

**IL ROSSO AMMONITICO INFERIORE
(BAIOCIANO - CALLOVIANO)
NEI MONTI LESSINI SETTENTRIONALI (VERONA)**

P. A. CLARI, P. MARINI, M. PASTORINI & G. PAVIA (1)

Key-words: Biostratigraphy, Sedimentology, Nodular limestones, Middle Jurassic, Venetian Alps, Italy.

Abstract. The aim of this paper is the description, from both the biostratigraphical and sedimentological point of view, of the lower member of the Rosso Ammonitico Veronese, one of the most known red, nodular, pelagic limestones of the mediterranean Jurassic.

The R.A.V. is a condensed sequence of red, mostly nodular, limestones, often rich in internal molds of ammonites, which is areally restricted to the "Trento Ridge", a structural high isolated in the early Jurassic by the rifting of a Triassic, large epicontinental carbonate-platform. It spans in age from late Bajocian to Tithonian and is separated from the underlying shallow-water carbonates of Liassic and Aalenian age by a sharp break in sedimentation, underlined by a mineralized hard ground, which lasted for all early and middle Bajocian.

Two members may be recognized in the R.A.V.: a lower (Rosso Ammonitico Inferiore) and an upper one (Rosso Ammonitico Superiore) separated by a stratigraphic gap. The lower member, ranging in age from late Bajocian to middle Callovian, is well developed only in the southern part of the "Trento Ridge" (i. e. in the Lessini Veronesi area) and has a variable thickness which reaches a maximum of 8 meters.

In this member, three sections of which have been studied in detail, four lithofacies have been recognized:

— Laminated lithofacies: consists of well-bedded, laminated, pelagic-bivalves packstones with abundant lenses and "ribbons" of chert packed with silicified bivalves.

— Bioturbated lithofacies: consists of well-bedded, bioturbated, pelagic-bivalves packstones and wackestones.

— Nodular lithofacies: consists of medium to thick beds, bounded by discontinuous surfaces, of pelagic-bivalves packstones and wackestones with a nodular texture due to the presence of pea- to egg-

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Palazzo Carignano, 10123 Torino (Italy).

Ricerca eseguita con i contributi finanziari del C.N.R. n. 81.01964.05 e 82.02541.05 (Gruppo Informale "Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione") e del M.P.I. 40%, gestione 1982 (Progetto "Piattaforme, margini e rapporti con le facies pelagiche").

Gli Autori ringraziano il cav. Attilio Benetti di Camposilvano per la preziosa ed indispensabile collaborazione offerta durante i rilievi sul terreno; buona parte degli esemplari di Ammoniti studiati in questo lavoro provengono dalle ricche raccolte del Museo Paleontologico di Camposilvano, da lui diretto con perizia ed entusiasmo. Un sentito ringraziamento va anche al prof. M. Sampò per l'assistenza durante lo studio dei microfossili e al dr. C. Marelli per l'aiuto fornito durante la campionatura delle sezioni stratigrafiche.

sized volumes of pinkish limestone surrounded by a brick-red, clay-rich matrix. The microscopic texture of these nodules is quite different from the one of the matrix. A hard ground lithofacies, characterized by the presence of iron-oxides nodules, was also recognized.

— *Stromatolitic lithofacies*: consists of stromatolitic horizons, few centimeters to one meter thick, composed of laterally-linked hemispheroids. Other laminated structures of organic origin recognized in the Rosso Ammonitico Inferiore are isolated domes on corroded internal molds of ammonites and oncolites.

The biota of the lower member of R.A.V. is composed mainly of planktonic and nektonic forms, whilst benthonic taxa are scarce. Pelagic bivalves (*Bositra*), ammonites, belemnites together with "Protoglobigerinas" and radiolarians are the most common forms.

The biostratigraphic analysis of the Rosso Ammonitico Inferiore brought the following results:

1) Confirmation of the late Bajocian age of the basal layer of the R.A.V., containing a condensed fauna with 49 species of ammonites of Garantiana and mainly of Parkinsoni zones.

2) Identification of rare Bathonian ammonites (genus *Morrisceras* of the middle Bathonian and *Procerites cf. hodsoni* of the basis of late Bathonian).

3) Finding of rich (36 species) faunas of early Callovian age (Gracilis zone) together with less abundant forms of middle Callovian age.

4) First finding of late Callovian (*Athleta* zone) ammonites in the R.A.V. (*Orionoides cf. cayeuxi*, *Peltoceras* sp.).

5) Exact dating of the basis of the Rosso Ammonitico Superiore to the middle Oxfordian (Transversarium — Plicatilis zone) which allows to define the exact gap (late Callovian — early Oxfordian) between the two members of the R.A.V.

The more interesting results of the sedimentological analysis are:

1) Recognition of many evidences of early lithification on the sea floor both of whole beds and of single volumes (nodules) of sediment.

2) Recognition of three kind of nodules:

— *predepositional nodules* which are individual sedimentary bodies lithified before their final deposition. This class includes: *oncolites* (concentrically laminated bodies of organic origin); *intraclasts*, early diagenetic nodules (see below) exhumed by current winnowing or by burrowers and then bored, corroded and encrusted by iron oxides. They are easily recognized by their "mineralized" rims;

— *early diagenetic nodules* which are volumes of sediments that have undergone a more or less complete lithification near the sediment/water interface in an early stage of diagenesis;

— *late diagenetic nodules* which were differentiated from the surrounding sediment by the mobilization and the reprecipitation of carbonate during burial diagenesis.

The nodularity in the lower member of the R.A.V. is the result of a long sequence of sedimentary, early-diagenetic and late diagenetic events which affected, more or less strongly, the original sediment.

Premessa.

L'interesse per il Rosso Ammonitico Veronese risale alla metà del secolo scorso, quando De Zigno (1850) e Catullo (1853) pubblicarono le prime descrizioni dei «calcarei ammonitici rossi» dei dintorni di Verona. Da allora moltissimi studiosi, in particolar modo paleontologi, attratti dalla ricchezza e dalla varietà delle faune ad Ammoniti, hanno dedicato la loro attenzione a questa formazione del Giurassico veneto. In tempi relativamente recenti si è inoltre destato un vivo interesse per le caratteristiche sedimentologiche della facies di «rosso ammonitico», così diffusa nel Giurassico del bacino mediterraneo.

Nonostante i molteplici studi di cui è stata oggetto, la formazione del Rosso Ammonitico Veronese (abbreviata per semplicità con la sigla R.A.V.) è tuttora in attesa di una definizione formale, sebbene esista dopo la messa a punto di Sturani (1964 a) un accordo generale sulla sua estensione stratigrafica e sulla sua divisione in due membri: inferiore e superiore. Inoltre molteplici

aspetti sia biostratigrafici che sedimentologici del R.A.V. non sono stati ancora del tutto chiariti. E' mancato soprattutto sino ad ora il collegamento fra studi biostratigrafici e studi sedimentologici, necessario a nostro avviso per una più completa comprensione delle caratteristiche di questa formazione tipicamente condensata e lacunosa.

Il presente lavoro vuole essere un primo tentativo di studio dettagliato parallelo, sedimentologico e biostratigrafico, ed ha per oggetto il membro inferiore della formazione (Rosso Ammonitico Inferiore). In realtà l'intervallo preso in considerazione comprende anche i livelli basali, fossiliferi, del Rosso Ammonitico Superiore allo scopo di inquadrare e datare con precisione i livelli studiati.

Mentre da un lato si è cercato di fornire un'interpretazione delle caratteristiche sedimentologiche del Rosso Ammonitico Inferiore, dall'altro si è cercato di riferire i singoli livelli, le diverse litofacies, alla scala biostratigrafica fornita dalla zonazione ad Ammoniti. Ciò ha reso possibile il confronto tra facies e livelli sicuramente coevi per trarne nuovi motivi di interpretazione.

Inquadramento paleogeografico.

Prima di affrontare in dettaglio lo studio del membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese, riteniamo utile fornire alcuni brevi cenni sull'evoluzione strutturale e paleoambientale dell'area in esame, allo scopo di inquadrare l'argomento in un contesto paleogeografico più generale.

L'evoluzione paleogeografica e stratigrafico-strutturale delle Alpi Meridionali nel corso del Mesozoico è stata oggetto di numerosi lavori a carattere più o meno generale (Aubouin, Bosellini & Cousin, 1965; Bosellini & Broglio Loriga, 1971; Castellarin, 1972; Bosellini, 1973; Winterer & Bosellini, 1981; Ogg, 1981). Nei lavori più recenti, le Alpi Meridionali nel loro complesso vengono interpretate come uno dei margini continentali passivi di un oceano (oceano ligure), che si venne ad individuare fra le Alpi Meridionali stesse e le Alpi francesi. La storia di questo margine passivo appare dominata, almeno per tutto il Giurassico, da una tettonica di tipo distensivo, che causò la sua suddivisione in una serie di porzioni strutturali (*fault blocks*), caratterizzate da differenti tassi di subsidenza e quindi da una differente evoluzione stratigrafica. Una delle più importanti è rappresentata dalla cosiddetta «Ruga di Trento», estesa all'incirca dall'attuale sponda orientale del Lago di Garda alle Alpi Feltrine (Fig. 1), che conservò per tutto il Giurassico un ruolo di alto strutturale fiancheggiato da bacini più profondi: il «Solco Lombardo» a ovest, quello di Belluno a est.

La «Ruga di Trento» si individuò come tale all'inizio del Giurassico e per tutto il Lias inferiore e medio fu sede di una sedimentazione carbonatica a pelo

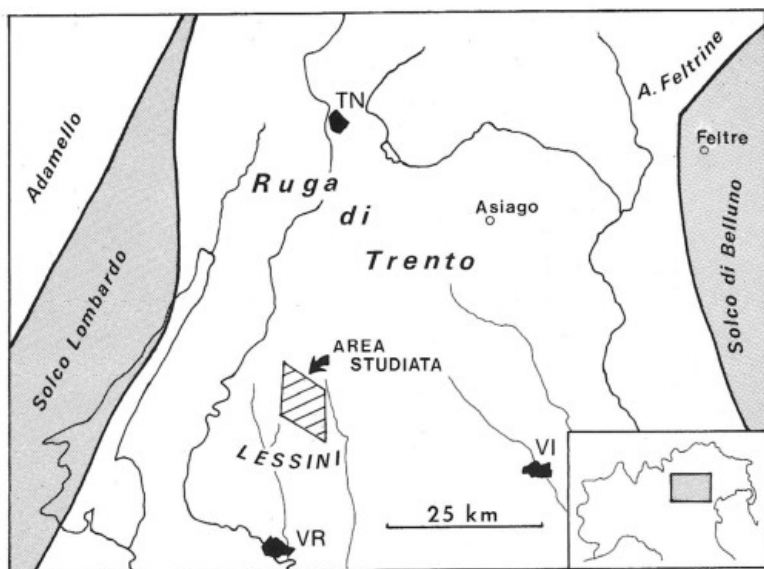


Fig. 1 – Ubicazione dell'area studiata nello schema paleogeografico del Veneto occidentale (i limiti delle zone paleogeografiche sono ripresi da Bosellini, Masetti & Sarti, 1981).

d'acqua (Bosellini & Broglio Loriga, 1971; Clari, 1975), che si protrasse, pur con diverse caratteristiche e facies, sino al Dogger inferiore (Clari & Marelli, 1983). Nel corso del Giurassico medio vi si registrò una lacuna generalizzata, estesa dal tetto dell'Aaleniano (o del Domeriano nei settori più interni della Ruga) a quasi tutto il Baiociano. Durante questo arresto di sedimentazione, collegato da alcuni autori (Sturani, 1971) ad un'emersione, da altri (Winterer & Bosellini, 1981) ad un fenomeno di «by-passing» in ambiente di soglia sottomarina, si depositarono localmente sottili e discontinui livelli conchigliari a Crinoidi, Bivalvi pelagici ed Ammoniti di piccole dimensioni (*Lumachella a Posidonia alpina*).

La sedimentazione riprese sulla maggior parte della Ruga di Trento nel Baiociano superiore con calcari micritici più o meno nodulari, testimoniando una sedimentazione pelagica lenta e discontinua in un ambiente di soglia sottomarina (Rosso Ammonitico Veronese).

Al termine del Giurassico (Titoniano) la Ruga di Trento perse completamente la propria individualità e la posizione di alto strutturale. Sopra i calcari nodulari del Rosso Ammonitico si depositarono, con passaggio transizionale, calcari pelagici bianchi a nannofossili, Calpionelle e Radiolari con noduli silicei di sostituzione, del tutto analoghi a quelli che si depositarono nelle aree limitrofe (Maiolica, Biancone).

Il Rosso Ammonitico Veronese

Cenni storici.

La storia degli studi sul R.A.V. può essere sintetizzata a grandi linee in due fasi: una prima fase, iniziata verso la metà del secolo scorso, di interesse prevalentemente paleontologico—biostratigrafico ed una seconda, più recente, a carattere eminentemente sedimentologico. Nella prima fase rientrano i classici lavori di De Zigno (1850), Catullo (1853), Benecke (1865), Bittner (1878), Nicolis & Parona (1885), Del Campana (1905), Dal Piaz (1907), Trener (1910, 1913, 1957), Pia (1920), Parona (1931), dai quali tuttavia emerge un quadro biostratigrafico poco chiaro soprattutto per la parte inferiore della formazione.

Il merito di avere stabilito definitive suddivisioni lito—biostratigrafiche nell'ambito del R.A.V. spetta a Sturani (1964 a), il quale dall'esame di una quindicina di sezioni distribuite in tutte le Alpi Meridionali e dall'analisi delle relative faune ad Ammoniti, potè suddividere il R.A.V. in due membri: il Rosso Ammonitico Inferiore (Baiociano sup. — Calloviano inf.) e il Rosso Ammonitico Superiore (Oxfordiano medio — Titoniano). Egli inoltre differenziò chiaramente il Rosso Ammonitico Veronese da altre formazioni o litologie assai simili e localmente in parte coeve (Calcarei a *Skirroceras* del Capitello, Luma-chella a *Posidonia alpina*), con cui esso era stato spesso confuso in precedenza.

Dopo questa messa a punto, perfezionata e ripresa in lavori successivi (Sturani, 1967, 1971, 1973), gli studi a carattere paleontologico e biostratigrafico sul R.A.V. cessarono completamente. Al contrario sorse un vivo interesse per gli aspetti sedimentologici della formazione e della facies di «rosso ammonitico» in generale, al fine di definirne le caratteristiche deposizionali e l'ambiente di sedimentazione (Aubouin, 1964; Aubouin et al., 1965; Hollmann, 1962, 1964; Jenkins, 1974), nonché la genesi della struttura nodulare (Lucas, 1955; Hollmann, 1962, 1964; Garrison & Fischer, 1969; Jenkins, 1974; Massari, 1979, 1981; Ogg, 1981).

Il Rosso Ammonitico Veronese nei Monti Lessini.

Nei Lessini Veronesi il Rosso Ammonitico ha una potenza complessiva di circa 20 metri e poggia con contatto molto netto su formazioni di facies assai diversa (Calcarei Oolitici di San Vigilio, Calcarei Grigi di Noriglio), con un hard ground ferro—manganesifero più o meno evidente. Il limite superiore con la soprastante formazione del Biancone è invece transizionale, con una progressiva variazione di colore dal rosso al bianco ed una diminuzione della nodularità e della potenza degli strati (Fig. 2).

La formazione può essere suddivisa più o meno agevolmente in due membri, inferiore e superiore, generalmente separati, secondo Sturani (*opp. citt.*), da un hard ground ferro—manganesifero analogo a quello presente alla base della formazione.

Il membro inferiore (Rosso Ammonitico Inferiore) ha una potenza piuttosto variabile, in generale compresa tra 7–8 metri; è costituito da calcari più o meno nodulari di colore rosa, ma anche bianco verdastro, con "caratteristici fenomeni di condensazione, subsoluzione, ecc." (Sturani, 1964 a, p. 50). L'età è compresa tra il Baiociano superiore e il Calloviano inferiore. Particolarmente fossiliferi sono pressochè ovunque i livelli basali (Baiociano sup., zona a Parkin-

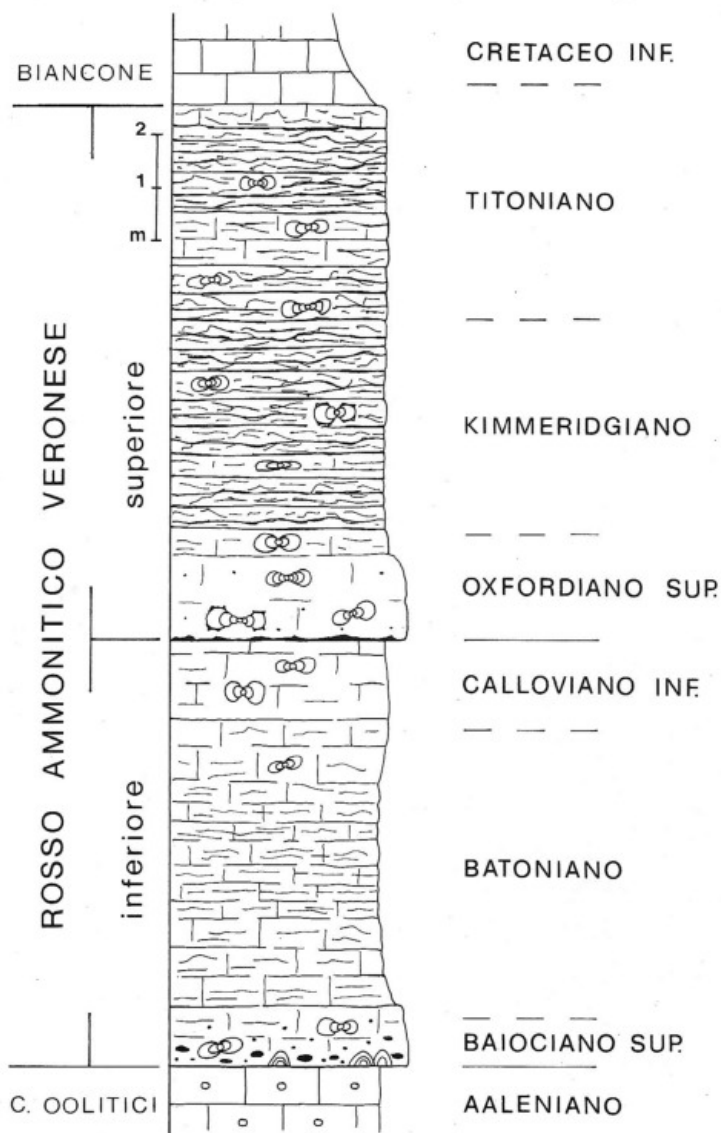


Fig. 2 — Schema stratigrafico del Rosso Ammonitico Veronese nei Monti Lessini (secondo Sturani, 1964a).

soni) e, sia pure localmente, quelli sommitali (Calloviano inferiore). Molto rari sono i ritrovamenti che testimoniano la presenza del Batoniano.

Il membro superiore (Rosso Ammonitico Superiore), di 13–14 metri di spessore, può essere in genere distinto in due orizzonti: uno basale più massiccio con faune dell'Oxfordiano medio e superiore (Strati a Transversarium degli AA.) ed uno superiore più fittamente nodulare e di colore rosso scuro con Ammoniti del Kimmeridgiano e Titoniano basale («Strati ad Acanthicum»).

La successione sopra descritta, relativamente semplice nel suo schema generale, è localmente complicata dalla comparsa di facies silicee prive di Ammoniti e quindi di ardua datazione. Queste facies paiono ridotte nei Lessini Veronesi, dove Sturani segnala unicamente una sottile intercalazione al di sotto dei livelli oxfordiani, presso Erbezzo. In altri settori della Ruga di Trento (e. g. Altopiano di Asiago, Monte Baldo) le facies silicee sono molto più sviluppate e costituiscono un orizzonte intercalato alla base del Rosso Ammonitico Superiore e formalizzato con il nome di Calcare Selcifero di Fonzaso (Bosellini & Dal Cin, 1968).

La stratigrafia del Rosso Ammonitico Veronese, pur essendo ormai chiara nelle sue linee generali, presenta a nostro avviso dettagli meritevoli di ulteriori approfondimenti e nuove ricerche. Soprattutto degni di interesse dal punto di vista biostratigrafico sono: da un lato, l'esatta estensione della lacuna esistente tra i due membri del R.A.V.; dall'altro la datazione delle intercalazioni selcifere nei Lessini Veronesi ed il loro confronto con quelle presenti in altri settori della Ruga di Trento.

Dal punto di vista sedimentologico occorre ricordare che le caratteristiche dell'ambiente di sedimentazione della facies di «rosso ammonitico» e la genesi della sua caratteristica tessitura nodulare sono tuttora discusse e controverse. Per quanto concerne il R.A.V. in particolare, solo di recente sono stati intrapresi studi sedimentologici specifici secondo criteri moderni (Massari, 1979, 1981; Ogg, 1981).

Settore di studio.

Il presente studio di dettaglio è stato condotto in un'area relativamente limitata, ubicata nei Monti Lessini centro-settentrionali, a nord di Verona (Fig. 1).

L'assetto geologico regionale è relativamente semplice, caratterizzato da una successione di formazioni carbonatiche mesozoiche disposte a formare una monoclinale dolcemente degradante verso la pianura padana (Bosellini et al., 1967). Tale successione è interessata da un'intensa tettonica fragile, articolata in successivi episodi di dislocazione aventi differenti direzioni preferenziali (Carraro, 1964 a). Risultano pressochè assenti invece le deformazioni plastiche.

In una fase preliminare del nostro lavoro, allo scopo di ottenere un chiaro inquadramento della situazione geologica della zona di studio, è stato effettuato un rilevamento geologico alla scala 1/10.000 esteso ad un'area di circa 70 kmq (Marini, 1982; Pastorini, 1982), che ha interessato sedimenti di età compresa tra il Lias inferiore e il Cretaceo medio. Tale analisi preliminare ha consentito di individuare un certo numero di sezioni stratigrafiche rispondenti, per completezza di affioramento, contenuto faunistico e posizione geografica, alle esigenze di uno studio dettagliato ed al tempo stesso rappresentativo della formazione del Rosso Ammonitico Veronese.

In una seconda fase si è proceduto alla misurazione, descrizione e campionatura litologica, livello per livello, di sei sezioni del R.A.V. in tutto il suo sviluppo. Parallelamente è stata condotta un'accurata analisi paleontologica che, spesso infruttuosa e sempre difficile, è stata fondamentale allo scopo di stabilire un nesso tra eventi sedimentologici altrimenti difficilmente correlabili.

La campionatura dettagliata delle sezioni e la successiva analisi in laboratorio hanno permesso di individuare oltre ad una chiara separazione in due membri, inferiore e superiore, secondo l'ormai classico schema di Sturani, anche una marcata variazione di potenza in senso N-S dovuta essenzialmente alla presenza, esclusivamente nel settore nord, di un «cuneo» di calcari selciferi che si va via via assottigliando verso sud («Membro selcifero di San Giorgio»).

La fase conclusiva dello studio è stata dedicata all'approfondimento delle caratteristiche sedimentologiche e del contenuto faunistico del solo Rosso Ammonitico Inferiore. Questa scelta è motivata da due fattori: da un lato il membro inferiore, più vario litologicamente, offriva maggiori spunti di interesse per una ricerca sedimentologica; dall'altro tale studio poteva basarsi su di un supporto biostratigrafico più completo e preciso, data la maggior quantità di dati paleontologici a disposizione per l'intervallo Baiociano sup.— Calloviano.

Nel lavoro verranno descritte in dettaglio le sezioni di Camposilvano, Snel e San Giorgio. Le altre tre, misurate a Cerro Veronese, le Gosse e Podesteria, sono state invece tralasciate per diversi motivi; ad esse verranno fatti comunque ripetuti riferimenti nel corso delle descrizioni e dell'interpretazione sedimentologica.

Descrizione delle litofacies

L'analisi di dettaglio, macroscopica e microscopica, delle litologie presenti nelle sezioni da noi misurate ha consentito di distinguere nell'ambito del Rosso Ammonitico Inferiore almeno quattro litofacies, la cui descrizione viene anteposta allo scopo di facilitare la lettura delle sezioni. Analoghi tentativi di suddividere la successione del R.A.V. in litofacies sono stati condotti da Massari (1979, 1981) a livello di tutta la formazione, con risultati che coincidono solo parzialmente con quelli proposti in questo lavoro.

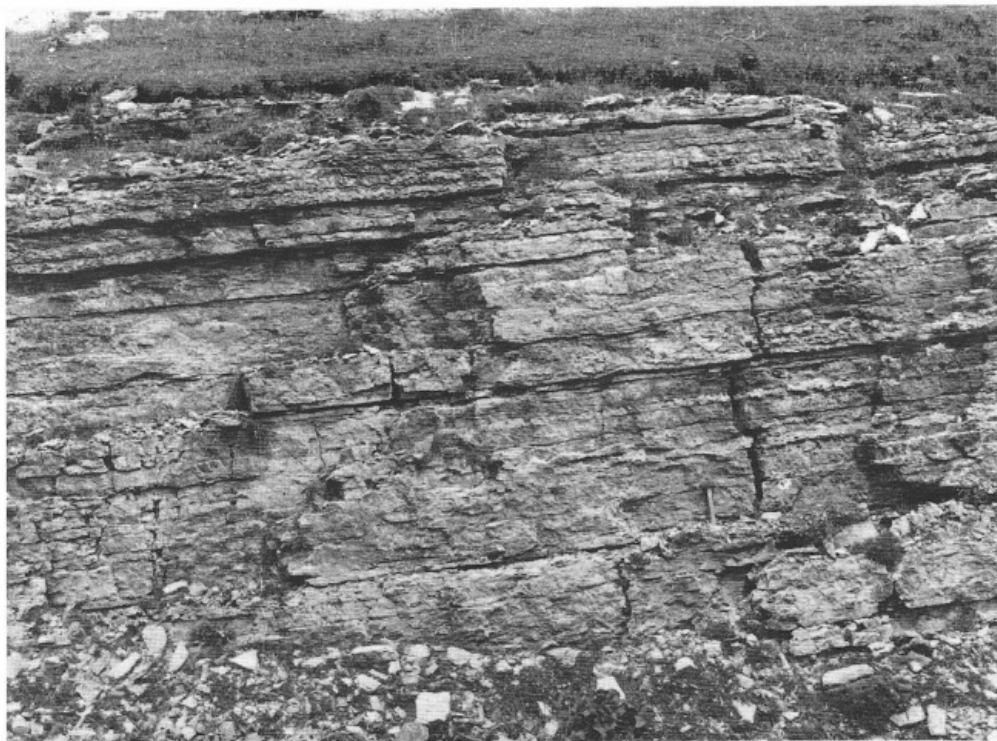


Fig. 3 – Affioramento della litofacies laminata a noduli e liste di selce. Oltre alle liste di selce, leggermente in rilievo sulle superfici esposte, sono visibili le superfici piane e parallele che delimitano gli strati. Sezione di San Giorgio, livello 4.

Litofacies laminata.

Questa litofacies è caratterizzata da una stratificazione assai regolare a strati planari, da sottili a medi, delimitati da superfici di stratificazione piane, solo a tratti leggermente ondulate. L'aspetto all'affioramento è compatto, mai nodulare, ed il colore variabile dal giallo crema al rosso scuro. La bioturbazione è assente e solo localmente sono riconoscibili rare gallerie verticali di dimensioni centimetriche (Fig. 3).

Al microscopio essa appare costituita da alternanze da millimetriche a centimetriche di livelli di packstones a gusci di Bivalvi pelagici (*Bositra*), organizzati in lamine parallele alla stratificazione, con livelli a Bivalvi ricchi di matrice micritica (wackestones) (Fig. 4).

Una caratteristica importante di questa litofacies è la presenza di noduli appiattiti e liste più o meno continue di selce di colore variabile dal rosso al bruno violaceo. Le dimensioni dei noduli silicei sono dell'ordine di qualche centimetro e lo spessore delle liste maggiori raggiunge un massimo di circa 15

cm. Al microscopio i noduli e le liste di selce appaiono come il risultato di una silicizzazione completa delle stesse packstones e wackestones a Bivalvi. E' infatti ben riconoscibile una fitta trama di «fantasmi» di gusci di Bivalvi, che rispecchia la tessitura delle litologie calcaree (Fig. 5). In corrispondenza delle aree silicizzate si osservano anche abbondanti «fantasmi» di Radiolari.

Nei noduli e nelle liste di selce i gusci di Bivalvi conservano la loro disposizione e la loro forma originaria, mentre nel sedimento circostante essi appaio-

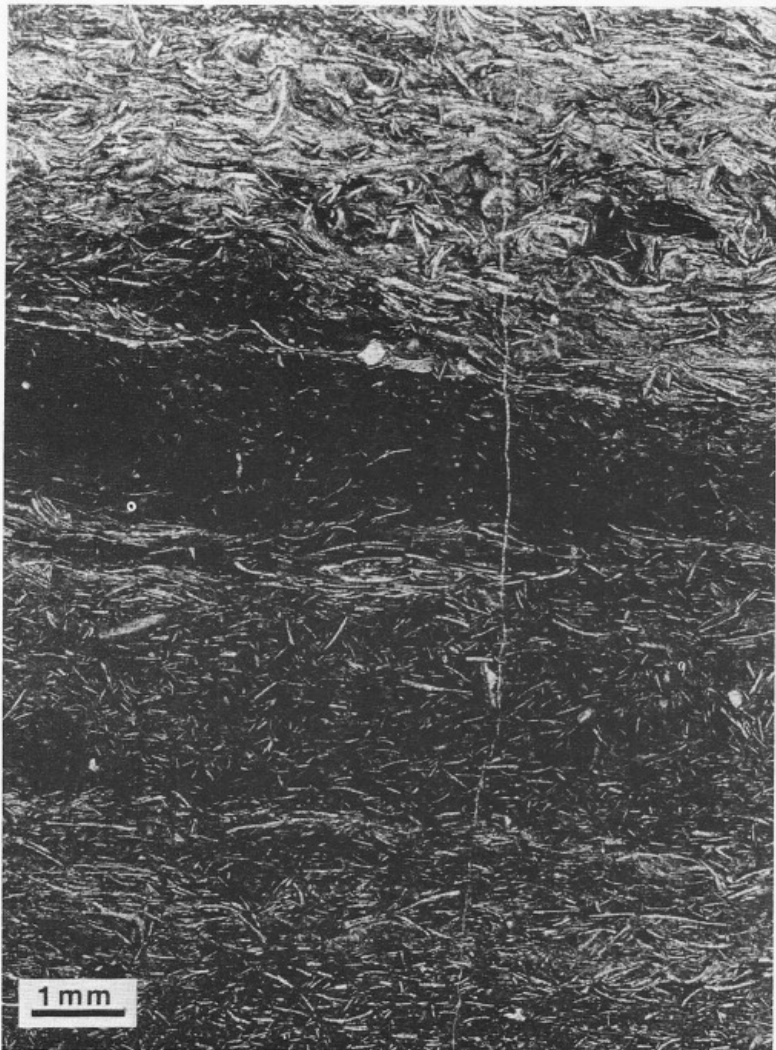


Fig. 4 – Aspetto microscopico della litofacies laminata; si distinguono le alternanze di packstones e wackestones a Bivalvi pelagici. Sezione di San Giorgio, livello 4. Sez. sott., stampa positiva.

no deformati e più o meno completamente schiacciati gli uni contro gli altri. Questa situazione suggerisce che la silicizzazione sia avvenuta in una fase precoce della diagenesi, prima della compattazione da carico di sedimento.

La litofacies laminata (Membro selcifero di San Giorgio) è presente solo nella sezione di S. Giorgio, ma è assai diffusa nella zona settentrionale dell'area in studio (Podesteria, Branchetto). A causa della sua stratificazione sottile e regolare essa risulta facilmente erodibile ed è quindi quasi ovunque mascherata dalla copertura erbosa (Fig. 6).

La presenza di facies silicee nel Rosso Ammonitico Inferiore dei Lessini Veronesi era già stata segnalata da Sturani (1964 a) nei dintorni di Erbezzo. Una litofacies analoga a questa, ma presente in corrispondenza dei livelli oxfordiani-kimmeridgiani del Rosso Ammonitico Superiore è stata definita da Massari (1979) «facies biomicritica priva di strutture criptalgali».

Litofacies bioturbata.

All'affioramento si presenta abbastanza simile alla precedente, organizzata in strati planari sottili e medi, delimitati da superfici di stratificazione lievemente

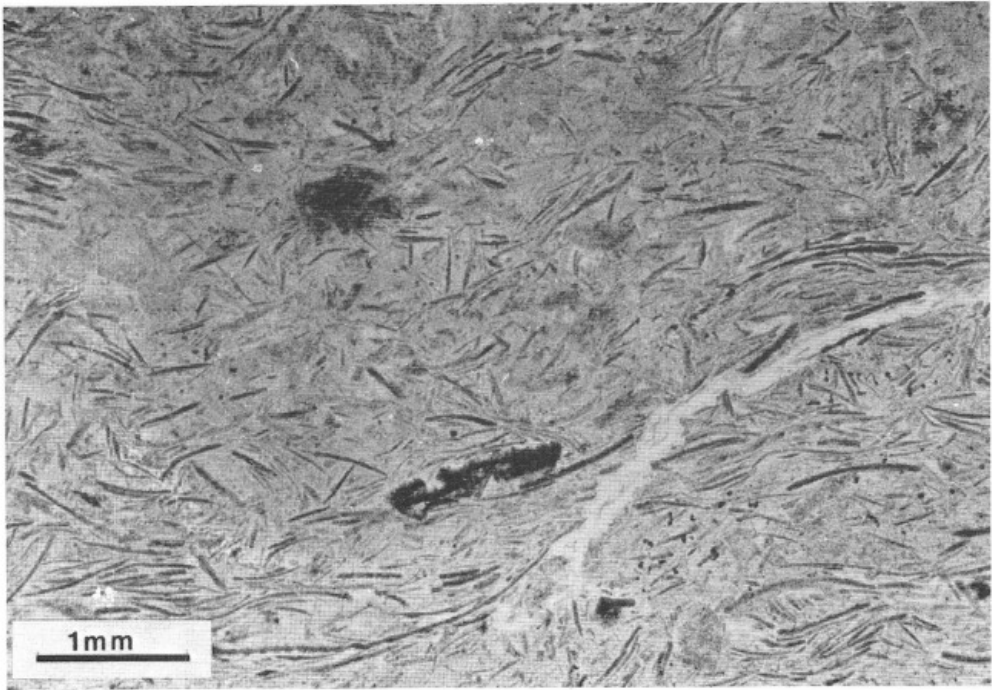


Fig. 5 — Bivalvi silicizzati all'interno di un livello di selce intercalato nella litofacies laminata. Sezione di San Giorgio, livello 4. Sez. sott., stampa positiva.

te ondulate. A differenza della litofacies laminata il colore è chiaro e la bioturbazione è evidente; solo a tratti sono riconoscibili tracce discontinue della originaria laminazione (Fig. 7).

All'analisi microscopica si rivela costituita da wackestones e da packstones a Bivalvi pelagici, che non sono orientati nè disposti in lamine; essi presentano infatti una disposizione caotica, evidentemente legata ad una bioturbazione abbastanza intensa che ha scompaginato pressochè totalmente l'originaria laminazione. Sono inoltre riconoscibili aree di sedimento di dimensioni centimetriche, caratterizzate da una tessitura leggermente diversa, di tipo grainstone. Queste aree, interpretabili come il riempimento di gallerie di organismi fossatari, conferiscono localmente alla litofacies un aspetto complessivo vagamente nodulare (Fig. 7).

Questa litofacies costituisce i livelli basali della sezione di San Giorgio ed è abbastanza diffusa, sempre alla base della formazione, nel settore settentrionale dell'area studiata.



Fig. 6 — Affioramento di Rosso Ammonitico Veronese nel settore settentrionale dell'area studiata. Il pendio erboso tra le due pareti calcaree affioranti corrisponde all'intervallo in facies laminata con selci (Membro selcifero di San Giorgio) (S). In basso è visibile anche il contatto con la sottostante formazione dei Calcarei Oolitici di S. Vigilio (C.o.). Loc. Podesteria.

Litofacies nodulare.

Si presenta all'affioramento in strati da medi a spessi, generalmente non ben definiti, delimitati da superfici di stratificazione ondulate, irregolari. Gli strati possono perdere la loro individualità nello spazio di pochi metri, fondendosi con quelli sopra- e sottostanti o, al contrario, suddividendosi in livelli minori. Il colore varia, anche all'interno di uno stesso strato, da crema a rosso. L'aspetto generale, specie sulle superfici più a lungo esposte, è tipicamente nodulare.

I noduli, definibili come porzioni di sedimento di forma arrotondata e contorno più o meno irregolare con diametri variabili da pochi millimetri ad alcuni centimetri, sono separati da una matrice più ricca di minerali argillosi. All'affioramento i noduli sono evidenti per il loro colore più chiaro rispetto a quello della matrice e per il rilievo dovuto all'erosione differenziale della matrice (Fig. 8). Al microscopio gli stessi rivelano un diverso rapporto granuli/matrice rispetto al sedimento circostante (Vedi cap. «Nodularità»). Spesso, in



Fig. 7 — Alternanze di strati di litofacies laminata con strati di litofacies bioturbata. E' evidente l'aspetto flaser-nodulare della litofacies bioturbata. Sezione di San Giorgio, livello 3.

corrispondenza della periferia dei noduli, si possono osservare cavità irregolari riempite da calcite spatca, di cui discuteremo in seguito. Oltre ai noduli, si riconoscono modelli interni di Ammoniti, oncoliti, rostri di Belemniti e frammenti di Crinoidi.

Al microscopio la litofacies nodulare appare costituita da wackestones a Bivalvi pelagici prevalenti con Foraminiferi (Lenticuline, Frondicularie) e frammenti di Echinodermi. In alcuni livelli sono presenti e localmente abbondanti altri tipi di bioclasti (Protoglobigerine, Radiolari, protoconche di Gasteropodi, *Globochaete*), con il guscio sostituito da un mosaico di calcite spatca.

Questa litofacies è certamente la più diffusa nelle sezioni misurate, anche se l'aspetto e la tessitura non sono in realtà ovunque omogenei; è quindi assai probabile che studi più estesi possano condurre ad una sua suddivisione in sottofacies.

Per il momento è riconoscibile e differenziabile una *sottofacies di hard ground* caratterizzata da noduli concrezionali irregolari, scuri, di dimensioni centimetriche, contenenti ossidi di ferro il cui tenore è prossimo al 20% (Facchinelli, 1983, com. pers. su analisi geochimiche), da impregnazioni e patine ematitiche intorno ad intraclasti e a modelli interni di Ammoniti più o meno



Fig. 8 — Aspetto dell'affioramento della litofacies nodulare. Loc. le Gosse.

profondamente corrosi. Al microscopio si osservano anche numerosi piccoli bioclasti (Crinoidi, Protoglobigerine, Lenticuline) parzialmente corrosi ed impregnati di ematite (Fig. 9).

Questa sottofacies costituisce livelli non molto potenti (max 1 m) in corrispondenza delle maggiori superfici di interruzione di sedimentazione

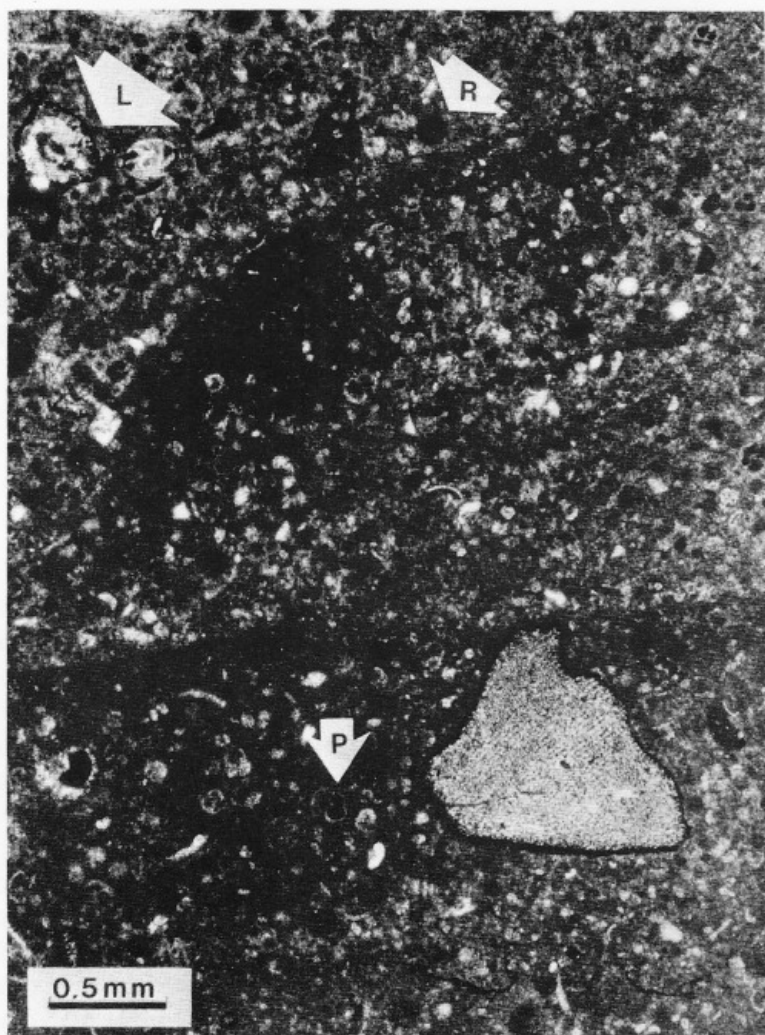


Fig. 9 – Bioclasti con bordi “mineralizzati”; sono riconoscibili: un grosso frammento di Echinoderma; Lenticuline (L), una delle quali vistosamente perforata ed impregnata alla periferia da ossidi di ferro; numerose Protoglobigerine, alcune delle quali mostrano riempimenti impregnati di ematite (P); Radiolari e corpi sferici micritici interpretabili come modelli interni degli stessi Radiolari (R). Sezione di Snel, livello 4. Sez. sott., stampa positiva.

(e. g. Baiociano superiore e Calloviano inferiore di Camposilvano). Le ricche faune ad Ammoniti, normalmente presenti in questa sottofacies, mostrano inoltre chiare evidenze di una forte condensazione.

Litofacies stromatolitica.

Per una migliore comprensione di questa litofacies è opportuno premettere una breve discussione sulle strutture stromatolitiche del Rosso Ammonitico Inferiore.

La presenza di strutture laminate di origine organica nel Rosso Ammonitico Veronese venne segnalata per la prima volta da Sturani (1964 a, 1969), che le definì stromatoliti attribuendo loro un'origine algale. Tale interpretazione, ripresa da altri autori (e. g. Jenkins, 1974), non venne invece condivisa da alcuni studiosi che proposero ipotesi alternative, considerando tali strutture come il risultato dell'attività di colonie batteriche (e. g. Ogg, 1981). Una descrizione assai dettagliata dei vari tipi di strutture stromatolitiche riscontrabili nel R.A.V. nel suo complesso venne fornita da Massari (1979, 1981).

Nell'area in studio le strutture laminate sono relativamente abbondanti e possono essere classificate nelle seguenti categorie:

- 1) livelli più o meno continui di cupole di tipo LLH (Logan et al., 1964);
- 2) cupole isolate sviluppate sopra modelli interni di Ammoniti;
- 3) oncoliti.

1) I livelli stromatolitici continui sono formati da una serie di cupole con contorno basale poligonale irregolare (Fig. 10), di dimensioni massime dell'ordine di 15–20 cm, giustapposte e collegate fra loro secondo lo schema definito *laterally linked hemispheroids* (LLH) da Logan, Rezak e Ginzburg (1964). Questi livelli stromatolitici sono invariabilmente sviluppati su di un substrato solido, rappresentato o da un sistema di oncoliti (ciclo oncolitico–stromatolitico di Massari, 1979) o da superfici planari corrispondenti a fondali litificati precocemente, che testimoniano interruzioni di sedimentazione. Il modo di accrescimento delle cupole è caratteristico: le singole lamine che le costituiscono sono infatti convesse verso l'alto e diminuiscono di spessore ai margini; la loro sovrapposizione determina il progressivo aumento del rilievo e della curvatura delle cupole verso l'alto, mentre il diametro basale resta rigorosamente costante. Inglobati nelle strutture stromatolitiche si trovano intraclasti o noduletti ematitico–limonitici. Interruzioni nell'accrescimento della cupola sono evidenziate da superfici con tracce di corrosione o rivestite da una patina ematitica.

Al microscopio le lamine presentano spesso riduzioni di spessore e troncareture dovute a fenomeni erosivi. La struttura microscopica mostra alternanze di lamine «granulari» e di lamine «micritiche» (Massari, 1979, 1981). Le prime sono composte da pellets, minuscoli intraclasti, bioclasti (Foraminiferi, Bivalvi,

Echinodermi), immersi in una matrice micritica o microspartica; il loro spessore varia fra 0,25 e 1,5 mm. Le seconde, di spessore assai minore (0,015–0,25 mm), sono costituite da micrite scura con rari frammenti organici.

2) La struttura interna e le modalità di accrescimento delle cupole isolate sono del tutto analoghe a quelle appena descritte; anch'esse si sviluppano unica-

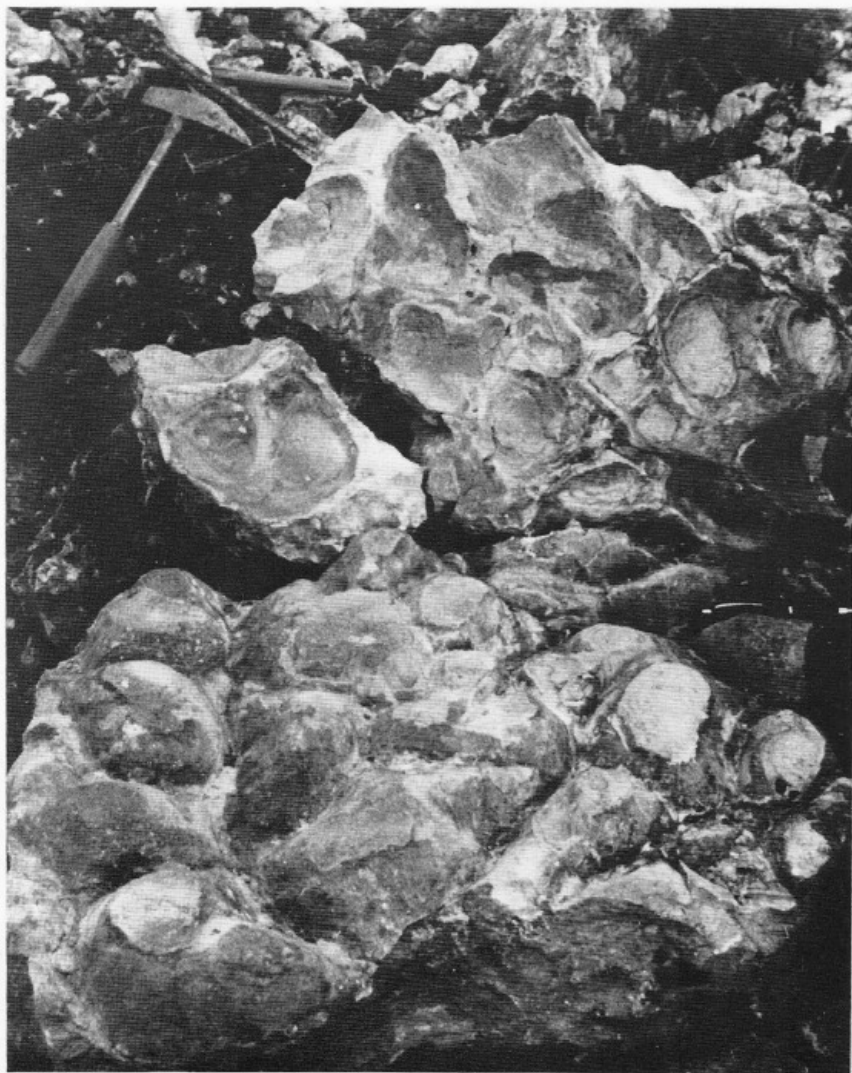


Fig. 10 — Litofacies stromatolitica: blocco costituito da livelli stromatolitici continui sovrapposti. Il blocco è spezzato parallelamente alla stratificazione; in basso si può osservare la superficie superiore di un livello, costituita da cupole tondeggianti separate da solchi ad andamento poligonale; in alto si può osservare la corrispondente superficie inferiore del livello stromatolitico successivo. Sezione di Snel, livello 4.

mente su di un substrato solido, costituito in questo caso da singoli modelli interni di Ammoniti più o meno corrosi (Fig. 11).

3) Gli *oncoliti* sono corpi di forma tondeggiante, subsferica, con struttura interna complessa, costituita da una successione di lamine concentriche, più o meno complete, intorno a nuclei di varia origine: intraclasti, bioclasti, modelli interni di Ammoniti interi o frammentari. Le dimensioni sono variabili, con valori massimi di circa 5 cm. Le modalità di accrescimento sono anch'esse variabili: assai di rado le lamine hanno spessore costante e circondano completamente il nucleo, molto più comunemente sono limitate ad un solo lato dell'oncolite. Successive fasi di sviluppo con polarità differenti portano alla formazione di un corpo subsferoidale (Fig. 12). Le fasi successive d'accrescimento sono frequentemente separate da interruzioni, verosimilmente anche abbastanza prolungate, testimoniate da patine ematitiche o tracce di erosione, che modellano la periferia dell'oncolite durante le pause di accrescimento. Le lamine che costituiscono gli oncoliti sono del tutto analoghe a quelle che costituiscono i livelli stromatolitici continui descritti in precedenza.

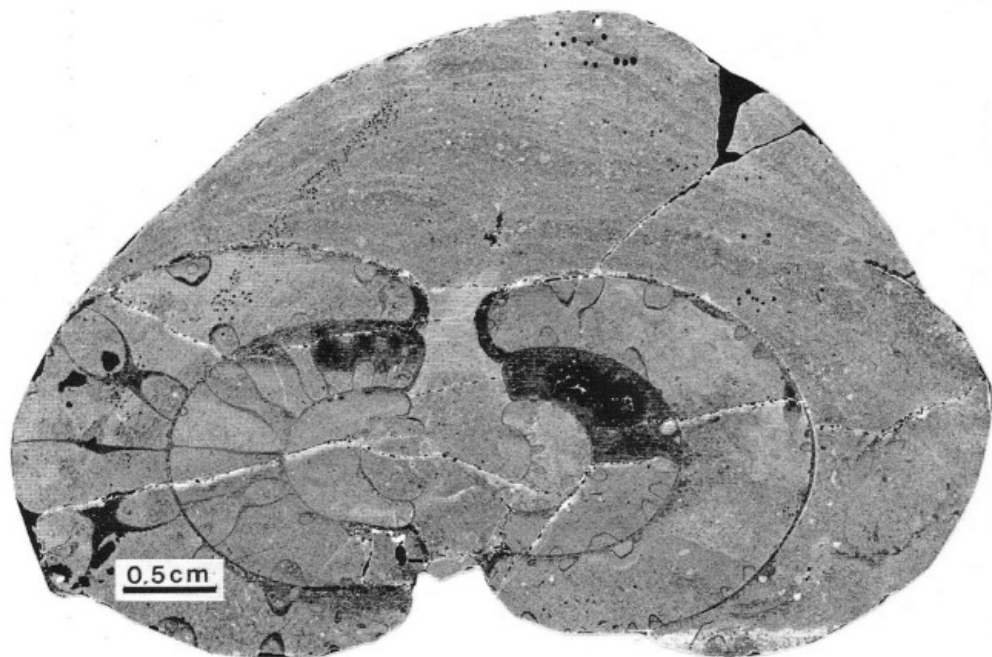


Fig. 11 – Cupola stromatolitica isolata sviluppata al di sopra di una Ammonite (*Dimorphinites (D.) dimorphus*). Sezione di Camposilvano, livello 1. Peel, stampa negativa.

L'esempio più vistoso della litofacies stromatolitica è rappresentato dal caratteristico banco di spessore metrico (max. 2 m), che costituisce in tutte le sezioni misurate la base del Rosso Ammonitico Superiore (Fig. 13). L'aspetto all'affioramento è massiccio, quasi mai nodulare, il colore variabile dal bianco al rosso. In frattura la roccia appare punteggiata da granuletti scuri di dimensioni submillimetriche, che all'analisi microscopica risultano piccoli intraclasti o bioclasti rivestiti o impregnati di ossidi di ferro. Sono riconoscibili gallerie di fossatori e cavità di forma irregolare occluse da un mosaico di calcite spatica. In particolari situazioni l'alterazione superficiale permette di riconoscere una impalcatura costituita da cupole stromatolitiche sovrapposte in più livelli sino a raggiungere una potenza metrica; oppure una serie di cicli oncolitico-stromatolitici (Massari, 1979), costituiti da un livello basale oncolitico, su cui si sviluppano dapprima cupole isolate, che confluiscono poi in livelli stromatolitici continui. Al microscopio la roccia risulta costituita da wackestones e packstones a bioclasti fortemente bioturbate.

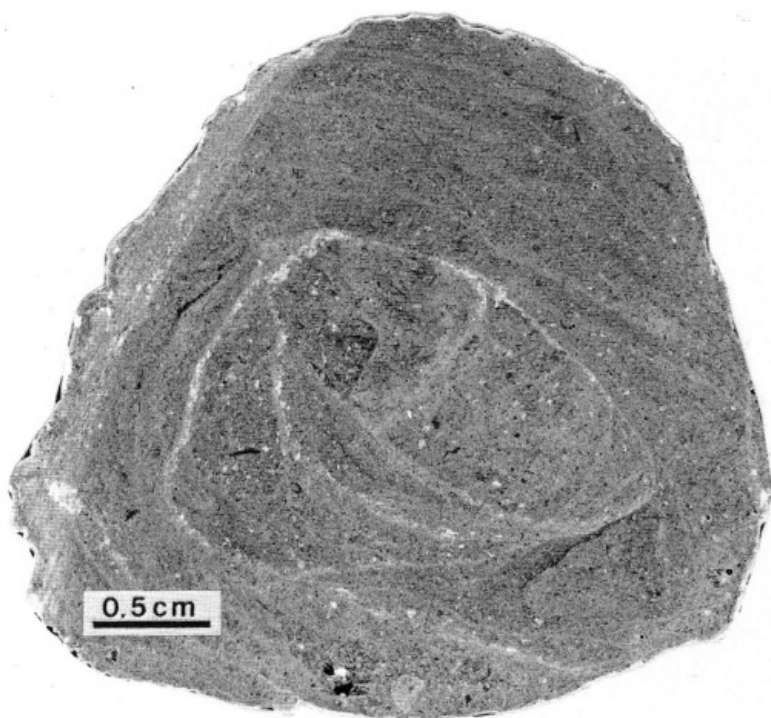


Fig. 12 – Oncolite. Le successive fasi di accrescimento con diversa polarità sono separate da superfici perforate e “mineralizzate” (in bianco nella fotografia). Sezione di Camposilvano, livello 3. Peel, stampa negativa.

Interruzioni di sedimentazione.

La presenza di interruzioni di sedimentazione all'interno della successione condensata del Rosso Ammonitico Veronese è stata messa in evidenza da diversi autori (Sturani, 1964 a, 1969; Carraro, 1964 b; Massari, 1979, 1981). Tali segnalazioni riguardano in particolare lacune stratigrafiche relativamente estese, evidenziabili quindi dallo studio della successione delle faune ad Ammoniti e in genere sottolineate da più o meno vistose incrostazioni ferro-manganesifere e da concentrazioni di Ammoniti e di Belemniti. Una osservazione attenta mostra però come, accanto a tali interruzioni maggiori, ve ne siano altre più numerose, non sottolineate da incrostazioni mineralizzate e non rilevabili attraverso analisi biostratigrafiche.

Al primo gruppo, che potremmo definire degli *orizzonti mineralizzati di interruzione di sedimentazione*, sono riferibili in genere due livelli. Il primo è osservabile alla base della formazione, al contatto con i Calcari Oolitici di Capo San Vigilio. Il limite basale del R.A.V. è ovunque rappresentato da una super-



Fig. 13 — Contatto fra il livello basale stromatolitico del Rosso Ammonitico Superiore e la facies laminata a noduli e liste di selce. Loc. Branchetto.

ficie piana e nettissima che tronca le strutture sedimentarie dei sottostanti Calcari Oolitici (nelle sezioni studiate la superficie dell'ultimo strato dei Calcari Oolitici non si presenta mai direttamente incrostata da crostoni ferruginosi più o meno continui, come si verifica invece in altre località (v. Sturani, 1964 a), ma è sottolineata da una superficie stilolitica). Immediatamente al di sopra di essa, nei centimetri basali del Rosso Ammonitico, generalmente rappresentati da livelli stromatolitici di tipo LLH, si osserva una concentrazione di concrezioni ferruginose ed intraclasti rivestiti da patine ematitiche, modelli interni di Ammoniti corrosi e sormontati da cupole stromatolitiche, rostri di Belemnite. I noduli ferruginosi hanno diametri di pochi centimetri e struttura concentrica mammellonare; il loro nucleo è costituito da piccoli intraclasti o da frammenti più o meno corrosi di modelli interni di Ammoniti.

Il secondo orizzonte mineralizzato è localizzato in corrispondenza dei livelli sommitali del membro inferiore del R.A.V. al passaggio con quello superiore. La situazione è abbastanza complessa e variabile da luogo a luogo. In alcune località si osserva una superficie netta e piana, sormontata da un orizzonte centimetrico di wackestones inglobanti modelli interni di Ammoniti parzialmente corrosi ed incrostati da ossidi di ferro, noduletti limonitici, intra-

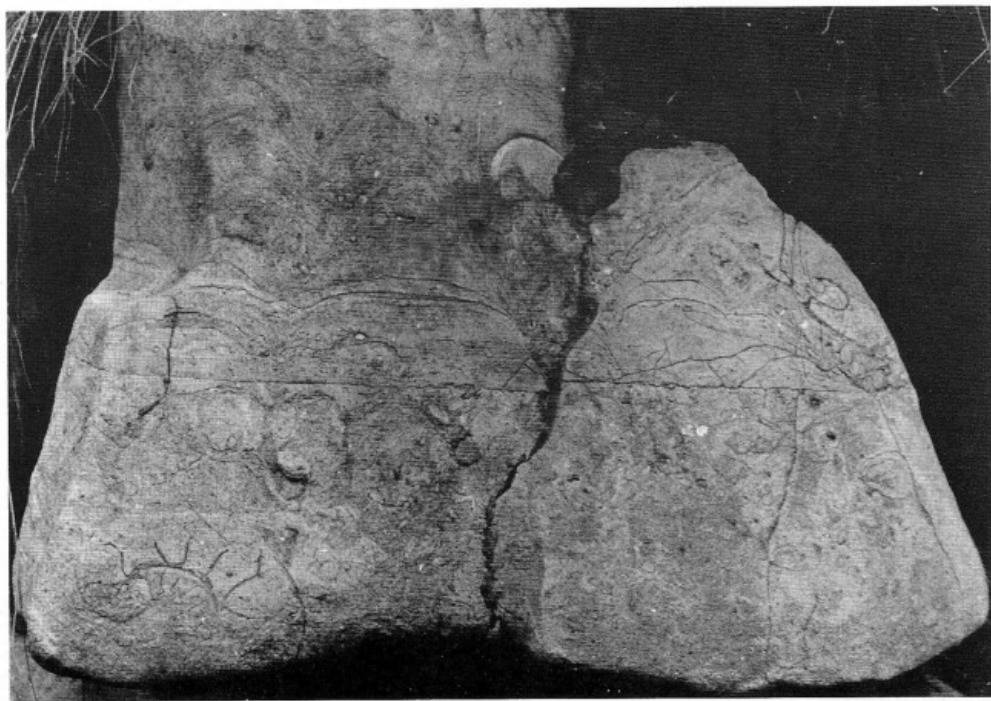


Fig. 14 – Superficie di interruzione di sedimentazione sormontata da un livello stromatolitico continuo. Loc. Cerro Veronese.

clasti con bordi mineralizzati, rostri di Belemniti. A volte sono presenti frammenti di grossi Bivalvi (?) disciolti e parzialmente riempiti da sedimento ed ossidi di ferro. Questo livelletto centimetrico è discontinuo e troncato al tetto da una nuova superficie erosionale sormontata da un orizzonte di cupole stromatolitiche tipo LLH.

Altrove ancora la superficie erosionale inferiore, sempre netta e piana, è sormontata da livelli centimetrici e discontinui di lumachelle a Bivalvi pelagici



Fig. 15 – Packstones e grainstones a Bivalvi pelagici, precocemente litificate, troncate da una superficie cribrata da minuscole perforazioni e sormontate da un sottile livello stromatolitico continuo. Sezione di San Giorgio, livello 2. Sez. sott., stampa positiva.

o di wackestones a laminazione parallela, zeppe di intraclasti e bioclasti corrosi ed impregnati da ossidi di ferro. A loro volta questi livelli sono troncati da una nuova superficie erosionale su cui si sviluppano i soliti livelli stromatolitici continui. Le litologie appena descritte sono spesso interessate da vistose impregnazioni di ossidi rossastri disposti in bande millimetriche ad andamento irregolare, senza alcuna relazione con le strutture sedimentarie.

Le superfici riferibili al secondo gruppo, quello delle *superfici non minera-*



Fig. 16 – Intraclasti all'interno del livello lumachellico a cementazione precoce di Fig. 15. L'intraclasto di maggiori dimensioni ingloba all'interno intraclasti più piccoli (frecche). Sezione di San Giorgio, livello 2. Peel, stampa negativa.

lizzate di interruzione di sedimentazione, sono piane e regolari e troncano nettamente i sedimenti sottostanti; sono sormontate da livelli stromatolitici continui di potenza da centimetrica a decimetrica (Fig. 14). Spesso, dove non sono stilolitizzate, esse appaiono al microscopio cribrate da innumerevoli piccolissime perforazioni di origine organica (Fig. 15). I sedimenti troncati da tali superfici mostrano indizi di litificazione precoce, particolarmente evidenti nelle litologie di tipo grainstones, generalmente lumachelle a Bivalvi pelagici, dove sono osservabili vistosi accrescimenti sintassiali di cemento sui gusci dei Bivalvi. L'origine precoce di questi accrescimenti è dimostrata dal fatto che essi appaiono troncati in corrispondenza delle superfici di interruzione di sedimentazione (Fig. 15) e dalla presenza di intraclasti di lumachella a Bivalvi cementati da analoghi accrescimenti sintassiali (Fig. 16).

Nelle facies di energia ambientale minore (packstones o mudstones) la litificazione precoce del sedimento è testimoniata da cavità subverticali di dimensioni centimetriche corrispondenti a gallerie di organismi fossatori, riempite parzialmente da sedimento, spesso con intraclasti e occluse da un mosaico di calcite spatica (Fig. 17).

La continuità laterale delle superfici di interruzione di sedimentazione non è purtroppo direttamente osservabile sul terreno, a causa della ridotta continuità laterale degli affioramenti. Ciononostante, in località distanti parecchi chilometri, si possono riconoscere situazioni analoghe, che fanno pensare ad una continuità laterale decisamente elevata, almeno per alcune di queste superfici.

Contenuto paleontologico

Il contenuto paleontologico dei calcari costituenti il membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese è relativamente abbondante, anche se non molto diversificato. Esso è formato in gran prevalenza da forme pelagiche, planctoniche e nectoniche, mentre le forme bentoniche sono piuttosto scarse, anche se possono essere localmente presenti con un numero consistente di esemplari.

Forme pelagiche.

Tra le forme pelagiche quelle prevalenti, se non come numero di esemplari, certo come numero di specie, sono i Cefalopodi, soprattutto Ammonoidi e subordinatamente Belemnoidi.

La distribuzione delle Ammoniti all'interno dei livelli studiati non è omogenea: esse sono spesso concentrate in determinati orizzonti, generalmente ubicati in corrispondenza delle principali interruzioni di sedimentazione; al contrario notevoli potenze di sedimento sono praticamente prive di Ammoniti

o perlomeno di esemplari determinabili. Nella maggior parte dei casi i frammenti delle Ammoniti sono disposti parallelamente alle superfici di stratificazione. In alcuni casi, soprattutto frequenti fra gli esemplari di più piccole dimensioni (ϕ inferiori a 10 cm), si osservano disposizioni casuali, oblique o addirittura perpendicolari alla stratificazione. Responsabile di queste disposizioni ano-



Fig. 17 — Galleria (?) ad andamento verticale, parzialmente riempita da sedimento ed occlusa da un mosaico di calcite spatica. La presenza di intraclasti e la verticalità delle pareti dimostrano che il sedimento aveva subito una litificazione precoce parziale prima dell'azione degli organismi fossatori. Sezione di Snel, livello 2. Sez. sott., stampa positiva.

male è verosimilmente l'attività degli organismi fossatori, che poteva avere maggiori effetti proprio sulle forme di minori dimensioni (Hudson & Palfram, 1969; Pavia, 1983b).

Le Ammoniti si ritrovano generalmente sotto forma di modelli interni non deformati, spesso corrosi e frammentari. Talora, invece, il guscio originario risulta sostituito da un mosaico di cristalli di calcite. La sostituzione è avvenuta attraverso un processo di dissoluzione—precipitazione; solo in casi rarissimi si osservano relitti della struttura originaria testimonianti un processo di trasformazione *in situ*. In alcuni casi le cavità originate dalla dissoluzione della parete aragonitica del fragmocono sono state riempite, almeno parzialmente, da sedimento (micrite o silt cristallino) prima della precipitazione dei cristalli di calcite costituenti lo pseudoguscio. Talvolta i riempimenti sono polifasici: l'infiltrazione del sedimento è preceduta e seguita da fasi di incrostazione di cristalli calcitici anche in corrispondenza delle camere del fragmocono (Fig. 18, 19).

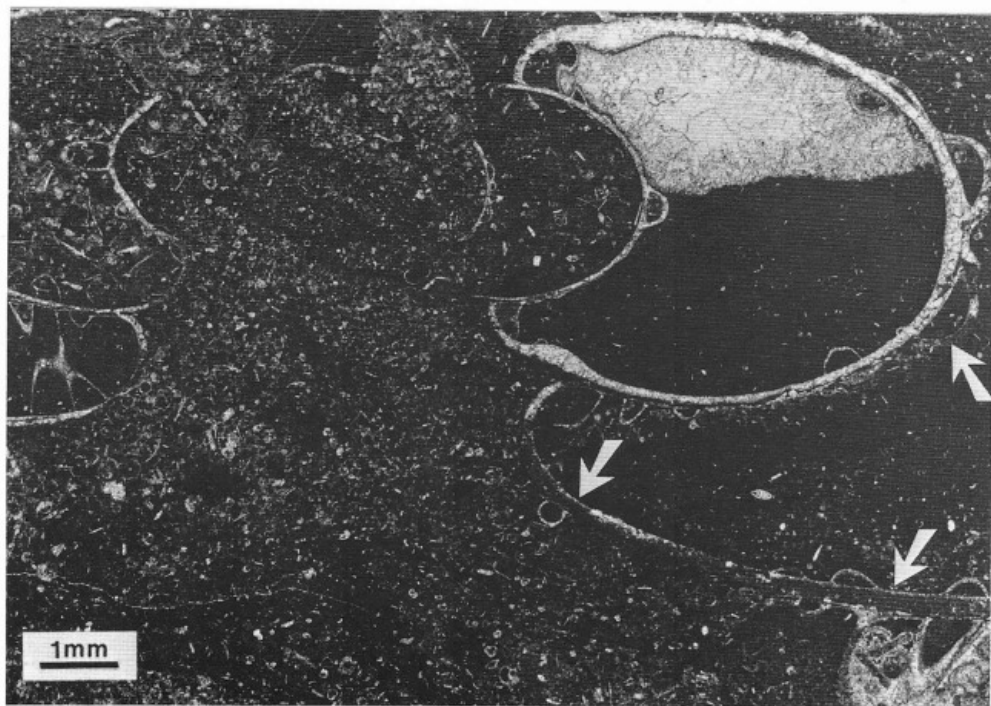


Fig. 18 — Modalità di conservazione delle Ammoniti nel membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese. Il guscio originario è stato completamente disciolto; la cavità risultante è stata localmente tappezzata da una prima generazione di cristalli di calcite, poi parzialmente riempita di sedimento interno (freccie) e in seguito completamente occlusa da un mosaico di calcite spatica. La parte centrale dell'Ammonite è stata distrutta dall'azione di organismi fossatori prima della completa litificazione del modello interno. Valle delle Sfini, livello 3. Sezione sott., stampa positiva.

Modalità di conservazione analoghe a quelle qui descritte sono state riscontrate da Schlager (1974) nelle Ammoniti di molti calcari pelagici mesozoici. Al momento della dissoluzione dell'originario guscio aragonitico, il sedimento che costituiva il riempimento del fragmocono e della camera di abitazione doveva possedere già una certa coesione dovuta a cementazione precoce; non si osservano mai infatti fenomeni di collasso delle pareti o di deformazione del modello interno e solo raramente si nota la sua parziale distruzione ad opera degli organismi fossatori.

Come già accennato nel corso della descrizione delle litofacies, una percentuale cospicua (c. a 80%), e in alcuni livelli la totalità dei modelli interni di Ammoniti, si presenta sormontata da strutture cupuliformi laminate (Fig. 11). Queste cupole sono generalmente sviluppate al di sopra di una superficie di corrosione, all'incirca piana, che tronca in modo nettissimo le strutture del modello interno spesso fornito di pseudoguscio. Tale superficie testimonia

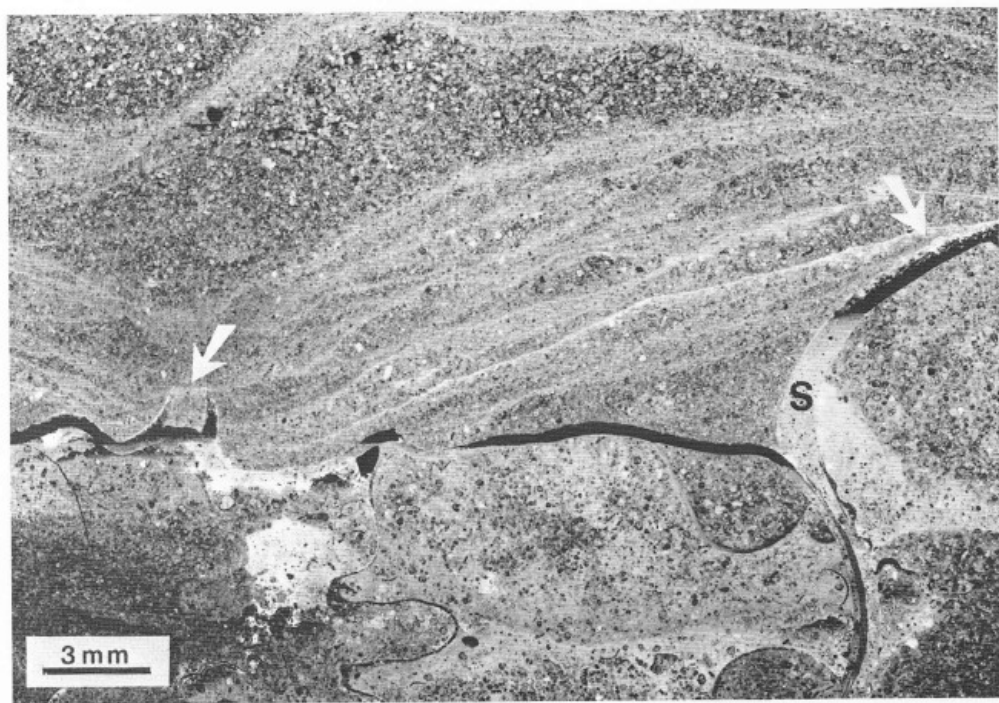


Fig. 19 – Particolare di un modello interno di Ammonite sormontato da una cupola stromatolitica. Il guscio originario è stato disciolto e la cavità risultante prima parzialmente riempita da sedimento (S) e poi occlusa da calcite (in nero nella fotografia). La parte superiore dello pseudoguscio calcitico è stata cribrata da minuscole perforazioni (frecce) prima dello sviluppo della cupola stromatolitica. Sono evidenti le alternanze di lamine micritiche e lamine granulari, queste ultime assai spesse e fortemente lenticolari. Valle delle Sfingi, livello 4. Sez. sott., stampa negativa.

l'asportazione di una porzione più o meno grande del modello interno e dell'eventuale guscio di sostituzione. L'erosione è infatti avvenuta dopo la sostituzione della parete originaria da parte di un mosaico di calcite, che si ritrova anch'esso più o meno intensamente perforato ed eroso (Fig. 19). In molti casi la parete dello pseudoguscio si è rivelata più resistente del materiale che costituisce il riempimento dell'Ammonite ed i setti e le pareti esterne del fragmococono appaiono sporgenti sul modello interno parzialmente svuotato.

Accanto ai resti di Ammoniti sono talvolta frequenti, soprattutto in corrispondenza delle interruzioni di sedimentazione maggiori, i rostri di Belemnite. Essi sono in genere ben conservati e solo in qualche caso presentano tracce di corrosione e di perforazione; raramente costituiscono il supporto per l'accrescimento di strutture stromatolitiche.

Un discorso a parte meritano le parti scheletriche di Cefalopodi mineralizzati in calcite: Aptici e Rincoliti. Essi non si ritrovano mai associati ai fragmococoni, ma dispersi nel sedimento. La loro presenza può facilmente passare inosservata nelle facies calcaree bioturbate o nodulari, mentre si fa vistosa in quelle laminate a noduli e liste di selce, dove costituisce l'unico indizio dell'originaria presenza di Cefalopodi.

I resti organici più abbondanti nel R.A.V. Inferiore, in alcuni casi talmente abbondanti da assumere una vera e propria importanza litogenetica, sono rappresentati da valve intere o in frammenti di Bivalvi pelagici riferibili al genere *Bositra* (*Posidonia* Auct.). L'attribuzione si basa unicamente sull'osservazione in sezione sottile, in quanto questi resti non sono isolabili, sia per le piccole dimensioni che per la tenacità della roccia che li ingloba. Dopo gli studi più recenti esiste comunque un accordo generale riguardo all'attribuzione di resti analoghi e coevi a Bivalvi pelagici (Colom, 1955; Peyre, 1959; Jefferies & Minton, 1965; Kuhry, 1975). Le dimensioni, assai variabili, soprattutto a causa della contemporanea presenza di valve intere e in frammenti, raggiungono un massimo di 3-4 mm.

In sezioni trasversali alla stratificazione questi resti organici appaiono come sottili filamenti più o meno arcuati; da questo aspetto deriva il nome di «facies a filamenti», con cui venivano un tempo definite le caratteristiche litologie medio-giurassiche ricche di tali resti. In sezioni parallele alla stratificazione sono riconoscibili come forme ovali o subcircolari più o meno complete (Tav. 3, fig. 8).

Al microscopio, sia le valve intere che i frammenti appaiono costituiti da minuti cristalli calcitici, ad abito prismatico, disposti perpendicolarmente alle pareti esterna ed interna delle valve (a nicols incrociati presentano infatti estinzione perpendicolare alle pareti). Questo tipo di struttura sarebbe caratteristico, secondo Jefferies e Minton (1965), dello strato esterno (*outer layer*) del guscio delle forme appartenenti al genere *Bositra*. Secondo tali autori, in questo

genere infatti le valve sarebbero costituite da due strati: uno esterno calcitico a struttura prismatica ed uno interno aragonitico madreperlaceo. Analoghe indicazioni sono fornite da Majewske (1969), che distingue un ectostraco calcitico a struttura prismatica ed un mesendostraco madreperlaceo.

Nelle forme studiate in questo lavoro lo strato interno, madreperlaceo, non è mai riconoscibile ed appare frequentemente sostituito da accrescimenti calcitici sintassiali dei cristalli prismatici che costituiscono lo strato esterno. Tali accrescimenti sintassiali, benchè più frequentemente sviluppati in corrispondenza della parte concava (interna) delle valve, sono in molti casi presenti su entrambi i lati dei «filamenti», conferendo loro un aspetto seghettato (*barbelé*) (Tav. 3, fig. 9) già riconosciuto da vari autori (Peyre, 1959; Flügel, 1967; Perconig, 1968). Questo aspetto è stato interpretato in modi diversi: secondo Flügel (1967), sarebbe il risultato della dissoluzione parziale dello strato interno delle valve, mentre secondo altri autori sarebbe connesso con fenomeni di *overgrowth* in corrispondenza dello strato esterno, dopo la completa dissoluzione di quello interno.

In alcuni orizzonti, in particolar modo quelli più micritici, sono riconoscibili numerosissimi Gasteropodi con gusci minuti formati da pochi giri a sezione rigonfia (Tav. 3, fig. 6, 7); le loro dimensioni sono in genere comprese fra 0,3–0,5 mm e solo raramente superano il millimetro. In nessun caso è conservata l'originaria struttura aragonitica del guscio che è stata sostituita da un mosaico di cristalli di calcite. A nostro avviso questi resti vanno interpretati come protoconche di Gasteropodi che conducevano vita pelagica. Un'ipotesi alternativa è avanzata da Massari (1981), che vede in questi Gasteropodi delle forme erbivore associate a feltri algali.

Fra le forme microscopiche ad habitat planctonico presenti nel Rosso Ammonitico Inferiore sono da citare Foraminiferi, Radiolari, Ostracodi e forme problematiche di dubbia collocazione sistematica.

Foraminiferi. Molto abbondanti nei livelli più micritici, particolarmente nelle facies stromatolitiche, sono le forme riferibili al gruppo dei *Globigerinacea* (Protoglobigerine Auct.), rappresentate da piccole forme (ϕ max. compreso fra 0,12–0,2 mm) costituite generalmente da due giri di quattro camere di forma globosa (Tav. 3, fig. 11). La struttura originale del guscio non è mai conservata. La determinazione a livello specifico è impossibile in sezione sottile, anche a causa della relativa confusione presente nella sistematica dei *Globigerinacea* giurassici (Bignot & Guyader, 1966; Colom & Rangheard, 1966).

Radiolari. Sono rappresentati da Porulosida di forma sferoidale, con diametro di circa 0,1 mm, e sono abbondanti nelle litologie testimonianti minori energie ambientali o nelle facies silicee. Nelle prime sono conservati generalmente all'interno dei noduli diagenetici precoci od in corrispondenza di livelli

litificati precocemente; i gusci in questo caso sono diagenizzati in calcite e assai spesso si osserva la completa dissoluzione del guscio con formazione di riempiamenti geopeti sul fondo della cavità residuale. Nei livelli silicei sono riconoscibili come fantasmi completamente silicizzati. Sono inoltre interpretabili come modelli interni di Radiolari i corpi micritici di forma sferica, localmente abbondanti in alcune litofacies stromatolitiche o di hard ground (Fig. 9; Tav. 3, fig. 12).

Ostracodi. Nelle facies più ricche di matrice micritica sono localmente presenti piccole valve, a volte ancora in connessione, che possono essere riferite ad Ostracodi a valve lisce (Tav. 3, fig. 10).

Globochaete alpina. Queste forme di dubbia attribuzione sistematica, attualmente interpretate come zoospore di un'Alga Cloroficea, sono note da lungo tempo nelle facies giurassiche mediterranee (Lombard, 1937, 1945; Colom, 1955; Brönnimann, 1955; Farinacci, 1959; Cita, 1964). *G. alpina* è segnalata in particolar modo in sedimenti pelagici del Giurassico superiore, ma possiede una distribuzione stratigrafica ben più ampia (cf. Farinacci, 1959; Bonet, 1956; Cita, 1964).

Nelle sezioni studiate questo microfossile è in effetti particolarmente abbondante, in associazione con *Saccocoma*, nei livelli basali del Rosso Ammonitico Superiore databili all'Oxfordiano medio e superiore. Tuttavia *G. alpina* è presente con le tipiche forme subsferiche o bi-, tri- e quadripartite anche in alcune litofacies nodulari o stromatolitiche del Rosso Ammonitico Inferiore di età batoniana e/o calloviana. Essa è immediatamente riconoscibile in sezione sottile sia per il colore leggermente giallastro e la struttura fibroso-raggiata, che per la caratteristica croce di estinzione a «nicols» incrociati (Tav. 3, fig. 1, 2).

Forme bentoniche.

Il gruppo più rappresentato è quello dei Crinoidi. In tutte le facies sono presenti frammenti e piastre separate di dimensioni assai variabili, da centimetriche a microscopiche, spesso parzialmente corrosi ed impregnati più o meno profondamente da ossidi di ferro. L'unico genere riconosciuto è *Phyllocrinus*, frequente con teche e *columnalia* nella litofacies laminata con selci.

Per completare la scarsa lista dei macrofossili bentonici sono da ricordare i Brachiopodi, soprattutto Terebratulidi, oltre al ritrovamento alla base della formazione di un esemplare di *Lingula*. Sono inoltre presenti rari Echinoidi irregolari non determinabili e Gasteropodi (*Pleurotomaria*?).

Le forme bentoniche di Foraminiferi appartengono ai *Nodosariidae* e *Spirillinidae*. Quest'ultima famiglia è rappresentata dal solo genere *Spirillina* (Tav. 3, fig. 4, 5), mentre quella dei *Nodosariidae* è più frequente con i generi

Lenticulina, *Nodosaria* e *Frondicularia*. Il genere più abbondante è *Lenticulina* soprattutto in alcuni livelli condensati e «residuali»; queste forme infatti, dotate di un guscio particolarmente robusto, si ritrovano sotto forma di granuli residuali corrosi ed impregnati di ossidi di ferro (Tav. 3, fig. 12).

Iconofossili.

La presenza di organismi bentonici fossatori all'interno del sedimento che costituisce il Rosso Ammonitico Inferiore è dimostrata dai frequenti *domichnia* di tipo *Ophiomorfa* o *Thalassinoides*, esposti sulle superfici di stratificazione. Negli orizzonti totalmente o parzialmente litificati in una fase precoce della diagenesi, sono inoltre osservabili tratti di gallerie ad andamento verticale parzialmente riempite da sedimento. Tuttavia, nella maggior parte dei casi, non è possibile riconoscere chiaramente l'andamento delle gallerie in quanto, a causa della velocità di sedimentazione estremamente bassa, gli organismi fossatori hanno continuamente rielaborato per lunghi periodi gli stessi livelli di sedimento, creando una fitta e confusa rete di gallerie che spesso si elidono a vicenda. E' quindi impossibile identificare con certezza gli organismi responsabili della bioturbazione del Rosso Ammonitico Inferiore. Con tutta probabilità essi vanno posti nella categoria dei *filter feeders*, in quanto la sostanza organica presente entro il sedimento doveva essere minima sia per la relativa scarsità della frazione fine, sia per l'intensa e prolungata ossidazione a cui i sedimenti dovevano essere sottoposti dopo la deposizione.

In molti livelli i granuli, gli intraclasti e le superfici litificate precocemente appaiono cribrate da una serie di minutissime perforazioni ad andamento irregolare (Fig. 15, 19). Tali perforazioni di sicura origine organica sono di difficile attribuzione, in quanto non presentano alcuna morfologia caratteristica; per le dimensioni potrebbero essere indifferentemente attribuite all'attività di Alghe Cianofeece o di Funghi.

Descrizione delle sezioni

Come già accennato in precedenza, vengono qui descritte tre sezioni ritenute particolarmente rappresentative delle caratteristiche del Rosso Ammonitico Inferiore nel settore studiato dei Lessini Veronesi. Si tratta delle sezioni di Camposilvano, di Snel e di San Giorgio.

La descrizione di ciascuna sezione è organizzata in livelli successivi, comprendenti strati a litologia omogenea; ad essa fanno seguito il commento del contenuto paleontologico in Ammoniti e le relative conclusioni di carattere biostratigrafico. Per rendere più immediato l'inquadramento cronostatigrafico

delle singole associazioni faunistiche, negli elenchi di Ammoniti che seguono la descrizione delle sezioni, accanto a ciascuna specie viene riportata la relativa distribuzione stratigrafica secondo le suddivisioni zonali adottate nel Giurassico medio europeo e ricordate nella seguente tabella (Mouterde et al., 1971; Cope et al., 1980).

BAIOCIANO		BATONIANO		CALLOVIANO	
Superiore	Parkinsoni Garantiana Subfurcatum (1)	Superiore	Discus Aspidoides Hodsoni	Superiore	Lamberti Athleta
Inferiore	Humphriesianum Sauzei	Medio	Morrisoni Subcontractus	Medio	Coronatum Jason
	Laeviuscula Discites	Inferiore	Tenuiplicatus Zigzag	Inferiore	Gracilis Macrocephalus

Sezione di Camposilvano.

La sezione, potente nel complesso circa 20 m, è ubicata nei pressi dell'abitato da cui prende il nome ed è stata misurata nei monoliti che affiorano lateralmente e superiormente alla grossa cavità di crollo del Covolo (Fig. 20A). Gli strati si presentano pressochè orizzontali, inclinati in direzione S-SW di pochi gradi e privi di disturbi tettonici.

L'indagine paleontologica e sedimentologica, relativa ad alcuni livelli particolarmente significativi, è stata estesa a tutta l'area immediatamente circostante Camposilvano.

Il limite inferiore della formazione è caratterizzato dalla netta sovrapposizione dei calcari rossastri nodulari del R.A.V. su calcari gialli micritico-oncolitici con grossi bioclasti, appartenenti alla formazione dei Calcari Oolitici di S. Vigilio (cf. Benetti, 1977; Clari & Marelli, 1983).

Descrizione litologica.

La successione, relativa al Rosso Ammonitico Inferiore e alla base del Ros-

(1) La recente proposta di modificare per motivi nomenclaturali la denominazione "zona a Subfurcatum" con "zona a Niortense" (Dietl, 1981; Pavia, 1983b) non ha ancora trovato pieno accordo presso i biostratigrafi del Baiociano; in questa sede si preferisce pertanto conservare la classica denominazione "zona a Subfurcatum".

so Ammonitico Superiore, presenta un'organizzazione in litofacies molto semplice, con netta prevalenza della litofacies nodulare.

Livello 1 (strato n. 1) – 0,55 m – E' riferibile alla sottofacies di hard ground. Presenta colore aranciato, localmente con bande giallastre, e specie nei primi 20 cm è ricco di fossili: Ammoniti, Belemniti e, in minor misura, Aptici, Brachiopodi, Bivalvi, Echinodermi. Abbondanti cupole stromatolitiche ed intraclasti con bordo mineralizzato di diametro fino a 3 cm. Direttamente impostato sul contatto basale con i Calcari Oolitici di San Vigilio è osservabile un tappeto stromatolitico continuo di spessore decimetrico.

Al microscopio lo strato n. 1 appare costituito da biomicriti di tipo packstone a gusci di Lamellibranchi pelagici con zone a cemento biosparitico. Nella parte inferiore sono presenti concentrazioni di piccoli intraclasti con bordo mineralizzato e bioclasti impregnati di ossidi di ferro. La concentrazione di intraclasti decresce verso la parte superiore, dove la tessitura si fa nodulare e le Ammoniti e gli oncoliti sempre meno frequenti. Il contenuto faunistico è rappresentato, oltre che dai Bivalvi pelagici, prevalentemente da Foraminiferi e da frammenti di Echinodermi.

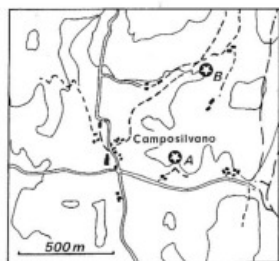
Livello 2 (strati n. 2–7) – 3,80 m – All'affioramento presenta colore rosa chiaro, tessitura nodulare ed intraclasti meno numerosi rispetto al livello sottostante. Il contenuto faunistico è rappresentato da frammenti di Crinoidi, Echinidi e Brachiopodi, mentre le Ammoniti sono scarse.

All'analisi microscopica questi strati appaiono costituiti da biomicriti di tipo packstone a Bivalvi pelagici ed altri bioclasti, con noduli mostranti tessiture di tipo grainstone. Gli intraclasti con bordo mineralizzato e i bioclasti impregnati di ossidi di ferro, spesso inglobati nei noduli, decrescono in percentuale verso l'alto. La bioturbazione è molto intensa, riconoscibile dalla presenza di numerose cavità di forma irregolare, riempite da calcite spatica, alla periferia dei noduli. Talune cavità presentano riempimenti geopetali di sedimento o di silt «vadoso».

Livello 3 (strati n. 8–9) – 1,40 m – Lo strato n. 8, ancora riferibile alla sottofacies di hard ground, presenta colore rosso intenso e numerosi noduli limonitici giallastri nella parte basale. Sulla superficie alterata sono visibili cupole stromatolitiche, inferiormente organizzate in tappeti continui, superiormente impostate su Ammoniti od oncoliti. Per tutta la potenza dello strato sono frequenti le impregnazioni di ossidi rossastri, disposte in bande millimetriche. Lo strato 9 segna la scomparsa della sottofacies di hard ground e il ritorno alle caratteristiche tipiche della litofacies nodulare.

Una migliore osservazione dell'orizzonte corrispondente allo strato n. 8 è possibile nella Valle delle Sfingi, 200 m a nord di Camposilvano (Fig. 20B). Nei

SEZIONE DI CAMPOSILVANO



B-V. SFINGI

A - COVOLO

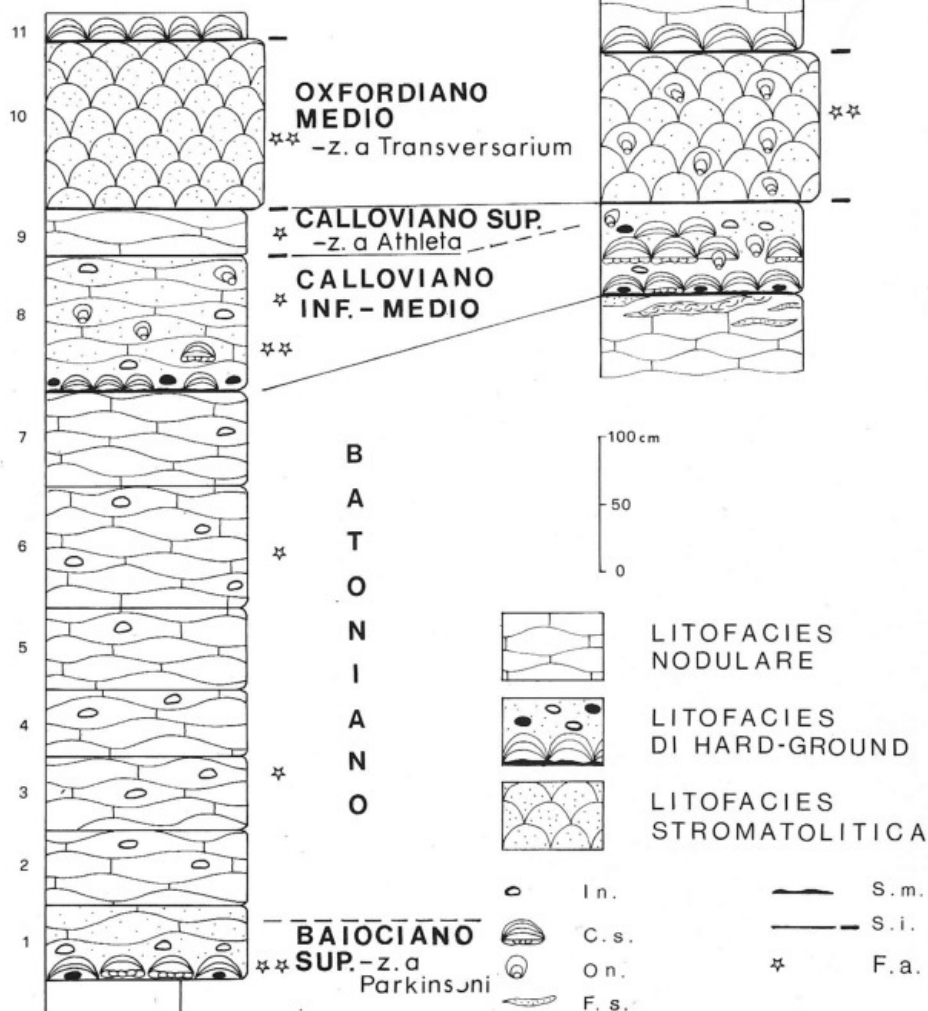


Fig. 20 - Sezione di Camposilvano. In., intraclasti; C.s., cupole stromatolitiche; On., oncoidi; F.s., filoni sedimentari; S.m., superfici mineralizzate; S.i., superfici di interruzione di sedimentazione non mineralizzate; F.a., faune ad Ammoniti.

primi centimetri sono presenti numerosi noduli limonitici giallastri, che al microscopio rivelano un nucleo costituito da intraclasti. Segue un livello stromatolitico continuo di spessore decimetrico, impostato sia su modelli interni parzialmente corrosi di Ammoniti, sia su oncoliti o intraclasti. I modelli interni di Ammoniti sono frequentemente rivestiti, su entrambi i lati in modo asimmetrico, da cupole stromatolitiche testimonianti due successive fasi di accrescimento separate da un ribaltamento. Questo orizzonte, potente circa 70 cm, è direttamente sormontato dallo strato basale del Rosso Ammonitico Superiore (n. 10), mentre lo strato n. 9 non è distinto.

Una situazione ancora diversa è osservabile in località La Bà, alcune centinaia di metri a nord di Camposilvano, lungo la provinciale per San Giorgio; al di sopra della superficie di interruzione di sedimentazione che costituisce la base dello strato è presente un orizzonte decimetrico a laminazione parallela. All'analisi al microscopio, le lamine appaiono costituite da livelletti di intraclasti e bioclasti, completamente impregnati di ossidi di ferro, e da livelli micritici. Questo orizzonte laminato termina con una superficie piana di litificazione precoce con incrostazioni ematitico-limonitiche e piste (*Planolites*), sulla quale è impostato un tappeto continuo di cupole stromatolitiche di spessore decimetrico.

Livello 4 (strato n. 10) – 1,25 m – Lo strato n. 10 rappresenta il primo livello del Rosso Ammonitico Superiore, con litofacies stromatolitica ad abbondanti bioclasti e piccoli intraclasti impregnati di ossidi di ferro. L'aspetto generale è massiccio; localmente sulle superfici alterate è ben riconoscibile la tessitura stromatolitica. Le Ammoniti sono relativamente abbondanti, spesso ricoperte da cupole stromatolitiche. Nella parte superiore dello strato è osservabile una netta superficie di interruzione di sedimentazione non mineralizzata.

Nelle lamine granulari delle stromatoliti sono riconoscibili al microscopio numerosissimi bioclasti: Foraminiferi (Protoglobigerine, Lenticuline), Radiolari, Gasteropodi, *Globochaete alpina*, *Saccocoma* e rari Bivalvi.

Dati biostratigrafici.

Baiociano superiore. Il primo strato della sezione (livello 1) è molto ricco di Ammoniti. Nei frequenti affioramenti distribuiti nei dintorni di Camposilvano, e soprattutto nella sezione del Covolo, sono state complessivamente determinate 46 specie, con una significativa predominanza di *Phylloceratidae* (30–35%); le specie di prima segnalazione sono contrassegnate con un asterisco nell'elenco seguente:

Phylloceras isomorphum Gemmellaro
Phylloceras kudernatschi (Hauer)
Phylloceras kunthi Neumayr
 * *Phylloceras cf. plicatum* Neumayr

Baiociano sup. – Calloviano
 Baiociano – Oxfordiano inf.
 Baiociano sup. – Calloviano
 Baiociano sup. – Oxfordiano

- Phylloceras trifoliatum* Neumayr
 * *Adabofoloceras abichi* (Uhlig)
 * *Adabofoloceras subobtusum* (Kudernatsch)
 * *Adabofoloceras wendti* (Sturani)
 * *Calliphylloceras achtalense* (Redlich)
Calliphylloceras disputabile (Zittel)
 * *Ptychophylloceras* (P.) *haloricum* (Hauer)
Holcophylloceras zignodianum (d'Orbigny)
Lytoceras eudesianum (d'Orbigny)
 * *Lytoceras neumayri* Pugin
 * *Nannolytoceras okriebense* (Kakhadzè)
 * *Nannolytoceras polyhelictum* (Boeckh)
 * *Nannolytoceras tripartitum* (Raspail)
Strigoceras (S.) *truellei* (d'Orbigny)
Lissoceras (L.) *monachum* (Gemmellaro)
 * *Lissoceras* (L.) *psilodiscus psilodiscus* (Schloenbach)
 * *Lissoceras* (L.) *psilodiscus inflatum* Wetzel
 * *Oppelia* (O.) *pleurifer* (Buckman)
Oppelia (O.) gr. *subradiata* (Sowerby)
 * *Oppelia* (*Oecotraustes*) cf. *genicularis* (Waagen)
Oxycerites plicatella (Gemmellaro)
Cadomites (C.) *daubenyi* (Gemmellaro)
Cadomites (C.) *deslongchampsii* (d'Orbigny)
 * *Cadomites* (C.) aff. *extinctus* (Quenstedt)
Cadomites (C.) *psilacanthus* (Wermbter)
Cadomites (C.) *rectelobatus* (Hauer)
 * *Cadomites* (C.) sp. n. aff. *rectelobatus* (Hauer)
 * *Cadomites* (*Polyplectites*) sp. ind.
 * *Garantiana* sp. ind.
Parkinsonia parkinsoni (Sowerby)
Spiroceras sp. ind.
Dimorphinites (D.) *dimorphus* (d'Orbigny)
 * *Dimorphinites* (subgen. n.) *defrancei* (d'Orbigny)
Vermisphinctes (V.) cf. *martinsi* (d'Orbigny)
V. (Prorsisphinctes) glyphus (Buckman)
 * *V. (Prorsisphinctes) leederi* (Trauth)
V. (Prorsisphinctes) pseudomartinsi (Siemiradzki)
V. (Prorsisphinctes) stomphus (Buckman)
V. (Prorsisphinctes) venetus (Sturani)
 * *Planisphinctes tenuissimus* (Siemiradzki)
 * *Procerites costulatusus* (Buckman)
Procerites cf. *intersertus* (Buckman)
- Aaleniano – Baiociano
 Baiociano
Subfurcatum – *Zigzag*
Parkinsoni – *Hodsoni*
 Baiociano sup. – Calloviano
 Baiociano – Oxfordiano
Parkinsoni – *Zigzag*
 Baiociano – Titoniano
 Baiociano inf. – Calloviano inf.
 Baiociano sup. – Oxfordiano medio
 Baiociano sup.
Sauzei – *Parkinsoni* inf.
Parkinsoni sup. – *Progracilis*
Subfurcatum – *Parkinsoni*
Parkinsoni – Batoniano
Parkinsoni sup. – Batoniano
 Baiociano sup.
Parkinsoni
 Baiociano
 Baiociano
 Baiociano sup. – Batoniano inf.
Parkinsoni – *Zigzag*
Garantiana – *Zigzag*
 ? *Parkinsoni* – Batoniano medio
 Baiociano sup.
Parkinsoni – Batoniano
- Parkinsoni* sup.
 Baiociano sup.
Parkinsoni
Parkinsoni
Parkinsoni
Garantiana
Parkinsoni – Batoniano inf.
Garantiana
Garantiana – *Parkinsoni*
Parkinsoni
Parkinsoni sup.
Parkinsoni sup.
Parkinsoni sup. – *Zigzag* inf.

A questo elenco si possono aggiungere altre tre specie provenienti da aree adiacenti: le prime due da Campofontana, ad est della Valle di Illasi, la terza dalla località di le Gosse, a nord di Camposilvano. Esse sono state ugualmente raccolte nello strato basale del R.A.V., in un'associazione faunistica identica e coeva di quella di Camposilvano.

- * *Lissoceras* (L.) *haugi* Sturani
 * *Lissoceras* (L.) *magnum* Galacz
 * *Vermisphinctes* (V.) *vermiformis* Buckman
- Subfurcatum* – Batoniano inf.
Parkinsoni – Batoniano inf.
Parkinsoni

L'associazione faunistica è composta nel suo complesso da 49 specie di Ammoniti, la cui distribuzione, desumibile per ricoprimento dai dati cronostratigrafici riportati in elenco, indica la parte terminale del Baiociano e più precisamente la zona a Parkinsoni (Sturani, 1964 b, 1967; Krystyn, 1972; Galacz, 1980). Sono infatti caratteristici o esclusivi di questa zona molti *Perisphinctaceae*, tra i quali ricordiamo oltre all'indice di zona, *Parkinsonia parkinsoni*, *Dimorphinites (Dimorphinites) dimorphus*, alcuni *Vermisphinctes l. s.*, *Planisphinctes tenuissimus* e *Procerites costulatosus*. A questi si associano molti *Lisocerotidae*, *Oppeliidae* e *Cadomitinae* che fanno la loro comparsa proprio nel Baiociano terminale. Il riferimento cronostratigrafico alla zona a Parkinsoni è confermato anche da alcune specie a più ampia distribuzione stratigrafica tra i *Phylloceratidae* e i *Nannolytoceratidae*: da un lato *Adabofoloceras wendti* e *Ptychophylloceras (P.) haloricum* sono conosciute a partire dalla zona a Parkinsoni (Pavia, 1983 a, 1983 b); dall'altro le zone di distribuzione di *Nannolytoceras polyhelictum* e di *N. tripartitum* presentano un ridotto ricoprimento nella parte media della zona a Parkinsoni (Sturani, 1967; Pavia, 1973).

Non è possibile effettuare alcuna suddivisione sottozonale nell'ambito della zona a Parkinsoni dell'area di Camposilvano, in quanto, per effetto di condensazione, entro il primo strato del R.A.V. troviamo mescolate specie di diversa pertinenza sottozonale. Tale condensazione è messa in maggiore evidenza dalla presenza di specie note in letteratura solo nella zona a Garantiana: *Vermisphinctes (P.) glyphus* (Tav. 5, fig. 1) e *V. (P.) pseudomartinsi*. Un'analogia associazione mista e condensata è già stata descritta da Sturani (1964 b, p. 37) alla base del R.A.V. di Grezzana a sud di Camposilvano; l'autore tuttavia aveva potuto distinguere un sottile livello stromatolitico basale da cui provenivano le specie della zona a Garantiana. Tale distinzione non è invece possibile nelle sezioni di Camposilvano, dove le specie riferibili alle due zone si rinvengono associate alla base della formazione.

A prescindere dal significato biostratigrafico, l'associazione faunistica dei dintorni di Camposilvano presenta notevole interesse, perchè incrementa i dati paleontologici a disposizione per la base del R.A.V.; le faune ad Ammoniti, descritte da Sturani (1964 b) nella sezione di Grezzana, sono infatti più scarse, solo 27 specie. Tale maggiore ricchezza qualitativa è dovuta in parte alla maggiore densità di fossili negli affioramenti di Camposilvano e in parte alla encomiabile attività del Cav. A. Benetti, che per anni ha collezionato con entusiasmo ed esperienza le Ammoniti di questi livelli stratigrafici, permettendo quindi di utilizzare dati ben più copiosi che in passato.

Batoniano. Un secondo intervallo biostratigrafico comprende gli strati n. 2-7 della sezione di Camposilvano. Le Ammoniti rinvenute indicano nel loro insieme il Batoniano, senza tuttavia permettere ulteriori precisazioni anche per la scarsità e la dispersione dei fossili. Inoltre, a parte la segnalazione di *Cado-*

mites cf. *rectelobatus* nello strato n. 4, le specie sottoelencate sono state raccolte da A. Benetti prima della misurazione della sezione e quindi non possono essere riferite con certezza ad alcuno strato. Come si è detto, esse forniscono una generica indicazione batoniana, con una più significativa provenienza dal Batoniano medio (zone a *Subcontractus* e a *Morrisi*).

<i>Ptycholytoceras depressum</i> (Till)	Batoniano sup. – Calloviano inf.
<i>Lissoceras</i> (L.) <i>monachum</i> (Gemmellaro)	<i>Parkinsoni</i> – Batoniano
<i>Lissoceras</i> (L.) <i>psilodiscus</i> (Schloenbach)	<i>Parkinsoni</i> sup. – Batoniano
<i>Cadomites</i> (C.) <i>deslongchampsii</i> (d'Orbigny)	<i>Garantiana</i> – <i>Zigzag</i>
<i>Bullatimorphites</i> (B.) cf. <i>latecentratus</i> (Quenstedt)	Batoniano inf. – Batoniano sup.?
B. (<i>Bomburites</i>) <i>suevicus</i> (Roemer)	Batoniano sup.
<i>Tulites</i> (<i>Rugiferites</i>) <i>serpenticonus</i> (Arkell)	<i>Subcontractus</i>
<i>Morrisiceras</i> (<i>Lycetticeras</i>) <i>skipnum</i> Buckman	<i>Morrisi</i>
<i>Morrisiceras</i> sp. ind.	

La scarsità di Ammoniti nel Batoniano del R.A.V. era già stata messa in evidenza da Sturani (1968); solo nella cava Magnavacca di Grezzana l'autore (1964 a) aveva individuato una associazione faunistica riferibile al Batoniano inferiore.

L'elenco sopra riportato, pur limitato come numero di taxa, fornisce comunque un dato faunistico interessante: la prima segnalazione del genere *Morrisiceras* nel Batoniano italiano (Hahn, 1971).

Calloviano inferiore e medio. Lo strato n. 8 della sezione di Camposilvano, al Covolo e alla Valle delle Sfingi, contiene una associazione di Ammoniti calloviane ricca di 28 specie.

<i>Phylloceras isomorphum</i> Gemmellaro	Baiociano sup. – Calloviano
<i>Phylloceras kudernatschi</i> (Hauer)	Baiociano – Oxfordiano inf.
<i>Phylloceras kunthi</i> Neumayr	Baiociano sup. – Calloviano
<i>Calliphylloceras ahtalense</i> (Redlich)	Baiociano sup. – Calloviano
<i>Calliphylloceras disputabile</i> (Zittel)	Baiociano – Oxfordiano
<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orbigny)	Baiociano – Titoniano
<i>Ptychophylloceras</i> (P.) <i>euphyllum</i> (Neumayr)	Batoniano – Oxfordiano
<i>Ptychophylloceras</i> (P.) <i>flabellatum</i> (Neumayr)	Batoniano – Calloviano inf.
<i>Lytoceras adelaie</i> (d'Orbigny)	Baiociano sup. – Calloviano
<i>Lytoceras eudesianum</i> (d'Orbigny)	Baiociano inf. – Calloviano inf.
<i>Lissoceras</i> (L.) <i>ferrifex</i> (Zittel)	Batoniano medio – Calloviano
<i>Hecticoceras</i> (H.) <i>metomphalum</i> Bonarelli	<i>Macrocephalus</i> – <i>Athleta</i>
<i>Bullatimorphites</i> (<i>Kheraiceras</i>) <i>bullatus</i> (d'Orbigny)	<i>Hodsoni</i> – <i>Macrocephalus</i>
<i>Bullatimorphites</i> (<i>Bomburites</i>) cf. <i>globuliforme</i> (Gemmellaro)	Calloviano inf.
<i>Macrocephalites</i> (M.) sp. ind.	Calloviano inf.
<i>Reineckeia</i> (R.) cf. <i>spinosa</i> Jeannel	Calloviano inf.
<i>Homeoplanulites</i> (H.) <i>balinensis</i> (Neumayr)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>
<i>Homeoplanulites</i> (H.) <i>furculus</i> (Neumayr)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>
<i>Homeoplanulites</i> (<i>Parachoffatia</i>) <i>funatus</i> (Oppel)	<i>Macrocephalus</i> – <i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>

<i>Indosphinctes (I.) patina</i> (Neumayr)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes (I.) peregrinus</i> Spath	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Mickalski</i> – <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes (I.) rusticus</i> Spath	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes (I.) subpatina</i> Petitclerc	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes (Elatmites) prahecuensis</i> Mangold	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Choffatia (C.) prorsocostata</i> (Siemiradzki)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i> – <i>Patina</i>
<i>Choffatia (C.) cf. waageni</i> (Teisseyre)	<i>Jason</i> – <i>Coronatum</i>
<i>Choffatia (Subgrossouvria) dumortieri</i> Mangold & Elmi	<i>Coronatum</i>
<i>Choffatia (Subgrossouvria) recuperoi</i> (Gemmellaro)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>

Nel suo complesso la fauna indica un'età estesa dal Calloviano inferiore (z. a *Macrocephalus*) al Calloviano medio (z. a *Coronatum*), con maggiore frequenza di specie della zona a *Gracilis*, sz. a *Patina*. L'associazione è chiaramente mista e condensata con Ammoniti del Calloviano inferiore mescolate a più rare forme del Calloviano medio (*Choffatia waageni* e *C. dumortieri*); a queste possiamo aggiungere la citazione di *Erymnoceras coronatum* (Bruguière) di Benetti (1977). Nell'ambito dello stesso Calloviano inferiore esiste una condensazione a livello zonale: è sufficiente sottolineare la coesistenza di *Bullatimorphites (K.) bullatus*, la cui distribuzione stratigrafica non supera la zona a *Macrocephalus* (Cariou et al., 1971; Hahn, 1971), e di molte specie di *Indosphinctes* esclusive della sottozona a *Patina* (Mangold, 1970).

Malgrado lo spessore relativamente consistente dello strato n. 8, non ci è stato possibile distinguere sottoassociazioni ad Ammoniti con valore zonale o sottozonale. L'unica evidenza che siamo stati in grado di riconoscere è la coesistenza alla base dello strato, per uno spessore di 40 cm, delle specie del Calloviano inferiore, zone a *Macrocephalus* e a *Gracilis*, indifferentemente coperte o meno da una patina rossastra ematitica. E' forse logico ipotizzare che le Ammoniti del Calloviano medio provengano dalla parte superiore dello strato.

Questa in discussione è la seconda associazione di Ammoniti di età calloviana segnalata nel Rosso Ammonitico Veronese. La precedente fu descritta da Sturani (1968) nei Monti Lessini meridionali, alla cava «la Pergola» di Grezzana, con un contenuto faunistico ed una età del tutto confrontabili con quelli di Camposilvano. Due sono tuttavia le differenze che meritano di essere evidenziate: 1) a «la Pergola» Sturani aveva potuto distinguere un livello inferiore riferibile alla zona a *Macrocephalus*, per la presenza di *Bullatimorphites prahecuense* (Petitclerc), ed uno superiore con *Indosphinctes* e *Choffatia* della sottozona a *Patina*; 2) nella stessa cava «la Pergola» non è rappresentato il Calloviano medio. In altre parole nei Monti Lessini meridionali, durante la deposizione dei livelli sommitali del Rosso Ammonitico Inferiore, la sedimentazione fu scarsa, ma relativamente costante durante tutto il Calloviano inferiore permettendo la deposizione di strati successivi e cronologicamente distinti, mentre si interruppe definitivamente con l'inizio del Calloviano medio. Nei Monti Lessini centro-settentrionali, nei dintorni di Camposilvano la sedimenta-

zione nel corso del Calloviano appare invece più ridotta e soprattutto discontinua dando origine a livelli condensati; essa prosegue però nel Calloviano medio e, vedremo con la successiva associazione, anche sino all'inizio del Calloviano superiore, con il quale termina l'episodio deposizionale del Rosso Ammonitico Inferiore.

Calloviano superiore. Lo strato n. 9 del Covolo di Camposilvano e il tetto dello strato n. 8 degli affioramento della Valle delle Sfini hanno fornito un numero limitato di Ammoniti, però di significato biostratigrafico preciso ed interessante. Sono state raccolte: *Reineckeia (Kellewaysites?) hungarica* Till al Covolo, *Peltoceras (P.)* sp. ind. e *Orionoides cf. cayeuxi* Gérard & Contaut nella Valle delle Sfini (Tav. 4, fig. 5; Tav. 5, fig. 2). Di queste, *R. (K.) hungarica* è normalmente conosciuta nella metà superiore della zona a Coronatum (sz. a Grossouvrei); in Francia centro-occidentale la specie è estesa anche alla base del Calloviano superiore, zona ad Athleta, sottozona a Trezeense (Bourquin, 1967). Il sottogenere *Peltoceras* è conosciuto a partire dalla zona a Athleta, mentre *O. cayeuxi* è caratteristica della zona a Athleta, sz. a Collotiformis (?) (Cariou et al., 1971; Sequeiros, 1974).

E' possibile che future raccolte nell'area di Camposilvano permettano di definire con maggiore precisione la consistenza e la distribuzione di tale associazione ad Ammoniti. Al momento il dato biostratigrafico nuovo è offerto dalla attribuzione della sommità del Rosso Ammonitico Inferiore alla base del Calloviano superiore, cioè alla zona a Athleta, mentre i dati forniti dalla letteratura (Sturani, 1968) erano limitati al Calloviano inferiore. Questa nuova attribuzione cronostatigrafica permette di conseguenza di ridurre al Calloviano terminale e all'Oxfordiano inferiore la lacuna stratigrafica intercorrente fra i due membri del R.A.V. nel settore di Camposilvano.

Oxfordiano medio. Lo strato stromatolitico di base del Rosso Ammonitico Superiore (n. 10) contiene una ricca fauna a *Sowerbyceras*, *Taramelliceras*, *Gregoryceras*, *Paraspidoceras*, *Euaspidoceras*, *Perisphinctes l.s.*, *Passendorferia*, etc., indicativa dell'Oxfordiano medio, zona a Transversarium, già in parte illustrata in «storiche» monografie del secolo scorso ed attualmente in studio presso l'Istituto di Geologia di Torino.

A 20 cm dalla base dello strato è stato raccolto un esemplare di *Euaspidoceras (E.) paucituberculatum* Arkell (Tav. 4, fig. 2), che secondo Arkell (1940) e Sequeiros (1974) caratterizza la metà inferiore dell'Oxfordiano medio, zona a Plicatilis, mentre secondo Enay (1963) è presente sino alla base dell'Oxfordiano superiore, zona a Bifurcatus. Senza entrare nel merito della precisa distribuzione stratigrafica di tale specie, la presenza di *E. paucituberculatum*, al di sotto delle faune a *Gregoryceras transversarium*, permette di datare allo Oxfordiano medio l'inizio della sedimentazione del Rosso Ammonitico Supe-

riore di Camposilvano, a conferma dei dati già noti in letteratura (*opp. citt.*).

Sezione di Snel.

La sezione è stata misurata nei pressi di Roverè Veronese in una cava temporaneamente riattivata nell'estate del 1981 (Fig. 21). La giacitura è suborizzontale, la potenza complessiva del R.A.V. di circa 22 metri. Le condizioni di affioramento, ottimali nella parte media della formazione, sono precarie per gli altri livelli; soprattutto la parte superiore è solo parzialmente affiorante. Il limite inferiore non è visibile in cava, ma è stato osservato nelle immediate vicinanze ad una quota di pochi centimetri più bassa stratigraficamente del piano di cava. Il limite superiore, coperto, non è stato osservato in dettaglio.

Descrizione litologica.

Anche in questa sezione, come in quella di Camposilvano, la litofacies prevalente è quella nodulare.

Livello 1 (strati n. 1-4) - 5 m - Gli strati basali della formazione, mal studiabili perchè esposti in una parete tagliata di fresco, sono riferibili alla litofacies nodulare. Sono caratterizzati, in particolare nella parte inferiore, da colore bianco con sfumature verdastre e dalla grande abbondanza di superfici stilolitiche, sottolineate da spalmature argillose verdastre. Alla base non è riconoscibile l'orizzonte stromatolitico continuo, che caratterizza generalmente il contatto inferiore del Rosso Ammonitico Veronese.

Il contenuto faunistico è molto povero, limitato a frammenti di peduncoli di Crinoidi, scarsi rostri di Belemnite e qualche modello interno indeterminabile di Ammonite. Sono al contrario relativamente abbondanti gli oncoliti di dimensioni generalmente inferiori al centimetro.

Al microscopio le tessiture sono date da packstones a Bivalvi pelagici, molto nodulari e bioturbate; assenti gli intraclasti.

Livello 2 (strato n. 5) - 2,3 m - Livello caratterizzato da litologie assai simili a quelle sottostanti; si distingue per una serie di fratture generalmente subparallele alla stratificazione, di spessore centimetrico, riempite da calcareniti o micriti giallastre o rosate. Questi filoncetti sembrano originarsi in corrispondenza della netta superficie di interruzione di sedimentazione che limita al tetto il livello in esame. Tale superficie è sormontata da un *lag deposit*, di spessore centimetrico, costituito da Ammoniti rivestite da una patina ematitica scura, rostri di Belemnite e frammenti di Echinodermi inglobati in una matrice biomicritica. Questo livelletto è a sua volta troncato da una seconda nettissima superficie erosionale che «spiana» i modelli interni di Ammoniti, di cui si conserva unicamente la metà od il quarto inferiore. Al di sopra di questa seconda superficie

SEZIONE DI SNEL

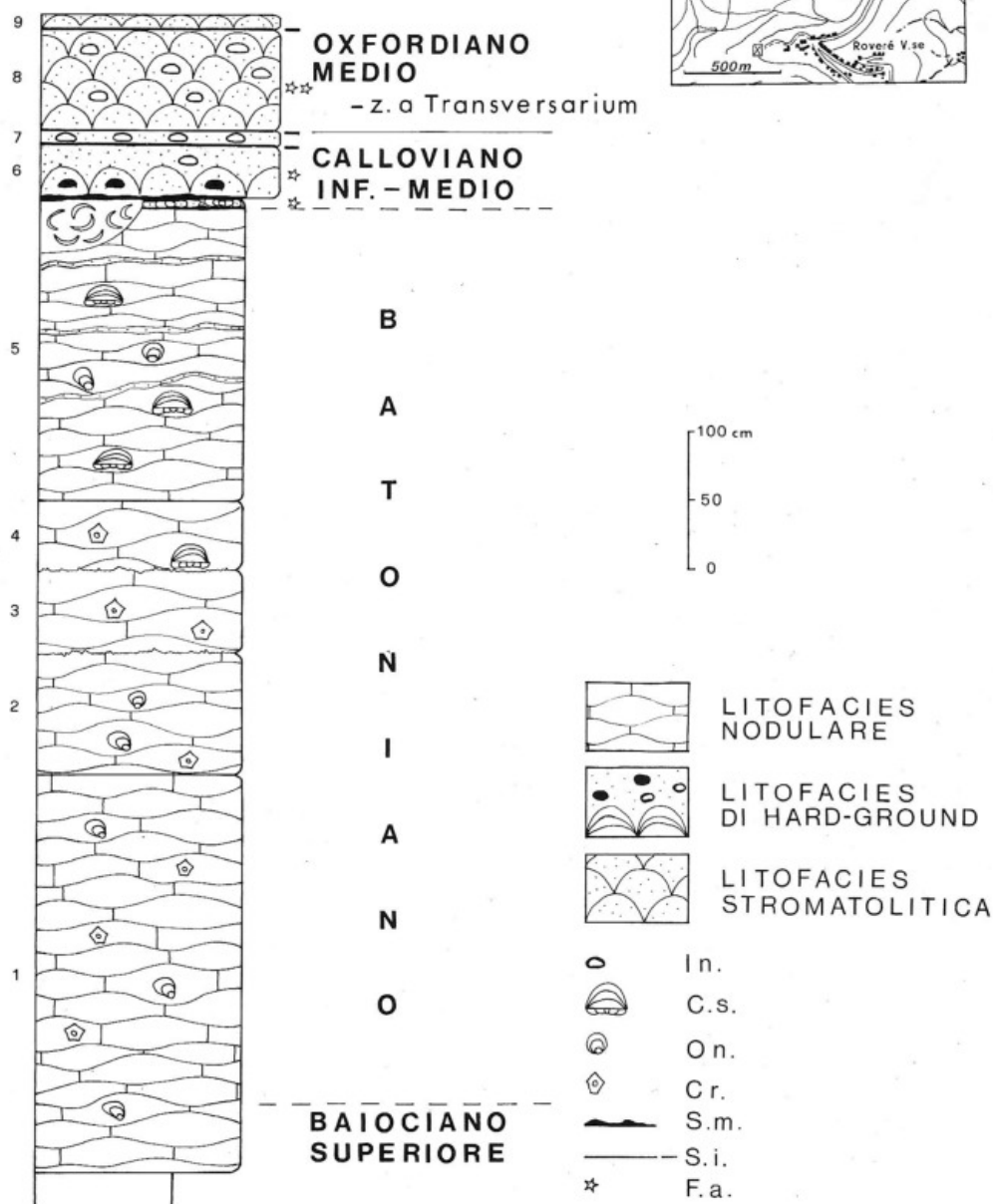


Fig. 21 — Sezione di Snel Cr., Crinoidi (per gli altri simboli cf. Fig. 20).

erosionale si sviluppa un tappeto continuo di cupole stromatolitiche, che costituisce la base del successivo livello.

Nel corso dei lavori di sfruttamento della cava, sempre in corrispondenza del tetto di questo livello, è stata messa in luce una «tasca» lumachellica estesa lateralmente per alcuni metri e con una potenza massima di 40–50 cm. La rapidità con cui tale tasca lumachellica è stata messa in luce e asportata non ha consentito uno studio accurato. Dai dati raccolti essa sembrava avere una giacitura filoniana all'interno di una frattura analoga a quelle segnalate più in basso. Litologicamente consiste in una lumachella a cemento spatato, con locali infiltrazioni micritiche, a Bivalvi pelagici, piccole Ammoniti e Gasteropodi; abbondanti sono localmente i frammenti angolosi della roccia incassante, che doveva essere pressochè totalmente litificata all'atto dell'apertura delle fratture in cui si sono infiltrati i sedimenti micritici e lumachellici.

Livello 3 (strati n. 6–7) - 0,50 m - Questo livello è l'esatto corrispondente litologico del livello 3 della sezione di Camposilvano. E' anch'esso riferibile alla sottofacies di hard ground ed è limitato alla base della superficie di interruzione di sedimentazione sopra citata. L'aspetto dell'affioramento è massiccio, ma sulle superfici più a lungo esposte è possibile riconoscere modelli interni di Ammoniti corrosi e ricoperti da cupole stromatolitiche, oncoliti, Belemniti e frammenti di Crinoidi, oltre ad abbondantissimi intraclasti con bordi mineralizzati e noduletti concrezionali scuri di ossidi di ferro. La roccia appare inoltre punteggiata di granuletti scuri che all'analisi microscopica si rivelano come bioclasti impregnati di ossidi di ferro. Localmente tutto lo spessore dello strato è percorso da impregnazioni di ossidi rossastri disposti in bande millimetriche.

Al microscopio la tessitura è rappresentata da packstones o grainstones bioturbate a Bivalvi pelagici.

Livello 4 (strato n. 8) - 0,75 m - Corrisponde allo strato basale del Rosso Ammonitico Superiore (= n. 10 di Camposilvano), anche qui in facies stromatolitica, limitato alla base ed al tetto da nette superfici piane di interruzione di sedimentazione. E' costituito da una successione di straterelli stromatolitici continui per una potenza di quasi un metro (Fig. 10).

Al microscopio sono riconoscibili: Protoglobigerine, Radiolari spesso sotto forma di modelli interni, Lenticuline, Gasteropodi, Belemniti, Echinodermi (*Saccocoma* nella parte alta).

Dati biostratigrafici.

Baiociano superiore – Batoniano. I livelli 1 e 2 della sezione di Snel non hanno fornito alcuna Ammonite determinabile. Tuttavia, per analogia con altre situazioni note nel settore esaminato in questo studio, la base della sezione può essere riferita al Baiociano superiore, mentre per inquadramento il resto della

successione in facies nodulare rappresenta il Batoniano.

Giovano al riguardo i dati paleontologici ricavati nella cava abbandonata in località Carcereri di Cerro Veronese, 3 km a sud-ovest di Roverè, dove il primo strato di Rosso Ammonitico Veronese ha fornito una fauna relativamente varia in cui, accanto ai soliti Filloceratidi, sono presenti: *Lissoceras* (*L.*) *psilodiscus*, *Cadomites* (*C.*) *exstinctus*, *C. (C.) rectelobatus*, *Parkinsonia* cf. *parkinsoni*, *Dimorphinites* (*D.*) *dimorphus*, *Vermisphinctes* (*V.*) cf. *martinsi*, *V. (Prorsisphinctes) stomphus*. L'età di questa associazione indica il Baiociano superiore, zona a Parkinsoni, come abbiamo già visto a Camposilvano.

Calloviano inferiore e medio. Il livello 3 contiene Ammoniti calloviane, molte delle quali presentano il guscio ricoperto da una bella patina rossastra, ematica. I dati faunistici sottoelencati derivano dalla somma di esemplari raccolti sia dagli scriventi, sia da A. Benetti nei dintorni più immediati di Roverè e sicuramente provenienti dallo stesso strato.

<i>Phylloceras kunthi</i> Neumayr	Baiociano sup. - Calloviano
<i>Ptychophylloceras</i> (<i>P.</i>) <i>flabellatum</i> (Neumayr)	Batoniano - Calloviano inf.
<i>Hecticoceras</i> (<i>Chanasia</i>) <i>turgidum</i> (Loczy)	<i>Jason</i>
<i>Phlycticeras</i> sp. ind.	<i>Jason</i>
<i>Bullatimorphites</i> (<i>Kheraiceris</i>) <i>bullatus</i> (d'Orbigny)	<i>Hodsoni</i> - <i>Macrocephalus</i>
<i>Homeoplanulites</i> (<i>H.</i>) <i>furculus</i> (Neumayr)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>
<i>Homeoplanulites</i> (<i>Parachoffatia</i>) <i>funatus</i> (Oppel)	<i>Macrocephalus</i> - <i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i>
<i>Indosphinctes</i> (<i>I.</i>) <i>brenoni</i> Collignon	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes</i> (<i>I.</i>) <i>cesarediensis</i> Mangold	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i> ?
<i>Indosphinctes</i> (<i>I.</i>) <i>choffati</i> (Parona & Bonarelli)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i> - <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes</i> (<i>I.</i>) <i>patina</i> (Neumayr)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Indosphinctes</i> (<i>I.</i>) <i>rusticus</i> Spath	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Patina</i>
<i>Choffatia</i> (<i>C.</i>) <i>lepta</i> (Gemmellaro)	<i>Gracilis</i> , sz. <i>Koenigi</i> - <i>Patina</i>
? <i>Flabellisphinctes</i> sp. ind.	Calloviano medio

Anche in questo caso, come a Camposilvano, si tratta di una fauna condensata con mescolanza di specie del Calloviano inferiore e medio: dalla zona a *Macrocephalus* (*B. bullatus*) alla zona a *Jason* (*H. turgidum*, *Phlycticeras* sp.), con più frequenti riferimenti alla zona a *Gracilis*, sz. a *Patina*.

Il materiale raccolto a Snel incrementa significativamente gli elenchi faunistici per il Calloviano del Rosso Ammonitico Veronese. Unitamente ai dati forniti da Sturani (1968) e da Benetti (1977), risultano segnalate sino a questo momento: 36 specie per il Calloviano inferiore; 6 specie per il Calloviano medio; 3 specie per il Calloviano superiore, zona a *Athleta*.

Nel complesso quindi il Rosso Ammonitico Inferiore negli affioramenti di Snel presenta una età compresa tra il Baiociano superiore (per analogia con altri affioramenti in zona) e il Calloviano medio. Il passaggio al Rosso Ammonitico Superiore corrisponde ad una lacuna stratigrafica estesa dal Calloviano superiore all'Oxfordiano inferiore; la base del Rosso Ammonitico Superiore

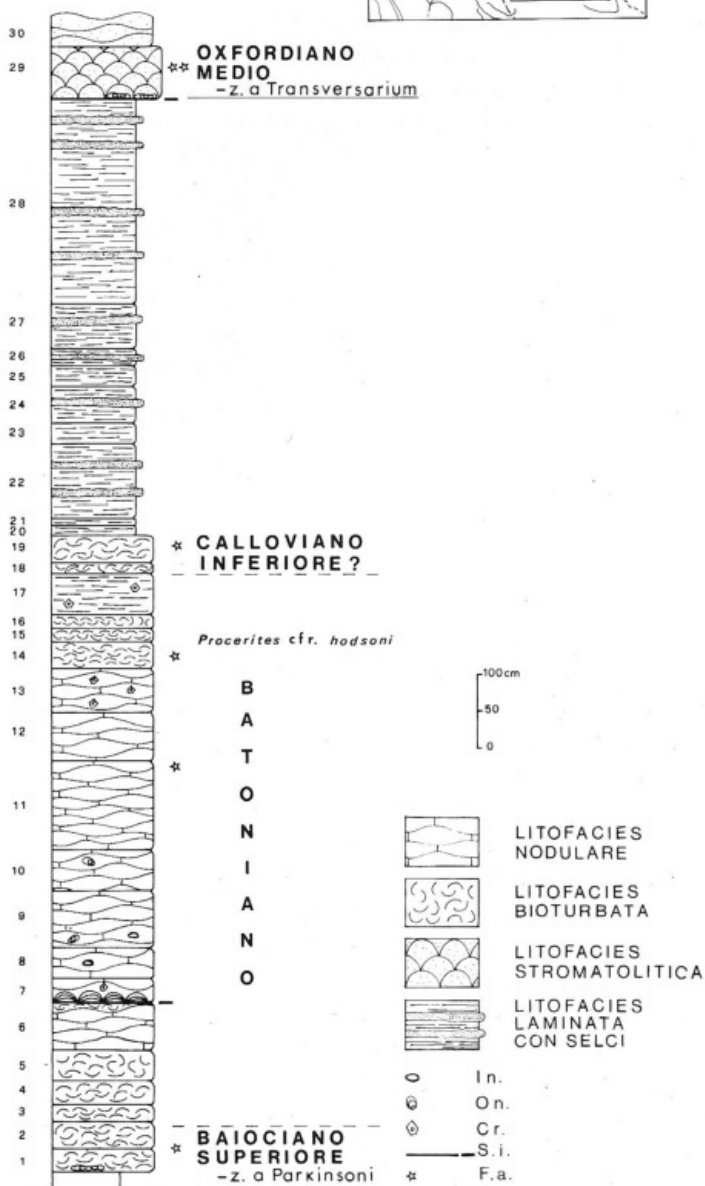
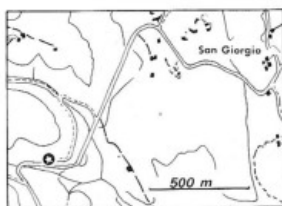
SEZIONE DI
SAN GIORGIO

Fig. 22 — Sezione di San Giorgio. (Per la spiegazione dei simboli cf. Fig. 20—21).

(strato n. 8) contiene infatti una ricca associazione faunistica con Ammoniti dell'Oxfordiano medio, zona a Transversarium.

Sezione di San Giorgio.

La sezione di San Giorgio è ubicata lungo la comunale Boscohiesanuova - San Giorgio, a metà strada fra quest'ultima località e Casare Branchetto. In questa sezione la potenza del Rosso Ammonitico Veronese si aggira intorno ai 28 metri (Fig. 22). La base della formazione non affiora lungo lo scasso stradale in quanto dislocata da una faglia di modesto rigetto; di conseguenza i primi strati sono stati misurati a circa un centinaio di metri di distanza verso est. Altri affioramenti sono inoltre stati esaminati in località Bocca di Selva e Branchetto.

Il limite basale è netto («a lama di coltello») e mette a contatto il R.A.V. con i sottostanti Calcari Oolitici di S. Vigilio in facies di scogliera a Coralli. La sezione è caratterizzata dalla presenza, nella parte intermedia, di circa 8 metri di calcari fittamente stratificati a noduli e liste di selce, ben affioranti lungo lo sbancamento stradale (Fig. 3).

Descrizione litologica.

Livello 1 (strati n. 1-5) - 1,75 m - Riferibile alla litofacies bioturbata di aspetto massiccio e colore biancastro-crema; molto abbondanti le superfici stilolitiche. L'esame microscopico mostra tessiture di tipo packstone e grainstone a Bivalvi pelagici; evidente la bioturbazione. Come a Snel, la base non presenta il caratteristico livello stromatolitico, nè traccia della sottofacies di hard ground.

Livello 2 (strati n. 6-13) - 5,25 m - Livello riferibile alla litofacies nodulare, con nodularità evidente sia all'osservazione macroscopica che microscopica. Frequenti le cavità irregolari riempite di calcite e gli intraclasti con bordo «mineralizzato», di dimensioni generalmente inferiori ai 2 mm. In località Bocca di Selva, in corrispondenza dello strato n. 11 compaiono cicli oncolitico-stromatolitici, analoghi a quelli descritti da Massari (1979).

Da segnalare la presenza, a circa 40 cm dalla base dello strato n. 6, di un livello lumachellico, potente circa 10-15 cm, a Bivalvi pelagici che possono raggiungere le dimensioni di un centimetro. Esso mostra evidenti tracce di cementazione precoce ed è troncato al tetto da una superficie erosionale piana, sormontata da un sottile livello stromatolitico continuo (Fig. 15).

Livello 3 (strati n. 14-19) - 1,80 m - Intervallo riferibile nel suo complesso alla litofacies bioturbata, anche se compaiono già intercalazioni biosparitiche laminate che caratterizzano il livello soprastante. Colore giallo-crema con superfici di stratificazione piane o debolmente ondulate; sottili veli argillosi separano gli strati.

Livello 4 (strati n. 20-28) - 6,25 m - Costituito da biospariti e biomicriti

lamine a Bivalvi pelagici, di colore variabile dal crema al rosso, riferibili alla litofacies laminata; il livello è organizzato in bancate, ognuna delle quali comprende parecchi strati decimetrici, separati da sottili interstrati di argilla rossa. Superfici di stratificazione parallele, piane od ondulate. Frazione silicea molto abbondante, concentrata in lenti e noduli di selce di potenza centimetrica o raramente decimetrica, di colore rosso scuro o giallo, circondati da una «cor-teccia» biancastra.

Al microscopio gli straterelli calcarei risultano costituiti da packstones e grainstones a Bivalvi pelagici con un'evidente laminazione parallela (Fig. 4), mentre i livelli silicei sono il risultato della completa silicizzazione di wacke-stones a Bivalvi pelagici e Radiolari.

Il contenuto faunistico è assai ridotto ed è rappresentato esclusivamente da Aptici, Rincoliti e teche e frammenti del peduncolo di *Phyllocrinus*, oltre a rarissimi esemplari di Coralli individuali. Mancano completamente i modelli interni di Ammonite.

Livello 5 (strato n. 29) - 0,75 m - In diretto contatto con i calcari selciferi sottostanti, affiora lo strato basale stromatolitico del Rosso Ammonitico Superiore. Il contatto fra i due livelli è transizionale in breve spazio: la stratificazione da pian parallela si fa via via ondulata, nodulare e poi massiccia.

Sulle superfici alterate è possibile osservare l'impalcatura stromatolitica e la grande abbondanza di piccoli intraclasti e bioclasti impregnati di ossidi di ferro. Il contenuto macro- e microfaunistico è quello caratteristico di questo livello.

Dati biostratigrafici.

I dati paleontologici di seguito riportati sono il frutto di raccolte effettuate sia alla sezione di San Giorgio, sia nei vicini affioramenti di Bocca di Selva e di Podesteria a N e di Branchetto a SW, dove il R.A.V. affiora con maggiore estensione. L'ampliamento dell'area di raccolta si è reso indispensabile per la bassa densità di fossili presenti in questo settore e per la pessima conservazione delle Ammoniti, determinabili solo nella porzione di 2 su 10.

Baiociano superiore. Nel primo strato del Rosso Ammonitico Inferiore sono state determinate, oltre ad alcuni *Phylloceratidae* già segnalati a Camposilvano, solo due specie di sicuro valore biostratigrafico: *Dimorphinites (D.) dimorphus* (d'Orbigny) nella sezione di San Giorgio e *Planisphinctes tenuissimus* (Siemiradzki) negli affioramenti di Podesteria. *D. dimorphus* è una specie esclusiva della zona a Parkinsoni (Galacz, 1980); *P. tenuissimus* sembra limitato alla parte superiore della zona a Parkinsoni, sz. a Bomfordi (Sturani, 1967).

Batoniano. In analogia con le sezioni meridionali di Camposilvano e di Snel, l'intervallo biostratigrafico riferibile al Batoniano è estremamente povero di

fossili, con Ammoniti poco significative. L'unico dato biostratigrafico di un certo dettaglio è fornito dal ritrovamento di *Procerites* (*P.*) cf. *hodsoni* Arkell negli affioramenti di Bocca di Selva, circa 150 cm sotto l'intervallo selcifero (strato n. 14); tale specie è riferibile alla base del Batoniano superiore, zona a Hodsoni (Krystyn, 1972). Nella stessa località, qualche strato più in basso nella sezione, è stato rinvenuto erratico un esemplare di *Morrisceras* sp. ind., genere indicativo del Batoniano medio, zona a Morrissi, quindi compatibile con il precedente dal punto di vista biostratigrafico.

Calloviano inferiore (?). Il tetto del Rosso Ammonitico Inferiore è stato campionato negli affioramenti di Bocca di Selva. L'ultimo strato immediatamente sottostante l'intervallo selcifero (strato n. 19) contiene numerose Ammoniti mal conservate, tra le quali sono state determinate: *Holcophylloceras zignodianum* (d'Orbigny), *Ptychophylloceras* (*P.*) *euphyllum* (Neumayr), *Oxycerites* sp. ind., *Bullatimorphites* (*Kheraiceras*) *bullatus* (d'Orbigny), *Choffatia* (*C.*) cf. *caroli* (Gemmellaro), *C.* (*Subgrossouvria*) cf. *cardoti* (Petitclerc).

Si tratta di una fauna di incerta attribuzione cronostatigrafica al limite tra il Batoniano e il Calloviano. Le due specie di *Choffatia* sono tuttavia assai simili ad altre congeneriche del Calloviano inferiore; in particolare l'esemplare di *C.* cf. *cardoti* ricorda *C. recuperoi* della zona a Gracilis, da cui si distingue per le coste primarie concave e la sezione più stretta sul ventre. Tale associazione ad Ammoniti permette comunque di tracciare un limite biostratigrafico; infatti non può essere più recente della zona a Macrocephalus, in quanto *B. bullatus* è conosciuto al massimo sino alla base del Calloviano inferiore (Cariou et al., 1971).

L'intervallo selcifero non ha fornito alcuna Ammonite; da un punto di vista stratigrafico esso può essere inquadrato tra il Calloviano inferiore (o Batoniano superiore ?) di Bocca di Selva e l'Oxfordiano medio di Branchetto qui sotto descritto.

Oxfordiano medio. Il Rosso Ammonitico Superiore inizia in tutta l'area di San Giorgio con uno strato stromatolitico, del tutto analogo a quello coevo presente nelle sezioni meridionali di Camposilvano e di Snel. Esso contiene una ricca fauna a *Sowerbyceras*, *Taramelliceras*, *Gregoryceras*, *Euaspidoceras* e *Perisphinctidae* dell'Oxfordiano medio, zona a Transversarium.

In località Branchetto, 2 km a sud-ovest di San Giorgio, è stata effettuata una campionatura paleontologica alla base dello strato stromatolitico, affiorante nel taglio stradale di fronte al campeggio; questo è uno dei pochi affioramenti in zona, dove sia possibile osservare il passaggio tra l'intervallo selcifero ed il soprastante Rosso Ammonitico Superiore. Vi sono stati distinti due orizzonti faunistici, entrambi riferibili all'Oxfordiano medio.

Il primo, alla base dello strato dove compaiono le prime cupole stromatolitiche, contiene poche Ammoniti, tra cui *Euaspidoceras* (*E.*) cf. *perarmatum* (Sowerby) e *Passendorferia* (?) *birmensdorfensis* (Moesch) (Tav. 4, fig. 3). La

prima specie è nota dalla zona a Plicatilis sino alla base della soprastante zona a Transversarium (Arkell, 1940; Jeannet, 1951); *P. birmensdorfensis* è normalmente conosciuta nelle zone a Plicatilis e a Transversarium (Gygi, 1966; Behmel, 1970; Cariou et al., 1971). Si può quindi attribuire a questa associazione un'età oxfordiana media, al limite tra le zone a Plicatilis e a Transversarium.

Il secondo livello faunistico è stato campionato più in alto nello strato stromatolitico, a 30 cm dal precedente: *Holcophylloceras zignodianum* (d'Orbigny), *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* (d'Orbigny), *Gregoryceras* sp. ind., *Taramelliceras* sp. ind., *Passendorferia* cf. *ziegleri* (Brochwicz-Lewinski). In questo caso l'associazione faunistica può essere riferita con maggiore sicurezza alla zona a Transversarium (Brochwicz-Lewinski, 1973; Sapunov, 1976).

Correlazioni fra le sezioni

Le correlazioni biostratigrafiche fra le diverse sezioni misurate sono possibili solo a grandi linee per la irregolare e lacunosa distribuzione delle faune nelle singole sezioni, che segue inoltre schemi diversi da una sezione all'altra. Strette analogie sono riscontrabili solo fra le sezioni di Camposilvano e di Snel, entrambe ubicate nel settore meridionale dell'area studiata. La sezione di San Giorgio, più settentrionale, presenta caratteristiche paleontologiche e di facies relativamente differenti, indicative di una evoluzione stratigrafico-ambientale diversa (Fig. 23).

Ben correlabili in tutta l'area esaminata sono comunque l'orizzonte basale del Rosso Ammonitico Inferiore di età baiociana superiore (zona a Parkinsoni) e soprattutto lo strato stromatolitico alla base del Rosso Ammonitico Superiore, ovunque ricco di forme riferibili all'Oxfordiano medio.

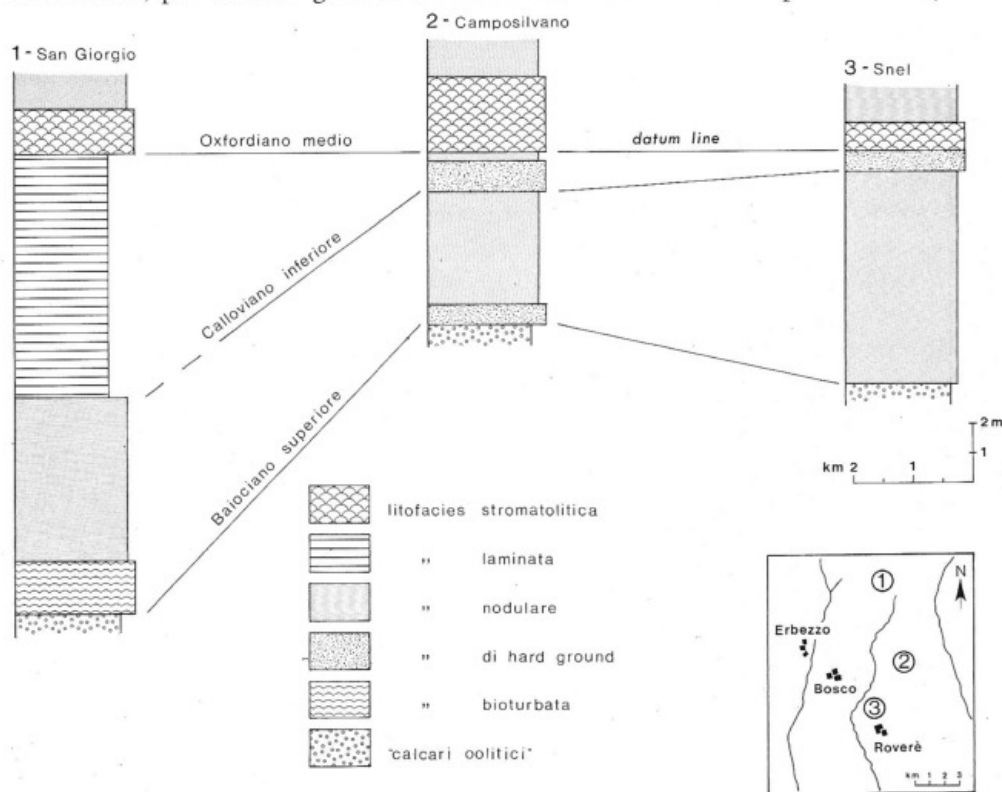
I livelli fossiliferi del Baiociano superiore, ove presenti, hanno costantemente uno spessore assai ridotto (circa 50 cm) e contengono una fauna ad Ammoniti relativamente uniforme e caratteristica. Il successivo intervallo stratigrafico Batoniano-Calloviano inferiore, all'interno del quale non sono al momento possibili ulteriori distinzioni a causa dell'estrema povertà delle faune ad Ammoniti, presenta una potenza variabile. I massimi valori si riscontrano nell'area settentrionale (circa 8 m a San Giorgio, 10 m a Podesteria), mentre nel settore meridionale la potenza è assai più ridotta (circa 4 m a Camposilvano e a Snel).

Nelle sezioni di Camposilvano e Snel i livelli fossiliferi riferibili al Calloviano inferiore-superiore basale, in facies condensate ricche di noduli ferruginosi, costituiscono i livelli sommitali della successione del Rosso Ammonitico Inferiore, immediatamente a contatto con l'orizzonte basale (Oxfordiano medio) del membro superiore.

Nettamente diversa è la situazione nel settore settentrionale esemplificata nella sezione di San Giorgio, dove fra gli ultimi livelli fossiliferi del Rosso Am-

monitico Inferiore (Calloviano inferiore ?) e quello basale del Rosso Ammonitico Superiore (Oxfordiano medio) vengono ad interpersi facies laminate, selcifere, prive di Ammoniti, che non hanno alcun corrispondente nelle sezioni meridionali. Mentre nel settore meridionale è quindi ben individuabile un'estesa lacuna (Calloviano superiore - Oxfordiano inferiore) fra i due membri del R.A. V., tale lacuna sembra mancare nel settore settentrionale dove l'intervallo di tempo in oggetto potrebbe essere rappresentato, in tutto o in parte, nei sedimenti selciferi sopra citati.

La deposizione delle facies selciferi laminate di San Giorgio, in contrapposizione ai livelli condensati in facies di hard ground di Camposilvano e di Snel, riflette sicuramente differenti condizioni di sedimentazione, che a nostro avviso possono spiegarsi con differenti influenze delle correnti di fondo. Nel settore di Camposilvano nel corso del Calloviano si verificano condizioni favorevoli ad un «by-passing» dei sedimenti su di un alto strutturale spazzato dalle correnti, con sviluppo di livelli condensati e di superfici di interruzione di sedimentazione su calcari precocemente litificati. A nord il cuneo di calcari selciferi si depone entro un settore leggermente più profondo, in cui le correnti sono meno accentuate, pur avendo giocato un ruolo essenziale in fase deposizionale (lami-



nazione parallela nelle packstones a *Bositra*, allontanamento dei gusci vuoti dei Cefalopodi a conchiglia esterna ?).

Nulla si può dire al momento circa la profondità di deposizione di tali livelli selciferi; gli unici dati certi sono: da un lato la maggior apertura agli influssi oceanici testimoniati dalla frequenza dei Radiolari, imputabili, tra l'altro, della silicizzazione delle facies laminate; dall'altro una profondità di sedimentazione inferiore a quella di compensazione della calcite, testimoniata dalla presenza dei Bivalvi pelagici.

Il passaggio fra questi due settori paleoambientali deve essere stato graduale, legato ad un fenomeno di «tilting» tettonico del settore settentrionale. Il membro selcifero si chiude a cuneo verso sud: le facies laminate, pur senza selci, sono state osservate ancora in località Le Gosse, 4 km a nord di Camposilvano, in un livello di meno di 2 metri di spessore.

E' tuttavia impossibile, per mancanza di dati paleontologici, indicare se esista una corrispondenza stratigrafica completa oppure solo parziale tra il membro selcifero da un lato e i livelli condensati calloviani con soprastante lacuna stratigrafica dall'altro. D'altra parte è interessante sottolineare come nelle sezioni meridionali la lacuna Calloviano superiore - Oxfordiano inferiore sia rilevabile solo in base allo studio delle faune e non abbia alcuna evidenza morfologica. In genere il contatto fra membro superiore ed inferiore del R.A.V. corrisponde ad una superficie di interruzione di sedimentazione, non mineralizzata, non sottolineata cioè da incrostazioni di ossidi di ferro o da particolari concentrazioni di noduli ferruginosi, intraclasti o modelli interni di Ammoniti. Ciò è tanto più strano, in quanto tali concentrazioni caratterizzano interruzioni di sedimentazione baiociane e intra-calloviane verosimilmente di durata temporale molto più ridotta. Alla luce di queste osservazioni non è quindi possibile escludere a priori l'esistenza di una analoga lacuna, priva di evidenza litologica, all'interno od al tetto delle facies laminate selcifere.

La nodularità del Rosso Ammonitico Inferiore

Generalità.

La caratteristica sedimentologica più appariscente del R.A.V. (come del resto di molti altri «Rossi Ammonitici» mediterranei) è rappresentata dalla nodularità, rilevabile con particolare evidenza alla scala dell'affioramento, specie dove la roccia è stata esposta più a lungo alla degradazione meteorica. Nel loro aspetto più tipico tali facies nodulari consistono di volumi di roccia calcarea (i noduli appunto) di forma tondeggianti, lobata e di dimensioni comprese fra 1 e 10 cm, separati da giunti irregolari di matrice calcareo-argillosa. La tessitura nodulare è evidenziata dalla differenza di colore fra i noduli più calcarei, generalmente rosati o comunque chiari, e la matrice più argillosa, di colore rosso più o meno scuro. A volte i noduli possono essere a contatto,

«saturati» gli uni agli altri da superfici stilolitiche; in altri casi appaiono circondati («dispersi») dalla abbondante matrice calcareo-argillosa.

L'origine della tessitura nodulare del R.A.V. e delle facies analoghe è stata oggetto di numerosi studi e numerose sono state le ipotesi avanzate per darne una spiegazione. In questa sede verranno prese in considerazione solo quelle principali e soprattutto quelle che fanno espliciti riferimenti al Rosso Ammonitico Veronese.

Il primo studioso ad interessarsi della nodularità del R.A.V. fu Hollmann (1962, 1964) che avanzò la nota teoria della «subsoluzione». Secondo tale ipotesi, i noduli rappresenterebbero i residui della dissoluzione incompleta, in ambiente marino profondo, di livelli calcarei litificati; la matrice argillosa sarebbe il residuo insolubile dello stesso processo di dissoluzione. Questa teoria ha goduto di un certo favore negli anni passati (v. Garrison & Fischer, 1969), ma si è dimostrata insostenibile man mano che si andavano acquisendo nuovi dati sia sui depositi nodulari fossili che sui processi che caratterizzano gli attuali fondali marini (per una critica approfondita della teoria della subsoluzione cf. Jenkins, 1974).

In tempi più recenti sono state avanzate altre teorie, che attribuiscono ai noduli una origine diagenetica o per cementazione diagenetica precoce (Bromley, 1965; Jenkins, 1974) oppure a seguito di fenomeni di compattazione e *pressure-solution*, caratteristici delle fasi più tardive della diagenesi (Dvorak, 1972; Ogg, 1981).

L'origine diagenetica precoce viene sostenuta fra gli altri da Jenkins (1974), al quale si deve la prima e più completa esposizione della teoria. I noduli rappresenterebbero, secondo tale autore, il risultato di un processo di migrazione e concentrazione del carbonato di calcio presente nel sedimento, avvenuto in prossimità dell'interfaccia acqua/sedimento.

L'origine tardiva dei noduli viene sostenuta da numerosi autori, fra cui Ogg (1981), che si interessa anche specificatamente del R.A.V. Anche secondo questa teoria, la genesi dei noduli sarebbe legata ad una redistribuzione e ad una locale concentrazione del carbonato di calcio presente nel sedimento, che sarebbero tuttavia indotte dal carico litostatico o da stress tettonici in fasi più tardive della diagenesi.

Una interessante visione alternativa della nodularità del R.A.V. viene fornita da Massari (1979, 1981), che riconosce accanto a noduli di origine diagenetica, abbondantissimi «noduli» di origine organica (oncoliti, botroliti).

Alcuni autori sono poi giunti alla conclusione che la nodularità non abbia un'origine unica e che nello stesso sedimento possano coesistere noduli di diversa origine (Garrison & Kennedy, 1977; Kennedy & Garrison, 1975).

I noduli del Rosso Ammonitico Inferiore.

A nostro avviso i noduli presenti nel R.A.I. possono essere distinti in tre

differenti categorie genetiche:

1) *Noduli predeposizionali*: corpi sedimentari già dotati di forma e di consistenza proprie all'atto della deposizione del sedimento in cui si trovano inglobati.

2) *Noduli diagenetici precoci*: volumi di sedimento che si sono differenziati da quello circostante in una fase precoce della diagenesi. La differenziazione per cementazione precoce è avvenuta prima che il sedimento, in cui i noduli si sono sviluppati, venisse completamente isolato dall'influsso dei processi sedimentari (bioturbazione, *winning*) ad opera di un sufficiente spessore di nuovo sedimento.

3) *Noduli diagenetici tardivi*: volumi di sedimento differenziatisi da quello circostante durante fasi diagenetiche successive all'isolamento ad opera di un sufficiente spessore di nuovo sedimento.

Noduli predeposizionali.

I noduli di questo tipo sono riconducibili a due sottocategorie: *intraclasti* ed *oncoliti*.

Gli *intraclasti* sono corpi sedimentari, ossia «noduli», caratterizzati dalle seguenti particolarità:

– dimensioni generalmente comprese fra pochi millimetri e pochi centimetri;

– contorni sempre netti, mai sfumati, a volte con spigoli vivi; la periferia risulta spesso cribrata da minuscole perforazioni ad andamento irregolare (Fig. 24) e rivestita (od impregnata) da ossidi di ferro;

– colore e tessitura spesso assai diversi da quelli del sedimento inglobante o dei noduli di altro tipo pure eventualmente presenti. Anche il contenuto fossilifero dell'intraclasto può essere qualitativamente o quantitativamente differente da quello della matrice e di eventuali altri noduli.

Gli *intraclasti* sono a nostro avviso interpretabili come noduli diagenetici precoci, formati all'interno di un preesistente sedimento, riesumati dall'azione di *winning* delle correnti, oppure portati all'interfaccia acqua/sedimento dall'attività di organismi fossatori. Dopo un periodo più o meno lungo e dopo un eventuale trasporto anch'esso di entità variabile, essi sono stati reinglobati in un sedimento di nuova deposizione. A seconda della durata più o meno prolungata della loro permanenza all'interfaccia acqua/sedimento, gli *intraclasti* sono stati soggetti più o meno intensamente a fenomeni di bioerosione, erosione meccanica e incrostazione da parte di ossidi di ferro.

La presenza di *intraclasti* con le più diverse tessiture, da *grainstone* a *mudstone*, testimonia l'attività, almeno in certi tratti del fondale e in certi intervalli di tempo, di processi di cementazione precoce tali da consentire la litificazione

pressochè completa di certe porzioni del sedimento. Testimonia inoltre l'esistenza di correnti di intensità sufficiente a riesumare talune porzioni di sedimento litificato e ad impedirne per un tempo più o meno lungo il seppellimento da parte di nuovo sedimento.

Le caratteristiche morfologiche e la struttura interna degli *oncoliti*, il secondo tipo di noduli predeposizionali, sono state già descritte in dettaglio nel paragrafo dedicato alle strutture stromatolitiche. Essi non appaiono deformati e non mostrano traccia di compattazione; la loro litificazione è quindi avvenuta precocemente ed è in qualche modo connessa con l'attività metabolica dei feltri organici responsabili della loro formazione.

Anche la presenza di oncoliti testimonia l'esistenza di correnti di fondo. Tali correnti dovevano essere dotate, almeno periodicamente, dell'energia sufficiente a muovere questi corpi sul fondo per consentirne la crescita ed evitarne il seppellimento ad opera della «pioggia» di sedimento proveniente dalla massa d'acqua soprastante.

Noduli diagenetici precoci.

Si tratta di porzioni di sedimento cementate precocemente e quindi dif-

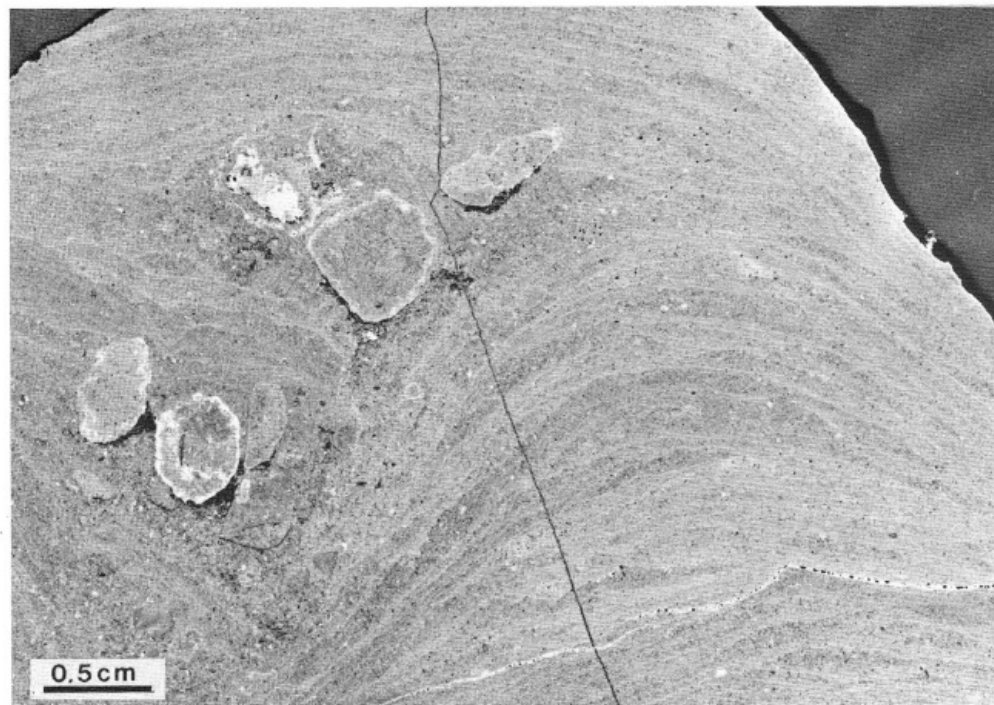


Fig. 24 – Intraclasti con periferia mineralizzata (bianca in fotografia) inglobati in una cupola stromatolitica. Loc. Le Gosse, base del R.A.V. Peel, stampa negativa.

ferenziate dal sedimento circostante, quando questo era ancora in ambiente sedimentario. Anche in questo caso si possono riconoscere due sottocategorie: *modelli interni di Ammoniti* e *noduli s. s.*

Come già accennato in precedenza le Ammoniti si ritrovano sempre fossilizzate sotto forma di *modelli interni* non deformati, spesso spezzati o corrosi. Le strutture del guscio sono normalmente sostituite da un mosaico di calcite e conservano il loro spessore originario. Nelle cavità lasciate dalla dissoluzione della conchiglia la presenza di parziali riempimenti di micrite o silt vadoso, precedenti alla precipitazione del mosaico calcitico dello pseudoguscio, dimostra come entrambi i processi (dissoluzione del guscio e litificazione del modello interno) siano avvenuti in una fase precoce della diagenesi in prossimità dell'interfaccia acqua/sedimento. La litificazione precoce dei modelli interni è del resto confermata dal frequente ritrovamento di modelli interni corrosi o di frammenti di essi, sotto forma di intraclasti impregnati da ossidi di ferro o costituenti il nucleo di oncoliti (Fig. 11).

I *noduli s. s.* sono volumi di sedimento che hanno subito una cementazione in prossimità dell'interfaccia acqua/sedimento. Le loro dimensioni sono variabili, ma possono raggiungere parecchi centimetri; localmente possono confluire gli uni negli altri dando origine a livelli irregolari più o meno continui. I contatti con la matrice sono netti. Il loro contenuto faunistico è generalmente più vario di quello del sedimento circostante; caratteristica è la presenza di gusci e modelli interni di Radiolari, Foraminiferi planctonici e protoconche di Gasteropodi, che sono assenti nella matrice. All'interno dei noduli sono frequenti le cavità intergranulari riempite da calcite spatca e, nelle grainstones a Bivalvi pelagici, gli accrescimenti sintassiali sui cristalli prismatici che costituiscono lo strato esterno della valve. La disposizione dei bioclasti all'interno dei noduli è caotica; non sono visibili tracce di compattazione, allineamenti o rotture dei granuli contenuti nei noduli, caratteristiche in genere vistose nella matrice (Fig. 25). La precocità di questi noduli è dimostrata dal fatto che essi appaiono sovente mossi dall'attività di organismi fossatori; in tal caso intorno, o più spesso al di sotto di essi, si formano cavità secondarie riempite da un mosaico di calcite spatca.

La localizzazione dei volumi di sedimento soggetti alla cementazione precoce, destinati quindi a diventare noduli, è con tutta probabilità legata all'attività degli organismi fossatori che genera lievi differenze di permeabilità nel sedimento; queste ultime, a loro volta, regolano la circolazione delle soluzioni ricche di CaCO_3 e quindi la cementazione. Una relazione diretta fra andamento delle gallerie e localizzazione dei noduli non è tuttavia riscontrabile all'osservazione macroscopica, come avviene in altre situazioni (e. g. Abed & Schneider, 1980). Ciò è del resto comprensibile tenendo presente che il sedimento in via di litificazione rimaneva assai a lungo in prossimità dell'interfaccia acqua/sedimento, a causa della bassa velocità di sedimentazione, ed era sotto-

posto all'azione di nuove generazioni di organismi fossatori, che potevano scompaginare in tutto od in parte il preesistente reticolo di gallerie.

Noduli diagenetici tardivi.

Rientrano in questa categoria tutte quelle porzioni di sedimento che si sono differenziate da quello circostante nel corso della storia diagenetica post-sedimentaria, in altre parole dopo il seppellimento ad opera di un certo spessore di nuovo sedimento. La genesi di questi noduli è legata alla redistribuzione del carbonato di calcio all'interno del sedimento, sotto la spinta della pressione dovuta al carico o a spinte orientate di origine tettonica. Questo processo di redistribuzione conduce alla formazione di noduli calcarei immersi in una matrice bioclastico-argillosa, secondo il meccanismo ben illustrato da Ogg (1981).

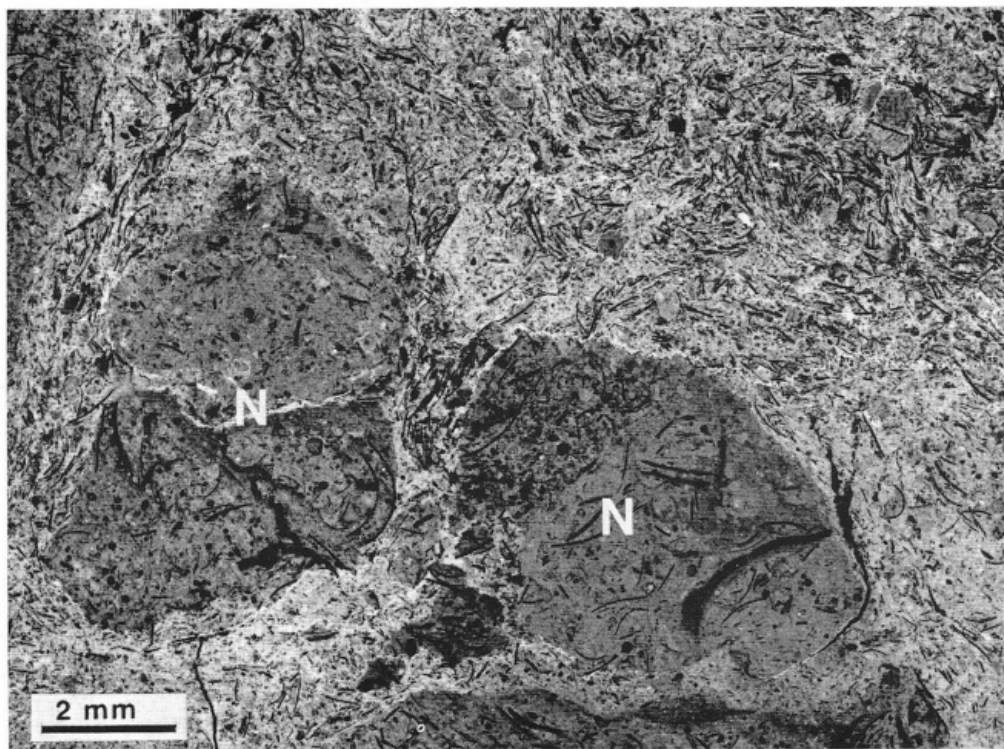


Fig. 25 – Noduli diagenetici precoci (N) immersi in una matrice bioclastico-argillosa. Sono evidenti i contatti netti nodulo/matrice, localmente sottolineati da superfici stilolitiche, e la diversa tessitura dei noduli stessi. La matrice è costituita pressochè esclusivamente da frammenti di Bivalvi pelagici e da una frazione fine ricchissima di minerali argillosi. I noduli sono invece costituiti da vari tipi di bioclasti (Bivalvi, Radiolari, Foraminiferi) immersi in una matrice micritica, non argillosa. Sezione di Camposilvano, livello 2. Sez. sott., stampa negativa.

Questi noduli generalmente presentano forme meno irregolari e più appiattite nel senso della stratificazione, di quelli diagenetici precoci. I contatti con la matrice sono netti ed il contenuto faunistico è più vario di quello della matrice inglobante.

I noduli diagenetici tardivi sono assai simili per forma e dimensioni ai noduli precoci e la distinzione fra le due categorie può a volte non essere agevole. Tale analogia è dovuta alle strette interrelazioni genetiche che legano i due tipi di noduli. Da un lato infatti gli originari rapporti tessiturali fra noduli precoci e matrice sono modificati nel corso delle successive fasi diagenetiche. La redistribuzione tardiva del carbonato di calcio indotta dal carico agisce anche sui livelli contenenti noduli precoci, modificandoli più o meno profondamente. Dall'altro lato la localizzazione dei noduli tardivi è verosimilmente controllata dalle stesse inomogeneità del sedimento che condizionano lo sviluppo dei noduli precoci. E' assai probabile che in molti casi non si verifichi tanto una formazione *ex novo* di noduli tardivi in un sedimento omogeneo, quanto una evidenziazione ed una modificazione di noduli precoci «latenti», non litificati a causa di una insufficiente cementazione.

La distinzione fra noduli precoci e noduli tardivi può quindi in alcuni casi apparire piuttosto labile e soggettiva; il solo criterio sicuro è rappresentato dagli indizi che rivelano come i noduli precoci siano stati soggetti, già come tali, alla attività degli organismi fossatori (cavità riempite da calcite spatica fra e sotto i noduli).

Meccanismo di formazione della tessitura nodulare del R.A.I.

La tessitura nodulare riscontrata a vari livelli del membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese è quindi non il risultato di un singolo processo diagenetico o di un unico meccanismo, ma quello della somma di una lunga serie di processi sedimentari e diagenetici, in parte precoci e in parte tardivi, che hanno agito sul sedimento fino alla sua completa litificazione. Non necessariamente tutti i processi hanno agito con uguale intensità su tutto il sedimento; alcune fasi diagenetiche possono localmente mancare od essere poco sviluppate.

La successione generale degli eventi può essere così schematizzata (Fig. 26):

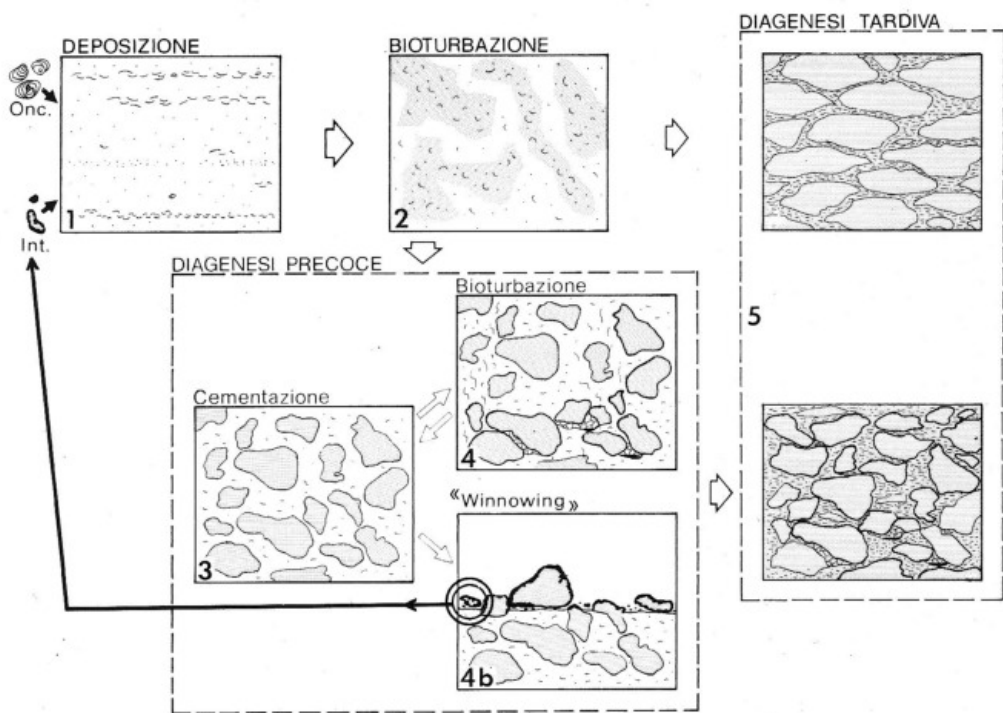
1) Deposizione di un sedimento composto da una frazione organogena, rappresentata sia da macrofossili (principalmente Ammoniti, Bivalvi pelagici e Crinoidi), sia da microfossili (Protoglobigerine, Radiolari, Lenticuline, *Globochaete*), e da una frazione micritico-siltitica di origine non precisata. Sono presenti anche una certa percentuale di argilla e aggregati con forma e consistenza propria (intraclasti, oncoliti). All'atto della deposizione questo sedimento era verosimilmente organizzato in lamine ad opera delle correnti più o meno intense che spazzavano il fondo.

2) Bioturbazione completa ad opera di organismi fossatori e formazione di inomogeneità tessiturali legate alla bioturbazione.

3) Cementazione più o meno accentuata di particolari volumi di sedimento localizzati sia all'interno dei gusci delle Ammoniti, sia in corrispondenza di aree differenziate come tessitura e permeabilità da quelle circostanti a causa della bioturbazione.

4) Nuova bioturbazione con spostamento ed eventualmente rottura dei noduli litificati o semilitificati, con formazione di cavità fra e sotto i noduli, in cui si possono verificare infiltrazioni di sedimento o di silt «vadoso». Durante questa fase la cementazione può proseguire.

4 bis) In alcuni casi, in seguito al progressivo intensificarsi delle correnti che spazzano il fondo, una parte del sedimento fine non litificato può essere asportato e i noduli già litificati riesumati e portati all'interfaccia acqua/sedimento. In altri casi i noduli (o i frammenti di essi) possono essere riportati all'interfaccia dall'azione degli organismi fossatori. Tali noduli o frammenti di noduli, dopo una permanenza più o meno lunga in corrispondenza dell'interfaccia, testimoniata da perforazioni e da incrostazioni di ossidi di ferro, ven-



gono nuovamente ricoperti ed inglobati dal sedimento e vanno a costituire gli intraclasti.

5) Dopo che il sedimento è stato definitivamente allontanato dall'interfaccia e isolato dalla massa d'acqua soprastante il fondale dalla sovrapposizione di un sufficiente spessore di nuovo sedimento, iniziano ad agire su di esso i meccanismi diagenetici legati al crescente carico di sedimenti e si innescano i processi di redistribuzione del carbonato di calcio, che conducono alla formazione dei noduli tardivi. E' probabilmente durante questa fase che si verifica la dissoluzione selettiva nella matrice e nei noduli di alcuni tipi di bioclasti (Radiolari, Protoglobigerine, Gasteropodi). Mentre nella matrice questi scompaiono senza lasciare traccia, nei noduli litificati essi vengono conservati dapprima come cavità e poi come pseudogusci.

6) Col procedere della diagenesi da carico, la litificazione si fa via via più completa. Inizia la formazione di stiloliti, dapprima localizzate nelle zone di contatto fra i noduli, successivamente in tutta la roccia ormai completamente litificata.

Una successione di eventi assai simile a questa schematizzata è ipotizzata da Garrison e Kennedy (1977) per spiegare l'origine di una particolare facies del «chalk» inglese (*nodular flaser chalk*, p. 114, fig. 3, op. cit.), e da Mullins et al. (1980) per spiegare la genesi di noduli calcarei ritrovati nei fanghi carbonatici attuali e recenti, che ricoprono alcuni settori delle scarpate marginali della piattaforma delle Bahamas.

Nel loro complesso i sedimenti che costituiscono il Rosso Ammonitico Inferiore nell'area di studio sono caratterizzati da un notevole sviluppo dei fenomeni di cementazione precoce. Tuttavia le fasi precoci (2-4) della sequenza diagenetica sopra descritta possono anche non avere avuto luogo: alcuni livelli (facies laminata) sembrano non aver subito nè bioturbazione nè cementazione precoce.

I meccanismi di tale cementazione e la fonte dell'apparentemente cospicua quantità di carbonato di calcio ad essa necessaria non sono stati per il momento approfonditi. E' chiara, ad ogni modo, una stretta relazione fra rallentamenti ed interruzioni di sedimentazione e lo sviluppo dei fenomeni di litificazione precoce, relazione del resto già evidenziata dalla quasi totalità degli autori che si sono interessati a questo tema in ambiente marino profondo (e.g. Bromley, 1965; Kennedy & Garrison, 1975; Mullins et al., 1980).

Nel caso del Rosso Ammonitico entrambi questi fenomeni (interruzione di sedimentazione e litificazione) paiono in rapporto diretto con temporanei incrementi della velocità delle correnti di fondo. Tali incrementi allontanando la pioggia di sedimento proveniente dalla massa d'acqua soprastante, da un lato prolungano la permanenza in prossimità dell'interfaccia dei livelli in cui si verifica la cementazione precoce, dall'altro possono favorire la migrazione ed il ricambio dei fluidi interstiziali responsabili della cementazione.

Conclusioni

Le principali conclusioni raggiunte nel presente limitato studio del Rosso Ammonitico Inferiore sono di due ordini: paleontologico-stratigrafico e sedimentologico-ambientale.

Dal punto di vista paleontologico-stratigrafico i principali risultati conseguiti sono:

1) La segnalazione di ricche associazioni di Ammoniti del Baiociano superiore e del Calloviano inferiore, che vanno ad accrescere in modo cospicuo gli elenchi faunistici forniti da Sturani (1964a, 1968). Degna di particolare nota inoltre è la presenza di forme riferibili al Calloviano medio e superiore *p.p.*, orizzonti stratigrafici la cui esistenza nel R.A.V. non era mai stata segnalata in precedenza.

2) La datazione relativamente precisa, anche se per inquadramento, dei livelli selciferi di San Giorgio, la cui età risulta compresa fra il Calloviano inferiore e l'Oxfordiano medio. I livelli selciferi dei Lessini centro-settentrionali sono quindi più antichi e non correlabili con quelli di età kimmeridgiana segnalati da Sturani (1964a) sull'Altopiano di Asiago. Questi ultimi infatti affiorano al di sopra dell'orizzonte di età oxfordiana medio-superiore (strati a Transversarium), che invece limita al tetto le facies selcifere dei Lessini.

Dal punto di vista sedimentologico le principali conclusioni raggiunte possono essere così schematizzate:

1) Individuazione all'interno della formazione di litofacies distinte e riconoscibili. La ristrettezza dell'area studiata, in relazione all'area di affioramento del Rosso Ammonitico Veronese, non consente tuttavia per il momento di formulare giudizi sia sulla reale validità generale delle suddivisioni adottate, sia sulla possibilità di procedere a valide e sicure correlazioni su base puramente litologica all'interno della formazione.

2) Riconoscimento della relativa diffusione di strutture stromatolitiche (oncoliti, cupole isolate e soprattutto livelli stromatolitici continui) nel Rosso Ammonitico Inferiore e nei livelli basali di quello superiore, del resto già messa in evidenza da Massari (1979, 1981) a livello di tutta la formazione. Resta tuttora aperto il problema dell'origine algale o meno di queste strutture, riguardo al quale non è emerso alcun dato nuovo.

3) Riconoscimento a vari livelli stratigrafici di numerose interruzioni di sedimentazione non accompagnate da mineralizzazioni e incrostazioni. Esse vanno ad aggiungersi alle più vistose superfici «mineralizzate» (hard grounds) da tempo segnalate in letteratura.

4) Individuazione di fasi di tettonica distensiva nel Calloviano del settore centrale dei Monti Lessini con sviluppo di filoni sedimentari, in relazione con il diffondersi di interruzioni di sedimentazione e di livelli condensati.

5) Individuazione di numerose caratteristiche sedimentologiche (lumachelle a cemento spatico, laminazione parallela, superfici erosionali ricoperte da *lag deposits*, oncoliti), che testimoniano come durante la deposizione del Rosso Ammonitico Inferiore i fondali fossero spazzati da correnti di intensità almeno temporaneamente elevata.

6) Riconoscimento della grande diffusione dei fenomeni di litificazione precoce pressochè in tutte le litologie del Rosso Ammonitico Inferiore. La cementazione può interessare sia interi livelli, anche decimetrici, ubicati in corrispondenza di interruzioni di sedimentazione di durata variabile, sia porzioni di sedimento (noduli) dispersi in una matrice non litificata.

7) Riconoscimento di differenti tipi di noduli e presentazione di un meccanismo complesso di sviluppo della tessitura nodulare, su cui verranno focalizzate le nostre future ricerche (meccanismi di cementazione, fonte del carbonato).

BIBLIOGRAFIA

- Abed A. M. & Schneider W. (1980) - A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the Upper Cretaceous limestones of Jordan. *Sedim. Geol.*, v. 26, pp. 329-335, 1 tav., Amsterdam.
- Arkell W. J. (1940) - A monograph on the ammonites of the english corallian beds. *Palaeont. Soc.*, v. 40, pp. 191-216, 7 tav., London.
- Aubouin J. (1964) - Réflexion sur la facies «ammonitico rosso». *Bull. Soc. Géol. France*, v. 6, pp. 475-501, Paris.
- Aubouin J., Bosellini A. & Cousin M. (1965) - Sur la Paléogéographie de la Vénétie au Jurassique. *Mem. Geol. Paleont. Univ. Ferrara*, v. 1, pp. 147-158, Ferrara.
- Behmel H. (1970) - Stratigraphie und Fazies im präbäretischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Paläont. Abh.*, v. 137, pp. 1-102, Stuttgart.
- Benecke E. (1865) - Über Trias und Jura in den Südalpen. In: Benecke's Geogn.-Pal. Beitr., 1, pp. 1-202, 11 tav., München.
- Benetti A. (1977) - Note biostratigrafiche sul Giurassico del «Covolo di Camposilvano» nei Monti Lessini Veronesi. *Studi Trentini Sc. Nat., Geol.*, v. 54, pp. 227-245, Trento.
- Bignot G. & Guyader J. (1966) - Découverte de foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Hadre (Seine-Maritime). *Rev. Micropaléont.*, v. 9, pp. 104-110, 1 tav., Paris.
- Bittner A. (1878) - Sulla geologia dei tredici comuni a Nord di Verona. *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, v. 9, pp. 95-101, Roma.
- Bonet F. (1956) - Zonification microfaunistica de las calizas cretácicas del este de Mexico. *XX Congr. Geol. Intern. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, pp. 1-102, 31 tav., Mexico.
- Bosellini A. (1973) - Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini. In: Accordi B. et al., (Ed.) - *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad. n. 183*, pp. 163-205, Roma.
- Bosellini A. & Broglio Loriga C. (1971) - I «Calcarei Grigi» di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e il loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete. *Ann. Univ. Ferrara*, v. 5, pp. 1-61, 5 tav., Ferrara.

- Bosellini A., Carraro F., Corsi M., De Vecchi G. P., Gatto G. O., Malaroda R., Sturani C., Ungaro S. & Zanettin B. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, F. 49, Verona, 61 pp., Roma.
- Bosellini A. & Dal Cin R. (1968) - Il Giurassico medio-superiore di Fonzaso (Feltrino occidentale). *Ann. Univ. Ferrara*, v. 4, pp. 235-247, Ferrara.
- Bosellini A., Masetti D. & Sarti M. (1981) - A Jurassic «Tongue of the Ocean» infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Marine Geology*, v. 44, pp. 59-95, Amsterdam.
- Bourquin J. (1967) - Les Reineckeides. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, v. 4, 169 pp., 51 tav., Besançon.
- Brochwicz-Lewinski W. (1973) - Some remarks on the origin of the subfamily Idoceratinae Spath 1924 (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Acta Palaeont. Polonica*, v. 18, pp. 299-320, 10 tav., Warszawa.
- Bromley R. G. (1965) - Studies in the lithology and conditions of sedimentation of the Chalk Rock and comparable horizons. (Ph. D. Thesis), *Univ. London*, 355 pp., London (*non vid.*).
- Brönnimann P. (1955) - Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleont.*, v. 1, pp. 28-51, 2 tav., New York.
- Cariou E., Elmi S., Mangold C., Thierry J. & Tintant H. (1971) - Zones de l'étage Callovien en France. *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, v. 13, pp. 38-45, Paris.
- Carraro F. (1964 a) - Nuovi dati per la geologia dei Lessini Sudoccidentali. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 83, pp. 316-331, 1 tav., Roma.
- Carraro F. (1964 b) - Segnalazione di livelli ad hard grounds nei calcari Rossi Ammonitici Veneti. *Natura*, v. 55, pp. 92-103, 2 tav., Milano.
- Castellarin A. (1972) - Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite fra la piattaforma veneta ed il bacino lombardo a Nord di Riva del Garda. *Giorn. Geol.*, v. 38, pp. 11-212, 20 tav., Bologna.
- Catullo T. A. (1853) - Intorno a una nuova classificazione delle calcarie rosse ammonitiche delle Alpi Venete. *Mem. R. Ist. Veneto Lett. Arti*, v. 5, 57 pp., 4 tav., Venezia.
- Cita B. M. (1964) - Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sui sedimenti pelagici del Giurassico superiore e del Cretaceo inferiore nella catena del Monte Baldo. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Mem. 10, 159 pp., 12 tav., Milano.
- Clari P. (1975) - Caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche di alcune sezioni dei Calcari Grigi del Veneto. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 31, pp. 1-63, 2 tav., Padova.
- Clari P. & Marelli C. (1983) - I Calcari Oolitici di San Vigilio nei Lessini settentrionali (Prov. di Verona). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 3, pp. 443-476, 3 tav., Milano.
- Colom G. (1955) - Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and Atlantic area. *Micropaleont.*, v. 1, pp. 109-124, 5 tav., New York.
- Colom G. & Rangheard Y. (1966) - Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien Supérieur de l'Île d'Ibiza et leur équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. *Rev. Micropaléont.*, v. 9, pp. 29-36, 2 tav., Paris.
- Cope J.C.W., Dugg K.L., Parsons C.F., Torrens H.S., Wimbledon W.A. & Wright J.K. (1980) - A correlation of Jurassic rocks in British Isles. Pt. 2: Middle and Upper Jurassic. *Geol. Soc., Spec. Rep.*, n. 15, 109 pp., London.
- Dal Piaz G. (1907) - Le Alpi Feltrine. *Mem. R. Ist. Veneto S.L.A.*, v. 27, 176 pp., Venezia.
- Del Campana D. (1905) - Fossili del Giura superiore dei sette Comuni in provincia di Vicenza. *R. Ist. Stud. Sup. prat. e perfez., Sez. Sc. Fis. Nat.*, n. 28, 140 pp., 7 tav., Firenze.
- Dietl G. (1981) - Zur systematischen Stellung von *Ammonites subfurcatus* Zieten und deren

- Bedeutung für die *subfurcatum*-Zone (Bajocium, Mittl. Jura). *Stuttgart Beitr. Naturk.*, s. B, v. 81, 11 pp., 1 tav., Stuttgart.
- De Zigno A. (1850) - Coup d'oeil sur les terrains stratifiés des Alpes Vénétiennes. *Naturwis. Abh.*, v. 4, pp. 1-16, 1 tav., Wien.
- Dvorak J. (1972) - Shallow water character of nodular limestones and their paleogeographic interpretation. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1972, pp. 509-511, Stuttgart.
- Enay R. (1963) - Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). I. Stratigraphie et Ammonites. *Trav. Lab. Géol. Lyon*, v. 8, pp. 7-81, 1 tav., Lyon.
- Farinacci A. (1959) - Le microbiofacies giurassiche dei Monti Martani (Umbria). *Univ. Studi Roma Publ.*, anno 8, n. 41, pp. 1-60, 17 tav., Roma.
- Flügel M. W. (1967) - Die Lithogenesis der Steinmühl-Kalke des Attacher Steinbanches (Jura, Oesterreich). *Sediment.*, v. 9, pp. 23-53, Amsterdam.
- Galacz A. (1980) - Bajocian and Bathonian ammonites of Gyenespuszta Bakony Mts., Hungary. *Geol. Hungar. (Ser. Paleont.)*, v. 39, 228 pp., 36 tav., Budapest.
- Garrison R. & Fischer A. G. (1969) - Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In: Friedman G. M. (Ed.) - Depositional Environments in Carbonate Rocks, a Symposium. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, n. 14, pp. 20-56, Tulsa.
- Garrison R. & Kennedy W. J. (1977) - Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalk of Southern England. *Sedim. Geology*, v. 19, pp. 107-137, Amsterdam.
- Gygi R. A. (1966) - Über das zeitliche Verhältnis zwischen der transversarium-Zone in der Schweiz und der plicatilis-Zone in England (Unt. Malm Jura). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 59, pp. 935-942, 4 tav., Basel.
- Hahn W. (1971) - Die Tullitidae S. Buckman, Sphaeroceratidae S. Buckman und Clydoniceratidae S. Buckman (Ammonoidea) des Bathonium (Brauner Jurae) im südwestdeutschen Jura. *Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, v. 13, pp. 55-122, 9 tav., Freiburg i. Br.
- Hollmann R. (1962) - Über solution und die «Knollenkalke» des Calcare Ammonitico Rosso superiore im Monte Baldo (Norditalien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, v. 4, pp. 163-179, Stuttgart.
- Hollmann R. (1964) - Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo, Norditalien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v. 119, pp. 22-82, Stuttgart.
- Hudson J. D. & Palfram D. B. F. (1969) - The ecology and preservation of the Oxford Clay fauna at Woodham, Buckinghamshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, v. 124, pp. 387-418, 2 tav., London.
- Jeannot A. (1951) - Stratigraphie und Palaeontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. *Beitr. Geol. Schweiz*, v. 5, pp. 1-240, 107 tav., Bern.
- Jefferies R. P. S. & Minton P. (1965) - The mode of life of the Jurassic species of «*Posidonia*» (Bivalvia). *Palaeontology*, v. 8, pp. 156-185, London.
- Jenkins H. C. (1974) - Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, n. 1, pp. 249-271, Oxford.
- Kennedy W. Z. & Garrison R. E. (1975) - Morphology and genesis of nodular chalks and hard-grounds in the Upper Cretaceous of Southern England. *Sediment.*, v. 22, pp. 311-386, Amsterdam.
- Krystyn L. (1972) - Die Oberbajocium und Bathonium Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien. *Ann. Nat. Mus. Wien*, v. 76, pp. 195-310, 24 tav., Wien.

- Kuhry B. (1975) - Observation on filaments from the Subbetic of SE Spain. *Rev. Espan. Micropaleont.*, v. 7, pp. 231–243, 2 tav., Madrid.
- Logan B.N., Rezak R. & Ginzburg R.N. (1964) - Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. Geol.*, v. 72, pp. 68–83, Chicago.
- Lombard A. (1937) - Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 30, pp. 320–331, 2 tav., Basel.
- Lombard A. (1945) - Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto- et Pleurococcacées). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 38, pp. 163–173, Basèl.
- Lucas G. (1955) - Signification paléocéanique des calcaires noduleux à facies ammonitico rosso. *C. R. Hebd. Séanc. Acad. Sci.*, v. 240, pp. 2342–2344, Paris.
- Majewske O. P. (1969) - Recognition of invertebrate fossils fragments in rocks and thin sections. *Int. Sedim. Petrog. Series*, Brill ed., v. 13, pp. 1–101, 123 tav., Leiden.
- Mangold C. (1970) - Les Perisphinctidae (Ammonitina) du Jura méridional au Bathonien et au Callovien. *Doc. Lab. Fac. Sc. Lyon*, v. 41, 246 pp., 16 tav., Lyon.
- Marini P. (1982) - Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese a Nord di Camposilvano (Verona, Italia NE). *Fac. Sc. Univ. Torino, Tesi inedita*, anno acc. 1981–1982, Torino.
- Massari F. (1979) - Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico Veneto. *Mem. Sc. Geol.*, v. 32, 21 pp., 3 tav., Padova.
- Massari F. (1981) - Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences in the Venetian Alps. In: Farinacci A. & Elmi S. (Eds.) - *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*, pp. 435–469, Roma.
- Mouterde R., Enay R., Cariou E., Contini D., Elmi S., Gabilly J., Mangold C., Mattei J., Rioult M. & Tintant H. (1971) - Les zones du Jurassique en France. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, pp. 76–102, Paris.
- Mullins H. T., Neumann A. C., Wilberg R. J. & Boardman M. R. (1980) - Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. *Journ. Sed. Petr.*, v. 50, pp. 117–131, Tulsa.
- Nicolis E. & Parona C. F. (1885) - Note stratigrafiche e paleontologiche sul Giura superiore della Provincia di Verona. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 4, pp. 1–96, 4 tav., Roma.
- Ogg J. (1981) - Middle and Upper Jurassic Sedimentation History of the Trento Plateau (Northern Italy). In: Farinacci A. & Elmi S. (Eds.) - *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*, pp. 479–503, Roma.
- Parona C. F. (1931) - I fossili del Giura superiore di Cima Campo nell'Altopiano di Lavarone. *Mem. Mus. Civ. St. Nat. Venezia Trident.*, v. 1, pp. 3–14, 1 tav., Trento.
- Parona C. F. (1931) - Nuove osservazioni sopra la fauna e l'età degli strati con *Posidonia alpina* nei Sette Comuni. *Mem. Mus. Civ. St. Nat. Venezia Trident.*, v. 1, pp. 15–42, 2 tav., Trento.
- Pastorini M. (1982) - Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese nell'area di Camposilvano (Verona, Italia NE). *Fac. Sc. Univ. Torino, Tesi inedita*, anno acc. 1981–1982, Torino.
- Pavia G. (1973) - Ammoniti del Baiociano superiore di Digne (Francia SE, dip. Basses Alpes). *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 10, n. 2, pp. 75–142, 17 tav., Modena.
- Pavia G. (1983a) - Il genere *Ptychophylloceras* Spath, 1977 (Ammonoidea, Phyllocerataceae) nel Baiociano sudeuropeo. *Mem. Acc. Naz. Lincei*, v. 17, pp. 1–29, 4 tav., Roma.
- Pavia G. (1983b) - Ammoniti e biostratigrafia del Baiociano inferiore di Digne (Francia SE, dip. Alpes-Haute-Provence). *Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, Monografie*, n. 2, 257 pp., 32 tav., Torino.
- Perconig E. (1968) - Microfacies of the Triassic and Jurassic sediments of Spain. *Int. Sedim.*

Petrog. Series, Brill ed., v. 10, pp. 1–63, 123 tav., Leiden.

Peyre Y. (1959) - Étude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev. Micropaléont.*, v. 2, pp. 80–87, 2 tav., Paris.

Pia J. (1920) - Zur Frage der Lückenhaftigkeit des alpinen Jura, besonders in den Lessinischen Alpen. *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, v. 12, pp. 116–134, Wien.

Sapunov I. G. (1976) - Ammonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. II. Oxfordian: Substages, Zones and Subzones. *Geol. Balcanica*, v. 6, pp. 19–36, 7 tav., Sofia.

Schlager W. (1974) - Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. *Int. Assoc. Sedim.*, Spec. Publ., n. 1, pp. 49–70, Oxford.

Sequeiros L. (1974) - Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el Sector Central de la Zona Subbética. *Tesis Doctor. Univ. Granada*, n. 65, 361 pp., 32 tav., Granada.

Sturani C. (1964a) - La successione delle faune ad Ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Prealpi Venete occidentali. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 24, pp. 1–63, 6 tav., Padova.

Sturani C. (1964b) - Ammoniti mediogiurassiche del Veneto. Faune del Baiociano terminale (zone a Garantiana e a Parkinsoni). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 24, 43 pp., 4 tav., Padova.

Sturani C. (1967) - Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger Mésogéen (Lumachella a *Posidonia alpina* Auctt.). *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 86, pp. 445–467, Roma.

Sturani C. (1968) - Segnalazione di faune calloviane nel «rosso ammonitico» dei Lessini Veronesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 87, pp. 43–49, Roma.

Sturani C. (1969) - Intercalazioni di vulcaniti mediogiurassiche nel «Rosso Ammonitico» dei Lessini Veronesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 88, pp. 1–13, Roma.

Sturani C. (1971) - Ammonites and stratigraphy of the *Posidonia alpina* beds in the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 28, pp. 1–190, 16 tav., Padova.

Sturani C. (1973) - Giurassico: Veneto Occidentale e Dolomiti. In: Desio A. (Ed.) - Geologia dell'Italia, pp. 310–315, *UTET*, Torino.

Trener G. B. (1910) - Über eine Fossilienfundstelle in den Acanthicus-Schichten bei Lavarone. *Verhandl. K. K. Geol. Reichs.*, 1910, pp. 398–401, Wien.

Trener G. B. (1913) - Callovien und Oxfordien in der Etschbucht. *Verhandl. K. K. Geol. Reichs.*, 1913, pp. 157–158, Wien.

Trener G. B. (1957) - Geologia delle regioni circostanti il Massiccio granitico di Cima d'Asta (Publ. Postuma). *Studi Trentini Sc. Nat.*, v. 34, pp. 415–590, Trento.

Winterer E. L. & Bosellini A. (1981) - Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, v. 65, n. 3, pp. 394–421, Tulsa.

TAVOLA 3

- Fig. 1-3 — *Globochaete alpina* Lombard. Nelle figure 1 e 2 è riprodotto lo stesso esemplare visto in luce polarizzata (1) e a “nicols” incrociati (2); è evidente la caratteristica croce di estinzione. Sezione di Snel, livello 2.
- Fig. 4,5 — *Spirillina* sp. 4) Sezione trasversale di una forma microsferica (?); 5) sezione sub-equatoriale. Sezione di Snel, livello 2.
- Fig. 6,7 — Protoconche (?) di Gasteropodi. Sezione di Snel, livello 2.
- Fig. 8 — *Bositra buchi* (Römer) (= *Posidonia alpina* Auctt.). E' evidente la forma arcuata di questa specie nelle sezioni perpendicolari alla stratificazione. Al centro, in alto, sono visibili anche due sezioni ovoidali che rappresentano sezioni subparallele al piano di commessura delle valve. Sezione di Snel, livello 2.
- Fig. 9 — *Bositra buchi* (Römer). Particolari di alcune valve con accrescimenti sintassiali di cristalli di calcite. Sezione di San Giorgio, livello 2.
- Fig. 10 — Ostracodi. Sezione di Snel, livello 4.
- Fig. 11 — Protoglobigerine. Sono anche visibili Radiolari e modelli interni degli stessi. Sezione di Snel, livello 4.
- Fig. 12 — *Lenticulina* sp. Due esemplari con periferia perforata ed incrostata da ossidi di ferro. A sinistra in alto è visibile un corpo sferico micritico interpretabile come modello interno di Radiolare. Sezione di Snel, livello 4.

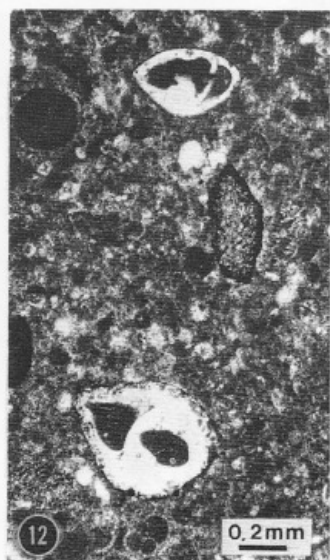
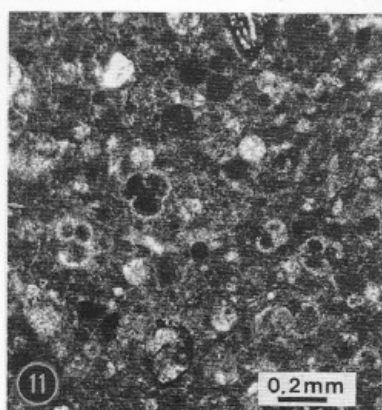
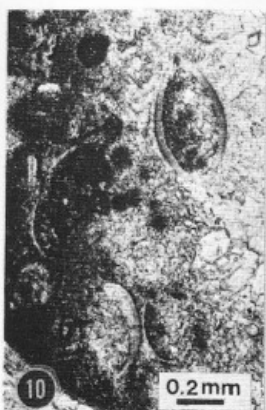
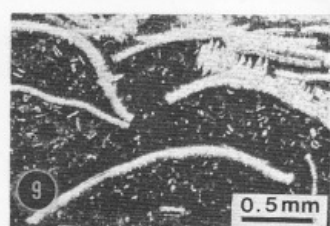
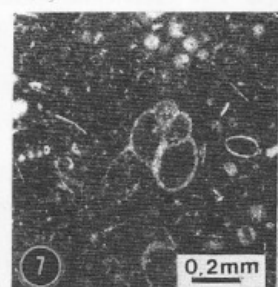
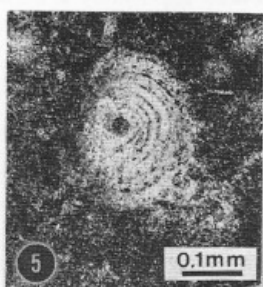
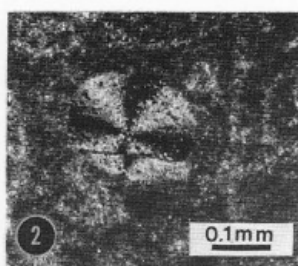
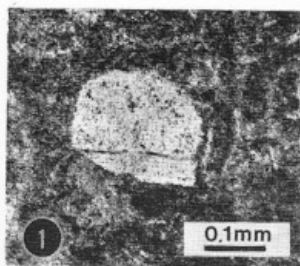


TAVOLA 4

- Fig. 1 — *Phylloceras kudernatschi* (Hauer). Baiociano sup., zona a Parkinsoni. Sezione di Camposilvano, strato 1; x 0,8.
- Fig. 2 — *Euaspidoceras (E.) paucituberculatum* Arkell. Oxfordiano medio, zona a Plicatilis—Transversarium. Sezione di Camposilvano, strato 10; x 0,8.
- Fig. 3 — *Passendorferia (?) birmensdorfensis* (Moesch). Loc. Branchetto, base del Rosso Ammonitico Superiore. Oxfordiano medio, zona a Plicatilis—Transversarium; x 0,8.
- Fig. 4 — *Choffatia (Subgrossouvria) recuperoi* (Gemmellaro). Calloviano inf., zona a Gracilis. Loc. Boscochiesanuova; x 0,6.
- Fig. 5 — *Reineckeia (Kellewaysites?) hungarica* Till. Calloviano sup., zona a Athleta. Sezione di Camposilvano, strato 9; x 0,8.



1



2



3



4



5

TAVOLA 5

- Fig. 1 a-b — *Vermisphinctes (Prorsisphinctes) glyphus* (Buckman). Baiociano sup., zona a Garantiana. Sezione di Camposilvano, strato 1; x 0,8.
- Fig. 2 a-b — *Orionoides cf. cayeuxi* Gérard & Contaut. Calloviano sup., zona a Athleta. Sezione di Camposilvano, loc. Valle delle Sfingi, strato 8; x 0,8.
- Fig. 3 — *Cadomites rectelobatus* (Hauer). Baiociano sup., zona a Parkinsoni. Loc. Cerro Veronese, base del Rosso Ammonitico Inferiore; x 0,8.



1a



1b



2b



2a



3