

G. VANNUCCI (*), M. PIAZZA (*), P. FRAVEGA (*), C. ABATE (*)

LITOSTRATIGRAFIA E PALEOECOLOGIA DI SUCCESSIONI A RODOLITI DELLA «PIETRA DA CANTONI» (MONFERRATO ORIENTALE, ITALIA NORD-OCCIDENTALE)

Riassunto - Vengono analizzate due sequenze a rodoliti della Pietra da Cantoni del Basso Monferrato (ubicata presso le località di Rosignano e di Terruggia, Alessandria), che rappresentano un intervallo di tempo compreso fra l'Aquitano ed il Serravalliano. Sulla base delle associazioni algali e faunistica, relative ai diversi livelli delle sequenze studiate, viene ipotizzata l'esistenza, durante il Miocene, di una piattaforma carbonatica (di tipo «rhodalgale») favorevole alla crescita di Rhodophyceae calcaree e localizzata nella fascia intertropicale, ad una profondità riferibile al Circalitorale; in alcuni settori di questa piattaforma erano abbondanti le rodoliti, in altri i molluschi ed in altri ancora la glauconite. Questi sedimenti vennero successivamente e progressivamente mobilizzati e risedimentati a maggiori profondità. I processi di fosfatizzazione che interessano in modo differenziato le sequenze sono stati interpretati come successivi alla deposizione dei sedimenti e imputabili a fenomeni di upwelling.

Parole chiave - Litostratigrafia, paleoecologia, rodoliti, Aquitano-Serravalliano, Pietra da Cantoni, Monferrato, Italia.

Abstract - *Lithostratigraphy and paleoecology of the rhodolithic lithosomes of the «Pietra da Cantoni» (Eastern Monferrato, NW Italy)*. The present study examines two stratigraphic sections of the Pietra da Cantoni Formation (Aquitano-Serravallian, Monferrato Domain) outcropping in two abandoned quarries in the neighbourhood of the villages of Rosignano and Terruggia (Alessandria, NW Italy). The sections, from bottom to top, are made of algal allocthonous limestone (i.e. grainstone, rudstone, floatstone), mollusk lag, fine-grained terrigenous sediments. The algal limestones (Aquitano-Burdigalian in age) are chiefly made of coralline algae (crusts and rhodoliths), larger foraminifera, mollusks, bryozoans, barnacles, and echinoids. The whole of paleoecological data point towards a tropical or subtropical shelf palaeoenvironment of «rhodalgale» type, referable to the Circalittoral Stage. Lithostratigraphical, petrographical, paleontological, and paleoecological evidences suggest progressive downslope movements of the coarse-grained bioclastic sediments, from different sectors of the platform (from inner to outer circalittoral) to deeper areas. Some lithosomes of the studied sections are strongly affected by phosphatization, this process is linked to the activity of the upwelling currents during the diagenesis of the sediments.

Key words - Lithostratigraphy, paleoecology, rhodoliths, Aquitano-Serravallian, Pietra da Cantoni, Monferrato domain, Italy.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area studiata, situata a SSW di Casale Monferrato (Fig. 1), è compresa nei Comuni di Rosignano Monferrato e Terruggia (Alessandria, Piemonte, Italia NW); le sezioni qui descritte affiorano nelle cave di Villa San Bartolomeo (Colma, frazione di Rosignano Monferrato) e di Torre Veglio (Terruggia).

Il dominio strutturale del Monferrato è considerato come la terminazione settentrionale dell'Appennino Settentrionale (Biella *et al.*, 1992; Miletto e Polino, 1992) e viene a contatto con il dominio della Collina di Torino, interpretata come la prosecuzione settentrionale del Bacino delle Langhe e quindi come giacente su crosta alpina (Biella *et al.*, 1992; Miletto e Polino, 1992), attraverso una zona di taglio transpressiva, la Zona di Deformazione di Rio Freddo (Biella *et al.*, 1992; Miletto e Polino, 1992; Polino *et al.*, 1992; Clari *et al.*, 1994; Piana e Polino, 1994; Falletti *et al.*, 1995; Polino *et al.*, 1995).

Nel dominio strutturale del Monferrato sono distinguibili due settori, separati da una linea tettonica ad andamento NNE-SSW, che presentano una diversa vicenda deformativa (Piana e Polino, 1994; Polino *et al.*, 1995). Il Monferrato occidentale presenta una più complessa ed intensa strutturazione che si sviluppa su una più diversificata successione litostratigrafica, mentre il Monferrato orientale è interessato da una più blanda vicenda deformativa che si sovrappone ad una più omogenea successione litostratigrafica (Clari *et al.*, 1994; Piana e Polino, 1994; Polino *et al.*, 1995).

Nel complesso la successione sedimentaria del Monferrato (Elter, 1960; Montrasio *et al.*, 1968; Bonsignore *et al.*, 1969; Sturani, 1973; Clari *et al.*, 1987; Piana e Polino, 1994; Polino *et al.*, 1995) è costituita da un substrato flyschoidale ad affinità ligure (Cretaceo superiore - Paleocene) sul quale riposano in discordanza sequenze terrigene e carbonatiche di età compresa fra l'Eocene medio o superiore (a seconda dell'età che viene attribuita alla Formazione di Gassin, ovvero Eocene superiore secondo Montrasio *et al.*, 1968; Bonsignore *et al.*, 1969 e Falletti *et al.*, 1995, o Eocene medio-superiore secondo Clari *et al.*, 1994 e Novaretti *et al.*, 1995) ed il Pliocene.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova, Corso Europa 26, 16132 Genova.
Lavoro eseguito con il finanziamento MURST 40%.

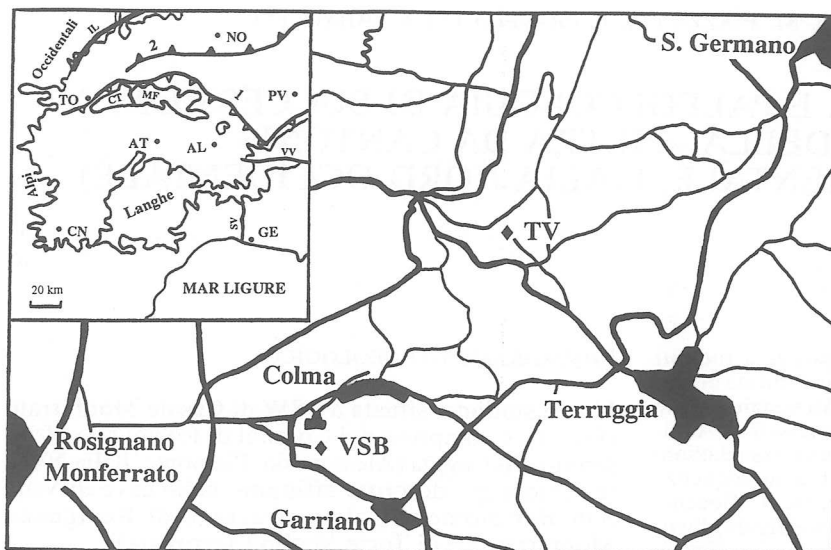


Fig. 1 - Ubicazione geografica (scala 1:25.000) delle due sezioni stratigrafiche descritte e schema geologico regionale (da Falletti et al., 1995, ridisegnato e modificato). ♦VSB: Villa San Bartolomeo, ♦TV: Torre Veglio, 1: fronte dell'Appennino Settentrionale, 2: fronte delle Alpi occidentali e meridionali, SV: Linea Sestri-Voltaggio, VV: Linea Villarvernia-Varzi, IL: Linea Insubrica, CT: Collina di Torino, MF: Monferrato.

LA PIETRA DA CANTONI

La Pietra da Cantoni affiora prevalentemente in corrispondenza del secondo quadrante del foglio Vercelli e «mostra i caratteri di una sedimentazione clastica, tipica di un ambiente di deposizione marino relativamente poco profondo ed influenzato dal moto ondoso» (Bonsignore et al., 1969, p. 36).

Gli Autori suddetti distinguono, dal basso verso l'alto, sei diverse litofacies che vanno da termini grossolani (calcarei bioclastici ricchi in rodoliti) a marne siltose e riferiscono l'intera sequenza all'«Aquitainiano» - Serravalliano basale.

Nel suddetto lavoro viene inoltre evidenziato (nota di pag. 35) che, a giudizio di Elter e Sturani, la denominazione di «Pietra da Cantoni» dovrebbe essere limitata ai tre membri inferiori, realmente corrispondenti a depositi di ambiente neritico, mentre i tre successivi membri indicano un ambiente deposizionale diverso e certamente più profondo. Con questa limitazione la Pietra da Cantoni sarebbe riferibile al Burdigaliano.

Schuttenhelm (1976), in un ampio lavoro di ricostruzione paleogeografica e paleoambientale del Bacino Piemontese, analizza in dettaglio alcune sezioni della Pietra da Cantoni e considerandola nell'accezione proposta da Montrasio et al. (1968) e Bonsignore et al. (1969) propone di riunire le unità biocalcarenitiche e clastiche grossolane in un membro («Colma Member»). L'Autore dedica inoltre una certa attenzione alla caratterizzazione delle rodoliti evidenziandone alcuni aspetti morfostrutturali e dimensionali e fornendo indicazioni di massima sulla associazione algale che presiede alla loro formazione.

Recentemente numerosi studi biostratigrafici, sedimentologici, tettonostratigrafici o strutturali hanno fornito interpretazioni in parte differenziate relativamente ai diversi membri della Pietra da Cantoni.

Clari et al. (1994) e Polino et al. (1995), nell'ambito di studi volti all'analisi delle caratteristiche delle successioni oligo-mioceniche del Monferrato, dividono la successione in quattro intervalli, con il contributo di dati biostratigrafici di Bicchi et al. (1994) e Novaretti et al. (1995). In particolare nel Monferrato orientale distinguono:

- Oligocene superiore - Aquitaniano: rappresentato dalle Marne di Antognola

- Burdigaliano inferiore: rappresentato dalle Marne a Pteropodi, queste mancano nell'estremità orientale, dove le Marne di Antognola (o formazioni più antiche) sono seguite in discordanza dalla Pietra da Cantoni del Burdigaliano superiore.

- Burdigaliano superiore: comprende le facies classicamente riferite alla Pietra da Cantoni e che Polino et al. (1995) denominano «Gruppo della Pietra da Cantoni»; questo intervallo è caratterizzato dalle seguenti tre litofacies passanti lateralmente da una all'altra spostandosi verso ovest:

- 1) Calcareniti e calciruditi glauconitiche a macroforaminiferi, rodoliti, ecc., affioranti nel settore più orientale e riferite ad una piattaforma foramol.

- 2) Calcareniti a foraminiferi planctonici e glauconia, indicative di sedimenti dilavati dai settori distali della piattaforma foramol.

- 3) Marne e marne calcaree.

- Langhiano: è caratterizzato da calcareniti a foraminiferi planctonici, glauconia e scarsi granuli terrigeni; tale complesso viene denominato informalmente «Calcareniti di Osta» (Polino et al., 1995) ed è considerato l'equivalente laterale delle più terrigene «Calcareniti di Tonengo» del Monferrato occidentale.

Il Monferrato orientale nel Burdigaliano inferiore si comporta come un singolo dominio soggetto prevalentemente ad erosione. La discordanza angolare tra la Formazione di Antognola (o formazioni più anti-

che) alla base della Pietra da Cantoni è probabilmente legata ad emersione in seguito a movimenti tettonici avvenuti nel Miocene inferiore, mentre ad ovest le Marne a Pteropodi vengono ad indicare un ambiente di scarpata. Inoltre nel Monferrato orientale sono localmente presenti livelli bioclastici risedimentati, riferibili al «Membro di San Michele» *Auct.* e denominati da Novaretti *et al.* (1995) «Livelli Bioclastici a Miogypsinidi». Tali livelli bioclastici riferiti dai suddetti Autori a diversi eventi deposizionali dell'Aquitano-Burdigaliano, vengono anche a complicare localmente i rapporti tra la Pietra da Cantoni ed il suo substrato.

Quindi il Monferrato orientale nell'Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore è caratterizzato da condizioni di ambiente profondo (Marne di Antognola e Marne a Pteropodi) e la discontinuità tra dette formazioni e la Pietra da Cantoni nell'area più orientale testimonia una fase di sollevamento di tale settore (Clari *et al.*, 1994).

Nel Burdigaliano superiore la successione laterale delle litofacies della Pietra da Cantoni indica un approfondimento del «Bacino della Cantoni» verso ovest, mentre la loro sovrapposizione indica un trend trasgressivo che porta all'annegamento della piattaforma foramol, localmente evidenziato da concentrazioni di lito- e bioclasti calcarei fosfatizzati e glauconitizzati presenti alla sommità della litofacies 1 (Clari *et al.*, 1994).

Nel Langhiano si instaurano condizioni di piattaforma, indicate dalle Calcareni di Osta (Clari *et al.*, 1994; Novaretti *et al.*, 1995).

Falletti (1994), nell'ambito di uno studio delle successioni oligo-mioceniche del Monferrato orientale, riconosce superfici di discontinuità che definiscono unità stratigrafiche per le quali utilizza il termine di sequenze. L'Autore distingue:

- Sequenza Ranzano-Antognola (Oligocene superiore - Aquitaniano inferiore basale)

- Sequenza Aquitaniana (parte superiore dell'Aquitano inferiore - Aquitaniano superiore), costituita dalle Marne a Pteropodi inferiori e dal Membro di San Michele. Il settore più orientale (Colma, Treville, Moletto) nell'Aquitano doveva configurarsi come un alto strutturale, infatti la sequenza Aquitaniana (o Aquitaniano - Burdigaliano inferiore, secondo Falletti *et al.*, 1995) è rappresentata esclusivamente dagli episodi lenticolari biocalcarenitici a rodoliti considerati da Bonsignore *et al.* (1969) come porzione basale della Pietra da Cantoni. Tali episodi, interpretati da Schuttenhelm (1976) come risedimentati, sono per Falletti (1994) riferibili ad una piattaforma carbonatica di clima temperato.

- Sequenza Burdigaliano - Serravalliano inferiore, comprende le numerose litofacies denominate Pietra da Cantoni (ad esclusione degli episodi a rodoliti alla base, considerati appartenenti alla sequenza precedente).

La Pietra da Cantoni nei settori occidentali del Monferrato orientale è prevalentemente marnosa e passa verso l'alto a facies calcareo-sabbiose. Nei settori centro orientali la parte basale della Pietra da Can-

toni è costituita da marne sabbiose ed arenarie bioclastiche ricche in glauconite; orizzonti a rodoliti (in parte risedimentate ad opera di grain flows) si intercalano in posizione stratigrafica differente, generalmente alla base delle facies biocalcarenitiche.

Nel Burdigaliano - Langhiano si ha una tendenza alla generalizzata superficializzazione: le facies marnose indicano un ambiente di scarpata adiacente ad una piattaforma ubicata a N-NE; le facies marnoso-sabbiose bioturbate indicano un ambiente di transizione tra le facies marnose e le biocalcareniti più superficiali.

Il sistema di piattaforma si mantiene profondo verso W-SW nel Burdigaliano superiore - Langhiano.

Le aree nord-orientali, quelle più prossime alla piattaforma, mostrano un progressivo annegamento, come testimoniato dalla glauconite e dalla ripresa della sedimentazione marnosa.

Nel settore più orientale (Colma) al tetto delle Calcareniti a rodoliti della Sequenza Aquitaniana si ha un orizzonte a galuconite e granuli fosfatici a cui seguono sabbie bioclastiche a glauconite ed alla sommità marne siltose. Questo settore (Colma, dove la parte più alta della Pietra da Cantoni è databile al Serravalliano) sembra avere una evoluzione a sé stante perchè la facies marnosa con alla base una serie condensata indica un nuovo approfondimento nel Serravalliano.

Nel Serravalliano superiore - Tortonianiano si ha un approfondimento con emipelagiti.

LE SUCCESIONI LITOSTRATIGRAFICHE

Sezione della Cava di Villa San Bartolomeo

Si tratta di una grande cava abbandonata situata sulla strada per Garriano, circa 300 m dopo il bivio per Colma, sotto un vecchio castello denominato Villa San Bartolomeo (Figg. 1 e 2). La sezione (da qui in poi indicata per brevità con la sigla VSB), studiata sul fronte occidentale della cava, si sviluppa per una potenza complessiva di circa 40 m, con giacitura 20°-25°SE. Dal basso verso l'alto si distinguono:

A) marna grigia (2.0 m), mal stratificata (camp. M.AN) e mal affiorante, con una abbondante microfauna a Foraminiferi, prevalentemente planctonici, nella quale va rilevata la presenza di *Catapsydrax dissimilis*.

- copertura (1.0 m circa)

B) grainstone a Lepidocycline e Rhodophyceae calcaree (6.0 m), a media porosità, con rarissimi granuli di quarzo a spigoli vivi e piccoli granuli di glauconite. Quest'ultima si rinviene anche come riempimento di Foraminiferi e di altri fossili. Sono disperse nel sedimento rare rodoliti (camp. B.VSB 1, 15, 102) che, verso la parte alta del livello, diventano più abbondanti, concentrandosi in piccole lenti (camp. B.VSB 2). Le Rhodophyceae calcaree, normalmente presenti come frammenti di talli, costituiscono almeno il 60% della roccia e sono talmente mal conservate che è stato possibile identificare (camp. B.VSB 102) solamente *Lithothamnion peleense* e *Sporolithon num-*

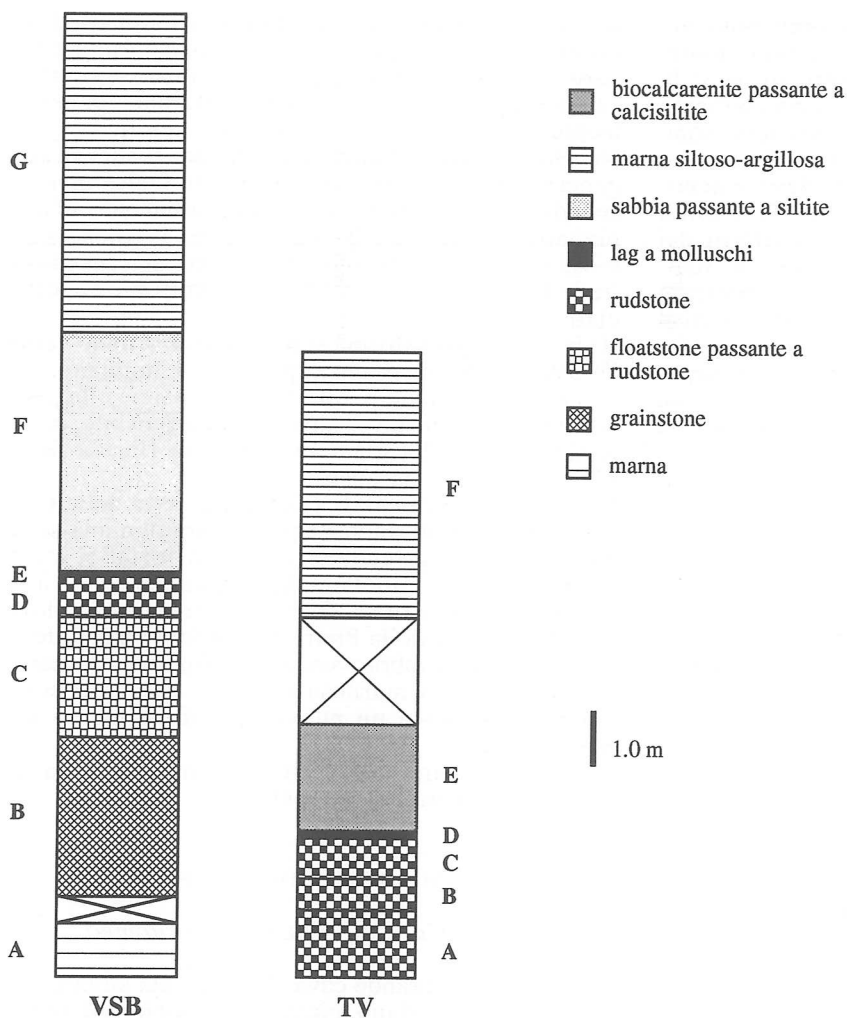


Fig. 2 - Colonne litostratigrafiche delle sezioni di Villa San Bartolomeo (VSB) e Torre Veglio (TV).

multicum (Tab. 1). Si osservano frammenti di macrofossili riferibili a Bivalvi (*Ostrea*, *Chlamys* e *Pecten*), Briozoi, Cirripedi (*Thoracica*, *Balanus*), resti di Echinidi (interessati da bordi di accrescimento sintassiale). Sono inoltre presenti piccoli Ostracodi, Globigerinidi, Foraminiferi bentonici tra i quali *Amphistegina* sp., *Eulepidina* sp. (abbondanti), *Nephrolepidina* sp. (abbondanti), *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Operculina* sp., *Elphidium* sp., *Lagena* sp., *Lenticulina* sp., ed anche Anomalinidi, Bolivinidi, Rotalidi, Textularidi e Victoriellidi.

Le rodoliti (B.VSB 2) hanno forma sferoidale, con diametro di circa 2-3 cm ed accrescimento laminare, hanno nucleo clastico e bioclastico (molto frequenti i gusci di *Lepidocyclina*), sono formate da talli algali (Tab. 2) prevalentemente a morfologia crostoso-laminare e molto raramente intumescente riferibili essenzialmente a *Lithothamnion moretii* e *Mesophylulum roveretoi*; sono inoltre presenti frammenti di Articolate.

- contatto sfumato

C) floatstone passante a rudstone a rodoliti (4.5 m), la cui frazione legante è costituita da grainstone del tutto simile a quello del livello sottostante. Nella parte più bassa del livello le rodoliti sono abbastanza disperse nel sedimento, verso l'alto diventano più abbondanti e più ravvicinate.

Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma da sferoidale ad ellittica, con diametro o asse maggiore che oscillano da un minimo di 3 cm ad un massimo di 8 cm (frequenze maggiori intorno a 5 cm). Circa il 60% delle rodoliti provenienti da questo livello presenta un accrescimento che varia da colonnare a laminare passando dal nucleo alla superficie esterna; le restanti hanno per lo più accrescimento omogeneamente laminare. Il nucleo è prevalentemente bioclastico (ad es. frammenti di *Balani*, talli di *Corallinacee*, gusci di *Eulepidina*) e subordinatamente clastico (quarzoarenite). In alcune rodoliti i talli sono intensamente bioerosi. I talli più vicini al nucleo sono prevalentemente intumescenti, mentre quelli più esterni sono crostoso-intumescenti, crostosi e crostoso-laminari.

Tab. 1 - Frequenza delle specie algali identificate nei vari livelli delle due sezioni stratigrafiche. La lunghezza del tratto è proporzionale all'abbondanza della specie.

SPECIE	LIVELLI						
	B.VSB	C.VSB	D.VSB	A.TV	B.TV	C.TV	D.TV
<i>Lithophyllum cf. personatum</i> Airoldi, 1932				■	■	■	
<i>Lithophyllum intumescens</i> Mastroiilli, 1968					■		
<i>Lithophyllum cf. sassellense</i> Fravega & Vannucci, 1980			■				
<i>Leptolithophyllum cf. intermedium</i> Mastroiilli, 1968			■		■		
<i>Lithoporella melobesiooides</i> (Foslie) Foslie, 1909	■	■	■	■	■	■	
<i>Lithoporella minus</i> Johnson, 1964	■		■		■		
<i>Spongites albanensis</i> (Lemoine) Braga, Bosence & Steneck, 1993			■		■		
<i>Spongites</i> sp. 1		■	■		■		
<i>Spongites</i> sp. 2					■		
<i>Spongites</i> sp. 3		■	■				
<i>Spongites</i> sp. 4							
<i>Lithothamnion undulatum</i> Capeder, 1900					■		
<i>Lithothamnion peleense</i> Lemoine, 1918		■	■		■		
<i>Lithothamnion florea-brassica</i> (Millet) Lemoine, 1923							
<i>Lithothamnion moretii</i> Lemoine, 1927	■	■	■	■	■	■	■
<i>Lithothamnion roveretoi</i> Airoldi, 1932		■	■	■	■		
<i>Lithothamnion parvulum</i> Conti, 1943							
<i>Lithothamnion crispithallus</i> Johnson, 1957		■	■	■	■	■	
<i>Lithothamnion exuberans</i> Mastroiilli, 1968			■				
<i>Lithothamnion pianfolchi</i> Mastroiilli, 1968							
<i>Lithothamnion cf. giannarinoi</i> Fravega, Piazza & Vannucci, 1992		■	■	■	■	■	
<i>Mesophyllum fructiferum</i> Airoldi, 1932		■	■	■			
<i>Mesophyllum cf. fructiferum</i> Airoldi, 1932						■	
<i>Mesophyllum cf. gignouxii</i> Lemoine, 1939		■	■			■	
<i>Mesophyllum roveretoi</i> Conti, 1943		■	■	■	■	■	■
<i>Mesophyllum cf. gallettoi</i> Mastroiilli, 1968			■			■	
<i>Mesophyllum ishijimai</i> Mastroiilli, 1973			■				
<i>Phymatolithon calcareum</i> (Pallas) Adey & McKibbin, 1970							
<i>Jania cf. guamensis</i> Johnson, 1964							
<i>Jania</i> sp.							
<i>Sporolithon nummuliticum</i> (Gümbel) Rothpletz, 1891			■	■	■		■
<i>Sporolithon cf. intermedium</i> Raineri, 1924				■			
<i>Sporolithon oulianovii</i> Pfender, 1926		■	■	■	■	■	
<i>Sporolithon cf. stafiellense</i> Airoldi, 1932							
<i>Peyssonnelia</i> sp.		■					

Tab. 2 - Rassegna schematica delle caratteristiche delle rodoliti studiate. Ø: diametro od asse maggiore; ⇒: passante a; ff: frequentissimo; f: frequente; r: raro; rr: rarissimo.

LIVELLO	CARATTERISTICHE DELLE RODOLITI				
	FORMA	ACCRESIMENTO	Ø	MORFOLOGIA DI CRESCITA DEI TALLI	NUCLEO
B.VSB	sferoidale	laminare	2-3 cm	ff: crostoso-laminare; rr: intumescete	clastico o bioclastico
C.VSB	sferoidale o ellittica	ff: colonnare ⇒ laminare; f: laminare	3-8 cm	ff: intumescete ⇒ crostoso-intumescete ⇒ crostosa ⇒ crostoso-laminare; r: crostoso-intumescete; rr: crostoso-laminare	ff: bioclastico; r: clastico
D.VSB	sferoidale o ellittica	ff: laminare; r: colonnare	4-8 cm	ff: intumescete ⇒ crostoso-intumescete ⇒ crostosa; r: crostosa rr: intumescete ⇒ crostoso-intumescete ⇒ crostoso-laminare	ff: bioclastico; r: clastico
A.TV	sferoidale o ellittica	ff: colonnare ⇒ laminare; r: laminare	3-7 cm	ff: crostoso-intumescete; r: intumescete, crostosa, crostoso-laminare	ff: bioclastico; r: clastico
B.TV	sferoidale o ellittica	ff: colonnare ⇒ laminare; r: laminare; rr: ramoso, colonnare	5-9 cm	ff: intumescete ⇒ crostosa; f: crostosa; r: intumescete, crostoso-laminare, crostoso-intumescete ⇒ crostoso-laminare	ff: bioclastico; r: clastico
C.TV	sferoidale o ellittica	ff: colonnare ⇒ laminare; r: laminare, colonnare	4-9 cm	ff: crostoso-intumescete; r: crostoso-intumescete ⇒ crostoso-laminare	ff: clastico; r: bioclastico
D.TV	sferoidale	ramoso alternato a laminare ⇒ ramoso	2-7 cm	ff: intumescete; r: crostoso-intumescete, crostoso-laminare, ramosa	clastico

Questa sequenza è stata osservata nell'80% dei campioni; occasionalmente si osservano morfologie omogeneamente crostoso-intumescenti o esclusivamente laminari. L'associazione algale che presiede

alla formazione delle rodoliti (Tab. 1) è dominata dal genere *Lithothamnion*, sono inoltre presenti frammenti di Articolate e di Peyssonneliacee.

Sia fra le rodoliti sia al loro interno si osservano

frammenti di macrofossili riferibili a: Balanidi (estremamente abbondanti), Bivalvi (tra cui *Ostrea*), Briozoi, *Ditrupa*, resti di Echinidi (con bordi di accrescimento sintassiale), Gasteropodi, Scafopodi. Sono inoltre presenti Ostracodi, Globigerinidi, Foraminiferi bentonici tra i quali si riconoscono: *Amphistegina* sp., *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Operculina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Elphidium* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* spp. ed anche Anomalinidi, Ophtalmididi, Nodosaridi, Rotalidi, Textularidi, Vaginulinidi e Victoriellidi.

È da notare che talvolta parti delle piastre del carapace dei Balani sono regolarmente intercalate ai talli algali e che occasionalmente individui completi sono incrostati sulla superficie esterna delle rodoliti.

- passaggio sfumato

D) rudstone a rodoliti (1.5 m) con frazione interstiziale costituita da grainstone con locali concentrazioni di granuli di glauconite o fosfatizzati (Fig. 3). Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma sferoidale od ellittica con misura del diametro o dell'asse maggiore che oscilla da un minimo di 4 cm ad un massimo di 8 cm (frequenze maggiori intorno a 6-8 cm). Il nu-



Fig. 3 - Rudstone a rodoliti, livello D della sezione di Villa San Bartolomeo.

cleo delle rodoliti è prevalentemente bioclastico (frammenti di Briozoi, di Balani, o talli di Alghe Corallinacee) e subordinatamente clastico (ciottoli derivanti dal Calcere di Casale). Il tipo di accrescimento dominante è quello laminare, talvolta intercalato da andamento colonnare. I talli più vicini al nucleo sono in prevalenza intumescenti; verso le parti più periferiche prevalgono in sequenza talli crostoso-intumescenti e crostosi. In alcuni campioni non è osservabile questa successione ma una casuale alternanza di morfologie differenti. Occasionalmente si osservano talli esclusivamente crostosi, oppure rodoliti in cui la parte più periferica è occupata da talli laminari. Alcuni talli sono stati interessati da intensi processi di bioerosione. L'associazione algale (Tab. 1) costituente le rodoliti è dominata dai generi *Lithothamnion* e *Mesophyllum* ed è caratterizzata da una significativa diffusione di *Sporolithon*.

Nel sedimento che ingloba le rodoliti e nel loro interno si osservano frammenti di fossili riferibili a: Balani (molto abbondanti anche sulla superficie esterna delle rodoliti), Bivalvi (tra cui *Ostrea*), Briozoi, *Ditrupa*, resti di Echinidi (con bordi di accrescimento sintassiale), Gasteropodi, Serpulidi, Ostracodi. Sono inoltre presenti Foraminiferi tra i quali si riconoscono: *Amphistegina* sp., *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Operculina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Lenticulina* sp., *Gyroidina* sp., Anomalinidi, Nodosaridi, Ophtalmididi, Rotalidi, Vaginulinidi, Victoriellidi e Globigerinidi.

Rispetto al sottostante livello C si può notare un incremento della taglia delle rodoliti, la maggiore presenza di nuclei costituiti da ciottoli del Calcere di Casale, la maggior compattazione delle rodoliti, l'aumento dei granuli di glauconite e dei processi di fosfatizzazione (soprattutto al tetto del livello).

- contatto netto.

E) lag (0.2 m) a ciottoli calcarei (derivanti dalla Formazione del Calcere di Casale) e gusci (talora frammentati) di Bivalvi (tra cui *Pecten*, *Ostrea*, *Cardium*), raramente ricoperti da una pellicola di fosfati. La frazione interstiziale (camp. E.VSB 18 e 120) è costituita da siltiti fortemente cementate, con abbondanti granuli bioclastici e glauconitici. La componente fossile è per lo più riferibile a Foraminiferi planctonici (tra cui *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia* spp., *Globoquadrina* spp.), Foraminiferi bentonici (tra cui *Rotalia* sp., Nodosaridi, Milliolidi e Textularidi). Si osservano anche frammenti di Balani, Bivalvi, Briozoi, Echinidi ed Ostracodi. Alcuni bioclasti (essenzialmente frammenti di Echinidi, di Alghe Corallinacee e di Balanidi) sono fosfatizzati.

- contatto netto.

F) sabbia (9.0 m) localmente cementata, (camp. F.VSB 12) passante verso l'alto a siltite (camp. F.VSB 14 e 34); localmente sono presenti orizzonti arricchiti in granuli di glauconite (camp. F.VSB 13) e brandelli marnosi. Dispersi nel sedimento si osservano valve disarticolate di *Amusium* isorientate secondo la giacitura degli strati. Il contenuto fossile è rappresentato da abbondanti Foraminiferi planctonici (tra i quali è significativa la presenza di *Praeorbulina glome-*

rosa curva e *Praeorbulina sicana* (camp. F.VSB 13, F.VSB 14) ed inoltre di *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina* e *Globorotalia*), Foraminiferi bentonici (tra i quali sono abbondanti *Anomalinoidea flinti*, *Brizalina arta*, *Cibicidoides pseudoungarianus*, *Karreriella gaudrynoidea*, *Lenticulina calcar*, *Lenticulina cultrata*, *Lenticulina inornata*, *Lenticulina vortex*, *Planulina renzi*, *Stilostomella adolphina*, *Stilostomella verneuili*, *Uvigerina barbatula*, *Uvigerina schwageri*, *Vaginulina legumen*), abbondanti resti di Echinidi e di Molluschi, Ostracodi, denti di Selaci e spicole di spugna. In alcuni campioni ricorrono microfaune rimaneggiate presumibilmente derivanti dagli orizzonti pelitici posti alla base della successione.

- contatto netto.

G) marna siltosa grigio-azzurra (12.0 m) stratificata. L'associazione fossile è costituita quasi esclusivamente da Foraminiferi planctonici (tra i quali sono abbondanti *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globoquadrina* e *Globorotalia* ed inoltre va rilevato che sono frequenti alla base (camp. G.VSB 1) *Praeorbulina sicana* ed al tetto (camp. G.VSB 4) *Orbulina universa* e *Orbulina suturalis*) e subordinatamente da Foraminiferi bentonici (le specie più frequenti sono *Anomalinoidea flinti*, *Brizalina arta*, *Cibicidoides pseudoungarianus*, *Dentalina leguminiformis*, *Karreriella gaudrynoidea*, *Lenticulina calcar*, *Lenticulina cultrata*, *Lenticulina inornata*, *Planulina renzi*, *Stilostomella nuttallii*, *Stilostomella verneuili*, *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina longistriata*, *Vaginulina legumen*), resti di Echinidi, Molluschi, Ostracodi, denti di Selaci e squame di pesci, Briozoi (tra cui *Batopora* sp.).

Sezione della Cava di Torre Veglio

A Nord della strada che dal paese di Terruggia si dirige verso Ovest, è situata una cava, ora adibita a discarica di materiali inerti; essa si trova alla base di una collinetta su cui sorge una torre ottocentesca denominata Torre Veglio (Figg. 1 e 2). La sezione (da qui in poi indicata per brevità con la sigla TV) comprende una successione di livelli, talvolta parzialmente mascherati dalla copertura vegetale, osservabili per una potenza complessiva di circa 25 m, che presentano una giacitura di 150°/30°E. La parte basale della successione è ricoperta dalla discarica.

A) rudstone a rodoliti (2.5 m), con matrice di grainstone a Rhodophyceae calcaree e Foraminiferi, a discarica porosità e con dispersi rarissimi granuli di quarzo a spigoli vivi e piccoli granuli di glauconite. Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma da sferoidale ad ellittica, con diametro o asse maggiore compresi fra 3 cm e 7 cm (frequenze maggiori 5-6 cm). Il nucleo è prevalentemente bioclastico e subordinatamente clastico (ciottoli di Calcare di Casale). La maggior parte delle rodoliti osservate presenta un accrescimento omogeneamente colonnare-laminare; nelle restanti è laminare. I talli costituenti le rodoliti hanno morfologia generalmente crostoso-intumesciente e subordi-

atamente intumesciente o crostosa o crostoso-laminare. In alcune rodoliti si può osservare una successione di talli, dal nucleo alla superficie esterna, prima intumescenti, poi crostosi e quindi crostoso-laminari. L'associazione algale (Tab. 1) è caratterizzata da una forte prevalenza di *Lithothamnion* e da una significativa abbondanza di *Sporolithon*.

Nella matrice ed all'interno delle rodoliti si rinven-
gono frammenti di Balanidi, Bivalvi, Briozoi, Echinidi, Gasteropodi, Serpulidi, *Ditrupa* ed inoltre Ostracodi, Globigerinidi, Foraminiferi bentonici tra i quali *Nephrolepidina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Amphistegina* spp., *Operculina* spp., *Sphaerogypsina* spp., *Elphidium* sp., *Lenticulina* spp., Anomalinidi, Asterigerinidi, Rotalidi, Nodosaridi, Textularidi, Vaginulinidi e Victoriellidi.

- passaggio sfumato

B) rudstone a rodoliti (1.2 m) del tutto simile a quello sottostante, dal quale differisce per l'incremento della taglia delle rodoliti e della abbondanza dei granuli di glauconite e per l'occasionale comparsa di processi di fosfatizzazione. Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma da sferoidale ad ellittica, con diametro o asse maggiore che variano fra 5 cm e 9 cm (frequenze maggiori intorno a 8 cm). Il nucleo delle rodoliti è prevalentemente bioclastico (frammenti di Alghe o Briozoi) e subordinatamente clastico (ciottoli di Calcare di Casale). Circa metà delle rodoliti osservate presenta un accrescimento che passa da colonnare a laminare dal centro alla periferia; l'accrescimento laminare (con piccole zone ad accrescimento colonnare) è discretamente frequente; rare sono le rodoliti con rami laschi o che presentano il solo accrescimento colonnare. È stata notata una chiara prevalenza della sequenza di avvolgimento che vede un passaggio dal nucleo verso l'esterno, da forme intumescenti a crostose; abbastanza frequenti sono le sequenze più o meno omogeneamente crostose; rare quelle esclusivamente intumescenti o laminari, o che, pur essendo di tipo crostoso intumescente vicino al nucleo, diventano laminari verso l'esterno. L'associazione algale (Tab. 1) è dominata da *Lithothamnion* e caratterizzata dalla comparsa di *Leptolithophyllum*.

Nella matrice e all'interno delle rodoliti si osservano frammenti di Balanidi, Bivalvi, Briozoi, Echinidi, Gasteropodi, Serpulidi, *Ditrupa*, Coralli ed inoltre Ostracodi, Foraminiferi planctonici (tra cui *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina* sp.) e Foraminiferi bentonici (tra i quali *Eulepidina* sp., *Amphistegina* spp., *Operculina* spp., *Sphaerogypsina* spp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Elphidium* sp., *Lenticulina* spp., Rotalidi, Anomalinidi, Nodosaridi, Textularidi, Ophthalmididi, Victoriellidi, Vaginulinidi, Bolivinidi, Cibicididi, Acervulinidi).

- contatto netto.

C) rudstone a rodoliti (1.5 m), legato da grainstone a Foraminiferi e Rhodophyceae calcaree, molto ricco in granuli di glauconite (fino al 20%) abbastanza grandi ed arrotondati; si osservano anche granuli di quarzo a spigoli vivi; lo strato è nella sua parte inferiore gradato inverso e quindi, verso l'alto ed in continui-

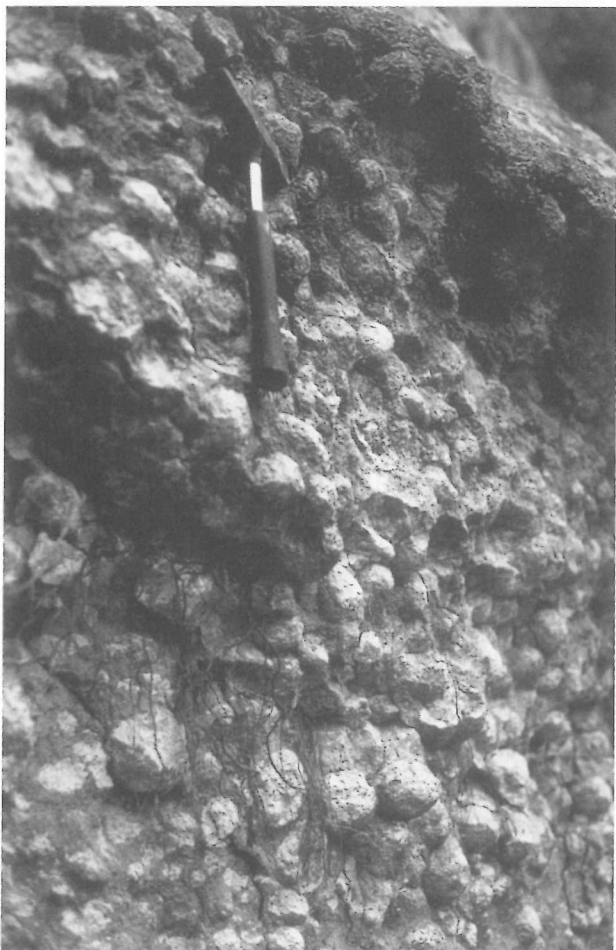


Fig. 4 - Rudstone a rodoliti, livello C della sezione di Torre Veglio.

tà, massivo (Fig. 4). La frazione fossile, oltre alle Rhodophyceae calcaree, comprende frammenti di Balanidi, Bivalvi, Briozoi, Echinidi, Gasteropodi, Serpulidi, *Ditrupa* ed inoltre Ostracodi e Foraminiferi bentonici e planctonici (*Globigerinidi*, *Amphistegina* spp., *Operculina* spp., *Sphaerogypsina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Elphidium* sp., *Lenticulina* sp., *Lepidocyclinidi*, *Rotalidi*, *Anomalinidi*, *Nodosaridi*, *Textularidi*, *Ophthalmididi*, *Victoriellidi*, *Vaginulinidi* e *Acervulinidi*). Rispetto ai sottostanti livelli si possono notare un incremento della quantità dei granuli di glauconite ed una diminuzione della porosità della roccia. Come nel sottostante livello B compaiono occasionali processi di fosfatizzazione. Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma da sferoidale ad ellittica, con diametro o asse maggiore compresi fra 4 cm e 9 cm (con le massime frequenze da 7 a 9 cm). Il nucleo è prevalentemente clastico e subordinatamente bioclastico (gusci di *Eulepidina*). Accrescimento dominante è quello colonnare-laminare, accessori sono quelli esclusivamente laminare o colonnare. I talli algali hanno generalmente morfologia crostoso-intumescente, in alcune rodoliti si osserva un passaggio a morfologie laminari verso l'esterno. L'associazione algale (Tab. 1) è dominata da *Mesophyllum*. - contatto sfumato

D) lag (0.3 m) a piccole rodoliti, ciottoli sub-angolosi derivanti dal Calcarea di Casale, gusci di Bivalvi, tra cui *Cardium* e *Pecten* (Fig. 5). Tutti questi elementi sono rivestiti da una patina scura fosfatizzata. La componente interstiziale è data da una calcarenite fine, ricchissima in granuli glauconitici o fosfatizzati, anche di notevoli dimensioni. La glauconite (che costituisce più del 25% dei granuli della roccia) è anche presente come riempimento di Foraminiferi o di altri fossili. Il 5% dei granuli è costituito da quarzo, mica e micascisti. Rispetto al sottostante livello C si nota un notevole incremento dei granuli



Fig. 5 - Lag a piccole rodoliti e molluschi, livello D della sezione di Torre Veglio.

di glauconite e dei fenomeni di fosfatizzazione, una riduzione della taglia delle rodoliti ed un peggior stato di conservazione dei fossili.

Le rodoliti (Tab. 2) hanno forma generalmente sferoidale con diametro che varia fra 2 cm e 7 cm (maggiori frequenze intorno a 3-4 cm). Il nucleo è costituito da ciottoli del Calcarea di Casale. L'accrescimento è prevalentemente a rami laschi (vicino al nucleo), intercalati a lamine, diventando poi nuovamente a rami laschi verso l'esterno. I talli algali (Tab. 1) hanno morfologia prevalentemente intumescente e subordinatamente crostoso-intumescente, laminare e ramosa, e sono prevalentemente riferibili alle specie *Lithothamnion moretii* e *Mesophyllum roveretoi*. Si osservano frammenti mal conservati di Balanidi, Bivalvi, Gasteropodi, Ostracodi, Briozoi, Anellidi, Echinidi, Foraminiferi planctonici e bentonici (tra cui *Eulepidina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* (*Miogypsina*) sp., *Lagena* sp., Anomalinidi, Textularidi, Nodosaridi, Victoriellidi, Rotalidi).

- contatto netto

E) biocalcarenite passante a calcisilite (4.0 m) localmente poco cementata, glauconitica, porosa, che verso l'alto presenta una diminuzione progressiva del contenuto in glauconite. Questo livello è ricco di valve di *Amusium*, disarticolate ed isoorientate secondo la giacitura degli strati, e di Foraminiferi planctonici (tra cui *Globigerinoides* spp.); si osservano inoltre pochi Foraminiferi bentonici (tra cui Miliolidi), resti di Echinidi e di Ostracodi.

I termini siltosi (camp. E.TV 1) meno competenti rivelano un abbondante contenuto fossile costituito da resti di Bivalvi e di Echinidi, squame di Pesci, denti di Selaci, Ostracodi, Foraminiferi bentonici (tra i quali sono frequenti *Brizalina arta*, *Lenticulina cultrata*, *Stilostomella verneuili*, *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina schwageri*, *Vulvulina pennatula*) e Foraminiferi planctonici (tra i quali sono presenti *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia praemenardii*, *Orbulina universa*, *Globigerina* sp. e *Globoquadrina* sp.).

- copertura vegetale (4.0 m)

F) marna argillosa (10.0 m) mal stratificata, grigiastra, con abbondanti resti vegetali. La parte sommitale del livello presenta piccoli orizzonti contenenti granuli grossolani fosfatizzati. L'abbondante frazione fossile è costituita da resti di Echinidi, denti di Selaci, squame di Pesci, Briozoi, Ostracodi, Foraminiferi bentonici tra i quali sono particolarmente frequenti *Anomalinoidea flinti*, *Brizalina arta*, *Lenticulina cultrata*, *Lenticulina rotulata*, *Stilostomella adolphina*, *Stilostomella verneuili*, *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina barbatula*, *Vulvulina pennatula* e planctonici (tra i quali sono frequenti *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp., *Globorotalia praemenardii*, *Orbulina universa* e *Globigerinoides trilobus*).

CONSIDERAZIONI SUI LIVELLI A RODOLITI

I corpi a rodoliti che caratterizzano le successioni stratigrafiche analizzate presentano alcuni caratteri sedimentologici e paleontologici sui quali riteniamo

opportuno soffermarci. In particolare si può osservare che: presentano, dal basso verso l'alto, gradazione inversa ed addensamento della frazione scheletrica; contengono frequentemente abbondanti Foraminiferi bentonici ed epifittici tipici di acque poco profonde associate a forme tipicamente profonde (si veda il paragrafo «Considerazioni paleoecologiche sulle associazioni faunistiche»); contengono altresì una abbondante fauna a *Lepidocycline* costituita da individui frequentemente frammentati ed usurati, sia dispersi nella matrice sia formanti il nucleo delle rodoliti. L'insieme di queste evidenze, a nostro avviso, indica per i livelli a rodoliti una genesi per risedimentazione.

Per quanto concerne il livello a *Lepidocycline* (B. VSB) va ricordato che Schuttenhelm (1976) lascia aperta la problematica se il suddetto livello sia costituito da elementi in posto oppure risedimentati. Il fatto di averle trovate disperse nel sedimento, frequentemente frammentate, ed anche nella frazione legante dei sovrastanti livelli a rodoliti, oltre che come nucleo di rodoliti, ci fa ipotizzare che si tratti di fossili risedimentati.

Si potrebbe ipotizzare che sulla piattaforma si fossero differenziati dei settori ad alta produttività di *Lepidocyclinidi* e di *Rhodophyceae* calcaree, i quali sarebbero stati via via mobilizzati, trasportati e risedimentati al largo. Nell'ambito delle strutture a gradazione inversa le *Lepidocycline* svolgerebbero il ruolo di clasti di dimensioni minori, mentre le rodoliti (con diametro e abbondanza crescenti verso il top) quello di clasti grossolani.

CONSIDERAZIONI SULLE GLAUCONITI

Secondo Schuttenhelm (1976) i processi di glauconizzazione, osservati in alcuni livelli della Pietra da Cantoni, corrispondono ad un rallentamento o ad una pausa nella sedimentazione.

Clari *et al.* (1994) parlano di calcareniti a Foraminiferi planctonici e glauconia, spesso laminate, interpretandole come sedimenti estremamente dilavati, deposti in settori distali della piattaforma foramol, in un ambiente caratterizzato da forte velocità delle correnti sottomarine. Questi litotipi si depositano sulle calcareniti e calciruditi di piattaforma foramol, individuando così un trend trasgressivo che comporta l'annegamento della piattaforma foramol, localmente evidenziato da litoclasti calcarei fosfatizzati e glauconitizzati, presenti alla sommità della facies di piattaforma (Clari *et al.*, 1994).

Falletti (1994) interpreta gli orizzonti a rodoliti della Colma come omologhi ai fondi del Detritico Costiero (Pérès e Picard, 1964) che oggi si trovano in Mediterraneo a 60-70 m mentre sedimenti relitti a glauconite e fosfati si trovano a 120 m. Potrebbe così essere testimoniato l'annegamento della piattaforma foramol. L'Autore ricorda l'analoga interpretazione di Simone e Carannante (1985) relativamente ai calcari a Briozoi e *Lithothamni* del Miocene dell'Appennino Meridionale: la glauconite sarebbe dovuta a diagenesi precoce di sedimenti bioclastici durante una

lunga esposizione nell'interfaccia acqua-sedimento. A nostro avviso pare ragionevole considerare come prodotta *in situ* la glauconite rinvenuta negli orizzonti con più o meno estesi fenomeni di fosfatizzazione, mentre riteniamo che quella disomogeneamente distribuita nei sedimenti a rodoliti e simili possa essere almeno in parte derivata da processi di risedimentazione e quindi proveniente da settori più superficiali della piattaforma. A questo proposito va ricordato che i clasti (bio- e lito-) costituenti i sedimenti in cui è dispersa la glauconite sono normalmente poco o affatto interessati da fenomeni di glauconitizzazione e/o fosfatizzazione e che le batimetriche alle quali ipotizziamo si possa essere formata sono del tutto compatibili con il range segnalato in letteratura (si veda in Odin e Matter (1981), che ricordano che attualmente la glauconite è presente a profondità comprese fra 60 e 500 m). Va anche ricordato che le condizioni ambientali ipotizzabili per un settore di piattaforma carbonatica più superficiale rispetto alle aree prossime al ciglio di scarpata (come quello da noi suggerito) sono compatibili con quelle ritenute necessarie per la formazione della glauconite da McRae, 1972 (piattaforme a profondità maggiori di 50 m, con bassa o nulla velocità di sedimentazione, acqua ossigenata sul fondo e ambiente debolmente riducente al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimento), Odin e Matter, 1981 (acque marine semi-confinate e assenza di apporti sedimentari), Hillier, 1995 (acque francamente marine, poco profonde, di ambiente di piattaforma con tassi di sedimentazione molto bassi).

CONFRONTI TRA LE DUE SEZIONI

Le analisi condotte sulle due sezioni stratigrafiche hanno consentito di evidenziare sia le caratteristiche comuni sia gli aspetti differenti. Tra gli aspetti comuni si sottolineano:

- incremento della taglia delle rodoliti e della loro costipazione nell'ambito dello sviluppo verticale della sequenza e, limitatamente ai livelli a rodoliti, aumento della quantità di granuli di glauconite;
- presenza di un lag a Molluschi al top di entrambe le sequenze a rodoliti;
- diminuzione della granulometria e del contenuto in glauconite nell'ambito dello sviluppo verticale dei livelli soprastanti al lag a Molluschi.

Le due sezioni differiscono invece per i seguenti aspetti:

- maggiore abbondanza di glauconite e più intensa fosfatizzazione nella sezione di TV;
- presenza di un livello (D.TV) in cui la frazione scheletrica risulta uniformemente ricoperta da pellicole di fosfati; il corrispondente livello E.VSB è invece scarsamente interessato da processi di fosfatizzazione;
- assenza di rodoliti nel lag a Molluschi di VSB (E.VSB); presenza di piccole rodoliti nel corrispondente livello D.TV;
- presenza di bordi di accrescimento sintassiale sui resti di Echinidi provenienti dalla sezione VSB;

- netta abbondanza di Balani nei livelli della sezione VSB;

- prevalenza di morfologie di crescita laminari in VSB, prevalenza di talli crostoso-intumescenti in TV;
- netta abbondanza del genere *Sporolithon* nella sezione TV rispetto alla totalità delle forme di VSB.

- a TV sono pressoché mancanti i sedimenti riferibili al Langhiano, mentre a VSB raggiungono una potenza di almeno 12 m. L'ipotesi di un diverso idrodinamismo (maggiore in VSB, come evidenziato dalle morfologie di crescita delle alghe) nell'ambiente di formazione dei noduli algali, consente di spiegare quelle differenze riscontrabili a carico della associazione algale e dei caratteri morfostrutturali delle rodoliti.

Secondo quanto segnalato da Fravega *et al.* (1989), il genere *Sporolithon* sembra prediligere infatti ambienti a basso idrodinamismo, in cui prevalentemente si sviluppa morfologia intumescente e crostoso-intumescente in rodoliti a rami laschi.

Rimane aperta la problematica relativa alle ragioni per cui solo in VSB osserviamo la presenza di accrescimenti sintassiali sui frammenti di Echinidi, mentre in TV gli stessi sono assenti, nonostante i frammenti di Echinidi siano diffusi ed abbondanti. A questo proposito ricordiamo che secondo Flügel (1982) i bordi di accrescimento sintassiale si generano in condizioni di: a) cementazione in ambiente subaereo, b) cementazione in presenza di acque provenienti dal continente, c) cementazione marina precoce. Le ipotesi a) e b) si possono escludere perché non esistono indicazioni né paleontologiche né sedimentologiche che le possano confermare; rimane quindi l'ipotesi c), riguardo alla quale va ricordato che tali fenomeni sono assai frequenti nei sedimenti carbonatici. A questo proposito ricordiamo che sembra condizione indispensabile al verificarsi di tali fenomeni la presenza di un elevato regime idrodinamico; si potrebbe quindi ipotizzare che il fattore discriminante siano locali differenze idrodinamiche fra i due ambienti di risedimentazione.

Per quanto concerne la sedimentazione fine successiva alla deposizione degli orizzonti a rodoliti appare plausibile individuare uno hiatus al di sopra del livello fosfatizzato di TV, che interessa larga parte del Langhiano.

CONSIDERAZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Le considerazioni biostratigrafiche si basano esclusivamente sulle microfaune provenienti dagli orizzonti pelitici in quanto quelle rinvenute negli orizzonti più grossolani non erano identificabili con sufficiente precisione. Va inoltre ricordato che non è stata condotta una indagine mirata sui Macroforaminiferi, sia perché mai disponibili in sezioni favorevolmente orientate sia perché argomento già ampiamente trattato in letteratura. A questo proposito vanno ricordati i lavori di Drooger e Socin (1959) e Schuttenhelm (1976) che segnalano negli orizzonti qui analizzati la presenza di *Nephrolepidina tournou-*

ri, che indica un'età corrispondente al Burdigaliano (inferiore?) (Drooger e Laagland, 1986).

Le attribuzioni biostratigrafiche si basano sui contributi di Bicchi *et al.* (1994), Falletti (1994) e Novaretti *et al.* (1995).

Sezione di Villa San Bartolomeo. La parte bassa della sezione di Villa San Bartolomeo (livello A) per la notevole frequenza di *Catapsidrax dissimilis* è ritenuta non più giovane del Burdigaliano inferiore (Zona N 5/6 di Bicchi *et al.*, 1994 e Novaretti *et al.*, 1995) o dell'Aquitano inferiore (secondo le biozonature e le considerazioni stratigrafiche di Falletti, 1994). Il livello F e la base del livello G sono da riferire al Langhiano, infatti la presenza di *Praeorbulina sicana*, *Praeorbulina glomerata curva* e l'assenza di *Orbulina*, permette di attribuire l'intervallo alla Zona N8, in accordo con le considerazioni di Bicchi *et al.* (1994), Falletti (1994) e Novaretti *et al.* (1995). La microfauna del top del livello G indica un'età Serravalliana (Zona N9b di Bicchi *et al.*, 1994 e Novaretti *et al.*, 1995), per la comparsa di *Orbulina universa*. Sezione di Torre Veglio. I livelli E e F sono da riferire entrambi al Serravalliano per la particolare frequenza di *Orbulina universa* e di *Globorotalia praeemendii* (in accordo con Bicchi *et al.*, 1994 e Novaretti *et al.*, 1995).

CONSIDERAZIONI TASSONOMICHE SU ALCUNE SPECIE DI RHODOPHYCEE CALCAREE

Qui di seguito verranno elencate, specie per specie, le ragioni che hanno portato a preferire una attribuzione per confronto e discusse le determinazioni a livello di genere; non saranno, invece, prese in esame le specie compiutamente identificate, in quanto gli esemplari studiati presentavano caratteristiche morfometriche che rientravano nei limiti definiti per gli olotipi.

Le considerazioni sulle identificazioni per confronto sono sempre espresse rispetto ai relativi olotipi. *Lithophyllum* cf. *personatum*: cellule ipotalliche di minori dimensioni; *Lithophyllum* cf. *sassellense*: peritallo chiaramente zonato; *Leptolithophyllum* cf. *intermedium*: concettacoli di minore diametro; *Mesophyllum* cf. *fructiferum*: cellule ipotalliche di maggiore altezza; *Mesophyllum* cf. *gignouxii*: cellule peritalliche di altezza doppia; *Mesophyllum* cf. *galettoi*: cellule ipotalliche di maggiore variabilità dimensionale; *Lithothamnion* cf. *giammarinoi*: concettacoli di maggiore altezza e cellule ipotalliche di minore altezza; *Jania* cf. *guamensis*: cellule internodali di larghezza differente ed estrema scarsità di esemplari; *Sporolithon* cf. *intermedium*: assenza degli ipotalli e cattivo stato di conservazione; *Sporolithon* cf. *statiellense*: ipotalli in cattivo stato di conservazione.

Le seguenti specie indeterminate raccolgono, generalmente, un discreto numero di individui in buone condizioni di conservazione (ad eccezione di *Jania* sp. che è rappresentata pochissimi esemplari) ma che presentano caratteri morfologici e dimensionali che

o non ne consentono l'assimilazione ad alcuna specie nota o che li fanno ricadere in specie la cui posizione tassonomica è ancora oggetto di studio ed i cui caratteri morfodimensionali (e relativi limiti e campi di variabilità) non sono ancora stati definiti. *Spongites* sp. 1. Talli crostosi; ipotallo ridotto ed in file, a volte assente, con cellule di 6-10 μ x 6-9 μ ; peritallo disordinato ed irregolare, con cellule di 9-15 μ x 9-14 μ ; concettacoli monoporici che misurano 65-100 μ in altezza e 130-210 μ in diametro, a volte con base introflessa. Gli esemplari presentano caratteristiche affini a quelle di *Lithophyllum cingens* Mastrorilli, 1968, ma dato che il nostro materiale è chiaramente riferibile al genere *Spongites* e che la posizione tassonomica della specie di Mastrorilli è in corso di revisione si è preferito limitare l'identificazione al rango di genere.

Spongites sp. 2. Talli crostosi; ipotallo con cellule di 9-25 μ x 8-11 μ ; peritallo spesso disordinato e disorganizzato, prevalentemente in file, con cellule di (8)-10-13-(15) μ x 9-11-(13) μ ; concettacoli monoporici appiattiti misuranti 130-200 μ di diametro e 30-40 μ di altezza, porocanale con larga base d'attacco ed altezza di 30-60 μ . Gli esemplari presentano caratteristiche affini a quelle di *Lithophyllum platticarpum* Maslov, 1962 ma, dato che il nostro materiale è chiaramente riferibile al genere *Spongites* e che la posizione tassonomica della specie di Maslov è controversa (si veda in Orszag-Sperberg *et al.*, 1977; Piazza, 1989) si è preferito limitare l'identificazione al rango di genere.

Spongites sp. 3. Talli sia crostosi sia nettamente intumescenti; ipotallo in file ordinate (localmente in serie) di cellule misuranti 8-13-(15) μ x 6-9-(10) μ ; peritallo localmente in file, altrove in serie o grata, con cellule di 7-10-(11) μ x 7-9-(10) μ ; concettacoli monoporici con diametro di 340-480 μ e altezza di 90-160 μ , il porocanale è lungo 50-70 μ e si inserisce sul tetto del concettacolo con una base molto slargata. Gli esemplari presentano caratteristiche affini a quelle di *Lithophyllum heteromorphum* Mastrorilli, 1968, ma dato che il nostro materiale è chiaramente riferibile al genere *Spongites* e che la posizione tassonomica della specie di Mastrorilli è in corso di revisione si è preferito limitare l'identificazione al rango di genere.

Spongites sp. 4. Talli crostosi, privi di ipotallo; peritallo generalmente in file, ma anche a grata o molto disordinato, con cellule misuranti (9)-10-15 μ x 8-12 μ ; piccoli concettacoli monoporici di 40-90 μ di diametro e 20-50 μ di altezza. Gli esemplari presentano caratteristiche affini a quelle di *Lithophyllum replicans* Mastrorilli, 1968, ma dato che il nostro materiale è chiaramente riferibile al genere *Spongites* e che la posizione tassonomica della specie di Mastrorilli è in corso di revisione si è preferito limitare l'identificazione al rango di genere.

Jania sp. Articoli con cellule che misurano 12 μ in larghezza e 48-60 μ in altezza. Gli esemplari non trovano riscontro con alcuna specie nota.

Peyssonnelia sp. Talli crostosi privi di ipotallo; peritallo formato da cellule di taglia decrescente pas-

sando dagli strati basali a quelli superiori, le altezze variano da 22 μ a 32 μ , le larghezze da 10 μ a 26 μ (variabilità per gli strati superiori: (8) 15-17 (20) μ x 10-12 μ). Gli esemplari non trovano riscontro con nessuna specie nota.

CONSIDERAZIONI PALEOECOLOGICHE SULLE ASSOCIAZIONI ALGALI

Sezione di Villa San Bartolomeo

L'associazione algale è dominata dal genere *Lithothamnion* che rappresenta il 51.9% del totale degli individui (Tab. 1, Tab. 3). Ruolo codominante ricopre *Mesophyllum* (24.3%). Posizione subordinata è quella assunta da *Spongites* (8.1%), *Sporolithon* (4.9%), *Lithoporella* (3.5%) e *Lithophyllum* (3.1%). Poco significativa la presenza di *Leptolithophyllum*, *Phymatolithon*, *Jania* e *Peyssonnelia*. Livello per livello si può notare (Tab. 1, Tab. 4):

- livello B: poco significativo a causa della scarsità di talli identificabili.

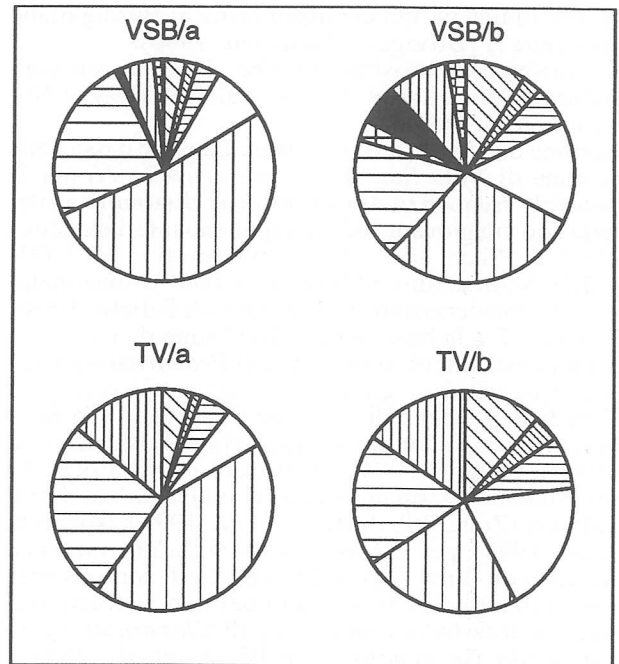
- livello C: *Lithothamnion* è molto abbondante e con il 62.6% dei talli costituisce l'elemento dominante, è ben rappresentato dalle specie *Lt. crispithallus* (Tav. 1b), *Lt. moretii* e *Lt. roveretoi*. Il genere *Mesophyllum* non è molto abbondante (18.1%) ed è in larga parte rappresentato da *Mp. cf. gignouxii*. *Spongites* è poco abbondante (7.9%) ma comunque ben rappresentato da *Spongites* sp. 3. *Lithoporella* e *Peyssonnelia* risultano accessori; *Lithophyllum*, *Leptolithophyllum*, *Phymatolithon*, *Jania* e *Sporolithon* (tra cui *Sp. oulianovii*, Tav. 1d) sono occasionali.

- livello D: rispetto al livello precedente si nota un calo di *Lithothamnion* a 41.6%, principalmente imputabile al calo della specie *Lt. crispithallus*. Il genere *Mesophyllum* passa al 30.2% dei talli, grazie ad un incremento di *Mp. roveretoi* (Tav. 1c) e di altre specie che compaiono per la prima volta (*Mp. ishijimai*, *Mp. cf. gallettoi*); da notare il calo di *Mp. cf. gignouxii*. *Lithophyllum* (5.4%) e *Sporolithon* (7.5%) incrementano la loro diffusione. *Leptolithophyllum*, *Lithoporella* e *Spongites* diventano un poco più abbondanti. Del tutto assenti i restanti generi.

Le suddette caratteristiche ci permettono di avanzare alcune ipotesi paleoecologiche sull'ambiente di formazione delle rodoliti.

La presenza di *Sporolithon*, *Lithoporella* e il tipo di fauna (il cui significato paleoecologico verrà discusso in seguito) indicano che l'ambiente di formazione dei noduli era di tipo tropicale-subtropicale; la concomitante abbondante presenza di *Lithothamnion* indica una batimetria abbastanza profonda (piano circalitorale).

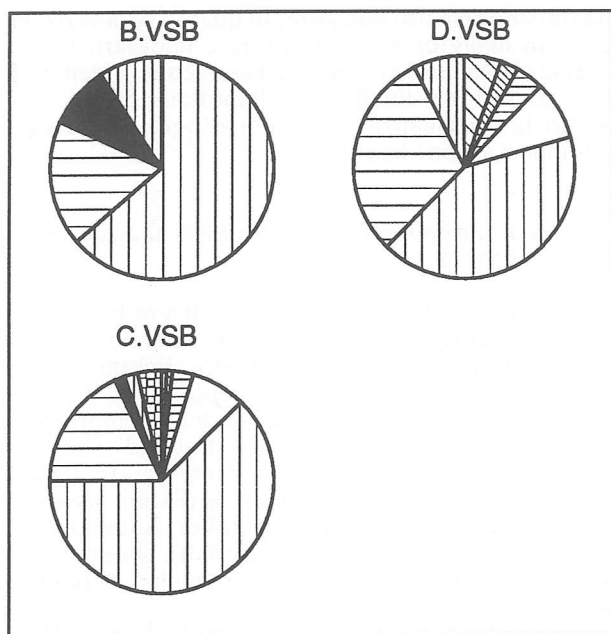
Osservando le variazioni generiche all'interno dei due livelli (C e D) si può ipotizzare che le rodoliti dei livelli basali si siano formate in un'ambiente a batimetria più profonda rispetto a quelle dei livelli superiori (da circalitorale inferiore a circalitorale superiore); infatti si può osservare un incremento della



	VSB/a	TV/a	VSB/b	TV/b
Lp.	3,1	4,4	8,8	11,5
Lpt.	1,7	1,3	2,9	3,8
Ltp.	3,5	4,6	5,9	7,7
S.	8,1	6,4	14,7	19,2
Lt.	51,9	43,1	29,5	23,2
Mp.	24,3	26,2	17,7	19,2
Ph.	0,2	0	2,9	0
J.	0,7	0	5,9	0
Sp.	4,9	14	8,8	15,4
Psn.	1,6	0	2,9	0

Tab. 3 - Frequenza dei generi di Rhodophyceae calcaree nelle due sezioni stratigrafiche. a: percentuali espresse in base al numero di individui; b: percentuali espresse in base al numero di specie; Lp.: *Lithophyllum*; Lpt.: *Leptolithophyllum*; Ltp.: *Lithoporella*; S.: *Spongites*; Lt.: *Lithothamnion*; Mp.: *Mesophyllum*; Ph.: *Phymatolithon*; J.: *Jania*; Sp.: *Sporolithon*; Psn.: *Peyssonnelia*.

diffusione dei generi più tipicamente eliofili (*Lithophyllum* e probabilmente *Leptolithophyllum*) concomitante ad una riduzione di *Lithothamnion*. Da notare l'abbondanza di rodoliti in cui i talli algali più vicini al nucleo hanno un andamento intume-



	B.VSB	C.VSB	D.VSB
Lp.	0	0,8	5,4
Lpt.	0	0,8	2,7
Ltp.	0	3	4,1
S.	0	7,9	8,5
Lt.	63,6	62,6	41,6
Mp.	18,2	18,1	30,2
Ph.	0	0,4	0
J.	9,1	1,1	0
Sp.	9,1	1,9	7,5
Psn.	0	3,4	0

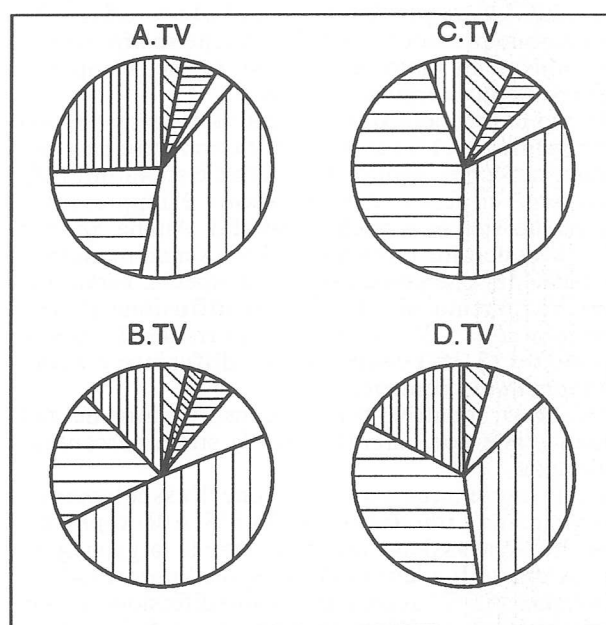
Tab. 4 - Frequenza dei generi di Rhodophyceae calcaree nei vari livelli della sezione di Villa San Bartolomeo. Lp.: *Lithophyllum*; Lpt.: *Leptolithophyllum*; Ltp.: *Lithoporella*; S.: *Spongites*; Lt.: *Lithothamnion*; Mp.: *Mesophyllum*; Ph.: *Phymatolithon*; J.: *Jania*; Sp.: *Sporolithon*; Psn.: *Peyssonnelia*.

scenze, verso la periferia diventano più crostosi e poi nettamente laminari. Questa osservazione induce a pensare ad un ambiente con elevato idrodinamismo, tanto maggiore da consentire il frequente rotolamento di rodoliti che si ingrandivano. L'abbondanza di forme di crescita nettamente laminari è imputata in gran parte a *Lithothamnion crispithallus* che, soprattutto nel livello C, è il costituente dominante di molte

rodoliti. La relativa diminuzione di forme laminari dal livello C al livello D potrebbe indicare per quest'ultimo un ambiente di formazione caratterizzato da idrodinamismo più basso.

Sezione di Torre Veglio

L'associazione algale è dominata dal genere *Lithothamnion*, che rappresenta il 43.1% del totale degli individui (Tab. 1, Tab. 3). Ruolo codominante ricoprono *Mesophyllum* (26.2% dei talli) e *Sporolithon* (14.0%); posizione subordinata è quella assunta da *Spongites* (6.4%), *Lithoporella* (4.6%) e *Lithophyllum* (4.4%); del tutto occasionale la presenza di



	A.TV	B.TV	C.TV	D.TV
Lp.	3,1	3,8	7,4	4,3
Lpt.	0	2,6	0	0
Ltp.	5,1	4,7	5,3	0
S.	3,1	8,1	5,3	8,7
Lt.	41,8	48,5	32,6	34,8
Mp.	21,4	20	44,1	34,8
Sp.	25,5	12,3	5,3	17,4

Tab. 5 - Frequenza dei generi di Rhodophyceae calcaree nei vari livelli della sezione di Torre Veglio. Lp.: *Lithophyllum*; Lpt.: *Leptolithophyllum*; Ltp.: *Lithoporella*; S.: *Spongites*; Lt.: *Lithothamnion*; Mp.: *Mesophyllum*; Sp.: *Sporolithon*.

Leptolithophyllum. Livello per livello, si può notare (Tab. 1, Tab. 5):

- livello A: *Lithothamnion* è abbastanza abbondante (41.8%), soprattutto con *Lt. crispithallus* e *Lt. moretii*. *Sporolithon* (25.5%) costituisce il genere codominante della associazione algale; è ben rappresentato dalle specie *Sp. nummuliticum*, *Sp. oulianovii*, *Sp. cf. intermedium*. *Mesophyllum* (21.4%) è rappresentato principalmente da *Mp. roveretoi* e *Mp. fructiferum*. I generi *Lithophyllum* (3.1%), *Lithoporella* (5.1%) e *Spongites* (3.1%) sono presenti con poche specie e pochi individui.

- livello B: rispetto al livello precedente si assiste ad un netto calo del genere *Sporolithon*, che raggiunge il 12.4% dei talli. *Lithothamnion* (48.5%, soprattutto con le specie *Lt. crispithallus*, *Lt. moretii* e *Lt. roveretoi*) e *Spongites* (8.1%, tra cui *S. albanensis*, Tav. 1a) subiscono un incremento. I generi *Mesophyllum* (20%), *Lithophyllum* (3.8%) e *Lithoporella* (4.7%) rimangono pressoché invariati, anche se *Mp. roveretoi* subisce un netto incremento. Infine, compare il genere *Leptolithophyllum* (2.6%).

- livello C: il genere *Mesophyllum* assume qui un ruolo dominante (44.1%) ai danni di *Lithothamnion* che si riduce al 32.6%. Molto abbondante è soprattutto *Mp. roveretoi*. Il genere *Lithothamnion* è rappresentato da poche specie e pochi individui. Anche *Sporolithon* scende ulteriormente (5.3%), sia come numero di individui che come numero di specie. *Lithophyllum* incrementa di poco la sua diffusione (7.4%). *Lithoporella* (5.3%) è un poco più frequente, mentre *Spongites* (5.3%) contrae la sua diffusione e *Leptolithophyllum* scompare.

- livello D: il cattivo stato di conservazione dei talli algali rende poco significativa la stima percentuale riportata.

Si può comunque osservare che l'associazione è dominata da *Lithothamnion* (34.8%) e *Mesophyllum* (34.8%), che assieme rappresentano la larga maggioranza dei talli identificabili. *Sporolithon* (7.4%) e *Spongites* (8.7%) aumentano la loro diffusione, mentre *Lithophyllum* (4.3%) si contrae. *Leptolithophyllum* e *Lithoporella* scompaiono.

Anche per questa sezione si ipotizza un ambiente di formazione delle rodoliti caratterizzato da mare caldo, la batimetria sembra passare dal piano circalitorale inferiore al circalitorale superiore nell'ambito dello sviluppo verticale della sequenza dal livello A al C. Questo è giustificato dal calo dei generi sciafili (*Sporolithon*) e profondi (*Lithothamnion*) in mari caldi, concomitante ad un aumento dei generi eliofili (*Lithophyllum* e *Leptolithophyllum*).

Nel livello D un nuovo aumento di *Sporolithon* e *Lithothamnion* consente di ipotizzare che le rodoliti si fossero formate a maggiori profondità.

La morfologia dei talli algali è intumescente o crostoso-intumescente (soprattutto nei livelli A e D); meno frequenti sono le forme tipicamente laminari, che abbondano invece in VSB. Anche in questa sezione sembra possibile individuare una variazione dell'idrodinamismo nell'ambiente di formazione delle rodoliti dei singoli livelli: in particolare quelle del livello B risulterebbero caratterizzate da un maggiore idro-

dinamismo rispetto alle altre, in quanto caratterizzate da un maggior numero di forme laminari. Basso regime idrodinamico sembra chiaramente evidenziato dalle rodoliti del livello D; soltanto qui, infatti, troviamo la dominanza della morfologia di crescita colonnare a rami laschi.

CONSIDERAZIONI PALEOECOLOGICHE SULLE ASSOCIAZIONI FAUNISTICHE

Le associazioni faunistiche dei livelli a rodoliti sono piuttosto omogenee e costituite prevalentemente da Bivalvi, Serpulidi, Ostacodi, Briozoi, Echinidi, Tettularidi, Lepidocycline (*Nephrolepidina* ed *Eulepidina*) ed *Amphistegina*; a questo stock sempre presente si associano di volta in volta Balanidi, Foraminiferi planctonici e Foraminiferi bentonici (tra i quali ricorrono frequentemente *Sphaerogypsina*, *Miogypsina*, *Operculina*, *Elphidium*, Rotalidi, Anomalinidi, Nodosaridi, Acervulinidi e Victoriellidi). Questi fossili sono stati osservati sia nella matrice che all'interno delle rodoliti.

La presenza di Lepidocycline, *Amphistegina*, *Miogypsina* ed *Operculina* suggerisce un ambiente di acque calde a salinità oceanica normale (in accordo con Chaproniere, 1975; Murray, 1991). La diffusione di taxa simbiotici con alghe unicellulari (*Elphidium*, *Amphistegina*, *Operculina* e probabilmente anche le Lepidocycline e le Miogypsine (Chaproniere, 1975; Murray, 1991) restringono alla zona fotica la possibile profondità dell'ambiente di vita, che potrebbe essere considerato non più profondo di 50 m, stando alle indicazioni fornite per *Elphidium* da Murray (1991). Considerando i dati riportati da Chaproniere (1975) per *Nephrolepidina* si potrebbe ipotizzare una profondità di circa 12 m; così facendo si imporrebbe però di considerare larga parte delle faune a Foraminiferi bentonici come risedimentate dopo lungo trasporto. A nostro avviso risulta più credibile considerare le sole *Nephrolepidine* come risedimentate e quindi collocare l'ambiente di vita di queste associazioni nella zona eufotica, ad una profondità di 30-50 m, comunque non più profonda del limite inferiore della zona eufotica. In questa situazione potrebbero trovare ambiente adatto alla proliferazione anche le nostre *Nephrolepidine* qualora si fosse trattato di forme epizoiche od epifitiche (in accordo con Chaproniere, 1975), fatto del quale non abbiamo però alcuna evidenza.

I Balanidi, diffusi soprattutto nei livelli a rodoliti di VSB, occupano una posizione importante nell'associazione faunistica osservata. Kamp *et al.* (1988) segnalano abbondanti Balani in ambienti superficiali, caratterizzati da alti livelli di energia e da forti correnti. Il loro massiccio ritrovamento indica che formavano densi aggregati sulle rodoliti, entrando quindi in competizione con le Rhodophyceae calcaree, o che andavano a costituire veri e propri macroidi (dei quali non abbiamo però alcuna traccia); in entrambi i casi erano dunque soggetti a periodico rotolamento sul fondo. Hottinger (1983) ipotizza che la genesi di macroidi di Balanidi sia controllata da

un complesso interagire di fattori sia biotici sia abiotici e segnala la loro presenza fino a profondità di 45 m. Trattandosi di batimetriche inusuali per i Balanidi, l'Autore ipotizza che forti movimenti verticali della colonna d'acqua possano essere responsabili del loro adattamento ad ambienti altrimenti a loro preclusi. I Balanidi sono decisamente frequenti in VSB, mentre in TV sono generalmente assenti e solo pochissimi campioni ne contengono abbondanti resti. Questa differenza potrebbe essere causata dal diverso idrodinamismo dei due settori di formazione delle rodoliti, come già dedotto dalle diverse morfologie di crescita delle alghe.

In entrambe le sezioni studiate si osserva un cambiamento litologico e paleontologico al passaggio tra i lags a Molluschi (D.TV e E.VSB) ed i soprastanti livelli E.TV e F.VSB, costituiti in prevalenza da arenarie fini, silt e marne. La diminuzione di granulometria che si riscontra nella parte alta di entrambe le sequenze implica un approfondimento del bacino di sedimentazione.

Le associazioni faunistiche sono chiaramente dominate dai Foraminiferi planctonici, ai quali si associano, in posizione subordinata, sia Foraminiferi bentonici sia Briozoi. Nella sezione VSB il plancton passa dall'80% degli individui (nel livello F.VSB) al 95% (al top del livello G). Molto comuni sono infatti *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides* e *Globoquadrina*, normalmente di piccole e medie dimensioni. A confermare l'ambiente di mare aperto si sottolinea l'assenza di specie ad habitat litorale e sublitorale come Miliolidi, Discorbidi, Elphididi. La presenza di *Karreriella*, *Lenticulina* ed *Uvigerina* suggerisce un ambiente a batimetria compresa fra la piattaforma esterna ed il circalitorale profondo (in accordo con Murray, 1991). Inoltre, la buona diffusione delle specie *Anomalinoides flinti*, *Brizalina arta*, *Cibicoides pseudoungarianus*, *Dentalina leguminiformis*, *Karreriella gaudryoides*, *Lenticulina calcar*, *Lenticulina cultrata*, *Lenticulina inornata*, *Lenticulina rotulata*, *Lenticulina vortex*, *Planulina renzi*, *Stilostomella adolphina*, *Stilostomella nuttallii*, *Stilostomella verneuli*, *Uvigerina auberiana*, *Uvigerina barbatula*, *Uvigerina longistriata*, *Uvigerina schwageri*, *Vaginulina legumen*, *Vulvulina pennatula* indica un ambiente deposizionale compreso tra la piattaforma esterna (100-200 m) e la parte superiore della zona batiale (200-600 m) come segnalato da Bonci *et al.* (1990) o comunque di un «intervallo batimetrico esterno alla piattaforma» (in accordo con Falletti, 1994).

Un'ulteriore conferma è data dalla presenza di *Batopora* tra i Briozoi osservati nella fauna del campione G.VSB 2; secondo Schuttenhelm (1976), infatti, questa specie è indicativa di mare profondo.

EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE

Dalla sintesi dei dati paleoecologici desunti sia dalle associazioni algali, sia dalle faune, sia dai caratteri litologici e petrografici, possiamo dedurre che la piattaforma sulla quale si sono formate le rodoliti,

presentava caratteri che permettono di omologarla alla lithofacies di tipo «rhodalgale», proposta da Carannante *et al.* (1988) come definizione più dettagliata della lithofacies foramol di Lees e Buller (1972) e Lees (1975). Carannante *et al.* (1988) ipotizzano infatti che tale associazione possa svilupparsi anche su piattaforme di clima intertropicale (qui confermato dal tipo di alghe e dalla fauna) in presenza di particolari condizioni ambientali che impediscono la formazione e lo sviluppo della più tipica associazione «chlorozoan», come ad esempio la presenza di intensi fenomeni di upwelling. Tale fenomeno, da noi in seguito considerato per l'ipotesi di fosfatizzazione in ambiente di risedimentazione, doveva essere presente nella zona di piattaforma più interna, tanto da caratterizzarla come «rhodalgale». Nelle nostre ipotesi, però, le variazioni termiche dei fenomeni di upwelling nella zona prossimale della piattaforma non dovevano essere molto intense in quanto si ha la grande proliferazione del genere *Sporolithon*, tipicamente tropicale.

L'osservazione su larga scala delle due sequenze esaminate (VSB e TV) consente, con buona approssimazione, un confronto e una correlazione degli eventi sedimentari che hanno interessato l'area.

Le osservazioni relative alla descrizione delle sezioni ed alle considerazioni paleoecologiche consentono di ipotizzare l'esistenza di una piattaforma caratterizzata da settori differenziati: alcuni settori avevano una maggiore produttività di rodoliti, altri di glauconite, altri di Molluschi; la mobilitazione progressiva dei sedimenti della piattaforma sarebbe così testimoniata dalle differenti sequenze in cui i materiali già depositatisi in piattaforma appaiono risedimentati.

Inizialmente viene mobilitata la parte più distale della piattaforma i cui settori a rodoliti contengono alghe indicatrici di una marcata batimetria. Questo evento è comune ad entrambe le sequenze, fatta eccezione per le differenze locali sopra esposte.

Successivamente vengono mobilitati e risedimentati settori di piattaforma a rodoliti e glauconite; l'associazione algale osservata indica che le rodoliti provengono da zone più superficiali rispetto alle precedenti, testimoniando così la progressiva mobilitazione di settori più interni della piattaforma.

La maggiore abbondanza di granuli di glauconite sia nella matrice sia tra le alghe stesse, osservata nei livelli più alti a rodoliti rispetto a quelli basali in entrambe le sequenze, sembra confermare l'evento appena ipotizzato.

I settori di piattaforma interessati dalle prime fasi di mobilitazione sono ben confrontabili soprattutto dal punto di vista batimetrico, come sembrano indicare le flore algali, ma si differenziano per altri fattori (maggiore contenuto di glauconite nella parte di piattaforma che troviamo risedimentata in TV; elevato idrodinamismo nel settore in cui si sono accresciute le rodoliti di VSB).

In un successivo momento di instabilità, contemporaneo alla deposizione del lag a Molluschi, vengono rimobilizzati i sedimenti di settori diversi della piattaforma, fattore questo che va a differenziare ancor

più nettamente i sedimenti presenti nelle due successioni indagate.

Il lag a Molluschi osservabile in TV è fortemente arricchito in glauconite e fosfati; la presenza di piccole rodoliti anch'esse fosfatizzate e di ciottoli del Calcarea di Casale (a volte fosfatizzati), testimoniano la rielaborazione di un settore della piattaforma in cui abbondavano Molluschi, noduli algali e litoclasti poco elaborati, derivanti dallo smantellamento di porzioni di substrato (Calcarea di Casale) probabilmente messo a nudo dall'attività tettonica. Queste zone dovevano trovarsi in un ambiente abbastanza profondo e a bassi livelli idrodinamici, come risulta dall'analisi della associazione algale e delle morfologie di crescita dei talli.

Il lag a Molluschi osservabile in VSB, sebbene correlabile a quello di TV, testimonia invece la rielaborazione di una parte di piattaforma con abbondanti Molluschi e ciottoli del Calcarea di Casale, ma priva di rodoliti. Si deve notare, inoltre che in questo orizzonte risultano scarsi i fenomeni di fosfatizzazione. I processi di fosfatizzazione, che interessano diversi livelli delle due sezioni, sembrano essere intervenuti in tempi successivi alla deposizione dei sedimenti ed essere imputabili a fenomeni di upwelling (in accordo con Falletti, 1994).

Il materiale di TV potrebbe essersi risedimentato in una zona molto prossima al ciglio della scarpata, in grado quindi di risentire fortemente delle correnti di upwelling, responsabili di un locale arricchimento in fosfati e quindi della fosfatizzazione in fase diagenetica; in questi sedimenti, infatti, il carbonato di calcio sarebbe stato progressivamente sostituito dal fosfato di calcio (in accordo con Carannante, 1982). La scarsità di fenomeni di fosfatizzazione in VSB indica che il materiale si è depositato in una zona del bacino meno interessata dalle correnti di upwelling rispetto al caso precedente, quindi forse più protetta.

In entrambe le situazioni, comunque, il discreto grado di compattazione dei gusci di Molluschi implica l'esistenza di un elevato regime idrodinamico, tale da impedire la deposizione della frazione fine.

Successivamente la sedimentazione di VSB continua gradualmente con la deposizione delle calcareniti fini, progressivamente meno ricche di glauconite, e poi delle calcisiltiti e delle marne; si tratta di una deposizione tranquilla in ambiente pelagico, che ha luogo durante il Langhiano.

Contemporaneamente in TV si ha uno hiatus, testimoniato dalla ridotta potenza dei sedimenti riferibili al Langhiano, probabilmente dovuto al perdurare di fenomeni di mobilitazione ed allontanamento dei sedimenti stessi.

Un evento tettonico al top del Langhiano ha provocato un ulteriore approfondimento del bacino di sedimentazione e la deposizione di marne nelle quali risultano inglobati brandelli di peliti più vecchie (presumibilmente le marne del Miocene inferiore che affiorano alla base della sezione di VSB). La brusca inclinazione della piattaforma avrebbe scaricato infatti anche le parti più prossimali e più vecchie dei suoi costituenti.

Infine si assiste alla deposizione di sedimenti di facies profonda di mare aperto (marne al top della sequenza) riferibili al Serravalliano.

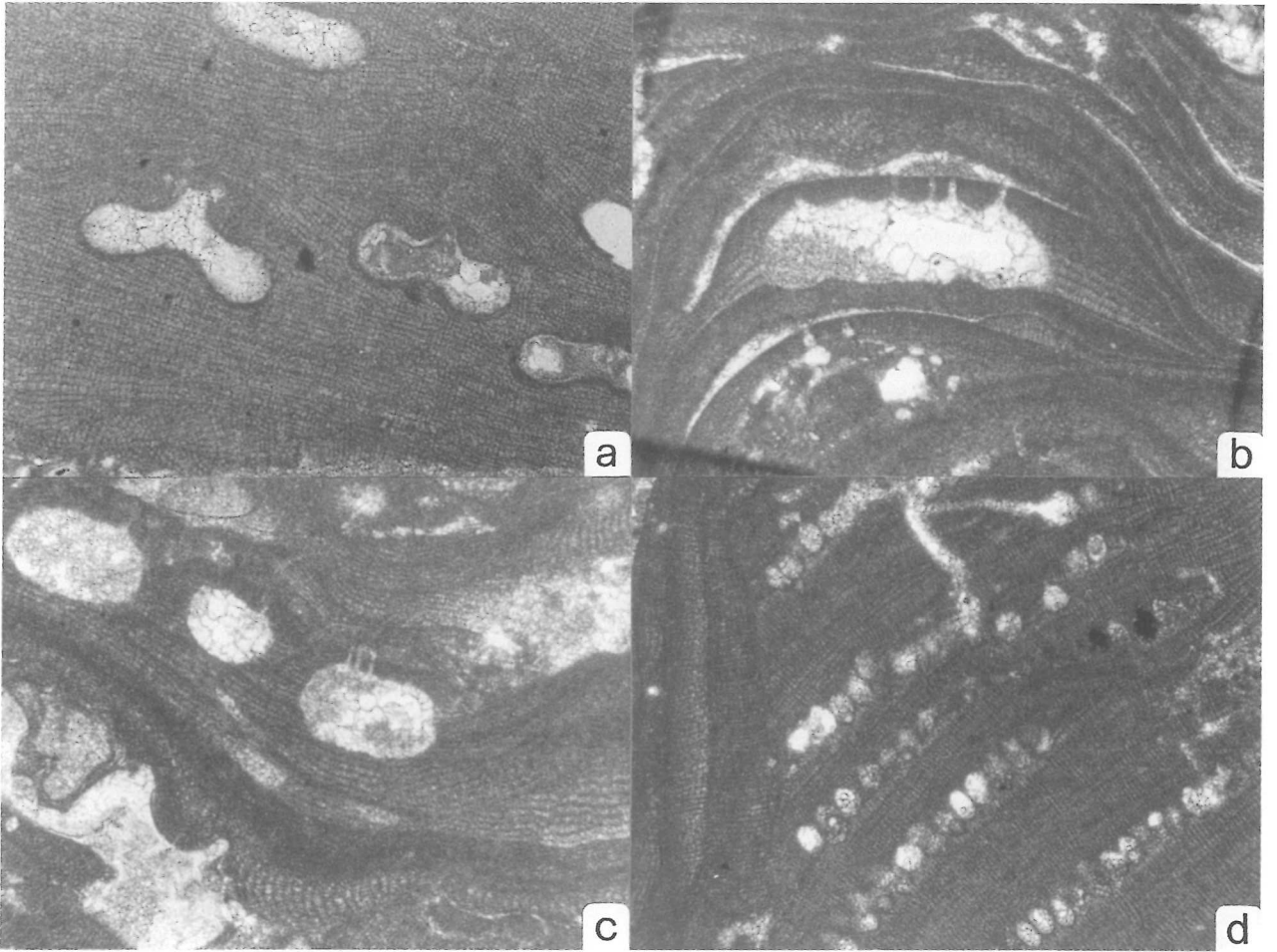
RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano la Prof. A. Mancinelli (Camerino) per la accurata revisione critica del manoscritto e per gli utili suggerimenti forniti.

BIBLIOGRAFIA

- Adey, W.H., and McKibbin, D., 1970. Studies on maërl species *Phymatolithon calcareum* (Pallas) nov. comb. and *Lithothamnion corallioides* Crouan in the Ria de Vigo. *Botanica Marina*, 13: 100-106.
- Airoldi, M., 1932. Contributo allo studio delle corallinacee del Terziario italiano. 1°. Le Corallinacee dell'Oligocene ligure-piemontese. *Palaeontographia ital.*, Mem. Paleont., 33: 55-83.
- Bicchi, E., Ferrero, E., Novaretti, A., Pirini, C., and Valleri, G., 1994. Biostratigrafia della successione oligo-miocenica della Collina di Torino e del Monferrato. *Atti ticin. Sci. Terra, Ser. spec.*, 1, 215-225.
- Biella, G., Clari, P., De Franco, R., Gelati, R., Ghibauda, G., Gnaccolini, M., Lanza, R., Polino, R., Ricci, B., and Rossi, B., 1992. Geometrie crosali al nodo Alpi/Appennino: conseguenze sull'evoluzione cinematica dei bacini neogenici. Riassunti 76° Congresso Soc. geol. ital., 192-195.
- Bonci, C. Clari, P., Ferrero, E., Ghibauda, G., Pirini, C., Ricci, B., Valleri, G., and Violanti, D., 1990. The Diatomites of Marmorito (Western Monferrato, Northern Italy). *Mem. Sci. geol. Padova*: 42, 189-225.
- Bonsignore, G., Bortolami, G., Elter, G., Montrasio, A., Petrucci, F., Ragni, U., Sacchi, R., Sturani, C., and Zanella, E., 1969. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 56 e 57 Torino-Vercelli. 96 pp., Poligrafica & Cartevalori, Ercolano.
- Braga, J.C., Bosence, D.W.J., and Steneck, R.S., 1993. New anatomical characters in fossil coralline algae and their taxonomic implications. *Palaeontology*, 36 (3): 535-547.
- Capeder, G., 1900. Contribuzione allo studio dei Lithothamnion Terziari. *Malpighia*, 14: 1-11.
- Carannante, G., 1982. Modello deposizionale e diagenetico di un livello fosfatico nel Miocene Carbonatico dell'Appennino Campano. *Rend. Soc. geol. ital.*, 5: 15-20.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D., and Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitation. *Sediment. Geol.*, 60: 333-346.
- Chaproniere, G.C.H., 1975. Palaeoecology of Oligo-Miocene larger Foraminifera, Australia. *Alcheringa*, 1: 37-58.
- Clari, P., Dela Pierre, F., Novaretti, A., and Timpanelli, M., 1994. La successione oligo-miocenica del Monferrato occidentale: confronti e relazioni con il Monferrato orientale e la Collina di Torino. *Atti ticin. Sci. Terra, Ser. spec.*, 1: 191-203.
- Clari, P., Proto Decima, F., Ricci, B., and Sampò, M., 1987. Facies di piattaforma nell'Oligocene medio del Monferrato. *Boll. Soc. paleont. ital.*, 26: 109-118.
- Conti, S., 1943. Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario italiano. 2. Corallinacee del Miocene ligure-piemontese. *Palaeontographia ital.*, Mem. Paleont., 41: 37-61.
- Drooger, C.W., and Socin, C., 1959. Miocene Foraminifera from Rosignano, Northern Italy. *Micropaleontology*, 5 (4): 415-426.
- Drooger, C.W., and Laagland, H., 1986. Larger foraminiferal zonation of the European-Mediterranean Oligocene. *Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch. Ser. B*, 89 (2): 135-148.
- Elter, G., 1960. Osservazioni preliminari sull'età dei terreni pre-oligocenici del Monferrato. *Atti Accad. naz. Lincei, Rend. (Cl. Sci. fis. mat. nat.)*, 29: 573-578.
- Falletti, P., 1994. Caratteri stratigrafici della successione oligo-miocenica nel settore orientale del Monferrato. *Atti ticin. Sci. Terra, Ser. spec.*, 1: 269-282.

- Falletti, P., Gelati, R., and Rogledi, S., 1995. Oligo-Miocene evolution of Monferrato and Langhe, related to deep structures. In: R. Polino, and R. Sacchi (Eds.), *Atti del Convegno Rapporti Alpi-Appennino e Guida alle Escursioni*. Accad. naz. Sci., Scritti e Documenti, 14: 1-20.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. 633 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- Foslie, M., 1909. *Algologiske notiser VI*. Det. Kgl. Norske Vid. Sels. Skr., 2: 1-63.
- Fravega, P., Piazza, M., and Vannucci, G., 1989. Archaeolithothamnium Rothpletz indicatore ecologico-stratigrafico?. In: I. Di Geronimo (Ed.), *Atti III Simposio Ecologia e Paleocologia delle Comunità Bentoniche*. Tipografia Univ. Catania, 729-743.
- Fravega, P., Piazza, M., and Vannucci, G., 1992. Three new species of coralline algae (genera Lithothamnion and Lithophyllum) from the Tertiary Piedmont Basin. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 98 (4): 453-466.
- Fravega, P., and Vannucci, G., 1980. Segnalazione di una nuova specie di Lithophyllum: Lp. sassellense n.sp. nel «Rupeliano superiore» di Sassello (Bacino Ligure-Piemontese). *Quad. Ist. Geol. Univ. Genova*, 1 (3): 31-37.
- Hillier, S., 1995. Erosion, Sedimentation and Sedimentary Origin of Clays. In: B. Velde (Ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag, Berlin, 162-219.
- Hottinger, L., 1983. Neritic macroid genesis, an ecological approach. In: T.M. Peryt (Ed.), *Coated grains*. Springer-Verlag, Berlin, 38-55.
- Johnson, J.H., 1957. Geology of Saipan, Mariana Islands. *Calcareous Algae*. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 280-E: 209-243.
- Johnson, J.H., 1964a. Eocene Algae from Ishigaki-Shima, Ryukyu-Retto. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 399-C: 1-13.
- Johnson, J.H., 1964b. Fossil and Recent Calcareous Algae from Guam. Prof. Pap. U.S. geol. Surv., 403-G: 1-40.
- Kamp, P.J.J., Harmsen, F.J., Campbell, S.N., and Boyle, S.F., 1988. Barnacle-dominated limestone with giant cross-beds in a non tropical, tide-swept, Pliocene forearc seaway, Hawke's Bay, New Zealand. *Sediment. Geol.*, 60: 173-195.
- Lees, A., 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geol.*, 19: 159-198.
- Lees, A., and Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geol.*, 13: 1767-1773.
- Lemoine, M. (Mme P.), 1918. Contribution à l'étude des Corallinacées fossiles. III-Corallinacées fossiles de la Martinique. *Bull. Soc. géol. France*, Sér. 4, 17: 256-279.
- Lemoine, M. (Mme P.), 1923. Etude de quelques Nullipora de Millet et de Michelin. *C.R. Congr. Soc. sav.*, 179-185.
- Lemoine, M. (Mme P.), 1927. Sur quelques Algues calcaires du Nummulitique de la Haute-Savoie. *Bull. Mus. natl. Hist. nat. Paris*, 33: 545-551.
- Lemoine, M. (Mme P.), 1939. Les Algues Calcaires Fossiles de l'Algérie. *Matér. Carte géol. Algérie*, Sér. 1 Paléont., 9: 5-116.
- McRae, S.G., 1972. Glauconite. *Earth Sci. Rev.*, 8: 397-440.
- Maslov, V.P., 1962. Iscopaiemie bagrianie vodorosli SSSR i ic svias s faziami [Fossil red algae of the USSR and their relation to facies]. *Trudy geol. Inst.*, 53: 1-222 (In russian).
- Mastrolilli, V.I., 1968. Nuovo contributo allo studio delle Corallinacee dell'Oligocene Ligure - Piemontese: i reperti della tavoletta Ponzone. *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, 5 (2): 153-406.
- Mastrolilli, V.I., 1973. Flore fossili a Corallinacee di alcune località venete tra i Berici e l'Altopiano di Asiago. *Atti Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia. nat. Milano*, 114 (3): 209-292.
- Miletto, M., and Polino, R., 1992. A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (Northwestern Italy). *Tectonophysics*, 212: 243-456.
- Montrasio, A., Premoli Silva, I., and Ragni, U., 1968. Osservazioni geologico-stratigrafiche sulla regione compresa tra Casale Monferrato, Vignale, Alfiano Natta e Gabiano. *Boll. Soc. geol. ital.*, 87: 581-609.
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*. 412 pp., Longman Higher Education & Paleont. Ass., Harlow.
- Novaretti, A., Bicchì, E., Condello, A., Ferrero, E., Maia, F., Tonon, M., and Torta, D., 1995. La successione oligo-miocenica del Monferrato: sintesi dei dati biostratigrafici. In: R. Polino, and R. Sacchi (Eds.), *Atti del Convegno Rapporti Alpi-Appennino e Guida alle Escursioni*. Accad. naz. Sci., Scritti e Documenti, 14: 39-59.
- Odin, G.S., and Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28: 611-641.
- Orszag-Sperber, F., Poignant, A.F., and Poisson, A., 1977. Paleogeographic significance of rhodolites: some examples from the Miocene of France and Turkey. In: E. Flügel (Ed.), *Fossil Algae*. Springer-Verlag, Berlin, 286-294.
- Pérès, J.M., and Picard, J., 1964. Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Rec. Travaux Stat. Marine Endoume*, 31 (37): 1-137.
- Pfender, J., 1926. Sur les organismes du Nummulitique de la colline de S. Salvador, près Camarasa (Prov. de Lerida, Catalogne). *Bol. (r.) Soc. españ. Hist. nat.*, 26: 325-330.
- Piana, F., and Polino, R., 1994. La zona compressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente della Collina di Torino e del Monferrato durante il Terziario. *Atti ticin. Sci. Terra, Ser. spec.*, 1: 167-180.
- Piazza, M., 1989. Evoluzione dell'evento trasgressivo, tardo oligocenico, in alcuni settori del Gruppo di Voltri. Nuovi dati per una ricostruzione paleogeografico-ambientale del margine meridionale del Bacino Terziario del Piemonte. 229 pp., E.R.S.U., Genova.
- Polino, R., Clari, P., Crispini, L., d'Atri, A., Dela Pierre, F., Novaretti, A., Piana, F., Ruffini, R., and Timpanelli, M., 1995. Relazioni tra zone di taglio crostali e bacini sedimentari: l'esempio della giunzione alpino-appenninica durante il terziario. Guida all'escursione in Monferrato e nella Zona Sestri-Voltaggio. In: R. Polino, and R. Sacchi (Eds.), *Atti del Convegno Rapporti Alpi-Appennino e Guida alle Escursioni*. Accad. naz. Sci., Scritti e Documenti, 14: 531-593.
- Polino, R., Gelati, R., Rossi, P.M., Biella, G., and De Franco, R., 1992. Crustal structures beneath the southern Piemonte (North-Western Italy): consequences on kinematic of the Alps/Apeninnes boundary. *Géol. alp., Sér. spéc., Colloques et excursions*, 1: 74-75.
- Raineri, R., 1924. Alghe fossili mioceniche di Cirenaica. *La Nuova Notarisa*, 35: 28-46.
- Rothpletz, A., 1891. Fossilien Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 43: 295-322.
- Schuttenhelm, R.T.E., 1976. History and modes of Miocene carbonate deposition in the interior of the Piedmont basin, NW Italy. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, 14: 1-207.
- Simone, L., and Carannante, G., 1985. Evolution of a Miocene carbonate open shelf from inception to drowning: the case of the Southern Apennines. *Rend. Accad. Sci. fis. mat. Napoli, Ser. 4*, 52 (2): 1-43.
- Sturani, C., 1973. Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi Occidentali. *Atti Accad. naz. Lincei, Quad.*, 183: 119-142.



Tav. 1 - a: *Spongites albanensis* (Lemoine) Braga, Bosence e Steneck, 80x, liv. B di TV; b: *Lithothamnion crispithallus* Johnson, 80x, liv. C di VSB; c: *Mesophyllum roveretoi* Conti, 80x, liv. D di VSB; d: *Sporolithon oulianovii* Pfender, 80x, liv. C di VSB.