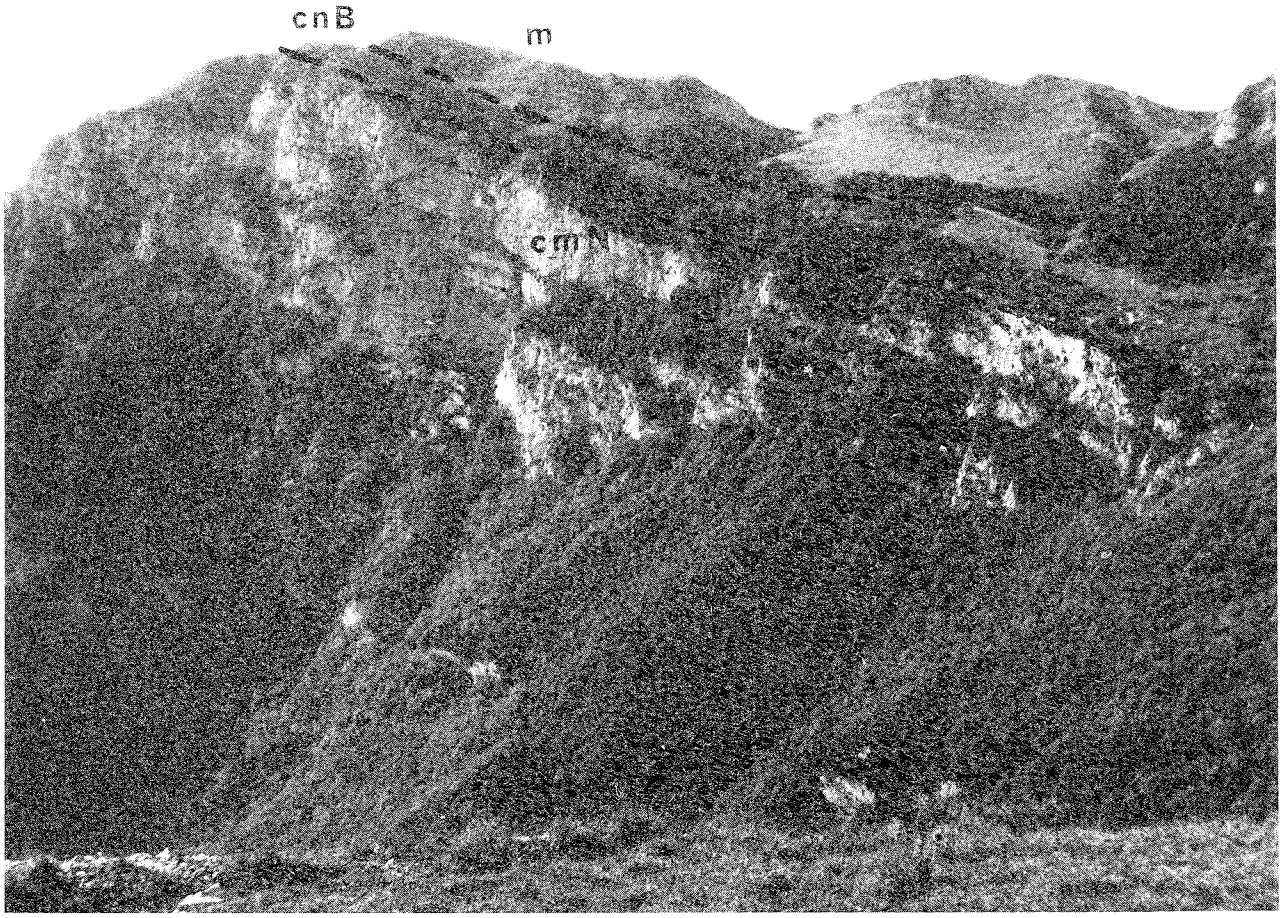


Fig. 4 - Successione *calcare massiccio del M. Nerone* (cmN) – *calcari nodulari del Bugarone* (cnB) – *maiolica* (m). Nel bosco sottostante la scarpata costituita dal *calcare massiccio* si intravedono strati di *maiolica* subverticali. (Punta del Ragnolo - Pizzo di Chioggia).

a) - Area del M. Sassotetto.

Lungo la strada che attraversa l'alto versante meridionale del M. Sassotetto, a tetto del *calcare massiccio* di Bolognola, si possono osservare due diverse successioni. Una, più orientale, è costituita dal *calcare massiccio A*, sul quale poggia la porzione superiore dei *calcari stratificati grigi*, attraversata da piccoli filoni. E' quindi presente una lacuna che si estende dal Sinemuriano p.p. al Pliensbachiano p.p. Una seconda lacuna, estesa dal Toarciano a gran parte del Kimmeridgiano, è presente al tetto dei *calcari stratificati grigi*, sui quali poggiano direttamente i "calcari silicizzati con liste e noduli di selce" (con uno spessore di 10 metri) interessati da *slumpings*. Tra questi ultimi e la *maiolica*, fortemente dolomitizzata, sono interposti 2-3 metri di *calcari nodulari ad Aptici* ammonitiferi del Titonico inferiore.

L'altra successione, separata dalla precedente da una faglia ad andamento NNW-SSE, differisce da quest'ultima per una più ampia lacuna (Toarciano - Titonico inferiore) esistente tra i *calcari stratificati grigi* e un soprastante livello di "calcari silicizzati" di 2 metri di spessore. Questi ultimi sono separati dalla *maiolica*, costituita da spessi strati dolomitizzati, da una superficie netta, forse di erosione. Il *calcare massiccio* ed i *calcari stratificati grigi* di questa successione, sono attraversati da numerosi filoncelli: quelli del *calcare massiccio* sono riempiti da materiali dei *calcari stratificati grigi*, mentre i filoni entro questi ultimi contengono materiali delle facies nodulari (Toarciano - Bathoniano), assenti al di sopra dei *calcari stratificati grigi* stessi.

Abbandonando la citata rotabile e spostandosi verso ovest si riscontrano alcune situazioni diverse l'una dall'altra pur a poca distanza tra loro. Così tra la strada e la quota 1298, dove la mulattiera attraversa il fosso, si hanno in breve spazio le seguenti situazioni:

– *calcare massiccio A* - lacuna (estesa dal Sinemuriano p.p. al Pliensbachiano p.p. ) - porzione superiore dei *calcari stratificati grigi* - lacuna

(estesa dal Toarciano al Titonico inferiore p.p.) - *calcari nodulari ad Aptici;*

– *calcare massiccio A* (attraversato da filoni con riempimento di materiale a "resti filamentosi") - lacuna (estesa dal Sinemuriano superiore al titonico inferiore p.p.) - *calcari nodulari ad Aptici.*

Più a SW, a quotá 1200, sulla sinistra del fosso che scende da S. Maria Maddalena, si riscontra una lacuna che si estende dal Sinemuriano p.p. al Kimmeridgiano p.p. Infatti sul *calcare massiccio* poggiano due metri di "calcari silicizzati con liste e noduli di selce", riferiti al Kimmeridgiano superiore. Questi ultimi passano verso l'alto ai *calcari nodulari ad Aptici.*

Ad ovest del fosso già citato, si rinvengono altre *successioni condensate* lacunose: la lacuna più ampia è quella osservata sullo spuntone al di sotto di quota 1253 dove è estesa dal Sinemuriano p.p. fino al Titonico superiore, per la sovrapposizione diretta della *maiolica* al *calcare massiccio A.*

All'estremità occidentale dell'area (lungo il sentiero proveniente da località Riterria), si ha infine una successione costituita dal *calcare massiccio A,* dalla parte medio-superiore dei *calcari stratificati grigi* e dai *calcari nodulari ad Aptici.* Sono presenti pertanto due lacune, di cui la superiore di più ampie dimensioni.

b) - Area della Valle del Tenna.

Una tipica *successione condensata* lacunosa è quella ubicata sul versante settentrionale del M. Sibilla. Qui si ha un contatto diretto tra *calcare massiccio A* e *calcari nodulari ad Aptici* con forte discordanza angolare: l'ampia lacuna si estende dal Sinemuriano superiore al Titonico inferiore.

Un'altra successione di questo tipo si rinviene sul versante sinistro del Tenna, all'estremità orientale del nucleo di *calcare massiccio*, subito a NE della quota 1619. Qui la lacuna è estesa dal Toarciano p.p. al Kimmeridgiano superiore p.p., poiché si passa direttamente dai *calcari nodulari e marne verdi* ai "calcari silicizzati con noduli e liste di selce" (spessore 1-2 metri). L'estensione della lacuna aumenta procedendo verso NE, dove sulla porzione basale dei *calcari stratificati grigi* (Pliensbachiano p.p.) poggiano i "calcari silicizzati" suddetti (Kimmeridgiano superiore p.p.). Inoltre si osserva una discordanza angolare tra il *calcare massiccio* e i sovrastanti *calcari nodulari del Bugarone* (fig. 5).

C) Successione composta

Rappresenta la situazione più comune nell' area studiata e maostra un'estrema variabilità di caratteri da luogo a luogo, sia in relazione al momento di passaggio da condizioni di alto strutturale a quelle di bacino, sia per l'estensione della o delle lacune presenti (13). Viene data una rapida descrizione delle diverse successioni di questo tipo, raggruppate per aree di affioramento.

a) - Valle del Tenna

Gli esempi più significativi, per l'ottima esposizione, si rinvengono nell'alta Valle del Tenna. Qui, sulla sinistra della Valle Lunga (versante orientale di Cima Cannafusto), si osserva il passaggio diretto dal *calcare massiccio del M. Nerone* alla porzione superiore dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*, con lacuna estesa dal Sinemuriano p.p. al Kimmeridgiano p.p. Procedendo verso est, sul versante destro della valle, si possono osservare le seguenti situazioni al tetto del *calcare massiccio*, qui in blocchi separati da faglie.

1) - Sovrapposizione diretta della porzione superiore dei *calcari e marne del Sentino* ai *calcari stratificati grigi*, con lacuna estesa dal Pliensbachiano p.p. all'Aaleniano p.p. I *calcari stratificati grigi*, nella tipica facies "a lumachella", si appoggiano irregolarmente al *calcare massiccio* e presentano strutture di disseccamento; contengono inoltre brecce arrossate i cui elementi derivano dalla porzione basale della stessa unità. La lacuna sembra quindi dovuta ad emersione, avvenuta all'inizio della deposizione dei *calcari stratificati grigi* stessi.

2) - Sovrapposizione diretta al *calcare massiccio del M. Nerone* dei *calcari a Posidonia*, con lacuna stratigrafica più ampia della precedente (Sinemuriano p.p. - Bajociano p.p.). Sia al passaggio tra i *calcari a Posidonia* ed i soprastanti *calcari diasprini umbro-marchigiani*, che entro questi ultimi, si rinvengono livelli lentiformi di puddinghe i cui elementi non sono altro che i noduli provenienti dall'erosione dei calcari nodulari di vicine successioni di *seamount*.

3) - Contatto, in parte obliterato dalla tettonica recente, tra il *calcare massiccio del M. Ne-*

(13) – Le lacune possono essere ubicate o nella porzione di *successione condensata* o al passaggio tra quest'ultima ed i soprastanti termini della *successione completa.* Non mancano però esempi di presenza contemporanea dei due tipi di lacune.

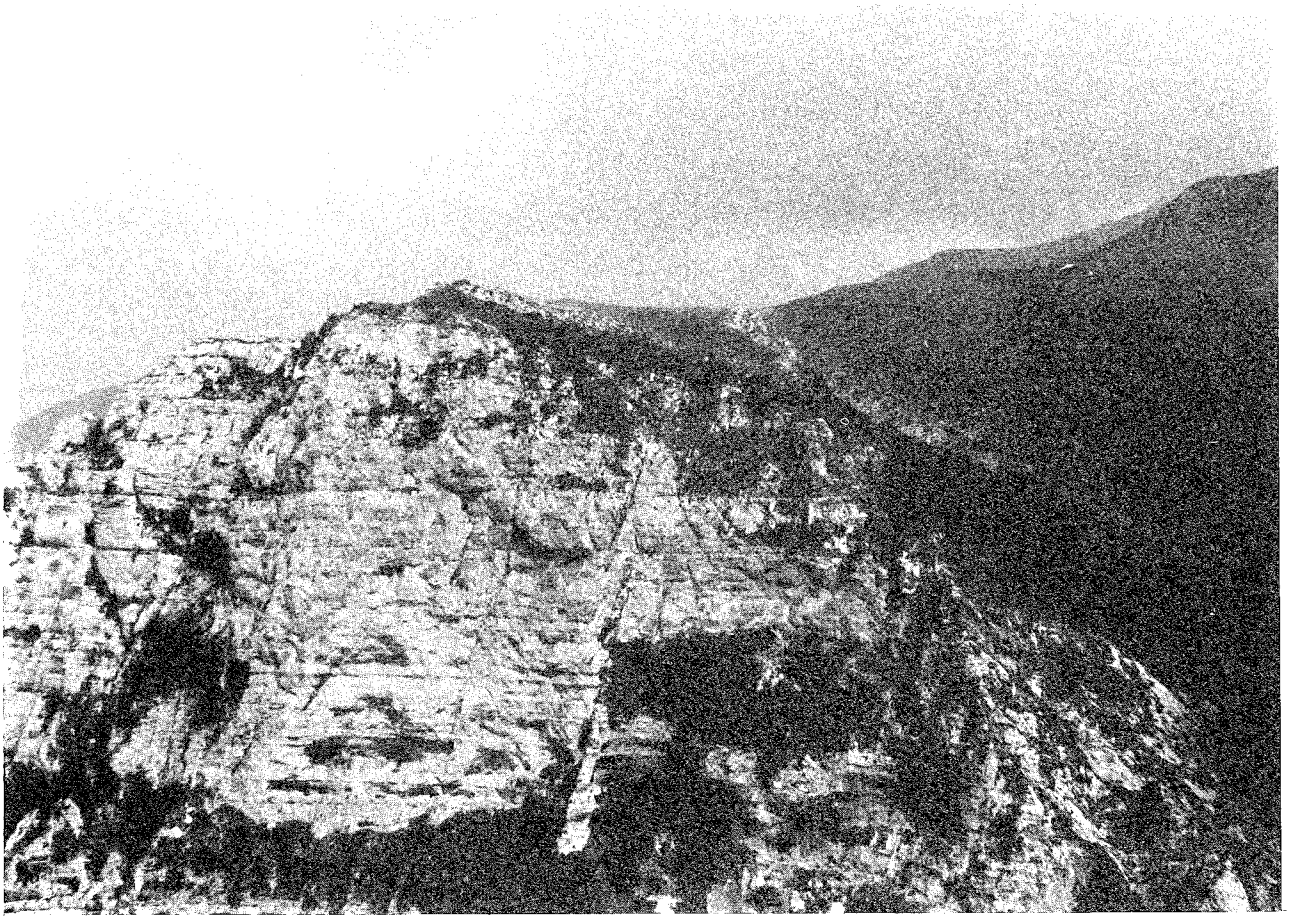

Fig. 5 - Contatto discordante tra *calcare massiccio del M. Nerone* e *calcari nodulari del Bugarone*. La base di questi coincide col limite inferiore del bosco, il tetto con l'orlo superiore del bancone in rilievo. (Versante sinistro dell'alta Valle del F. Tenna).

*rone* e la porzione basale dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*; la lacuna è qui ancora più ampia (Sinemuriano p.p. - Malm inferiore p.p.).

4) - Ad oriente della *successione condensata* lacunosa descritta in precedenza (sotto il M. Sibilla), si passa ad una particolare *successione composta*, visibile fino all'estremità orientale del nucleo giurassico in esame. Dal basso verso l'alto si osserva: *calcari stratificati grigi* (spessore 7-8 metri) – facies calcareo-marnosa nodulare, rossastra, simile al *rosso ammonitico* (spessore 6-7 metri), in continuità stratigrafica con l'unità precedente – calcari nodulari nocciola e rosati (3-4 metri), in continuità stratigrafica – lacuna estesa dal Dogger superiore al Kimmeridgiano superiore – porzione superiore dei *calcari diasprini umbro-marchigiani* (spessore 20 metri), in evidente discontinuità stratigrafica.

La successione sopra descritta è variabile lateralmente; in particolare la facies calcareo-marnosa nodulare rossastra è a luoghi sostituita dai tipici *calcari nodulari e marne verdi*. Inoltre i *calcari stratificati grigi* ed il *calcare massiccio* sono talora fortemente discordanti tra loro, con probabile lacuna intermedia.

L'analisi microscopica della facies calcareo-marnosa nodulare rossastra ha messo in evidenza delle associazioni fossilifere del Toarciano - Aaleniano, con caratteristiche intermedie tra quelle tipiche di *seamount* e quelle tipiche di bacino.

b) Valle dell'Ambro

Il *calcare massiccio* delle Roccacce costituisce una grossa lama allungata da NNW a SSE, circondata dai termini della *successione completa*, che vi si appoggiano lateralmente e, in parte, la ricoprono alle due estremità. I contatti di questi ultimi con il *calcare massiccio* sono tettonici: si tratta di faglie liassiche, riprese durante i tempi giurassici e rimaste pressoché inattive nei tempi successivi. L'età liassica delle faglie è dimostrata dall'analisi stratigrafica eseguita a tetto del *calcare massiccio* stesso e verso i contatti con i termini più recenti della successione giurassica, all'estremità settentrionale della lama. Si

è, infatti, constatata l'esistenza, a tetto del *calcare massiccio*, di una particolare facies di *calcari stratificati grigi* (14). Questi fanno passaggio ad una facies calcarea del Toarciano - Aaleniano, con caratteristiche litologiche e paleontologiche intermedie tra quelle delle *successioni condensate* e quelle delle *successioni complete*; segue una facies francamente di bacino rappresentata dai *calcari a Posidonia*. Materiali di quest'ultima unità si rinvengono come riempimento di fratture nel *calcare massiccio*. E' questo un esempio di *successione composta* priva di lacune.

c) - Valle dei Tre Santi - M. Valvasseto

Questa area è complicata dall'esistenza di un'intensa tettonica sia giurassica che postgiurassica, per cui risulta difficile la ricostruzione degli originari rapporti stratigrafici.

Sul M. Valvasseto, al *calcare massiccio del M. Nerone* seguono i *calcari stratificati grigi*, soprattutto nella facies a "lumachella", i quali passano, talora, verso l'alto, a calcari nodulari del Toarciano - Aaleniano (ad es. all'estremità orientale della conchetta a nord del rilievo). Sia tra i *calcari stratificati grigi* che tra i calcari nodulari si intercalano livelli clastici e bioclastici, i cui elementi provengono principalmente dal *calcare massiccio*. Gli elementi clastici possono raggiungere le dimensioni di grossi blocchi.

In generale con il Bajociano - Bathoniano, attorno al M. Valvasseto, inizia la sedimentazione di bacino, rappresentata dai *calcari detrici del M. Valvasseto*. Questi, sul fianco sud-occidentale, poggiano in netta discordanza sui *calcari stratificati grigi*, blandamente piegati verso SW assieme al sottostante *calcare massiccio*.

Sul fianco sud-orientale invece, la sedimentazione di bacino inizia in tempi precedenti, a partire cioè dall'Aaleniano : è qui che i *calcari detritici del M. Valvasseto* hanno il loro maggior spessore.

Più a sud, sul fondo della Valle dei Tre Santi, la successione è data da: *calcare massiccio del M. Nerone - calcari stratificati grigi - calcari e marne del Sentino*. Tra queste due ultime unità è presente una lacuna che si estende dal Pliensbachiano p.p. al Toarciano p.p. Seguono verso l'alto gli altri termini della *successione completa*.

(14) – Trattasi dei sedimenti tipici dei *calcari stratificati grigi* ai quali si intercalano livelli di calcari clastici e bioclastici, i cui elementi provengono dall'erosione della stessa unità in via di deposizione in parti più elevate nell'ambito dello stesso alto strutturale.

Ancora più a sud, sul versante destro della valle, i rapporti tra *calcare massiccio* e i termini della *successione completa* (*calcari a Posidonia*) sono di natura tettonica.

d) - Valle del Fiastrone - M. Sassotetto

Lungo la Valle del Fiastrone, presso Villa da Piedi, la parte superiore della *corniola* si appoggia generalmente al *calcare massiccio del M. Nerone*; talora al passaggio tra le due unità è presente un esiguo livello di *calcari stratificati grigi*.

Sul versante meridionale del M. Sassotetto si osserva la seguente successione: *calcare massiccio* – *calcari stratificati grigi* – calcari nodulari del Toarciano - Aaleniano – *calcari a Posidonia*.

Lungo la strada che da Pintura di Bolognola porta al Passo di S. Maria Maddalena, all'estremità orientale dell'affioramento di *calcare massiccio*, si ha, infine, la seguente situazione: *calcare massiccio A* – lacuna (estesa dal Sinemuriano p.p. a buona parte del Pliensbachiano) – *calcari stratificati grigi* (porzione medio-superiore) – lacuna (estesa dal Toarciano a tutto il Bathoniano) – *calcari diasprini umbro-marchigiani*, ricchi di *slumpings* che, con spessore ridotto a una decina di metri, abbracciano l'intervallo di tempo esteso dal Calloviano al Kimmeridgiano superiore. I *calcari diasprini* sono separati dalla *maiolica* tramite una faglia di piccolo rigetto.

Tra il *calcare massiccio A* e i *calcari stratificati grigi* si osserva un sottile livello ad Ostracodi, laminato ed arrossato, di età imprecisabile, che potrebbe essere indicativo di un episodio emersivo; un secondo livello ad Ostracodi è intercalato ai *calcari stratificati grigi*.

Il ridotto spessore dei *calcari diasprini umbro-marchigiani* deve essere messo in realzione con la loro sedimentazione avvenuta al bordo dell'alto strutturale del M. Sassotetto.

## FORMAZIONI TITONICO–OLIGOCENICHE

### *Maiolica*

Sia i *calcari diasprini umbro-marchigiani*, sia i *calcari nodulari ad Aptici* passano gradualmente verso l'alto alla formazione della *maiolica*. Questa unità si presenta con spessori diversi da luogo a luogo, minori in corrispondenza delle strutture positive giurassiche, maggiori in corrispondenza delle aree giurassiche di bacino. Così si va da 150 metri al M. Sassotetto, a più di 200 metri nella Valle del Fiastrone; dai 175 metri dell' estremità meridionale delle Roccacce ai 400

metri circa dell'attigua località Ara della Regina; dai 200-250 metri degli alti versanti della Valle del Tenna ai 300 metri circa del versante destro del vicino Fosso il Rio. Spessori di circa 150-200 metri si misurano in corrispondenza di Cima Cannafusto (alta Valle del Tenna), e di 320 metri in località Passo Ventoso, sul versante destro della Valle dei Tre Santi.

Anche le caratteristiche litologiche della *maiolica* affiorante a tetto delle *successioni condensate* giurassiche differiscono da quelle della stessa unità presente al di sopra delle *successioni complete*; questo risulta particolarmente evidente nella porzione inferiore della formazione, mentre verso l'alto dette caratteristiche tendono ad uniformarsi.

Nel primo caso si hanno, inizialmente, calcari micritici, spesso nodulari, tipicamente dolomitizzati, di colore grigio-biancastro, a stratificazione indistinta, con selce scarsa o assente (*maiolica nodulare*); questi passano in alto a calcari micritici ben stratificati (spessore medio degli strati 20-40 centimetri) con selce in straterelli e noduli, con dolomitizzazione scarsa o assente.

Nel secondo caso, invece, dalla base al tetto i caratteri litologici della *maiolica* si mantengono piuttosto uniformi: si tratta di calcari micritici biancastri a stratificazione sottile e regolare, con selce sempre presente. Talora si rinvengono numerosi *slumpings*, come ad esempio si osserva nella parte alta della formazione nella Valle del Fiastrone.

Al passaggio con le sovrastanti *marne a fucoidi* i calcari divengono scuri e sono presenti sottili intercalazioni di argille nere fogliettate e bituminose, sporadici livelli di selce anch'essa scura, e noduli di pirite limonitizzata.

Per quanto riguarda le caratteristiche paleontologiche generali, si osservano alcune differenze tra i due tipi di *maiolica*, soprattutto in corrispondenza della porzione basale dell'unità. Esse consistono essenzialmente nella presenza ed abbondanza di macrofossili (Ammoniti, Aptici, Brachiopodi, ecc.) nella *maiolica nodulare*, che risultano invece scarsissimi o più spesso assenti nei coevi livelli al di sopra delle *successioni complete*.

I microfossili, invece, (Tintinnidi, Radiolari, *Saccocoma*, ecc.) sono comuni ai due intervalli; la loro frequenza, tuttavia, è maggiore nella *maiolica nodulare*, così come migliore è generalmente il loro stato di conservazione. Ne consegue che le unità biostratigrafiche basate sui microfossili (prevalentemente Tintinnidi), di seguito definite, sono le stesse sia per la *maiolica* affiorante al tetto delle *successioni condensate*, che per quella a tetto delle *successioni complete*, pur variando notevolmente gli spessori delle biozone omonime.

Nell'unità in esame sono state distinte, dal basso verso l'alto, sei biozone caratterizzate dalle seguenti associazioni:

– *Crassicollaria brevis* Remane, *C. intermedia* (Durand-Delga), *C. massutiniana* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Aptychus* spp., *Saccocoma* sp., Radiolari (biozona a *Crassicollaria*);

– *Crassicollaria brevis* Remane, *C. intermedia* (Durand-Delga), *C. massutiniana* (Colom), *C. parvula* Remane, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Remaniella cadischiana* (Colom), *R. ferasini* (Catalano), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Aptychus* spp., Radiolari; alla base si rinvengono gli ultimi *Saccocoma* sp. (biozona a *Calpionella*);

– *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *C. simplex* (Colom), *Lorenziella hungarica* Knauer & Nagy, *Remaniella cadischiana* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *T. longa* (Colom), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Aptychus* sp., Radiolari (biozona a *Calpionellopsis*);

– *Calpionellites darderi* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *T. longa* (Colom), *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Aptychus* sp., Radiolari (biozona a *Calpionellites*);

– *Stomiosphaera moluccana* Wanner, Radiolari; i Tintinnidi sono estremamente rari (biozona a *Stomiosphaera moluccana* e Radiolari);

– *Globigerina* gr. *infracretacea* Glaessner, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, Radiolari (biozona a *Globigerina* gr. *infracretacea*).

Per quanto concerne l'analisi biostratigrafica di dettaglio, i limiti delle biozone ed il loro significato cronostratigrafico, si rimanda al lavoro di Micarelli ed altri in corso di preparazione (15). E' opportuno, tuttavia, rilevare sin d'ora che alcune delle biozone sopra elencate (biozo-

(15) – Micarelli A., Potetti M. & Chiocchini M.: "Biostratigrafia della *maiolica* di facies umbro-marchigiana".

na a *Crassicollaria* e biozona a *Calpionella*) non hanno, per gli AA. citati, lo stesso significato delle omonime biozone che compaiono nello schema biostratigrafico standard della provincia mediterranea occidentale di Allemann ed altri (1971).

L'età della *maiolica* si estende dal Titonico superiore all'Aptiano inferiore.

*Marne a fucoidi*

Con la deposizione di questa unità si nota un improvviso e notevole aumento della componente argillosa dei sedimenti. In relazione a quest' ultima, concordando con Centamore ed altri (1975), le *marne a fucoidi* possono essere agevolmente suddivise in due membri: uno inferiore, prevalentemente argilloso-marnoso, ed uno superiore, prevalentemente calcareo-marnoso. Il primo è caratterizzato da marne e marne argillose, talora fogliettate, con intercalazioni di sottili strati calcareo-marnosi. Il colore è generalmente rossastro e verdastro; è presente sporadicamente la selce. Il secondo è costituito da calcari marnosi e da marne calcaree in strati di 10-30 centimetri di spessore, con sottili intercalazioni di marne argillose. Il colore è grigio-verdastro, con zone a toni rossastri. Presente è anche la selce policroma.

Lo spessore complessivo dell'unità è variabile: quello più frequente si aggira intorno a 80-100 metri; localmente, comunque, si possono riscontrare valori minori, come ad esempio sul versante orientale di Cima Cannafusto (50-60 metri). Le suddette differenze di spessore indicano che anche durante la sedimentazione di questa formazione (come già per la sottostante *maiolica*) potevano sussistere lievi dislivelli del fondo marino.

Sulla base dei caratteri micropaleontologici (16) si possono distinguere, dal basso verso l'alto, tre intervalli definiti dalle 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. L'intervallo biostratigrafico in esame può essere correlato con la cenozona a "*Hedbergella - Ticinella*" di Crescenti ed altri (1969). Questi ultimi riferiscono tale cenozona alla parte inferiore dell'Albiano; la medesima viene qui riferita all' Aptiano p.p. - Albiano p.p.;

– *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 pyramidata* Reuss, Radiolari. Una buona corrispondenza è stata riscontrata tra questo intervallo biostratigrafico e quello rappresentato dalla cenozona a *Rotalipora ticinensis* di Crescenti ed altri (1969), e dalla cenozona a *Planomalina buxtorphi* degli stessi AA.;

– *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Praeglobotruncana stephani stephani* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz), *R. ticinensis ticinensis* (Gandolfi), *Hedbergella* sp. Tale intervallo è correlabile con la porzione inferiore della cenozona a *Rotalipora appenninica* di Crescenti ed altri (1969).

L'età delle *marne a fucoidi* si estende dall' Aptiano p.p. al Cenomaniano p.p.

*Scaglia rosata*

Alla base si rinviene la *scaglia bianca*, un caratteristico intervallo, dello spessore di circa 30 metri, costituito da calcari e calcari marnosi biancastri ben stratificati con la tipica frattura scagliosa e, spesso, con intercalazioni di sottili veli marnoso-argillosi. Lo spessore degli strati è di 10-30 centimetri circa. E' presente la selce, nera in basso, grigia e rosata verso l'alto. Nella parte sommitale della *scaglia bianca* è costante la presenza del tipico "livello ittiolitico" dello spessore di 1-2 metri, costituito da argille bituminose laminate, con selce e noduli di pirite limonitizzata.

Qualche metro al di sopra del "livello ittiolitico" si ha un rapido cambiamento di colore, e inizia la *scaglia rosata* propriamente detta. Questa è formata da calcari e calcari marnosi ben stratificati, a frattura scagliosa o concoide, di colore rosato o rosso mattone, ma con intervalli

(16) – Lo studio biostratigrafico di dettaglio delle formazioni sovrastanti la *maiolica* è tuttora in corso; in questo lavoro, pertanto, gli intervalli distinti vengono confrontati con suddivisioni biozonali già note. In particolare, per le *marne a fucoidi* e la *scaglia* si fa riferimento per lo più alle zone di Crescenti ed altri (1969), per il *bisciaro* e lo *schlier* a quelle di Cati ed altri (1971).

di colore biancastro, soprattutto nella porzione inferiore. Lo spessore degli strati varia da 10 a 50 centimetri. La selce, di colore rosso, in noduli e straterelli, è presente nella porzione inferiore ed in quella sommitale della *scaglia rosata* s.s. dove la frazione calcarea è prevalente, mentre è assente nella porzione mediana, dove i calcari sono più marnosi. Associati ai calcari ed ai calcari marnosi si rinvengono litotipi detritici rappresentati da calciruditi, calcareniti e calcilutiti, di colore bianco, in strati di spessore variabile da pochi centimetri a 1-2 metri. Gli strati più spessi sono talora privi di strutture ed a granulometria prevalentemente grossolana; quelli più sottili, oltre ad una granulometria medio-fine, presentano di frequente gradazione e laminazione piano-parallela o incrociata.

Numerosi elementi calcareo-detritici, arrotondati o a spigoli vivi, di dimensioni variabili da qualche millimetro a qualche centimetro, si ritrovano spesso dispersi nei calcari marnosi della *scaglia* (fig. 6).

Una quantità veramente notevole di materiale detritico è presente nella *scaglia rosata* che da Cima Cannafusto, attraverso Pizzo Berro, il versante occidentale del M. Priora e Pizzo Tre Vescovi, affiora fino a P.ta Bambucerta. Qui la *scaglia* con intercalazioni di calcari detritici si presenta interessata da vistosi fenomeni di *slumping*, evidenti soprattutto a Pizzo Tre Vescovi, a Pizzo Berro e Cima Cannafusto (fig. 7). Sembra in definitiva che il materiale detritico sia stato depositato con meccanismi di tipo torbiditico in zone del fondo marino instabili, e che quindi, in tempi successivi, ma ancora allo stato semi-solido, sia stato interessato, assieme ai fini sedimenti pelagici, dai fenomeni di *slumping*, assumendo il complicato assetto attuale.

Oltre che nelle aree sopracitate, intercalazioni di calcari detritici si rinvengono nella *scaglia rosata* affiorante a nord del M. Sassotetto e sul versante orientale del M. Priora; nella *scaglia rosata* che, in giacitura rovesciata, affiora sul fianco orientale dell'ampia anticlinale mediana ed, in misura esigua, in quella degli affioramenti più orientali dell'area studiata (Valle del Tenna, Valle dell'Ambro, Giampereto). In queste zone, il materiale detritico è molto meno abbondante di quello presente nelle aree precedentemente indicate e va decrescendo da ovest verso est. Inoltre, non sono evidenti quei fenomeni di scivolamento intraformazionale che caratterizzano le aree dove il materiale detritico è più abbondante. Nella zona di "accavallamento", in particolare, date le notevoli complicazioni tettoniche, è impossibile distinguere quanto dei numerosi motivi plicativi che interessano la *scaglia* ed i litotipi detritici ad essa intercalati, sia dovuto alla tetto-

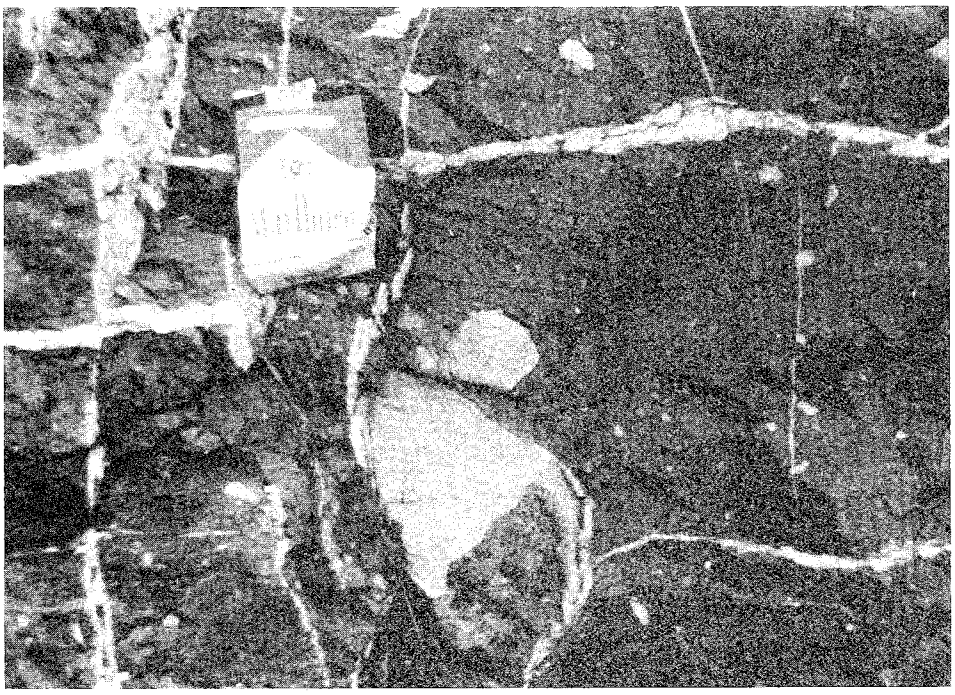

Fig. 6 - Clasti angolosi o subarrotondati di calcari detritici (di provenienza esterna al bacino umbro-marchigiano) dispersi nei calcari marnosi della *scaglia rosata*. (Versante destro della Valle del Fargno - alto T. Fiastrone).

Fig. 7 - Banchi di calcari detritici intercalati nella *scaglia rosata*. Le pieghettature evidenti verso l'alto sono spesso dovute a *slumping*. (Versante settentrionale del Pizzo Tre Vescovi).

nica e quanto a fenomeni sinsedimentari.

L'aspetto talora rupestre che caratterizza i rilievi costituiti dalla formazione in parola (Cima Cannafusto, Pizzo Berro, Pizzo Tre Vescovi, ecc.) è imputabile alla presenza ed alla abbondanza dei più resistenti materiali calcareo-detritici, frequenti soprattutto nella parte medio-superiore dell'unità.

E' impossibile, nell'area in esame, calcolare lo spessore della *scaglia rosata*, in quanto il tetto e il letto non sono mai contemporaneamente presenti. Invero questa condizione si verifica nella zona dell'"accavallamento": qui tuttavia l'intensa tettonizzazione non permette una valutazione anche di massima della potenza dell'unità.

Per quanto riguarda i caratteri micropaleontologici, dal basso verso l'alto si distinguono otto intervalli con le seguenti associazioni:

– *Globotruncana coldreriensis* Gandolfi, *Praeglobotruncana stephani stephani* (Gandolfi), *P. stephani turbinata* (Reichel), *Rotalipora appenninica appenninica* (Renz), *R. cushmani* (Morrow), *Hedbergella* sp. L'intervallo qui descritto è correlabile con la porzione superiore della cenozona a *Rotalipora appenninica* di Crescenti ed altri (1969);

– *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*. Questo intervallo corrisponde alla cenozona a *Globotruncana coldreriensis* di Crescenti ed altri (1969);

– *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*. In accordo con molti AA., consideriamo *G. lapparenti* sinonima di *G. linneiana*; pertanto l'intervallo in esame può essere correlato con la cenozona a *Globotruncana*

*linneiana* di Crescenti ed altri (1969);

– *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. Esso corrisponde all' intervallo biostratigrafico rappresentato dalla cenozona a *Globotruncana stuarti* di Crescenti ed altri (1969) e dalla cenozona a *Globotruncana contusa* degli stessi AA.;

– microfauna rappresentata da numerose Globigerine di piccole dimensioni, i cui caratteri sembrano corrispondere a quelli riscontrati nella zona a *Globigerina eugubina* da Luterbacher e Premoli Silva (1964);

– *Globigerina daubjergensis* Bronnimann, *Globorotalia* gr. *inconstans* 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). I due intervalli qui sopra descritti corrispondono all'intervallo biostratigrafico che si estende dalla cenozona a *Globorotalia pseudobulloides* di Crescenti ed altri (1969) fino alla porzione basale della cenozona a *Globrotalia* gr. *velascoensis* dei medesimi AA.;

– *Globorotalia* gr. *velascoensis* (Cushman) e *Globigerina* spp. alle quali si associano *Globorotalia* gr. *aequa* (Cushman & Renz) inferiormente e *G.* gr. *crassata* (Cushman) superiormente. L'intervallo è correlabile con la parte superiore della cenozona a *Globorotalia* gr. *velascoensis* di Crescenti ed altri (1969) e con la parte inferiore della cenozona a *Globorotalia crassata* degli stessi AA.

Nei calcari clastici e bioclastici intercalati alla *scaglia rosata* sono presenti, oltre a Foraminiferi planctonici spesso in cattivo stato di conservazione, fossili allo stato biodetritico o più raramente contenuti in clasti talora arrotondati, talora più o meno angolosi.

Tra questi ultimi, nella porzione cretacea della formazione, sono presenti resti di Echinodermi e di Molluschi (Rudiste s.s.), *Textulariidae, Rotaliidae, Anomalinidae, Siderolites* sp., *Orbitoides* spp.

Nella porzione riferibile al Paleocene - Eocene basale sono stati, invece, identificati: resti di *Corallinaceae*, di Molluschi (Rudiste s.s.) e di Echinodermi, *Orbitoides* spp., *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp., *Miscellanea* sp., *Discocyclina* sp., *Glomalveolina* sp., *Assilina* sp., *Nummulites* spp. In quest'ultimo caso alcune delle forme citate sono di poco più antiche (Cretaceo superiore) dei sedimenti che le contengono. Ciò si nota anche tra i Foraminiferi planctonici associati, poiché sono talora contemporaneamente presenti Globotruncane e Globorotalie.

Nella restante parte eocenica della formazione, infine, sono presenti, tra i bioclasti, resti di Echinodermi, resti di *Corallinaceae, Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Alveolinidae, Rotaliidae, Anomalinidae*.

I clasti e i bioclasti provengono più di frequente da sedimenti coevi o poco più antichi, tipici delle facies di piattaforma ed estranei, quindi, al bacino umbro-marchigiano. I clasti di *scaglia rosata* ed alcuni Foraminiferi planctonici dei livelli detritici, evidentemente risedimentati, provengono invece da sedimenti dello stesso bacino.

L'età complessiva della *scaglia rosata* si estende dal Cenomaniano p.p. all'Eocene medio p.p. (17).

*Scaglia cinerea*

Alla base di questa formazione è presente la *scaglia variegata*, rappresentata da un intervallo di 10-20 metri di potenza; questa non è facilmente cartografabile a causa dell'esiguità dello spessore e per l'incerta definizione dei limiti, soprattutto di quello superiore. Il limite inferiore, nell'area in esame, può essere fatto coincidere con la scomparsa della selce presente nella porzione superiore della *scaglia rosata*. La *scaglia variegata* è formata da strati sottili (5-10 centimetri) di calcari e calcari marnosi varicolori, con intercalazioni di marne argillose fogliettate.

Superiormente si passa (*scaglia cinerea* s.s.) ad alternanze di marne calcaree o calcari marno-

(17) – Nell'area in esame al passaggio Cretaceo - Terziario, non si può escludere la presenza di una lacuna più o meno ampia, del tipo di quelle riscontrate nella regione umbro-marchigiana da altri AA. (Luterbacher & Premoli Silva, 1964).

si dal tipico clivaggio obliquo, e di marne e marne argillose. Verso il basso sono prevalenti i litotipi più calcarei, mentre verso l'alto divengono via via più frequenti i litotipi marnoso-argillosi: ciò porta ad una stratificazione sempre più indistinta. In prossimità del passaggio con il soprastante *bisciaro*, le marne acquistano inoltre una fitta e minuta scagliosità. Il colore è tipicamente grigio-cinereo e verdastro, soprattutto nella porzione medio-superiore; in quella inferiore, piú calcarea, si rinvengono, invece, anche delle zone a prevalente colorazione rossastra. A luoghi sono presenti, nella porzione inferiore dell'unità, sporadiche intercalazioni calcarenitiche.

Lo spessore della *scaglia cinerea* si aggira sui 150-200 metri.

L'unità affiora estesamente nella porzione orientale dell'area studiata. Qui costituisce il nucleo di una stretta sinclinale rovesciata o coricata il cui fianco occidentale è spesso eliso tettonicamente. Più ad oriente, si trova spesso piegata in blande anticlinali (valli del Tenna, dell'Ambro e del Tennacola). Altri modesti affioramenti sono quello del versante orientale di Pizzo di Meta, quello a NW di Piobbico ed, infine, uno, non cartografabile, lungo la cresta di Pizzo Berro.

Per quanto si riferisce al contenuto micropaleontologico, sono riconoscibili, dal basso verso l'alto, tre intervalli caratterizzati dalle seguenti associazioni:

– *Globorotalia* gr. *crassata* (Cushman), *G.* gr. *velascoensis* (Cushman), *Globigerapsis* sp., *Globigerina* spp. L'intervallo corrisponde alla parte superiore della cenozona a *Globorotalia crassata* di Crescenti ed altri (1969);

–*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). Tale intervallo biostratigrafico è correlabile con quello rappresenatto dalla cenozona a *Globorotalia centralis* di Crescenti ed altri (1969) e dalla cenozona a *Globorotalia cerroazulensis* degli stessi AA.;

– *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), *Globorotalia* 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: *Anomalinoides pompilioides* (Galloway & Hemingway), *Bolivina arta* Macfadyen, *Heterolepa mexicana* (Nuttal), *Ellipsoglandulina multicostata* (Galloway & Morrey), *Gyroidinoides girardana* (Reuss), *G. girardana perampla* (Cushman & Stainforth), *Karreriella siphonella* (Reuss), *K. bradyi* (Cushman), *Martinottiella communis* (d' Orbigny), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Osangularia mexicana* (Cole), *Planulina renzi* Cushman & Stainforth, *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *P. quinqueloba* (Reuss), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *U. havanensis* Cushman & Bermudez, *U. mexicana* Nuttal, *Vulvulina pennatula* (Batsch), *V. spinosa* Cushman, Ostracodi. L'intervallo qui descritto presenta una buona corrispondenza con la cenozona a *Globigerina venezuelana* di Crescenti ed altri (1969).

Nei calcari detritici intercalati nella porzione inferiore dell'unità, associati a Foraminiferi planctonici sono presenti allo stato biodetritico, resti di Echinodermi, di Molluschi, di Alghe *Corallinaceae, Discocyclina* spp., *Nummulites* spp., *Asterocyclina* sp., *Eorupertia* spp., *Sphaerogypsina* sp., *Rotaliidae, Anomalinidae, Nodosariidae.* Anche in questo caso i fossili allo stato biodetritico provengono dai coevi sedimenti della facies abruzzese-laziale.

L'età della *scaglia cinerea* si estende dall'Eocene medio p.p. a tutto l'Oligocene.

## FORMAZIONI MIOCENICHE

### *Bisciaro*

E' rappresentato da calcari, calcari marnosi, calcari silicei lastroidi, per lo più di colore scuro, e da marne e marne calcaree in varia alternanza. Lo spessore dei livelli calcarei è variabile da pochi decimetri fino a 1-2 metri. A luoghi è presente la selce nera o gialla, in liste e noduli. Si rinvengono inoltre sottili livelli di cineriti di pochi centimetri di spessore (ad esempio negli affioramenti a NE di Rubbiano).

Il passaggio alla sottostante *scaglia cinerea* è a luoghi netto, segnato dalla rapida comparsa dei litotipi calcarei; più spesso è però graduale. In

quest'ultimo caso le marne e le marne argillose della *scaglia cinerea* perdono gradualmente la loro tipica scagliosità, insieme al contemporaneo aumento della componente calcarea; la fratturazione diventa aciculare e prismatica, e appaiono i primi strati calcareo-marnosi.

Lo spessore medio della formazione si aggira sui 70-90 metri; decisamente più elevato risulta quello del *bisciaro* di M. Costella, ad oriente del M. di Amandola.

Gli affioramenti del *bisciaro* sono distribuiti nell'estrema porzione orientale dell'area, dalla Valle del Rio Terro fino all'altezza di Isola S. Biagio. Le migliori esposizioni si osservano sui versanti delle valli del Tenna e dell'Ambro, in relazione alle favorevoli condizioni strutturali di questa parte dell'area. Più a nord, invece, per la presenza di diverse faglie trasversali, gli affioramenti sono spesso discontinui e non di rado mascherati dal detrito.

L'associazione micropaleontologica riscontrata nell'unità descritta è data da: *Globigerina ciperoensis ciperoensis* Bolli, *G. tapuriensis* Blow & Banner, *G. tripartita tripartita* Koch, *G. venezuelana* Hedberg, *Globigerinita dissimilis dissimilis* (Cushman & Bermudez), *G. unicava unicava* (Bolli, Loeblich & Tappan), *Globigerinoides primordius* Blow & Banner, *G. trilobus trilobus* (Reuss), *G. bisphericus* Todd, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor, *G. obesa* Bolli, *G.* gr. *opima* Bolli, *G.* gr. *scitula* (Brady), *Anomalinoides pompilioides* (Galloway & Hemingway), *Bolivina tectiformis* Cushman, *Heterolepa mexicana* (Nuttal), *Ellipsoglandulina multicostata* (Galloway & Morrey), *Gyroidinoides girardana* (Reuss), *Karreriella bradyi* (Cushman), *K. gaudryinoides* (Fornasini), *K. siphonella* (Reuss), *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Melonis soldanii* (d'Orbigny), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Osangularia mexicana* (Cole), *Planulina renzi* Cushman & Stainforth, *Pleurostomella alternans* Schwager, *P. brevis* Schwager, *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *P. quinqueloba* (Reuss), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Trifarina bradyi* Cushman, *Uvigerina auberiana* d' Orbigny, *U. gallowayi* Cushman, *U. havanensis* Cushman & Bermudez, *Vulvulina pennatula* (Batsch), Ostracodi, spicole di Spugne (zona a *Globigerinita dissimilis* di Cati ed altri (1968) e porzione inferiore della zona a *Globigerinoides trilobus* degli stessi AA.).

L'età del *bisciaro* si estende dall'Aquitaniano al Burdigaliano p.p.

*Schlier*

Dal *bisciaro* si passa superiormente, in modo graduale, a questa formazione costituita da marne calcaree, marne argillose e marne argillosiltose, intensamente bioturbate. Il colore è grigio o biancastro e la stratificazione in genere poco evidente, talora obliterata da un intenso clivaggio obliquo. La frazione argillosa aumenta sensibilmente verso l'alto, dove gli ultimi metri sono costituiti da argille marnose e argille siltose di colore grigio scuro. A diversi livelli dell'unità si trovano intercalati calcari biodetritici ("cerregna"), via via più frequenti verso la parte meridionale dell'area in esame, dove assumono anche considerevole spessore. Il meccanismo di deposizione è riportabile a correnti di torbida, come indicato dalle strutture presenti (gradazione, laminazione ecc.). Lo spessore dello *schlier* si aggira sui 100 metri.

Gli affioramenti della formazione sono stati cartografati solo in parte: al pari del *bisciaro*, le migliori esposizioni si hanno nella porzione meridionale della fascia più esterna rilevata.

Dal punto di vista micropaleontologico ne è stata studiata in dettaglio soltanto la porzione inferiore. Qui è stata riscontrata la seguente associazione: – *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, *G. bisphericus* Todd, *G. quadrilobatus* Banner & Blow, *G. sacculifer* (Brady), *G. trilobus trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *G. altispira* (Cushman & Jarvis), *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor, *G. obesa* Bolli, *G.* gr. *scitula* (Brady), e, nella parte superiore della porzione studiata, *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth, *G. pseudopachyderma* Cita, Premoli Silva & Rossi, *Orbulina suturalis* Bronnimann *O. universa* d'Orbigny. In associazione si rinvengono le seguenti forme: *Anomalinoides flinti* (Cushman), *A. pompilioides* (Galloway & Hemingway), *Bolivina antiqua* d'Orbigny, *B. arta* Macfadyen, *Chrysalogonium longicostatum* Cushman & Jarvis, *Heterolepa mexicana* (Nuttal), *Gyroidinoides girardana* (Reuss), *Karreriella gaudryinoides* (Fornasini), *Marginulina hirsuta* d'Orbigny, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Planulina renzi* Cushman & Stainforth, *Pleurostomella alternans* Schwager, *Clavulina rudis* (Costa), *Siphonina reticulata* (Czjzec), *Stilostomella consobrina emaciata* (Reuss), *Trifarina bradyi* Cushman, *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *U. barbatula* Macfadyen, *U. gallowayi* Cushman, *U. rutila* Cushman, *Vulvulina pennatula*

(Batsch), Ostracodi (porzione superiore della zona a *Globigerinoides trilobus* di Cati ed altri (1968) e parte inferiore della zona ad *Orbulina* s.l. degli stessi AA.).

Per quanto riguarda i litotipi biodetritici, i bioclasti sono dati per la maggior parte da frammenti di Briozoi e di *Corallinaceae,* e da Foraminiferi bentonici (*Rotalia* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp., ecc.). Si tratta di organismi tipici di acque sottili che normalmente danno origine ai noti "calcari a Briozoi e Lithothamni", così diffusi nel Miocene del Lazio e dell'Abruzzo. Pertanto questo biodetrito, estraneo al bacino di sedimentazione umbro-marchigiano, dovrebbe provenire dalle aree suddette.

La porzione basale dello *schlier* è riferibile al Burdigaliano p.p. – Serravalliano p.p.

DEPOSITI QUATERNARI

Di questi depositi, rappresentati da detriti di falda, materiali di frana, accumuli morenici e dalle alluvioni dei principali corsi d'acqua, si da, qui, solo qualche rapido cenno descrittivo.

I detriti di falda sono distribuiti un po' ovunque ai piedi dei rilievi calcarei, ma sono soprattutto abbondanti sulle pendici orientali della anticlinale mesozoica mediana, in relazione alla forte tettonizzazione della zona dell'"accavallamento". Si tratta, per lo più, di materiali eterometrici ed a spigoli vivi, talora distribuiti in letti regolarmente alternati, a granulometria fine e grossolana (grèzes litées). Derivano soprattutto dalla *maiolica* e dalla *scaglia rosata*, per l'azione disgregante degli agenti esogeni, tra i quali ha avuto particolare importanza il gelo e disgelo.

Variamente mescolati al detrito di falda si rinvengono materiali derivanti da fenomeni franosi. Questi sono costituiti da grossi blocchi o pacchi di strati spesso imballati entro una massa a granulometria più fine. Imponenti accumuli di frana sono quelli ubicati in corrispondenza della zona di "accavallamento" (versante orientale del M. Sassotetto, attorno a Piobbico; versante orientale del M. di Amandola; Balzo Rosso sul versante sinistro della Valle dell'Ambro): derivano, con tutta probabilità, da ripetuti fenomeni di crollo che hanno interessato soprattutto la *scaglia rosata* e sono stati predisposti da fratture e faglie aventi una generale immersione verso oriente e quindi conforme al pendio.

Altri accumuli di frana sono: quello osservabile sul versante destro della Valle del Fiastrone, formatosi a spese della *maiolica* e dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*; quello sul versante destro della Valle dell'Ambro, costituito da elementi dei *calcari a Posidonia* e dei *calcari diasprini umbro-marchigiani*, e quello analogo ubicato alla testata del Fosso il Rio.

In alcune valli, che mostrano caratteristiche morfologiche riferibili a fenomeni glaciali (circhi alla testata, profilo trasversale ad U), si riscontrano modesti accumuli di materiale morenico, caratterizzati in superficie dalla presenza di numerose e piccole doline.

Da ricordare, infine, i depositi alluvionali, terrazzati e recenti, delle vallate del Tenna, dell' Ambro, del Tennacola e del Rio Terro, e soprattutto quelli dei lembi ciottolosi, costituitisi allo sbocco dei tronchi vallivi incisi nelle formazioni mesozoiche, dai cui litotipi calcarei essenzialmente derivano.

## II - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE DELL'AREA

Le tre differenti successioni giurassiche sopra descritte mettono in risalto come la sedimentazione, durante questo periodo, sia stata controllata dalla tettonica sinsedimentaria. La prima fase tettonica, a carattere disgiuntivo, risale almeno all'inizio del Sinemuriano superiore, con la comparsa, cioè, dei primi sedimenti di tipo pelagico, rappresentati dalla *corniola* che è il termine più antico affiorante delle *successioni complete*. Nel caso in cui, al di sotto della *corniola*, fosse costantemente presente il *calcare massiccio A* (come si ha nel gruppo del M. Vettore), la porzione di piattaforma carbonatica che costituiva, durante il Lias inferiore, l'area dei M. Sibillini orientali, sarebbe stata caratterizzata da un unico ambiente peritidale e quindi da una maggiore uniformità morfologica rispetto alle aree settentrionali di facies umbro-marchigiana, nelle quali, alla base delle *successioni complete*, è presente il *calcare massiccio del Burano* (Centamore ed altri, 1971) (18).

(18) – Se al di sotto della *corniola* esistesse invece il *calcare massiccio del Burano*, la fase tettonica disgiuntiva sarebbe stata preceduta da una fase di subsidenza differenziata che, durante il Lias inferiore, avrebbe dato luogo ad una deposizione eteropica dei due tipi di *calcare massiccio* nell'ambito della piattaforma carbonatica: l'uno, *calcare massiccio A* di ambiente peritidale, l'altro, *calcare massiccio del Burano*, di ambiente subtidale poco profondo (Centamore ed altri, 1971).

All'inizio del Sinemuriano superiore, dunque, la piattaforma carbonatica si frammenta: nell' area si instaura un ambiente pelagico caratterizzato da zone più depresse e rapidamente subsidenti (bacini) che circondano zone rimaste elevate e, in generale, lentamente subsidenti (*seamounts*), ma talora stabili o emerse. Le dislocazioni sinsedimentarie danno luogo a ripide scarpate che raccordano bruscamente le zone rialzate con le circostanti aree di bacino. Mentre in queste ultime inizia la deposizione dei più antichi sedimenti pelagici, rappresentati dalla *corniola* (Sinemuriano superiore), nelle prime si deposita il *calcare massiccio B*, che costituisce il primo sedimento formatosi sui *seamounts* all' inizio della loro fase di lenta subsidenza (Centamore ed altri, 1971).

Durante il Pliensbachiano, mentre nelle aree bacinali continua la sedimentazione della *corniola*, sui *seamounts*, a causa della citata lenta subsidenza, si depositano i *calcari stratificati grigi*, costituiti da deboli spessori di sedimenti che, per litologia e contenuto fossilifero, vanno considerati ormai nettamente pelagici, ma di scarsa profondità. La sedimentazione della *corniola* è caratterizzata da un costante e talora notevole apporto, a carattere torbiditico, di materiale clastico e bioclastico derivante dall'erosione sottomarina di sedimenti coevi (*calcari stratificati grigi*) o più antichi (*calcare massiccio del M. Nerone*) dei vicini *seamounts*. Ciò è evidente nella *corniola* affiorante nella Valle dell'Ambro e sulla sinistra della Valle del Tenna. I momenti di maggiore attività delle faglie sinsedimentarie si manifestano con improvvisi distacchi di materiali, anche litificati, dai bordi degli alti strutturali, materiali che si accumulano caoticamente ai piedi delle paleoscarpate. Il fenomeno è ben evidente sul versante destro della Valle del Fiastrone, presso Villa da Piedi, dove, tra i materiali inglobati nella porzione superiore della *corniola*, si riconoscono grossi blocchi di *calcare massiccio del M. Nerone* e di *calcari stratificati grigi*, franati dal vicino alto strutturale del M. Sassotetto. In generale, poi, l'instabilità del fondo marino è testimoniata dagli *slumpings* presenti nella *corniola*, particolarmente evidenti nella Valle dell'Ambro.

Durante il Pliensbachiano, inoltre, si verificano probabilmente locali emersioni di alcuni alti strutturali o di porzioni di questi (estrema porzione occidentale del versante destro della Valle del Tenna).

Le analogie di facies e di spessori riscontrate nei depositi toarciano-aaleniani di bacino (*rosso ammonitico*) e di *seamount* (*calcari nodulari e marne verdi – calcari nodulari nocciola* p.p.), denotano una tendenza dei due ambienti di sedimentazione ad uniformarsi a causa di un diminuito dislivello batimetrico tra zone di *seamount* e di bacino durante tale intervallo di tempo. Ciò è forse conseguente al parziale riempimento dei bacini durante il Pliensbachiano, dovuto ad un notevole rallentamento o arresto del movimento di subsidenza.

In molte aree (Fosso il Rio, Valle dell'Ambro ad oriente delle Roccacce, Valle dei Tre Santi, Valle del Fiastrone) le suddette analogie tra *successioni condensate* e *successioni complete* si raggiungono tardivamente, a causa di un precedente accentuato dislivello batimetrico tra bacini e *seamounts*. Ciò è testimoniato dalla presenza dei sedimenti torbiditici che caratterizzano i *calcari e marne del Sentino*, la cui deposizione inizia nel Pliensbachiano superiore e risulta alimentata essenzialmente da materiale proveniente dall'erosione sottomarina dei *seamounts* stessi. In parte, però, gli elementi detritici derivano dall'erosione di sedimenti coevi, estranei al bacino umbro-marchigiano, che si andavano deponendo sul margine della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese.

La citata tendenza ad uniformarsi dell'ambiente di sedimentazione, non si manifesta dove i *calcari e marne del Sentino* si estendono a tutto l'Aaleniano, sostituendo completamente il *rosso ammonitico* (versante destro dell'alta Valle del Tenna).

Durante il Bajociano - Bathoniano ed il Malm, fino a tutto il Titonico inferiore, riprende una generale subsidenza differenziata che si manifesta con un lento affondamento dei *seamounts* e con un più rapido abbassamento del fondo dei bacini. Infatti, mentre nei primi continuano a depositarsi le litofacies prevalentemente nodulari, nei secondi si ha una sedimentazione dapprima calcareo-micritica (*calcari a Posidonia*) e successivamente calcareo-silicea (*calcari diasprini umbro-marchigiani*), con frequenti intercalazioni di sedimenti detritico-torbiditici, i cui elementi (prevalentemente bioclasti) provengono dall'erosione sottomarina delle zone più rialzate. I momenti di maggiore attività tettonica sono segnati da erosione e da crolli di materiale dai bordi delle zone rialzate, materiale che si accumula ai piedi delle scarpate. Nella Valle del Fiastrone, dove il fenomeno è particolarmente evidente, accanto a frammenti a spigoli vivi delle

più svariate dimensioni derivanti dal *calcare massiccio* e dai *calcari stratificati grigi*, si hanno delle puddinghe costituite dai noduli dei coevi sedimenti del vicino alto strutturale del M. Sassotetto. Questi evidenti fenomeni erosivi, come già quelli avvenuti durante il Pliensbachiano, possono spiegare le lacune riscontrate nelle successioni di *seamount*, quando mancano chiare traccee di emersione.

In alcune località attorno al M. Valvasseto, agli elementi detritici locali si aggiungono, in quantità rilevante, elementi (bioclasti e clasti) a granulometria da fine a medio-grossolana, provenienti dai coevi sedimenti della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. Prendono così origine le potenti successioni prevalentemente detritiche, distinte con la denominazione di *calcari detritici del M. Valvasseto*.

Si deve rilevare che, a partire dal Pliensbachiano p.p. fino al Titonico, alcuni alti strutturali o porzioni marginali di questi, sono soggetti ad un accentuato fenomeno di subsidenza e vengono così conquistati alle zone di bacino con conseguente allargamento di queste ultime: ciò è messo in evidenza dalle numerose *successioni composte* identificate nell'area in esame. A luoghi (Valle dei Tre Santi, a SE di M. Valvasseto; porzione occidentale del versante destro della Valle del Tenna) la riduzione areale degli alti strutturali avviene tramite faglie sinsedimentarie con creazione di nuove ripide scarpate. Altrove, invece, i nuovi raccordi tra bacini e resti dei *seamounts* risultano più blandi. Un esempio tipico si ha al M. Valvasseto: qui, sui versanti sud-occidentale e nord-orientale del rilievo, la zona di raccordo non corrisponde ad una faglia ma è dovuta a un piegamento, sia pure brusco, del *calcare massiccio* e dei *calcari stratificati grigi*. Sopra questi ultimi giacciono, in netta discordanza, i sedimenti calcareo-detritici del Bajociano - Bathoniano (*calcari detritici del M. Valvasseto*).

Un classico esempio di riduzione successiva di un alto strutturale con conseguente avanzamento del bacino, si rinviene nella porzione occidentale del versante destro della Valle del Tenna: qui l'affondamento diventa via via più tardivo procedendo verso est.

A luoghi l'affondamento di una parte dei *seamounts* avviene con minore velocità: durante questo lento movimento si mantengono per lungo tempo condizioni batimetriche intermedie tra quelle di bacino e quelle di *seamount*. Si depongono così sedimenti con caratteristiche litologiche e spessori intermedi tra quelli tipici delle *successioni complete* e delle *successioni condensate*. Il fenomeno è osservabile nella porzione orientale del versante destro della Valle del Tenna.

In generale, durante il Giurassico, il formarsi di nuove dislocazioni o la riattivazione di quelle più antiche è accompagnata dalla nascita di fratture beanti, ubicate soprattutto ai bordi degli alti strutturali e riempite da sedimenti giurassici più recenti. Particolarmente numerosi sono i filoni sedimentari nella zona del M. Sassotetto (alcuni dei quali si possono osservare lungo la strada Pintura di Bolognola - Passo di S. Maria Maddalena) e quelli compresi nel *calcare massiccio* e nei termini della *successione condensata* del M. Valvasseto.

Ricordiamo infine che alcune delle faglie sinsedimentarie giurassiche sono state riprese nei periodi successivi (faglia ad andamento WNW-ESE della Valle del Fiastrone), altre invece sono rimaste inattive. Un esempio di faglie giurassiche stabilizzate si ha lungo il versante sinistro della Valle del Tenna: qui le antiche faglie che limitano ai lati un *seamount* rimasto tale per tutto il Giurassico, non si prolungano oltre la base della *maiolica*, così che quest'ultima si estende in continuità, sia pure con diverso spessore, sul *seamount* stesso e sulle adiacenti aree bacinali.

Con la deposizione della *maiolica* (Titonico superiore - Aptiano p.p.) si instaura nell'area una subsidenza piuttosto uniforme. All'inizio le condizioni ambientali di alto strutturale sono ancora diverse da quelle di bacino: ciò è dimostrato dal modesto spessore, dalla struttura nodulare, dalla presenza di dolomite e dall'assenza di selce che caratterizzano la porzione basale della *maiolica* sovrastante le succesioni condensate. Via via però dette condizioni si uniformano, pur rimanendo la morfologia del fondo marino ancora movimentata (come dimostra per esempio la presenza di *slumpings*), anche se in parte livellata dai depositi stessi della *maiolica*.

Le pur lievi differenze di spessore riscontrate nelle *marne a fucoidi* indicano, probabilmente, che neanche durante l'Aptiano p.p. - Cenomaniano p.p. la morfologia del fondo marino era completamente uniforme.

Durante il Cenomaniano p.p. - Eocene medio p.p., in cui si deposita la *scaglia rosata*, si ha una ripresa della subsidenza differenziata testimoniata dalla diversa distribuzione dei materiali calcareo-detritici di provenienza esterna al bacino pelagico umbro-marchigiano. Detti materiali sono,

infatti, abbondantissimi e interessati da numerosi *slumpings* nella porzione occidentale dell'area studiata e vanno progressivamente diminuendo verso oriente, dove inoltre non sono evidenti fenomeni di scivolamento intraformazionale. Ciò sembra indicare l'esistenza, nel bacino di sedimentazione, di un'area occidentale depressa e instabile, fiancheggiata ad oriente da una vasta zona più elevata, di cui non è però possibile precisare la morfologia, a luoghi per la scarsezza di affioramenti (anticlinale mediana), a luoghi per le complicate condizioni strutturali (area dell'"accavallamento").

Nei tempi successivi, dall'Eocene medio p.p. al Serravalliano p.p., le considerazioni sulle condizioni paleoambientali sono limitate all'estrema porzione orientale dell'area. La sedimentazione è caratterizzata dall'arrivo nell'ambiente pelagico di una maggiore quantità di materiale argilloso. Durante il Langhiano p.p. - Serravalliano p.p., però, si hanno anche abbondanti apporti, a carattere torbiditico, di detriti calcarei provenienti dalle aree di facies laziale-abruzzese (*schlier* con "cerregna").

## III - TETTONICA

Sulla base di quanto precedentemente esposto e dall'esame della carta geologica si possono ricavare alcune interessanti considerazioni sulla tettonica premiocenica.

1) – Le strutture giurassiche sono il risultato di una tettonica a carattere essenzialmente disgiuntivo. Parte delle faglie giurassiche non sono state riattivate durante le fasi dell'orogenesi alpina, per cui sono da considerarsi stabilizzate.

2) – Le faglie sicuramente giurassiche hanno orientazioni diverse nei vari nuclei. Nella maggior parte di questi prevalgono tuttavia due sistemi.

A Pizzo di Chioggia - P.ta del Ragnolo si riconoscono con certezza due faglie: la prima orientata NNW-SSE, la seconda WNW-ESE.

Al M. Sassotetto si può individuare l'importante faglia, orientata WNW-ESE, della Valle del Fiastrone e il sistema orientato attorno a N - S.

Al M. Valvasseto, pur essendo la situazione strutturale molto complessa, si può individuare un sistema di faglie orientato tra NE-SW e ENE-WSW.

Alle Roccacce i due sistemi di faglie riconosciuti sono orientati, l'uno tra N-S e NNE-SSW, l'altro attorno a NW-SE.

Nella Valle del Tenna, infine, prevale un sistema orientato attorno a NNE-SSW; si riconosce tuttavia anche un'importante faglia orientata attorno a NNW-SSE.

3) – La struttura negativa di Cima Cannafusto - Punta Bambucerta - M. Cacamillo - versante orientale di M. Coglia (poco fuori dell'area) faceva parte, durante il Cenomaniano p.p. - Eocene medio p.p., di una depressione la cui estensione e la cui morfologia non sono deducibili sulla base degli elementi attualmente a disposizione. Ad oriente, invece, si estendeva un'ampia zona più rilevata.

I lineamenti tettonici dell'area, dopo l'orogenesi alpina, sono rappresentati essenzialmente da una successione di pieghe anticlinaliche e sinclinaliche subparallele tra loro, orientate in senso meridiano nell'estrema porzione meridionale, e più a nord, da SSE a NNW.

I suddetti motivi plicativi sono complicati da numerose faglie per lo più parallele agli assi tettonici o trasversali rispetto a questi. Non mancano, però, faglie ad orientamento diverso.

Procedendo da occidente verso oriente si possono individuare le seguenti strutture.

a) – Breve e stretta anticlinale col nucleo costituito dal *calcare massiccio* di Valle Orteccia, estesa dal limite meridionale dell'area fino all'altezza di Pizzo Berro. A partire da questo punto non è più chiaramente individuabile ed è sostituita da minori strutture interessate da faglie. Il fianco orientale è raddrizzato e fagliato.

a') – Più a nord, alla testata della Valle del Fiastrone, sono evidenti due piccole e strette strutture anticlinaliche, interessanti la *maiolica* e le *marne a fucoidi* ed interrotte, all'altezza di Pizzo Tre Vescovi, da una faglia trasversale ad andamento NE-SW. La più esterna ha il fianco orientale fortemente raddrizzato o rovesciato ad oriente e presenta una interruzione dei suoi raccordi laterali ad opera di due faglie parallele.

b) - Sinclinale estesa da Cima Cannafusto a Punta Bambucerta, interessante la *maiolica*, le *marne a fucoidi* e la *scaglia rosata* che ne costituisce il nucleo. L'andamento è NNW-SSE tendente a N-S nell'estrema terminazione meridionale. I suoi fianchi sono a luoghi disgiunti da faglie, quali quelle ad ovest di Colle Bassete - le Roccacce, quella ad oriente di Fonte del Fargno e quella di Valle Orteccia, nell'alta Valle del Tenna.

c) – Ampia struttura anticlinalica, a luoghi complicata da pieghe minori, che la assimilano

allora ad un anticlinorio. Essa comprende il versante settentrionale del M. Sibilla e il M. Zampa, il M. Priora ed il Pizzo, il M. Castel Manardo ed il M. di Amandola, la Valle del Fiastrone ed il M. Valvasseto, il M. Sassotetto, l'insieme dei rilievi di Pizzo di Meta - P.ta del Ragnolo e la zona ad occidente di questi ultimi. La struttura è costituta dai termini più antichi fino alla *scaglia rosata* ed è, nel complesso, fortemente asimmetrica: il fianco occidentale immerge blandamente a W o WNW ed è rotto a luoghi da faglie (quali quelle del versante occidentale del M. Priora e quelle ad occidente di Colle Bassete - le Roccacce); il fianco orientale è raddrizzato, rovesciato o coricato sui terreni più recenti e spesso interessato da faglie inverse, non di rado a piano suborizzontale. Il suo raccordo con la successiva sinclinale è, pertanto, quanto mai complicato e costituisce parte del noto "accavallamento" dei M. Sibillini.

d) – Stretta sinclinale ubicata subito ad oriente della struttura precedente. Interessa la *scaglia rosata*, la *scaglia cinerea*, e talora anche il *bisciaro*, che presentano numerosi e complicati motivi plicativi secondari. Il nucleo è rappresentato quasi ovunque dalla *scaglia cinerea*, il piano assiale immerge costantemente a W e a WSW e il fianco occidentale di raccordo con la precedente anticlinale è spesso eliso tettonicamente.

Per un esame di dettaglio di questa porzione del margine esterno dei M. Sibillini, consideriamo le sezioni geologiche allegate.

Le prime due, che si riferiscono alla parte settentrionale dell'area, mostrano come il fenomeno di rovesciamento interessi essenzialmente i terreni più recenti della successione, in generale più plastici: la porzione superiore della *maiolica*, le *marne a fucoidi*, la *scaglia rosata*, la *scaglia cinerea* e, talora, il *bisciaro*. Sembra, in questi casi, che la porzione superiore della *maiolica*, in giacitura prossima alla verticale, abbia favorito lo scollamento dei termini sovrastanti che si sono "accatastati" per gravità verso ENE, ripiegandosi nel modo più vario e complesso. Il fenomeno in parola è ben evidente lungo la strada che dall'Albergo di Sassotetto scende verso Sarnano, tra la prima e la seconda curva dopo l'Albergo stesso. Qui si può osservare il brusco contatto tra strati di *maiolica* subverticale e strati di *maiolica* rovesciati con inclinazione verso ovest di circa 40 gradi (fig. 8). Al di sotto, le *marne a fucoidi*, con forte spessore apparente per le numerose pieghettature, si sovrappongono alla *scaglia rosata*, anch'essa fittamente piegata. Questo motivo prosegue a nord fino oltre il Pizzo di Meta (fig. 9) ed a sud in direzione del M. Valvasseto. All'altezza della Valle dei Tre Santi (sezione III) il livello di scollamento sareb-

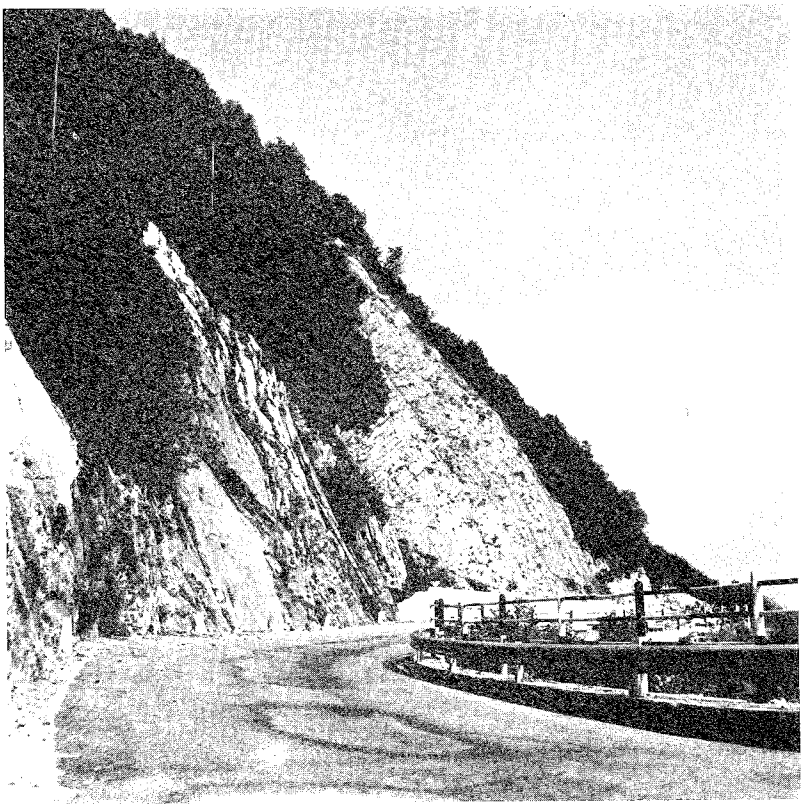

Fig. 8 - Contatto brusco tra *maiolica* con strati fortemente inclinati e *maiolica* con strati rovesciati, dovuto a scivolamento gravitativo della porzione più recente della formazione su quella più antica. (Strada M. Sassotetto - Sarnano).

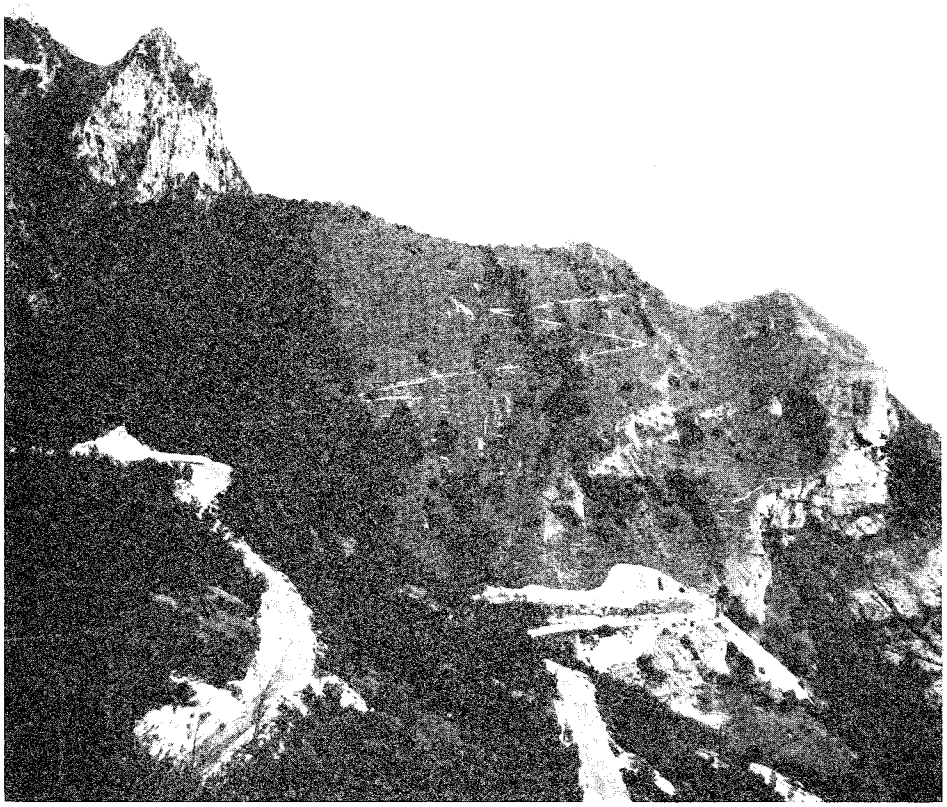

Fig. 9 - Veduta parziale di una porzione dell'"accavallamento". Da sinistra si osserva: al bordo della foto, il *calcare massiccio*; oltre la selletta, in cui affiorano *i calcari diasprini umbro-marchigiani*, la *maiolica* in giacitura verticale; le *marne a fucoidi* (nel bosco) e la *scaglia rosata* spiegazzate e rovesciate. Alla base della scarpata, al bordo destro della foto, affiora un lembo di *scaglia cinerea* al nucleo di una stretta sinclinale coricata di *scaglia rosata*. (Versante orientale del Pizzo di Meta).

be, invece, rappresentato dalle *marne a fucoidi*, fortemente laminate e rovesciate, con forte inclinazione, ad WSW.

A sud della Valle dei Tre Santi il fenomeno di rovesciamento diventa gradualmente più intenso. Dapprima, tra quest'ultima incisione e quella dell'Ambro (sezione IV), si ha una stretta piega rovesciata con al nucleo la *maiolica* e con le *marne a fucoidi* fortemente laminate: il motivo si esaurisce subito ad oriente dove il *bisciaro* è già in giacitura normale. Più a sud, in corrispondenza della profonda incisione del T. Ambro, è visibile anche il comportamento dei terreni più antichi (sezione V). La *corniola*, che si appoggia al *calcare massiccio* delle Roccacce, ha dapprima un blando andamento suborizzontale (con locali piccoli piegamenti secondari); successivamente, e in breve spazio, assume una giacitura subverticale formando nel complesso una brusca piega a ginocchio, probabilmente rovesciata in profondità. Le formazioni più recenti sono fortemente tettonizzate e laminate, e si elidono via via nelle parti più profonde della struttura, dove si ha un contatto diretto tra la *corniola* e la *scaglia cinerea*. Più ad est quest'ultima, assieme alla *scaglia rosata*, forma una blanda struttura anticlinalica. Nell'insieme il motivo rappresenta una complessa piega-faglia con piano di scorrimento poco inclinato.

Il motivo stesso si continua a sud ed è messo chiaramente in evidenza lungo il versante sinistro del Tenna fino a Fosso il Rio. In questo tratto è la *maiolica* che, per elisione del fianco inverso della struttura, sovrascorre sulla *scaglia cinerea*: anche qui il piano di scorrimento è poco inclinato ed, a luoghi, vicino all'orizzontale.

A sud del Fosso il Rio e sul versante destro della valle del Tenna, il motivo è ancora più intenso e coinvolge, in affioramento, anche il *calcare massiccio*. Esso è ben evidente nella se-

zione VI. Qui si può notare come, ad oriente dell'affioramento della *successione completa*, blandamente piegata in sinclinale ed appoggiata al *calcare massiccio*, si ha dapprima una sinclinale (nella quale sono implicati la *maiolica* e i *calcari diasprini*) con piano assiale immergente con forte inclinazione ad ovest. Segue una stretta anticlinale, perforata da un nucleo di *calcare massiccio* e con i fianchi costituiti da *calcari diasprini* (quello occidentale) e da *maiolica* (quello orientale), intensamente tettonizzati. Essa è nettamente asimmetrica, rovesciata ad oriente ed appoggiata tettonicamente su un esile orizzonte di *scaglia rosata*, a sua volta sovrapposta alla *scaglia cinerea*. Sul versante destro della valle (percorsa da una faglia che determina un ribassamento sulla sinistra della valle stessa) sono più evidenti le due superfici di sovrascorrimento, l'una che determina l'accavallamento della *maiolica* sulla *scaglia rosata*, essendo state eliminate in profondità le *marne a fucoidi*, l'altra che porta alla sovrapposizione della *scaglia rosata* sulla *scaglia cinerea*. In profondità le due superfici si avvicinano tra loro e la *scaglia rosata* si riduce via via di spessore fino al suddetto esile livello di pochi metri sulla sinistra della valle. Il sovrascorrimento è qui evidente per circa 1,5 chilometri.

Più a sud, in corrispondenza del M. Zampa, al di là della faglia NE-SW a probabile rigetto orizzontale, numerose pieghe, anche rovesciate e fagliate, sono visibili solo nei terreni più recenti a partire dalle *marne a fucoidi* (19).

Come si vede, si ha nell'area un graduale attenuarsi dell'"accavallamento" procedendo da sud verso nord.

e) – Struttura anticlinalica, avente a nucleo la *scaglia rosata* delle valli dell'Ambro e del Tenna. In senso longitudinale essa scompare rapidamente, ed è sostituita, sia a sud che a nord, da minori pieghe che coinvolgono soprattutto i termini più recenti. In particolare a nord, tra i numerosi motivi plicativi, interessati da faglie trasversali e longitudinali, si distinguono la sinclinale di Stinco, avente a nucleo lo *schlier*, e l'anticlinale ad est di Giampereto, con il nucleo costituito dalla *scaglia rosata*.

L'interpretazione del meccanismo di "accavallamento", che interessa gran parte del margine esterno dell'Appennino centrale, non può essere compiutamente tentata in questa sede, poiché gli elementi a disposizione riguardano soltanto una parte della struttura dei M. Sibillini.

Essa comunque non può prescindere dai seguenti dati di fatto, emersi dalla precedente descrizione.

L'"accavallamento" si manifesta con modalità e intensità non uniformi in senso longitudinale. Procedendo da nord a sud, si possono distinguere due settori: a) - uno settentrionale nel quale il motivo sembra interessare soltanto i terreni più recenti (essenzialmente la *scaglia cinerea*, la *scaglia rosata*, le *marne a fucoidi* e, spesso, la parte alta della *maiolica*). Esso può essere ricondotto a scendimenti gravitativi dei suddetti terreni a partire da un livello di scollamento rappresentato dalle *marne a fucoidi* oppure dalla parte alta della *maiolica*; b) - l'altro, meridionale, comprendente l'area attraversata dall'Ambro e dal Tenna, nel quale si ha un sovrascorrimento di circa 1,5 chilometri che coinvolge anche i terreni più antichi (*corniola* e *calcare massiccio*).

Tenuto conto di questi fatti, si può dedurre che il movimento tangenziale più intenso è limitato al settore meridionale dell'area studiata. In questo il sovrascorrimento non dovrebbe essere di molto superiore a quello visibile in superficie, a causa del graduale attenuarsi del fenomeno verso nord, nel breve tratto preso in esame.

(19) – Si deve rilevare che i terreni costituenti il fianco inverso della struttura completa costituita da c) e d), ed in particolare la *scaglia rosata*, sono interessati da numerose faglie distensive di piccolo rigetto e da fratture con piano immergente ad oriente.

*Manoscritto presentato nel mese di giugno del 1976.*
*Ultime bozze restituite nel mese di ottobre del 1976.*

## BIBLIOGRAFIA


ACCORDI B. & MORETTI A. (1967) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia: Foglio 131, Foligno*, 61 pp.

ALLEMANN F., CATALANO R.,FARES F.& REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian - Valanginian) of the western Mediterranean Province.* Proceed. II Plankt. Conf. Roma 1970, 2, 1337-1340.

AUBOUIN J. (1963) - *Esquisse paleogeographique et structurale des chaines alpines de la Mediterranée Moyenne.* Geol. Rund., **53** (2), 480-534.

AUBOUIN J. (1965) - *Geosinclines.* Developments in Geotectonics. Elsevier I, 365 pp.

BARBERA LAMAGNA C. (1970) - *Stratigrafia e paleontologia della formazione degli scisti ad aptici dei dintorni di Bolognola (Macerata). 1) - Studio sistematico e strutturale degli aptici giurassici.* Mem. Soc. Natur. Napoli. Suppl. Boll. 78, 1969, 215-246.

BAUMANN P. (1970) - *Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen - oligozänen Scaglia im zentralen Apennin (Italien).* Eclogae geol. Helv., **63** (3), 1133-1211.

BEHRMANN R. B. (1936) - *Die Faltenbögen des Apennins und ihre palägeographische Entwicklung.* "Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen", math. phis. Kl., ser. 3, (16), IV+125.

BERNARDINI F. (1969) - *Studio sedimentologico della formazione alto-miocenica ascolana.* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 7, **1**, 353-394.

BERNOULLI D. (1969) - *Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area.* Coll. on Medit. Jiuras. Strat. in: Ann. Ist. Geol. Publ. Hung.

BERNOULLI D. & WAGNER C. W. (1971) - *Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jiurassic, Central Apennines, Italy).* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138** (2), 135-149.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1970) - *La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale.* Mem. Soc. Geol. Ital., **9** (2), 177-195.

BOCCALETTI M., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio a nord dell'Arno.* Boll. Soc. Geol. It., **94** (3), 377-405.

BONARELLI G. (1893) - *Osservazioni sul Toarciano e l'Aaleniano dell'Appennino centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **12** (2), 195-254.

BORSETTI A. M. (1962) - *Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobbico (Pesaro).* Giorn. Geol., ser. 2, **29**, 19-75.

BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi merdionali durante il Giurassico - Cretaceo. Sue possibili applicazioni negli Appennini.* In Atti del Convegno sul tema: Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino. Accad. Naz. dei Lincei. 166-205.

BROGLIO LORIGA C. & MANTOVANI M. G. (1970) - *Microbiostratigrafia della serie affiorante nella massa scivolata dal M. Toc (Vaiont) il 9 ottobre 1973 ed alcune osservazioni sui Foraminiferi, Radiolari, Calcisfere e Nannoconus.* Studi Trent. di Sc. Nat., ser. A, **47** (2), 202-285.

CANAVARI M. (1881) - *Gli scisti a fucoidi e gli scisti bituminosi che spesso li accompagnano nell'Appennino centrale. Una Radiolites del Suavicino.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb., 6-7.

CANAVARI M. (1886) - *Rilevamento geologico della Sibilla.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **5**, 162-163.

CANAVARI M. (1891a) - *I terreni del Terziario inferiore e quelli del Creta superiore nell'Appennino centrale.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **8**, 158-160.

CANAVARI M. (1891b) - *Il lias superiore nella Valle di Bolognola in quel di Camerino.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., 8, 6-11.

CANAVARI M. (1891c) - *Gli scisti varicolori con fucoidi della parte NE dei Monti Sibillini.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., 8, 11-12.

CANAVARI M. (1892) - *Ancora sull'eocenicità della parte superiore della scaglia nell'Appennino centrale.* Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., 9, 43 pp.

CARMIGNANI L. & GIUBBILINI P. (1972) - *Segnalazione del ritrovamento di echinidi nei "calcari diasprini umbro- marchigiani".* Boll. Soc. Geol. It., **91** (1), 37-46.

CASTELLARIN A. (1965) - *Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino meridionale).* Giorn. di Geol., ser. 2, **33** (2), 527-557.

CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "piattaforma veneta" e "bacino lombardo" a Nord di Riva del Garda.* Giorn. di Geol., **38** (1), 11-212.

CATALANO R. & LIGUORI V. (1970) - *Facies a Calpionelle della Sicilia occidentale.* Proceedings of the II Planktonic conference, 1, 167-209.

CATI F. ed altri (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui Foraminiferi planctonici.* Boll. Soc. Geol. It., **87** (3), 491-503.

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

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell' Appennino umbro-marchigiano.* Studi Geologici Camerti, 1, 7-90.

CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1 : 50.000. Note illustrative del Foglio 291, Pergola*, 40 pp.

CENTAMORE E., JACOBACCI A & MARTELLI G. (1972) - *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni possibili con le regioni adiacenti.* Boll. Serv. Geol. d'It., **93**, 155-188.

CHELUSSI I. (1907) - *La barra di Visso in provincia di Macerata. Studio geologico.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **45** (4), 294-305.

CITA M. B. (1964) - *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sui sedimenti pelagici del Giurassico superiore e del Cretaceo inferiore nella catena del Monte Baldo.* Riv. Ital. Paleont. mem. **10**, 184 pp.

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** (4), 839-874.

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1967) - *Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del M. Cucco (Appennino Umbro).* Bol. Soc. Geol. It. **86** (2),179-192.

COLACICCHI R. & PIALLI G. (1969) - *Relationship between some peculiar features of Jiurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (Central Italy).* Preprint. Colloquium on Mediter. Jiura. Strat. Budapest, 1969.

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

CRESCENTI U. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte I-Descrizione delle serie stratigrafiche).* Mem. Soc. Geol. It., **8** (2), 155-204.

CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II-Litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia).* Mem. Soc. Geol. It., **8** (4), 343-420.

DALLAN NARDI L., ELTER P. & NARDI R. (1971) - *Considerazioni sull'arco dell'Appennino settentrionale e sulla "linea" Ancona - Anzio.* Boll. Soc. Geol. It., **90** (2), 203-211.

D'ARGENIO B . (1970) - *Evoluzione neotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterranei Europeo ed Americano.* Atti Accad. Pont., **20**, 1-34.

DEIANA G. (1965) - *Analisi strutturale del sovrascorrimento tettonico di Scopoli (Foligno) - Trevi (Umbria).* Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 173-184.

DEIANA G. & PIERUCCINI U. (1971) - *Primi dati sul Giurassico dei M. Sibillini.* Studi Geologici Camerti, **1**, 91-95.

FANCELLI R., GHELARDONI R. & PAVAN G. (1966) - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro - meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **5** (2), 67-90.

FAZZUOLI M. (1974a) - *Facies di "Laguna interna" nel Calcare Massiccio della Toscana sud-orientale.* Boll. Soc. Geol. It., **93** (2), 369-396.

FAZZUOLI M. (1974b) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio nell'area della Pania di Corfino (Prov. di Lucca).* Boll. Soc. Geol. It., **93** (3), 735-752.

GANDOLFI R. (1942) - *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino).* Riv. Ital. Paleont., mem. 4, **48** (4), 160 pp.

GIANNINI E. (1960) - *Osservazioni geologiche sulla Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno - Teramo).* Boll. Soc. Geol. It., **79** (2), 183-206.

GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & ZAMPI M. (1970) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Giurassico della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno - Teramo).* Mem. Soc. Geol. It., **9** (1), 29-53.

GIROTTI O. (1968) - *Note sulla stratigrafia e sulla tettonica delle formazioni mioceniche dell'Ascolano.* Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, **44** (6), 827-832.

GIROTTI O. (1969) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia: Foglio 133-134, Ascoli Piceno - Giulianova,* 50 pp.

GUSIC I. (1975) - *Upper triassic and liassic Foraminiferida of Mt. Medvednica, Northern Croatia (Involutinidae, Nubeculariidae).* Palaeontologia Jugoslavica, **15**, 1-45.

HILLS E. S. (1963) - *Elements of Structural Geology.* 483 pp.

JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., MALFERRARI N., MARTELLI G. & MICARELLI A. (1974) - *Note esplicative della carta geologica d'Italia. Foglio 290 Cagli alla scala 1 : 50.000,* 40 pp.

KLAUS J. (1959) - *Le "complexe schisteux intermediare" dans le synclinal de la Gruyere. (Préalpes mèdianes).* Ecl. geol. Helv., **52** (2), 753-852.

KOEHN-ZANINETTI L. (1969) - *Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almital (Haute - Autriche).* 5b. Geol. Bundsanst., **14**, 1-55.

LE HEGARAT G. & REMANE J. (1968) - *Titonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles.* Geobios, 1, 7-70.

LOEBLICH A. R. & TAPPAN H. (1964) - *Protista 2. Sarcodina, Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida.* Treatise on Invertebrate Palaeontology, C (1-2), 900 pp.

LOTTI B. (1909) - *Rilevamento geologico nell' alta Val Nerina durante la campagna 1908.* Boll. R. Com. Geol. d'It., **40** (1), 39-61.

LOTTI B. (1910) - *Il bacino sorgentifero del fiume Nera.* Boll. R. Com. Geol. d'It., **41** (1), 5-28.

LOTTI B. (1926) - *Descrizione Geologica dell' Umbria.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **21**, 320 pp.

LUTERBACHER H.P. (1964) - *Studies in some Globorotalia from the Paleocene and lower Eocene of the Central Apennines.* Ecl. geol. Helv., **57** (2), 631-730.

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

LUTERBACHER H.P. & PREMOLI SILVA I. (1964) - *Biostratigrafia del limite Cretaceo - Terziario nell'Appennino Centrale.* Riv. ital. Paleont., **70** (1), 67-128.

MANFREDINI M. (1963) - *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana.* Boll. Serv. Geol. It., **84**, 101-130.

MANTOVANI M.P. & PIRINI P. (1967) - *I Foraminiferi delle marne a fucoidi.* Riv. Ital. Paleont., 73 (4), 1181-1256.

MATTAUER M. (1973) - *Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre,* 493 pp.

MEDIZZA F. (1965) - *Ricerche micropaleontologico-stratigrafiche sulle formazioni al limite tra Cretaceo e Terziario nell'alta Valle del Chiampo (Lessini orientali).* Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, **25**, 1-44.

MEZZETTI R. (1969) - *Studio petrografico di ceneri vulcaniche appenniniche: I-Le intercalazioni langhiane dell'Emilia e delle Marche.* Miner. Petrogr. Acta, **15**, 9-34.

MICARELLI A. (1965) - *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche del tratto Barremiano - Eocene medio del M. Giove (Appennino Marchigiano).* Boll. Soc. Geol. It., **84** (4), 117-175.

MODERNI P. (1900) - *Osservazioni geologiche fatte nel 1899 al piede orientale della catena dei Sibillini.* Boll. Com. Geol. d'It., **31** (2), 181-188.

MODERNI P. (1901) - *Rilevamento delle Marche - Tavoletta di Amandola e Arquata del Tronto.* Boll. Com. Geol. d'It., **32** (2), 47-48.

MORETTI A. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 124, Macerata,* 51 pp.

NICORA A. (1971) - *Biostratigrafia del limite Oligocene - Miocene nelle Langhe (Piemonte).* Riv. It. Pal., 77 (2), 157-262.

OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro - lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **8** (4), 453-764.

OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Structural Model of Italy: map and explanatory notes.* Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **90**. C.N.R.

PASSERI L. (1971) - *Stratigrafia e sedimentologia dei calcari giurassici del M. Cucco (Appennino umbro-marchigiano).* Geol. Romana, **11**, 93-129.

PASSERI L. & PIALLI G. (1972) - *Facies lagunari nel calcare massiccio dell'Umbria occidentale.* Boll. Soc. Geol. It., **91** (2), 345-364.

PASSERI L. & PIALLI G. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei calcari a Rhaetavicula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona.* Geol. Romana, **12**, 177-203.

PERNO U. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 123, "Assisi",* 76 pp.

PIALLI G. (1971) - *Facies di piana cotidale nel calcare massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **90** (4), 481-508.

PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geol.Romana, **5**, 407-424.

POSTUMA J. A. (1971) - *Manual of planktonic foraminifera.* Elsevier, 420 pp.

PREVER P. L. (1905) - *Sulla fauna nummulitica della scaglia nell'Appennino centrale.* Atti R. Acc. delle Scienze, **40**, 3-15.

PRINCIPI P. (1927) - *Intorno alla suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell' Italia centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **46**, 31-50.

PRINCIPI P. (1932) - *Il Miocene nell'Umbria meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **51** (1), 53-60.

RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks.* In : International series in the Earth and Planetary Sciences, 568 pp.

REICHEL M. (1952) - *Remarques sur le Globigérines du Danien de Faxe (Danemark) et sur celles des couches de passage du Crétacé au Tertiaire dans la Scaglia de l'Apennin.* Ecl. geol. Helv., **45** (2), 341-349.

REMANE J. (1971) - *Les Calpionelles Proto-*

*zoaires Planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire.* Annales Guebhard, **47** (1), 369-393.

RENZ O. (1932) - *Osservazioni stratigrafiche sulla scaglia cinerea dell'Appennino umbro-marchigiano.* Giorn. di Geol., ser. 2, **7**, 139-143.

RENZ O. (1933) - *Il Terziario umbro-marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale.* Giorn. di Geol., ser. 2, **8**, 97-110.

RENZ O. (1951) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sulla scaglia (Cretaceo superiore - Terziario) dell'Appennino centrale.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **29**, 173 pp.

SCARSELLA F. (1931) - *Sulla geologia della Valle d'Ussita (Sibillini settentrionali).* Boll. Soc. Geol. It., **50** (2), 143-170.

SCARSELLA F. (1932) - *La diffusione degli strati a Posidonomya alpina nell'Appennino centrale.* Rend. R. Acc. Lincei, ser. 6, **16** (3-4), 159-162.

SCARSELLA F. (1934a) - *Osservazioni sui terreni marnoso-arenacei miocenici compresi nel foglio 132 (Norcia).* Boll. R. Uff. Geol. It., **59** (4), 1-23.

SCARSELLA F. (1934b) - *Nuove osservazioni sulla scaglia della zona di transizione della Valnerina.* Boll. R. Uff. Geol. It., **59** (12), 1-7.

SCARSELLA F. (1945) - *Nuove tracce di antichi ghiacciai nei Monti Sibillini e nei Monti della Laga.* Boll. Soc. Geol. It., **64**, 99-102.

SCARSELLA F. (1946) - *Di un motivo tettonico dell'Appennino centrale umbro-marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **65**, 21-23.

SCARSELLA F. (1947) - *Sulla geomorfologia dei piani del Castelluccio e sul carsismo dei Monti Sibillini.* Boll. Soc. Geol. It., **66**, 28-36.

SCARSELLA F. (1947-48-49) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo.* Boll. Serv. Geol. d'It., **71**, 155-165.

SCARSELLA F. (1950) - *Sui rapporti stratigrafici del "calcare massiccio" (calcare di scogliera Hettangiano) con i soprastanti piani stratificati della serie giura - liassica nell'Appennino umbro-marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **69** (1), 96-98.

SCARSELLA F. (1951) - *Un aggruppamento di pieghe nell'Appennino umbro-marchigiano. La catena M. Catria, M. Cucco, M. Penna, Colfiorito, M. Serano.* Boll. Com. Geol. d'It. **73** (2), 307-320.

SCARSELLA F. (1959) - *60ª riunione estiva della Soc. Geol. It. (l'Aquila 13-19 settembre 1959). Guida delle escursioni.*

SELLI R. (1950) - *I caratteri geologici della regione marchigiana.* Giorn. di Geol., ser. 2, **21**, 99-125.

SELLI R. (1967) - *Cenni sul Neogene dell'avanfossa marchigiana.* Com. Medit. Neog. Strat., guida alle escursioni, 126-135.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1942) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 100.000, 132, Norcia.*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1967) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 100.000, 124, Macerata.*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 100.000, 123, Assisi*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 100.000, 131, Foligno.*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 100.000, 133-134, Ascoli Piceno - Giulianova.*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1972) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 50.000, 290, Cagli.*

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1975) - *Foglio della Carta geologica d'Italia in scala 1 : 50.000, 291, Pergola.*

SPADA LAVINI A. & ORSINI A. (1885) - *Quelques observations géologiques sur les Apennines de l'Italie centrale.* Bull. Soc. Geol. de France, ser. 2, **12**, 1202-1230.

TORRE M. (1966) - *La successione biostratigrafica del M. Carbucine (Macerata).* Boll. Soc. Nat. Napoli, **74**, 86-113.