

Università degli Studi della Calabria



Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Dottorato di Ricerca in
SCIENZE DELLA TERRA
Ciclo XXI°
Settore scientifico disciplinare GEO 01/GEO 02

Tesi di Dottorato

“Evoluzione stratigrafica, analisi delle biofacies e storia diagenetica di depositi Tortoniani - Messiniani: ricostruzione dell'architettura deposizionale dell'area di Monte Poro (Vibo Valentia, Calabria meridionale)”

Dr. Pierparide Gramigna

Relatore

Prof. Franco Russo

Prof. Claudio Neri

Correlatore

Dr. Davide Bassi

Coordinatore

Prof. Franco Russo

Triennio2005/2008

INDICE

SOMMARIO

1. INTRODUZIONE

1.1 Paleogeografia del bacino Mediterraneo nel Miocene Sup.	pag. 1
1.2 Architettura deposizionale del Bacino Mediterraneo	pag. 2
1.3 Ciclicità nella deposizione carbonatica miocenica	pag. 10

2. LE PIATTAFORME CARBONATICHE MIOCENICHE E LA SEDIMENTAZIONE TERRIGENA

2.1 Le biocostruzioni carbonatiche nel Miocene sup. del Mediterraneo	pag. 14
2.2 Le rampe carbonatiche	pag. 23
2.3 Esempi italiani di piattaforme carbonatiche mioceniche	pag. 28
2.4 I fattori ambientali di controllo sulle associazioni biotiche	pag. 32

3. IL MIOCENE IN CALABRIA pag. 41

3.1 Inquadramento geografico	pag. 43
3.2 Inquadramento geologico-stratigrafico	pag. 43

4. METODOLOGIE pag. 50

5. STRATIGRAFIA DELL'AREA DI M.TE PORO

5.1 Descrizione delle successioni studiate	pag. 51
Briatico (Sezione BR "La Rocchetta")	pag. 55
Briatico (Sezione SL San Leo)	pag. 58
Caria (Sezione CA)	pag. 61
Cessaniti (Sezione CE)	pag. 67
Piscopio (Sezione PI)	pag. 73
Vena Superiore (Sezione VS)	pag. 82
Vibo Valentia (Sezione VV)	pag. 86
Zungri (Sezione ZU)	pag. 88
Pizzo (Sezione PG Piedigrotta)	pag. 91
Pizzo (Sezione PZ "Forte della Monacella)	pag. 94
Capo Vaticano (Sezione CV)	pag. 98
Santa Domanica di Ricadi (Sezione SD, Baia di Riace, N-S)	pag.103
Santa Domanica di Ricadi (Sezione SD, Baia di Riace, NNE-SSW)	pag.108
Santa Domanica di Ricadi (Marco Polo)	pag.118
Osservazioni generali nell'area di studio (Tropea)	pag.123

6. LE UNITA' STRATIGRAFICO-DEPOSIZIONALI: ANALISI DI FACIES ED INTERPRETAZIONI PALEOAMBIENTALI

6.1 Substrato	pag.129
6.2 Depositi silicoclastici	pag.130
6.3 Depositi carbonatici	pag.141
6.4 Le unità stratigrafico-deposizionali dell'area di M.te Poro	pag.153
7. MICROFACIES DELL'UNITÀ CARBONATICA	pag.157
<i>Framestones/boundstones</i> a coralli	pag.158
<i>Rudstones</i> a rodoliti in <i>wackestone</i> a bioclasti	pag.159
<i>Rudstone</i> a frammenti di alghe in <i>wackestone</i> a bioclasti	pag.159
<i>Rudstone</i> a briozoa in <i>wackestone</i> a bioclasti	pag.160
<i>Wackestone/mudstone</i> a foraminiferi planctonici	pag.163
<i>Floatstone /Wackestone</i> a foraminiferi bentonici	pag.163
7.1 Interpretazione dei risultati relativi alle biofacies	pag.164
8. ASPETTI QUANTITATIVI NELL'ANALISI DELLE FACIES	
8.1 Analisi statistica delle componenti scheletriche (<i>cluster analysis</i>)	pag.169
8.2 Distribuzione areale delle facies e paleoambienti	pag.175
8.3 Morfometria degli accumuli a rodoliti nelle "Sabbie gialle ad <i>Heterostegina</i> "	pag.180
9. ANALISI TASSONOMICA E PALEOECOLOGIA DELLE ASSOCIAZIONI BENTONICHE	
9.1 Foraminiferi bentonici	pag.194
9.2 Alghe rosse non genicolate	pag.207
10. I PRINCIPALI EVENTI DIAGENETICI DELL'AREA DI M.TE PORO	
10.1 Introduzione	pag.219
10.2 Gli ambienti diagenetici	pag.220
10.3 I principali eventi diagenetici	pag.222
CONCLUSIONI E DISCUSSIONE DEI DATI	pag.227
BIBLIOGRAFIA	pag.232
ALLEGATI (analisi quantitative)	

Summary

In this study the deposition conditions and stratigraphic architecture of Neogene (Tortonian p.p. – Messinian) deposits of M.te Poro area (Southern Calabria, Italy) were analysed. The succession is characterized by mixed siliciclastic-carbonates deposits, wich are mainly controlled by high order sea level fluctuations.

Four informal units have been recognized:

- paralic unit (lagoonal and/or flood tidal delta);*
- poorly cemented sandstone unit “arenarie a Clypeaster” interpetable as lower shore-face to inner ramp deposits;*
- yellow clayey sandstone unit know as “arenarie ad Heterostegina”, typical deposits of carbonate ramps (from inner to outer ramp);*
- hemipelagic marl unit (“Marne ad Orbulina”) registering the flooding of the ramp.*

The microfacies observation of carbonate unit and the quantitative analyses of the main components permitted to confirm the ramp subdivion in three sectors and to obtain a more complete stratigraphic framework.

A systematic study of benthic microfauna association (foraminifera and red algae) has been carried out to roughly reconstruct the paleobathymetric and paleoclimatic conditions.

The study of diagenetic events of the system put in evidence the prevalence of distructive phenomena, as the dissolution of metastable carbonate phases, and the absence of marine cements which syensedimentary lithify the carbonate body. The depositional profile of the study ramp (gently dipping strata package, little evident aggradational geometries) could mainly depend by diagenetic phenomena and not by sediment granulometry.

Sommario

Nel presente studio vengono affrontate tematiche riguardanti le condizioni di deposizione e l'architettura deposizionale di successioni miste (silicoclastico – carbonatiche), la cui sedimentazione risulta prevalentemente controllata da fluttuazioni eustatiche ad alta frequenza.

La successione stratigrafica presa in considerazione, che riguarda terreni affioranti nell'area di M.te Poro (Vibo Valentia, Calabria meridionale), copre l'intervallo temporale Tortoniano sup-Messiniano ed è suddivisibile in 4 unità litostratigrafiche informali:

- unità paralica (lagunari e deltizie);
- unità silicoclastico - arenacea di *shoreface* inferiore – rampa interna (“Arenarie a *Clypeaster*”);
- unità di rampa carbonatica (settore compreso tra la rampa interna e quella esterna) conosciuta come “Arenarie gialle ad *Heterostegina*”;
- unità marnosa (“Marne ad *Orbulina*”) che registra l'annegamento della rampa.

Lo studio delle microfacies dell'unità carbonatica e l'analisi quantitativa delle principali componenti ha permesso di confermare la suddivisione della rampa nei tre settori principali e di ottenere un quadro stratigrafico di maggiore dettaglio.

Lo studio di associazioni bentoniche (foraminiferi ed alghe rosse), frequenti in questi depositi, ha permesso di valutare, con un discreto grado di approssimazione, le principali condizioni paleobatimetriche e paleoclimatiche. L'ambiente deposizionale di questi corpi sedimentari era caratterizzato da un mare temperato freddo e poco profondo.

L'analisi degli eventi diagenetici ha messo in evidenza la prevalenza di fenomeni distruttivi, come la dissoluzione delle fasi carbonatiche meno stabili, e l'assenza di cementi marini che rendano i sedimenti coerenti subito dopo la loro deposizione. Il profilo deposizionale della rampa carbonatica studiata (gruppi di strati a debole pendenza, geometrie aggradanti poco evidenti) dipenderebbe quindi principalmente dai fenomeni diagenetici e non dalla granulometria dei sedimenti.

1. INTRODUZIONE

1.1 Paleogeografia del bacino mediterraneo durante il Miocene sup.

L'intervallo Miocene sup. – Pliocene inf. è caratterizzato, nel bacino del Mediterraneo, da fenomeni trasgressivo-regressivi a larga scala. Questa lunga fase orogenetica ha rimodellato la paleogeografia dell'intera area.

In particolare, nel Tortoniano sup., gli eventi tettonici hanno comportato la parziale o totale chiusura del Corridoio Betico (7.5 – 7.6 m.a.) e la successiva riduzione del Corridoio Rifeano (7.1 -7.3 m.a.). Ciò ha prodotto un'importante variazione nella circolazione marina, da antiestuarina ad eustarina. Le condizioni ambientali iniziarono a deteriorarsi, le associazioni bentoniche si ridussero drasticamente ed iniziò la deposizione evaporitica (Benson, 1976; Kouwenhoven, 1999; Agusti *et al.*, 2001). Tuttavia al limite Tortoniano sup. – Messiniano inf. erano ancora presenti associazioni planctoniche e bentoniche residue, che indicherebbero, almeno per le aree più aperte, ambienti di deposizione subtropicale ancora francamente marini (Benson, 1976). La diversità tassonomica delle associazioni a coralli scleractinidi era bassa (max 6 specie); le comunità di biocostruttori erano costituite solo da generi euribiondi, come i *Porites* e *Tarbellastrea*, che mostravano una notevole capacità di erigere, insieme ad alghe coralline, importanti complessi carbonatici (Esteban, 1996).

Il fattore limitante più evidente sembra essere stata la salinità delle acque.

Nel Messiniano inf. iniziarono a svilupparsi nei bacini periferici estese piattaforme carbonatiche, costituite, a seconda delle condizioni paleoecologiche e paleogeografiche, da vere e proprie biocostruzioni coralgali o da banchi o lenti biostromali (foraminiferi, molluschi, ecc.). (Saint-Martin & Rouchy, 1990). Tali corpi carbonatici, insieme a quelli immediatamente successivi costituiti da una successione di stromatoliti microbialitiche, si sono sviluppati prima dell'inizio della deposizione evaporitica nota con il nome di "Crisi di Salinità Messiniana".

Nei capitoli successivi saranno trattati in modo succinto le tipologie dei corpi carbonatici Tortoniano – Messiniani.

1.2 Architettura deposizionale dell'area del Bacino Mediterraneo

I depositi Tortoniano – Messiniano dell'area Mediterranea sono stati largamente studiati in quanto registrano le condizioni deposizionali che hanno preceduto la “Crisi di Salinità Messiniana”. Tali successioni sedimentarie sono costituite da evaporiti nelle aree bacinali profonde (Ryan *et al.*, 1973; Hsu 1977) e da carbonati di acque basse, incluso complessi recifali, nelle aree marginali del Mediterraneo (Esteban, 1979, 1996; Saint Martin 1990; Saint Martin & Rouchy 1990; Rouchy & Saint Martin 1992; Esteban *et al.*, 1996). Tali complessi carbonatici, sviluppati in contesti geodinamici e paleogeografici molto diversi (Fig. 1), costituiscono un importante strumento per le indagini paleoambientali in quanto evolvono sotto il diretto controllo biologico.

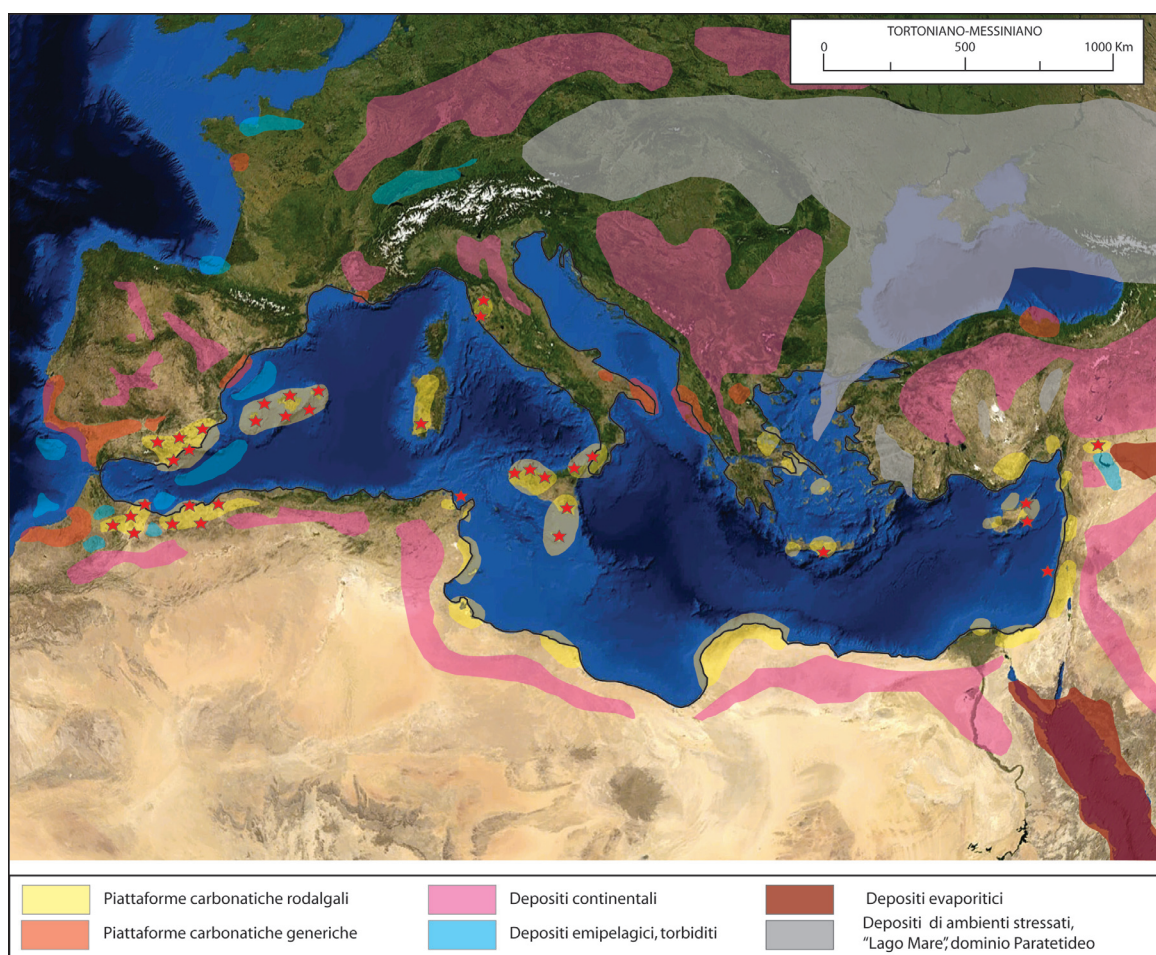


Fig. 1 - Paleogeografia dell'area mediterranea durante il limite Tortoniano - Messiniano. Le stelle rosse indicano i complessi recifali documentati (da Esteban *et al.*, 1996).

Essi registrano i numerosi eventi paleoambientali che precedettero la “Crisi di Salinità Messiniana” anche se sono difficilmente posizionali dal punto di vista cronostratigrafico.

I complessi carbonatici, nel loro insieme, possono essere considerati di età Tortoniano finale – Messiniano anche se ogni singola piattaforma è difficilmente soggetta a vincoli cronostratigrafici e impossibili sono le correlazioni tra i vari corpi carbonatici ed i bacini ad essi associati. Al fine di superare queste difficoltà si è tentato di effettuare datazioni magnetostratigrafiche e radiometriche in depositi affioranti nelle aree del Mediterraneo occidentale. In particolare, risultati interessanti sono stati forniti dal metodo radiometrico (Ar^{39}/Ar^{40}) applicato ai depositi vulcanici interdigitali con sedimenti da litorali a bacinali (Cunningham *et al.*, 1997; Franseen *et al.*, 1998; Roger *et al.*, 2000; Montgomery *et al.*, 2001; Munch *et al.*, 2001; Cornée *et al.*, 2002).

Si è riconosciuto che i complessi carbonatici si sono sviluppati nell'intervallo di tempo che va da circa 7.2 a 5.7 milioni di anni.

Le piattaforme Tortoniano sup. – Messiniano sono piuttosto differenziate sia dal punto di vista degli organismi costruttori sia da quello delle geometrie deposizionali.

Tuttavia tutti i corpi carbonatici, di questo intervallo di tempo, affioranti nell'area mediterranea possono essere suddivisi in tre unità litologiche (T1, T2 e T3) che sono separabili da due superfici di discontinuità stratigrafica a carattere regionale.

Le unità T1 e T2 sono state raggruppate in un primo ciclo deposizionale; l'unità T3 potrebbe rappresentare parte di un secondo ciclo deposizionale (Cornée *et al.*, 2004; Fig. 2 e 3)

Il Mediterraneo occidentale

Nell'area del Mediterraneo occidentale, le piattaforme carbonatiche studiate da Cornée *et al.* (2004) mostrano caratteristiche sequenziali simili. Esse sono costituite nella parte inferiore da complessi retrogradanti misti (silicoclastici e carbonatici) che evolvono, verso il bacino, a marne. Tali depositi trasgressivi poggiano su diversi tipi di substrato: metamorfico (Morocco, Algeria, Spagna), sedimentario (Morocco, Algeria, Spagna) e vulcanico (Spagna). Tali sedimenti basali si manifestano in lenti o strati ad *Heterostegina* o a molluschi e, subordinatamente, in patch reefs a coralli o *fringing reef* a *Porites-Tarbellastrea*.

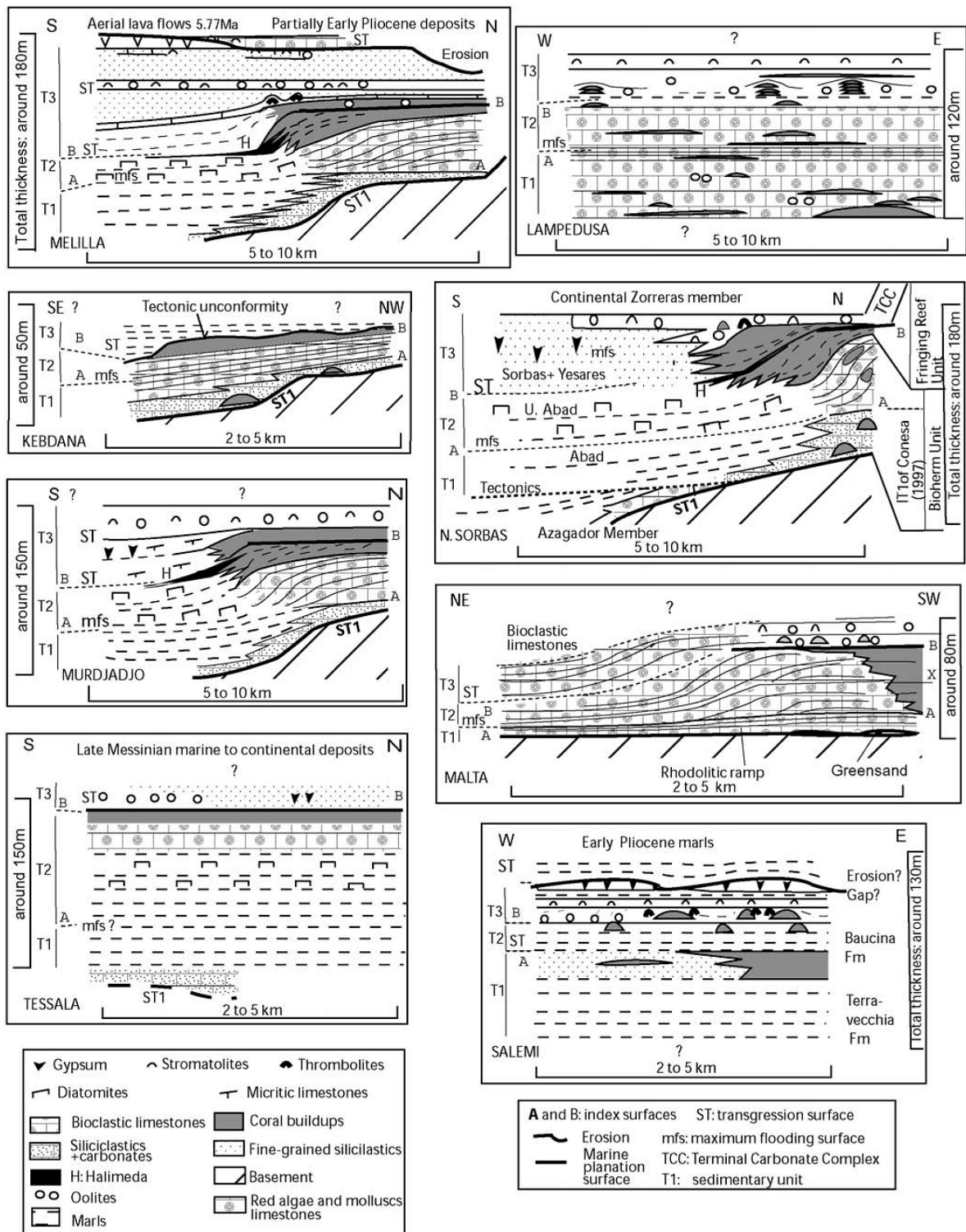


Fig. 2 – Schemi stratigrafici delle piattaforme carbonatiche cenozoiche affioranti nel bacino del Mediterraneo e studiate da Cornée *et al.* 2004.

Il limite tra il Membro di Azagador e la sovrastante unità T1 (parte inferiore dell'Unità Bioermale) è, in questo caso, di natura tettonica (Martin *et al.*, 1996). Il tetto di questa unità T1 è rappresentato da una superficie di *downlap* che corrisponde ad una superficie di Mfs (*Maximum flooding surface*).

Essa, che rappresenta il *top* dell'unità retrogradante, coincide, nelle aree di deposizione relativamente profonda, ai primi livelli diatomitici (Cornée *et al.*, 1996, 2002).

In quest'area l'assenza di depositi carbonatici è legata al sollevamento del basamento metamorfico che apportava sedimenti terrigeni nell'area litorale (Chennouf *et al.*, 1996).

La Mfs è seguita da depositi carbonatici (T2) organizzati in sub-unità; tale unità T2 mostra caratteristiche di carbonati progradanti. Nella maggior parte dei casi, le sub-unità progradanti inferiori sono bioclastiche e costituite, prevalentemente, da frammenti di alghe rosse e bivalvi. In alcune località l'unità T2 è costituita, nella sua parte inferiore, da biocostruzioni a coralli e locali *mound* ad *Halimeda* (Braga *et al.*, 1996, Cornée *et al.*, 2004).

Il top di questa unità è prevalentemente costituito da un complesso biocostruito progradante ed oligotipico, in cui il genere *Porites* predomina largamente tra i coralli (Riding *et al.*, 1991; Saint Martin *et al.*, 1997b).

Il top del complesso biocostruito T2 è caratterizzato da una superficie erosiva, spesso incrostata da alghe rosse (esempio di Tessala, vedi quadro stratigrafico), indicante una fluttuazione negativa del livello marino (Cornée *et al.* 1996, 2002, 2004).

Al di sopra di questa seconda superficie di discontinuità è osservabile un'unità T3 costituita da depositi trasgressivi carbonatici di acqua bassa noti con il nome di "*Terminal Carbonate Complex*" (Esteban, 1979).

Questi depositi che sono costituiti prevalentemente da carbonati microbialitici (*Boundstone* stromatolitici e tromboliti) includono, subordinatamente, piccole biocostruzioni a coralli, depositi oolitici e occasionalmente, in aree marginali, depositi silicoclastici o vulcanoclastici.

L'unità T3, prima della comparsa di stromatolitici e livelli oolitici, registra localmente

l'inizio della deposizione di livelli evaporitici in contesti di acqua bassa, con lenti di gesso dello spessore metrico, intercalati a calcari marnosi a spicole di spugna (Rouchy, 1982; Cornée *et al.*, 1994).

Il mediterraneo centrale

Nel Mediterraneo centrale le piattaforme carbonatiche sono ugualmente costituita da tre principali unità geometriche/litostratigrafiche.

Nella regione di Malta, i depositi retrogradanti del Messiniano inf. sono rappresentati da unità litostratigrafiche condensate ("Formazione *Greensand*") alla base ed al tetto di rampe carbonatiche caratterizzate da rodoliti (Pedley, 1978, 1979, 1996; Saint Martin & André, 1992; Saint Martin *et al.* 1997a).

Il top delle rampe rodolitiche rappresenta una superficie di *downlap*; sopra questa, s'impostano diverse unità recifali progradanti che passano, verso il bacino, ad unità bioclastiche. All'interno dell'unità T2 appare un'altra superficie di *downlap*, oltre quella principale (chiamata X in Fig. 2), che non è correlabile altrove. I *boundstones* a coralli compaiono in biostromi che contengono diversi generi di coralli e rivestimenti micritico-microbialitici. Le unità progradanti vengono peneplanate da una superficie di debole erosione marina, che non si estende verso il bacino ed è simile alla superficie B osservata nella successione di piattaforma del bacino di Alboran (Pedley, 1996).

Nell'isola di Lampedusa, la successione sedimentaria descritta da Grasso *et al.* (1985) e Grasso & Pedley (1988b) è stata rianalizzata da André *et al.* (2002).

Gli affioramenti sono solo parte di un esteso e potente (120 m) complesso carbonatico che emerge parzialmente dal livello marino (Pedley, 1996). La parte bassa dei depositi osservabili è costituita da gruppi di parasequenze retrogradazionali, appartenenti all'unità T1 e che includono livelli ricchi in foraminiferi bentonici, biostromi a coralli, e *mudstone* carbonatici nella parte più bassa, depositati in contesti ambientali di piattaforma interna (André *et al.*, 2002).

I *boundstone* a coralli sono biostromi a *Porites* (dominante) – *Tarbellastrea* e *Siderastrea* o *patch reefs* di forma lenticolare. Su questi depositi appaiono diversi metri

di *boundstones* ad alghe rosse e calcari bioclastici ad alghe rosse, a grana fine, con qualche foraminifero planctonico.

Questa successione è stata interpretata da Andrè *et al.* (2002) come depositi condensati, indicanti la presenza di una superficie di massimo annegamento (Mfs A in Fig.2).

I depositi successivi sono caratterizzati all'unità T2; questi sono ricchi in alghe rosse, si organizzano con *trend* deposizionale di tipo *shallowing-upward* e sono caratteristici di piattaforma interna. In questa unità sono dominanti i *boundstone* a coralli e le biocostruzioni caratterizzate (in modo monospecifico) da *Porites*. Segue l'unità T3 che presenta *reef* a coralli nella parte bassa mentre carbonati lagunari trombolitici-stromatolitici, nella parte alta.

Nell'isola di Salemi, i carbonati messiniani sono stati depositati in ambienti deposizionali di delta silicoclastici. La parte bassa di questi depositi consiste in marne del Tortoniano sup-Messiniano inf. appartenenti alla Formazione di Terravecchia (Aruta & Buccheri 1976; Catalano & Esteban 1978; Grasso & Pedley 1988a), formatasi in ambiente deposizionale di piattaforma esterna (*outer shelf*).

Questa formazione, che inizia con *reefs* a coralli nell'adiacente bacino (Grasso & Pedley, 1988a; Pedley 1996), è organizzata in un pattern generale di tipo *shallowing upward* (unità T1) che evolve da marne profonde e di mare aperto alla base ad un complesso recifale al tetto. Questo complesso è intercalato a depositi deltizi caratterizzati da sabbie e conglomerati. Questi depositi sono ricoperti da una superficie condensata marcata da ossidazione ferrosa.

La superficie A è ricoperta dall'unità T2 che rappresenta una successione di tipo *shallowing-upward*. Questi depositi sono caratterizzati da silt marnosi di mare aperto e poco profondo che passano, verso l'alto, ad arenarie, calcareniti e calcari bioclastici con *mound* a coralli, microbialiti e metazoa (Saint Martin *et al.*, 1996). Il contatto netto tra l'unità T1 e l'unità T2 indica che i *reef* della prima le biocostruzioni della prima unità sono andate incontro ad una fase di annegamento; tutto ciò indica che la superficie A è una superficie trasgressiva. Inoltre, siccome l'unità T2 ha carattere di *shallowing upward*, la superficie A dev'essere stata molto vicino alla superficie di massima ingressione marina legata all'annegamento.

La parte più alta della piattaforma di Salemi è caratterizzata da successione di tipo *shallowing-upward* con *patch reefs* monogenerici a *Porites*, depositi oolitici, *mud-mounds*, quindi *boundstones* stromatolitici e, infine, lenti di gesso.

Una superficie erosionale è anche registrata, in alcuni bacini marginali, e marca le prime fasi dello sviluppo microbialitico alla base del “*Terminal Carbonate Complex*”.

Le biocostruzioni a coralli dell'unità T3 sono associate a *boundstone* microbialitici, caratterizzate da rivestimenti spessi, stromatoliti e tromboliti (Saint Martin 2001; Moissette *et al.*, 2002).

Depositi profondi del Pliocene inf. ricoprono i depositi Messiniani. Nell'area di Salemi, la presenza di due superfici di massimo annegamento sopra i primi depositi recifali è in accordo con la curva del livello marino, proposta da Pedley (1996), per i bacini interni all'area Mediterranea.

Secondo questo autore, queste superfici sarebbero il risultato di pulsazioni dell'*onlap* costiero durante cicli di 4° ordine nell'ambito di un regime regressivo di ordine gerarchico superiore.

Una superficie erosionale è anche registrata, in alcuni bacini marginali, e marca le prime fasi dello sviluppo microbialitico alla base del “*Terminal Carbonate Complex*”.

Quadro cronostratigrafico

I suddetti depositi sono stati datati, in alcune aree del Mediterraneo, attraverso metodi di datazione assoluta ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) che hanno permesso di estendere l'isocronia degli eventi biologici – sedimentologici a scala di tutto il bacino.

Cunningham *et al.* (1994,1997), Roger *et al.* (2000) e Cornée *et al.* (2002) riportano, per i depositi carbonatici affioranti nei bacini di Melilla-Nador e Sorbas, i seguenti valori di datazione assoluta:

- le unità retrogradanti che caratterizzano l'unità T1 sono state depositate durante il Tortoniano sup.-Messiniano inf. (più di 6.7 Ma fa)

- i corpi bioclastici progradanti, inclusi i complessi recifali, tipici dell'unità T2 si sono sviluppati tra i 6.7 Ma e i 5.95 Ma;
- la deposizione diatomitica è avvenuta successivamente (dopo i 6.7 Ma) ed è cessata intorno i 5.95 Ma;
- la nuova deposizione marina che caratterizza l'unità T3 è avvenuta tra i 5.95 ed i 5.6 Ma. Inoltre, la datazione con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del "Terminal Carbonate Complex" affiorante nel bacino Melilla – Nador ha indicato deposizione coeva con l'unità gessosa del bacino di Sorbas.

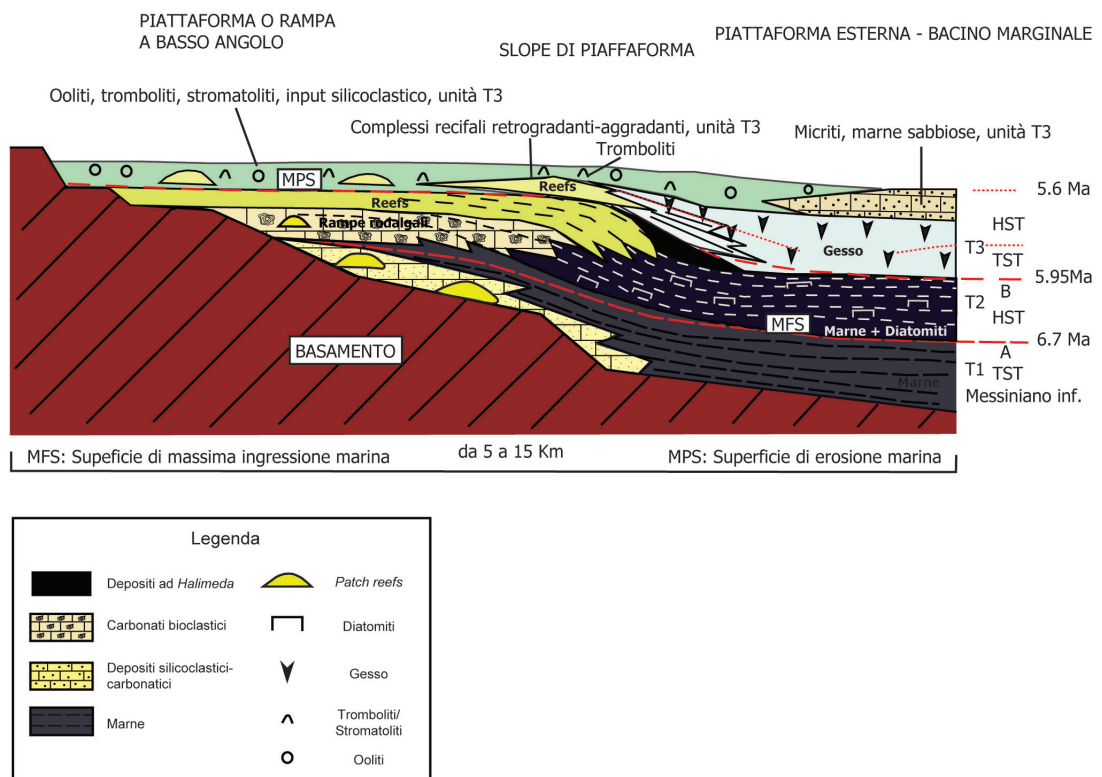


Fig. 4 - Modello sedimentario proposto per le piattaforme carbonatiche messiniane del Mediterraneo centrale ed occidentale (Cornée *et al.*, 2004).

1.3 Ciclicità nella deposizione carbonatica miocenica

La sedimentazione carbonatica durante il Miocene mostra una notevole ciclicità legata alle fluttuazioni eustatiche del livello marino. In particolare i depositi di scogliera e le associate facies carbonatiche (bioherme ad *Halimeda*, “*Trottoir*” a Vermetidi, livelli stromatolitici), osservati in gran parte nel Mediterraneo occidentale (Esteban, 1988, 1996) portano ad interpretare questo tipo di sedimentazione come il risultato di sequenze deposizionali di ciclicità compresa tra il 2° e 4° ordine. Durante un ciclo intero di variazione del livello marino l’inizio della sedimentazione è marcato da una deposizione di tipo terrigeno e rappresenta le fasi di stazionamento basso del livello marino (LST - *Lowstand System Tract*). Essa costituisce la base per lo sviluppo di “pavimenti rodolitici”. Le facies rodalgali rappresenterebbero la prima fase trasgressiva, presentandosi in antagonismo con le facies a coralli. Ciò è legato, probabilmente, al fatto che i fenomeni di *upwelling* comportano l’instaurarsi di condizioni favorevoli allo sviluppo delle associazioni algali ma nettamente sfavorevoli per le biocostruzioni a coralli (Pedley, 1976; Bosence & Pedley, 1982; Saint Martin, 1984). Quando le condizioni climatiche (globali) comportano l’assenza (completa) delle facies di scogliera, l’intera sequenza deposizionale risulta essere costituita prevalentemente dalle facies rodolitiche. Al contrario in corrispondenza alla parte terminale della fase trasgressiva si ha la comparsa delle biocostruzioni a coralli, con particolare sviluppo nella fase di stazionamento alto del livello marino (HST, *Highstand System Tract*) e all’inizio della fase di stazionamento basso (LST, *Lowstand System Tract*) del ciclo successivo. Nelle fasi trasgressive ed all’inizio di quelle di stazionamento alto del livello marino si nota, all’interno delle biocostruzioni a coralli, una suddivisione gerarchica delle facies e delle associazioni faunistiche che comprende “*mounds*”, struttura a pinnacolo, stratificazioni e “*patch reef*”; la fauna accessoria è caratterizzata da molluschi, echinoidi, ostreidi e briozoi (Braga *et al.*, 1996). In contesti trasgressivi predominano ambienti dove il tipo di sedimentazione è mista (terrigena – carbonatica) con intercalazioni terrigene, all’interno delle biocostruzioni, che

tendono a diminuire man mano che queste progradano. Nei casi in cui si le scogliere presentano una aggradazione verticale, alla base del complesso troviamo strutture di tipo *mound* ed a pinnacolo, mentre nella zona di retroscogliera gli ambienti sono tipicamente lagunari associati a sporadiche biocostruzioni di tipo “*patch reef*”.

Al termine delle fasi di stazionamento alto le intercalazioni terrigene diventano meno marcate mentre i *mound* e i pinnacoli si amalgamano nel complesso di scogliera che evolve. Frequenti, in questa fase, sono le biocostruzioni a frangia con gli ambienti lagunari di retroscogliera ridotti o del tutto assenti. Notevole la diminuzione della biodiversità dei coralli (che tende a diventare oligotipica) e delle faune ad essa associata. Con la diminuzione del livello marino, le biocostruzioni a coralli tendono ad assumere geometrie di tipo *offlap* con diminuzione del numero di specie e la comparsa dei depositi ad *Halimeda*.

Ulteriore facies tipica delle sequenze deposizionali di 3° ordine è rappresentata dalle stromatoliti (Esteban, 1996). Queste strutture organo-sedimentarie possono formare biocostruzioni di dimensioni inferiori a 10 m e si rinvencono in associazione con ooliti, *patch* a *Porites* e depositi silicoclastici (conglomerati e sabbie). L'alternanza di livelli stromatolitici e di *patch* a *Porites* sembra mostrare un notevole andamento ciclico. Le biocostruzioni a *Porites*, durante tutto il Miocene, sembrano essere compatibili con una molteplicità di ambienti ma essi risultano particolarmente sviluppati nelle fasi trasgressive e nelle fasi di stazionamento alto del livello marino, dove s'instaurano condizioni eutrofiche favorevoli per lo sviluppo dei biocostruttori.

Il passaggio dalle facies rodalgali alle stromatoliti, con i termini intermedi come biocostruzioni a coralli ed *Halimeda*, viene spiegato con il modello proposto da Esteban (1988, 1996) e Martin & Braga (1994). Essi considerano, come meccanismo fondamentale, il succedersi delle fasi climatiche in risposta alle periodiche ingressioni di acque fredde provenienti dall'Atlantico nel bacino Mediterraneo caratterizzato da acque calde e poco profonde. Le facies rodalgali vengono collocate al passaggio climatico da un periodo glaciale ad uno interglaciale dettato da maggiori precipitazioni. Il mescolamento tra le acque di origine marina comporta diminuzione di salinità ed aumento di nutrienti.

Come conseguenza di tutto ciò le acque del bacino mediterraneo meno dense trascinerebbero verso l'atlantico e le acque profonde e ricche di nutrienti dall'oceano Atlantico si rimetterebbero nel Mediterraneo. Di contro durante i periodi interglaciali, il Mediterraneo mostrava un clima più arido, con scambi dell'acqua marina proveniente dall'Atlantico in senso contrario (ingresso superficiale di acque fredde e povere di nutrienti e uscita di acque profonde ma relativamente calde). L'aumento dell'evaporazione, della salinità ed il depauperamento nella quantità dei nutrienti in corrispondenza degli strati marini superficiali comporterebbe lo sviluppo delle scogliere coralline. Tale processo potrebbe essere implementato dalla riduzione della soglia di connessione tra il Mediterraneo e l'Atlantico (Stretto di Gibilterra) per l'instaurarsi di una delle tante possibili cause (tassi di sedimentazione alti, abbassamento del livello marino per eccessiva evaporazione, ostruzione da parte di biocostruzioni, ecc.). Ciò ostacolerebbe il deflusso delle acque profonde ed il bacino mediterraneo diventerebbe un ambiente adatto per lo sviluppo delle comunità di scogliera (Dronkert & Pagnier, 1977; Toelstra *et al.*, 1980).

Da osservazioni sul campo nell'area del Mediterraneo occidentale questi meccanismi avrebbero funzionato in modo (quasi) intermittente, con periodi correlabili alle sequenze deposizionali di ordine gerarchico inferiore al 3° ordine (probabilmente 4° o 5° ordine), con alternanze cicliche e climatiche adatte ad ospitare, rispettivamente, le facies rodalgali, di scogliera, ad *Halimeda* e stromatolitica. Qualora questi fattori s'integrino in maniera tale da causare una prolungata e totale interruzione dei collegamenti fra i due bacini, si passerebbe da condizioni evaporitiche ad una vera e propria crisi di salinità, con condizioni ipersaline, evento verificatosi, appunto alla fine del Messiniano inferiore.

La dinamica delle successioni di eventi sopra elencati può essere spiegata dal ruolo svolto dalla sedimentazione clastica d'origine terrigena. L'apporto detritico può avere duplice funzione: costituire il basamento sul quale le biocostruzioni possono attecchire o, quando la sedimentazione perdura durante la crescita della biocostruzione, rivestire un ruolo attivo sul modellamento della geometria, struttura, geometria e sulla

composizione del *framework* corallino, fino a determinarne, in taluni casi, la scomparsa (apporti terrigeni massicci e protratti nel tempo). Anche la dinamica della sedimentazione clastica segue una ciclicità che dipende dalle variazioni climatiche: in periodi umidi, predomina una sedimentazione terrigena, mentre quella carbonatica caratterizzerebbe contesti climatici aridi.

2. LE PIATTAFORME CARBONATICHE MIOCENICHE E LA SEDIMENTAZIONE TERRIGENA

2.1 Le biocostruzioni carbonatiche nel Miocene sup. del Mediterraneo

Le biocostruzioni *sensu strictu*

I principali organismi biocostruttori sono gli esacoralli e le alghe rosse. Spesso in associazione tra di loro, più raramente ed in condizioni ecologiche diverse in competizione tra di loro e cioè con la prevalenza di un gruppo rispetto all'altro.

Le costruzioni a rodofite accrescono in funzione del substrato, della profondità e dell'idrodinamica (Bosence & Pedley, 1982; Bosence 1985). Esse si suddividono in 1) comunità pioniere basali, a forma ramificata o laminare, che si sviluppano spesso sul substrato molle; 2) livelli compatti a rodoliti; 3) dense incrostazioni di forma laminare e digitata, tipiche di ambienti ad alta energia. Queste diverse associazioni comportano lo sviluppo di biotopi favorevoli alla colonizzazione da parte di altri organismi (briozoari, molluschi, echinidi, brachiopodi, scleractinidi). Lo spessore e l'estensione delle biocostruzioni a rodofite sono ragguardevoli in tutto il bacino del Mediterraneo e possono costituire vere e proprie barriere.

Anche gli esacoralli hanno dominato in alcune delle principali costruzioni carbonatiche. L'associazione faunistica più comune è dominata dal genere *Porites* associato a forme secondarie come *Tarbellastraea*, *Paleoplesiastrea*, *Siderastrea*. Le morfologie delle colonie sono varie: fasce di colonie cilindroidi, colonie massive, semisferiche, laminari, colonnari (Esteban, 1979; Rouchy 1982; Saint-Martin, 1984). Le costruzioni presentano strutture e morfologie varie: barriere stratificate, lentiformi, corpi equidimensionali, ecc. Esse possono estendersi per svariati chilometri.

I cianobatteri inducono la deposizione delle stromatoliti; essi sviluppano veri e propri

corpi, di spessore plurimetrico e di estensione laterale chilometrica (Monty *et al.*, 1977; Rouchy *et al.*, 1986), che si depongono in una fase posteriore alle costruzioni recifali ed alla deposizione dei livelli a rodoficee. Anche questi organismi conferiscono alla costruzione vari tipi di morfologia: laminiti algali, domi da decimetrici a plurimetrici.

I serpulidi (anellidi policheti) e subordinatamente i vermetidi, formano piccoli corpi costruiti con potenza da decimetrica a metrica, che s'intercalano alle costruzioni stromatolitiche o si collocano alla periferia delle biocostruzioni algali (Garcin 1987; Saint-Martin, 1987).

Gli accumuli bioclastici

Gli accumuli bioclastici, soventemente associati a depositi a rodofite, possono rappresentare una parte importante della deposizione carbonatica. Essi, in particolari condizioni ecologiche e attraverso meccanismi di messa in posto legata a processi idrodinamici, possono rappresentare una la principale componente di produzione carbonatica. Tali accumuli si possono suddividere secondo i seguenti schemi: accumuli biodetritici e/o i livelli a bioclasti di composizione varia (briozoi, echinidi, molluschi, principalmente ostreidi e pettinidi); accumuli legati alla proliferazione di particolari organismi come macroforaminiferi (*Heterostegina* ed *Amphistegina*, o subordinatamente alveolinidi come *Borelis melo* e miliolidi), nei quali i gusci possono rappresentare fino all'80% del sedimento; accumuli di frammenti ad alghe verdi del genere *Halimeda*, frequenti nelle digitazioni del *talus* recifale.

Disposizione stratigrafica dei corpi biosedimentari

Generalmente, i complessi carbonatici osservati rispondono ad una organizzazione interna che mette in risalto quattro fasi.

La fase I corrisponde alla deposizione di sedimenti detritici nei quali s'intercalano dei livelli molto ricchi in macroforaminiferi, grandi echinidi (*Clypeaster*) e,

subordinatamente, brachiopodi (*Terebratula*); questi depositi sono caratteristici di un ambiente litorale e marcano, generalmente, il primo stadio di trasgressione tortoniana sul substrato pre-neogenico.

La fase II è caratterizzata, particolarmente, dalla deposizione di complessi carbonatici a rodofite, ed accumuli a briozoi, ostreidi ed echinidi. Questi sedimenti, con potenza massima di 100 m, costituiscono la maggior parte delle piattaforme carbonatiche del Tortoniano sup.

Esse sono formate localmente da corpi sigmoidali progradanti (Saint-Martin, 1996). Tali depositi rodoalgali mostrano, occasionalmente, eteropia di facies con corpi biocostruiti a coralli che manifestano forme variabili (lenti o *patch*).

La fase III corrisponde a complessi recifali veri e propri che ricoprono i depositi a rodofite. La morfologia e la potenza di queste costruzioni varia in funzione delle condizioni locali (morfologia del substrato, idrologia, ecc) e raggiungono estensioni di decine di chilometri (Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986; Saint-Martin & Rouchy, 1990). Un elevato numero di biocostruzioni presenta, verso il bacino, *talus* caratterizzati dalla abbondanza di frammenti di *Halimeda* (Bernet-Rollande *et al.*, 1981; Ott d'Estevou, 1980; Esteban, 1979; Rouchy, 1982; Saint-Martin & Rouchy, 1986; Rouchy *et al.*, 1986). Questi corpi biocostruiti, contrariamente ai depositi a coralli che li precedono, si sviluppano verso il bacino determinando, in linea generale, progradazione (Maurin *et al.*, 1980; Bernet-Rollande *et al.*, 1981; Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986). La fase IV corrisponde alla deposizione microbialitica caratterizzata prevalentemente da stromatoliti; essa raggiunge potenze considerevoli, senza superare le decine di metri (Esteban & Pray, 1979; Bernet-Rollande *et al.*, 1980; Monty *et al.*, 1980; Pomar *et al.*, 1983; Alvaro *et al.*, 1984; Saint-Martin & Rouchy, 1986; Chapelle, 1988). In taluni casi questi depositi sono stati osservati alla base dei complessi recifali (Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1982; Saint Martin, 1990). Secondo Bernet-Rollande *et al.* (1980) e Monty *et al.* (1980) questi corpi stromatolitici, che poggiano in modo discontinuo su complessi recifali, formano vere e proprie biocostruzioni. In particolare questi depositi, che generalmente rientrano sotto il nome di "*Terminal*

Carbonate Complex”, sono associati a corpi biocostruiti di spessore metrico ad anellidi, molluschi (vermetidi, cerizi, carditi) e, generalmente, a sedimenti oolitici. Tali corpi si localizzavano sul bordo esterno della piattaforma o costituivano lobi progradanti, di potenza metrica.

Area sud-rifeana

Nell’area rifeana, in prossimità dello stretto di Gibilterra, i depositi carbonatici si riducono a due termini: un termine inferiore, comparabile al termine I dell’area mediterranea e caratterizzato da importanti accumuli biodetritici a macroforaminiferi (*Heterostegina*), separabile da un termine superiore rappresentato dai complessi recifali

Evoluzione sequenziale

Fase trasgressiva

In questa fase trasgressiva si possono riconoscere almeno due stadi. Il primo stadio corrisponde all’inizio dell’ evento trasgressivo. Il secondo stadio è caratterizzata dalla deposizione di un imponente volume di carbonati biocostruiti; si tratta di corpi lentiformi o stratiformi di accumuli rodolitici o di vere e propri *reefs* a coralli (Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986; Saint-Martin, 1990).

In alcuni casi, le biocostruzioni a coralli s’impongono direttamente sul substrato pre-neogenico o sopra i bioaccumuli a rodoliti. Le biocostruzioni a coralli registrano le diverse pulsazioni di aggradazione costiera (*onlap*) e registrano l’acme del loro sviluppo nel Messiniano inf. (Charriere & Saint-Martin,1989). Inoltre, le oscillazioni del livello marino vengono registrate come cicli di crescita che s’impilano sulla costruzione, ciò conferisce un aspetto stratificato agli edifici che conseguentemente presentano delle discontinuità (Saint-Martin, 1990).

Fase regressiva

Questa fase regressiva è marcata da costruzioni recifali che ricoprono i depositi legati alla fase II. Tali edifici corallini s' impostano su una superficie di discontinuità che è individuabile nella maggior parte dei complessi carbonatici del bacino Mediterraneo. Essa registra un abbassamento del livello marino che, anche se valutabile in pochi metri, ha comportato una generale riorganizzazione della circolazione marina nell'intero bacino.

Questa fase regressiva, che si imposta subito dopo la formazione delle biocostruzioni, è riconoscibile nelle geometrie progradanti delle costruzioni a coralli e precede l'isolamento del bacino mediterraneo (Bennet-Rollande *et al.*, 1980; Ott d'Estevou, 1980; Dabrio *et al.*, 1981; Rouchy, 1982; Rouchy, 1986; Saint-Martin & Rouchy, 1986; Montenat *et al.*, 1987; Chappelle, 1988).

Inoltre è necessario distinguere le fasi di abbassamento eustatico del livello marino dalle oscillazioni in bacini locali come quelle del Mediterraneo. Per esempio, la caduta del livello marino nel Messiniano inf., a scala globale, è stata stimata intorno a 40 m (Haq *et al.*, 1980), le variazioni locali, invece, nel bacino Mediterraneo hanno addirittura comportato l'emersione di alcune piattaforme con conseguenti fenomeni di dissoluzione e carsismo. L'ampiezza di questa oscillazione del livello marino locale è stata valutata dell'ordine di 100 – 200 m (Rouchy, 1982, 1984; Rouchy *et al.*, 1986; Montenat *et al.*, 1987; Lukowski, 1988; Saint Martin, 1990).

Tuttavia tali fenomeni di dissoluzione e carsismo hanno agito in modo differenziato e, soprattutto nelle aree marginali, hanno poco compromesso la morfologia delle biocostruzioni.

La seconda fase trasgressiva

Il quarto stadio, che è caratterizzato dalla deposizione di stromatoliti ed ooliti che ricoprono sia i complessi recifali sia il substrato pre-neogenico, corrisponde ad una nuova fase trasgressiva. Nei bacini marginali dell'area mediterranea, i livelli a cianobatteri

sono associati o intercalati a depositi evaporitici (Delfaud & Revert, 1974; Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986; Montenat *et al.*, 1987); ciò confermerebbe che eventi evaporitici si alternavano a condizioni marine stressate e confinate. Le piccole biocostruzioni a vermetidi e serpulidi testimoniano il ristabilirsi di condizioni di stazionamento alto del livello marino, simile a quello raggiunto nel Messiniano inf.

Al termine dell'episodio evaporitico, si registrarono condizioni paraliche che si estendevano nelle parti centrali del bacino (Rouchy 1982). E' possibile dedurre che questo episodio terminale abbia comportato il completo isolamento del bacino come conseguenza di una caduta del livello marino che si è tradotta nell'emersione degli edifici carbonatici marginali e la loro successiva colonizzazione stromatolita.

Correlazione con le variazioni eustatiche globali

Lo studio delle piattaforme carbonatiche messiniane del Mediterraneo mostrerebbe che tali corpi biocostruiti sono fortemente controllati dalle variazioni eustatiche. Due importanti episodi trasgressivi sono stati registrati durante il Messiniano inf. Lo sviluppo delle piattaforme carbonatiche sembra essere legato alla prima variazione positiva del livello marino che ha raggiunto la sua massima ingressione nella parte iniziale del Messiniano inf.

La seconda variazione positiva del livello marino si registra durante l'isolamento del bacino Mediterraneo ed la conseguente deposizione evaporitica. Questa variazione sembra essere controllata esclusivamente dal bilancio idrico del bacino. La perturbazione legata alla sovrapposizione dei cicli ad alta frequenza con quelli di 3° ordine rende difficoltosa la collocazione dei *marker* stratigrafici e la datazione dei cicli stessi. Tali cicli sono correlabili alla curva eustatica globale proposta da Haq *et al.*, 1980; questa curva, indica nel superciclo TB 3, due fluttuazioni positive nel Miocene sup.

La prima variazione positiva (ciclo 3.2) è iniziata circa 7 milioni di anni fa. Tale evento è stato seguito da una fase regressiva che è documentata in numerose aree bacinali ed è stata attribuita a fluttuazioni glacio-eustatiche (Kennett, 1967; Shackleton & Kennet,

1975; Berggren & Haq, 1976; Van Couvering *et al.*, 1976).

Tale episodio è più o meno contemporaneo allo spostamento della curva isotopica del carbonio, datato circa 5,9 - 6,2 milioni di anni (Haq *et al.*, 1980; Vincent *et al.*, 1981; Loutit & Keigwin, 1982). La seconda oscillazione positiva del livello marino è avvenuta circa 5,8 milioni di anni fa, prima della regressione della fine del Miocene (Messiniano finale), seguita dalla grande trasgressione del Pliocene iniziale. Tra la curva eustatica globale e quella che riassume le fluttuazioni del livello marino nel bacino mediterraneo c'è grossa similitudine: il parallelismo tra le curve eustatiche e gli eventi stratigrafici (che sono documentati nelle piattaforme carbonatiche) è sufficiente a dimostrare che l'architettura deposizionale è controllata da eventi globali. L'unica differenza rilevante è osservabile nella posizione del picco del ciclo 3.2: la curva eustatica globale, infatti, pone questo massimo trasgressivo nel Tortoniano mentre nella curva proposta per il bacino del Mediterraneo viene collocato nel Messiniano inf. Ciò comporta che l'episodio regressivo seguito dall'isolamento del Mediterraneo non corrisponderebbe alla base del Messiniano (come indica la curva globale) ma sarebbe intra-messiniano.

Isolamento del bacino

Oltre ai fenomeni eustatici la chiusura del bacino Mediterraneo nel Miocene sup. è anche fortemente legata a fattori tettonici connessi con la dinamica crostale delle placche europea ed africana. L'isolamento, che è stato un fenomeno progressivo e crescente nel corso del Miocene sup., è terminato bruscamente all'inizio del Pliocene quando la riapertura delle comunicazioni con l'atlantico ha permesso un rinnovato scambio tra le masse d'acqua oceaniche e quelle mediterranee. La progressiva riduzione delle vie comunicazioni con l'oceano atlantico è registrata dalla transizione da condizioni marine a condizioni eutrofiche e/o disossiche al fondo (segnalate dalla deposizione di diatomiti) fino a condizioni evaporitiche (McKenzie *et al.*, 1979; Rouchy, 1982, 1984; Cita & McKenzie, 1986). L'inizio di questa fase parossistica è indicato dalla discontinuità tra lo stadio III e IV e corrisponde all'isolamento definitivo del

Mediterraneo nel quale la massa d'acqua, già ridotta, passa a condizioni ipersaline. L'eustatismo ha pertanto amplificato gli effetti geodinamici ed ha accelerato il totale isolamento del Mediterraneo, permettendo l'instaurarsi di condizioni evaporitiche (Van Couvering *et al.*, 1976, Berggren & Haq, 1976).

Durante il periodo d'isolamento le fluttuazioni minori del livello marino, osservate nel Mediterraneo, non sono state controllate da parametri eustatici ma da fattori correlati al bilancio idrico deficitario. Nel contesto di questo isolamento geodinamico, il ciclo 3.3. è stato caratterizzato da una variazione del livello oceanico di ampiezza sufficientemente importante da superare le barriere morfologiche che avevano determinato la precedente chiusura del bacino.

Il clima

L'estensione e la vastità dei depositi evaporitici nel bacino mediterraneo ha comportato un intervallo di tempo relativamente lungo durante il quale il bacino mediterraneo si trovava in condizione di forte negatività del bilancio idrico, condizione indispensabile affinché si potesse creare tale condizione era la persistenza di un clima arido in tutta l'area. Inoltre analisi palinologiche, effettuate nel Mediterraneo occidentale, hanno permesso d'identificare una riduzione del volume delle precipitazioni a partire dal Miocene medio (Bessedik, 1985) confermando una generale tendenza verso condizioni aride.

Prima dell'instaurarsi di questa fase evaporitica il rigoglioso sviluppo delle scogliere e delle faune associate ad i coralli implicherebbero condizioni climatiche subtropicali. Ciò nonostante le biocostruzioni presentano sempre un certo carattere di oligospecificità, che, in alcuni casi, nel corso del Messiniano diventa monospecifico (Chevalier, 1961; Esteban, 1979; Rouchy, 1982; Santisteban, 1981; Rouchy *et al.*, 1986). Questo dato paleoecologico può avere numerose spiegazioni, tutte comunque legate ad un deterioramento ambientale: come per esempio l'abbassamento di temperatura dell'acqua superficiale, un aumento critico della salinità, un aumento rilevante dei nutrienti, corre-

labile ad un aumento degli apporti terrigeni.

Tale tendenza all'oligospecificità delle comunità recifali si è manifestata piuttosto precocemente (Tortoniano) ed ha interessato anche biocostruzioni atlantiche (Rouchy *et al.*, 1986; Saint-Martin, 1987). Tutto ciò farebbe pensare ad un fattore climatico generale che avrebbe comportato l'abbassamento della temperatura delle acque oceaniche (Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986). Inoltre l'altro fattore critico cioè l'ipersalinità si è manifestato verso la fine di questa evoluzione ed ha comportato l'arresto definitivo delle costruzioni recifali.

Inoltre, è stato rilevata nelle masse oceaniche una progressiva diminuzione globale della temperatura dal Miocene medio (14 -13 milioni di anni fa) a quello superiore, quando si registrano valori prossimi a quelli attuali (Savin *et al.*, 1981; Bender & Graham, 1981). Questa diminuzione è stata interpretata come conseguenza dello sviluppo della calotta glaciale antartica (Shackleton & Kennett, 1975).

I fattori locali

L'attività tettonica locale ha giocato un ruolo di primo piano sia nel fornire lo spazio d'accomodamento necessario allo sviluppo dei corpi carbonatici nelle zone marginali del bacino mediterraneo sia nel determinare l'isolamento del bacino stesso con la chiusura corridoio rifeano (Charriere & Saint Martin, 1989).

Anche le condizioni climatiche e paleogeografiche locali hanno controllato lo sviluppo delle biocostruzioni differenziando le comunità di organismi. I depositi diatomitici sono una ulteriore testimonianza del dominio dei fattori locali sulla sedimentazione; essi registrano infatti fenomeni di *upwelling* circoscritti (Rouchy, 1982; Rouchy *et al.*, 1986). Anche il carattere oligotipico delle biocostruzioni indicherebbe stress termici o trofici probabilmente legati alle suddette correnti locali (Hallock & Schlager, 1986; Saint-Martin, 1987).

2.2 Le rampe carbonatiche

Le rampe carbonatiche sono particolari piattaforme a debolissima pendenza (generalmente meno di 1°, Fig.4). Tali corpi carbonatici sono principalmente controllati dai livelli di energia del moto ondoso (livello di base d'onda normale e di tempesta), e, subordinatamente, dalle variazioni della topografia del substrato sul quale esse s'impostano, dal trasporto del sedimento. Le facies che le caratterizzano evolvono gradualmente col calare dell'energia idrodinamica a depositi bacinali.

Le rampe sono state abbastanza comuni durante tutto il Fanerozoico, particolarmente durante i periodi in cui gli organismi costruttori di *reefs* sono stati assenti o sporadici. Diverse tipologie di rampa sono state documentate a seconda dell'intervallo di tempo geologico considerato: nel Cambriano - Ordoviciano inf., Devoniano inf., Carbonifero inf., Triassico inf.-medio, Giurassico medio-sup., Cretaceo inf. e nel Terziario inf.

Le rampe carbonatiche possono svilupparsi o durante la fase di annegamento della piattaforma o durante quella iniziale di formazione. Spesso le rampe possono evolvere in piattaforme orlate.

Dimensioni delle rampe

L'estensione in larghezza ed in lunghezza delle rampe varia in un ampio *range*. La larghezza oscilla da valori minimi dell'ordine di decine di Km fino a raggiungere le centinaia di Km. Molte rampe si impostano su larghezze superiori ai 200 Km, alcune mostrano larghezze comprese tra i 10 ed i 20 Km. Per quando concerne la lunghezza, i valori minimi e massimi corrispondono al range 10 km – 1000 Km. Le dimensioni delle rampe cenozoiche rientrano in intervalli di alcune centinaia di chilometri (Florida occidentale, dal Cretaceo all'attuale: larghezza 200 Km, lunghezza >800 Km; Shark Bay, Australia occidentale, larghezza 100 Km, lunghezza 200 Km; Penisola dello Yucatan, dal Terziario all'attuale: larghezza 200 Km, lunghezza più di 600 Km).

Le rampe con lunghezze notevolmente inferiori ai 50 Km sono rare e ristrette a bacini di piccola estensione (Golfo Arabo-Persiano, Kuwait, Mar Mediterraneo).

Caratteristiche delle rampe

I principali criteri che caratterizzano le rampe carbonatiche sono:

- pendenze molto lievi attraverso le quali i depositi di *nearshore-shoreface (grainstone)* passano gradualmente e progressivamente a depositi di bassa energia della base del pendio ed, infine, ai sedimenti pelitici bacinali.
- gli ambienti di acqua bassa sono caratterizzati da alta energia idrodinamica;
- le facies di battigia sono complesse e differenziate;
- nella rampa interna e media la produzione carbonatica è importante e continua;
- le tempeste sono frequenti in ambienti di rampa interna e media;
- nella zona oligofotica predomina la produzione carbonatica autoctona (*benthos*);
- nella parte distali sono frequenti fenomeni di risedimentazione di sedimenti di acqua bassa;
- le biocostruzioni (*mud - mounds e reefs*) che si sviluppano generalmente nella rampa interna possono, occasionalmente, occupare anche la parte medio – distale.

Classificazione delle rampe

Diverse classificazioni, basate sulla geometria, batimetria, controllo dei limiti idrodinamici e sedimentazione, sono state proposte per le rampe (Ahr 1973; Read 1982, 1985; Aigner 1984; Carozzi 1989; Calvet & Tucker 1988).

Nel presente lavoro è stata seguita la classificazione proposta da Read (1982, 1985) che suddivide le rampe in due grandi gruppi sulla base del profilo e delle geometrie deposizionali:

- rampe omoclinali (*homoclinal ramps*) con pendio costante e lieve, senza margine e con lo stesso gradiente dalla linea di costa al bacino;

- rampe con *slope* distale (*distally steepened ramps*, Fig.4) caratterizzate da una brusca rottura del pendio, tra la rampa ed il bacino, in zona oligofotica e periferica. Lo *slope* distale è caratteristico sia delle rampe di tipo *distally steepened* sia di quelle orlate (*rimmed shelves*); la differenza consiste nel fatto che nelle prime il margine dello *slope* non coincide esattamente con il limite di alta energia ma si forma pochi chilometri più a largo dei depositi di shoal, che caratterizzano il settore medio – distale.

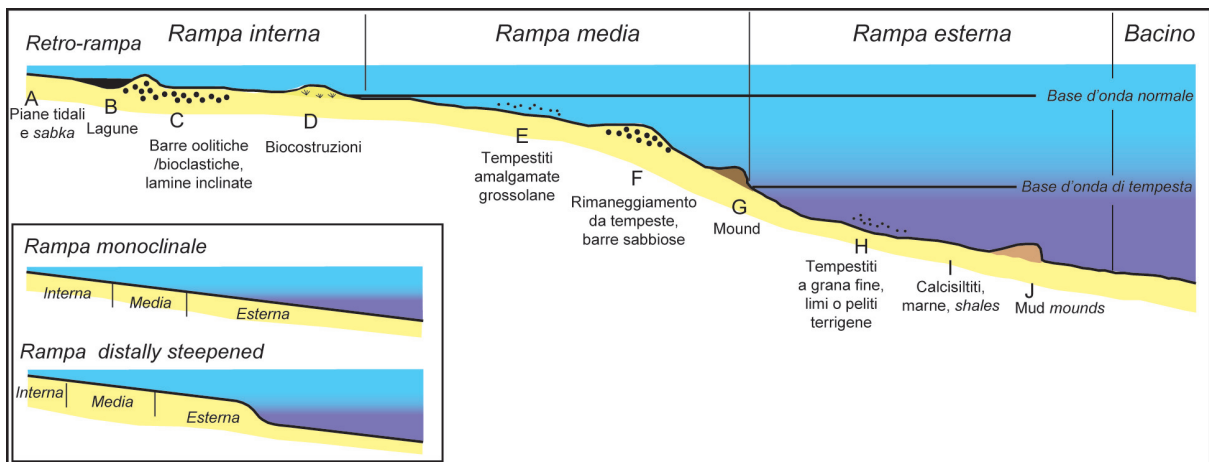


Fig. 4. - Suddivisione della rampa in settori effettuata con criteri idrodinamici e stratigrafici (facies). Nel riquadro in basso a sinistra i profili delle rampe più comuni. (Da Ahr *et al.* 1973)

Le geometrie di deposizione sono di tipo aggradante nelle rampe di tipo monoclinale e progradante in quelle di tipo *distally steepened* (Gardulski *et al.*, 1991)

Le rampe sono in generale seguite da una fase di acme di biocostruzioni che costituiscono il margine delle piattaforme orlate di nuova formazione.

Sia le rampe omoclinali sia le rampe con *slope* distale comprendono facies di piane tidali (*tidal flat*) e lagunari, complessi di *foreshore* ed *offshore*, barre sabbiose oolitiche e/bioclastiche (*shoal*). La parte profonda delle rampe omoclinali è caratterizzata da *wackestone/mudstone* e marne con biota caratteristici di ambienti profondi. Nel settore distale delle rampe di tipo *distally steepened* le facies sono simili alle precedenti ma possono presentare *slumps*, brecce e torbiditi.

Le facies di rampa

Read (1985) individua diversi tipi di facies nella rampa a seconda del tipo di sedimentazione dominante (banchi, complessi biocostruiti, barre oolitiche, complessi di dune). Tale classificazione evidenzia il ruolo essenziale dei sedimenti incoerenti e, di contro, anche la funzione degli organismi sessili e delle biocostruzioni.

Carozzi (1989) distingue, attraverso lo studio delle microfacies in contesti di rampa fossile, rampe semplici, rampe con bioaccumuli idrodinamicamente generati e rampe a biocostruzioni. Il termine "bioaccumulo" si riferisce all'accumulo di frammenti scheletrici incoerenti (per es. crinoidi), il termine "biocostruito" è legato a strutture rigide costituite da scheletri di organismi.

La maggior parte delle suddivisioni delle rampe utilizzano, come criterio fondamentale, il limite d'azione di base d'onda normale ed il limite delle onde di tempesta. Questi limiti sono riconoscibili nelle strutture sedimentarie. Burchette & Wrigth (1992) per mezzo di questi criteri suddividono le rampe in tre zone: rampa interna, rampa media e rampa esterna. La rampa interna comprende la zona eufotica che si estende dalla *shoreface* superiore (*beach* o laguna costiera) al limite d'azione di base d'onda normale. Questa zona è caratterizzata da barriere organiche o barre sabbiose e depositi di *shoreface*. La rampa interna può consistere in (1) complessi spiaggia-barre tidali-delta con lagune e piane tidali in ambienti di retro-rampa, (2) banchi sabbiosi a frangia e complessi di barra con piane sopratidali - intertidali prive di lagune, (3) dune lineari coalescenti con depressioni e spiagge rettilinee. I depositi caratteristici sono corpi sabbioso limosi che si formano in aree subtidali di *shoreface*, superiormente al livello di base d'onda. Le sabbie consistono prevalentemente in ooidi e vari grani scheletrici, con foraminiferi, alghe calcaree e molluschi. I peloidi possono essere comuni localmente. Le correnti di tempeste possono contribuire alla formazione di corpi sabbiosi stratificati e spiagge sabbiose che possono evolvere in dune eoliche. I sedimenti sabbiosi di *shoreface* vengono ridepositati *offshore*, attraverso correnti di tempesta, in ambienti di rampa esterna. Le biocostruzioni in ambienti di rampa interna sono rappresentate da bioerme e da

pacth-reefs caratterizzati da biota a bassa diversità specifica (per es. coralli, rudisti ed ostreidi). Le facies carbonatiche frequenti sono *grainstone* e *packstone*.

I sedimenti di retro rampa, originati in ambienti peritidali, sono simili a quelli prodotti nella piattaforma interna (comprendenti *mudstone*, *bindstone* e *wackestone*) ed in aree di laguna ristretta (*mudstone*, *wackestone*, *packstone*). La rampa media è la zona tra il limite d'azione di base d'onda normale e quella di tempesta. La batimetria di queste aree raggiunge l'ordine della decina di metri. Il sedimento di fondo è costantemente rimaneggiato da onde di tempesta e eventi di *swell*. Il sedimento riflette varie intensità di azione delle onde di tempesta in funzione della profondità ed del rilievo del fondo. Breccie ed intraclasti possono essere comuni. Barre sabbiose oolitiche e bioclastiche sono frequenti. Le facies delle tempestiti sono tipicamente *packstone* gradati, *grainstone*, strutture tipo *hummochy*. I grani scheletrici registrano segnali di trasporto.

I depositi legati al livello di base d'onda normale sono rappresentati da sedimenti bioturbati dominati da peliti limose, peliti terrigene che formano marne e argilliti limose. La maggior parte del sedimento fine può essere causato dal trasporto laterale del materiale proveniente dalla *shoreline* o dall'area di rampa media o esterna.

I depositi di rampa media sono normalmente più potenti dei coevi depositi di rampa interna. Le biocostruzioni sono rappresentati da costruzioni tipo *mounds*.

Gli ambienti di rampa esterna sono situati sotto il livello di base d'onda di tempesta. I sedimenti che caratterizzano questa zona sono rappresentati da carbonati autoctoni o alloctoni di bassa energia e da sedimentazione emipelagica in *situ*. Frequenti sono le evidenze di rimaneggiamento legati alle onde di tempesta (tempestiti gradate). Le litofacies comuni sono caratterizzate da intercalazioni di calcari a grana fine e livelli marnosi o argillosi. I biota comprendono diversi organismi bentonici spesso associati con plancton e necton. Gli organismi bentonici includono foraminiferi, spugne, broiozoi, brachopodi, molluschi ed echinodermi. Le alghe più comuni sono quelle rosse.

2.3 Esempi italiani di piattaforme carbonatiche mioceniche

Le rampe carbonatiche del Tortoniano sup.-Messiniano inf. si sono sviluppate nell'area italiana in due settori: gli appennini e la regione apula. In particolare nell'area appenninica sono riconoscibili due maggiori complessi carbonatici: la piattaforma Laziale-Abruzzese (Appennino centrale) e quella Campano-Lucana (Appennino meridionale). La parte cenozoica della piattaforma Laziale-Abruzzese poggia in discontinuità sul basamento Cretaceo o, localmente, su depositi carbonatici di piattaforma paleogenici. Essa è caratterizzata da depositi conosciuti come "Calcari a Briozoi e Litotamni", potenti da 40 a 100 metri, di età Aquitaniano sup.-Tortoniano inf. Questi carbonati miocenici consistono prevalentemente di associazioni scheletriche tipo *rodalgal*, *bryomol*, *molechlfor* (Brandano, 2001) depositati in contesti di rampa a basso angolo. Tali depositi sono ricoperti da sedimenti emipelagici ricchi in foraminiferi planctonici (marne Tortoniane ad *Orbulina*). Le litofacies mostrano la dominanza di associazioni ad eterozoa ed in particolare di quelle *Rodalgal/Bryomol*. Per analogia con ambienti caratterizzati da clima temperato-freddo, dove le rampe sono dominate da briozoi (James & Bone, 1991), i carbonati appenninici sono stati interpretati come carbonati di acque temperate (Danese, 1999; Vecsei & Sanders, 1999). Carannante *et al.* (1988) suggeriscono che l'*upwelling* di correnti fredde e ricche di nutrienti e il *runoff* continentale possono essere stati responsabili della deposizione di sedimenti di tipo temperato, a dominanza di briozoi, in un contesto ambientale di tipo tropicale/subtropicale. Più recentemente condizioni climatiche di tipo tropicale sono state ipotizzate sulla base di tre evidenze paleontologiche: 1) la presenza di piccole bio-costruzioni a *Porites* sp. nella parte bassa della successione di rampa interna (Aquitaniano sup. – Burdigaliano inf.); 2) la presenza di *Heterostegina*, *Operculina* e *Amphistegina* nelle associazioni a macroforaminiferi; 3) la comparsa dei generi tropicali *Sporolithon* e *Lithoporella* nell'associazione ad alghe rosse. Il rinvenimento nei sedimenti di associazioni di tipo *chlorozoan*, in contrasto con un ambiente tropicale, sarebbe giustificata dall'elevato flusso di nutrienti; anche l'associa-

zione scheletrica dominata dagli eterotrofi sarebbe correlata a condizioni mesotrofiche (Wood, 1993).

L'abbondanza di nutrienti, infatti, favorirebbe l'incremento della bioerosione, lo sviluppo di alghe rosse e di briozoi e contemporaneamente risulterebbe un fattore limitante alla crescita di reef a coralli (Hallock & Schlager, 1986; Hallock, 1988; James 1997; James *et al.* 1999).

In definitiva i dati relativi alle successioni mioceniche della piattaforma Laziale – Abruzzese suggerirebbero una situazione deposizionale in condizioni di acque tropicali ad un elevato tenore di nutrienti (Brandano & Corda, 2002)

I depositi carbonatici delle rampe Campano-Lucane, similmente a quelli Laziali – Abruzzesi, sono ricoperti da marne emipelagiche sottilmente stratificate. In queste piattaforme le alghe rosse, i briozoi, ed i frammenti di bivalvi sono i soli costituenti di sei differenti litofacies (Carannante & Simone, 1996): 1) *floatstone* a rodoliti e bivalvi con matrice di *grainstone* ad alghe rosse e briozoi; 2) *rudstone* rodolitici; 3) *rudstone* a bivalvi; 4) *grainstone* ad alghe rosse e briozoi; 5) *packstone* ad alghe rosse e briozoi e 6) *bindstone* ad alghe rosse. L'assenza di componenti tropicali (grani non scheletrici, alghe verdi e coralli ermatipici) e la predominanza delle associazioni oligofotiche ("associazioni sciafile") è stata evidenziata da Barbera *et al.* (1978) e Simone & Carannante (1985). In aggiunta Carannante & Simone (1996) suggeriscono che la produzione e la deposizione carbonatica è avvenuta in ambienti di piattaforma aperta che veniva sicuramente controllata da correnti fredde e ricche di nutrienti (*upwelling*).

La piattaforma Apula, nella parte nord – ovest (Monti della Maiella), dove affiora la Formazione di Bolognano d'età Chattiano – Tortoniano, consiste in carbonati di acque basse intercalati a marne e calcari marnosi (Crescenti, 1969; Mutti *et al.*, 1997; Vecsei & Sanders, 1999). Bernoulli *et al.* (1992) e Vecsei & Sanders (1999) interpretano la Formazione di Bolognano come una sequenza deposizionale di secondo ordine composta da quattro sequenze di terzo ordine. Ogni sequenza di terzo ordine è costituita da carbonati di acqua bassa alla base e da un intervallo marnoso di acqua relativamente profonda al top. L'intervallo inferiore è costituito da carbonati bioclastici dominati dagli

eterozoi, ricchi in foraminiferi bentonici, briozoi, echinidi e frammenti di molluschi e, in aggiunta nelle sequenze recenti, da rodoliti. Di contro, l' intervallo di acqua profonda consiste in marne ricche in planctonici, fortemente bioturbate, con minori quantità di spicole silicee di spugne e di radiolari. Bernoulli *et al.* (1992) e Vecsei & Sanders (1999) interpretano queste successioni carbonatiche della Formazione di Bolognano come sedimenti depositati in contesti di rampa a basso angolo con condizioni climatiche temperate e in un contesto di marcata subsidenza.

Esiste un' apparente contraddizione tra le associazioni che dominano le rampe appenniniche ed apule riferibili ad un clima temperato-freddo ed alcune comunità che indicherebbero ambienti francamente tropicali. Tale incongruenza è attribuibile al fatto che nonostante il Miocene sup. presenti caratteristiche climatiche temperate-fredde come risultato di un *trend* di deterioramento climatico iniziato nel Burdigaliano, il clima dell'area mediterranea ha subito importanti oscillazioni ad alta frequenza che hanno fatto registrare associazioni di piattaforma carbonatica tipiche di condizioni climatiche tropicali (Utescher *et al.*, 2000, Ivanov *et al.*, 2002).

Esteban (1996) e Pedley (1996) descrivono l'evoluzione delle biocostruzioni (*reefs* e piattaforme rodoalgali) nel Miocene del Mediterraneo (Fig.5) e dimostrano che esse presentano una grande variabilità geografica ed un acme delle biocostruzioni a coralli al limite Tortoniano sup. - Messiniano inf.

La distribuzione e la comparsa delle biocostruzioni nel bacino del Mediterraneo è caratterizzata da disomogeneità geografica e mancanza di sincronismo: in aree diverse ma contemporaneamente compaiono biocostruzioni che indicano differenti condizioni climatiche. Inoltre, queste oscillazioni climatiche sembrano non coincidere con dati paleoclimatici ricavati dai dati pollinici dell'Europa continentale.

Per di più la composizione degli isotopi stabili dei carbonati miocenici di piattaforma nella Maiella indica che il principale fattore di controllo dello sviluppo delle facies carbonatiche nell'area del Mediterraneo non era la temperatura ma consisteva nella quantità e qualità di nutrienti disciolti nell'acqua marina (Mutti *et al.*, 1997, 1999; Mutti & Bernoulli, 2003). Tale evento paleoecologico è coinciso con il minimo sviluppo delle

biocostruzioni a coralli (Esteban,1996; Pedley,1996).

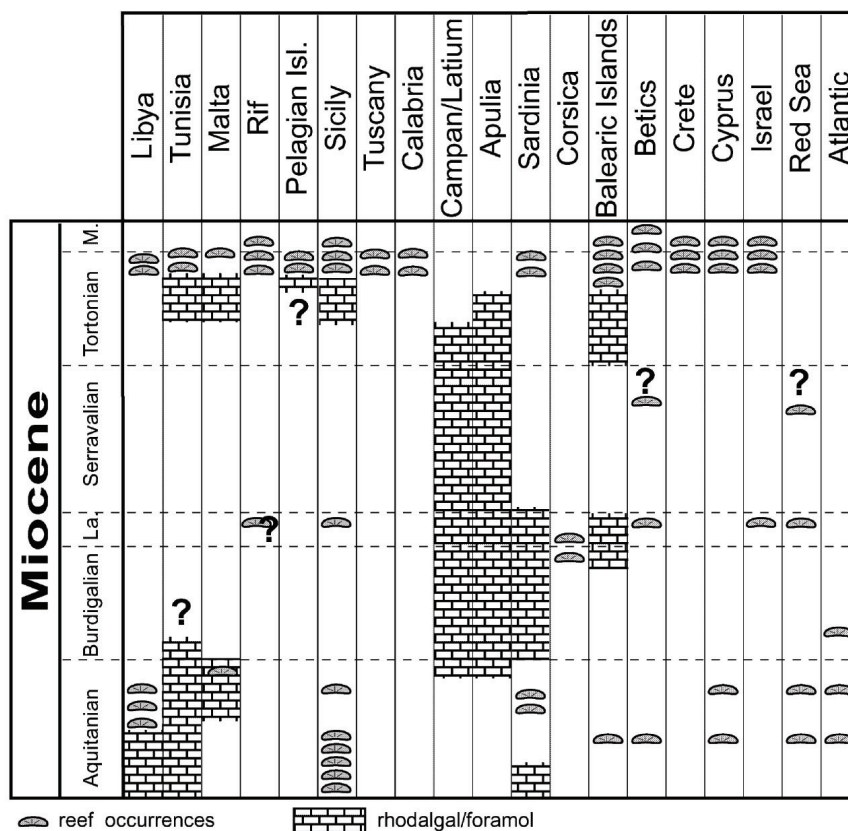


Fig. 5. Distribuzione dei reefs (associazione di sedimenti di tipo *chloralgal*) e depositi di tipo *foramol/rhodagal* nel Mediterraneo (Da Esteban 1996; Pedley 1996; modificato da Pomar *et al.* 2004).

Il controllo della tettonica sulla deposizione carbonatica

La varietà di contesti tettonici nei quali le rampe carbonatiche cenozoiche si sono sviluppate sono stati messi in evidenza da Wilson (2002) in un lavoro sulle piattaforme dell'Asia sudorientale. Esse, che si sono sviluppate a diverse latitudini e in ambienti di acqua bassa con apporto sedimentario di tipo terrigeno ridotto (0,03 – 0,04 m/ma, Schlager & Ginsburg, 1981), vengono controllate da numerosi fattori tra i quali : la subsidenza , le oscillazioni negli input terrigeni , la differenza topografica tra le aree continentali marginali ed i bacini epicontinentali (come accade nei margini passivi subsidenti o nei margini di *foreland*) (Bosence, 2005). Studi dettagliati sono stati effettuati nel margine di Rift del Golfo di Suez e margine

nordoccidente del mar Rosso, dove le rampe carbonatiche si sono sviluppate su blocchi ruotati da faglie durante l'estensione e la subsidenza di questi bacini nel Miocene medio (Bosence *et al.*, 1988; Burchette, 1988; James *et al.*, 1988; Cross *et al.*, 1998; Purser *et al.*, 1998). I primi stadi del *rifting* sono dominati da sedimentazione silicoclastica con trasporto di sedimento controllato dai sistemi di faglie estensionali (Purser *et al.*, 1998). Alla sedimentazione silicoclastica succede la deposizione carbonatica nelle zone fatiche di alto strutturale che sviluppa piattaforme rettilinee o trapezoidali con lunghezza prossima a 10 km e spessore stratigrafico di circa 100 m (Mar Rosso , Golfo di Suez).

Nei margini in subsidenza l'evoluzione delle rampe "*distally steepened*" a piattaforma orlata è piuttosto comune (Read, 1985).

A scala dell'area mediterranea, lo studio degli affioramenti miocenici registra lo sviluppo delle piattaforme carbonatiche sui margini passivi o subsidenti (Pomar, 1993; Pomar & Ward, 1999; Pomar *et al.*, 2002). Per esempio le rampe Tortoniane di tipo "*distally steepened*" di Minorca (Pomar *et al.*, 2002) e la piattaforma orlata tortoniana – messiniana di Maiorca, (Pomar, 1993; Pomar & Ward, 1999). Il passaggio da rampa a piattaforma orlata è messo in risalto dalla variazione nella produzione locale del sedimento carbonatico (da produzione di rodoliti e di scheletri di organismi eterotrofici nella piattaforma media a deposizione coralgale e di associazioni autotrofiche in ambienti poco profondi della piattaforma orlata) in risposta alle variazioni climatiche (Pomar, 2001a; Pomar *et al.*, 2002). La stratigrafia evidenziata dalle caratteristiche geometrie progradazionali indicano tassi di produzione in eccesso rispetto i bassi tassi di subsidenza registrati per i margini passivi (James & Von der Borch, 1991; James *et al.*, 1994).

2.4 I fattori di controllo sulle associazioni scheletriche: temperatura, nutrienti e salinità

Il ruolo della temperatura e della latitudine sulle associazioni bentoniche che si raggruppano in fasce con facies simili è stato ampiamente discusso ed ha portato alla

formulazione di alcune classificazioni che utilizzano termini diversi ed eterogenei (Fig. 6).

	TROPICAL >22°C	SUBTROPICAL 22-18°C	TEMPERATE 18-10°C	COLD 10-5°C	POLAR <5°C
Lees & Buller (1972)	Chlorozoan			Foramol	
Lees (1975)	Chlorozoan	Chloralgal		Foramol	
Schlanger (1981)		Coral/algal Facies		Bryozoan/algal Facies	
Carannante et al (1988)	Chlorozoan	Chloralgal	Rhodalgal	Bryoalgal	Molechfor
Nelson (1988)				Non-tropical	
Betzler et al. (1997)			Warm temperate 20-11°C		
James (1997)		Photozoan		Heterozoan	

Fig. 6. Tabella riassuntiva delle classificazioni/terminologie utilizzate per distinguere le fasce climatiche caratterizzate da particolari associazioni bentoniche (Mutti & Hallock, 2003).

I sedimenti carbonatici sono stati studiati, dal punto di vista oceanografico, nei primi anni settanta da Lees & Buller (1972) e Lees (1975). Essi descrivono come i carbonati attuali siano influenzati dalla temperatura e dalla salinità degli oceani e classificano le diverse associazioni in funzione dei gradienti di temperatura (e variazioni nei tassi di salinità) in *Chlorozoan* (dominate da coralli zooxantellidi ed alghe calcaree verdi), *Chloralgal* (dominate esclusivamente da alghe calcaree verdi) e da associazioni di tipo *Foramol* (dominate da foraminiferi e molluschi). Questa classificazione è stata approfondita ed estesa da Carannante *et al.* (1988) in uno studio sulle piattaforme Brasiliane attuali. Carannante (1988) pongono l'attenzione sul fatto che le associazioni di tipo *Foramol* non sono necessariamente indicative di ambienti di acqua fredda (*cool – water*) e che, in aggiunta alla temperatura, un numero di fattori come l'apporto di nutrienti, la torbidità e la profondità possono comportare la deposizione di associazioni scheletriche di tipo *Foramol* in condizioni di clima tropicale. Nelson (1988a) introduce il termine *non – tropical* estendendo la possibilità di deposizione carbonatica oltre gli ambienti tropicali. James (1997) propone l'utilizzo dei termini *Photozoan* ed *Heterozoan*. Egli ritiene che i requisiti trofici rappresentino l'elemento fondamentale per il controllo delle associazioni scheletriche (fotosintesi basata sulla luce anzicchè da altre prove-

nienze). L'associazione di tipo *Photozoan* domina nei bacini oceanici occidentali in condizioni tropicali/subtropicali; le associazioni di tipo *Heterozoan* si manifestano, invece, nella parte fredda ed orientale degli oceani, in aree ristrette caratterizzate da acque ricche in nutrienti (per *upwelling* o per fenomeni di *runoff* continentali). Pomar (2001a, 2001b) mette in evidenza l'importanza della luce e della fotosintesi nelle associazioni carbonatiche. Esso distingue una associazione eufotica, che richiede una grande luminosità in acque chiare e poco profonde (Coralli ed alghe calcaree) ed una associazione oligofotica che, invece, necessita di bassa luminosità (alghe rosse e macroforaminiferi) tipica di ambienti relativamente profondi (~ 30 – 150 m).

Nutrienti

Il termine “nutrienti” si riferisce principalmente a quegli elementi che permettono il fissaggio inorganico di ioni di azoto e fosfato richiesti per la fotosintesi e la sintesi di proteine per il mantenimento, l'accrescimento e la riproduzione degli organismi (Hallock 2001). Il termine “risorsa trofica” viene in genere usato con il significato esteso di “materia organica” e “nutrienti inorganici” disponibili nell'ambiente, dove la luce o l'energia chimica sono indispensabili per la sintesi della materia organica (Valentine 1971; Hallock 1987). E' necessario comunque ribadire che le comunità bentoniche in ambienti tropicali e di mare basso sono controllate, principalmente, dall' apporto di nutrienti (Hallock & Schlager 1986; Birkeland 1987; Hallock 2001).

L' influenza dei nutrienti sulla sedimentazione carbonatica è legata anche ad altri parametri oceanografici come la torbidità, le correnti, la profondità della zona eufotica ed il termoclino. Studi attuali hanno dimostrato che le variazioni nelle risorse trofiche alterano le caratteristiche del substrato e la torbidità della colonna d'acqua (Hallock, 1987). Le variazioni delle caratteristiche fisico-chimiche degli ambienti marini influenzano ampiamente le associazioni bentoniche con variazioni in biodiversità, dominanza, strutture trofiche e stabilità (Valentine 1971; Stanton & Dodd 1976; Brasier 1995a,1995b). Le temperature, in particolare, influenzano gli organismi produttori di carbonato in due

modi: **1)** negli organismi ectotermici (quelli in cui la temperatura corporea è uguale a quella dell'ambiente) le reazioni metaboliche dipendono dalla temperatura e raddoppiano la velocità per aumenti di 10°C (Hockachka & Somero, 1984). Un organismo ectotermico richiede, pertanto, metà cibo per vivere in acque con temperature tra i 15 e i 20°C rispetto ad un organismo che viva in acque con temperature tra i 25-30°C (Hallock *et al.*, 1991). **2)** La solubilità di CO₂ è inversamente proporzionale alla temperatura e pertanto essa controlla la quantità di energia richiesta per la deposizione di carbonato. La grande efficienza nella precipitazione di aragonite attraverso i processi fotosintetici nei coralli zooxantellati ed alghe calcaree verdi è facilitata in acque calde che sono soprassature di CaCO₃ (Hallock, 2001). Invece le acque fredde richiedono grande dispendio di energia per la precipitazione di aragonite e pertanto favoriscono la secrezione di calcite da parte delle alghe rosse coralline, di macroforaminiferi e da organismi non simbiotici con le alghe (Hallock, 1996).

Temperatura vs nutrienti

Come già accennato la produzione carbonatica dei sistemi biologici dipende dalla disponibilità di nutrienti, temperatura e luce. L'ultimo di questi fattori è preponderante sugli altri e l'intera catena alimentare è subordinata ai produttori primari (fotosintesi). La transizione Tortoniana da sistemi carbonatici dominati da associazioni di tipo *Rhodalgae/foramol* a quelli in cui prevalgono gli organismi ad affinità *Chlorozoan* può essere stata causata da un incremento nella temperatura dell'acque oceaniche, che da temperate-fredde passano a calde. Questa variazione nelle associazioni può essere stata causata anche da una variazione nelle condizioni trofiche e/o da una contemporanea variazione di più fattori (temperature e nutrienti) (Carannante *et al.*, 1988). Per esempio le alghe rosse possono dominare in acque temperate fredde ma anche produrre una importante quantità di carbonati in ambienti tropicali (Bosellini & Ginsburg 1971; Bosence, 1983 a, 1983b, 1985; Carannante *et al.*, 1988; Tsuji 1993; Iryu *et al.*, 1995; Fornos & Ahr, 1997).

Nelle rampe rodalgali del Tortoniano inf., la produzione di alghe rosse e briozoi ha prevalso rispetto alle biocostruzioni recifali (*Reef Complex*). In qualche caso ed in condizioni ambientali oligofotica la produzione rodalgale nelle rampe predominava nel settore medio della rampa e ciò ha comportato la formazione di uno *slope*.

Le maggiori variazioni nella produzione carbonatica si manifestano nella zona eufotica dove le associazioni variano da *foramol* a *chlorozoan*.

I grani aragonitici come *Halimeda* e ooliti sono generalmente prodotti in ambienti di acqua bassa. Questi componenti sono rari nelle rampe Tortoniane e spesso risedimentati in strutture sedimentarie a laminazione incrociata ad andamento *backset* che riempiono concavità (*slump scars*) nello *slope* della rampa.

Macroforaminiferi come *Amphistegina* ed *Heterostegina* che vivono attualmente in mari tropicali e subtropicali nel tortoniano sono comuni sia nelle rampe tortoniane sia nei complessi di scogliera. La presenza nella scarpate delle rampe di alghe rosse del tipo *Sporolithon* (*Archaeolithothamnium*) e *Lithoporella* indicano condizioni marine tropicali (Buchbinder, 1977; Bosence, 1983a, 1983b; Vannucchi *et al.*, 1996).

Secondo il “modello di limitazione dei nutrienti” proposto da Wood (1993), le rampe del Tortoniano possono rappresentare sistemi a regime mesotrofico, mentre i complessi recifali evidenzerebbero regimi oligotrofici. Tali variazioni trofiche nelle acque oceaniche sono interpretabili come il risultato di variazioni climatiche da umide ad aride, transizioni avvenute al limite tra il Tortoniano inf. – sup. Calvo *et al.* (1993) nella loro ricerca sui bacini continentali spagnoli confermano tale variazione climatica e collocano il ritorno a condizioni aride all’inizio del Tortoniano sup., condizione arida che perdurò fino alla fine del Messiniano. Questi autori sostengono tuttavia che le temperature non variarono in modo significativo durante il Tortoniano – Messiniano; tali condizioni termiche erano già aumentate significativamente al limite Serravalliano - Tortoniano. Anche i dati paleoclimatici, forniti dallo studio di comunità a roditori nelle località circum – mediterranee (Van Dam, 1997; Van Dam & Weltje, 1999), confermano il cambiamento climatico freddo/umido a caldo/secco avvenuto nell’intervallo 8.8 – 8.5 Ma. Brasier (1995) sostiene che la diminuzione del *runoff* fluviale in un bacino interno,

come il Mediterraneo, conseguenza della variazione climatica sopracitata, ha comportato una diminuzione di nutrienti provenienti dalle aree continentali con conseguente oligotrofia del sistema marino.

Nelle piattaforme del Miocene sup. le associazioni di tipo *Rhodalgae* hanno caratterizzato la produzione carbonatica oligofotica in alcune aree deposizionali; sospensivori, come i briozoi, si sono manifestati invece con maggior frequenza nelle rampe mesotrofiche. Tali analogie stratigrafiche tra le isole fa pensare ad un generale cambiamento nelle condizioni trofiche del mar Mediterraneo durante la transizione Tortoniano inf.-Tortoniano sup.

I nutrienti ed in minor misura la temperatura possono aver giocato un ruolo fondamentale nel controllo della composizione biotica di questi carbonati nei bacini marginali del Miocene sup. nell'area del circum-Mediterraneo.

In conclusione durante tale intervallo temporale le condizioni marine del Mediterraneo erano prevalentemente temperato calde – subtropicali tali da rendere la deposizione dei carbonati in acqua bassa relativamente semplice; il tipo di biomineralizzazione doveva dipendere principalmente dal trofismo delle acque e subordinatamente dalle lievi oscillazioni climatiche.

Il rapporto ionico Mg/Ca, la concentrazione di CO² e le fasi mineralogiche

Le piattaforme carbonatiche mioceniche nell'area mediterranea mostrano oscillazioni secolari nella mineralogia carbonatica, come durante il Fanerozoico, ma a scala più piccola e con differenti periodicità (Fig.7). In tutto l'intervallo miocenico esiste una discreta correlazione tra le curve eustatiche e la curva aragonite-calcite. Pomar *et al.* (2004) sostengono che nel Miocene inf. (p.p.) e in quello superiore le piattaforme carbonatiche erano caratterizzate da associazioni di tipo *chlorozoan* dominate da bio-costruzioni a coralli prevalentemente aragonitiche; gli autori sopracitati affermano per contro che nel Miocene medio (p.p.) le piattaforme crescevano durante fasi di livello marino basso ed erano venivano dominate dalla calcite.

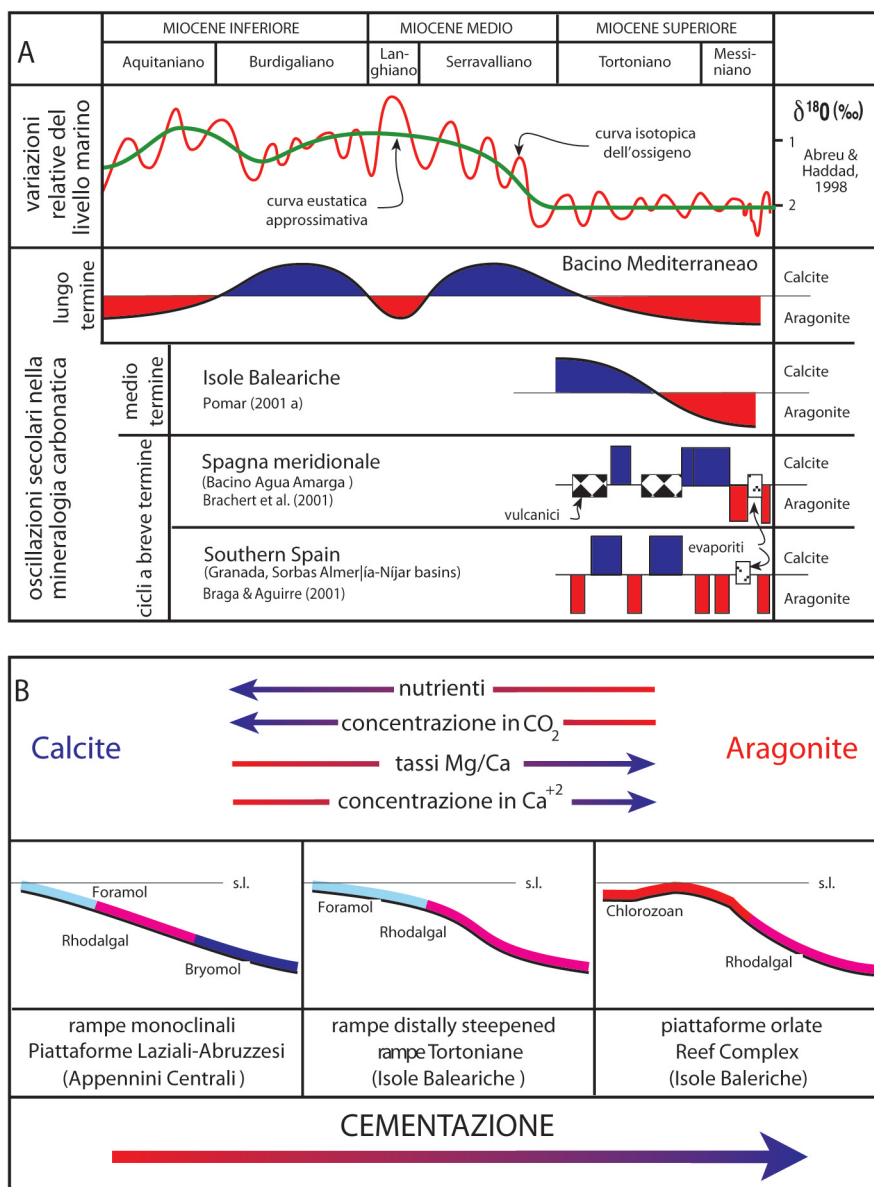


Fig. 7. (A) Oscillazioni ad alta frequenza in mineralogia carbonatica durante il Miocene. Lo sviluppo di reefs a coralli (*Chlorozoan*) si manifesta durante il Miocene inf. e quello sup. mentre gli organismi produttori di carbonato predominano durante il Miocene medio con l'eccezione di abbondanti reefs nel Langhiano, durante una fase di stazionamento alto del livello marino. Tali cicli a lungo termine rappresentano la conoscenza media delle condizioni paleoceanografiche globali. I cicli a scala media sono osservabili in depositi di piattaforma delle isole Baleariche; loro sembrano rappresentare condizioni medie nel Mediterraneo durante il Miocene sup. I cicli a breve termine ed alta frequenza si manifestano nei bacini intracontinentali della Spagna meridionale. Tali cicli rappresentano l'influenza delle condizioni locali. **(B)** Differenti tipi di profili deposizionali e distribuzione delle facies che caratterizzano le piattaforme carbonatiche del bacino Mediterraneo. Queste differenze possono essere legate a variazioni globali, regionali e locali nelle condizioni paleoceanografiche (da Pomar *et al.*, 2004)

Tale alternanza tra piattaforme carbonatiche costituite principalmente da aragonite o calcite coincide più o meno alle variazioni del livello marino. Fasi di oscillazioni positive, durante il Miocene medio, comportavano la dominanza di organismi calcitici – calcitici basso-Mg, con eccezione di rare biocostruzioni a coralli aragonitici comparsi durante il Langhiano (Esteban 1996, Pedley, 1996). Tutto ciò è anche in accordo con la dominanza di coralli hermatipici (*chlorozoan*) durante il Miocene inf. (p.p.) e sup.(p.p.)

e lo sviluppo di costruzioni ad alghe rosse (*rhodalgal*) durante il Miocene medio.

Bourrouilh - Le Jan & Hottinger (1988) hanno documentato variazioni simili in associazioni scheletriche di sedimenti miocenici negli atolli dell'Oceano Pacifico ed hanno evidenziato che, durante il Miocene medio, dominavano rodoliti calcitici mentre, durante il Miocene inf. e sup., dominavano coralli ermatipici (*Chlorozoan*). Questi autori associano queste variazioni a cambiamenti ecologici piuttosto che climatici.

Mutti *et al.*, (1999) individuano un legame tra le facies carbonatiche delle piattaforme mioceniche Appenniniche ed Apule ed l'incremento dei valori isotopici dell'acqua marina nel Miocene inf. Essi ritengono che queste variazioni siano associate al progressivo sollevamento della regione Tibetana-Himalayana che avrebbe comportato la dispersione dei prodotti di *weathering* nel bacino Mediterraneo. L'incremento dell'intensità d'erosione avrebbe provocato un corrispondente aumento di ioni Ca^{2+} ed una conseguente riduzione del rapporto Mg/Ca, che avrebbe favorito le condizioni di "mare calcitico".

Nel Tortoniano inf. le rampe delle isole baleariche mostrano associazioni scheletriche dominate da organismi calcitici (*foramol/rodalgal*), con pochi ooidi e frammenti di *Halimeda*, mentre nel Tortoniano sup.-Messiniano inf le medesime associazioni sono dominate da biota aragonitici (*Chlorozoan/rodalgal*). Tale *trend* di evoluzione è abbastanza comune a tutti i depositi coevi del Mediterraneo. La relazione che lega questi dati può essere attribuita soltanto alle variazioni trofiche considerato che le variazioni climatiche appaiono molto lievi e sembrano seguire un *trend* contrario (poco rilevante diminuzione delle acque oceaniche).

La diminuzione degli apporti fluviali sembra aver contribuito maggiormente alla riduzione degli ioni Ca^{2+} ed a giustificare le condizioni di "mare aragonitico" e la formazione dei complessi recifali. Resta, comunque, estremamente difficile dimostrare le cause scatenanti (globali o locali) la variazione del contenuto in nutrienti o del rapporto Mg/Ca.

L'effetto negativo dell'aumento della CO_2 atmosferica sulle biocostruzioni a coralli è stato ampiamente documentato (Hallock 1996, Kleypas *et al.*, 1999, 2001).

Stanley & Hardie (1998) sostengono che la combinazione della concentrazione di Ca^{2+} ed i tassi di Ca/Mg negli oceanici, controllano la precipitazione di calcite o aragonite più della concentrazione atmosferica di CO_2 . Inoltre alti tassi di effusioni vulcaniche nelle dorsali oceaniche possono favorire l'aumento della concentrazione in CO_2 atmosferico, l'aumento della concentrazione in Ca^{2+} ed, infine, anche l'incremento del rapporto Ca/Mg nelle acque oceaniche. Le concentrazioni elevate di CO_2 nell'atmosfera possono favorire, come già detto, la deposizione di calcite sull'aragonite dato che la saturazione del carbonato nell'acqua di mare dovrebbe abbassarsi e la precipitazione dell'aragonite richiede maggiore dispendio energetico (Hallock, 2001).

Durante le fasi climatiche caldo umide (alta concentrazione di CO_2 nell'atmosfera, bassi valori di Ca^{2+} e del rapporto Ca/Mg nell'acqua oceanica) le condizioni sono state sfavorevoli per gli organismi produttori di scheletri aragonite. Per esempio durante il Cretaceo, quando le concentrazioni di CO_2 erano elevate, i coralli a scheletro aragonitico hanno giocato un ruolo secondario rispetto ai guscio calcitici delle rudiste nelle biocostruzioni.

In conclusione bisogna tener conto che, essendo la concentrazione atmosferica di CO_2 correlata alla concentrazione di Ca^{2+} ed al rapporto Mg/Ca, tutti questi fattori, congiuntamente, influenzano la sedimentazione carbonatica.

In aggiunta le fluttuazioni in intensità delle correnti di *upwelling*, l'attività vulcanica, l'attività tettonica locale e/o la variazione negli apporti terrigeni hanno comportato oscillazioni nella quantità di nutrienti controllando le associazioni bentoniche nel Miocene del Mediterraneo.

3. IL MIOCENE IN CALABRIA

I depositi miocenici affiorano in Calabria in modo esteso principalmente sulle pendici dei maggiori rilievi ed al limite tra quest'ultimi e le zone collinari, sia sul versante ionico sia su quello tirrenico (Roda, 1971).

Il miocene trasgressivo calabrese si manifesta con grande uniformità e secondo Selli (1957) può essere schematizzato come segue:

- a) substrato costituito da terreni cristallini o metamorfici o, più raramente, dalle argille scagliose;
- b) arenarie e conglomerati a stratificazione incrociata di origine continentale spesso associati a depositi di alterazione;
- c) trasgressione s.s.;
- d) formazione delle molasse quarzose a *Clypeaster*, *Lithothamnium*, *Ostrea*, ecc. con conglomerati presenti, soprattutto, alla base;
- e) formazione delle marne argillose grigie che, nella parte inferiore della serie, contengono rare e sottili intercalazioni sabbiose (strati sporadici di qualche cm o, al più, 1-2 decimetri di spessore);
- f) formazione gessoso – solfifera che inizia con il “tripoli” ed è seguita da calcare evaporitico; la successione continua verso l'alto con variazioni litologiche così cospicue che riesce quasi impossibile darne un quadro sintetico (Selli, 1957).

La trasgressione, nell'Italia meridionale, si sovrappone ai depositi del Cretaceo Sup. o, raramente, dell'Eocene; in Calabria, in particolare, a sud del parallelo di Lungro, la trasgressione giace sul basamento cristallino ercinico o, più raramente, sulle argille scagliose.

Verso l'alto la superficie trasgressiva è seguita dalla successione miocenica, spesso continua e concordante e di potenza variabile.

Tale serie, anche dove affiora in modo completo, risulta troncata al tetto dai terreni alloctoni o parautoctoni.

I lembi più settentrionali compaiono al margine orientale del gruppo del Cozzo del Pellegrino, fra i dintorni di Lungro e di Sant'Agata d'Esaro, sempre poggianti sulle argille scagliose.

Altri affioramenti si trovano più a sud, al margine orientale della Catena Costiera, nei dintorni di San Marco Argentano, nella zona di Scagliano e lungo la costa tirrenica da Diamante a Capo Suvero (presso Sant'Eufemia di Lamezia); tutti poggiano sul substrato cristallino metamorfico.

Nel massiccio della Sila affiorano lembi miocenici nei dintorni di Tarsia (a sud di Spezzano Albanese) e, lungo il margine ionico, si rinviene una fascia pressochè ininterrotta (da Rossano Calabro fino ai dintorni di Catanzaro) di terreni della medesima età.

Anche in quest'area i terreni miocenici giacciono direttamente sul basamento cristallino, salvo la zona tra Rossano e Cropalati dove, talora, s'interpongono le argille scagliose. A sud di Catanzaro, il Miocene trasgressivo si presenta sempre con le stesse facies e con le medesime giaciture (ora sul cristallino ora sulle argille scagliose), esso affiora in continuità lungo le coste ioniche e tirreniche della Calabria Meridionale ed è osservabile anche in Sicilia nell'area del Messinese.

La trasgressione mostra due maggiori fasi. In una prima fase di età Langhiana il mare invase tutto l'appennino meridionale fino alla porzione settentrionale della Catena Costiera calabra e, probabilmente, su buona parte delle avanfosse appenniniche antistanti. La seconda fase, Elveziana, portò alla sommersione del Gargano, delle Murge e dei massicci cristallino – metamorfici della Calabria.

In Calabria settentrionale il Miocene risulta essere trasgressivo sulle piattaforme carbonatiche mesozoiche ed è rappresentato dalla Formazione calcarenitica di Cerchiara e dalla Formazione del Bifurto, secondo Selli (1957) di età Burdigaliano.

Selli (1962) accenna al Mesoautoctono e Neoautoctono miocenico calabrese costituito dalla seguente successione: Molassa a *Clipeaster* dell'Elveziano medio – sup., Marne argillose dell'Elveziano sup. – Tortoniano – Messiniano inf. e Formazione Gessoso – Solifera del Messiniano inf. Essa è seguita da altre formazioni in continuità di sedimentazione e regolarmente fino al Calabriano.

Roda nel 1971 considera in blocco i terreni miocenici in Calabria come una successione postorogena (arenarie e conglomerati, argille marnose e serie solfifera) depositata nell'intervallo Tortoniano – Messiniano.

In sintesi è possibile descrivere gli affioramenti delle successioni tortoniane come diffusi e discontinui su gran parte del territorio calabrese; essi testimoniano solo lembi di una coltre molto più estesa e continua. Invece i depositi messiniani sono caratterizzati da numerose variazioni di facies e di spessore, con la registrazione di eventi deposizionali che mostrano la transizione da ambienti marini aperti a bacini ristretti, fino a condizioni evaporitiche.

3.1 Inquadramento geografico

L'area di studio è ubicata sul versante occidentale della Calabria meridionale, alle pendici del gruppo montuoso del M.te Poro (Fig. 8). Il Monte Poro è un tipico altipiano che si protende con caratteristiche di promontorio ad ovest verso il Tirreno; ad est è separato dall'alto strutturale delle Serre tramite il graben del Mèsima.

L'intera area presenta forme del paesaggio addolcite, quasi peneplanate, che degradano verso mare attraverso una serie superfici terrazzate e sviluppate in diversi ordini.

Il territorio risulta complessivamente solcato da una fitta rete di corsi d'acqua, a regime prettamente torrentizio, disposti secondo un pattern dendroide. Tali corsi d'acqua solcano le formazioni sedimentarie (mioceniche-pleistoceniche) fino a raggiungere ed esporre il basamento cristallino ercinico.

3.2 Inquadramento geologico - stratigrafico

I depositi neogenici, qui studiati, poggiano in discordanza su un complesso cristallino - metamorfico (M.te Poro) che s'innalzava già nel Tortoniano (Miocene sup.). I processi di sollevamento della catena sono riferibili alle due fasi post-alpine: la fase del Miocene sup. e la fase medio – pliocenica. Successive fasi compressive sono state attribuite

all'attività tettonica pleistocenica (Ghisetti, 1979; Meulenkamp *et al.* 1986; Van Dijk & Okkes, 1991).

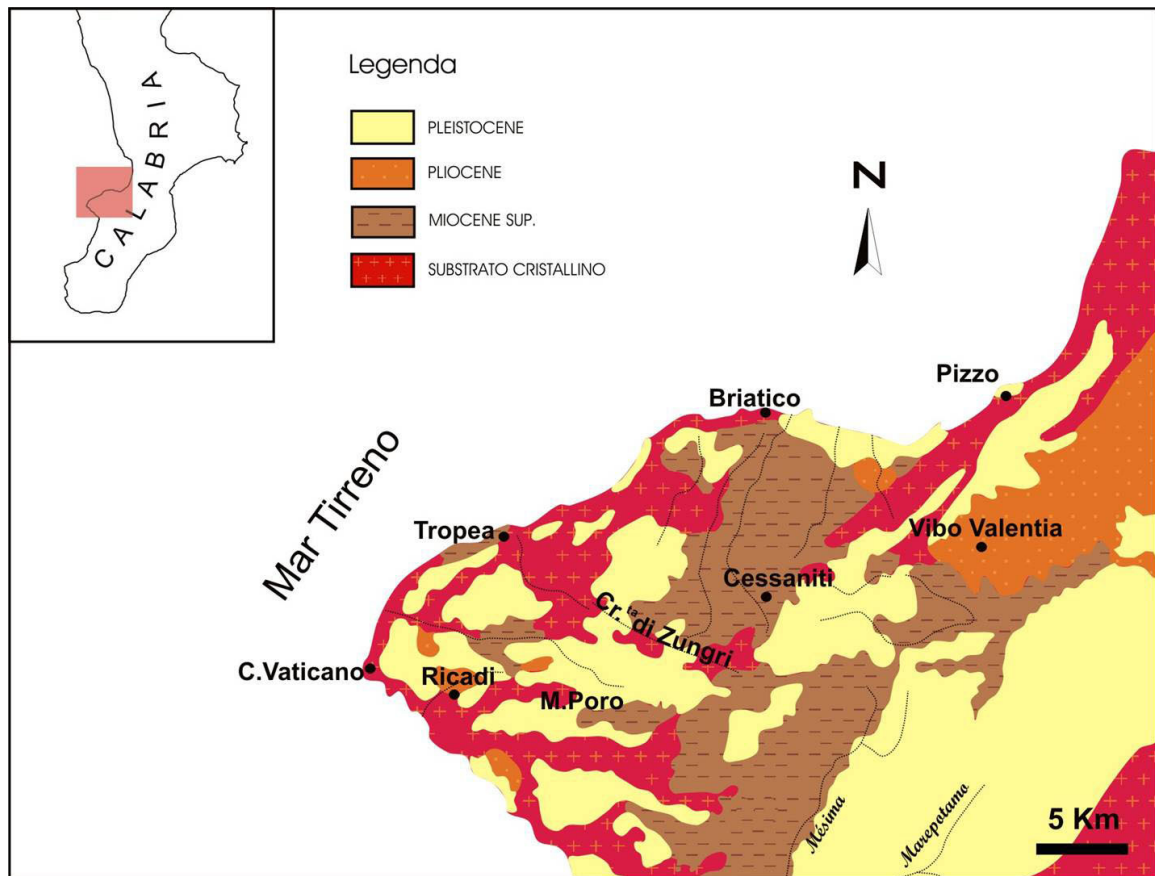


Fig. 8. Carta geologica generale dell'area di studio.

Le formazioni tortoniane si presentano con facies oscillanti da ambienti di transizione (litorali, d'estuario, lagunari o deltizi) a depositi neritici, con passaggi a facies euxiniche.

L'ambiente neritico si estende, spalmandosi sulle irregolarità del basamento paleozoico, su tutta la regione coinvolta dalla trasgressione, determinando passaggi stratigrafici laterali e verticali generalmente graduali, ma alcune volte così bruschi da generare in brevissimo spazio episodi lagunari o continentali (Nicotera, 1959; Barbera & Tavernier, 1990).

Nicotera (1959) individua, dal basso verso l'alto, una serie di unità stratigrafiche tortoniane che possono essere sintetizzate nel seguente modo:

- ***Conglomerati a ciottoli cristallini di varia litologia e cemento sabbioso grossolano.*** Questi conglomerati sono di spessore esiguo, quasi mai cartografabili e non presentano alcun accenno di stratificazione. Lembi di potenza abbastanza rilevante affiorano nell'alta valle del Fosso Malopara (a Sud dell'abitato di Zungri), in un breve tratto della Fiumara Spadaro (Ovest di Sciconi) ed in alcuni tratti della Fiumara Traieniti (a valle di Vena Media). Non sempre questa formazione marca la trasgressione tortoniana e, dove manca, la serie miocenica inizia con uno delle unità descritte successivamente (Nicotera, 1959).

- ***Conglomerati stratificati a ciottoli prevalentemente granodioritici, alternati a lenti e strati di sabbie lievemente argillose grigio-verdastre.*** Si presentano con stratificazione regolare ed in banchi di media potenza (inferiore al metro). Le intercalazioni di sabbie lievemente argillose sono sporadiche nei livelli più bassi e diventano frequenti verso l'alto, fino a prevalere sui livelli conglomeratici stessi. In alcuni aree i conglomerati affiorano direttamente sul substrato paleozoico, in altre è possibile osservare il passaggio laterale tra la precedente unità e questi depositi.

- ***Sabbie lievemente argillose o argille sabbiose grigio-verdastre, talvolta fossilifere a grosse ostreidi e cerizi, con presenza di livelli lignitiferi e sottili croste gessose.*** I conglomerati dell'unità precedente passano, lateralmente e superiormente, ad argille e sabbie lievemente argillose, grigio-verdastre, attraverso termini a granulometria decrescente. Molto spesso la formazione delle argille sabbiose grigio verdastre è intercalata ad arenarie poco coerenti grigiastre o giallastre che assumono potenze rilevanti nei livelli a tetto delle argille sabbiose. Le argille sabbiose grigio verdastre, in cui a volte si rinvencono intercalati dei livelli di lignite, non costituiscono un orizzonte unico ma sono lenti delimitate a bacini caratterizzati da sedimentazione

palustre, lagunare o addirittura lacustre. Nicotera (1959) individua due bacini con queste caratteristiche e li nomina bacino di Conidoni e di Zungri. Essi sono separati da un rilievo del substrato cristallino orientato WNW-ESE, da Zambrone a Vena.

In generale questa unità registra sedimenti depositatisi in lagune o paludi costiere che si sono formate con la trasgressione miocenica a causa della paleomorfologia del substrato. Estesi affioramenti di questa unità si rilevano negli alti corsi dei torrenti Fosso Malopara, Fosso Agrillusa, Fosso Gallinaro, Fosso Mondello, Fosso Chiapparella, Fosso Traieniti, tutti compresi nella Tavoletta Mileto. Altri si rinvengono sulle sponde della Fiumara Murmia, Fiumara Spadaro e del Torrente Traieniti (Nicotera, 1959).

- Arenarie poco coerenti grigiastre o giallastre, fino a sabbie sciolte arkosiche, a grana variabile e scarsamente fossilifere. In tale unità il contenuto fossilifero è scarso. Essa si può rappresentare la facies di transizione da un ambiente lagunare o palustre a marino, ambiente di deposizione dell'unità ad arenarie fossilifere successive (Nicotera, 1959).

- Arenarie grigiastre o giallastre semicoerenti, a grana variabile, in grossi banchi alternati a strati di medio spessore, ben cementati e riccamente fossiliferi, a clipeastri, terebratule, pettinidi ed *Heterostegine*. Eteropici a calcari detritico-organogeni. Questo complesso affiora in tutta la zona con potenza ragguardevole, talvolta superiore anche ai 150 m, e rappresenta dei terreni fondamentalmente psammitici. Il passaggio a quest'unità, dalle argille sabbiose grigio-verdastre, risulta essere graduale. Caratteristica di questa unità è l'abbondanza di macrofossili tra cui i clipeastri, grossi pettinidi e terebratule, e la grande quantità di macroforaminiferi, rappresentati principalmente dal genere *Heterostegina*. Accumuli arenacei (biostromi) costituiti esclusivamente da questi macroforaminiferi affiorano nel Fosso Malopara, a Contrada Parmicella, sulle due sponde Fiumara Murmia (cf. Papazzoni & Sirotti, 1999). Due varietà di calcari detrito-organogeni, eteropiche all'unità in esame, affiorano in aree lontane dalla linea

di costa. La prima varietà è costituita da biostromi a lumachelle, la seconda è rappresentata da banchi di calcari coralligeni (?biohermi, *patch-reefs*) che a volte affiorano direttamente sul substrato cristallino come in Contrada Brunia, mentre altre volte sono intercalati alle sabbie ed arenarie semicoerenti, come a Contrada Pioppo, ad Ovest dell'aeroporto di Vibo Valentia (Nicotera, 1959).

Grasso *et al.* (1996) in uno studio sulle biocostruzioni mioceniche della Calabria meridionale sostengono che i due tipi di depositi biosedimentari (bioherma e biostroma), giacciono in eteropia di facies alle sabbie gialle ad *Heterostegina* e compaiono nel Tortoniano, prima della regressione messiniana. Le due tipologie di calcari, presentano al tetto superfici d'erosione, sulle quali giacciono, in discontinuità, le sabbie marine plioceniche (Grasso *et al.*, 1996).

Un elenco delle specie fossili rinvenute nell'unità "Arenarie grigiastre o giallastre semicoerenti riccamente fossilifere" è presente nei lavori di Nicotera (1959), Barbera & Tavernier (1990), Checchia Rispoli (1925) e Imbesi Smedile (1958).

Nei sedimenti di questa unità, oltre ai gruppi fossili citati in precedenza, sono state rinvenute grandi rodoliti con diametro spesso superiore ai 10 cm, denti di pesci (scauri e selaci), numerosi carapaci di *Trionix*, un astragalo ed un frammento di omero di artiodattile (Barbera & Tavernier, 1990), resti del sirenide *Metaxytherium medium* Desmarest (Carone, 1997) e, nella Cava Brunia, presso Cessaniti, una mandibola dell'elefantide *Stegotetrabelodon syrticus* Petrocchi (Ferretti *et al.*, 2001; 2003; Neri *et al.*, 2005).

Barbera & Tavernier (1990) hanno esaminato, dal punto di vista paleoecologico, la successione tortoniana in diverse sezioni, nella zona di Cessaniti, Zambrone e Zungri, ed altre zone dislocate lungo il margine settentrionale del promontorio di Briatico.

Nella Cava Brunia e nella Cava Forcone, a Nord dell'aeroporto di Vibo Valentia, sono osservabili due successioni che differiscono leggermente tra loro (Barbera & Tavernier, 1990); quella di Cava Brunia è più completa. La successione descritta da Barbera & Tavernier (1990), successivamente ridescritta con numerosi nuovi dati da Neri *et al.* (2005), può essere illustrata come segue:

- a) Basamento cristallino.
- b) Conglomerati poco classati, spessi pochi metri, con clasti che derivano dal sottostante substrato.
- c) Un intervallo inferiore, formato da argilliti di colore scuro e arenarie grossolane grigie, con fauna oligotipica a molluschi, dominata da ceritidi, potamididi, hydrobii e ostreidi. L'interpretazione di questa subunità indicherebbe ambienti deposizionali paralici (lagunari s.s.). Seguono arenarie poco cementate, spesse qualche metro e non fossilifere, che s'intercalano alle argilliti. Le strutture deposizionali sono indicative di depositi di *flood tidal delta* e/o di fan-delta con influssi tidali (25 m).
- d) Si passa verso l'alto, attraverso un sottile contatto erosivo marcato dalla concentrazione di ciottoli e frammenti di ostreidi, ad arenarie poco cementate, di colore che va dal grigio al giallastro. Appena al disopra della superficie d'erosione è presente un'associazione fossile, marina ad echinidi. La superficie d'erosione è interpretata come una superficie di *shoreface ravinement*: essa indica l'impostazione di condizioni marine al di sopra dei depositi paralici (lagunari). Il motivo deposizionale è dominato da una successione CU (*Coarsening Upward*), spesso pochi metri, bioturbata ed associata a livelli microconglomeratici poco frequenti. I fossili sono rappresentati principalmente da bivalvi, gasteropodi ed echinidi (grandi *Clypeaster*). Le strutture deposizionali consistono in *hummocky* di non facile individuazione e laminazioni incrociate a basso angolo.
- e) Seguono arenarie giallastre poco cementate caratterizzate da uno stile deposizionale simile all'unità precedente. Nella cava Brunia e dintorni il limite tra l'unità precedente e questa consiste in un livello di argille sabbiose, spesso mal esposto, riconducibile ad una lieve regressione tra i due eventi trasgressivi. L'associazione fossile di quest'unità comprende ancora numerosi echinidi appartenenti al generi *Clypeaster*. (in questa unità meno frequente) ed *Echinolampas*, frequenti anche i molluschi tra i quali predominano i bivalvi del genere *Pecten*, e segna la comparsa di forme appartenenti ai generi *Terebratula* ed *Heterostegina*. La microfauna è rappresentata da foraminiferi planctonici che indicano un ambiente deposizionale di mare relativamente aperto. Questa unità è riferita da Papazzoni & Sirotti (1999), sulla base dei foraminiferi planct-

tonici, al Tortoniano superiore.

f) Segue un'unità che consiste di un sottile strato di marne e argilliti mal esposto, talora completamente coperto, che passa verso l'alto a marne tripolacee. Di solito l'unità è ricca di microfauna planctonica (nannoplancton e foraminiferi). Il limite Tortoniano/Messiniano è situato in quest'unità.

g) Infine affiora un sottile strato calcareo, a volte silicizzato, non fossilifero. Esso è ascrivibile al cosiddetto "Calcare di base".

Questa successione non è sempre completa. Spesso mancano i termini da b) a c), e pertanto sul substrato cristallino si rinvengono direttamente le arenarie marine fossilifere dell'unità d) ed e). Esistono, inoltre, notevoli variazioni laterali di facies: per esempio nell'area di Vibo Valentia (Romano *et al.*, 2005) le arenarie dell'unità e) s'intercalano ad un piccolo bioherma o *patch reef* dello spessore di una decina di metri (Neri *et al.*, 2005).

Questa successione registra (Neri *et al.*, 2005), durante la fase iniziale della trasgressione tortoniana, la deposizione di sedimenti transazionali lagunari-deltizi (tipo *barrier island*). La salinità di questi ambienti ristretti era bassa e permetteva l'insediamento di una fauna oligotipica a molluschi, caratterizzata da ceritidi, potamididi, hydrobiidi e grandi ostreidi.

L'avvento della deposizione francamente marina è testimoniato da una marcata superficie erosiva (*shoreface ravinement surface*), caratterizzata da ciottoli rielaborati e valve disarticolate di ostreidi. Questa superficie è osservabile in continuità alla scala dell'affioramento di C.va Brunia.

Nella seconda fase trasgressiva i sedimenti a grana fine (peliti) ed il ricco contenuto in foraminiferi planctonici indicano condizioni deposizionali in ambienti di *offshore*. Questa fase deposizionale precede la fase regressiva che porterà alla chiusura del Mediterraneo ed alla "Crisi di salinità Messiniana".

4. METODOLOGIE

Al fine di posizionare dal punto di vista paleogeografico i corpi carbonatici che caratterizzano le sabbie gialle ad *Heterostegina* dell'area di M.te Poro sono state eseguite osservazioni alla mesoscala degli affioramenti carbonatici. Durante il lavoro di campagna, le serie rilevate sono state georeferite attraverso l'utilizzo di satellitare Garmin Map60; è stata inoltre mappata l'estensione areale delle unità deposizionali con l'intenzione di fornire un quadro paleogeografico dettagliato e comprendere l'evoluzione del sistema nel tempo.

L'unità deposizionale definita informalmente come "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*", priva di elementi stratigrafici utili per le correlazioni a larga scala ma molto adatta allo studio delle associazioni scheletriche, è stata campionata in dettaglio. I campioni, opportunamente preparati, sono stati osservati al microscopio ottico ed analizzati al microscopio elettronico a scansione (SEM) ed alla microanalisi a dispersione di energia. (EDS). E' stata effettuata l'analisi quantitativa delle biofacies con il metodo del conteggio a punti. Il conteggio è stato condotto su 40 sezioni sottili (200 punti per sezione); i dati sono stati elaborati con metodologie statistiche. L'analisi statistica multivariata è stata effettuata tramite il software SPSS ver. 14 utilizzando il metodo di Ward con la distanza Euclidea (*Cluster analysis*). Il prodotto finale è un dendrogramma che raggruppa le biofacies in funzione della similitudine rispetto alle categorie di conteggio sottoelencate. Sono state individuate le seguenti categorie di conteggio: resti scheletrici (alghe rosse, gli echinidi, i molluschi, i coralli, i briozoi ed i serpulidi), cementi marini primari, cementi di seppellimento, micriti, intraclasti e silicoclastico. I dati statistici sono stati standardizzati e importati nel software *Surfer*. I dati sono stati successivamente interpolati tramite GRID (metodo *Kriging*) allo scopo di ottenere carte di distribuzione delle biofacies. Il rapporto silicoclastico vs carbonatico ha permesso di mettere in evidenza aree di maggiore apporto continentale. Infine, l'analisi della distribuzione spaziale delle microfacies simili, lo studio tassonomico dell'associazione a foraminiferi bentonici e ad alghe rosse, lo studio morfometrico delle rodo-

liti ha permesso di formulare una prima ipotesi sull'idrodinamica del sistema, sulle paleobatimetrie e sulla paleogeografica dell'ambiente deposizionale.

5. STRATIGRAFIA DELL'AREA DI M.TE PORO

5.1 Descrizioni delle sezioni studiate

Sono state studiate e descritte 14 sezioni stratigrafiche (Fig.9 e Tab. 1), ulteriori osservazioni sono state inoltre condotte su *logs* e spezzoni di serie sparse nell'area oggetto di studio.

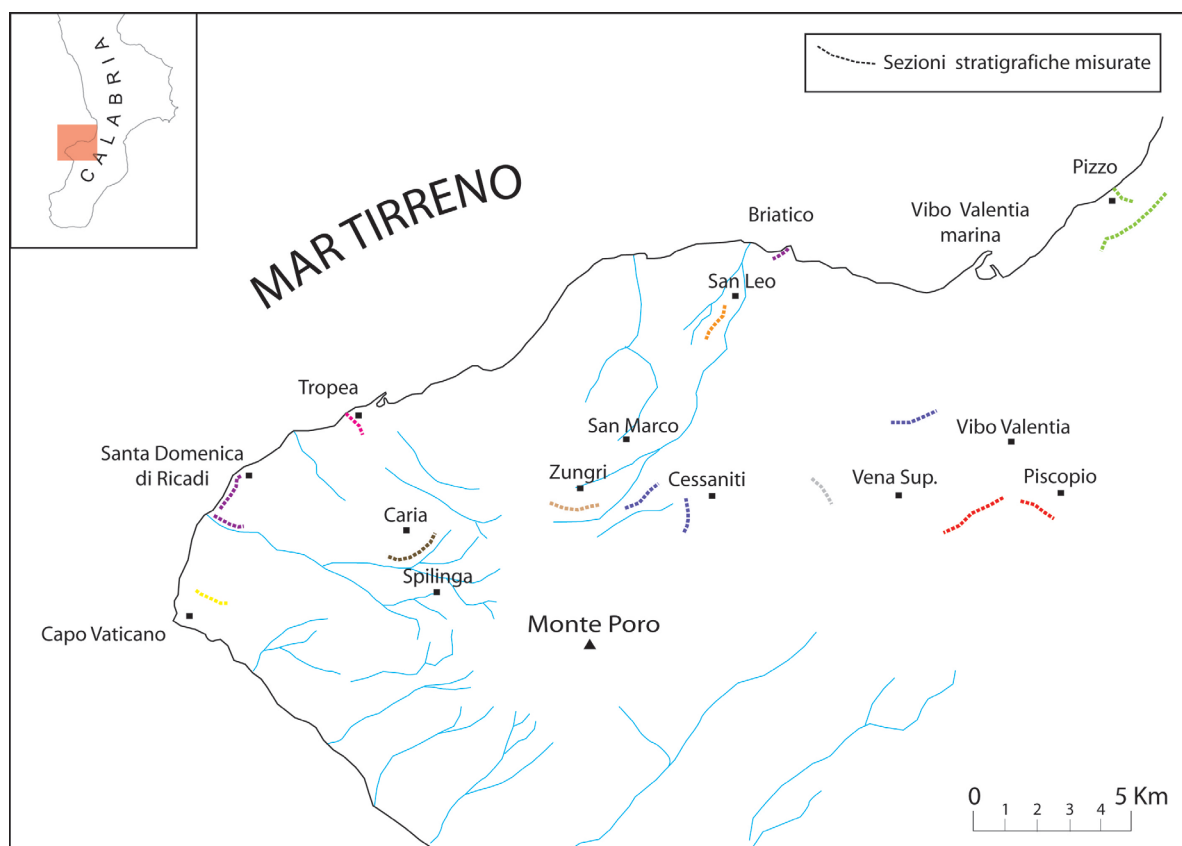


Fig. 9. Ubicazione geografica delle sezioni studiate

Le sezioni stratigrafiche sono state censite con una sigla che descrive la sezione tipo e dalle coordinate geografiche con proiezione Gauss-Boaga.


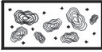
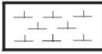



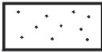
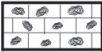

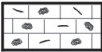
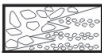
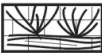




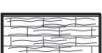





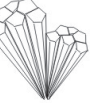

















Le serie rilevate sono le seguenti:

LOCALITÀ	SERIE TIPO	SIGLA	LATITUDINE	LONGITUDINE
BRIATICO	LA ROCCHETTA (affioramento su costa)	BR	38°43'37'',73N	16°2'16'',84E
BRIATICO	SAN LEO (affioramento in prossimità dell'abitato)	SL	38°43'15'',50N	16°1'19'',93E
CARIA	CARIA (affioramento tra il Pianoro S.Anna e S.Cosimo)	CA	38°39'21'',15N	15°54'1'',56E
CESSANITI	Località Brunia (affioramenti di C.va Brunia e Strada per Cessaniti)	CE	38°39'8'',50N	16°2'2'',59E
PISCOPIO	Località (affioramenti tra Stefanaconi e Piscopio)	PI	38°39'57'',81N	16°6'19'',78E
SANTA DOMENICA DI RICADI	Località Baia di Riace (affioramento lungo costa orientato N-S)	SD	38°40'20'',82N	15°52'19'',79E
SANTA DOMENICA DI RICADI	Località Baia di Riace (affioramento orientato N.NE – S.SW)	SD	38°40'13'',20N	15°52'09'',58E
SANTA DOMENICA DI RICADI	Località Marco Polo (affioramento lungo strada secondaria)	MP	38°40'3'',86N	15°52'0',42E
SERIE VENA SUP	Località Malacuruna (affioramenti cava dismessa)	VS	38°39'18'',97N	16°2'38'',54E
SERIE VIBO VALENTIA	Località Pioppi (affioramento in cava dismessa)	VV	38°38'23'',42N	16°2'16'',21E
SERIE PIZZO	Località Piedigrotta (affioramento lungo strada)	PZ	38°44'57'',87N	16°11'6'',96E
SERIE PIZZO	Località Forte della Monacella (affioramento lungo costa)	PZ	38°44'16'',45N	16°9'49'',18E
SERIE ZUNGRI	Località Grotte Rupestri	ZR	38°39'0'',19N	15°58'48'',42E
SERIE CAPO VATICANO	Località Fornicoli (affioramento lungo strada secondaria d'accesso alla spiaggia)	CV	38°39'24'',53N	15°51'15'',07E

Tab 1. Sezioni stratigrafiche studiate e loro ubicazione nel sistema di coordinate Gauss-Boaga.

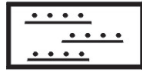
Di seguito verranno descritte in modo succinto le facies che caratterizzano le successioni analizzate.

LEGENDA

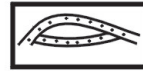
	Shale		Rudstone a rodoliti algali
	Marne carbonatiche		Floatstone ad alghe rosse e matrice sabbiosa
	Marne tripolacee		Packstone bioclastico
	Arenarie fini		Rudstone rodolitici
	Sabbie medio - grossolane		Floatstone a <i>Heterostegina papyracea</i> e alghe rosse
	Conglomerati / Microconglomerati		Framestone a <i>Porites</i>
	Rudstone/Grainstone ad <i>Heterostegina papyracea</i>		Framestone a <i>Tarbellastrea</i>
	Floatstone ad <i>Heterostegina papyracea</i> a matrice sabbiosa		Rudstone a <i>Porites</i> con matrice sabbiosa
	Bindstone algale		
	Bivalve generici		Balanidi
	Bivalve infaunale		<i>Porites</i> sp.
	Pecten o Chlamys		<i>Tarbellastrea</i> sp.
	Gasteropodi (<i>Turritella</i>)		Coralli (in blocchi)
	Gasteropodi (modelli interni)		Coralli in (frammenti)
	Brachiopodi (<i>Terebratula</i> , <i>Aphalesia</i>)		Briozoi celliporiformi
	<i>Clypeaster</i> sp.		tipo digitate
	<i>Echinolampas</i> sp.		tipo discoidali
	<i>Crassostrea gryphoides</i> sp.		<i>Heterostegina papyracea</i>
	<i>Ostrea edulis</i> var. <i>lamellosa</i>		Foraminiferi planctonici
	<i>Spatangoidi</i>		Resti vegetali
			Vertebre di sirenide
			<i>Glycimeris</i> ssp.

LEGENDA

Strutture sedimentarie



Lamine p.p.



Hummocky



Cliniformi



Lag a base erosiva



Stratificazione
incrociata

Serie Briatico (La Rocchetta, BR)

In prossimità della località denominata la Rocchetta, presso la marina di Briatico, è stato possibile osservare un piccolo affioramento, potente pochi metri (7m), ma notevolmente interessante sotto l'aspetto stratigrafico.

La sezione in esame poggia su un basamento fortemente articolato (Fig.10). L'intervallo iniziale (circa 50 cm) è caratterizzato da un conglomerato a clasti granitoidi, di diametro centimetrico – submetrico, ben arrotondati e di forma subsferica subellissoidale, di basamento.



Fig.10. Superficie trasgressiva evidenziata dal basamento cristallino fortemente irregolare.

Questi primi depositi costituiscono lenti lateralmente poco continue (qualche metro) ed eteropiche all'intervallo successivo caratterizzato da un livello a rodoliti. Questo intervallo è caratterizzato da 70 cm – 1m di rodoliti di forma sferoidale-subsfoidale, ad organizzazione interna di tipo laminata, con poche protuberanze, di dimensioni medie di 7-8 cm, il cui nucleo è frequentemente caratterizzato da clasti arrotondati di basamento. Il *rudstone* rodolitico è clasto supportato con matrice caratterizzata da una calcarenite bioclastica (Fig.12) ricca in brachiopodi, pettinidi, briozaa retiporiformi e *Clypeaster* in frammenti.

I molluschi tendono spesso ad accumularsi in tasche erosive flottanti nella matrice arenacea. L'intervallo successivo (5,50 m) è caratterizzato da arenarie grossolane di colore crema organizzati in cicli negativi (C.U.) con classico *trend* deposizionale di fondo di tipo *deepening up*, abbastanza classico e frequente in tutte le serie oggetto di studio: tra i cicli (ne sono stati registrati tre, Fig.11) si osserva un tipico contatto brusco ed erosionale.

Serie Briatico (La Rocchetta)

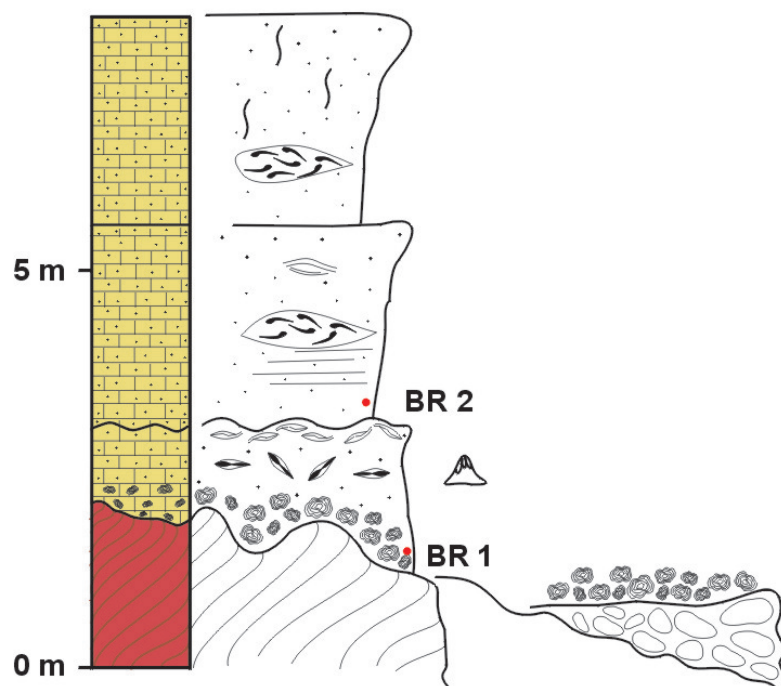


Fig.11. Sezione stratigrafica Briatico (BR) misurata in prossimità della località La Rocchetta.

La fauna è ancora caratterizzata da *Clypeaster*, briozoi, pettinidi, brachiopodi e foraminiferi bentonici. Le strutture sedimentarie sono del tutto obliterate dalla forte bioturbazione e sono ristrette a lamine p.p. e mal preservati *hummocky cross stratification*. Gli intervalli rodolitici, come quello che costituisce la base della serie Briatico, sono stati spesso osservati direttamente su superfici discontinuità erosive sia in ambienti fossili che in quelli attuali (ne sono esempi gli accumuli rodolitici alla base delle maggiori discordanze stratigrafiche individuabili, dall'Oligocene inf. all'Olocene, nel nord della Nuova Zelanda).

In particolare, l'intervallo rodolitico di base serie risulta corrispondere alle Unità Rodolitiche di tipo A caratterizzate da conglomerati clasto sostenuto con rodoliti e clastoliti ugualmente rappresentati. Questo intervallo è abbastanza limitato in estensione laterale e circoscritto al solo caso di studio.



Fig.12. Conglomerato basale marcante il primo evento trasgressivo.

Applicando lo stesso concetto stratigrafico proposto da Kidwell (1989, 1991) per l'interpretazione dei livelli a concentrazioni di gusci (*shell concentration*) l'unità rodolitica è definita come un livello associato ad una superficie di *downlap*. Il substrato che sottogiacce la superficie di *unconformity* consiste in basamenti duri che tipicamente vengono erosi e rimaneggiati durante il processo di trasgressione, generando *lag* basali a clasti o a blocchi. Le rodoliti di questa unità incrostano usualmente i nuclei dei clasti di basamento; esse sono caratterizzate da strutture concentriche e densamente laminate (Nalin *et al.* , 2007). Gli stessi livelli vengono generalmente ricoperti da facies indicative di ambienti di rampa media o di scarpata superiore, arricchiti in matrice fangosa terrigena.

Le rodoliti, i briozoi ed i foraminiferi bentonici sono i bioclasti predominanti di queste facies con il contributo addizionale di echinodermi, bivalvi, foraminiferi planctonici, balanidi e brachiopodi.

Serie Briatico (San Leo, SL)

Lo spezzone di serie, di piccola potenza (circa 30 m, Fig.14) è stato misurato in prossimità dell'abitato di S.Leo di Briatico (VV); l'affioramento si presenta decisamente patinato ma abbastanza continuo.

Questo piccolo affioramento mostra la migliore esposizione delle "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*": il contenuto dei macroforaminiferi è, in alcune zone, talmente elevato da conferire al sedimento una tessitura grano-sostenuta. La serie, nelle parti iniziali, appare decisamente più pulita: l'osservazione delle microfacies del campione SL1 mostra come il sedimento sia caratterizzato esclusivamente dai macroforaminiferi (*Rudstone/Grainstone ad Heterostegina*, Tav.6b) e da un "tritume" degli stessi nelle parti interstiziali (la matrice terrigena, dunque, è assente). La macrofauna è caratterizzata da grossi echinidi organizzati in lamine ad alto angolo. La tendenza del primo banco (di colore giallo pallido con sfumature rosate) sopradescritto depone verso un *trend* di tipo F.U. (la granulometria del terrigeno tende notevolmente a diminuire, se non letteralmente ad annullarsi, in prossimità del livello ad *Heterostegina*).

I successivi 6 m sono caratterizzati da sabbie medio – fini con matrice pelitica considerevole: livelli esclusivamente costituiti da pettinidi e echinidi in frammenti s'intercalano a questi depositi attraverso un contatto decisamente brusco ed erosivo (Fig. 13). Questi depositi, almeno nella parte iniziale, risultano abbastanza caotici e senza alcuna struttura deposizionale visibile ad eccezione di lamine piano – parallele, spesso rielaborate dalla bioturbazione. Nella parte finale di questo intervallo, i macroforaminiferi ed i pettinidi sono meno addensati e flottanti (*Floatstone*) nel sedimento.

Nella parti finali della serie quello che si osserva è un aumento dei livelli rodolitici: le rodoliti appaiono di forma sferica/subsferica con diametro medio di 4 cm. I pettinidi, invece, costituiscono il riempimento di docce o tasche (Fig. 14) probabilmente dovuti a

salti idraulici preservando isorientazione da corrente gravitativa.



Fig. 13. Lag a base erosiva caratterizzato da frammenti di echinidi, pettinidi e rodoliti sferoidali.



Fig. 14. Pettinidi isorientati e bryozoa nodulari riempiono docce legate a salti idraulici.

I gusci di pettinidi appaiono frequentemente bioerosi mentre è da segnalare, nell'intervallo finale, la comparsa di echinidi a teca bassa con individui di piccola taglia e sporadici.

Le facies protendono verso litotipi più carbonatici anche se risultano usuali i clasti di basamento, abbastanza arrotondati.

Gli ultimi metri (5 m) sono caratterizzati da *trend* positivi di bioturbazione.

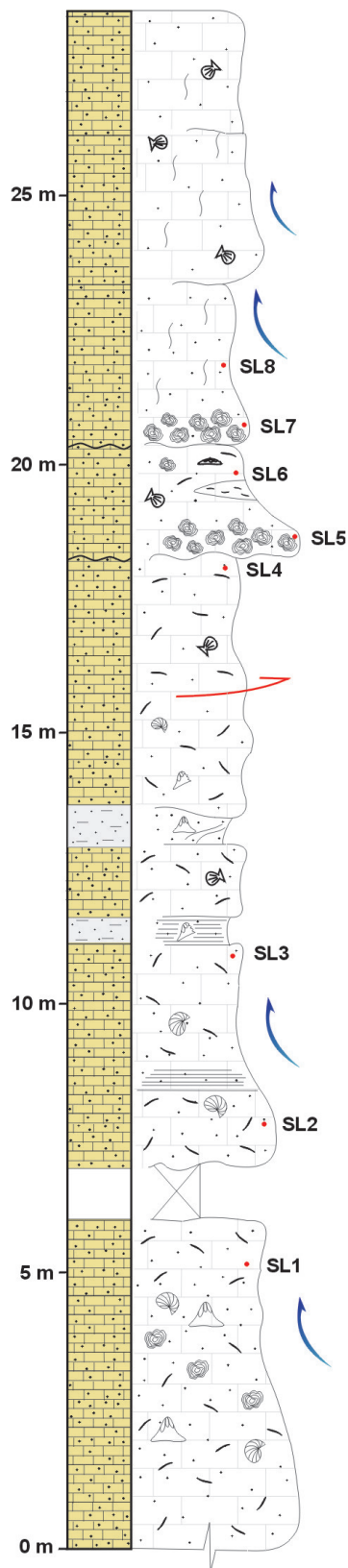


Fig. 15. Sezione stratigrafica San Leo, frazione di Briatico (VV).

Serie Caria (CA)

La serie in oggetto (Fig.16) si sviluppa tra due terrazzi morfologici di quota rispettivamente 300 m e 350 m.s.l.m. (pianoro S.Anna e S.Cosimo, terrazzo quaternario) ubicati in destra orografica della Fiumara Brattirò, tra gli abitati di Caria e Spilinga. Questi affioramenti, noti già in letteratura (Nicotera 1959) per la buona esposizione in cava dell'unità a *Clypeaster*, rappresentano una tra le serie più potenti documentate nell'area di studio.

In questa località l'unità paralica è rappresentata da circa 22 m di conglomerati, spesso caotici e mal affioranti, organizzati in mal definiti e piccoli cicli di tipo F.U.

I conglomerati (para-) sono caratterizzati da clasti grossolani (del diametro minimo di 1 cm ad arrivare a blocchi del diametro di 60 cm e più) di granitoidi spesso alterati chimicamente (all'occhio dell'osservatore appaiono totalmente marci).

Insoliti e sporadici appaiono i livelli microconglomeratici, totalmente caratterizzati da piccoli clasti di Qz mediamente arrotondati, disposti lungo lamine a basso angolo ed organizzati a costituire piccoli strati a giacitura p.p.

Notevoli e abbastanza consistenti risultano essere i tagli e le superfici erosive: questi corpi massivi conglomeratici sono intercalati o incidono fortemente (Fig.16) depositi pelitici grigio-verdastri, sterili alla microfauna, di probabile attribuzione lagunare.

Le facies francamente marine sono, in questo sito, rappresentate da un piccolo affioramento che vede il *lag* costituito da modelli interni di gasteropodi (potente circa 20 cm) e pochi frammenti di *Clypeaster* tagliare piccoli lembi arenacei moderatamente bioturbati; la fauna è rappresentata da rari e dispersi pettinidi. La superficie di *ravinement*, che in altre osservazioni appare accompagnare questo livello, non è presente risultando nascosta, probabilmente, dal tratto in copertura. L'intervallo successivo consiste in sabbie medio fini con evidenti tracce e gallerie di bioturbazione: i frammenti di alghe melobesie (ramificate) iniziano, qui, a diventare più frequenti. Le strutture sedimentarie sono limitate a laminazione p.p. mal preservate. L'unità in questione misura poco più di 15 m.

Notevoli sono le variazioni laterali di facies: la dimensione dei corpi aumenta notevolmente verso NE mentre compaiono, in affioramenti limitrofi al sito, almeno due intervalli pluridecimetrici costituiti essenzialmente da rodoliti di forma sferica e *Clypeaster* spesso frammentati (Tav.6, Fig.h). Un terzo intervallo, inoltre, separa le due unità deposizionali (“Arenarie Grigie a *Clypeaster*” e “Sabbie Gialle ad *Heterostegina*”); il lag che lo rappresenta risulta essere non perfettamente planare mostrando, tendenzialmente, carattere erosivo.



Fig. 16. Contatto litologico, fortemente inciso, tra i conglomerati stratificati e le argille lagunari.

L'unità Sabbie Gialle ad *Heterostegina* (SGH) si presenta, a differenza dell'unità sottostante, a forte componente carbonatica ed il passaggio tra le due indica, sicuramente, un importante evento stratigrafico-deposizionale. L'unità in questione si sviluppa su potenze dell'ordine di venti metri e si presenta, in linea di massima, abbastanza massima.

La granulometria dei componenti silicoclastici mostra tendenza alla riduzione verso l'alto mentre quella matriciale (probabile fango carbonatico derivato da frammentazioni dei bioclasti) aumenta notevolmente; verso il top dell' intervallo in questione, all'occhio della lente, questi depositi appaiono veri e propri carbonati di colore biancastro mentre i granuli di Qz e i feldspati sono flottanti e sporadici.

La fauna, come accennato precedentemente, è caratterizzata per la maggior parte dei casi da alghe rosse ramificate, frequentemente rotte, incrostate da briozoi; occasionalmente, le alghe mostrano aspetto di rodoliti sferiche che si organizzano lungo lamine ad alto angolo messe in risalto da echinoidi tiltati e spesso embriciati.

L'unità in esame può essere, dunque, suddivisibile in due litofacies: biocalcareniti e biocalciruditi. Gli elementi delle calciruditi hanno dimensioni comprese tra pochi mm e i 7-8 cm: i più grandi tra loro sono caratterizzati dalle rodoliti subsferiche, colonie di briozoi e gusci di lamellibranchi sia interi che in frammenti.

Le rodoliti osservate presentano, occasionalmente, forme ramificate (*branching*) ma risultano abbondantissime in determinati livelli: le strutture orientate verso l'alto (digitazioni) denotano stasi nella fase di crescita. Sporadicamente, le rodoliti appaiono raggruppate in tasche; questo tipo di disposizione riflette probabilmente, l'accumulo in pozzette scavate nel sedimento circostante arenitico o calciruditico più fine, come d'altra parte si osservano nei fondali attuali (Poluzzi & Sartori 1974; Milliman 1974). Le calcareniti rientrano nella classe delle areniti medio grossolane; tra i grani scheletrici risultano essere preponderanti i frammenti di briozoi, le alghe rosse ed i foraminiferi bentonici (*Heterostegina papyracea*); tra i frammenti litici, invece, sono frequenti i clasti derivanti dal disfacimento del basamento ercinico (gneiss e granitoidi).

I cementi intergranulari sono veramente rari e ridotti a calcite microcristallina; sporadica è la calcite sintassiale sui frammenti di echinidi.

Occasionali sono i gusci di lamellibranchi, di grosse dimensioni e aggregati a formare banchi biostromali. In questa litofacies ed in particolare nei livelli più fini si registrano individui integri di echinoidi a teca bassa come *Echinolampas* sp. e *Scutella* sp.

Dall'esame delle microfacies risulta evidente come i foraminiferi planctonici aumentano

verso l'alto raggiungendo percentuali molto elevati al passaggio con le calcilutiti e le marne emipelagiche sovrastanti; in taluni casi, i foraminiferi planctonici si alternano agli involucri di crescita rodolitici. Le alghe melobesie, tra le quali primeggiano le specie *Lithothamnium* e *Lithophyllum*, sono spesso ramificate e frammentate mentre le forme incrostanti prevalgono verso il largo. Anche i balani sono riconosciuti come attivi incrostanti di substrati duri e di gusci alla profondità di 30-40 m (Milliman 1972; Hollister 1973). Le facies sopradescritte sono state ugualmente riconosciute per il Miocene della Polonia (Radwanski, 1973; Studencki, 1979), il sud della Francia (Buge *et al.*, 1973), la Sicilia sudorientale (osservazione personale di Pedley H.M.), Minorca (Obrador, 1971) e il Pacifico (Bourouilh le Jan, 1979). In questa località la facies che si registra con più frequenza è la "*Maërl Facies*": questa facies è continua lateralmente fino (Fig.18, Tav. 6a) a pochi chilometri verso est mentre sporadiche sono le facies di tipo "*Rhodolith pavement*" o quelle di tipo "*pralines*" (Peres & Picard, 1964); questi ultimi sedimenti consistono in alternanze di rodoliti e *wackestone* organizzati in strati planari o bipolari, osservate nella parte alta della serie (Fig.19).

Le condizioni idrodinamiche richieste per la deposizione delle rodoliti e dei *wackestone* sono nettamente differenti. Bosence & Pedley (1979) suggeriscono la possibilità che gli intervalli a *wackestone* possono essere stati depositati allo stesso tempo delle rodoliti ma queste vennero stabilizzate da alghe marine. Invece l'evidenza favorisce la crescita delle rodoliti in fluttuazioni delle condizioni idrodinamiche, riflettendo probabilmente seppellimento, erosione e trasporto in dune sottomarine che variano con le aree idrodinamiche tranquille, accumulando sedimento fangoso.

Sequenze simili sono state mostrate da Bosence sul *Tavernier Bank* dove gli strati e i megaripples di bassa ampiezza a rodoliti e vengono trasportati sui fanghi intertidali.

Queste facies sono frequentemente interstratificate a *packstone* ad alghe ramificate (*Algal Branch Packstone*) caratterizzate da corpi massivi e bioturbati. Le rodoliti appaiono distribuite in modo sparso all'interno di questa unità e mostrano segni di abrasione esterna. La matrice di questi depositi è caratterizzata da una biomicrite e/o microsparite di colore crema contenente, localmente, macroforaminiferi come *Heterostegina* sp.

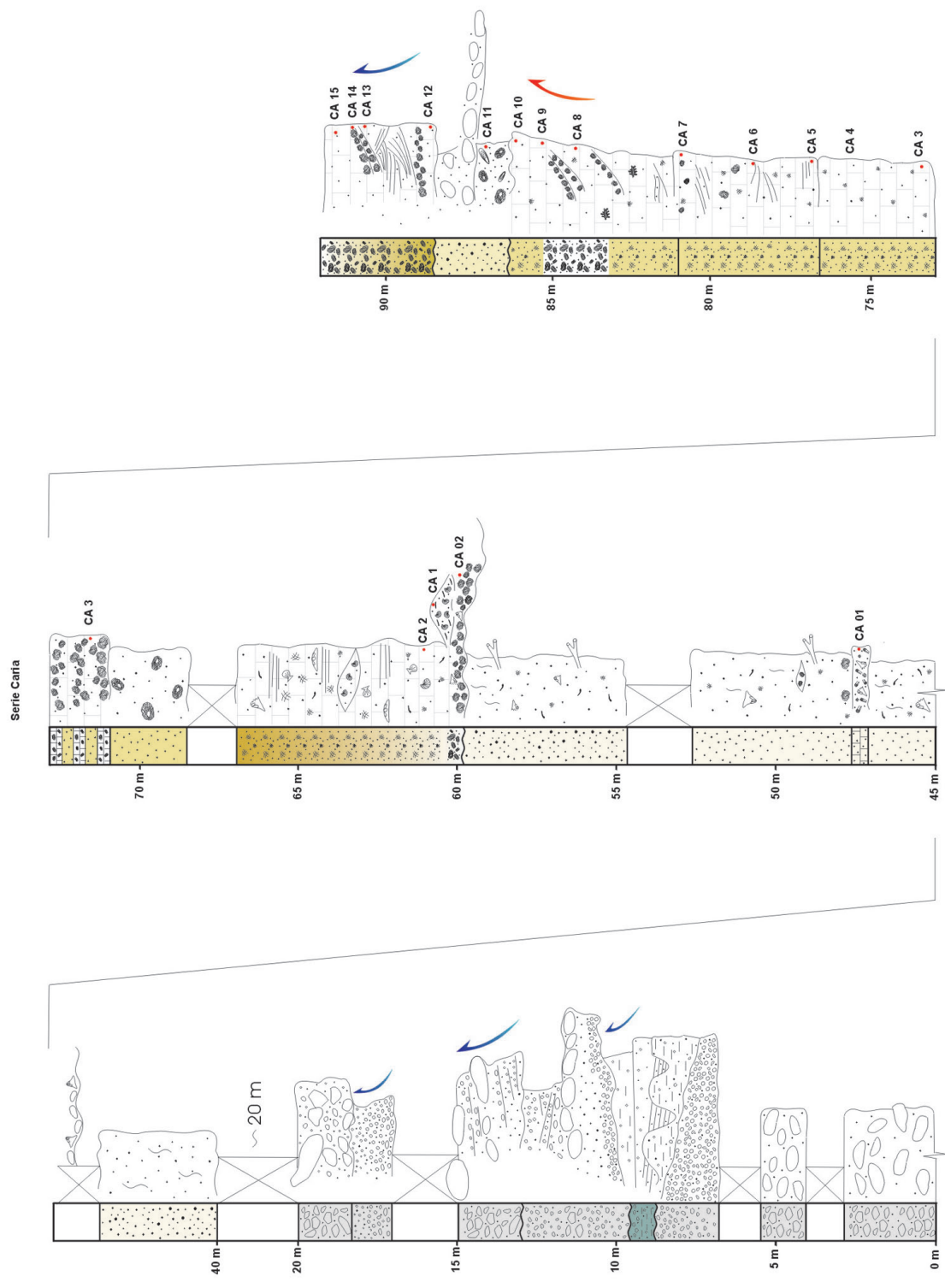


Fig. 17. Serie stratigrafica Caria misurata tra due terrazzi morfologici (Pianoro S. Anna e S. Cosimo)



Fig.18. Facies di tipo *maërl* osservata nell'intervallo carbonatico inferiore della serie Caria



Fig. 19. Facies di tipo *rudstone* rodolitici ("*Rhodolith pavement*") tipica dell'intervallo superiore della serie Caria.

Serie Cessaniti (CE)

Il sito di Cessaniti, negli ultimi vent'anni, ha destato particolare attenzione nello studio delle malacofaune: esso, infatti, s'inserisce tra gli importanti giacimenti fossiliferi dell'intera Calabria. In questa località, infatti, la facilità di estrazione degli esemplari è legata ad importanti processi diagenetici: non è completamente chiaro se ciò sia dovuto all'incompleta cementazione precoce o alla dissoluzione diagenetica di cementi carbonatici primari o secondari. C'è comunque da asserire quanto segue: vari gradi di dissoluzione di esemplari costituiti da calcite monocristallina, come gli echinoidi appartenenti alla specie *Clypeaster*, in contrasto alla buona preservazione dei *bone beds* a *Metaxytherium medium* e dei pettinidi appartenenti al genere *Chlamys*, a guscio aragonitico.

La serie CE (Fig. 20) si sviluppa in località Brunia tra la Cava omonima e il taglio stradale che conduce all'abitato di Cessaniti. La potenza complessiva misura, circa, 80 m e si sviluppa su due spezzoni, grossomodo simili, intervallati da tratti in copertura. La giacitura degli strati è suborizzontale. La base della sezione è costituita da un intervallo di 1,70 m di arenarie micacee, a matrice argillosa con sporadiche lenti conglomeratiche e intercalazioni argillose con bioclasti di bivalvi e gasteropodi. Nell'intervallo sono stati prelevati i campioni CE1 e CE2 che sono risultati sterili al lavaggio.

Verso l'alto seguono 3,50 metri di sabbie argillose con intercalazioni di argille (Tav. 1b) e con livelli microconglomeratici a clasti metamorfici separati da piccoli salti granulometrici; lamine a basso angolo compaiono alla base dell'intervallo mentre al *top* è presente una lente d'argilla caratterizzata da resti di frustoli vegetali, di pesci ed anfibi. Il campione CE3 raccolto e prelevato nelle intercalazioni è risultato sterile all'analisi micropaleontologica. Poggiano con contatto brusco 1,20 m di argille di colore grigio scuro con intercalazioni sabbiose continue passanti, verso l'alto, a lamine siltoso – arenacee ad aspetto varvato (Tav. 1c), ricche in mica e contenenti frammenti di grossi bivalvi (*Ostrea*) e gasteropodi; alla base e al top di tale intervallo sono stati raccolti i campioni CE4 e CE5, sterili al lavaggio.

Continuano 5,50 m di arenarie debolmente cementate bianche a granulometria medio – grossolana, con laminazioni ad alto angolo e livelli microconglomeratici a clasti Qz dominanti. In questo intervallo è stato prelevato il campione di sigla CE6: all’analisi microscopica risulta essere costituito da silicoclastici con predominanza di Qz a contorni da sub ad arrotondati e, in minore quantità, da plagioclasti e da feldspati sericizzati mentre risulta sterile al lavaggio. Il passaggio tra le arenarie sterili e le sottostanti argille è marcato da grossi *burrow* mentre le ostree intere o in frammenti compaiono alla base del corpo terrigeno (Tav.1b). Per quanto le strutture sedimentarie siano mal conservate, si osservano perché messe in evidenza da lamine grossolane e *lag* di ciottoli di Qz (μ conglomerato) o frammenti di rocce cristalline e/o metamorfiche. Seguono 3,80 m di sabbie bianche con fluttuazioni nella cementazione e intercalazioni e/o lenti pelitiche, sterili nella macro e microfauna, a volte con ciottoli poco elaborati, incui sono stati prelevati i campioni CE7, CE8 e CE9. L’intervallo successivo è rappresentato da 8 m di sabbie da medie a grossolane, di cui i primi 5 m superiori risultano ben esposti. Sono presenti strutture trattive ad alto angolo, fino a diventare, in alcuni tratti sigmoidali, con *set* bipolari decimetrici (lamine ad orientazione opposta). Sia il *top* che la base di questa unità sono caratterizzate da bioturbazione di tipo *motthling* con chiazze di sabbia nei sottostanti membri pelitici mentre il passaggio con l’unità superiore è marcato da un *lag* a ciottoli di rocce molto elaborate con diametro della decina di centimetri; associati a questa superficie si rinvencono frammenti di vertebre di sirenidi (Tav. 5e). La serie continua con 1m di sabbie grossolane con intercalazioni di arenarie, laminate alla base , nelle quali sono stati raccolti i campioni CE11 e CE12; la macrofauna è costituita da fantasmi di echinidi decalcificati per diagenesi spinta, modelli interni di gasteropodi e bivalvi. Le microfacies mostrano bioclasti come frammenti di gusci, alghe calcaree, fantasmi di briozoi, foraminiferi planctonici, il tutto sostenuto da un cemento carbonatico microcristallino. I superiori 8m di arenarie di sabbie risultano mal esposte e poco cementate ma presentano una macrofauna ben preservata rappresentata da frammenti di echinidi e bivalvi (anche modelli interni). L’intero spessore risulta essere molto bioturbato; le gallerie di bioturbazione si presentano rivestiti mentre verso l’alto



Tav.1. Facies Lagunare. **a**, livello argilloso di colore nerastro sottostante a depositi silicoclastici caratterizzati da intercalazioni sabbio-argillose (Cava Brunia, base serie, Cessaniti). L'affioramento misura circa 10 m; **b**, piccola costruzione ad ostreidi (*Crassostrea gryphoides*) osservata al top del banco argilloso (Cava Brunia, Cessaniti); **c**, fitta alternanza di argille grigio-bluaestre e silt organizzate in varve (base del banco a *Crassostrea gryphoides*, Cava Brunia, Cessaniti); **d**, tasche riempite dalle argille lagunari, con fauna ad ostreidi, preservate all'interno delle sabbie a *Clypeaster* sp. (F.so Traieniti, Cessaniti); **e**, superficie erosiva, profondamente incisa, in argille lagunari. Il riempimento è caratterizzato da livelli conglomeratici in matrice sabbiosa (Caria, base serie).

si nota un accenno di laminazione p.p. ed a basso angolo. I successivi 10m di arenarie di colore grigio chiaro si organizzano con oscillazioni nella cementazione che tende ad infittirsi verso il top. La granulometria di questi depositi risulta grossolana e la macrofauna ricca ed in buono stato di preservazione, rappresentata da echinoidi, gasteropodi e frammenti di vertebre di sirenidi. I campioni CE14 e CE15 prelevati dagli stessi depositi mostrano allo studio delle microfacies , componente silicoclastica apprezzabile mentre i bioclasti sono esclusivamente alghe calcaree.

La serie continua, dopo una lacuna imprecisata dell'ordine di alcune decime di metri, sul taglio stradale e gli affioramenti risultano in gran parte patinati e disturbati da faglie. Nei primi 0,50m viene prelevato il campione CE15 che litologicamente si presenta come una sabbia media grossolana con intercalazione di sabbie fini argillose e con componente bioclastica apprezzabile. Seguono 6,80 m di sabbie grossolane, poco cementate e con bioclasti rappresentati da pettinidi, macroforaminiferi, brachiopodi ed echinidi. La prima parte di tale intervallo è caratterizzata da laminazioni a basso angolo mentre al *top* si registra una diminuzione del contenuto pelitico. Sono presenti in questo intervallo sparsi noduli calcitici, organizzati in livello, dovuti probabilmente al prodotto del rivestimento di gallerie di bioturbazione di tipo *Thalassinoides-Glossifungites* e a rimaneggiamento delle stesse. I campioni CE16 e CE17 mostrano all'analisi delle microfacies un silicoclastico, rappresentato dai granuli di Qz, che tende esponenzialmente a diminuire mentre aumenta considerevolmente la componente planctonica e la matrice micritica: bentonici e radioli di echinidi sono presenti. I 5,80 m successivi sono rappresentati da sabbie fini gialle, molto pelitiche, prive di strutture sedimentarie e con macrofauna per lo più assente. Seguono 3.50 m di sabbie gialle medio fini, bioturbate alla base, con ciottoli di Qz e frammenti di rocce cristalline, con lamine p.p. e bioclasti rappresentati da frammenti di echinidi, pettinidi e macroforaminiferi.

I 3,50 m successivi sono costituite da sabbie medio fini, mal esposte, a rari bioclasti rappresentati microscopicamente da foraminiferi planctonici (CE19) e bentonici; rari sono i frammenti di coralli solitari.

Successivamente seguono, circa 8 m di sabbie medio fini, parzialmente ricoperte e

generalmente stratificate, senza un apparente contenuto faunistico.

La serie apparentemente perde in continuità terminando con 0,80 m, dopo una copertura di 2,50 m, di sabbie finissime e peliti, laminate con strutture a basso angolo e con presenza di macrofauna a piccoli bivalvi e macroforaminiferi (CE21, CE22).

La stessa riprende, dopo circa 15 – 20 m di copertura, che potrebbe ipoteticamente rappresentare la potenza delle marne ad *Orbulina* spp. (mai osservate in questo sito) e di quelle tripolacee, con un piccolo lembo di calcare massiccio, pulverulento e cariato, di colore bianco – giallastro attribuibile al “Calcare di base”

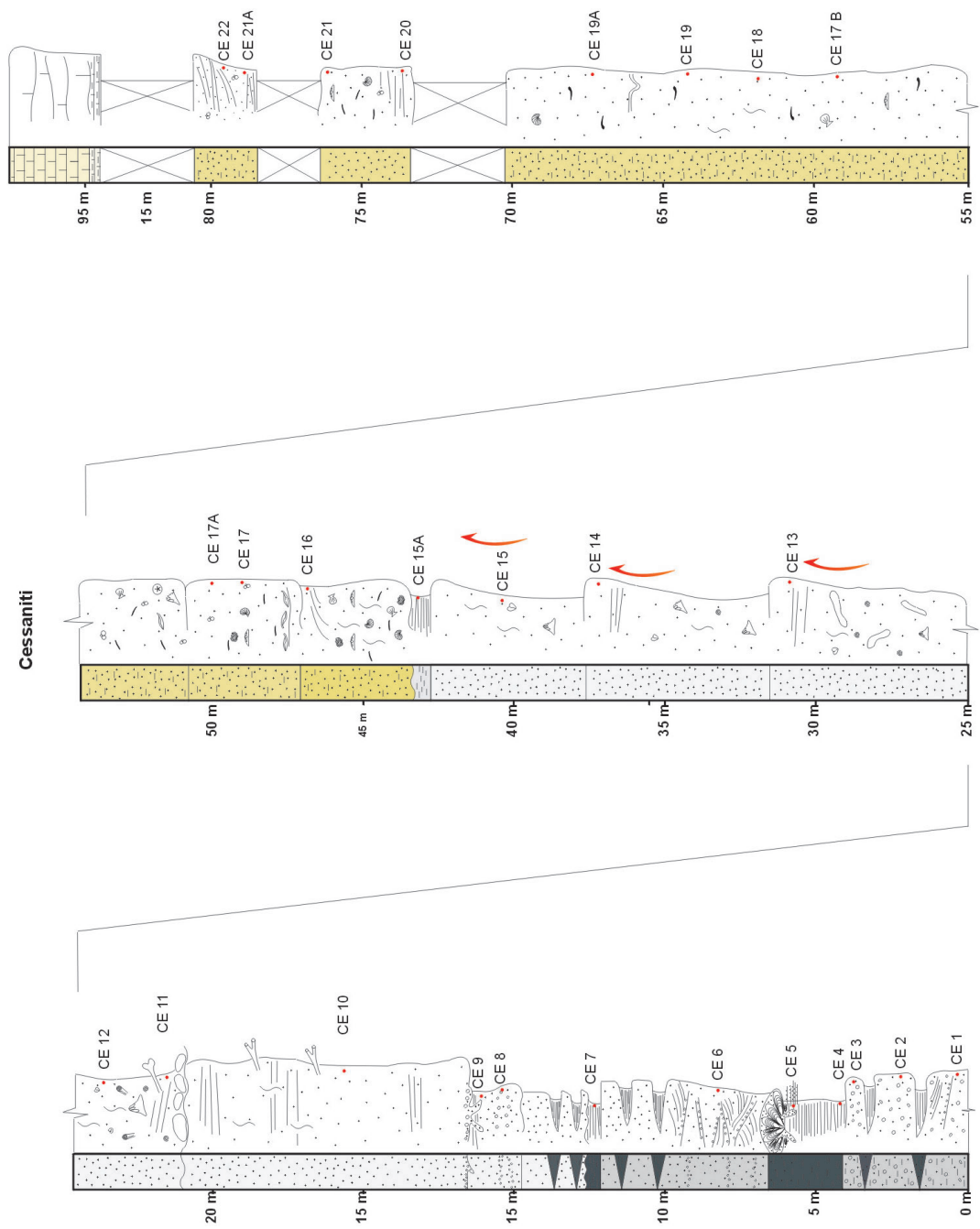


Fig.20. Serie stratigrafica Cessaniti affiorante in parte a Cava Brunia ed in parte sul taglio stradale che conduce all'abitato.

Sezione Piscopio (FB)

La sezione è stata misurata a spezzoni e successivamente correlata tramite criteri di similitudine di facies (Fig 21 e 22). Il sito è ubicato tra l'abitato di Piscopio e la frazione di Stefanacani presso Vibo Valentia, in un'area destinata a costruzione di un impianto sportivo (campo da calcio). Nel suo insieme la serie mostra potenza complessiva di 50 m. La prima unità è tipicamente silicolastica e mostra giacitura suborizzontale; la successione giace in discordanza sul basamento cristallino (Tav 3a), qui di origine metamorfica (gneiss).

La successione, per circa 3 m di spessore è costituita da conglomerati alternati ad arenarie pochissimo cementate, secondo uno stile che si ripete attraverso questa prima parte della serie; i clasti, derivanti dal substrato metamorfico, hanno un diametro medio di circa 3-4 cm, appaiono ben arrotondati, talora appiattiti e talora allineati secondo straterelli piano paralleli. La parte inferiore di questo intervallo contiene grossi blocchi (dell'ordine di 50 cm o più) derivanti dal basamento, incrostati da serpulidi. Un paio di m sulla base affiorante della serie è presente un livello con numerosi esemplari di *Clypeaster* spp. in posizione di vita. Sono inoltre presenti ostreidi di piccole dimensioni incrostati da serpulidi e briozoi.

A tetto continuano alternanze di sabbie medio grossolane e livelli conglomeratici, in genere a base erosiva, con clasti di basamento, ben arrotondati ed appiattiti, il cui diametro varia da centimetrino a decimetrico; presentano spesso embriciatura e possono essere incrostati da piccoli ostreidi. Gli intervalli sabbiosi sono in genere bioturbati e piuttosto massicci, anche se il modello di bioturbazione non è riconoscibile.

Il *trend* generale della successione sembrerebbe *fining – upward*, almeno mantenendosi sulla verticale del punto di partenza della campionatura; tuttavia, sono estremamente importanti le variazioni laterali di facies dal momento che, avvicinandosi alla paleofalesia, cioè al substrato roccioso della trasgressione, vanno aumentando le brecce/megabrecce a grossi blocchi ed il peso quantitativo degli orizzonti conglomeratici.

Il livello conglomeratici più alto della serie contiene, oltre ad ostreidi e pettinidi, anche



Tav. 2. a, marne emipelagiche grigio-bluastre ad *Orbulina*. La linea bianca in tratteggio mostra il contatto con le sovrastanti marne tripolacee seguite dall'unità carbonatica ("Calcare di Base"). La potenza complessiva è di metri 10; **b**, marne tripolacee a laminazione piano parallela millimetrica/subcentimetrica; **c**, "Calcare di Base" organizzato in banchi pluridecimetri separati da intercalazioni argillo-marnose di colore olivastro; **d**, livello conchigliare tipico di episodi sporadici come le "tempeste"; **e**, visione bidimensionale della duna tidale. La linea in tratteggio indica il *lag* paraconglomeratico di appoggio del corpo clinostratificato. Lo spessore del corpo è di circa 5 m; **f**, arenarie ibride ad *hummocky/swaley cross lamination* organizzate in set dello spessore variabile dai 20 ai 100 cm, riferibili a tempeste. L'affioramento misura, in estensione, circa 10

blocchi decimetrici e pluridecimetrici a coralli coloniali (*Tarbellastrea* spp. e *Porites* spp., Tav 3 c,d,e), generi tipici delle scogliere a bassa diversità del Miocene Sup., che derivano da una piccola bioherma cresciuta direttamente sul basamento ercinico (Tav.3b) in posizione relativamente elevata rispetto alla base della serie terrigena. La quasi totale assenza di strutture deposizionali rende non semplice l'interpretazione paleoambientale. Segue con contatto brusco e netto l'appoggio, su questa parte di serie appena descritta, una unità pelitica costituita da marne più o meno argillosa, di colore grigio-azzurro (Tav. 2a) con moderate fluttuazioni composizionali in senso più carbonatico o più argillitico, in strati massicci di spessore variabile (da pluridecimetrici fino a 1m, con interstrati centimetraci di argille carbonacee). La fauna è caratterizzata da echinoidi irregolari, a teca bassa e da foraminiferi planctonici (*Orbulina* spp., Globigeridi, Globorotalie), visibili alla lente. In questa unità sono stati raccolti i campioni FB9, FB10, FB11, FB12, FB13 e FB14 che mostrano una microfauna caratterizzata da foraminiferi planctonici appartenenti alla specie *Orbulina universa* e da pochi bentonici. Questo intervallo passa verso l'alto a marne e argille tripolacee, a fitta laminazione piano parallela a scala millimetrica o subcentimetrica (Tav.2b).

A queste segue un sottile livello (3m di spessore) costituito da un calcare biancastro, piuttosto ricristallizzato che mostra localmente evidenze di brecciatura *in situ* (Tav.2c).

Sottili intercalazioni di argille verdi suddividono l'unità in banchi pluridecimetrici. Il tetto è vistosamente incarsito per probabili fenomeni di esposizione subaerea e presenta geometria più o meno ondulata e disconforme. Si tratta del cosiddetto "Calcare di Base", come del resto può essere confermato dall'analisi in sezione sottile, che mostra le inconfondibili microfacies dominate da *packstone* – *wackestone* a peloidi fecali. La fauna è caratterizzata da pettinidi in frammenti. L'intervallo compreso tra le argille tripolacee e i livelli a tetto del "Calcare di Base" è stato oggetto di una campionatura di dettaglio al fine di cogliere gli aspetti dell'eventuale trasgressione post-"Calcare di Base". Ne emerge la seguente successione: a tetto del "Calcare di Base", dopo 2 m di copertura, la serie riprende con argilla sabbiosa scura,



Tav. 3. a, sovrapposizione in *onlap* delle arenarie marine a *Clypeaster* sul basamento a paleotopografia articolata di età ercinica. La linea in tratteggio bianco indica la superficie di discontinuità stratigrafica (*unconformity*). La successione silicoclastica affiorante misura, in potenza, circa 30 m; **b**, corpo biohermale ad alghe rosse e coralli (*Porites* e *Tarbellastrea*) cresciuto sul basamento cristallino ed eteropico alle sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*. Le dimensioni del corpo si aggirano sui 3 m in larghezza e 2,50 m in altezza; **c**, particolare di un blocco di biocostruzione a *Tarbellastrea*; **d**, *Porites* di forma "mammellonare" preservato in matrice silicoclastica; **e**, Colonia a *Porites* rinvenuta in prossimità del bioherma.

all'interno della quale si rinvengono ciottoli carbonatici di diametro centimetrico, verosimilmente derivanti dal substrato, molto alterati, spesso bioperforati. Presenti, inoltre, livelli di clasti neri che potrebbero rappresentare il prodotto erosivo di carbonati peritidali depositi nelle fasi iniziali della trasgressione post – “Calcare di Base”. Significativa la presenza di macrofaune a brachiopodi, a testimoniare il carattere francamente marino di questi livelli, d'altro canto abbondantemente confermato dalle microfaune a foraminiferi planctonici. Verso l'alto si passa a sabbie siltoso-argillose chiare con tasche di alterazione costituite da argille ocracee. Il *top* di tale intervallo, che misura circa 1m, è caratterizzato da un conglomerato a ciottoli calcarei biancastri, ben arrotondati e aventi diametro centimetrico in matrice arenaceo terrigena. La fauna è caratterizzata da pettinidi in frammenti. La serie continua con circa 80 cm di breccia a clasti carbonatici scuri, molto alterati, al cui *top* si osservano sabbie polistiche grigio verdastre a brachiopodi. Seguono almeno 20m di copertura seguiti da un buon affioramento di circa 10 m di spessore con arenarie/areniti ibride poco cementate con struttura deposizionali di alta energia (lamine piano parallele ed incrociate a basso angolo o stratificazione ad alto angolo, in qualche caso bisensoriale, in set spessi 20 ai 100 cm, in set a scala decimetrica e pluridecimetrica; *hummochy* e *swaley cross lamination* nella metà inferiore (Tav.2f); superfici erosive possono tagliare per oltre un metro di profondità i depositi preesistenti. Sets di tempestiti con accumulo di fossili isorientati (Tav.2d) e selezionati granulometricamente; le strutture citate sono indicative di controllo sulla sedimentazione da parte di correnti, verosimilmente tidali, e da onde di tempesta. La serie chiude con un corpo potente circa 5 m, a granulometria grossolana (paraconglomerati ed arenarie grossolane), con base erosiva e caratterizzato da clinoforme a grande scala (Tav.2e): nondimeno, tale corpo contiene regolarmente fossili marini (bivalvi, gasteropodi, ecc.) allineati lungo le clinostratificazioni, oltre che accumulati in un *lag* alla base del corpo stesso. L'interpretazione sedimentologica, in presenza di un unico affioramento che offre una visione bidimensionale del corpo in questione non è agevole, ma si

può ipotizzare che si tratti di una grande duna controllata da correnti di marea.

Un dato significativo e in parte contraddittorio è costituito dal fatto che, pur in presenza di litologie piuttosto grossolane e di strutture deposizionali di alta energia, le “sabbie fossilifere” di cui stiamo discutendo contengono regolarmente una grande quantità di foraminiferi planctonici.

Conclusioni preliminari sul sito di Piscopio.

Il sito di Piscopio consente di ammirare una successione caratterizzata da più *spot* neogenici: risulta evidente che depositi silicoclastici marini si sovrappongono in *on-lap* sul basamento cristallino precedentemente emerso e caratterizzato da articolata paleotopografia (in sintesi, in questa area il substrato non era stato peneplanato); per confronto con area limitrofe e in base al contenuto fossilifero (*Clypeaster* spp.) questi depositi trasgressivi sono riferiti al Tortoniano. Una piccola biocostruzione a coralli (*patch-reef* a *Porites* spp. e *Tarbellastrea reussiana*) cresce direttamente sul substrato cristallino e s'interdigita lateralmente ai depositi arenaceo-conglomeratici marini, venendo infine ricoperta dalle sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea* con le quali è almeno in parte eteropica.

L'evento successivo è caratterizzato dalla brusca sovrapposizione (*drowning unconformity*) sulle calcareniti bioclastiche di marne e argille marnose con macrofauna a spatangoidi e microfauna a foraminiferi planctonici ricca in *Orbulina* spp., *Globorotalia* spp., ecc.

Questi depositi sono indicativi di ambienti decisamente più profondi, a carattere emipelagico. Verso l'alto compaiono le classiche intercalazioni del “tripoli” (diatomiti), a fitta laminazione piana-parallela, da decantazione.

Dati biostratigrafici indicano che la serie è già Messiniana e il limite Tortoniano-Messiniano cadrebbe in copertura: le biocostruzioni a coralli, tradizionalmente riferite al Messiniano, sono in questo caso Tortoniano. L'unità successiva è rappresentata dal cosiddetto “Calcere di Base”, costituito da calcari biancastri piuttosto massicci, con

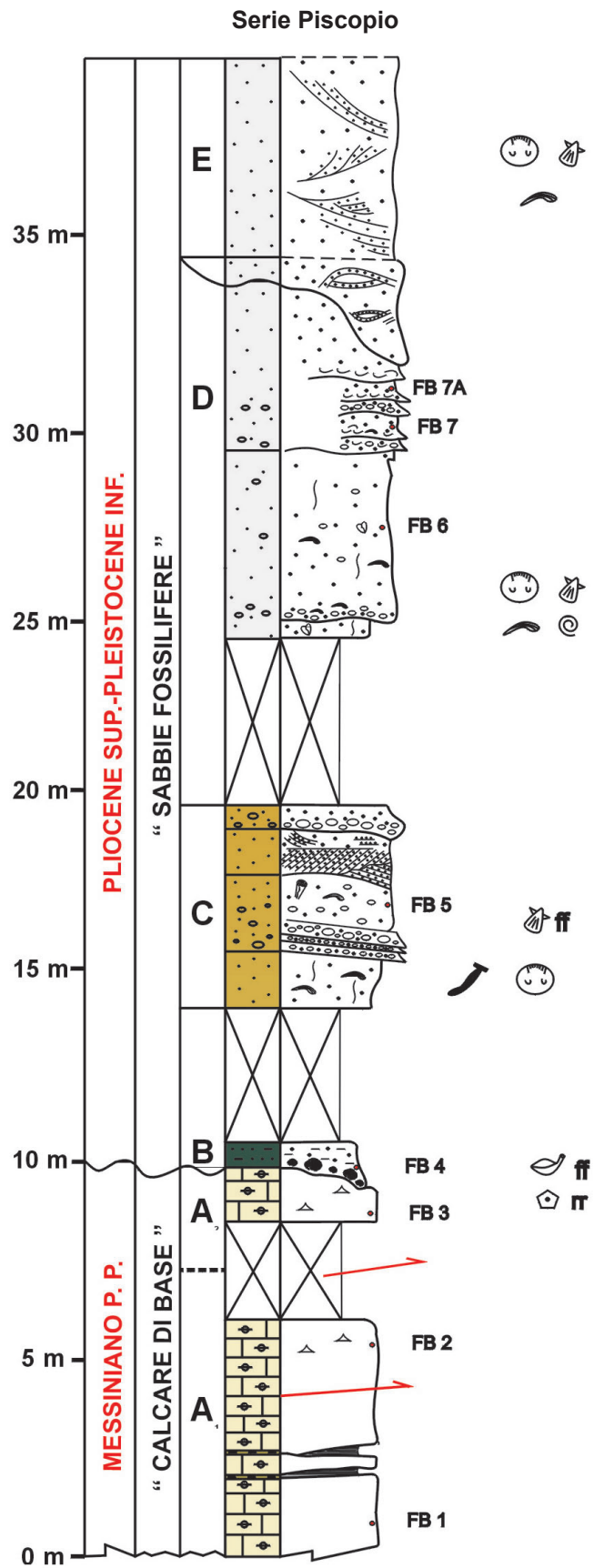


Fig. 21. Serie Piscopio (intervallo superiore). Da notare il *gap* stratigrafico di durata Messiniano sup. - Pliocene medio-sup.

rare intercalazioni centimetriche di argille verdi; mentre alla lente è praticamente impossibile definire le tessiture deposizionali, al punto da farlo considerare come un carbonato cristallino.

In sezione sottile sono invece ben visibile le inconfondibili microfacies di questa unità, caratterizzato da *packstone/wackestone* a peloidi fecali di forma cilindrica. Il tetto dell'unità presenta evidenti segnali di paleocarsismo e/o erosione per esposizione subaerea attestanti una discordanza stratigrafica.

Segue infine un unità di alcune decine di metri spessore, denominata informalmente come "Sabbie Fossilifere"; si tratta di areniti poco cementate, con considerevole frazione carbonatica, con intercalazioni conglomeratiche, caratterizzate da strutture deposizionali di alta energia come *hummochy* e stratificazione incrociata. L'unità appena descritta rappresenterebbe, in questo caso di studio, una successione condensata attestante l'inizio di nuovo stadio trasgressivo (*flooding* del Pliocene sup.) dopo una lunga fase di non deposizione per esposizione subaerea.

Lo studio paleoecologico delle associazioni a foraminiferi planctonici rinvenute nelle marne ad *Orbulina* sp. evidenzia il graduale aumento degli apporti trofici legato alle frequenti oscillazioni delle correnti di *upwelling* e la relativa riduzione delle temperature come conseguenza dell'approfondimento negli ambienti. L'analisi biostratigrafica dei campioni a tetto del "Calcere di Base" esclude un'età messiniana per questi depositi, indicando quindi un contesto post-messiniano e probabilmente post-Trubi (data l'assenza di *Globorotalia margaritae*). In ogni modo esiste una lacuna stratigrafica tra il "Calcere di Base" e le "Sabbie Fossilifere" che coprirebbe gran parte del Messiniano ed il Pliocene inferiore-medio.

Serie Piscopio

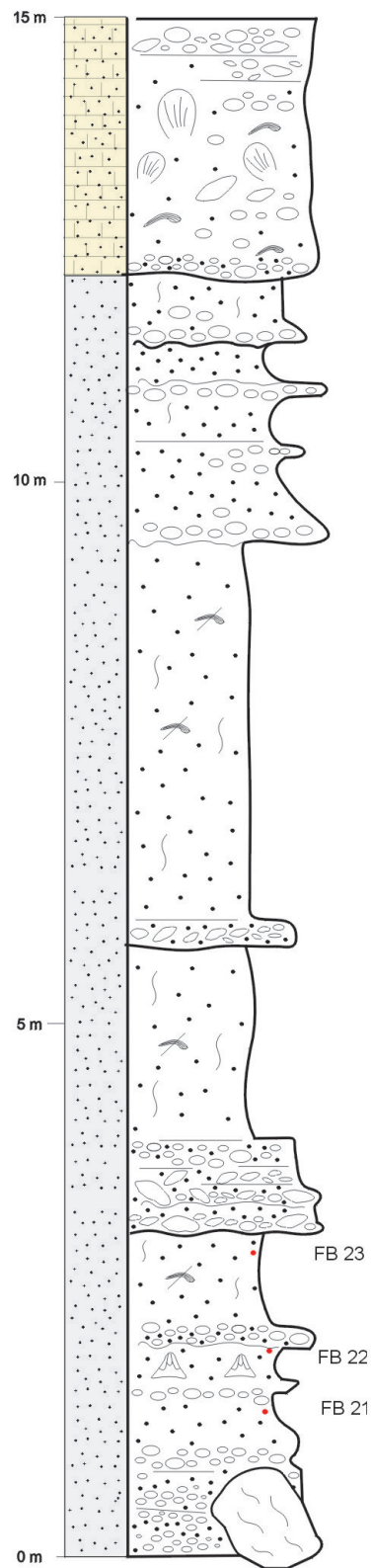


Fig. 22. Serie Piscopio (parte inferiore) caratterizzata da arenarie grigiastre con intercalazioni conglomeratiche. Questi depositi mostrano *trend* retrogradanti.

Serie Vena Superiore (VS)

In località Malacuruna (Vena Superiore), in destra orografica del T.te Traieniti, è osservabile in una piccola cava abbandonata, un affioramento di piccole dimensioni potente circa 15 m che evidenzia la continuità laterale dei depositi paralici e di quelli di *shoreface* (Fig. 23). L'affioramento è posto a quota 457 m.s.l.m.; ciò probabilmente fa presumere come l'affioramento, collocato con un dislivello di circa 50 m rispetto il sito di Cessaniti, ubicato in sinistra orografica del torrente a quota ,sia stato dislocato da faglie dirette immergenti verso il corso d'acqua.

La serie mostra la buona esposizione degli ambienti paralici (in particolar modo delle facies interpretati come delta tidale interno, Tav.4) che mostrano *set* di lamine ad alto angolo tagliate da *lag* a ciottoli cristallini o quarzosi o, più raramente, da ostreidi di piccole dimensioni.

La base della serie è caratterizzata da sabbie argillose grigio chiare con sparsi ciottoli di quarzo allineati e distribuiti parallelamente nello sviluppo laterale; il lagunare vero e proprio, rappresentato da argille verdastro – nocciola, si limita ad uno spessore di poche decine di centimetri. Parimenti alla facies lagunare di Cessaniti, questo livello è caratterizzato da una moltitudine di molluschi spesso ridotti in frammenti consistenti in individui di *Potamides discolor* (DUJARDIN) e *Terebralia bidentata* (DEFRANCE), indicativi di un ambiente salmastro. Il top di tale intervallo è caratterizzato da una miriade di individui di ostreidi spesso frammentati dal carico litostatico; questi livelli ad ostreidi chiudono spesso i *set* a lamine ad alto angolo che caratterizzano l'intervallo successivo. Lateralmente i livelli conglomeratici risultano essere caratterizzati da clasti a maggiore dimensione organizzati in stratificazioni piano parallele ed alcune volte, evidenziano fenomeni di embricatura. La *ravinement* (Tav 4a), anche in questo sito, mostra la classica tendenza di tagliare i depositi paralici: i clasti che la costituiscono appaiono notevolmente rielaborati, monolitologici (gneiss) e totalmente incrostati da serpulidi (Tav.5c). La fauna francamente marina ad echinoidi appare a pochi centimetri da questa superficie (Tav.4b) mentre a poche decine di centimetri da questa è osservabile

un livello cementato caratterizzato da modelli interni di gasteropodi e bivalvi (Tav.5d); l'intervallo mostra un *trend* evolutivo di tipo C.U. (*Coarsening Upward*). Le arenarie francamente marine mostrano, anche in questo caso, basso grado di cementazione; il corpo a *Clypeaster* risulta essere fortemente bioturbato con sparsi frammenti di bivalve (in particolare ostreidi), rare e mal preservate rodoliti e denotano sempre cicli di tipo C.U. e T.U. Le strutture sedimentarie, obliterate dalla forte bioturbazione, sono rappresentate da lamine piano parallele. Infine, sul pianoro prospiciente la piccola cava, un piccolo lembo di arenarie giallastre ad *Heterostegina papyracea* indica come le facies, in questo caso e nel caso della strada che conduce all'abitato di Cessaniti, siano caratterizzate da grana sottile, più marnose e estremamente ricche in plancton, denotando approfondimento degli ambienti. Inoltre, il carattere spiccatamente profondo è messo in evidenza da gallerie di bioturbazioni subcentimetriche attribuibili a *Chondrites*.

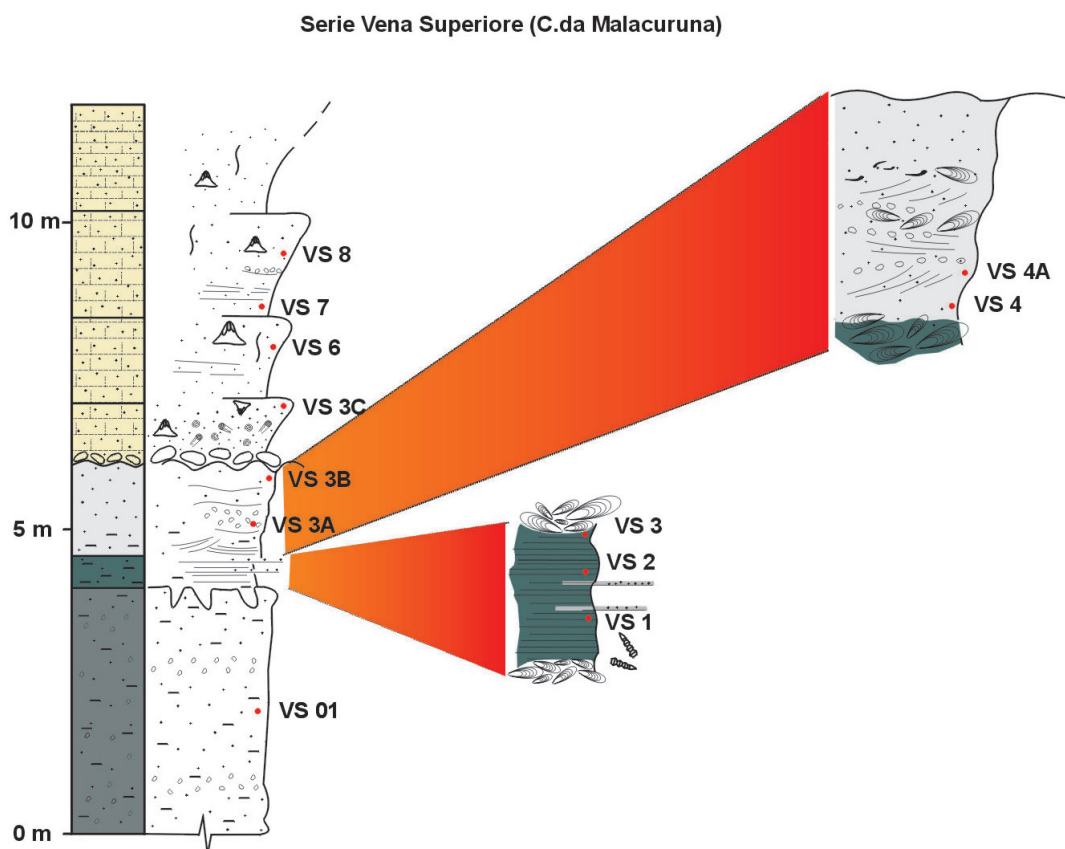


Fig. 23. Serie Vena Superiore misurata in una piccola cava in destra orografica del T.te Traieniti.



Tav. 4. Facies Paraliche (Flood Tidal Delta). **a**, set pluridecimetri di lamine ad alto angolo, spesso sigmoidali, tagliate da livelli microconglomeratici a clasti arrotondati di quarzo (Località Malacuruna, Vena Superiore, VV); **b**, particolare delle lamine ad alto angolo. In questo caso i due set mostrano lamine immergenti nello stesso senso lasciando ipotizzare processi idrodinamici unisensoriali (Località Malacuruna, Vena Superiore, VV); **c**, accumulo bioclastico ad ostreidi di piccola taglia (*Ostrea edulis* var. *lamellosa*, circa 7 cm) rinvenute alla base del corpo tidale; **d**, lamine bisensoriali ad aspetto incrociato in sabbie medio-grossolane di colore grigio grigie. Il colore rossastro, evidente alla base del set di lamine, è legato all'alterazione e ossidazione dei minerali micacei abbastanza frequenti in tali depositi.



Tav. 5. Facies di Shoreface. **a**, lag a conglomerati a clasti pluridecimetri ben arrotondati rappresentante la superficie di ravinement (*shoreface ravinement*). Tale superficie separa le unità paraliche (a letto) da quelle di mare aperto (a tetto) (Località Malacuruna, Vena Superiore, VV); **b**, particolare di un *Clypeaster* in posizione fisiologica rinvenuto a ridosso della superficie di ravinement. L'esemplare misura circa 20 cm in altezza; **c**, clasti di gneiss e di granito abbastanza elaborati e incrostati da serpulidi (*shoreface ravinement*, Località Malacuruna, Vena Sup., VV); **d**, livello a modelli interni di gasteropodi e bivalvi rinvenuto a poche decine di cm al di sopra della superficie di *ravinement*. Gli esemplari sono attribuibili ai generi *Conus*, *Buccinum* e *Glycymeris* (Località Malacuruna, Vena Sup., VV); **e**, livello a vertebre di *Metaxytherium* sp. in prossimità della superficie di *ravinement* (pochi cm a tetto). Questi livelli sembrano costituire strumenti diagnostici per il rinvenimento delle superfici di erosione subacquee (Località Brunia, Cessaniti VV).

Serie Vibo Valentia (VV)

In questa località denominato C.da Pioppi, in prossimità dell'aeroporto militare di Vibo Valentia, le arenarie ad *Heterostegina papyracea* mostrano segnali di eteropia con biocostruzioni a coralli. Le arenarie sono ricche in fauna marina caratterizzata da *Clypeaster altus*, bivalvi ed occasionalmente denti di selaci. La vera e rigida biocostruzione (Fig.24) poggia su questi depositi silicoclastici per una potenza complessiva di 15 m circa anche se tende ad assottigliarsi verso nord-est mentre diventa più potente a sud-ovest, raggiungendo i 30 m (Fig.25). La serie stratigrafica è caratterizzata alla base da una breccia coralligena dello spessore di circa 3 m sulla quale s'impostano, attraverso classica discordanza erosiva, circa 5 m di arenarie grossolane con abbondanti echinidi, bivalvi, gasteropodi e frammenti di coralli.



Fig. 24. Biocostruzione a *Porites* e *Tarbellastrea* ricoperto da arenarie bioclastiche a briozi.

Le arenarie, occasionalmente, mostrano strutture sedimentarie bisensoriali ad alto angolo e mal preservati *hummochy*. Il tetto della biocostruzione rigida risulta essere troncata da superfici paleocarsiche ricoperta da arenarie giallastre debolmente cementate, fortemente bioclastiche (Grasso *et al.*, 1996). La biocostruzione rigida è costituita praticamente da forme scleractinidi attribuibili

ai generi *Porites calabricae*, in modo dominante, e subordinatamente a *Tarbellastrea* e *Siderastrea*; le colonie appaiono preservate in posizione di vita mentre nella parte inferiore si mostrano costantemente rielaborate.

Serie Vibo Valentia

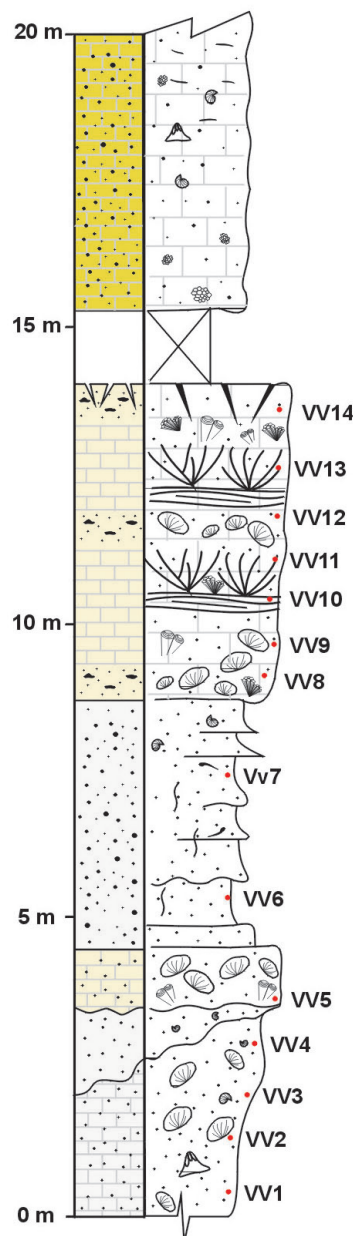


Fig. 25. Serie stratigrafica Vibo Valentia misurata in C.da Pioppi, in prossimità dell'aeroporto militare.

Gli scleractinidi formano colonie a ventagli o a duomi e sono incrostate da alghe calcaree e vermetidi. I corallari sono frequentemente circondati da una parete microbialitica scura mentre i cementi marini primari sono veramente rari. Generalmente le colonie tendono ad incrementare nelle dimensioni passando da poco più di 20 cm a circa 1m; l'associazione faunistica è rappresentata da bivalvi, brachipodi, echinoidi, briozoi e foraminiferi bentonici. Una prima analisi sulla ostracofauna colloca i depositi silicoclastici associati al corpo biohermale all'età Tortoniano sup.-Messiniano inf. (Romano *et. al*, 2008).

Serie Zungri (VV)

La serie Zungri (Fig. 26) rappresenta l'unica evidenza stratigrafica che in questa località è stata possibile osservare lungo un sentiero appositamente reso accessibile per visitare le grotte rupestri scavate nelle arenarie grigie a *Clypeaster*.



Fig. 26. Classico aspetto bioturbato delle arenarie grigie a *Clypeaster*

La parte bassa della serie, che complessivamente registra uno sviluppo di circa 30 m, mostra l'aspetto bioturbato (gallerie di *Thalassinoides*) delle arenarie grigie a *Clypeaster* (Fig.28). Questo intervallo, potente circa 5 m, è caratterizzato da arenarie decisamente medio – fini, molto cementati, con bivalvi e pettinidi rari e frammentati. I metri successivi (circa 3 m) sono caratterizzati da probabili cicli positivi (CU) di arenarie medio fini di colore giallo pallido: in questi intervalli le gallerie di bioturbazione appaiono meno frequenti mentre compaiono i gusci di ostreidi (*Ostrea edulis*) e gli echinidi a teca bassa (*Echinolampas* sp.). Tra i primi due intervalli è stato possibile osservare un set di lamine (35 cm circa, Fig.27) piano parallele: lo studio delle microfacies di questo campione (ZU 2) mostra un ricca microfauna a foraminiferi planctonici, il che potrebbe far pensare a strutture sedimentarie supercritiche originate durante fasi di tempesta.



Fig.27. Set di lamine piano parallele, localmente bioturbate, ricche in foraminiferi planctonici (tempestiti).

Seguono circa 4 m di arenaria finissima con probabile frazione pelitica, bioturbati a tetto: la fauna è rappresentata da pettinidi in frammenti, rodoliti a contorno digitato, e tasche riempite da macroforaminiferi (probabilmente *Heterostegina*). L'intervallo successivo è marcato da due banchi silicoclastici che mostrano *trend* positivo (CU) evolvendo da sabbie a frazione pelitica alla base verso arenarie più consistenti al top bioturbate;

le strutture deposizionali sono rappresentate da un debole accenno di laminazione p.p.. E' da registrare, inoltre, la comparsa di briozoi celleriporiformi.

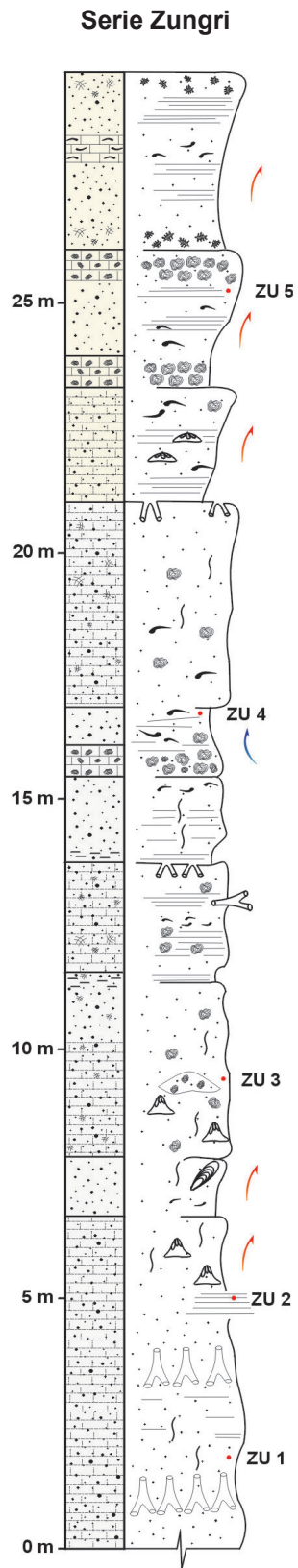


Fig.28. Serie Zungri misurata lungo il sentiero che porta agli insediamenti rupestri.

I dieci metri finali sono caratterizzati da intervalli abbastanza graduali di arenarie fini di color giallo pallido con comparsa di livelli rodolitici alla base ed al *top* di ogni intervallo; la fauna oltre a comprendere i generi precedentemente elencati vede la comparsa di echinidi a teca bassa appartenenti al genere *Echinolampas*.

Anche in questo caso di studio è stato osservato il passaggio, seppure sottile e sfumato, tra le due unità deposizionali: inoltre, le strutture trattive (Fig. 27) indicano sicuramente ambienti deposizionali di alta energia (*shoreface*) caratterizzati da occasionali eventi di tempeste ed da decantazione di materiale pelitico durante le fasi di stasi idrodinamica.

Serie Pizzo (Località Piedigrotta, PG)

La serie si sviluppa interamente all'interno dell'unità "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*" ed in località Piedigrotta, con potenza di circa 16 m (Fig.29 e 32). Il primo intervallo, potente circa 1m, è caratterizzato da sabbie medio fini, di colore giallo-bruno, con intercalazioni conglomeratiche.



Fig. 29. Serie Piedigrotta (Pizzo) misurata lungo il taglio stradale. E' da notare la giacitura degli strati che immergono verso mare.

I clasti sono frequentemente arrotondati (granitici con diametro di circa 3 cm), solo occasionalmente si rinvencono anche quelli a spigoli vivi. L'associazione faunistica che

predomina questo primo intervallo è rappresentata da pochi pettinidi in frammenti, brachiopodi e radioli di echinide. Seguono circa tre cicli di tipo FU con tendenza graduale ed evoluzione granulometrica da conglomerati a sabbie medio fini debolmente cementate. Il contatto con l'intervallo precedentemente descritto è erosivo e i primi sedimenti che si osservano in questo nuovo intervallo mostrano la taglia dei ciottoli moderatamente e occasionalmente elaborati (dominano i clasti a spigoli vivi). La componente bioclastica è veramente massiccia. Si rinvencono, inoltre, brachiopodi organizzati in livelli sporadici o in tasche, pettinidi sparsi e senza isorientazione idrodinamica, briozoi tutti fortemente bioerosi; è tuttavia da segnalare la comparsa di echinidi a teca bassa (*Echinolampas* sp., Fig.30).



Fig. 30. Facies caratteristica della serie Pizzo. Si noti l'alto contenuto in componente bioclastica rappresentata da macroforaminiferi (*Heterostegina*) ed echinidi a teca bassa (*Echinolampas*).

Il *top* di questo intervallo mostra granulometrica da media a veramente fina (sabbia medio-fine con tendenza al silt) mentre frequenti appaiono dei sottili veli di argilla. Il ciclo successivo, simile al precedente, poggia con contatto erosivo su un livello completamente rappresentato da macroforaminiferi appartenenti al genere *Heterostegina*; zione) mentre gli echinidi appartenenti al genere *Clypeaster* in posizione di vita.

Pizzo - Piedigrotta (Pot. 17 m)

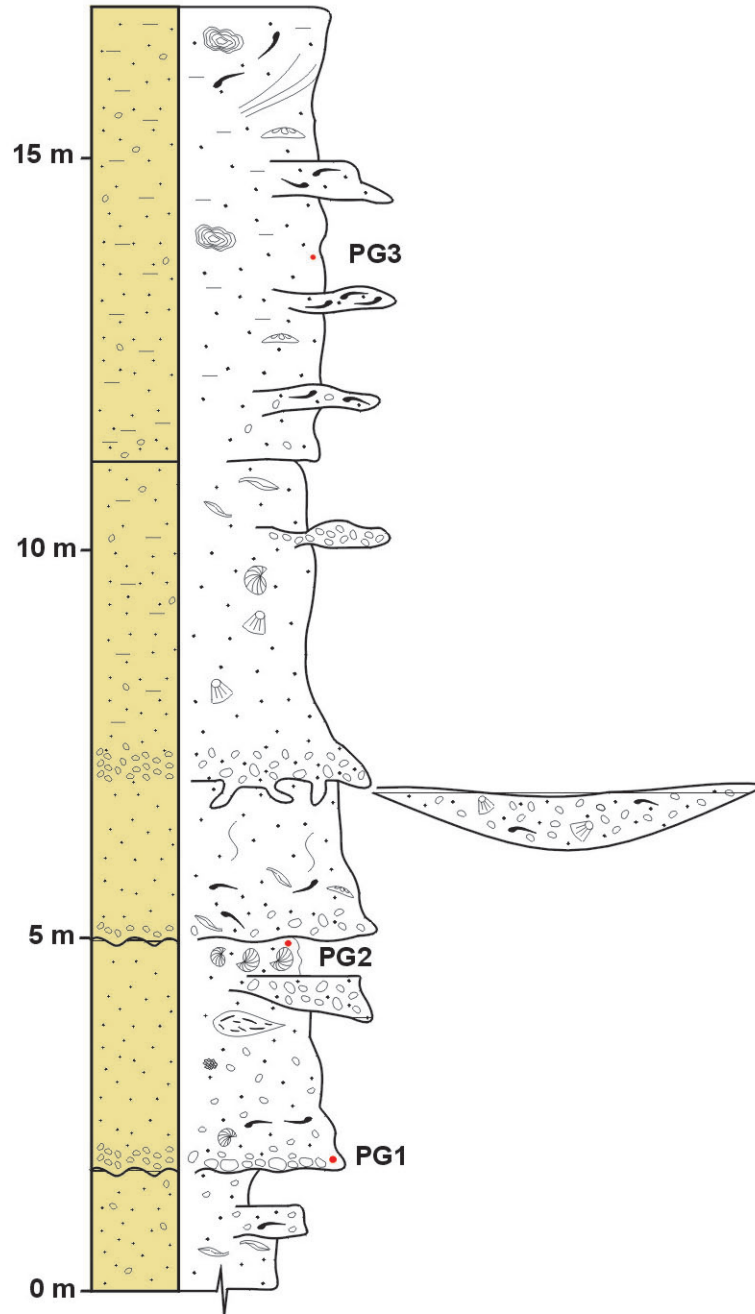


Fig. 31. Sezione stratigrafica Pizzo misurata in prossimità della località Piedigrotta

L'ultimo ciclo evidenzia, alla base, forme canalizzate riempite da ostreidi, balanidi (macrobalanidi) e briozoi mentre rimane costante la fauna precedentemente segnalata (macroforaminiferi, bivalvi vari, ecc.).

L'intervallo finale della serie è contraddistinto dalla granulometria decisamente fine, talora a frazione pelitica, con clasti flottanti ed arrotondati (di colore giallo – bruno) mentre s'intercalano, con regolare distribuzione, i livelli conglomeratici e le concentrazioni di fossili. Le strutture sedimentarie, blandamente riconosciute, sono assimilabili a lamine ad alto angolo. Le rodoliti diventano, qui, più frequenti anche se di piccole dimensioni mentre gli spatangoidi, anch'essi abbastanza usuali, appaiono fortemente colonizzati da ostreidi.

Serie Pizzo (Località Forte della Monacella, PZ)

La serie è stata misurata lungo costa in prossimità della vecchia "Tonnara" (Fig.32). Il primo intervallo, potente circa 2,20 m, è caratterizzato da arenarie giallastre che evolvono da granulometrie medio fini alla base a grossolana al *top* (cicli deposizionali negativi, C.U.); anche i clasti derivanti dal basamento cristallino, abbastanza elaborati, sembrano mostrare tendenza all'aumento in taglia verso il tetto di ogni ciclo. Le facies riconosciute per questi primi depositi sembrano appartenere alle "*crustose algal maërl*" (Bosence *et al.*, 1983a): il contenuto in microfauna include la presenza di foraminiferi bentonici e planctonici dispersi nella matrice pelitica. La macrofauna, invece, vede la presenza di ostreidi, pettinidi disarticolati, *Clypester altus* e *Terebratula*. L'intervallo successivo è marcato da intercalazioni di clasti a spigoli vivi di basamento in un sedimento complessivamente dominato da arenarie fini, a forte frazione pelitica. La componente bioclastica è, in questo tratto di serie, rappresentata dalla comparsa di briozoi celleriporiformi abbastanza frammentati: la natura del rimaneggiamento del sedimento suggerisce come la turbolenza può aver giocato un ruolo fondamentale per la comparsa dei briozoi. Le strutture deposizionali sono rappresentate da lamine p.p. o *cross – bedding* a basso angolo mentre frequenti sono le tasche riempite da micro

conglomerati e le gallerie di bioturbazione rielaborate. All'osservazione della lente questi depositi mostrano componente bioclastica fine dominata da foraminiferi bentonici e probabili *Heterostegine*. Il top dell'intervallo appena descritto mostra aspetto massiccio (conglomerati a clasti del diametro di 5-6 cm) con la matrice di tipo arenacea. Frequenti, sono i livelli a brachiopodi (*Terebratula* sp.) con gusci sia interi che in frammenti (Fig.32). I metri successivi (circa 6 m) sono caratterizzati da arenarie grossolane, mal esposte, tendenti ai microconglomerati: il ciclo che caratterizza questo intervallo è marcato da un *trend* simmetrico, prima positivo (FU) e poi negativo (CU).

L'associazione faunistica è rappresentata ancora da brachiopodi che costituiscono veri e propri livelli (tempestiti), occasionalmente da grossi balanidi, pettinidi (*Chlamys* sp.) e briozoi.



Fig. 32. Livello a brachiopodi (*Terebratula*) tipico della serie Pizzo (Fonte della Monacella)

Insolite e rare sono le rodoliti algali di tipo "discoidali" (Fig. 33) del diametro di pochi centimetri. Le gallerie di bioturbazione appaiono frequentemente rielaborate. Nei restanti intervalli finali (12 m) quello che si osserva è la tendenza alla diminuzione in granulometria (il sedimento è dominato da arenarie fini a frazione pelitica con clasti centimetrici flottanti): l'organizzazione dei depositi in cicli di tipo CU è limitata a pochi

metri mentre si denota la persistenza dei livelli a brachiopodi (Fig.32,33) e di briozoi celleriporiformi, la comparsa di echinidi a teca bassa (*Echinolampas* sp.) e di ostree (*Spondilus* ?). Nella parte bassa dell'intervallo sopra descritto è da segnalare la comparsa stratificazione a festoni.



Fig.33. Associazioni faunistiche caratterizzate da brachiopodi, rodoliti di forma discoidale e briozoa ramificati.

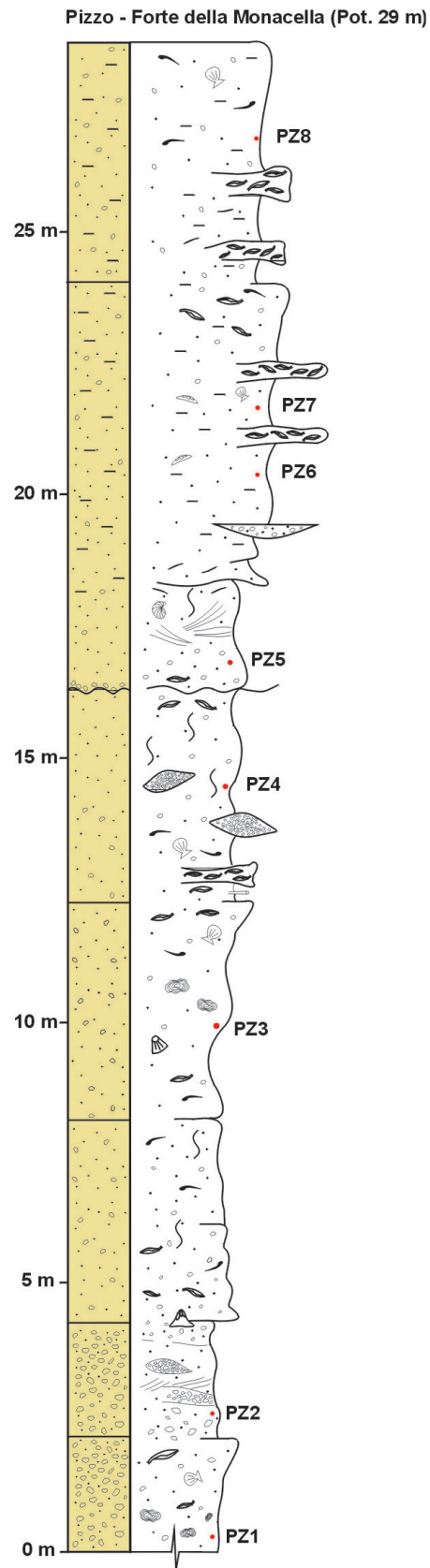


Fig. 35. Colonna stratigrafia Pizzo misurata in località Forte della Monacella

Serie Capo Vaticano (Spiaggia Fornicoli, CV)

La serie Capo Vaticano è stata misurata lungo una strada secondaria che conduce alla spiaggia Fornicoli (Fig. 39). La parte bassa della serie si sviluppa interamente sulle “Sabbie Grigie a *Clypeaster*”: essa inizia con depositi tendenzialmente poco cementati (stile Cessaniti), caratterizzate da strutture sedimentarie di alta energia (lamine p.p. o ad alto angolo a set cuneiformi, Fig.36) spesso obliterate dalla eccessiva bioturbazione o, comunque, mal esposte; lo spessore di questi primi intervalli si aggira sui 9 m ed il colore della litologia è bianco – grigiastro (Fig.36).



Fig. 36. Lamine ad alto angolo organizzate in set pluridecimetrici negli intervalli inferiori della serie Capo Vaticano

La macrofauna è rappresentata da pettinidi, rare e frammentate rodoliti di piccole dimensioni.

Occasionalmente si osservano tasche o livelli microconglomeratici (clasti di basamento centimetrici con diametro 5 cm). L'intervallo successivo (10 m) inizia con un probabile ciclo di tipo FU che poggia, sui sottostanti depositi con una superficie erosiva mal esposta: le caratteristiche peculiari sono bioturbazione e strutture sedimentarie

assimilabili a lamine ad alto angolo. Verso l'alto, si succedono i livelli a clasti subarrotundati di Qz o di basamento e si nota un alternanza di lamine p.p. e quelle ad alto angolo. La tendenza di questi depositi verso la diminuzione in granulometria; la fauna, scarsa e sporadica, è caratterizzata da frammenti di rodoliti di piccole dimensioni, pochi pettinidi e echinidi a teca bassa ed in frammenti.

Evidenti sono, inoltre, i tagli ed i contatti erosivi a marcare i vari cicli (CU) e l'intensa bioturbazione.

La serie continua, con tratti in copertura mostrando su per giù le stesse facies descritte in precedenza, per altri 3 m circa: il cambio nelle facies è, qui, marcato da una superficie erosiva (probabile *ravinement*) caratterizzata da blocchi decimetrici di coralli, grossi echinidi in frammenti, modelli interni di gasteropodi e di bivalvi, rodoliti. La granulometria è tendenzialmente maggiore degli intervalli sottostanti (la facies sono paragonabili a quelle osservate a S.Domenica di Ricadi) inquadrabile in un microconglomerato a clasti arrotondati.

L'intervallo successivo, potente circa 5-6m, è caratterizzato da sabbie medio fini sterili con blocchi carbonatici (Fig.37) del diametro di circa 1 m e più: questi blocchi, osservabili lungo la stradina secondaria e non sull'affioramento perché inaccessibile, mostrano che si tratta di coralli (probabile *Porites* sp.) mentre amalgamati all'ammasso carbonatico si osservano rodoliti algali (10 cm) e bivalvi perforatori (*Lithophaga lithophaga*). Il tratto finale della serie mostra l'interessante limite litostratigrafico tra le "sabbie grigie a *Clypeaster*" e le "sabbie gialle ad *Heterostegina*" marcato, in questo caso, da un livello di circa 20 – 30 cm di arenarie grossolane, cementate, di colore porpora, bioturbate irregolarmente da crostacei decapodi (*Thalassinoides*) e caratterizzate, all'analisi della microfacies, da frammenti di briozoi celleriporiformi, foraminiferi bentonici (*Amphistegina*) e minerali ed ossidi di ferro fortemente alterati. L'alterazione legata ad esposizione subaerea è assente in questo livello che risulta essere ben litificato; ciò manifesta, verosimilmente, un *hardground* marino depositatosi in contesti di rampa medio-distale, controllato da fluttuazioni del livello marino (probabile innalzamento) con condizioni di raffreddamento delle acque indotto da variazioni risalite di acque di *upwelling* (Shubber *et al.*, 1997).



Fig. 37. Blocco a coralli di dimensioni metriche (circa 2 m in larghezza) al top delle sabbie grigie.

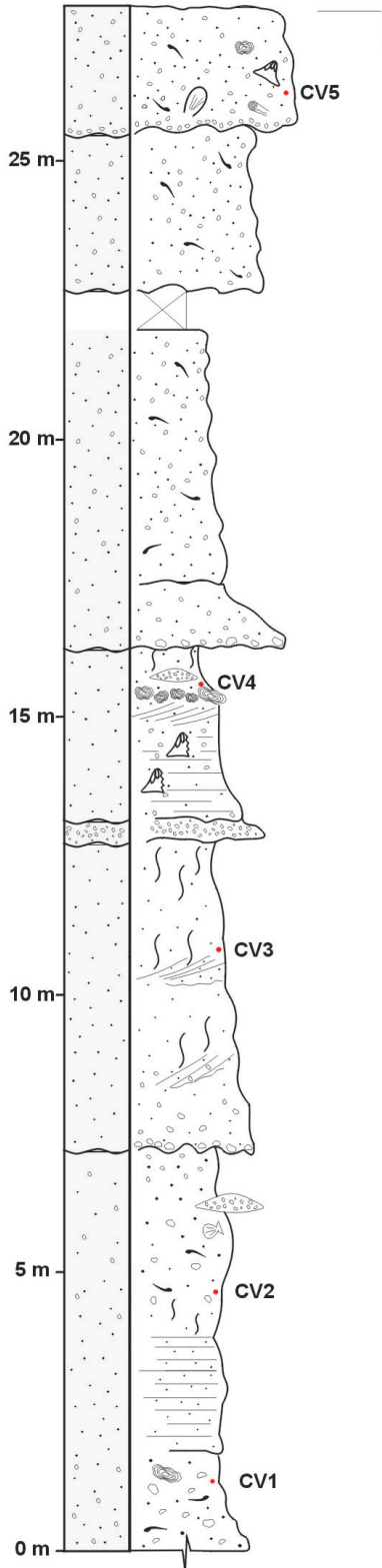


Fig. 38. Contatto stratigrafico tra le due unità deposizionali "SGC" e "SGH" marcato da un livello ossidato rossastro (*hardground*), ricco in macroforaminiferi e briozoi (a e b). L'unità carbonatica è caratterizzata da facies di tipo "Bindstone algale".

In questo intervallo, la parte relativa alle “sabbie grigie a *Clypeaster*”, potente circa 4 m, è caratterizzata da arenaria grossolana tendente al microconglomerato con rari frammenti di echinidi e bivalvi: questi, verso il *top* dell’unità si organizzano in *lag* continui lateralmente (*Clypeaster*, *Macrochlamys*, frequenti anche i *Conoclypeus*).

Contrariamente, le “sabbie gialle ad *Heterostegina*” che soggiacciono al livello arrossato sono caratterizzate da una facies di tipo “*bindstone algale*” (Fig.38) con rodoliti subdiscoidali allineate lungo stratificazione obliqua ad alto angolo mentre la matrice mostra frammenti di briozoa ed alghe rosse (*wackestone* ad alghe e briozoi).

Serie Capo Vaticano (Spiaggia Fornicoli)



Serie Strada Prov.le S.Domenica (Taglio Stradale)

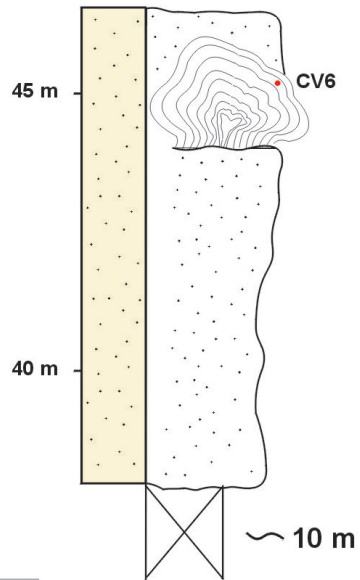
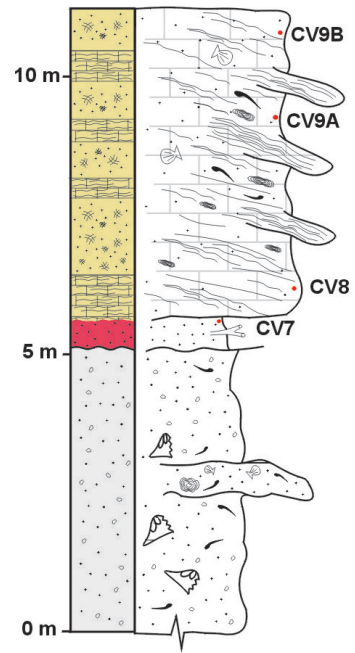


Fig.39. Serie Capo Vaticano misurata in parte lungo la strada di accesso alla spiaggia di Fornicoli ed in parte lungo la strada provinciale.

Serie S.Domenica di Ricadi

La successione di S.Domenica di Ricadi si sviluppa lungo tre sezioni stratigrafiche osservate, campionate e descritte lungo costa nelle località Baia di Riace: una lungo la direttrice N-S (Fig.41 e Fig.43), l'altra lungo direttrice N.NE-S.SW (Fig. 46) e continua alla precedente ed, infine, l'ultima misurata in località Marco Polo (Fig.52).

Serie Baia di Riace N-S

Il primo intervallo della serie, circa 6 m in potenza, inizia con calcareniti bioclastiche di colore grigio-chiaro (1,50 m), fortemente cementate, con alghe ramificate rotte; frequenti sono i ciottoli di basamento fortemente arrotondati e incrostati da briozoi o alghe.



Fig. 40. Superficie di strato ricca in rodoliti di forma sferica emergente dall'attuale profilo di spiaggia

La frazione silicoclastica diminuisce verso il *top* di questo primo intervallo e la componente carbonatica assume particolare rilievo; la granulometria è medio-fine. Le strutture sedimentarie osservate sono riconducibili a lamine a basso angolo debolmente

inclinate organizzate in *set* a festoni: i livelli rodolitici si fanno più intensi e verso al *top* costituiscono la superficie di strato che emerge dall'attuale superficie di spiaggia (Fig. 40). Seguono circa 1,50 di arenarie grossolane grigio-chiare caratterizzate da una forte componente bioclastica (Pecten, Echinidi, Briozoi, ecc) ed organizzate in *megaripple* da dune sottomarine (Fig.42, facies BP) tagliate da lamine ad alto angolo (*foreset*) poggianti in direzione contraria al verso della paleocorrente (*backset*) (set di 15 cm, Fig.42).

L'intervallo successivo (3,70 m) , marcato da contatto erosivo, manifesta granulometria decisamente grossolana (da sabbie grossolane a microconglomerato): evidenti sono le lamine orizzontali p.p. ed i livelli con ciottoli granitici e quarzosi a cadenza decimetrica; la fauna mostra, ancora, prevalenza di alghe ramificate in frammenti. Verso l'alto le lamine appaiono discontinue per effetto della bioturbazioni (probabili gallerie di *Thalassinoides*). Gli ulmini 2 m dell'intervallo appena descritto mostra tendenza alla maggiore cementazione. L'intervallo che segue mostra caratteristiche tessiturali e granulometriche simili all'intervallo che precede: le strutture deposizionali sono contraddistinte da *set* cuneiformi e da lamine a b.a. I bioclasti sono rappresentati da balanidi, pettinidi e briozoi. I 2,50 m sommitali di questo intervallo, lungo la verticale della serie misurata, mostrano colorazione rosacea (legato, probabilmente, ad alterazione superficiale visto che lateralmente il colore tende a sbiadire, mostrando il vero aspetto dei depositi) e granulometria maggiore con clasti abbastanza elaborati, con diametro di 10 cm e più, disposti abbastanza allineati o, talora, con organizzazione caotica nel riempimento di superfici canalizzate. Gli ostreidi appaiono decisamente abbondanti in questo intervallo e l'osservazione del campione SD5 evidenzia *rudstone/grainstone* a gusci di bivalvi e balanidi. L'intervallo a seguire si giustappone sul precedente attraverso un possibile *thrust* che comporta il raddoppio dell'intervallo sottostante e l'ispessimento laterale dei depositi verso S (le arenarie rosacee mostrano una variazione laterale nei depositi fino a circa 6-7 m). L'unità in questione è dissecata da faglie dirette, a piccolo rigetto, che immergono in direzione del bacino mentre l'unità successiva mostra chiare evidenze retrogradazionali sull'unità precedente.

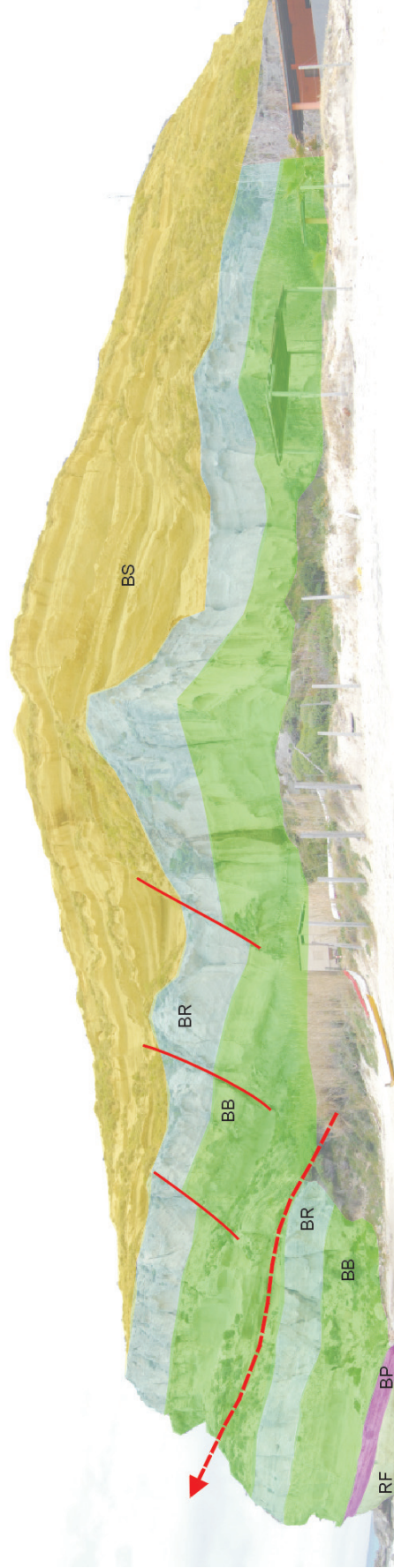


Fig. 41. Panoramica e schema stratigrafico delle facies affioramenti a Baia di Riace (S.Domenica di Ricadi) su di una parete con esposizione N-S. Le facies determinate sono le seguenti: **RF1**: Rudstone rodolitico, **BP**: Packstone bioclastico, **BB**: Livelli bioturbati, **BR**: Rudstone a balanidi, **BS**: Arenarie bioclastiche

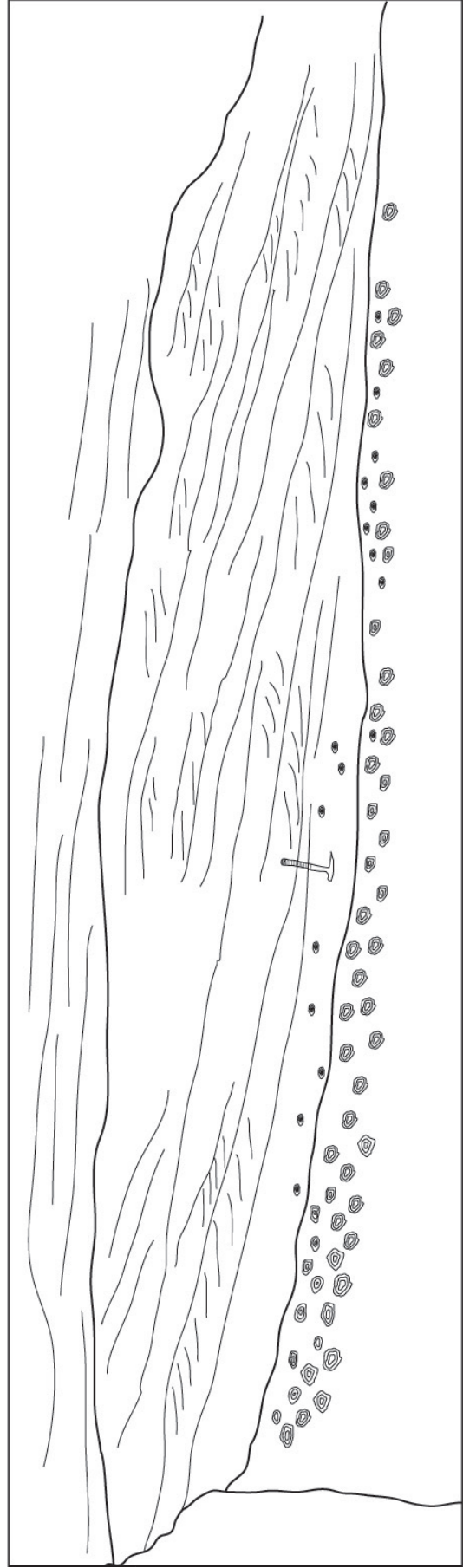


Fig. 42. Cross-bedding a larga scala con lamine immergenti in backset indicative di regimi idrodinamici ad alta energia.

S. Domenica di Ricadi Baia di Riace (N-S)

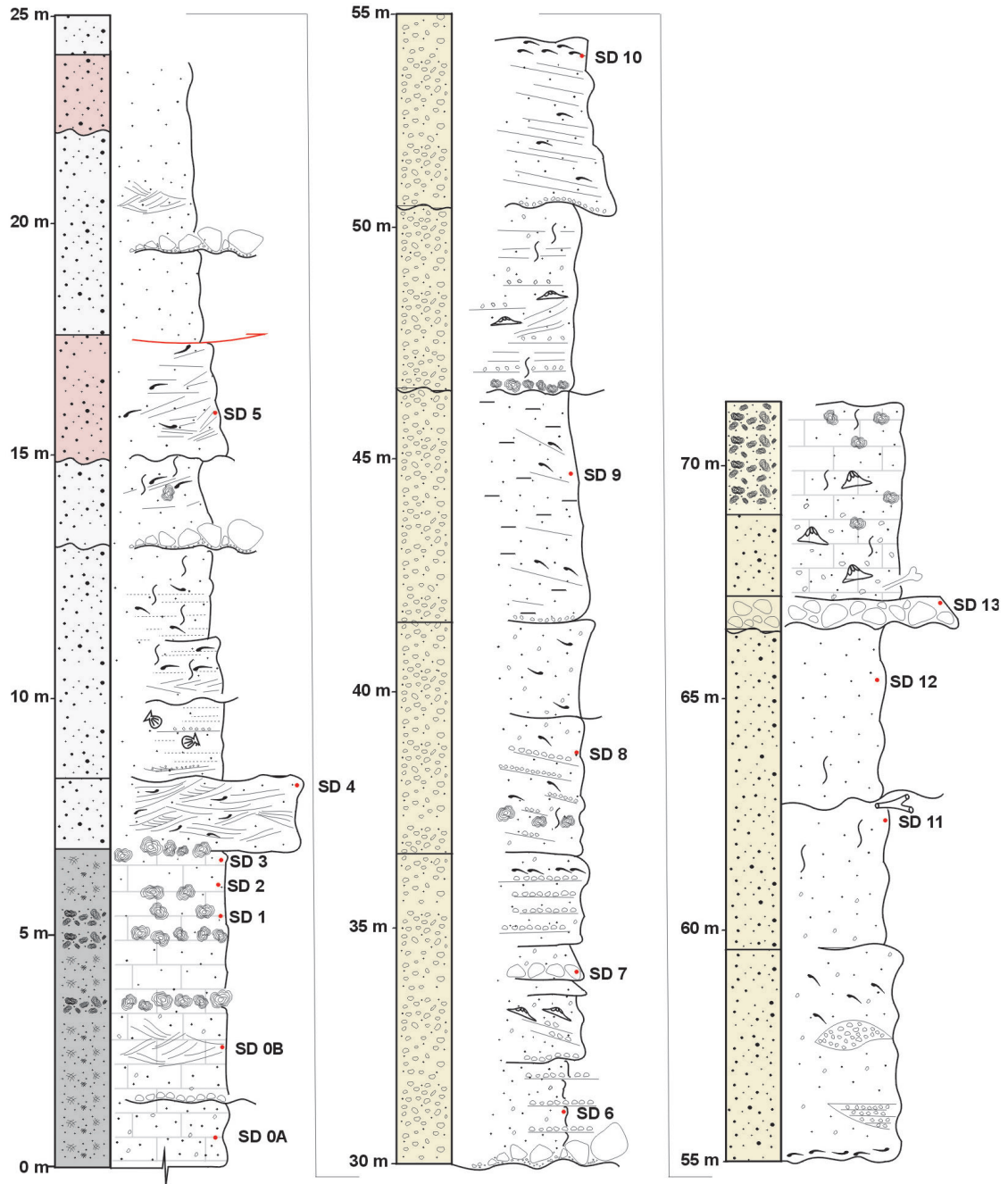


Fig. 43. Serie S.ta Domenica di Ricadi misurata lungo l'affioramento di Baia di Riace esposto N-S.

Serie Baia di Riace N.NE-S.SW

Questa serie è stata misurata lungo un sentiero che sale in quota, in sinistra orografica del T.te Vitarni, e che taglia tutti i depositi affioranti lungo la direttrice NNE-SSW (Fig.46). Essa rappresenta la continuazione della serie precedente (vedi colonna stratigrafica S.Domenica N-S).

Le facies, nella parte bassa dell'unità, sono abbastanza monotone. Il primo intervallo potente circa 4,50 m, è caratterizzato da depositi a granulometria grossolane (Fig.44) conglomerati – microconglomerati grigio-chiari a matrice sabbiosa fine con ciottoli poco elaborati senza tendenza all'organizzazione ciclica, a fauna dominata da ostreidi, grossi balanidi e pettinidi.



Fig. 44. Livelli conglomeratici intercalati a sabbie bioclastiche bioturbate.

Il cambio di giacitura tra le due unità (l'appoggio delle geometrie di *onlap* sull' discordanza tettonica) non è ben visibile sull'affioramento in sinistra orografica del torrente; ciò è dovuto probabilmente alla chiusura a cuneo (*pinch out*) di questi depositi che si raccordano in modo planare verso SSW dettando perfetta o quasi concordanza stratigrafica. Contrariamente, il cambio di giacitura, è osservabile se si sposta lo sguardo sugli affioramenti che costituiscono il tetto dei blocchi ruotati, in destra orografica del corso d'acqua (Fig.45).

Il *top* di questo primo intervallo è marcato da sabbie di media granulometria a decisamente fine; sono inoltre frequenti le alternanze e le intercalazioni di ciottoli incrostati da briozoi.

Seguono circa 12 m di depositi organizzati in cicli con tendenza al *fining-up* che evolvono da microconglomerati alla base a sabbie fini, con sporadici livelli pelitici, al *top*. La laminazione p.p. o a basso angolo, spesso discontinua per la bioturbazione, rappresentano le uniche strutture deposizionali osservate.

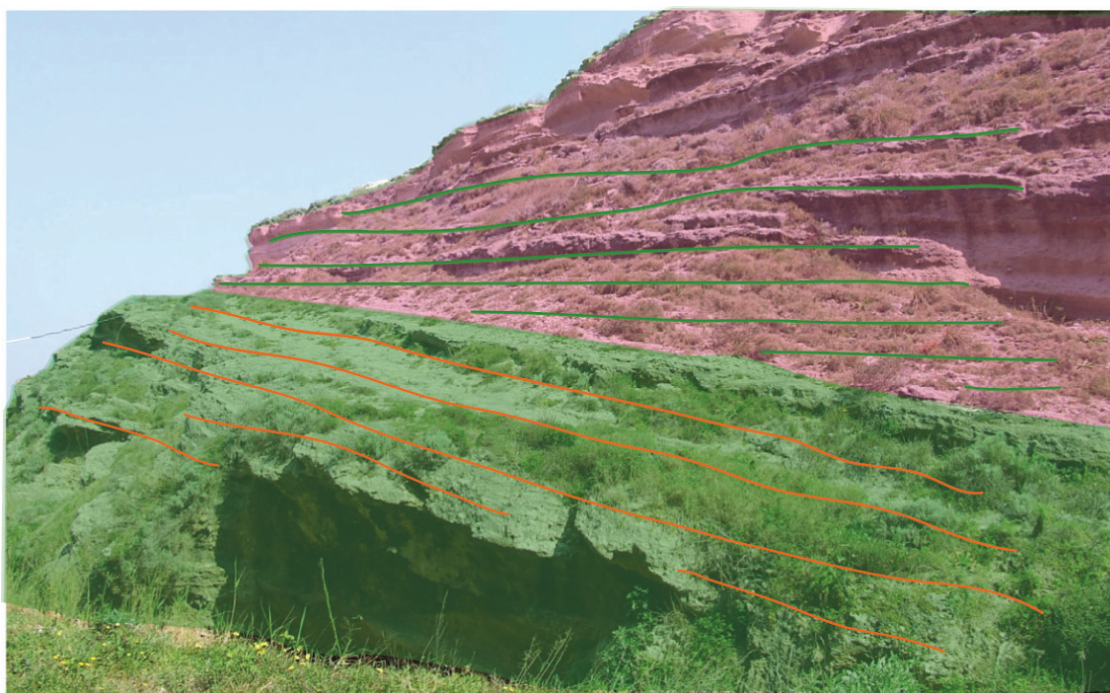


Fig. 45. Appoggio in *onlap* delle arenarie bioclastiche (colore ciano) sui depositi basculati dalla tettonica (in colore verde).

La fauna continua ad essere dominata da pettinidi ed ostreidi completamente incrostati da briozoi. L'intervallo che segue (7,50 m) manifesta una debole variazione nella macrofauna che vede la comparsa di rodoliti di forma discoidale (a "focaccia" o a "pagnotta") che costituiscono il *lag* di base e di echinidi a teca bassa (Spatangoidi); i livelli conglomeratici si mostrano abbastanza localizzati mentre frequenti sono le lamine p.p. o ad alto angolo. La parte alta di questo intervallo (3,50 m) appare decisamente bioclastica (ostreidi e briozoi celleriporiformi) con vari livelli caratterizzati, esclusivamente, da tritume fossilifero (Fig.46).



Fig.46. Arenaria bioclastica caratterizzata da frammenti di particelle scheletriche (briozoi, piccoli ostreidi)

I depositi che seguono, caratterizzati da una sabbia bioclastica medio-fine con conglomerati che riempiono tasche di probabili festoni concavi, mostrano potenza di circa 8 m. Il passaggio con l'intervallo successivo è marcato da una superficie verosimilmente erosionale: nelle rientranze della superficie sono preservate tasche di sabbia finissima a forte componente pelitica, laminata e fortemente bioturbata; il sedimento si presenta alterato e pulverulento e l'interpretazione che ne deriva è quella di un probabile paleosuolo. Seguono circa 3,60 m di sabbie grigiastre, mal esposte, con apprezzabile variazione laterale; la fauna è caratterizzata da bioclasti sporadici di ostreidi e briozoi mentre il sedimento è fortemente rielaborato dalla bioturbazione (frequenti e ben visibili sono le gallerie di *Thalassinoides*). Segue un intervallo di poche decine di cm (circa 20-30) di clasti notevolmente arrotondati, plurilitologici (Fig. 47, granitici e calcarenitici) a base fortemente erosiva: questo *lag* costituisce probabilmente la superficie di *ravinement* visto che, come per il caso di Cessaniti, subito a ridosso di questa superficie è stato rinvenuto un frammento di sirenide. Tra l'altro, l'intervallo che riaffiora mostra la tipica facies delle sabbie grigie a *Clypeaster* (Fig.48): in questo caso si tratta di conglomerati

– microconglomerati con clasti poco elaborati, di natura carbonatica o, più frequentemente, granitici .



Fig. 47. Superficie di *ravinement* caratterizzata da un livello pluridecimetrico con clasti arrotondati di granito ed arenarie rielaborate.



Fig.48. Corpi bioturbati a *Clypeaster* sulla superficie discordante di *ravinement*.

La matrice di questi sedimenti è carbonatica mentre sporadici sono i veli e le sottili intercalazioni pelitiche di colore bruno. Verso il *top* di questo intervallo sono frequenti clasti piatti, rettangolari, carbonatici. La fauna è costituita da grossi echinidi (*Clypeaster*), rare rodoliti e ostreidi di grosse dimensioni. Altre osservazioni sono state condotte lungo tutto questo affioramento per apprezzare le variazioni laterali delle facies: d'altro canto, in questo caso di studio, gli intervalli appaiono ben preservati e ben affioranti. La piccola serie (potente poco meno di 35 m) è stata misurata salendo per la strada che conduce alla Baia di Riace (Fig. 52): essa inizia con un piccolo intervallo (circa 1 m) caratterizzato

NNE

SSW

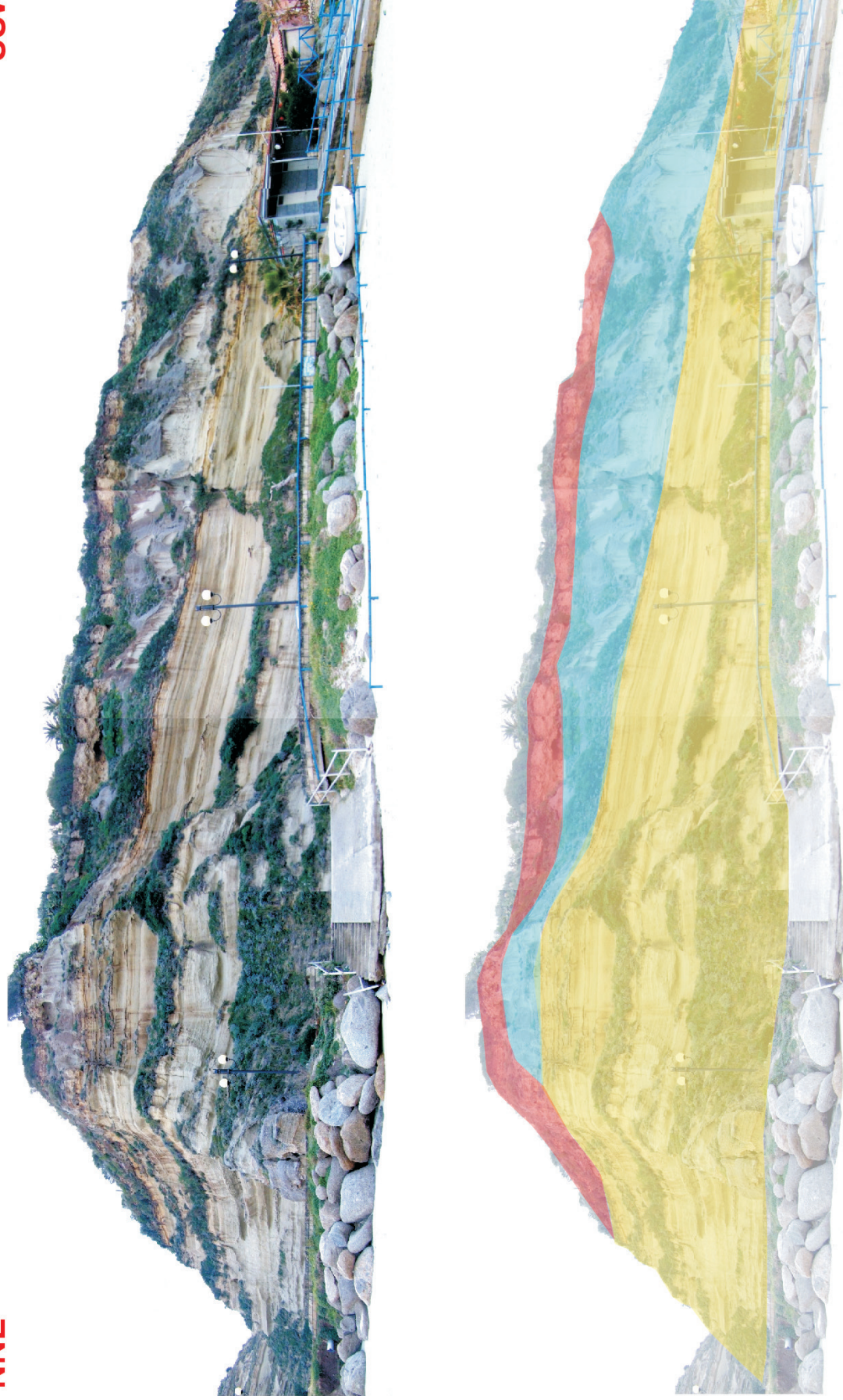


Fig. 49. Affioramento ortogonale (NNE-SSW) a quello di Baia di Riace (N-S). I depositi in giallo sono rappresentati dalle arenarie bioclastiche, quelli in celeste le arenarie a *Clypeaster*, quelli in rosso le sabbie gialle ad *Heterostegina*.

da sabbie medio-grosse, con graduale aumento granulometrico (CU), da laminazioni p.p. e da bioclasti tipo echinidi a teca bassa, briozoi e brachiopodi concentrati in livelli. Il contatto con l'intervallo successivo è netto ed è marcato dalla frequente bioturbazione e dalla differente litologia che appare, di colpo, diventare carbonatica. Questo intervallo (4 m) è caratterizzato da arenarie grossolane, di colore grigio chiaro, fortemente e massivamente cementate, con clasti granitici o quarzosi flottanti. La macrofauna è dominata da rodoliti algali di piccole dimensioni, ostreidi ed echinidi a teca bassa. Il passaggio con l'intervallo successivo è marcato da una lingua conglomeratica con clasti pluridecimetrici di natura pelitica, di colore giallo pallido mentre la matrice è caratterizzata da clasti granitici di piccolo diametro (Fig.50).

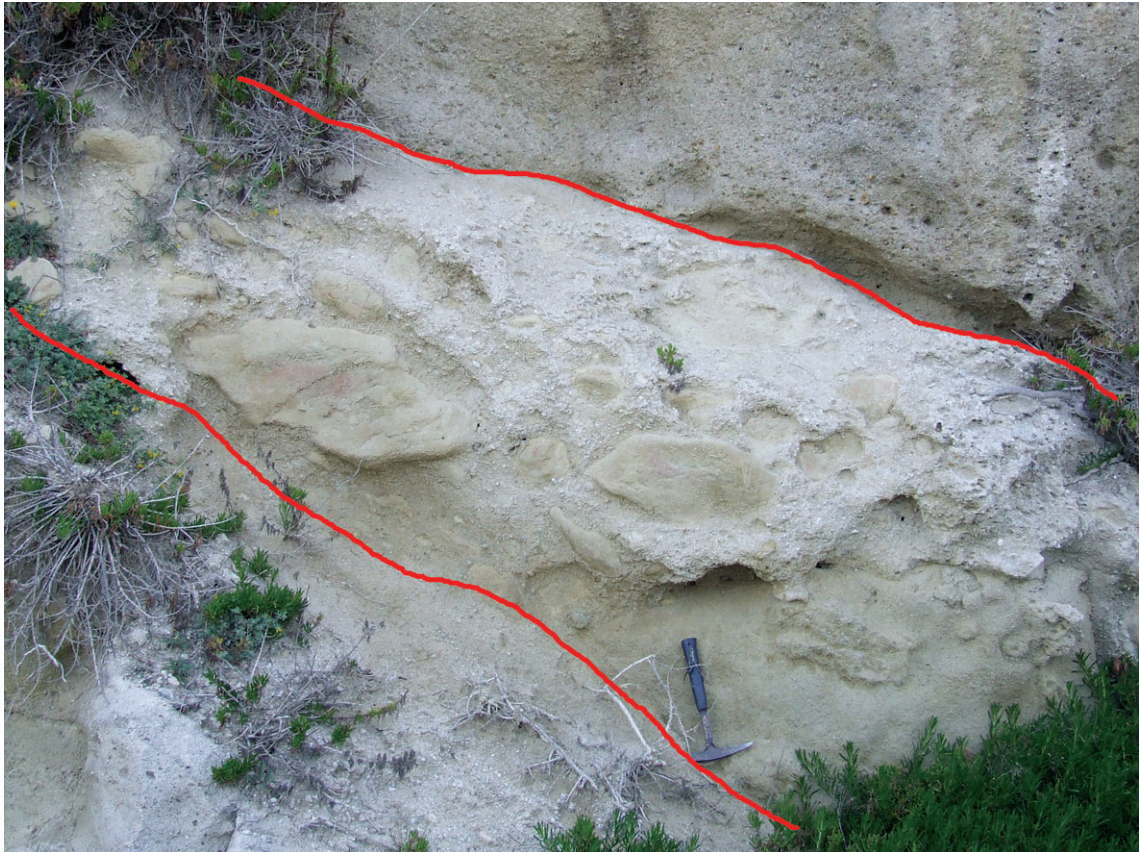


Fig. 50. Lingua conglomeratica con clasti di natura pelitica alla base di un corpo carbonatico alla base della serie S.Domenica di Ricadi NNE-SSW.

Segue un intervallo, di circa 4m, che mostra facies simili all'intervallo precedente ma denota un aumento nella taglia granulometrica e una possibile ciclicità interna (C.U.). La serie continua con un banco di circa 6m di arenarie bioclastiche, debolmente cementate, patinate superficialmente. La granulometria di questi depositi continua ad essere grossolana con clasti granitici flottanti: spesse volte, questi, costituiscono il nucleo di rodoliti. La fauna è dominata da echinidi in frammenti e da diversi briozoi. Per questo intervallo non sono state osservate strutture sedimentarie.

Dopo una copertura di circa 3 m, la serie riprende con circa 1,30 m di sabbie mediofini, di colore rosato, fortemente bioturbate, con fauna scarsa o assente. L'intervallo successivo (Fig.51) è caratterizzato da litologia sabbiosa a forte percentuale in fini (peliti), di colore grigio-scuro, talora arrossato, con un livello di base cementato (probabilmente si tratta di gallerie di bioturbazione): la bioturbazione è presente lungo tutto l'intervallo e si osserva marcato da *mothling* (chiazze di bioturbazione con riempimenti di argilla nella sabbia).



Fig. 51. Argille grigio bluastre, talora arrossate, costituiscono la base dei corpi a *Clypeaster* sovrastanti

Il passaggio all'intervallo successivo è graduale: questo è rappresentato da sabbie giallo bruno bioclastiche, ricche in briozoi e con rari echinidi (*Conoclypeus*), con livelli più cementati e bioturbati a tetto; questo intervallo misura 2,5 m.

L'intervallo successivo (6m) è caratterizzato da una base fortemente erosiva (i livelli cementati che costituiscono il *top* dell'intervallo precedente vengono letteralmente tagliati da questa superficie, Fig. 52) e mostrano una buona esposizione delle arenarie a *Clypeaster*. La granulometria è quella di un microconglomerato a clasti granitici o a grossi minerali feldspatici, nel quale sono immersi una moltitudine (Fig.53) di echinidi e modelli interni di gasteropodi e bivalvi. La superficie di *ravinement* non è visibile ma può costituire la superficie erosiva precedentemente descritta.

L'appoggio delle sabbie gialle, che costituiscono l'intervallo successivo (potente 3 m) , è marcato da un livello potente circa 1,50 m sterile: la granulometria di questi depositi rimane massiccia ed è rappresentata da *rudstone* rodolitici (Fig. 54 e Tav.6d rodoliti digitate) immersi in una matrice sabbiosa grossolana. Frequenti sono i *Clypeaster* in frammenti nel *lag* di base e ostreidi, clasti di *Porites*, probabili livelli stromatolitici dispersi nel sedimento.



Fig. 52. Appoggio discordante delle arenarie a *Clypeaster* sui depositi precedenti.



Fig. 53. Facies microconglomeratica delle arenarie a *Clypeaster*.



Fig. 54. Facies rodolitica al top della serie S.Domenica di Ricadi NNE-SSW.

S.ta Domenica di Ricadi NNE-SSW

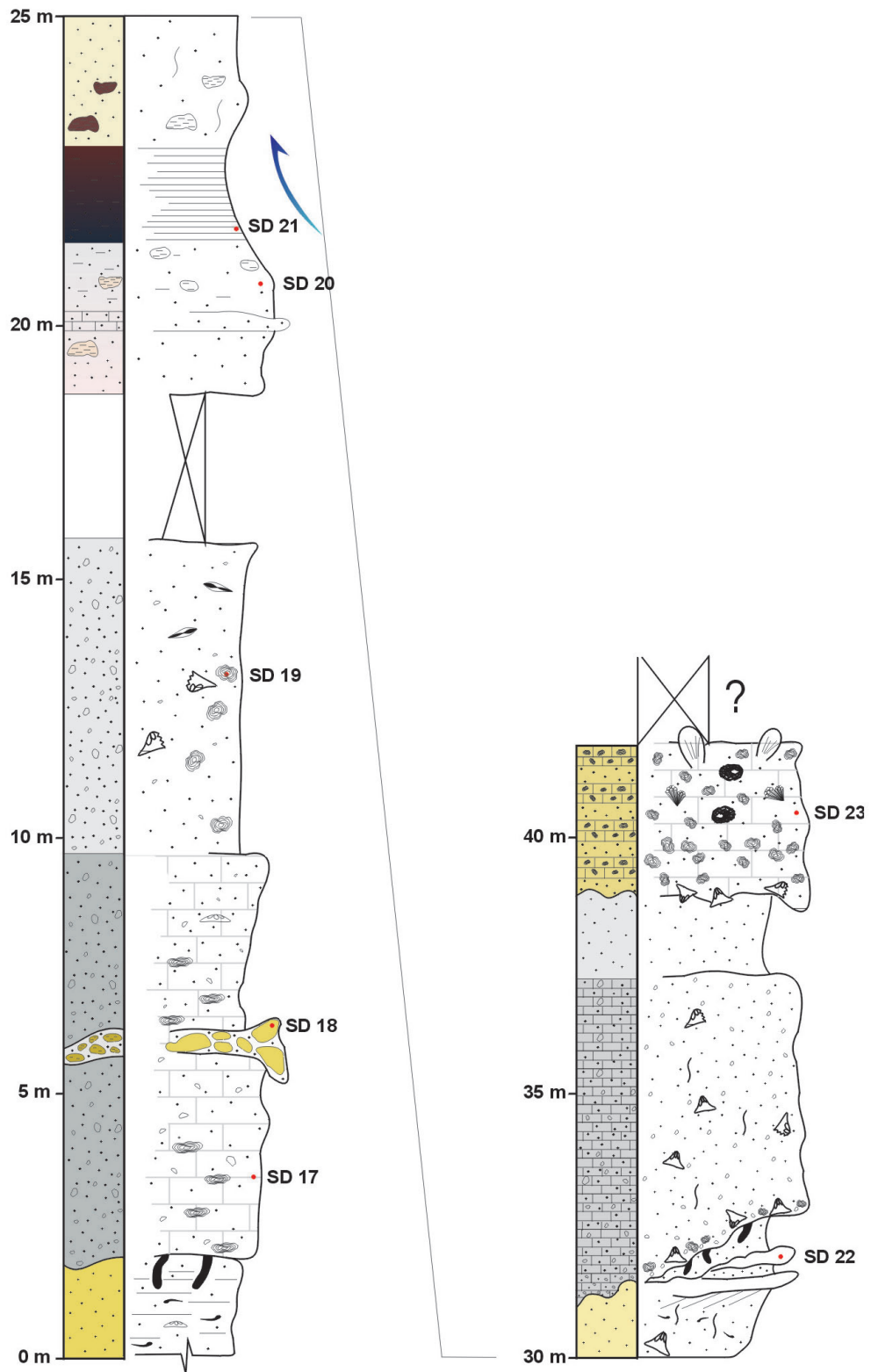


Fig. 55. Serie stratigrafica relativa all'affioramento con esposizione NNE-SSW a Baia di Riace (Santa Domenica di Ricadi).

Serie Santa Domenica di Ricadi (Sezione Marco Polo, MP)

La serie in oggetto (Fig.60) inizia con un intervallo basale (2 m) caratterizzato da sabbie grossolane con intercalazioni microconglomeratiche (clasti con diametro 3 cm) con tendenza alla graduale diminuzione in granulometria. Appaiono evidenti i livelli a brachiopodi e i bioclasti ridotti in frammenti (sporadici sono i denti di selaci).

Segue un intervallo di circa 3,50 m di arenaria grossolana, di colore grigio chiaro, debolmente cementata, con ciottoli granitici e di quarzo debolmente allineati: l'intervallo è fortemente bioturbato (Fig. 56) mentre il *lag* che lo contraddistingue dal successivo è caratterizzato da concentrazione di gusci di piccole ostree (*Ostrea edulis* var. *lamellosa*), pettinidi e echinidi in frammenti. Le strutture sedimentarie mostrano accenno alla laminazione p.p.



Fig. 56. Particolare del livello bioturbato.

Seguono circa 6 m di arenarie, da cementante a debolmente cementate, di colore crema: in questo intervallo sono frequenti i livelli rodolitici ed a brachiopodi mentre appaiono sporadiche tasche nel sedimento riempite da echinidi a teca bassa, briozi, rodoliti e ostree in frammenti; è da segnalare, inoltre, verso il *top* la presenza di coralli solitari.

Le strutture sedimentarie osservate sono riconducibili a lamine a b.a. messe spesso in risalto dall'allineamento di ciottoli di piccolo diametro (3-4 cm) ben elaborati; risultano, tuttavia, abituali le intercalazioni con livelli microconglomeratici. I depositi, a questo punto, registrano composizione decisamente bioclastica: l'intervallo, potente circa 7 m, è caratterizzato da un arenaria medio fine di colore grigio chiaro, nella quale sono consueti i soliti clasti granitici arrotondati mentre ciottoli pelitici di colore grigio-verdastro (*clay-chips*) abbondano nella parte bassa. La fauna è rappresentata da brachiopodi (*Terebratula*) distribuiti in livelli, piccoli balanidi, pettinidi, rodoliti algali, ostreidi, gasteropodi e echinidi a teca bassa (*Echinolampas*). Le strutture sedimentarie sono rappresentate da lamine incrociate spesso mal affioranti; la tendenza graduale alla granulometria fine, verso l'alto, con i sedimenti ricchi in frazione pelitica testimonia un *trend* negativo (FU).



Fig. 57. Contatto stratigrafico netto tra le sabbie di colore grigio chiaro e i corpi conglomeratici a *Clypeaster*. Da notare, a destra della foto, il blocco a coralli (diametro circa 1m) alla base del litotipo più massiccio

L'ultimo intervallo è caratterizzato dalle facies a *Clypeaster* che, contrariamente alle altre serie studiate, mostra granulometria decisamente grossolana (si tratta di micro-conglomeratici a cemento carbonatico).



Fig. 58. Facies tipica delle arenarie a *Clypeaster*: da notare in primo piano il frammento a corallo di forma planare ed il modello interno di gasteropode (*Conus* sp.).

Questo intervallo (circa 5 m), decisamente massivo, evolve da quello sottostante attraverso una superficie erosiva marcata da clasti rosati di conglomerati rielaborati (Fig. 58) da una preesistente unità, da clasti di calcarenite grigiastre provenienti, verosimilmente dall'unità sottostante, da blocchi di coralli del diametro di circa 1 m, da modelli interni di gasteropodi e da grossi echinidi in frammenti. La macrofauna è quella tipica dell'unità stratigrafico-deposizionale e registra la presenza e la prevalenza dei *Clypeaster* mentre in misura inferiore si rivelano i pettinidi, i modelli interni di *Glycimeris* e le vertebre ed i frammenti di *Metaxytherium serresi* (Fig.59). Il passaggio con l'unità successiva è graduale e si registra con la comparsa di grosse rodoliti (5-6 cm in diametro) e di lamine stromatolitiche mal preservate. Questo intervallo, potente un paio di metri, risulta mal preservato e patinato superficialmente.



Fig. 59. Frammento di vertebra di serinide (*Metaxytherium serresi*) nelle arenarie a *Clypeaster*.

Serie S.ta Domenica di Ricadi (Località Marco Polo)

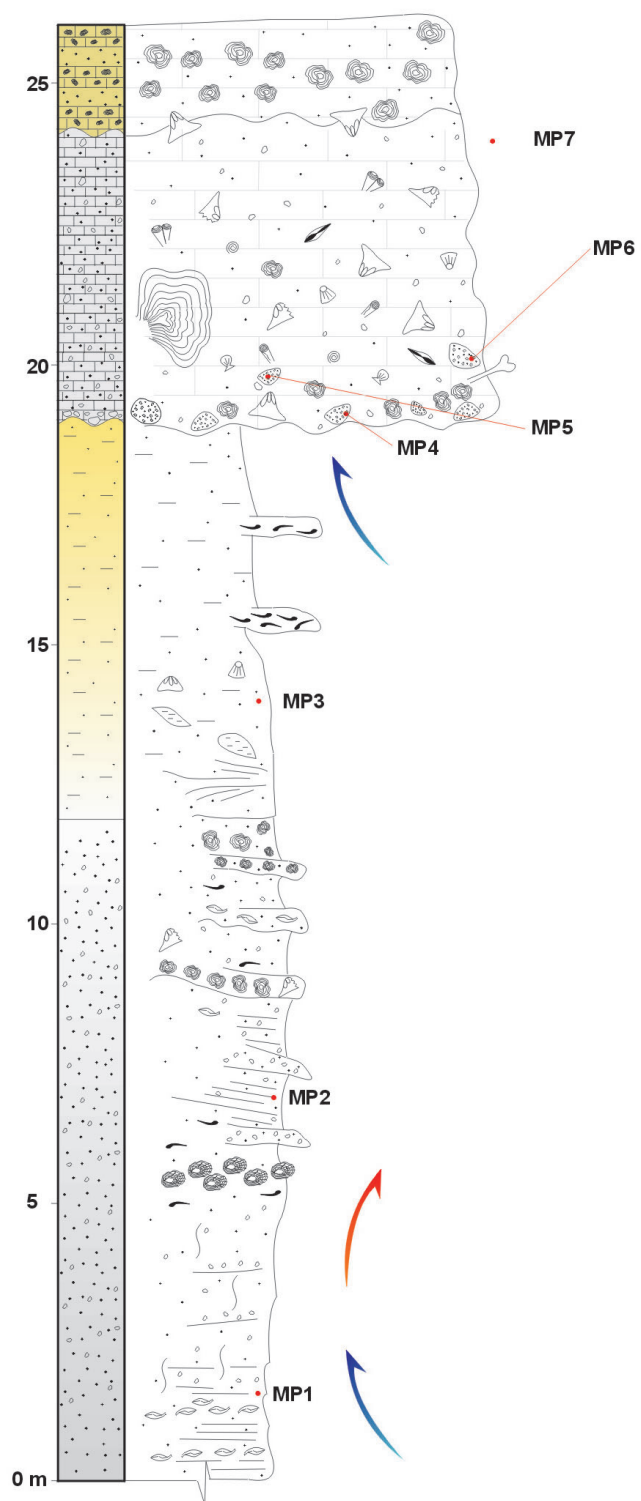


Fig.60. Serie stratigrafica S.Domenica di Ricadi (Marco Polo)

Osservazioni sparse nell'area di studio

Oltre le descritte sezioni stratigrafiche dell'area di studio vengono qui proposte altre osservazioni su affioramenti isolati, non misurabili o di potenza poco apprezzabile, ritenuti comunque indispensabili per sistemare il complesso quadro stratigrafico.

In linea di massima, l'unità carbonatica "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*" raggiunge la massima potenza lungo il margine periferico dell'area di studio. La geometria degli strati tendenzialmente di tipo "*gently dipping*" e generalmente subparalleli $< 1^\circ$, visibili lungo tutti gli affioramenti ed i tagli che si scorgono lungo costa da Tropea, per S.ta Domenica di Ricadi, fino a Briatico (Fig.64), suggeriscono in aggiunta alle biofacies (che saranno discusse succintamente nei capitoli a seguire e che evidenziano associazioni scheletriche di tipo *Rhodalgae* e *Bryomol*) stili e geometrie deposizionali assimilabili a quelli di una rampa carbonatica di tipo *distally steepened*. Lo *slope* della rampa è individuabile in geometrie sigmoidali evidenziate da clinoformenti inclinate di 21° verso il bacino, osservabili alla base del paese di Tropea (Fig. 61, 62, 63). Le facies osservate in prossimità del molo, alla base dell'abitato di Tropea, sono caratterizzate da *rudstone* carbonatici rodolitici di apprezzabile diametro (fino a 10 cm ; Tav.6g) che poggiano in discordanza su depositi ad alghe ramificate rotte (*maërl* facies, Tav.6e) contraddistinte da strutture sedimentarie di tipo *hummochy* (Tav. 6f) e da *cross-bedding* alla scala dell'affioramento (Fig. 62), interpretate come *sand wave* in contesti di rampa media. Questo *trend* evolutivo nelle facies indica, senza alcun ombra di dubbio, progradazione del margine della rampa e contestuale retrogradazione del sistema.

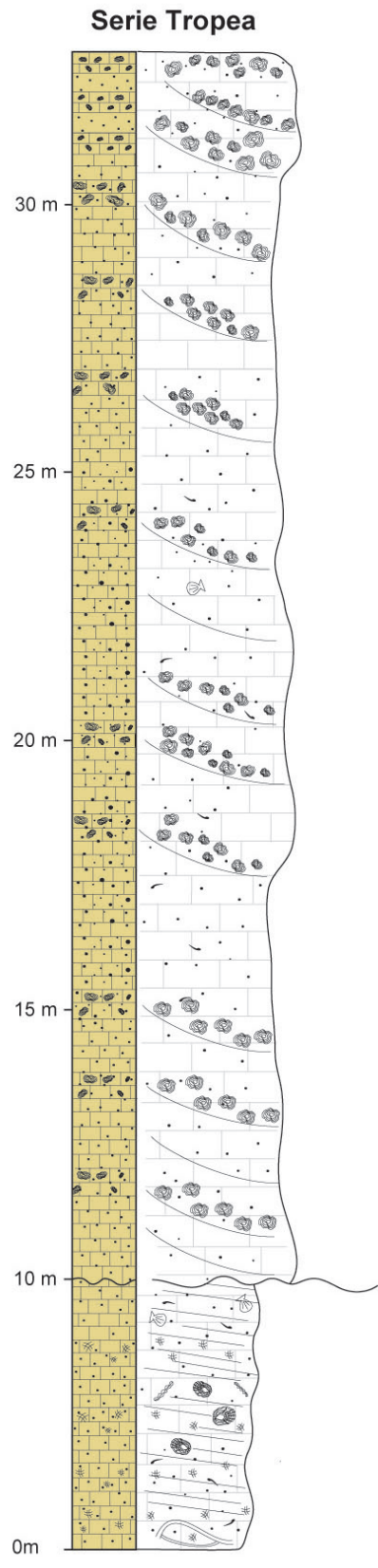


Fig. 61. Serie stratigrafica Tropea misurata tra il molo e Madonna dell'Isola.



Fig. 62. Panorama in 3D dell'affioramento di Tropea (VV). E' chiaramente visibile l'appoggio erosivo tra le probabili dune sottomarine caratterizzate da *cross-bedding* ad alto angolo (**MR** = *Middle Ramp*) e la stratificazione piano - parallela derivante dal taglio ortogonale delle clinoforme, tipiche dello *slope* della rampa (**PDR** = *Proximal Distal Ramp*).



Fig. 63. Clinoforme sigmoidali tipiche dello slope di rampa (inclinazione di circa 21°) visibili alla base dell'abitato di Tropea.



Fig. 64. Stratificazione leggermente inclinata verso mare (**GD**=*gently dipping*) e ondulata (**O**) tipica dei settori di rampa media.



Tav. 6. Facies di rampa. **a)** facies di tipo *maërl* caratterizzata dalla frammentazione di alghe rosse in matrice di tipo *wackestone*. Serie CA, Caria VV; **b)** banchi ad *Heterostegina papyracea*. Serie SL, Briatico, VV; **c)** briozoa cheilostomato retiporiforme e brachiopodi (*Terebratula sinuosa*). Serie PG, Pizzo Calabro, VV; **d)** rodoliti di forma sferica con digitazioni. Serie S.ta Domenica di Ricadi, VV; **e -f)** particolare di alghe ramificate in frammenti e strutture sedimentarie tipo *hummochy*. Tropea, VV; **g)** rodoliti sferoidali con struttura interna laminare. Tropea, VV; **h)** livello a rodoliti digitate di piccolo diametro e *Clypeaster*. Serie Caria, VV.

6. LE UNITA' STRATIGRAFICO DEPOSIZINALI: ANALISI DI FACIES ED IMPLICAZIONI PALEOAMBIENTALI

6.1 Substrato

Il nucleo centrale dell'altipiano del Poro risulta costituito da rocce tipicamente granitoidi, intrusive nella roccia madre caratterizzata da "gneiss kinzingitici" (attualmente descritti come gneiss con paragenesi di tipo "granato, sillimanite, cordierite, biotite"). L'origine dei primi corpi è imputabile alla consolidazione magmatica ma non è da escludere processi legati ad ultrametamorfismo (spesso, al contatto con gli gneiss si osserva una varietà sfumata di termini di passaggio).

Tra i litotipi più comuni osservabili per il plutone granitico appaiono le granodioriti con inclusi femici (anfiboli) affioranti alla base delle incisioni torrentizie della Fiumara Traieniti, della Fiumara Potame e Raci, a sud di Zambrone, della Fiumara Murmia e Ciappetta e, infine, della Spataro tra S.Cono e Favelloni; contrariamente, le granodioriti con fenocristalli di muscovite appaiono molto meno comuni e si rinvencono laddove le incisioni risultano più profonde (Fiumara Malopara a sud di Zungri, Fiumara Potame, ad est di Zambrone e in qualche tratto lungo la costa tra Zambrone e Briatico). Di contro, i litotipi gneissici si vedono affiorare nel settore sud-est, circa a Nord dell'aeroporto di Vibo Valentia: qui, in prossimità dell'abitato di Vena Superiore, vengono ricoperti da formazioni mioceniche e depositi continentali quaternari; altri affioramenti, ben più estesi, si rinvencono al margine N – NW del centro di Vibo dove si appoggiano con contatto nettamente magmatico sulle granodioriti.

L' esempio più comune di metamorfite è spesso zonato, finemente scistoso, e caratterizzato da grossi cristalli di granato almandino in una massa scura essenzialmente biotitica. Il colore, nel complesso, risulta essere bruno – violaceo.

6.2 Depositi silicoclastici.

Introduzione

Nella regione del Monte Poro i sedimenti neogenici iniziali sono prevalentemente sabbioso – arenacei, conglomeratici e argillo-marnosi; questi poggiano in diverse modalità sul basamento pre - neogenico e caratterizzano la parte trasgressiva di un ciclo di variazione del livello marino.

La base delle successioni, praticamente Tortoniane in età, è usualmente formata da argille grigio – verdi, leggermente marnose, con frequenti intercalazioni di brecce che vanno a costituire anche il lag basale. A Cessaniti, a NE di Vibo Valentia, le argille olivastre mostrano verso il *top* dell'intervallo aspetto tipicamente laminato/varvato (per intercalazioni con silt di colore chiaro) e sono frequentemente intercalate con piccoli banchi di ostree (*small oyster banks*) appartenenti alla specie *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTEIM). Questi corpi, spesso lentiformi, non superano i 2 metri di potenza e passano, verso l'alto, ad arenarie grigio chiare, mal preservate e debolmente cementate, interpretate essere il risultato di sistemi deltizi intralagunari a forte controllo tidale (*flood tidal delta*) (Neri *et al.*, 2005).

Marne calcaree bluastre, a carattere decisamente emipelagico, affiorano ai piedi dell'abitato di Piscopio e in prossimità di quello di Stefanacani; questa litologia soggiace al cosiddetto "Calcare di Base" e mostra spessori molto variabili, raggiungendo potenze di una quarantina di metri ma spesso riducendosi a qualche metro, fino praticamente a sparire. I depositi appena descritti si manifestano in perfetta concordanza stratigrafica con i depositi sottostanti noti con il nome di "arenarie a *Clypeaster*" Questi ultimi depositi, conosciute anche in letteratura come "molasse a *Clypeaster*", risultano essere quelli a maggior potenza; esse raggiungono l'apice tra Cava Brunia e Cava Forcone con uno spessore complessivo (comprensivo di parte della serie in copertura) di circa 100 m mentre a Zungri, Vena Superiore, Piscopio mostrano migliore esposizione e potenza decisamente inferiore. Inoltre queste facies mostrano forte eteropia e consistenti variazioni di cementazioni imputabili, probabilmente, ad eventi diagenetici

tuttora agenti.

Per ultimo, i conglomerati o le sabbie conglomeratiche offrono veramente pochi casi di studio: essi tagliano, in gran parte, le argille verdastre lagunari attraverso forti incisioni erosive o costituiscono livelli decimetri di *lag* trasgressivi o depositi caotici (caso di Caria, base della successione o presso il Fosso Ciappetta).

FACIES SEDIMENTARIE

FACIES CARATTERISTICA: *Argille marnose e sabbie argillose grigio - nerastre con resti vegetali*

Questa facies è caratterizzata da sabbie argillose grigio verdastre, mal stratificate, passanti verso l'alto a argille marnose nerastre ben laminate (Tav.1, c). Questa unità, ben esposta nel sito di Cessaniti (Cava Brunia, base serie), è spesso intercalata o soggiace a livelli di sabbie argillose basali, caotici, contenenti clasti metamorfici a spigoli vivi. Questa subunità è spesso sede di orizzonti lignitiferi che raggiungono la difficilmente la potenza di 2 m (Fiumara Spataro, presso Conidoni). Il contenuto fossilifero è rappresentato principalmente da gasteropodi, bivalvi, resti ossei di osteitti e vegetali, soprattutto semi e oogoni di Characeae. Tra i molluschi prevalgono per numero di esemplari il bivalve *Loripes dentatus* (DEFrance), *Hydrobia frauelfeldi* (HÖRNES), *Potamides discolor* (DUJARDIN), *Abra* sp., *Cerastoderma* sp. e *Gyraulus* sp.

La subunità pelitica si segue lateralmente nella fiumara Traieniti, tra gli abitati di Cessaniti e Vena Sup.; anche in questo caso oltre ai gasteropodi ed ai bivalvi, nei primi centimetri della subunità pelitica sono stati rinvenute valve di polioplacofori, frammenti di colonie di briozoi, frammenti di coralli, resti ossei di osteitti (pezzi di mandibole, denti, vertebre e otoliti), frammenti di cirripedi, decapodi, ostracodi, pochi resti vegetali (semi e frammenti di alghe coralline) ed un'associazione a foraminiferi bentonici con la specie *Ammonia inflata* (D'ORBIGNY), *Ammonia tepida* (CUSHMAN), *Ammonia Parkinsoniana* (D'ORBIGNY).

Per di più nei metri successivi dell'unità sono stati recuperati grossi frammenti di coralli identificati con i generi *Porites* e *Tarbellastrea*.

L'intervallo pelitico va rastremandosi lateralmente fino a che, in prossimità dell'abitato di Vena Sup. (località Malacuruna) raggiunge lo spessore di poche decine di cm; inoltre, si presenta più sporco, più sabbioso o addirittura con clasti flottanti nel sedimento principale, e ricchissimo in ceritidi e frammenti di ostree (*Ostrea edulis* var. *lamellosa* (BROCCHI)).

Analisi di facies, osservazioni ecologiche ed interpretazione paleoambientale.

La schietta laminazione piano parallela nei sedimenti a grana fine riflette condizioni idrodinamiche mentre la totale assenza di endobiondi indicherebbe condizioni ostili del fondo.

L'associazione faunistica rinvenuta nelle argille marnose laminate tollera variazioni in salinità. La presenza di oogoni di carapacee, d'altro canto, evidenzia *input* di acque dolci a carattere stagionale o temporale. Gli orizzonti lignitiferi testimoniano la deposizione in laguna e la loro formazione in prossimità di paludi arboree costiere (*marsh*) e paludi erbacee (*swamp*) bordanti la laguna. Una caratteristica distribuzionale di *Loripes* (*Microloripes*) *dentatus* (DEFRANCE) è che le forme suborbicolari sono predominanti nelle facies sabbiose, mentre le forme ovali tendono a prevalere nelle facies argillose (Studencka, 1994).

"*Loripes dentatus niveus*" del Tortoniano della Polonia, è attribuito da (Baluk, 1970) ad ambienti con profondità comprese tra i 10-15 m e i 200 m e valori di salinità che vanno dal 16,5-20‰ (bassa) ad oltre il 30‰ (normale). La specie *Cerasteroderma glaucum* (POIRET), simile alla specie rinvenuta nel livello argilloso, è una specie marina - eustarina della provincia atlanto - mediterranea; è presente in associazioni eurialine ed euriterme ad acque salmastre; mostra abitudini di vita infaunali, pur essendo vagile e si nutre comportandosi da sospensivora (Koutsoubas, 2000). La specie *Gibbula magus* (LINNAEUS) è presente sulle coste inglesi fino ai 70 metri di profondità. Vive sulle coste rocciose o su fondi sabbiosi grossolani, anche ciottolosi.

È, inoltre, segnalata nella zona delle laminarie e coralline del Portogallo e del Rossiglione. Talvolta si rinviene anche a maggiori profondità.

La specie *Gibbula divaricata* (LINNAEUS), di contro, appartiene biocenosi di *Photophilic Soft Algae* (AP) o nelle praterie di *Posidonia* (HP); è epifaunale vagile, erbivora raschiatrice (Koutsoubas *et al.* 2000).

Il genere *Hydrobia* popola gli ambienti salmastri costieri e, a volte, si rinviene in associazione con molluschi di acqua dolce (Harzhauser & Kowalke, 2002a).

Da analisi isotopiche dell'ossigeno e del carbonio, effettuate su gusci di *Hydrobia frauenfeldi* (HÖRNES) e di altri gasteropodi presenti nei depositi di St. Margarethen in Burgenland, sono stati ipotizzati, per questi luoghi, dei fenomeni di evaporazione, nell'ambiente di vita della specie, rappresentato da pozze melmose litorali. Tali eventi portavano ad un incremento sensibile dei valori delle variazioni isotopiche (δO^{18} , δC^{13}) tipiche di un ambiente salmastro (Latal *et al.*, 2004).

La specie attuale affine *Hydrobia acuta* (Draparnaud) è caratteristica della provincia atlanto-mediterranea. È marina-estuarina, vagile, epifaunale e si comporta da erbivora pascolatrice. Si rinviene in associazioni eurialine ed euriterme (Koutsoubas *et al.*, 2000).

FACIES CARATTERISTICA: *Argille e siltiti a Crassostrea gryphoides* (SCHLOTEIM) e *Cerithium sp.*

Questa facies è caratterizzata da argille varvate più o meno marnose, consistenti, di colore grigio - nerastre, talora verdastre, con piccoli banchi organogeni caratterizzati da un'associazione monospecifica a *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTEIM). I gusci poggiano direttamente sulle argille o accrescono su preesistenti gusci formando piccoli gruppi. Nel sito di Cessaniti è visibile il tetto del banco (Tav. 1, b): gli esemplari si presentano cementati e riempiti da una matrice sabbiosa; inoltre le valve risultano bioperforate da endo – epibiondi attribuibili al genere *Lithophaga*, *Polidora* e *Cliona*; di contro, lo studio morfologico delle gallerie di perforazioni interne ai gusci ha permesso

la loro attribuzione all' icnogenere *Entobia multireticolata* (Bromley & D'Alessandro, 1984). L'associazione di *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM) con il genere *Polydora* e con spugne appartenenti alla famiglia Clionidae è tra l'altro segnalata anche nel Karpatiano del Bacino di Korneuburger (Harzhauser *et al.*, 2002b).

La *Crassostrea gryphoides* è anche la specie di ostrea più comune in sedimenti fini, distali o di talus costieri, dove formano piccoli clusters di soli pochi individui (Jimenez, 1991). Laddove non si ritrova la biocostruzione è presente un livello bioclastico caratterizzato da valve rotte (vedi Vena Sup., Tav 2,). Per di più, il sedimento risulta essere bioturbato con evidenti esempi di *motthling* di sabbia nel fango: le gallerie di bioturbazione sono riconducibili a *Thalassinoides*.

Analisi di facies, osservazioni ecologiche ed interpretazione paleoambientali.

La specie *Crassostrea* è praticamente ritrovata in ambienti marini con salinità leggermente ridotta e di ambienti salmastri. Si ritrova, peraltro, tipicamente in ambienti lagunari con *input* perianuali di acqua dolce e in prossimità di canali tidali (Pastorino & Guineri, 2000). I banchi a *Crassostrea* sono spesso e comunemente associati a mangrovie in ambienti di estuari, per esempio in Chesapeake Bay, nel sudest degli Stati Uniti, dove costituiscono banchi allungati e di notevole sviluppo areale (“*string reef*”) (Stenzel, 1971; Cowardin *et al.*, 1979). I banchi a *Crassostrea* fossili rappresenterebbero scogliere caratteristiche di ambienti salmastri (lagune) e fungerebbero da barriere tra queste ed il mare aperto (Stenzel, 1971). Attualmente *string reef* a *Crassostrea gigas* sono ampiamente diffuse nella baia di Hokkaido e nel Texas a Lavaka Bay (Jonson – Foster, 1951; Hayasaka, 1960; Kira, 1965; Stenzel, 1971; Buroker, 1983). La perforazione di da parte di Poriferi e Molluschi endobiondi testimonia l'esistenza di un ambiente salmastro in cui gli scambi con il mare aperto dovevano essere abbastanza continui e tali da consentire lo sviluppo di questi organismi (Barbera & Tavernier, 1987). Nel bacino di Korneuburger (Karpatiano), in Austria, *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), in condizioni climatiche subtropicali

e con temperature medie annue di 17° (Bohme, 2002) costituiva estese bioherme in pianie tidali melmose che si sviluppavano lungo vaste estensioni di spazio dei litorali (Harzhauser *et al.*, 2002b; Zuschin *et al.*, 2004; Latal *et al.*, 2006); queste passavano lateralmente a pianie melmose e ad altri habitat in cui si rinviene anche *Terebralia bidentata* (DEFRANCE) (Latal *et al.*, 2006) (tipica del Tortoniano di Cessaniti). La bioturbazione di tipo *Thalassinoides* è altresì indice di ambienti con condizioni da estuario (Howard & Frey, 1973). Inoltre, diverse specie di *Terebralia* sono state ritrovate in associazione con mangrovie in ambienti attuali (Ellison *et al.*, 1999).

FACIES CARATTERISTICA: *Paraconglomerati mal organizzati a matrice sabbiosa.*

La facies in oggetto si registra occasionalmente e forma corpi di limitata estensione laterale e spessore; per di più offre spettacolari esempi di marcate incisioni erosive nella sottostante unità (in larga parte, depositi lagunari, presso Caria e Papaglionti). Questi depositi sedimentari consistono in clasti per lo più granitici, di taglia da sub-decimetrica a pluridecimetrica (con clasti di diametro superiore ai 30 cm), decisamente alterati, da sub- a molto arrotondati, poco assortiti. Spesso mostrano gradazione inversa (i clasti aumentano di spessore verso l'alto) e alcune volte mostrano accenni di embriciatura; verso il *top* dell'unità si osserva orizzontalità e disposizione subplanare dei clasti.

Solitamente appaiono come matrice-sostenuti: questa è caratterizzata da sabbie grossolane composizionalmente e granulometricamente immature (ricche in feldspati e frammenti litici). La fauna è spesso assente o si limita a qualche componente bioclastico. Questi corpi conglomeratici sono lentiformi e passano verso l'alto alle sabbie grigie a *Clypeaster* attraverso una probabile *superficie di ravinement*. Analisi di facies, osservazioni paleoecologiche e paleoambientali. La taglia grossolana dei clasti che caratterizzano i corpi conglomeratici suggeriscono un alto rilievo e la predominanza di alcuni costituenti (clasti monolitologici) indicano origine locale. I conglomerati formano corpi localizzati senza apprezzabili strutture sedimentarie. L'alto contenuto in clasti ben arrotondati e la struttura del sedimento a matrice supportata indicherebbe depositi

di *debris flow* . Fenomeni di rimaneggiamento sono osservabili al top dell'unità dove i clasti formano strati orizzontali e planari, probabilmente rielaborati dal passaggio della superficie di *ravinement*.

FACIES CARATTERISTICA: *Conglomerati a clasti silicoclastici e matrice carbonatica*

Le facies conglomerati che, oltre ad avere matrice silicoclastica, sono stati osservati anche con una matrice carbonatica (Serie Santa Domenica di Ricadi, Fig. 53) e sabbie fini. Questi conglomerati si presentano come grani – matrice supportati, leggermente assortiti o poco assortiti, con clasti 2-3 cm in diametro. Sono rari i clasti che superano, in diametro, i 3 cm mentre si presentano da moderatamente a ben arrotondati. Isolati si presentano i blocchi a corallo (*coral boulder*) che presentano diametro di circa 50 – 60 cm; la fauna è costituita prevalentemente da *Clypeaster* spp. (Fig.58), da pochi pettini-di (*Macroclamys*), da bivalvi (*Glycimeris glycimeris*) e da gasteropodi preservati come modelli interni. Non mancano bivalvi perforatori all'interno dei blocchi coralligeni. Questi corpi si presentano, inoltre, massicci e di spessore non superiore ai 10 m.

Analisi di facies, osservazioni paleoecologiche e paleoambientali.

Questa litologia che presenta due classi varietà (la clasto sostenuta e la cemento sostenuta) è tipica di *shoreface* o *beach* conglomeratiche (Hart & Plint, 1995). La costante presenza di bivalvi indica influenza marina. La presenza di blocchi a coralli conferma lo smantellamento di corpi biocostruiti eteropici alla facies in questione.

FACIES CARATTERISTICA: *Conglomerati a ciottoli e blocchi*

I conglomerati di questa unità mostrano componenti della taglia dei cobble includendo i blocchi superiori ai 30 cm in diametro; i clasti appaiono generalmente arrotondati ma può verificarsi la condizione di trovarli appiattiti.

I conglomerati si organizzano in orizzonti spessi circa 1m mentre verso il top dell'intervallo il sedimento diventa matrice sostenuto e mostra stratificazione ondulata.

Questi corpi appaiono organizzati secondo cicli deposizionali di tipo C.U. (*Coarsening Upward*); tuttavia il trend deposizionale di fondo appare di tipo F.U. (*Fining Upward*).

Blocchi del diametro di circa 1m, derivati dal basamento metamorfico si registrano alla base dell'intervallo; inoltre sui blocchi è possibile osservare serpulidi (Sezione Piscopio). Livelli di *Clypeaster* spp., blocchi di *Porites* spp. e *Tarbellastrea* spp. sono intercalati al sedimento sabbioso.

Questa subunità, inoltre, poggia direttamente sul basamento ercinico con classica geometria di tipo onlap mentre viene coperta dalle calcareniti gialle.

FACIES CARATTERISTICA: *Arenarie grigie a Clypeaster*

La caratteristica di questa facies è il fatto di presentare caratteristiche diagenetiche particolari e tuttora attivi e che conferiscono al sedimento aspetto incoerente. Le arenarie appaiono di colore grigio chiaro, a volte letteralmente bianche per il contenuto alto in granuli di quarzo (quarzareniti); tuttavia risultano composizionalmente immaturo. A parte il quarzo le arenarie in questione contengono varie quantità di feldspato, miche (principalmente biotite) e frammenti litici (frammenti arrotondati derivanti dal substrato cristallino o metamorfico). Spesso in questa litologia non vengono preservate le strutture sedimentarie; quando sono presenti mostrano laminazione orizzontale e, raramente, *hummochy* o laminazione da basso angolo ad inclinata. Questa facies, con potenza variabile da poco più di 5 m (vedi sezione MP) a circa 60 m (vedi sezione CE), poggia sui depositi paralicci e viene coperta da quelli carbonatici ad *Heterostegina*. Spesso questi corpi iniziano con arenarie a grana fine, fortemente cementati, con gasteropodi (turritellidi) preservati come modelli interni (Serie Vena Sup e Caria Tav. 3, a.) e piccoli gusci di ostrea. In qualche caso si osserva la bioturbazione che appare di tipo *Thalassinoides*. L'associazione faunistica è caratterizzata da Echinidi (*Clypeaster* sp.), bivalvi (*Ostrea edulis* var. *lamellosa*, *Glycimeris* sp.), gasteropodi (*Conus* sp.),

foraminiferi bentonici (*Ammonia* sp., *Triloculina* sp., *Elphidium* sp. e *Amphistegina* sp.) mentre totalmente assenti risultano i foraminiferi planctonici. Inoltre frequenti sono i *lag* a vertebre di sirenidi (Tav.3, e) mentre rare sono le alghe rosse non genicolate. Questa unità appare, tuttavia, diversa nelle facies: a Santa Domenica di Ricadi si presenta fortemente conglomeratica e con *reef boulder* rimaneggiati; i *Clypeater*, inoltre, appaiono in grossa quantità. A Piscopio, invece, questi depositi mostrano intercalazioni conglomeratiche e matrice debolmente bioclastica; quest'ultimi, risultano fortemente bioperforati.

Analisi di facies, osservazioni ecologiche e interpretazione paleoambientale.

I tratti sedimentologici di questa unità indicano ambienti per lo più costieri: la laminazione piano parallela, le strutture sedimentarie tipo *hummocky* indicherebbero ambienti marini variabili tra la *shoreface* inferiore all'*offshore transition*. La laminazione planare e orizzontale sembra essere associata a sistemi di barra così come depositi di *washover* verso terra e *barrier beach* verso l'oceano. Tutto ciò è ulteriormente avvalorato dalle tracce di bioturbazioni riferibili a *Thalassinoides* che trova posto in una varietà di ambienti marini che vanno dal subtidale all'*outer shelf* (Bromley, 1999).

FACIES CARATTERISTICA: *ciottoli arrotondati del substrato metamorfico o cristallino, a matrice arenacea, incrostati da serpulidi (Shoreface ravinement surface)*

Questa facies è osservabile, quando non in copertura, nelle diverse serie stratigrafiche misurate. Essa è caratterizzata da un vero e proprio *lag*, a base erosiva, riempito genericamente da clasti decimetri di basamento (sia granito che gneiss) o, meno frequentemente, da clasti arenaci arrotondati rielaborati da precedenti successioni (è il caso della sezione SD) che fungono da basamento. D'altro canto, non mancano casi in cui questa superficie sia caratterizzata esclusivamente da ostreidi (*Crassostrea gryphoides*, in prossimità del Traieniti, nel sito di Cessaniti, Fig. 65). La peculiarità di

questo livello è dovuto al fatto che i clasti, almeno quelli cristallini, risultano incrostanti da serpulidi (Tav. 3, c). Inoltre questa superficie è spesso accompagnata da un livello a vertebre di *Metaxytherium* sp. flottanti nella matrice che caratterizza il sedimento (Tav3, e Cessaniti).

Analisi di facies, osservazioni ecologiche e interpretazioni paleoambientali.

La superficie appena descritta è stata interpretata come *shoreface ravinement* : essa taglia depositi tipicamente paralici (nei tre casi di Cessaniti e Vena Sup.), coincide con il limite di sequenza inferiore (Piscopio) o rielabora depositi carbonatici di sequenze precedenti. La superficie di *ravinement* comporta lo spostamento della linea di costa verso terra probabilmente per un processo di *barrier retreat* (Johnson , 1919; Sanders & Kumar, 1975) o per *shoreface retreat* (Bruun, 1962; Swift, 1968). Depositivi coevi trasgressivi possono, infatti, essere preservati sotto la superficie di *ravinement* (depositi paralici verso terra) e sopra questa (depositi marini si sovrappongono in *onlap* sulla *ravinement* verso mare) (Nummedal & Swift, 1987). La *ravinement*, dunque, erode praticamente gli strati della *shoreface* medio - superiore disperdendo il materiale eroso un po' ovunque verso terra. La superficie di *ravinement* costituisce, dunque, una superficie di massima ingressione marina (*maximum marine flooding surface*) che denota, peraltro, approfondimento brusco nelle facies. Utilizzando questa linea di pensiero il lag a *Metaxytherium* rinvenuto a pochi centimetri dalla superficie di *ravinement* verrebbe a costituire una successione condensata (in questo caso, ricca in materiale fosfatico). I cosiddetti "*lag of bone*" sono spesso utilizzati come criteri diagnostici per individuare le unconformities marine (Krumbein, 1942).

Similmente i lag a ostree che si osservano spesso al passaggio *paralico*– *shoreface* sono legati a processi alloctoni: il materiale, proveniente dai banchi autoctoni ad ostree in ambienti tidali (dove gran parte del record sedimentario è stato distrutto dalla *ravinement* trasgressiva) , venne esumato e ridistribuito verso mare attraverso processi di *shoreface erosion*.

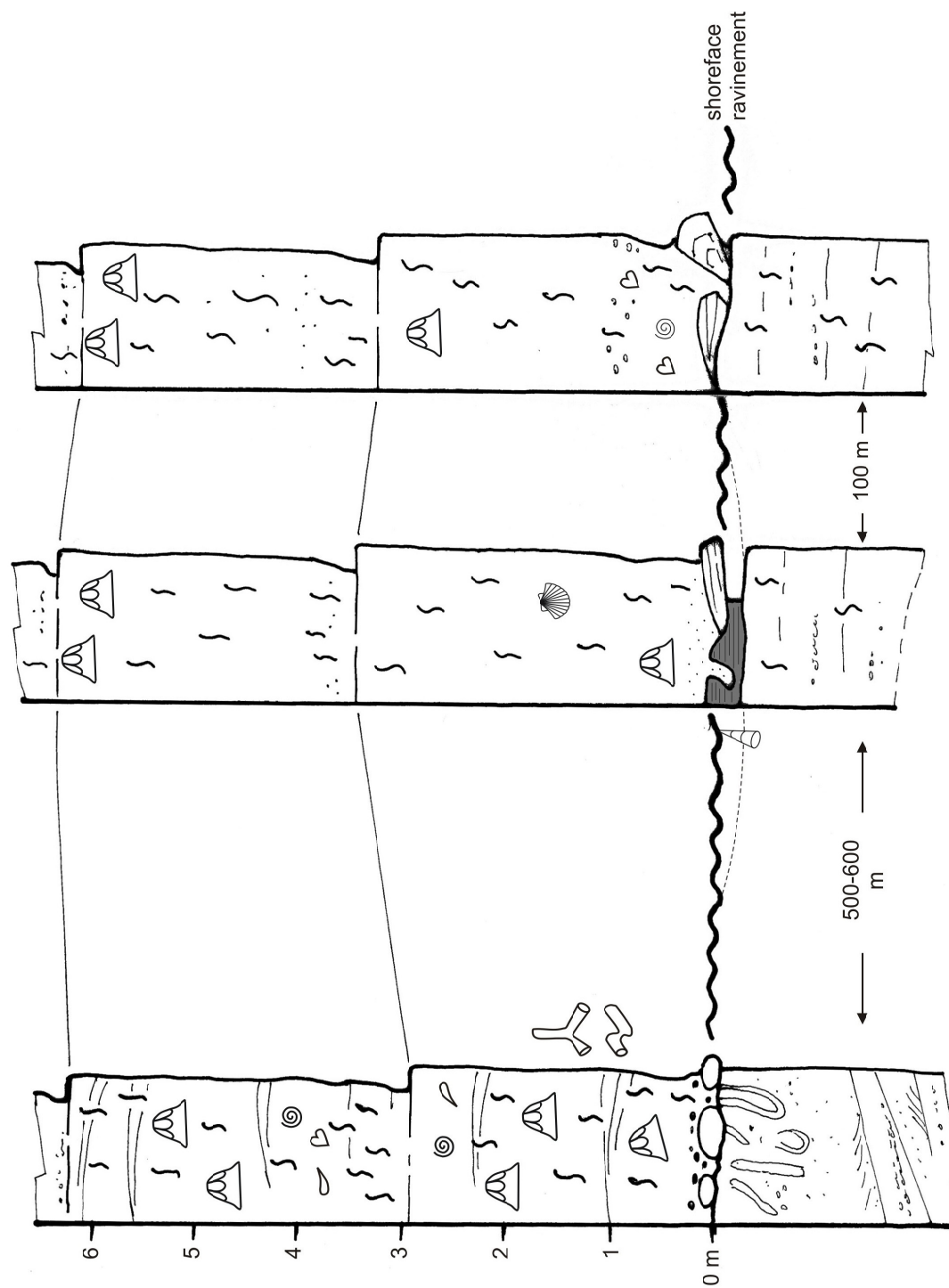


Fig.65. Particolare del diaconismo della superficie di *ravinement*: nel caso 1) la superficie di *ravinement* risulta essere caratterizzata da un lag a ciottoli arrotondati del basamento cristallino e taglia i depositi interpretati di *flood tidal delta*; caso 2) non vengono preservati i depositi tidali ma solo tasche di argille lagunari nerastre a gasteropodi ; 3) la superficie è costituita da ostréidi di piccola taglia (il processo di *ravinement* rielabora, in questo caso, le biocostruzioni ad ostréidi) (Neri et al., 2005)

6.3 Depositi carbonatici

Introduzione

I depositi silicoclastici descritti nel paragrafo precedente sono ricoperti da un unità dominata da sedimentazione carbonatica. Il contenuto fossilifero documenta sedimentazione in contesti di deposizione neritica spazianti dall'infra-mesolittorale al circalittorale profondo. In contrasto con i sottostanti depositi silicoclastici, i cambi laterali di facies sono gradualmente e la variazione litologica verticale generalmente poco marcata. In particolar modo questi depositi si manifestano maggiormente verso costa, in ambienti caratterizzati da bassa influenza degli apporti terrigeni .

Le facies osservate sono le seguenti:

FACIES CARATTERISTICA: *Rudstone e Floatstone rodolitici (RFR).*

Questa litologia può essere suddivisa in quattro facies: la suddivisione viene effettuata utilizzando il contenuto silicoclastico, la tessitura, lo spessore dei sedimenti, dalla presenza o assenza di coralli zooxantellidi e dalla forma delle rodoliti algali.

RFR1

Descrizione

Questa facies è caratterizzata da una matrice silicoclastica, consistente praticamente dal 10 al 50 % di sabbia ricca in granuli di Qz.

I componenti principali sono alghe rosse digitate in frammenti e rodoliti di piccolo diametro; queste risultano di forma generalmente sferoidali-ellissoidali ed accrescimento ramificato o colonnare (Bosence, 1983). La matrice è rappresentata da un *wackestone* bioclastico. La fauna è caratterizzata da Pecten, Ostrea e briozoi celleriporiformi.

I tassi di abrasione risultano veramente alti in prossimità del livello rodolitico basale. Questa facies è spesso ricoperta da un *packstone* bioturbato sabbioso (PS) che contiene pochi macrofossili ed un alto contenuto pelitico – siltoso. Questa facies è tipica dell'intervallo inferiore della serie Tropea e della serie Caria.

RFR2

Descrizione

La facies in questione è rappresentata da un *rudstone* a rodoliti di forma sferoidale - discoidale, a organizzazione interna laminare e forma di accrescimento dettata generalmente da piccole protuberanze. Il diametro delle rodoliti si aggira sui 10 cm in diametro. La matrice risulta essere caratterizzata da un *wackestone/mudstone* carbonatico a basso contenuto in silicoclastico (< 10%) ed una tendenza alla diminuzione di questo verso l'alto. Frequenti sono i bioaccumuli ad ostreidi. Questa facies è caratterizzata da cross bedding a larga scala o da clinoforni immergenti verso mare. La facies è tipica dell'intervallo superiore delle sezioni Tropea e Caria.

RFR3

Descrizione

I costituenti principali di questa facies sono le rodoliti ad con accrescimento digitato mentre frequenti sono le alghe rosse ramificate. La matrice è caratterizzata da sedimento fine interpretato, all'analisi di facies, come *wackestone – packstone*. I pori intraparticellari delle rodoliti sono spesso riempiti da sedimento a grana fine diverso dal resto della matrice. La macrofauna è caratterizzata oltre che da *Clypeaster* spp. ed alghe rosse, da briozoi celleriporiformi e ramificati; rari risultano i pettinidi. Frequenti sono le colonie singole di *Tarbellastrea* spp. I grani scheletrici mostrano segnali di

rimaneggiamento. Si rinvencono con frequenza anche i frammenti di *Heterestegina papyracea*. La facies è tipica della parte alta della serie Santa Domenica di Ricadi.

FACIES CARATTERISTICA: *Bindstone ad alghe rosse (RB)*

Questa facies è caratterizzata da rodoliti di forma ellissoidale, di dimensioni di 7 o 8 cm in diametro, ad alto contenuto in vuoti costruzionali (*boxwork structures*), flottanti in matrice fine (silt-fango carbonatico). Le rodoliti sono spesso allineate lungo lamine piano parallele o a basso angolo. La facies in oggetto è spesso associata a livelli arrossati, ricchi in frammenti di foraminiferi bentonici e briozoa celleriporiformi, ed incrostate da alghe rosse (superfici di *hardground* marini).

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

Mentre le facies RFR1 e RFR2 differiscono solo unicamente per il contenuto silico-clastico e per le morfologie rodolitiche, la facies RFR3 mostra differenze sostanziali che si configurano nella: 1) intercalazione ad intervalli dei clasti a coralli; 2) bioclasti spesso rimaneggiati e 3) rodoliti con protuberanze e organizzazione interna di tipo *boxwork* (alto contenuto in vuoti costruzionali). Una diminuzione di silicoclastico (alto nelle subunità RFR1 e RFR2) nella facies RFR3 suggerisce un *trend* di tipo *deepening upward*. Il contenuto in fango carbonatico è tuttavia alto ed i briozoi ramificati, che sono suscettibili all'abrasione meccanica, sono ben preservati (Smith & Nelson, 1996). La facies RB (*bindstone* algale) è ristretta a bassi tassi di sedimentazione, alla alta stabilità del substrato ed a moderate condizioni idrauliche (Rasser & Piller, 2004). La matrice carbonatica fine riflette l'abilità di queste strutture di intrappolare il particellato sedimentario fine. Questo tipo di facies può essere paragonato alla facies "*coralligène du plateau*" rinvenuta nel Mediterraneo attuale (Peres & Picard, 1964; Bousence, 1985). I pettinidi, abbondanti in queste facies, vivono nel dominio circalittorale sui fondi cosiddetti "coralligeni" nel Mediterraneo occidentale (Peres & Picard, 1964):

in particolare modo la preponderanza di *Chlamys* rispetto ai *Pecten* indica condizione di mare più aperto (Fatton, 1972). Infine, il fatto di ritrovare negli intervalli dove le rodoliti sono più rare un sedimento più fine ed echinidi come *Echinolampas* sp. e *Scutella* sp. depone verso condizioni batimetriche più profonde e relativamente più calme dal punto di vista idrodinamico.

Questo indica da una parte basse condizioni idrodinamiche mentre da un'altro la capacità dei sedimenti ricchi in alghe rosse d'intrappolare materiale fine durante periodi di condizioni idrodinamiche superiori (Pedley, 1998). La rarità di cementi marini suggerisce che la stabilizzazione del sedimento non è avvenuta per litificazione precoce. Inoltre, livelli sedimentari mineralizzati incrostati da alghe indicano spesso formazione di *hardground* locali. Il tipo e la forma delle rodoliti dà un importante segnale del regime idrodinamico: le rodoliti ramificate aperte e quelle non sferiche indicano basse condizioni idrauliche e infrequenti arrotolamenti sul fondo (Bosence 1976, 1991). In condizioni idrodinamiche basse le rodoliti sono anche predate da ricci di mare o pesci (Bosence & Pedley, 1982; James 2000). Anche le rodoliti a riflettono ugualmente condizioni idrodinamiche basse (Basso 1998, Rasser & Piller, 2004). In accordo con Burchette & Wright (1992) queste subunità e le facies che le caratterizzano si sviluppano tra li settori di rampa media e quella esterna.

Analogia con sedimenti attuali e passati

Sedimenti biogenici attuali analoghi a quelli fin ora descritti, caratterizzati fino al 75% di carbonato di calcio, frazioni aragonitiche grossolane, alghe melobesie, briozoi, molluschi, foraminiferi bentonici (Textularidi, Amphistegine) e balanidi sono presenti sulla piattaforma continentale (*middle* e *outer shelf*) del Brasile (Milliman & Summerhyes, 1975).

Nel Mediterraneo le facies sopramenzionate, riconosciute in letteratura come “*maërl facies*” e “*facies a prâlines*” definite originariamente da Lemoine (1910), riscontrano a profondità variabili tra i 60 e i 75 m (Jacquotte, 1962; Freiwald & Taviani, in press).

Inoltre, queste vengono a costituire una porzione della “Biocenosi di fondo detritico” e “ Biocenosi del Coralligeno” (Peres & Picard 1964; Blanc, 1973); gli stessi autori suggeriscono come in profondità dove le condizioni idrodinamiche sono basse, gli organismi come spugne, anellidi e pelecipodi sono i maggiori responsabili dell’alto tasso di abrasione e di frammentazione, tipici di questi ambienti. La biodegradazione è ulteriormente efficace a produrre detrito con superficie solida necessaria alla germinazione di alghe rosse in ambienti a bassa energia idrodinamica. Pérès & Picard (1964) suggeriscono, in aggiunta, la differenza tra “*maërl facies*” e “*facies a prâlines*”: quest’ultime si ritrovano in plateau isolati con bassa torbidità e sono caratterizzate da noduli laminari a contorno irregolare molto simili alle facies RFR2 e RFR3 che alla “*maërl facies*” RFR1. I depositi a “*prâlines*” sono stati osservati a formare facies di ambienti profondi, adiacenti alle “*maërl facies*”, su alti strutturali dello Stretto di Sicilia, in batimetrie comprese tra i 50 e i 120 m (Freiwald & Taviani, in press). Sulla piattaforma continentale algerina l’associazione ad alghe rosse incrostanti si manifesta tra i 50 e gli 80 m di profondità (Caulet, 1973). Campioni dragati dal fondo della parte esterna della piattaforma carbonatica (*outer shelf*) e sulla parte alta della scarpata (*upper slope*) della Florida e della Carolina mostrano associazioni ad alghe coralline e balanidi (Milliman, 1972). Le alghe coralline incrostanti mostrano una crescita preferenziale tra i 20 e gli 80 m di profondità (Melo *et al.*, 1975); inoltre prevalgono statisticamente a latitudini inferiori a 15°.

Anche nel bacino di Alboran, sedimenti caratterizzati dalla frazione carbonatica superiore al 95% sono stati riscontrati ad una profondità tra i 70 e i 90 m: questi risultano costituiti da associazioni di rodoliti, briozoi prevalentemente membraniporiformi e molluschi con piccole quantità di balani, radioli di echinidi e foraminiferi bentonici (Milliman, 1972). Sedimenti simili sono segnalati, infine, sulla piattaforma africana e della Nuova Zelanda.

La facies RFR3, allo stesso tempo, mostra un incremento di energia idraulica, di rimaneggiamento e di tassi di sedimentazione, oltre che di *input* carbonatico. Inoltre, depositi carbonatici di rampa sono ben descritti nel Miocene del Mediterraneo: essi sono

stati descritti per il Miocene medio – inf. degli Appennini e sono stati comparati con le moderne facies a *prâlines* (Carannante & Simone, 1996; Brandano & Corda, 2002). Ancora, depositi a *rudstone* rodolitici con *buildup* ad alghe rosse simili alla facies RFR3 sono descritte ugualmente per l'Oligo-Miocene della Sicilia (Pedley, 1998). *Rudstone* rodolitici di rampa esterna sono stati descritti per il Miocene Superiore di Minorca ed interpretati come depositi fortemente influenzati dalle correnti di tempesta (Pomar *et al.*, 2002)

FACIES CARATTERISTICA: *Packstone* bioclastico ad *Heterostegina papyracea* (BPH)

Il *packstone* consiste in bioclasti e frammenti scheletrici, della taglia della sabbia medio-fine (0,1 - 0,3 mm) e qualche guscio intero misura diametro < 1mm. La matrice è caratterizzata da una micrite derivata dalla decomposizione di bioclasti e di peloidi (i peloidi appaiono frequentemente micritizzati). Il *packstone* è usualmente ricco in *Heterostegina* (Tav.), contiene *Clypeaster* ssp., piccole rodoliti e frammenti di coralli. Queste facies sono osservate come tasche nel sedimento silicoclastico della serie Caria e come veri e propri bioaccumuli nella serie S.Leo di Briatico.

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

La granulometria dei sedimenti analizzati e la costante frequenza di grossi frammenti di *Clypeaster*, spesso organizzati in *lag*, indica condizioni idrodinamiche elevate. L'abbondanza di *Heterostegina* indica condizioni ambientali di mare aperto più che ambienti ristretti (Hohenneger, 1995; Hottinger, 1997; Hallock & Glenn, 1986). L' *Heterostegina* è comunemente ritrovata in depositi sabbiosi o conglomeratici collocati verso mare rispetto i *reefs* a coralli (Hottinger, 1977). Nelle varie sezioni esaminate, questa facies è sottostante e lateralmente continua ai biostromi a coralli. La presenza di detrito di corallo in questa facies potrebbe indicare lo smantellamento di piccoli *reefs* a monte

dei depositi considerati. Questa facies si è originata per *winnowing out* e conseguente accumulo di sedimento carbonatico della granulometria della sabbia; tali bioaccumuli rappresenterebbero, dunque, il prodotto del trasporto idrodinamico lungo costa, in contesti di rampa media ed in zone oligofotica.

FACIES CARATTERISTICA: *Packstone* bioturbato (BB)

Questa facies è caratterizzata da un *packstone* a frammenti di alghe rosse, briozoi, pettinidi e balanidi; segue verticalmente la facies BP nella sezione Santa Domenica di Ricadi (Baia di Riace). La granulometria del sedimento è generalmente grossolana e caratterizzata da granuli arrotondati di quarzo (circa 2mm) e da microconglomerato misto a sedimento fine (silt). Frequenti sono gli allineamenti di ciottoli rielaborati. Le strutture deposizionali sono rappresentate da laminazione piano parallela; queste strutture appaiono totalmente discontinue per effetto della bioturbazione che diventa abituale al *top* dell'intervallo che caratterizza la facies in oggetto.

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

La facies "*packstone* bioturbato" si manifesta in un settore compreso tra la rampa interna e quella media, verso mare rispetto la zona di *shoreface* conglomeratica rappresentata dall'alternanza di sabbie e conglomerati e dalle strutture sedimentarie descritte in precedenza. L'assenza di strutture da onda è legato alla frequente rielaborazione da parte della bioturbazione. Il non assortimento dei granuli e l'eterogeneità del sedimento, comprensivo di abbondante componente scheletrica grossolana, depone per la deposizione di questo sedimento in prossimità di praterie di *sea grasses* che, attraverso le mansioni di fissatori, intrappolatori e stabilizzatori di sedimento, lo proteggono dal rimaneggiamento da onde e tempeste. La piattaforma mediterranea attuale è ricca della pianta marina *Posidonia* che forma lussuosi tappeti a profondità che si estendono fino a 40 m (Ros *et al.*, 1985; Fornós & Ahr, 1997).

FACIES CARATTERISTICA: *Packstone a Brioza e Amphistegina*

Questa facies caratterizza il passaggio lito-stratigrafico tra l'unità silicoclastica e quella carbonatica. Essa è rappresentata da un intervallo calcarenito – calciruditico (<4mm), di colorazione rossastra, spesso 30-40 cm, a base decisamente erosiva ed aspetto massiccio, caratterizzato da gallerie di bioturbazione tipo *Thalassinoides*. La matrice è caratterizzata da micrite cripto cristallina. Lo studio della microfacies evidenzia la particolare abbondanza in fauna bentonica (praticamente *Amphistegina* sp.) e frammenti di brioza cheilostomata. Questa facies è inoltre caratterizzata dall'alto contenuto in ossidi di ferro di colore rosso-bruno (Fig.38 a e b)

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

La matrice fine è una chiaramente di natura post-deposizionale (Reid *et al.*, 1990). L'alterazione dovuta ad esposizione subaerea è assente in questo livello. *Amphistegina* mostra generale manifestazione in acque basse comprese tra i 50 ed i 130 (Cushman, 1950; Phleger & Parker, 1951; Reiss & Hottinger, 1984). Il genere è comunemente rinvenuto in sedimenti grossolani suggerendo deposizione in ambienti di alta energia (Bandy, 1964). Generalmente questi livelli sono stati interpretati come superfici di *hardground* marino che marcano la terminazione di successioni di tipo *shallowing upward*. Queste si formerebbero in contesti di rampa media o distale, controllate da fluttuazioni del livello marino (caduta/risalita del livello marino) con riscaldamento delle acque, risultanti in incursioni subtropicali marine in un sistema temperato-freddo (Shubber *et al.*, 1997).

FACIES CARATTERISTICA: *Packstone - grainstone bioclastico (BP)*

La facies in oggetto s'intercala verso il bacino alla facies RF3. Essa è caratterizzata da un *grainstone* grossolano a frammenti di briozi, pettinidi, alghe rosse e rodoliti

di piccole dimensioni, occasionalmente embriaciate verso terra, echinidi e foraminiferi bentonici. Il silicoclastico è rappresentato esclusivamente da grani di quarzo con granulometria compresa tra la sabbia ed il silt e pochi litoclasti di forma discoidale. Le strutture sedimentarie consistono in lamine di *foreset* che immergono controcorrente (*backsets*) e riempiono probabili *slump scar* dovute a fenomeni gravitativi. Le strutture sedimentarie tipiche di regimi idrodinamici di alta energia, la granulometria del sedimento, l'embriacatura verso terra dei clasti o rodoliti di forma discoidale, attribuisce questa facies a contesti deposizionali in cui predominano i processi gravitativi (*slide/slump scurs*) quali quelli di *slope* di rampa. Nemeč (1990) & Massari (1996) propongono un collegamento genetico tra la formazione dei *backset* ed i salti idraulici in sedimenti grossolani dei fronti deltizi. I flussi gravitativi nei sedimenti possono diventare supercritici in prossimità di una irregolarità topografica della scarpata. Quando un flusso supercritico incontra una ostruzione locale o rottura di pendenza nello *slope* s'instaura un salto idraulico che si attiva dall'ostruzione nel flusso sopracorrente. La sedimentazione può avvenire a monte dell'ostacolo e tende ad accrescere e migrare controcorrente (Nemeč, 1990). I salti idraulici possono contestualmente manifestarsi in flussi di materiale granulare come nei casi di *debris flows* poco coesivi e flussi torbiditici; in questo caso l'effetto può essere simile alla formazione delle antidune. La facies descritta è dunque caratteristica di ambienti di *slope* di rampa carbonatica o di rampa esterna. Le stesse tipologie di facies sedimentarie sono state osservate nei settori di *slope* della rampa tortoniana di tipo *distally steepened* di Menorca (Pomar *et al.*, 2002).

FACIES CARATTERISTICA: *Rudstone – grainstone a balanidi ed ostreidi*

La facies è caratterizzata da un intervallo di spessore metrico, discontinuo lateralmente, caratterizzato da arenarie grossolane di colore rosaceo costituite prevalentemente da quarzo e superfici erosive messe in evidenza da allineamenti di ciottoli o blocchi pluridecimetrici rielaborati. Il contenuto fossilifero è caratterizzato da balanidi e frammenti

di ostreidi fortemente arrotondati. I bioclasti manifestano frequente isorientazione. Le strutture sedimentarie sono caratterizzate da laminazione a basso angolo o da *foreset* che riempiono stratificazione a festoni.

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

La componente biotica altamente abrasa e rielaborata suggerisce che l'associazione ha subito trasporto. I balanidi si manifestano in veri e propri bioaccumuli in due casi nei contesti silicoclastici-carbonatici: a) in depressioni dilavate di acqua bassa e b) alla bocca di canali distributori che alimentano lobi deltizi (Aguirre *et al.*, 2008). Le strutture deposizionali depongono per ambienti intertidali-subtidali (*foreshore*) caratterizzati da canali tidali.

FACIES CARATTERISTICA : *Framestone/Boundstone* a *Porites* spp. e *Tarbellastrea* spp.

I framestone a coralli mostrano gradualmente cambi laterali di spessore mentre mostrano passaggi a intervalli di *rudstone* a coralli o a detriti flottanti in una matrice più fine (*wackestone* o *mudstone*). I framestone sono costruiti da *Porites calabrica*e e *Tarbellastrea reussiana* con rare *Siderastraea crenulata* e *Solenastraea desmoluinsi*.

Analisi di facies ed interpretazioni paleoambientali

Gli orizzonti a coralli sono stati ben descritti da Kershaw (1994) come biostromi (autobiostromi o autoparabiostromi) o *coral carpets* (Riegle & Piller, 1997; Riegle & Piller, 1999). I *coral carpet* studiati nell'attuale del Mar Rosso (Riegl & Piller, 1997; 1999) si manifestano in aree con temperature superficiali dell'acqua non pronunciate e bassi gradienti idrodinamici. La biocostruzione in esame è caratterizzata da bassa diversità specifica e significativo apporto silicoclastico. Le arenarie eteropiche a questi corpi

carbonatici contengono echinidi, bivalvi, foraminiferi bentonici e ostracodi (*Pokornyyella italica* e *Arutella sahelensis*) che suggeriscono una probabile età Saheliana (Miocene sup.) (Romano *et al.*, 2005, 2008). Queste biocostruzioni rappresentano probabilmente piccoli e localizzati *patch reef* che si sviluppavano nelle aree fotiche di rampa interna.

FACIES CARATTERISTICA: *Rudstone a Terebratula spp.*

I livelli a *rudstone* con *Terebratula spp.*, *Pecten spp.*, *Clypeaster spp.* e *Heterostegina sp.*, briozoi celleriporiformi, rodoliti laminari sono stati rinvenuti nelle facies al top dei depositi carbonatici ed in particolare nella serie Briatico, Cessaniti, Vibo Valentia. La matrice consiste in sabbie argillo-marnose, di colore giallastro con bioclasti frammentari di briozoi ed echinidi dispersi.

Analisi di facies ed interpretazione paleoambientale

I livelli a brachiopodi (*Terebratula spp.*) rinvenuti all'interno delle sabbie ad *Heterostegina* ed in particolare al *top* di alcune successioni, si sviluppano con maggiore potenza e frequenza nel settore marginale dell'area di studio (Pizzo, Briatico) e precedono la sedimentazione emipelagica caratterizzata dalle marne ad *Orbulina*. Tali depositi sono stati interpretati in letteratura come prodotti legati alla risalita del livello marino (HST); in particolar modo, ed in aggiunta a grani fosfatici o glauconitici, evidenziano fasi di “*sediment starvation*” in contesti di rampa esterna. Livelli a *Terebratula* sono stati ulteriormente osservati da Pedley (1976) nei depositi miocenici di Malta.

FACIES CARATTERISTICA : *Marne ad Orbulina*

Questa facies consiste in marne argillose color grigio – azzurro o marne calcaree, finemente laminate (subcentimetriche-millimetriche), ricche in intercalazioni siltose.

Questi sedimenti sono caratterizzati da una microfauna ricca in *Orbulina* spp. e Globigerinidi. La macrofauna consiste in echinidi a teca bassa del genere *Spatangus* sp. A questi depositi sono spesso associati livelli sapropelitici o lignitiferi.

Analisi di facies, interpretazione paleoambientale

Questa unità è abbastanza nota nell'evoluzione deposizionale miocenica degli appennini centro-meridionali: esse vengono, in questo caso, definite come sedimenti emipelagici depositati durante lo stadio di flessura in bacini di *foreland* (Patacca *et al.* 1991, Cipollari & Cosentino, 1995 a, b). Inoltre, queste facies emipelagiche rappresenterebbero la transizione da sedimentazione da carbonati di acqua bassa ai depositi torbidi-tici di avanfossa. Secondo Cipollari & Cosentino (1991) e Cosentino *et al.* (1997), l'età di questa unità è attribuibile al Tortoniano Sup. Messiniano Inf.

Rao *et al.* (2008) datano questi depositi come già messiniani per la presenza, negli intervalli inferiori della serie Piscopio, della biozona a *Globorotalia miotumida*. I livelli campionati alla base del tripoli risultano, invece, di età Messiniano medio - sup. per il rinvenimento della biozona a *Turborotalita quinqueloba*. E' dunque da escludere l'eteropia di questi depositi ai corpi retrogradanti silicoclastici mentre è più plausibile il passaggio, verso terra, ai corpi progradanti carbonatici. La paleobatimetria di questi depositi, calcolata utilizzando l'equazione di Van der Zwaan *et al.* (1990) sul rapporto *plankton/benthos* determinati da Di Bella *et al.* (2006), si aggira intorno ai 340 – 450 m. La frequenza di livelli sapropelitici in questi depositi conferma, inoltre, la cospicua quantità della materia organica.

6.4 Le unità stratigrafico deposizionali dell'area di M.te Poro

E' stato possibile suddividere i depositi Tortoniano - Messiniani affioranti nell'area di M.te Poro in 4 unità (MP1 – MP4, vedi allegati) stratigrafico-deposizionali. I criteri di suddivisione sono stati basati sull'analisi di facies, effettuate durante il lavoro di rilevamento, e sulle variazioni litologiche dei depositi. I limiti (*boundary*) e quindi i *datum plain* che segnano i rapporti verticali tra le unità deposizionali sono noti e datati in successioni coeve, a scala del bacino mediterraneo, mediante datazioni radiometriche su depositi vulcanoclastici (Cunningham *et al.* 1994, 1997, Roger *et al.* 2000; Cornée *et al.* 2002). Le unità proposte sono le seguenti:

- *Unità deposizionale MP1*

Tale unità, silicoclastica nelle litofacies, di potenza complessiva di circa 60 m, è caratterizzata da depositi che oscillano tra ambienti continentali - paralici (alluvionali, lagunari, di delta tidale interno), distribuiti nelle aree interne dell'area di studio (Cessaniti), a quelli di *shoreface* inferiore (Sabbie grigie a *Clypeaster*) sviluppati lungo costa (S.Domenica di Ricadi, Capo Vaticano).

- *Shoreface ravinement surface*

La superficie in questione, descritta come una superficie di erosione marina, comporta il massimo spostamento delle facies di *shoreface* inferiore verso le zone interne dell'area di studio (Cessaniti, Piscopio, Vena sup.). Il processo di *ravinement* implica il taglio delle facies paraliche e l'impostazione dei depositi francamente marini (Sabbie grigie a *Clypeaster*) che retrogradano velocemente verso l'entroterra.

- *Unità deposizionale MP2*

Questa unità è rappresentata dalle Sabbie Grigie a *Clypeaster* trasgressive sul

basamento cristallino (Piscopio, Tav. 3a), il cui limite stratigrafico con i depositi silico-clastici, segna il limite di sequenza inferiore, sia in paraconcordanza sui depositi lagunari preservati durante il processo di *ravinement*.

- *Superficie di M.f.s. tra l'unità MP2 e MP3.*

Il contatto stratigrafico tra l'unità MP2 e MP3 è definito da un livello decimetrico di arenarie rosate medio grossolane, bioturbato, e ricco in foraminiferi bentonici e briozoi. Tale livello è interpretato come una superficie di *hardground* marina legata a correnti fredde, poco ossigenate e ricche in nutrienti come quelle di *upwelling* in un sistema più o meno chiuso, come quello del bacino mediterraneo e caratterizzato da temperature temperate. Il livello in questione è stato osservato, inoltre, alla base dell'unità carbonatica che segue ed è probabilmente associato ad una superficie di massima ingressione marina (M.f.s.=*Maximum flooding surface*). Questa superficie è stata datata 6,7 Ma nei bacini di Melilla-Nador, Sorbas, Murdjadjo.

- *Unità deposizionale MP3*

Questa unità è sede della massima produzione carbonatica, sia alloctona che autoctona. Lo spessore è generalmente compreso tra i 40 ed i 60 m, la geometria decisamente tabulare con variazioni in potenza verso il bacino. Essa poggia con facies differenti sulla precedente unità: nei settori interni dell'area di studio (sito di Vibo Valentia) vede lo sviluppo di sporadici corpi biocostruiti a coralli assimilabili a *patch-reefs*; nei settori intermedi (Caria) è caratterizzata da biostromi a serpulidi ed accumuli a foraminiferi bentonici (bioaccumuli ad *Heterostegina*) associati depositi a frammenti di alghe ramificate (*maërl*); nelle parti distali (Serie Tropea, S.Domenica di Ricadi, Pizzo Calabro), infine, dal grosso della produzione carbonatica alloctona caratterizzata da *rudstone* a grosse rodoliti e da una fauna tipica di ambienti relativamente più profondi (brachiopodi, briozoa ramificati). Le geometrie deposizionali sono caratterizzate da stratificazione a basso angolo.

Tale unità deposizionale è dunque sede dello sviluppo di un corpo carbonatico a geometria cuneiforme (*distally steepened ramp*) con *slope* relativamente pronunciato legato, non solo, al cessare del trasporto idrodinamico ma anche dalla paleotopografia del substrato. E', inoltre, ancora da evidenziare l'alto apporto silicoclastico che impedisce, unitamente alle temperature relativamente fredde, lo sviluppo di grosse costruzioni recifali e la cementazione di questo particolare tipo di piattaforma. La deposizione di questa unità è avvenuta nel Messiniano inf.

- *Sequence Boundary MP3-MP4*

Il limite tra l'unità carbonatica MP3 e l'unità MP4 è caratterizzato da una superficie di esposizione subaerea che evidenzia un brusco abbassamento relativo del livello marino. Questa superficie carsificata è stata osservata al tetto delle biocostruzioni a coralli affioranti nel sito di Vibo Valentia. Tale episodio è datato 5.95 Ma scala del bacino del Mediterraneo, nei siti di Melilla-Nador, Sorbas, Murdjadjo. I depositi dell'unità MP3 descrivono dunque uno stadio di massima produzione carbonatica (*highstand shedding*) verificatasi durante una fase di stazionamento alto del livello marino.

- *Unità deposizionale MP4*

Questa unità caratterizzata da potenze dell'ordine pluridecimetrico rappresenta la fase di annegamento del corpo carbonatico precedentemente descritto e relativo all'unità MP3. L'unità in oggetto è caratterizzata da depositi emipelagici ricchi in faune planctoniche ("Marne ad Orbulina"), dalle marne tripolae e dal cosiddetto "Calcere di base". Tale successione litologica evidenzia la graduale evoluzione da ambienti marini relativamente profondi ad ambienti marini ristretti caratterizzati da *input* continentali. L'unità è osservabile con spessori minimi nei settori interni dell'area di studio (sito di Piscopio) e con potenze maggiori nei settori marginali (dintorni di Briatico). La deposizione di questa unità è attribuibile ad una fase successiva di stazionamento alto del livello

marino (LHST) e ad una conseguente fase di caduta del livello marino avvenuta nel Messiniano superiore, messa in evidenza dalla superficie carsificata a tetto dei depositi carbonatici messiniani. L'età di deposizione di questa unità, in accordo con i dati biostratigrafici (associazioni a foraminiferi planctonici) provenienti dal sito di Piscopio (Rao *et al.*, 2008) e da similitudine con depositi coevi del bacino mediterraneo, è compresa tra 5.95 e 5.6 M.a.

7. MICROFACIES DELL'UNITÀ CARBONATICA

Lo studio delle microfacies, ed il successivo raggruppamento dei grani osservati in associazioni scheletriche di tipo *Foramol* (*Rhodalgae*, *Bryomol*, *Bryoalgae*) e *Coralgal*, è stato sviluppato attraverso analisi quantitative. Il conteggio è stato effettuato esclusivamente sui campioni (40 in totale) a maggiore contenuto bioclastico (provenienti dalle Sabbie Gialle ad *Heterostegina*) ed ha comportato la determinazione di 200 punti per sezione. I bioclasti sottoposti all'analisi quantitativa consistono in diverse specie di alghe rosse, briozoi celleriporiformi nodulari e ramificati, vari frammenti di echinidi, balanidi (*Balanus* sp.), molluschi in generale foraminiferi bentonici e planctonici, serpulidi, brachiopodi e coralli solitari. Rientrano ulteriormente nel conteggio le voci cementi, frazione terrigena ed la somma totale dei grani carbonatici. Ogni voce è stata normalizzata al 100%. I risultati dei conteggi sono stati rappresentati graficamente attraverso diagrammi a torta (vedi allegati All.1-5) e per ogni campione è stata definita l'appartenenza ad una o più associazioni scheletriche proposte da Carannante *et al.*, 1988. In ambienti di acqua bassa le associazioni di tipo *Foramol*, preponderanti nell'area di studio, indicherebbe regimi temperati ed abbastanza freddi per lo sviluppo delle associazioni di tipo *chlorozoan* o *coralgae*, assenti (le prime) o sporadiche (le seconde) nell'area di studio (Nelson *et al.* 1988b). Di contro, la presenza di grandi foraminiferi bentonici come *Amphistegina* ed *Heterostegina* implica temperature minime dell'acqua dell'ordine di 17°C e, sommariamente, un clima marino temperato – caldo (Adams *et al.*, 1990; Betzler, 1995; Brachert *et al.*, 1996). Il raggruppamento in microfacies dei campioni sottoposti a conteggio è stato effettuato tramite metodologie statistiche. Basandosi sui risultati della metodologia statistica è stato possibile suddividere l'unità definita informalmente "Sabbie gialle ad *Heterostegina*" in 6 grandi gruppi e ulteriori subcluster. La composizione modale delle microfacies è rappresentata in Appendice. Ogni gruppo di campioni è caratterizzato dalla dominanza di un gruppo (*cluster / subcluster*) di componenti principali. I gruppi (Tav.8) individuati identificano le seguenti microfacies:

- facies a coralli;
- facies a rodoliti algali;
- facies del detrito coralligeno;
- facies a briozoi;
- facies a foraminiferi planctonici;
- facies a foraminiferi bentonici;

• **Microfacies a coralli**

Classificazione: *Framestone/Boundstone* a coralli con matrice di tipo *wackestone-mudstone* bioclastico (Tav.7 e).

Facies caratteristica:

La facies in oggetto è caratterizzata dalla predominanza del gruppo dei coralli (50 – 60 %); componenti secondari sono bivalvi, echinidi, briozoi, serpulidi ed alghe rosse sono subordinate e mostrano percentuali veramente basse. I foraminiferi sono rappresentati da piccoli miliolidi mentre i briozoa sono di tipo celleriporiformi. I coralli si presentano decisamente alterati e di forma ramificata. Gli individui riscontrati nei campioni esaminati appartengono al genere *Porites* mentre quelli appartenenti al genere *Tarbellastrea* risultano essere in quantità minore e abbastanza localizzati (sezione VV). Il substrato, sul quale poggiano le biocostruzioni, non mostra chiare evidenze di esposizione.

La matrice è caratterizzata da una finissima micrite terrigena che riempie i vuoti interparticellari; la granulometria silicoclastica è nettamente inferiore.

Interpretazione:

La manifestazione di coralli hermatipici suggerisce che la biocostruzione cresceva nella parte superiore della zona fotica.

• **Microfacies a rodoliti**

Classificazione: *Rudstone* rodolitico con matrice di *wackestone* – *mudstone* bioclastico.

Facies caratteristica: Si tratta di noduli di diametro maggiore ai 2 mm (*rudstone* rodolitici, Tav.7a) che consistono, predominantemente in alghe rosse, non genicolate, incrostanti (Bosellini & Ginsburg, 1971; Bosence, 1983a).

I nuclei sono raramente visibili e sono, nella quasi totalità dei casi, costituiti da detrito silicoclastico (ciottoli di basamento).

Le rodoliti non nucleate si sviluppano sull'arrotondamento delle croste coralline. Molte rodoliti hanno forme ellissoidali o discoidali (terminologia della forma di accrescimento successiva a Bosence 1983a) con laminazione concentriche capaci di trattenere diverso sedimento silicoclastico e detrito bioclastico. Le rodoliti tipo colonnare sono meno frequenti mentre risultano abbondanti le forme digitate. In alcuni casi è stato possibile osservare una successione da rodoliti laminari a colonnari, o viceversa, anche se non è stato possibile definire un *trend* distinto.

• **Microfacies a Briozoi**

Classificazione: *Rudstone* a briozoa nodulari e celleriporiformi con matrice di *wackestone* bioclastico (Tav. 7g).

Facies caratteristica: La componente principale di questa facies è manifestata dai briozoa nodulari e celleriporiformi che raggiungono percentuali abbastanza elevate (50-60%) del totale bioclastico mentre componenti aggiuntivi sono alghe rosse in percentuale del 30% e coralli solitari. Il tasso di frammentazione di questi bioclasti particolarmente fragili è totalmente assente o quasi legato, probabilmente, alla presenza della matrice particolarmente fine del sedimento.

Questa microfacies è tipica dei siti periferici all'area di studio, prossimi alla attuale linea di costa (Serie ZR e serie BR).

Interpretazione

La preponderanza, in percentuale, dei briozoa rispetto le alghe rosse (rimaneggiate) ed i coralli (solitari) comporta l'attribuzione di queste facies a zone controllate da deposizione afotica.

• *Microfacies di detrito coralligeno*

Classificazione: *Rudstone* algale con matrice di *packstone* bioclastico (Tav.7b).

Facies caratteristica: La facies in oggetto è caratterizzata da frammentazione dei talli algali e coralli. I coralli sono spesso rappresentati da forme ramificate, molti di questi incrostati da alghe rosse. I foraminiferi bentonici ed i briozoa si registrano in quantità inferiori con percentuali che raramente raggiungono il 20%. Questo pattern bioclastico implica la produzione algale *in situ* sulla rampa esterna. Il detrito ruditico è usualmente arrotondato. L'interpretazione paleoambientale di questi depositi in altri esempi fossili è quella di costituire banchi o *megaripple* costituiti da ramificazioni interdigitale definite attualmente come sedimenti di tipo *maërl* (Tav.6a). I piccoli frammenti algali hanno comportato la sola determinazione generica durante l'analisi quantitativa (*Lithothamnion*, *Mesophyllum*, altri mesofillo idi e *Lithophyllum pustulatum*). Questa flora algale indica batimetrie di circa 15-40 m (Adey, 1979; Perrin *et al.*, 1995).

Interpretazione:

Questi sedimenti venivano influenzati da dalle correnti e/o dalle onde; tutto ciò è riflesso dalla irregolare distribuzione nella matrice delle facies di *grainstone* e *packstone*.

Inoltre, l'energia idrodinamica influenzava il tasso di ramificazione/detrito. L'intercalazioni di sedimento silicoclastico con questi depositi è legato, probabilmente, alle fasi di sedimentazione discontinua di distributari sabbiosi alternati a deposizione carbonatica con facies di tipo *maërl*.

•Subfacies a briozoa ed alghe ramificate

Classificazione: *Rudstone* a briozoa ed alghe ramificate con matrice di *wackestone* – *mudstone* bioclastico.

Facies caratteristica: Il contenuto biogenico di questa microfacies è dominato da briozoi nodulari (< 5 cm), predominantemente celleriporiformi (Sezione sottile CA 6); questi occupano un volume in percentuale nella roccia che si aggira sul 12% mentre le alghe rosse continuano a manifestarsi con la stessa percentuale e sono particolarmente frequenti nella sezione al top della serie CA e di quella VV (in quest'ultimo caso le facies a briozoi coprono quelle a coralli).

I briozoi foliacei e ramificati appaiono in minore frequenza mentre importanti componenti secondari della “*carbonate factory*” sono i bivalvi a guscio calcitico (*Pecten* e *Chlamys*). Nella facies a briozoi nodulari i foraminiferi bentonici non eccedono il 4%. Comuni sono i generi *Elphidium* e foraminiferi miliolinidi e cibicidi come *Triloculina* e *Quinqueloculina*. Molte di queste specie viventi sono ristrette a ambiente di acqua bassa (< 5m) e vivono in tappeti o filamenti di alghe verdi (Leutenegger, 1984; Langer, 1993). In moderni *macroalgal stands* della piattaforma di Rottneest (sud Australia), i briozoi nodulari incrostano i rizomi e la base delle *seagrass*. Una relazione identica tra macroalghe e produzione carbonatica è presente anche nel mediterraneo.

La matrice spesso omogenea non mostra un chiaro sito di provenienza; tra l'altro non è stata segnalata la presenza di alghe verdi calcificate come *Halimeda*. L'origine della matrice è stata spesso interpretata come proveniente dalla disintegrazione di microepifiti di piante marine debolmente scheletrizzate, dalla rottura meccanica dei briozoi

nodulari (Smith & Nelson, 1988) e dalla infestazione endofitica della macrofauna.

Interpretazione:

Le facies a briozoi possono essere state depositate in ambienti più profondi e/o più freddi anzichè in zone dove la luce riveste funzione vitale per gli organismi fototrofici come i macroforaminiferi e le alghe rosse. La presenza di questa facies, in effetti, conferma un *trend* di tipo *deepening upward* rispetto le precedenti facies algali e a foraminiferi bentonici. Più che altro questa facies è caratterizzata da un raffreddamento più che un grande approfondimento del livello del mare; questo trova conferma nel fatto che possono ritrovare posto, in questa facies, frammenti di alghe rosse.

•Subfacies a serpulidi

Classificazione: *Grainstone/Packstone* a serpulidi in matrice di *wackestone* bioclastico (Tav.7f).

Facies caratteristica:

La facies è caratterizzata da serpulidi appartenenti al genere *Ditrupa*; le sezioni appaiono sia trasversali che longitudinali o oblique e solitamente risultano intere. La matrice è frequentemente silicoclastica ma non mancano casi con matrice caratterizzata da micrite terrigena.

Interpretazione:

Il genere *Ditrupa* è tipica di fondali instabili ed associato, come in questo caso, alle facies a foraminiferi bentonici conferma le caratteristiche di regime idrodinamico e gravitativo critico, intrinseco di questo particolare settore di rampa (rampa medio-distale).

- **Microfacies a foraminiferi planctonici**

Classificazione: *Wackestone* – *mudstone* a foraminiferi planctonici (Tav.7h).

Facies caratteristica:

La facies a foraminiferi planctonici mostra un alto contenuto in plancton (23-25%). Componenti minori sono briozoi nodulari (1-2%), echinodermi (3%), molluschi calcitici (2%), alghe rosse (1%) e foraminiferi bentonici (8%). Questa facies, tipica della parte alta della serie CE e di quella VS mostra contatto graduale con i sottostanti depositi decisamente più grossolani.

La componente terrigena, in questa facies, tende a diminuire grossolarmente in granulometria.

Interpretazione:

Questa facies indica, senza alcun dubbio, approfondimento negli ambienti.

- **Microfacies a foraminiferi bentonici**

Classificazione: *Rudstone/floatstone* ad *Heterostegina* con matrice di *packstone/wackestone* bioclastico (Tav.7 c,d)

Facies caratteristica:

Questa facies, che è ristretta alle località Caria, San Leo e Pizzo Calabro, è caratterizzata da macroforaminiferi di taglia > 2 mm (in predominanza *Heterostegina* sp.) in una matrice fina derivata dalla rottura degli stessi gusci o, in alcuni casi (campione SL2), caratterizzata da micrite terrigena. Alcune volte i foraminiferi appaiono isorientati.

Interpretazione

I banchi ad *Heterostegina* come quelli a nummuliti eocenici esibiscono abbondanti esempi di strutture sedimentarie legate a processi fisici che comportano, in alcuni casi, il dilavamento dei fini e la concentrazione dei bioclasti (è il caso dei diversi campioni della serie SL con esclusione del campione SL2 che indica, probabilmente, evidenze di “calma” idrodinamica) (Aigner, 1983). Le paleobatimetrie indicano profondità comprese tra 20 e i 70 m.

7.1 Interpretazione dei dati relativi alle biofacies

L'interpretazione dei componenti scheletrici in affioramento o dall'analisi delle sezioni sottili costituisce un importante strumento per la classificazione dei sedimenti carbonatici (Wilson, 1975; Flugel, 1978). Il rinvenimento di carbonati non tropicali è largamente basato sull'analisi dei componenti scheletrici (Lees & Buller, 1972; Carannante *et al.*, 1988). Dal risultato dell'analisi delle biofacies, che tiene conto dei campioni relativi all'unità informale “Sabbie Gialle ad *Heterostegina*”, emerge che le associazioni di tipo *bryomol* e *rhodalgal* (Carannante *et al.*, 1988), raggruppate nelle *foramol*, predominano sulle associazioni *coralgal* che appaiono sporadiche e circoscritte in piccoli settori dell'area di studio (Vibo Valentia); ciò indica chiaramente l'appartenenza a province faunistiche temperate - subtropicali.

E' da escludere, dunque, l'appartenenza delle associazioni a contesti climatici schiettamente tropicali per due motivi: 1) totale assenza di grani scheletrici come le ooliti ed alghe verdi; 2) limitato sviluppo e ristretta estensione dei corpi recifali tipici di contesti tropicali. Inoltre, il graduale incremento in abbondanza di alghe rosse e foraminiferi bentonici ad affinità simbiotiche nei settori esterni del corpo carbonatico indicherebbe deposizione all'interno della zona oligofotica.

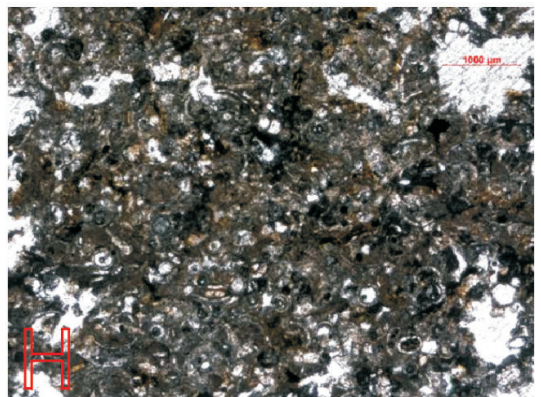
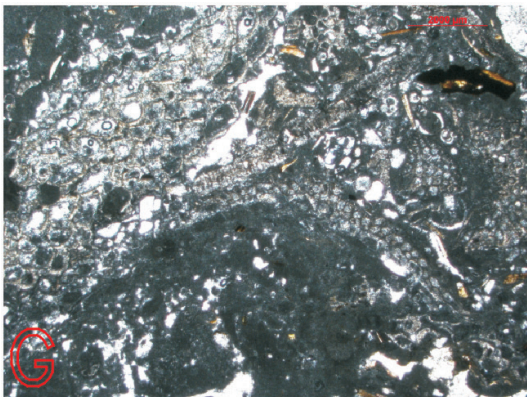
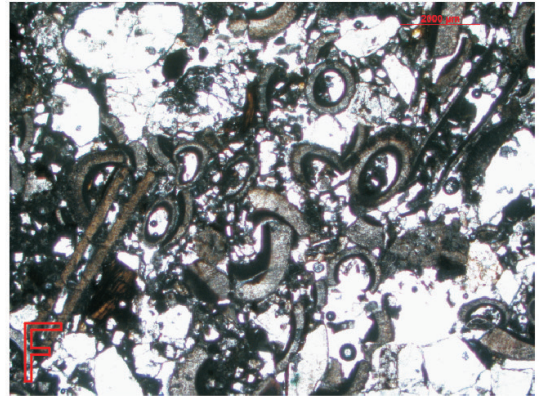
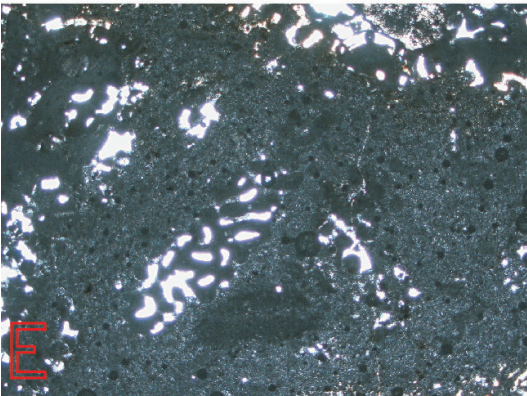
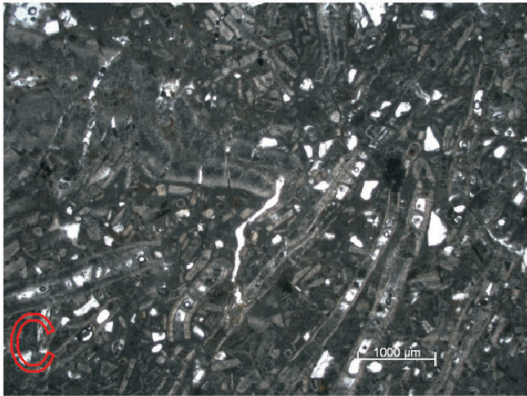
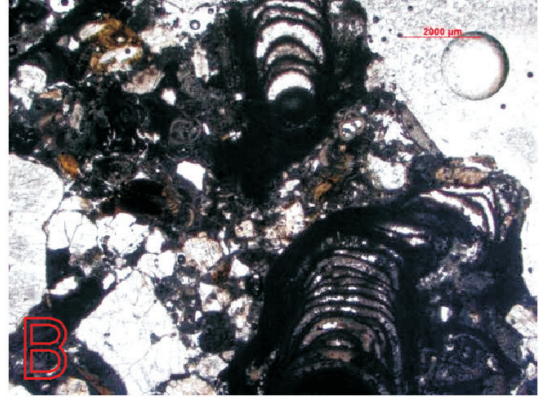
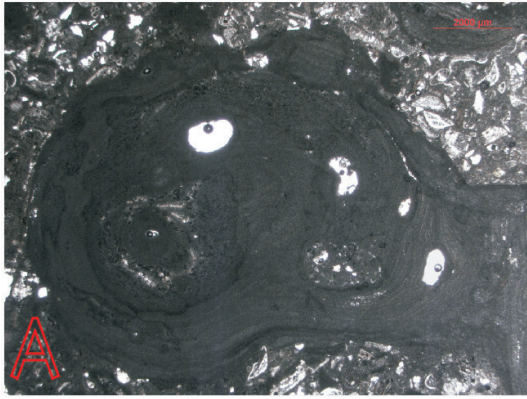
Comparando le biofacies con esempi sia attuali che fossili di sedimenti carbonatici temperati (Brachert *et al.*, 1998; James *et al.*, 2001; Forst 2003) si nota che, in percentuale, la

quantità dei briozoi e dei molluschi rispetto alle alghe rosse e ad altri bioclasti è minima. Ciò può essere causato da due processi tafonomici: a) i componenti scheletrici suscettibili all'abrasione sono ridotti in numero e dunque non identificabili per la frammentazione subita durante i frequenti processi di rielaborazione nei contesti di rampa carbonatica e b) dovuto ai bassi tassi di cementazione tipici degli ambienti carbonatici non – tropicali, gli scheletri aragonitici vengono dissolti durante la diagenesi precoce e rimossi dal record sedimentario (Brachert, 1998).

La dissoluzione aragonitica può giocare un importante ruolo nella riduzione dei gusci di molluschi che non vengono preservati, o lo sono come modelli interni, nei sedimenti poco litificati. Questo è il caso di alcune facies nelle quali i gasteropodi vengono preservati sotto forma di modello interno. La rimozione preferenziale degli scheletri in aragonite in ambienti non tropicali è anche conseguenza dell'attività dei microperforatori che distruggono o comportano la dissoluzione scheletrica fino a che le cavità non vengono riempite dai cementi (Nelson *et al.*, 1988; James 1997).

Similmente, l'assenza dell'alga verde *Halimeda* testimonia il basso potenziale di preservazione per questo genere (Purser, 1983). Riassumendo, l'abrasione meccanica gioca, dunque, un importante ruolo in tutte le facies che sono il risultato del *winning out* di particelle scheletriche della granulometria della sabbia o legati a rimaneggiamenti episodici durante eventi di tempesta mentre gioca un ruolo minore nei depositi di rampa media o profonda, sottoposti ad energia idraulica medio-moderata. Le associazioni biotiche, inoltre, vengono fortemente influenzate da diversi fattori quali la temperatura, la batimetria e la salinità (Lees & Buller, 1972; Lees 1975; Carannante *et al.*, 1988; Hallock & Schlager, 1986). E' chiaro, dunque, che l'associazioni biotiche riflettono una combinazione di fattori ecologici e come conseguenza di ciò, una associazione biotica può essere indicativa di paleambienti differenti l'uno dall'altro. Per esempio, dove un'abbondanza di briozoi, in molti casi di studio, è testimonianza di incremento in profondità (James *et al.*, 2001; Brachert *et al.*, 2003; Forst, 2003) e foraminiferi bentonici ed alghe rosse popolano gli ambienti di acqua bassa (Piller, 1994; Halfar *et al.*, 2000), in altri la presenza di briozoi può essere l'elemento scheletrico dominante in baie chiuse

con profondità di 25 m (Miocene Sup. del sud della Spagna, Brachert *et al.* 1998). Per concludere, per analizzare i fattori che controllano la sedimentazione carbonatica dell'unità informale, che sono a loro volta influenzati dalla produzione di sedimento e dalle condizioni ecologiche dei biota, è necessario procedere con lo studio dei gruppi di fossili che sono i soli responsabili della variazione di limitati fattori ecologici. In particolar modo, verrà presentato uno studio dettagliato delle associazioni a foraminiferi ed ad alghe rosse al fine di far emergere il loro potenziale come indicatori per l'evoluzione paleoambientale e le variazioni climatiche.



Tav. 7. Microfacies. **A)** *rudstone* a rodoliti con matrice di *wackestone* a foraminiferi bentonici e planctonici (RL facies, Campione CA6, solo polarizzatore); **B)** *rudstone* a frammenti di alghe ramificate (*maërl facies*); **C)** *floatstone* a *Heterostegina papyracea* in matrice di *mudstone* terrigeno (*Molechlfor facies*, campione SL2, solo polarizzatore); **D)** *rudstone/grainstone* ad *Heterostegina papyracea* (*Molechlfor facies*, campione SL1, solo polarizzatore); **E)** *framestone* a *Porites* sp. (*Coralgal facies*), campione SD16, solo polarizzatore); **F)** *rudstone* a *Ditrupea* sp. (*Rhodalgial facies*, Campione CA2, solo polarizzatore); **G)** *rudstone* a briozoi celleriporiformi (*Bryomol facies*, campione PZ8, solo polarizzatore); **H)** *wackestone/mudstone* a foraminiferi planctonici e bentonici (*Molechlfor facies*, campione CE20, solo polarizzatore).

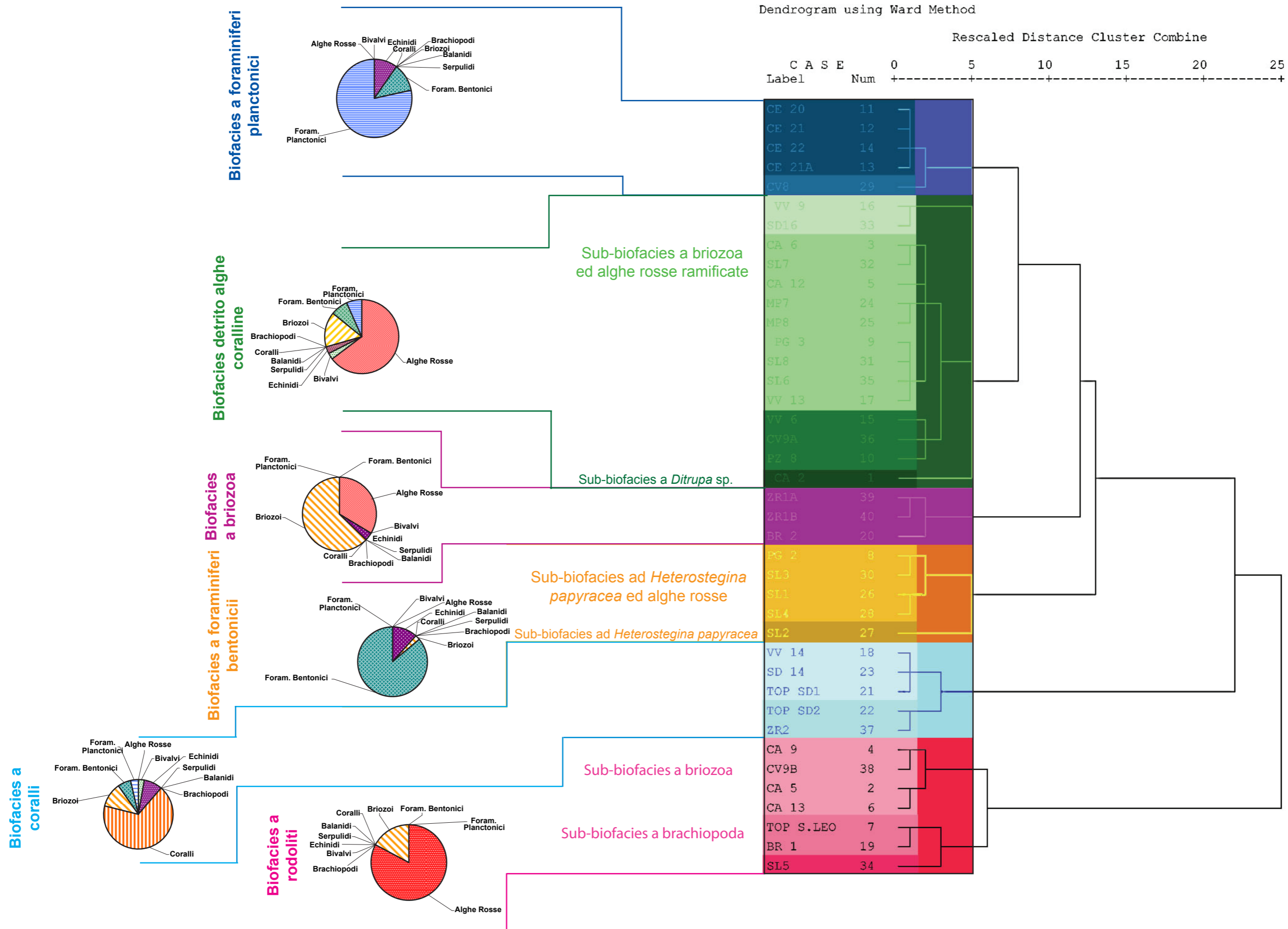
8. ASPETTI QUANTITATIVE DELLE ANALISI DI BIOFACIES

8.1 Analisi statistica delle componenti scheletriche (*cluster analysis*)

I dati provenienti dalle analisi quantitative dei sedimenti carbonatici sono stati elaborati attraverso metodi statistici (Tav. 8); ciò ha permesso di aggregare campioni prelevati nell'unità carbonatica, dispersi arealmente nella regione di studio, in gruppi omogenei per ciò che riguarda la composizione bioclastica. Le metodologie statistiche utilizzate sono conosciute come analisi multivariate.

L'analisi multivariata è una tecnica statistica che utilizza osservazioni e dati sperimentali per ricavarne il maggior numero di informazioni possibili, applicando tecniche quali la scomposizione e la regressione in componenti principali. Le metodologie di separazione ed il successivo raggruppamento delle variabili sono molteplici: quella da noi utilizzata rientra sotto il nome di *cluster analysis*. La *cluster analysis* (o analisi di aggregazione) è una particolare procedura (algoritmo) di analisi multivariata attraverso la quale è possibile raggruppare le unità statistiche attraverso criteri di somiglianza. Questa procedura permette di costruire gruppi caratterizzati da omogeneità interna e da significativa varianza esterna. La costruzione dei cluster si può realizzare attraverso differenti modalità, sia in funzione della scelta del criterio di "misura della somiglianza" (o della "differenza") tra i dati, sia delle diverse strategie di raggruppamento (gerarchiche o non-gerarchiche; divisive o agglomerative).

Ogni scelta tra questi criteri porta, in genere, a classificazioni differenti. Ciò significa che in una classificazione, due dati apparterranno allo stesso gruppo mentre apparterranno a gruppi diversi per un'altra classificazione. Il primo elemento per la costruzione dell'algoritmo di costruzione dei *cluster* è la misura che si intende adottare per valutare la "somiglianza" o la "dissimiglianza" tra due casi. La misurazione della dissimiglianza avviene attraverso la scelta di una funzione delle coppie di variabili misurate nei due casi. Questa funzione prende il nome generico di "distanza". Il metodo maggiormente usato per misurare la distanza fra i casi è la "distanza Euclidea".



Tav. 8. Dendrogramma riassuntivo delle microfacies riconosciute. I diagrammi a torta indicano la composizione scheletrica media dei clusters utilizzati per definire le microfacies.

Una volta deciso come misurare la distanza tra i dati, si deve scegliere i metodi di classificazione che possono essere gerarchici e non gerarchici. La metodologia di rappresentazione dei dati (che avviene attraverso un dendrogramma) da noi utilizzata è quella di *Ward*: tale metodo è diretto alla minimizzazione della varianza ed alla maggiore omogeneizzazione dei gruppi, pertanto può essere utilizzato esclusivamente per le variabili quantitative.

Nell'analisi facies, questa metodologia è particolarmente utilizzata per derivare i fattori casuali che controllano la distribuzione dei costituenti sedimentari.

Per studiare in dettaglio il fenomeno statistico e per affrontare il problema nell'ottica multidimensionale è stata effettuata anche l'analisi dei fattori: tale metodologia consente nel trasformare i dati iniziali in una nuova serie di variabili o fattori indipendenti tra loro.

L'analisi dei fattori si può sviluppare secondo due tecniche: l'analisi dei componenti principali e l'analisi delle corrispondenze. Queste tecniche si differenziano tra loro per procedura, per il tipo e la struttura dei dati ai quali esse vengono applicate; l'analisi dei componenti principali viene utilizzata quando le variabili di partenza sono costituite da informazioni di tipo numerico mentre l'analisi delle corrispondenze quando le informazioni sono di tipo qualitativo. L'analisi dei componenti principali, inoltre, è una tecnica largamente utilizzata per estrarre i fattori significanti, che possono essere interpretati in termini di controllo di facies.

Fattori discordanti evidenziano differenze nelle varianze dei dati studiati. Fattori positivi o negativi, registrati nelle variabili, riflettono il controllo ambientale sulle relazioni che intercorrono tra le variabili (come per es. la composizione biotica, le condizioni idrodinamiche e l'input terrigeno).

La metodologia statistica multivariata è stata frequentemente utilizzata per l'analisi quantitativa delle biofacies in depositi di rampe carbonatiche mioceniche (Tortoniano sup.-Messiniano inf.), sviluppate in contesti climatici temperato-caldi, ed ha offerto la possibilità di utilizzo per la definizione stratigrafica dei corpi carbonatici bioclastici (Brachert *et al.*, 1998).

Lo studio statistico è stato effettuato tramite il software *SPSS 14* e il raggruppamento gerarchico ha cercato di definire le correlazioni tra i campioni (che rappresentano l'oggetto in termini statistici) ed a separare le distinte microfacies. Tale studio ha permesso di suddividere le 6 microfacies descritte nel precedente capitolo.

Ranchi di correlazione dei campioni osservati

Le 12 variabili (bioclasti e componente terrigena + carbonatica) sono state analizzate tramite i ranchi di correlazione di *Spearman* (SPSS14): questa metodologia ha permesso di determinare 9 correlazioni (5 correlazioni positive e 4 correlazione negative, vedi tab.2) qui elencate:

Correlazione positive:

1. Alghe rosse + briozoa (0,338).
2. Alghe rosse + carbonatico (0,320).
3. Bivalvi + foraminiferi planctonici (0,346).
4. Brachiopodi + carbonatico (0,328).
5. Foraminiferi bentonici + Foraminiferi planctonici (0,436).

Correlazione negative:

6. Alghe rosse + coralli (- 0,351).
7. Alghe rosse + silicoclastico (- 0,453).
8. Serpulidi + coralli (- 0,320).
9. Brachiopodi + silicoclastico (- 0,329)

Interpretazione:

Correlazione 1 e 2: La produzione algale rodolitica è legata, come precedentemente asserito, alla zona oligofotica dove trova luogo una sedimentazione tipicamente carbonatica e lo sviluppo di biota tipici di acque fredde e profonde come i briozoa.

Correlazione 3 e 4: I bivalvi come anche i brachiopodi diventano frequenti quando la produzione carbonatica inizia a sostituire la deposizione terrigena, in ambienti relativamente profondi, e sono spesso associati ai sedimenti fini bacinali ricchi in foraminiferi planctonici.

Correlazione 5: I foraminiferi bentonici, tipici delle facies di rampa medio-distale, sono legati ai foraminiferi planctonici che costituiscono la maggioranza dei bioclasti nel sedimento fine intergranulare; ciò evidenzia approfondimento degli ambienti.

Correlazione 6: La correlazione negativa tra coralli ed alghe rosse è dovuta al fatto che quest'ultime risultano essere associate alle prime unicamente nelle zone interne dell'area di studio e sotto forma di incrostanti.

Correlazione 7: Lo sviluppo di alghe coralline è strettamente legato all'attività fotosintetica ed alla penetrazione della luce; l'apporto terrigeno inibisce, in questo caso, lo sviluppo delle associazioni algali che proliferano in ambienti relativamente profondi, con acque limpide, dove predomina la deposizione carbonatica.

Correlazione 8: La correlazione negativa è dovuta al fatto che i serpulidi osservati (*Ditrupa* sp.) sono tipici di fondali instabili ed ambienti prossimi allo *slope* della rampa, distanti dalle zone fotiche dove si manifestavano piccole biocostruzioni a coralli.

Correlazione 9: I brachiopodi sono tipici di ambienti distali dove arriva poco apporto terrigeno.

Correlations

Spearman's rho	Alghie rosse	Bivalvi	Echinidi	Serpulidi	Balanidi	Brachiopodi	Coralli	Briozoi	Foram. Bentonici	Foram. Planctonici	Carbonatico	Silicoclastico
Correlation Coefficient	1,000	,102	,136	,055	,064	,152	,351*	,338*	,276	,049	,320*	,453**
Sig. (2-tailed)		,532	,401	,737	,694	,350	,027	,033	,085	,766	,044	,003
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,102	1,000	,020	,096	,009	,221	,185	,277	,243	,346*	,140	,217
Sig. (2-tailed)	,532		,904	,555	,955	,170	,254	,084	,131	,029	,390	,178
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,136	,020	1,000	,202	,032	,272	,064	,073	,162	,112	,160	,119
Sig. (2-tailed)	,401	,904		,211	,846	,090	,697	,654	,318	,483	,324	,465
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,055	,096	,202	1,000	,005	,120	,320**	,118	,173	,184	,010	,044
Sig. (2-tailed)	,737	,555	,211		,974	,461	,044	,469	,285	,255	,717	,788
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,064	,009	,032	,005	1,000	,065	,010	,223	,078	,046	,010	,042
Sig. (2-tailed)	,694	,955	,846	,974		,689	,952	,166	,633	,778	,949	,795
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,152	,221	,272	,120	,065	1,000	,155	,255	,030	,134	,328*	,329*
Sig. (2-tailed)	,350	,170	,090	,461	,689		,339	,112	,856	,409	,039	,038
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,351*	,185	,064	,320*	,010	,155	1,000	,056	,276	,292	,012	,115
Sig. (2-tailed)	,027	,254	,697	,044	,952	,339		,733	,084	,068	,943	,481
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,338*	,277	,073	,118	,223	,255	,056	1,000	,156	,008	,069	,202
Sig. (2-tailed)	,033	,084	,654	,469	,166	,112	,733		,337	,959	,673	,212
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,276	,243	,162	,173	,078	,030	,276	,156	1,000	,463**	,057	,013
Sig. (2-tailed)	,085	,131	,318	,285	,633	,856	,084	,337	,003	,003	,726	,936
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,049	,346*	,112	,184	,046	,134	,292	,008	,463**	1,000	,052	,002
Sig. (2-tailed)	,766	,029	,493	,255	,778	,409	,068	,959	,003		,751	,992
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,320*	,140	,160	,059	,010	,328*	,012	,069	,057	,052	1,000	,789**
Sig. (2-tailed)	,044	,390	,324	,717	,949	,039	,943	,673	,726	,751		,000
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Correlation Coefficient	,453**	,217	,119	,044	,042	,329*	,115	,202	,013	,002	,789**	1,000
Sig. (2-tailed)	,003	,178	,465	,788	,795	,038	,481	,212	,936	,992	,000	
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

Positive correlation

Negative correlation

Tab. 2. Fattori di correlazione calcolati con il metodo di Spearman

Analisi dei fattori (Factor analysis)

L'analisi dei fattori ha permesso di rafforzare i legami di correlazione tra le diverse variabili; questa metodologia ha comportato la manifestazione di 6 fattori (vedi tab.3) sul 20,835 % della varianza. I risultati della analisi dei fattori è stata confrontata con i ranghi di correlazione di Spearman e con l'analisi gerarchica dei *cluster*.

I risultati vengono di seguito esposti:

Fattore 1: Esiste alta correlazione positiva tra bivalvi, echinidi e brachiopodi mentre correlazione negativa dei serpulidi e del silicoclastico.

Fattore 2: L'alta correlazione tra alghe rosse e brachiopodi, che giustifica anche i dati derivanti dai ranghi di correlazione di Spearman, è legata al fatto che molte alghe rosse sono caratterizzate da superfici morbide, tipiche di ambienti di bassa energia. Correlazione negativa intercorre tra echinidi, balanidi, coralli.

Fattore 3: I molluschi sono abbastanza correlati ai briozoa marcando la deposizione in contesti profondi.

Fattore 4: La correlazione positiva tra echinidi (*Echinolampas* sp. e spatangoidi) e briozoa è dovuto alla predilezione verso substrati fangosi morbidi ed in ambienti afotici o freddi.

Fattore 5: La correlazione positiva tra foraminiferi bentonici e carbonato mostre come anche questi biota, foto-simbionti, prediligono substrati morbidi mentre la correlazione negativa con il terrigeno conferma la bassa tolleranza di questi organismi verso i fattori che comportano diminuzione di luminosità.

Fattore 6: Questo fattore non mostra possibili correlazioni tra le variabili per coefficienti troppo bassi.

Rotated Component Matrix^a

	Component					
	1	2	3	4	5	6
Alghe rosse	,181	,860	,045	-,127	,109	-,211
Bivalvi	,063	-,092	,755	-,071	-,220	,003
Echinidi	,072	-,068	-,244	,840	-,068	,080
Serpulidi	-,770	,056	-,057	,261	,152	,021
Balanidi	,066	-,055	,721	-,060	,250	-,056
Brachiopodi	,096	,722	-,203	,000	,031	,019
Coralli	,205	-,488	-,407	-,386	,404	-,320
Briozoi	,144	-,061	,200	,586	,242	-,435
Foram. Bentonici	,104	-,135	-,010	-,004	,066	,938
Foram. Planctonici	,008	-,109	-,018	-,036	-,947	-,042
Carbonatico	,875	,147	,029	,210	,093	,055
Silicoclastico	-,876	-,210	-,054	-,205	-,095	-,040

Extraction Method: Principal Component Analysis.

Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

a. Rotation converged in 8 iterations.

Tab.3. *Factor analysis* ed analisi delle componenti principali calcolata con metodologia tipo *Varimax* e normalizzazione Kaiser.

8.2 Distribuzione areale delle biofacies ed interpretazione paleoambientale

I dati ottenuti dall'analisi dei *cluster* sono stati, inoltre, plottati su una base cartografica georeferenziata che mappa i tematismi relativi alla distribuzione areale delle biofacies.

In linea di massima è stato possibile suddividere l'area di M.te Poro in 5 maggiori aree (*Coralgal – Rhodalgal – Bryomol – Bryoalgal – Molechfor*, Fig.66) ognuna delle quali evidenzia l'associazione biotica predominante; la terminologia utilizzata per designare tali aree è quella proposta da Carannante *et al.* (1988). E' stata ugualmente mappata l'estensione dei componenti bioclastici inferiori che, a turno, influenzano le associazioni principali sopraelencati. Le biofacies dominanti riscontrate nell'area di studio sono: Biofacies a Coralli, Biofacies ad alghe coralline, Biofacies a Rodoliti, Biofacies ad Briozoi, coralli ed alghe rosse, Biofacies a foraminiferi bentonici e, per concludere, Biofacies a foraminiferi planctonici.

Le biofacies dominate dai coralli (vedi mappe di distribuzione delle biofacies, Tav.9 e 10) si collocano nelle aree più interne dell'area soggetta a studio (Vibo Valentia, Piscopio), distribuendosi grosso modo la paleolinea di costa evidenziando il settore fotico.

Spostandosi verso mare, queste biofacies passano a quelle caratterizzate da molluschi, foraminiferi bentonici e alghe rosse (facies di tipo *bryomol*). Le biofacies dominate da foraminiferi bentonici ed alghe rosse corallinacee (in part. *Heterostegina* e *Amphistegina*, *molechfor*) si estendono e sono praticamente sviluppati tra le località di Caria San Leo di Briatico e Pizzo Calabro e consentono di raggruppare, queste località, nella probabile zona oligofotica, in settori di rampa media. I briozoa ed i brachiopodi mostrano un graduale aumento dalle aree interne alle aree marginali seguendo il normale *trend* paleobatimetrico ed, unitamente alle biofacies algali, sono ristrette a zone in cui l'apporto terrigeno risulta basso.

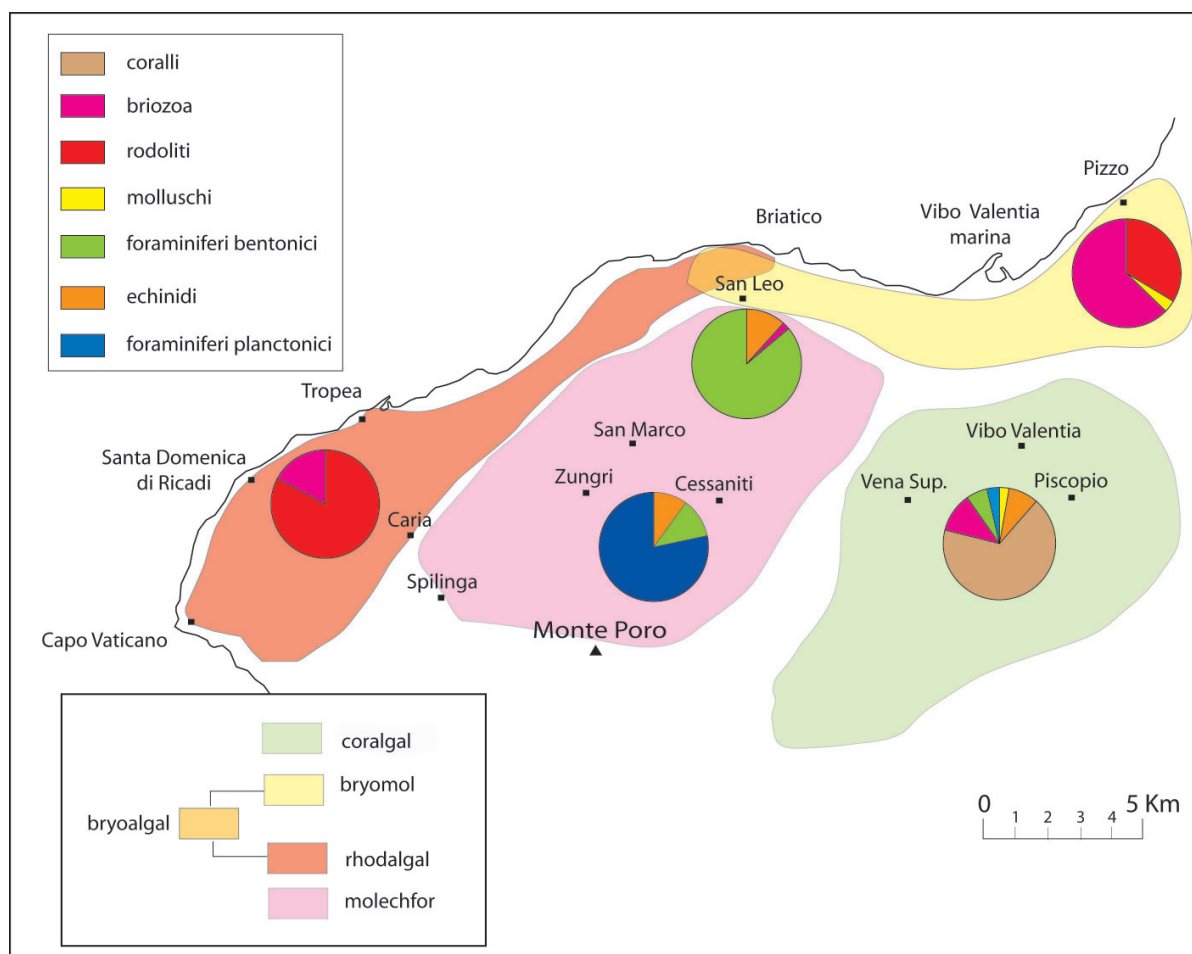


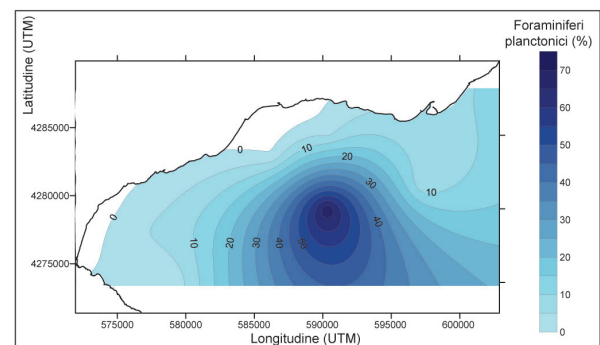
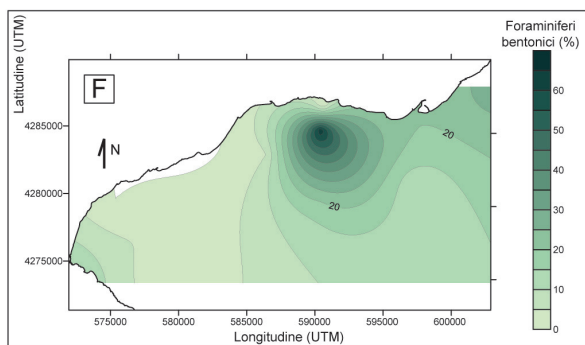
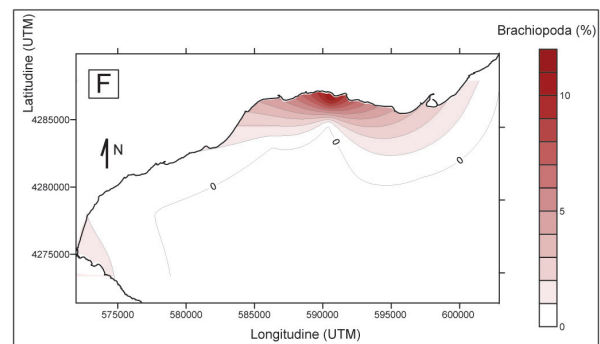
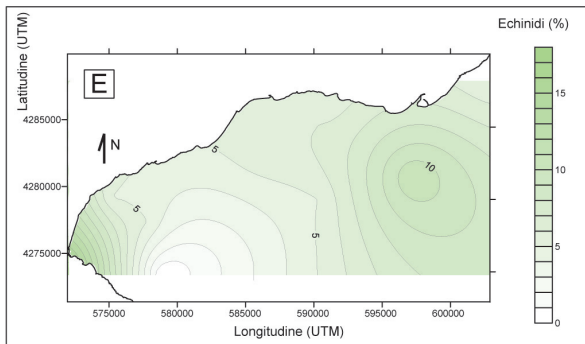
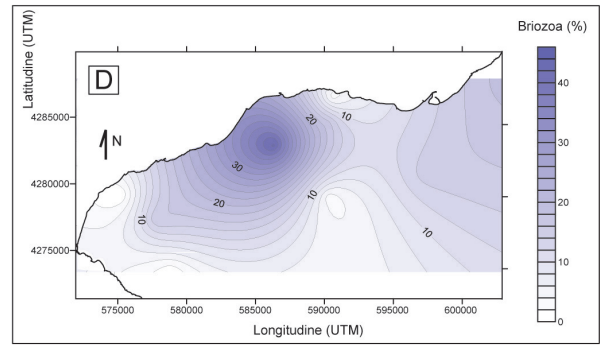
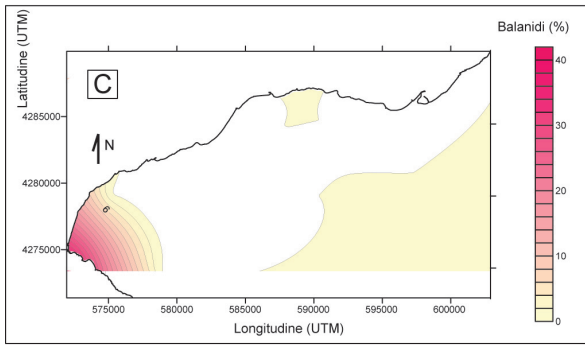
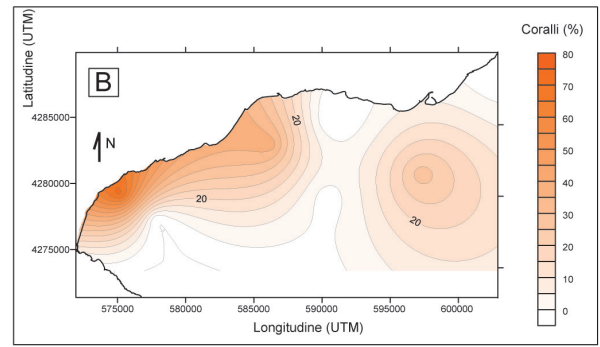
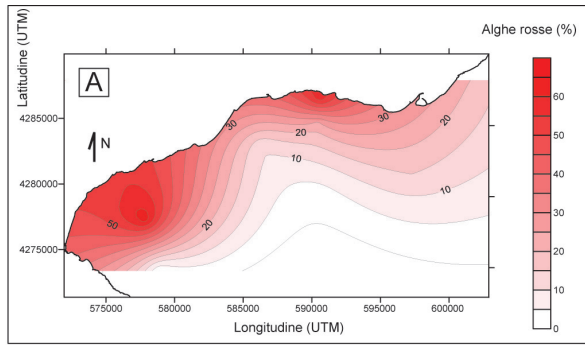
Fig. 66. Distribuzione areale delle 5 biofacies derivate dalle analisi quantitative

Le biofacies ad alghe rosse (in cui le rodoliti dominano tra i componenti carbonatici) associate alle biofacies a foraminiferi bentonici si sviluppano nelle aree periferiche dell'area (Caria, Santa Domenica di Ricadi, Briatico, Tropea) di studio e confermano come la massima produzione carbonatica sia concentrata nella zona oligofotica .

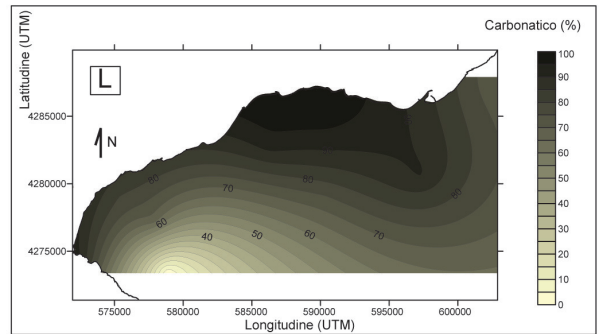
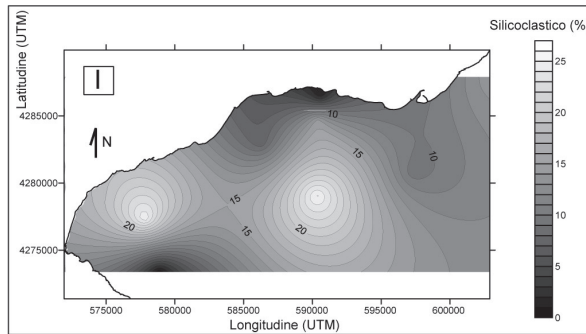
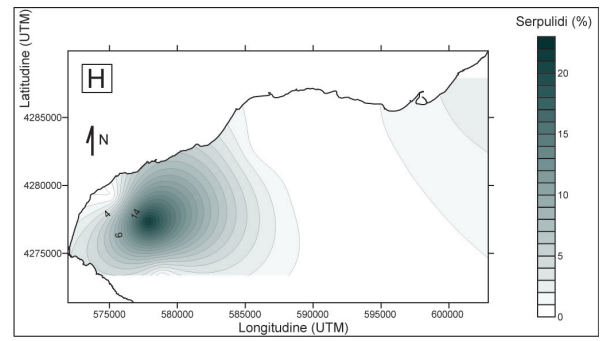
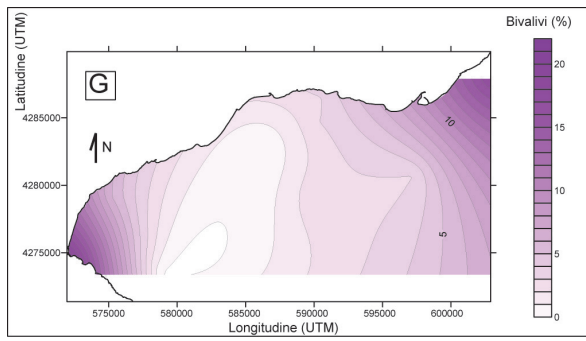
Le biofacies a briozoi ed echinidi e le biofacies a foraminiferi planctonici si estendono ed evolvono nel tempo, dalle zone periferiche alle zone interne, sovrapponendosi alle biofacies precedentemente descritte. Ciò comporta l'interpretazione dell'approfondimento anche nelle associazioni scheletriche (e non solo nelle litofacies) e, dunque, l'impostazione di associazioni afotiche che sostituiscono gradualmente quelle oligofotiche e fotiche, rispettivamente. Non sono stati, inoltre, osservati grani scheletrici come ooidi, alghe verdi e grani aggregati tipici di ambienti tropicali.

Le biofacies sopra elencate rientrano, in modo dominante, nel campo delle associazioni scheletriche di tipo *Rhodalgae – Bryoalgae – Bryomol – Molechfor* (*sensu* Carannante *et al.*, 1988) con biofacies *coral-algal* subordinate e sporadiche (*sensu* Shlanger, 1981); tale tipo di associazione è stata descritta da James *et al.* (1999) come "associazione di transizione" tra il campo *Heterozoan* (dominata da molluschi, briozoi, alghe rosse e foraminiferi, tipica associazione di contesti freddi) e quello denominato *Photozoan* (alghe verdi e coralli con piccole quantità di alghe rosse, foraminiferi e briozoi, tipica associazione di contesti caldi). Questo tipo di associazione è stata tuttavia interpretata come associata a condizioni oligotrofiche e ad alti apporti di nutrienti da parte di correnti di *upwelling* (Samankassou, 2002; Wilson & Vecsei, 2005). L'interpretazione climatica di queste associazioni resta tuttavia ancora controversa. È tuttavia alto il contributo dei fattori locali sulle variazioni delle associazioni fotiche (per es. nutrienti e apporto silicoclastico). Studi su associazioni tipo *heterozoan* e piccole percentuali di frammenti di coralli (*Porites* sp.), osservate in depositi del Miocene medio del bacino Pannoniano, sono state interpretate da Randazzo *et al.* (1999) come formate sotto condizioni marine fredde. Ancora, la rampa oligo-miocenica appenninica mostra un'associazione con *heterozoan* dominanti e piccoli contributi da parte delle associazioni di tipo *Photozoan* (Mutti *et al.*, 1997; Vecsei & Sanders, 1999; Brandano & Corda 2002).

La produzione carbonatica, inoltre, seppure già preponderante sulla percentuale silicoclastica, cresce notevolmente verso NW mentre il terrigeno mostra picchi in prossimità dell'area sorgenti (M.te Poro e Serre).



Tav. 9. Mappe di distribuzione delle biofacies. A) Alghe rosse; B) Coralli; C) Balanidi; D) Briozoa; E) Echinidi; F) Brachiopodi; F) Foraminiferi bentonici; G) Foraminiferi planctonici.



Tav. 10. Mappe di distribuzione delle biofacies. G) bivalvi; H) serpulidi; I) frazione silicoclastica; L) frazione carbonatica.

8.3 Analisi morfologica degli accumuli a rodoliti nelle “Sabbie gialle ad *Heterostegina*”

Introduzione

Lo studio morfologico degli accumuli a rodoliti, presenti in modo rilevante nell'unità informalmente definita come “Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*”, ha fornito interessanti indicazioni riguardo l'idrodinamica del sistema deposizionale che ha permesso di suddividere l'ambiente di deposizione in differenti settori. L'ampia e frequente distribuzione di questi accumuli su tutta l'area di studio ne ha facilitato la caratterizzazione. L'unità stratigrafica “Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*”, a differenza dell'unità precedenti, è sede della massima produzione di sedimenti carbonatici d'acqua bassa (autoctoni e/o alloctoni) ed esprime la messa in posto di corpi carbonatici a geometria generalmente tabulare. Tali corpi sono caratterizzati da sedimenti biogeni principalmente costituiti da alghe rosse corallinacee e da locali corpi biocostruiti a coralli. L'assenza delle forme algali nell'unità stratigrafica sottostante, caratterizzata da litofacies silicoclastiche e depositata in ambienti di *shoreface* inferiore, è da attribuire all'alto apporto fluviale terrigeno che comportava intorbidimento delle acque. E' noto come le alghe rosse siano particolarmente poco tolleranti alle variazioni degli apporti terrigeni (Halfar *et al.*, 2006). Di contro lo sviluppo di accumuli rodalgali in contesti di rampe carbonatiche mioceniche (Minorca, Pomar 2001), di tipo *distally steepened*, avvenuto nei settori distali (slope di rampa) è stato attribuito ad importanti processi di risedimentazione (causati da fluttuazioni del limite di base d'onda) del materiale carbonatico prodotto nella zona fotica e depositato sotto il limite d'azione di base d'onda di tempesta (rampa distale). Rodoliti di grandi dimensioni sono state segnalate da Barbera & Tavernier (1990) in uno studio paleoecologico di banchi a *Crassostrea ghyrphoides* rinvenuti nell'area di Vibo Valentia. Barbera & Tavernier (1990), oltre a descrivere l'associazione monospecifica a grosse ostree, hanno elencato una serie di fossili appartenenti alle diverse unità stratigrafiche.

I rodoliti di grosse dimensioni (fino a 15 cm in diametro) citati dagli Autori potrebbero derivare sia dall'unità a *Clypeaster* sia da quella ad *Heterostegina* (tutte e due affioranti nel sito di Cessaniti, Vibo Valentia). La presente ricerca non ha mai rinvenuto grossi rodoliti nelle "sabbie grigie a *Clypeaster*". I depositi a *Clypeaster* sono di età Tortoniano superiore, le sabbie ad *Heterostegina* vengono nell'area Mediterranea datate come Messiniane. I rapporti laterali tra le due unità non sono tuttora noti: il fatto di trovarli in successione uno sull'altro, secondo *trend* trasgressivi, fa pensare che lateralmente erano continui (paralici, *shoreface* inf., rampa interna, rampa media e rampa esterna). Mancano, tuttavia, studi finalizzati all'interpretazione paleoecologica delle associazioni a rodoliti.

L'analisi morfologica degli accumuli a rodoliti nelle "Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*" ha come obiettivi: a) caratterizzare dal punto di vista morfologico i rodoliti, b) dedurre i parametri paleoecologici che hanno influenzato la crescita della comunità a corallinacee, c) fornire informazioni paleoambientali.

Inquadramento stratigrafico

Gli accumuli a rodoliti sono localizzati nell'unità informale "Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*" la quale è presente in paraconcordanza al tetto dell'unità informale definita come "Sabbie grigie a *Clypeaster*". L'unità "Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*" è delimitata, al tetto, dall'unità "Marne ad *Orbulina*" che rappresenta verosimilmente la fase di annegamento del corpo carbonatico. L'unità presenta generalmente spessori dell'ordine delle decine di metri (solitamente 30-40 m) ed è ampiamente distribuita su tutta l'area di studio. Gli affioramenti studiati, che rappresentano l'intera unità carbonatica "Sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*", sono caratterizzati da frequenti accumuli rodolitici, largamente distribuiti in tutta l'area di studio, che acquistano potenze maggiori lungo le aree periferiche.

Metodologia d'indagine

Sono state studiate 5 sezioni stratigrafiche (Sezione Caria, CA; Santa Domenica di Ricadi SD, Capo Vaticano CV; Briatico BR; Tropea TR; Fig. 67). Per ciascuna sezione stratigrafica sono stati dettagliatamente campionati e descritti gli accumuli a rodoliti. Per ogni affioramento studiato si sono analizzati: la natura litologia della matrice inglobante i rodoliti, sfericità, dimensioni, la morfologia esterna di crescita ed organizzazione interna. La sfericità è stata determinata mediante l'utilizzo del diagramma triangolare di Sneed & Folk (1958). Secondo questi autori le particelle, definite in base ai tre diametri (massimo, intermedio, minimo), vengono classificate in sferoidali, discoidali ed ellissoidali. Per l'analisi della sfericità ci si è avvalsi di una macro Excel denominata TRI-PLOT (Wiley Interscience; www.interscience.wiley.com). La terminologia da noi utilizzata per la descrizione delle forme di crescita dei rodoliti è quella proposta da Woelkerling *et al.* (1988,1996).

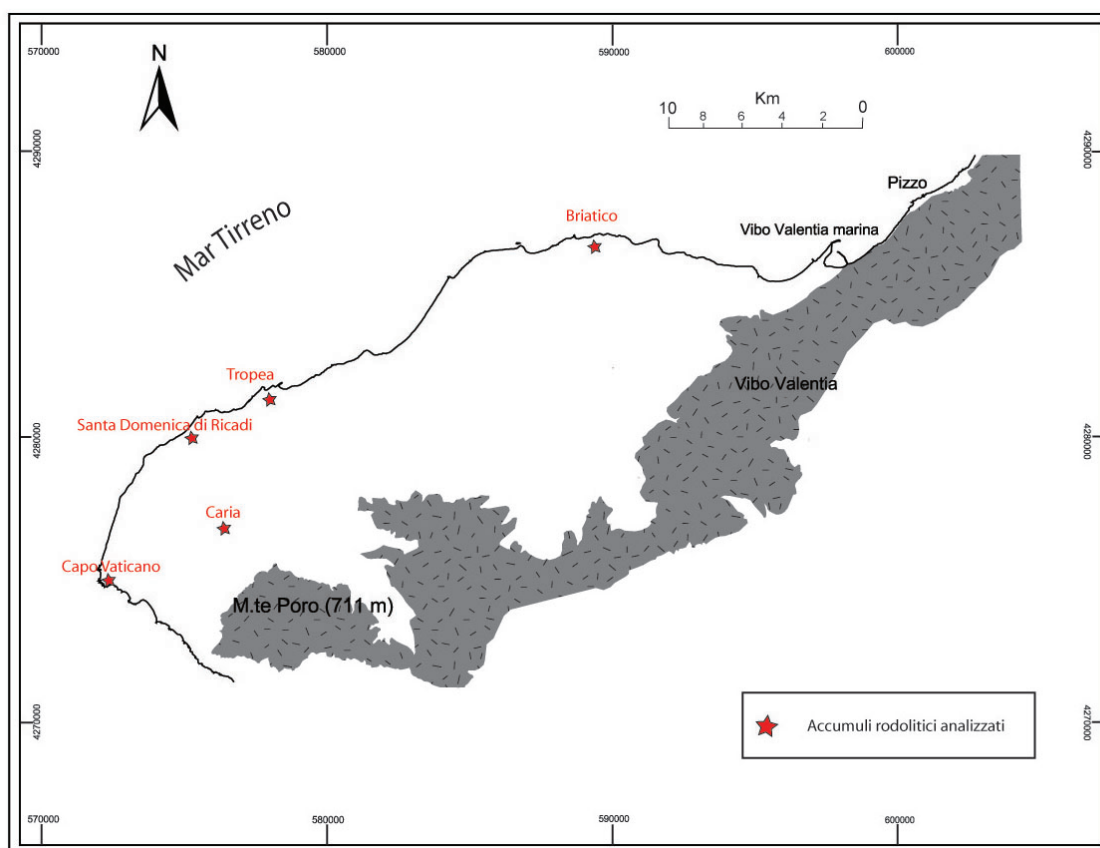


Fig. 67. Ubicazione degli accumuli a rodoliti studiati

Risultati

Sezione stratigrafica Caria

La sezione affiorante in prossimità della località Brattirò raggiunge la potenza di circa 30 m. Essa è suddivisibile in due litofacies. La prima litofacies (potenza 25 m) consiste in arenarie medio – fini con intercalazioni di lenti conglomeratiche. Essa è contraddistinta da *rudstone* a frammenti di alghe rosse ramificate (*maërl*; Peres & Picard, 1964; Tav. 12 a). I frammenti ramificati di alghe rosse appaiono notevolmente abrasati. I rodoliti, di forma sub-sferoidale con lieve tendenza al sub-ellissoidale, sono occasionali e hanno piccole dimensioni (diametro minimo 1 cm, diametro massimo 3cm). L'organizzazione interna dei rodoliti è generalmente di tipo laminare o, sporadicamente, con alto contenuto in vuoti costruzionali. La morfologia esterna è di tipo ramificata (*fruticose*). Il sedimento inglobante è caratterizzato da silt carbonatico fine. L'associazione tassonomica è costituita da: *Lithophyllum* sp., *Lithophyllum pustulatum*, *Spongites* sp. L'associazione fossilifera è rappresentata da ostreidi (spesso organizzate in banchi), echinidi, molluschi e, localmente, da foraminiferi bentonici.

La seconda litofacies (spessore 5 m; Tav. 12b) è rappresentata da calci siltiti – calcilutiti di colore biancastro. Gli accumuli a rodoliti sono organizzati secondo *rudstone* con matrice di *wackestone* bioclastico. I rodoliti raggiungono dimensioni ragguardevoli (7 cm diametro minimo - 10 cm di diametro massimo) e hanno forma principalmente sferoidale – subsferoidale – subellissoidale (Tav.11). L'organizzazione interna è massiccia mentre la morfologia esterna presenta leggere protuberanze di tipo *warty* (< 3mm). La matrice inglobante è decisamente fine (silt, fango carbonatico) mentre il contenuto fossilifero è limitato a alghe rosse e sporadici pettinidi in frammenti.

Sezione stratigrafica Capo Vaticano

La sezione è stata osservata lungo un tratto di strada provinciale in prossimità

della località Fornicoli tra Santa Domenica di Ricadi e Capo Vaticano (Fig.68).

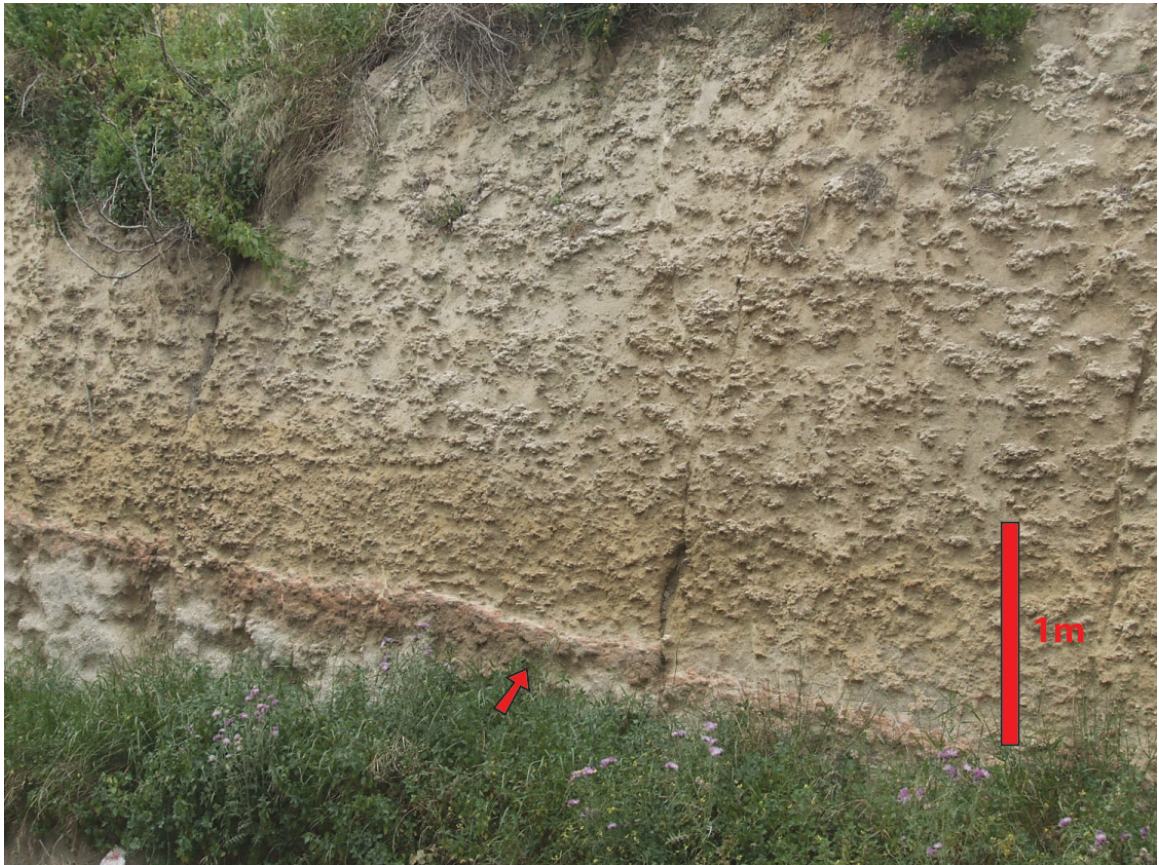


Fig. 68. Contatto stratigrafico tra l'unità "Sabbie grigie a *Clypeaster*" ed il corpo carbonatico a rodoliti (parte dell'unità Sabbie gialle ad *Heterostegina*). Da notare il livello decimetrico arrossato al contatto litologico (freccia).

L'intervallo studiato, potente circa 6 m, è caratterizzato da arenarie medio-grosse di colore crema con sporadici clasti arrotondati centimetrici di basamento. La frazione carbonatica è alta ed è caratterizzata da *rudstone* a rodoliti in matrice di tipo *wackestone* bioclastico. La matrice è costituita da frammenti di alghe ramificate. Questo intervallo poggia sulla precedente unità silicoclastica "Sabbie grigie a *Clypeaster*" attraverso un livello arrossato da ossidazione e ricco in briozoi e macroforaminiferi. I rodoliti algali, con diametro minimo di 6 cm e massimo di 10 cm, hanno forma subsferoidale con tendenza verso il sub-discoidale (Tav. 12c), con accrescimenti di tipo verrucoso/protuberante. L'organizzazione interna evidenzia diversi vuoti costruzionali. Il contenuto fossilifero è caratterizzato da briozoi ramificati e pettinidi di piccola taglia.

Sezione stratigrafica Briatico

La sezione stratigrafica, potente circa 7 m, è stata studiata lungo costa, in prossimità della località denominata “La Rocchetta” (Fig.69). Le litofacies che caratterizzano questa sezione mostrano notevoli variazioni laterali.

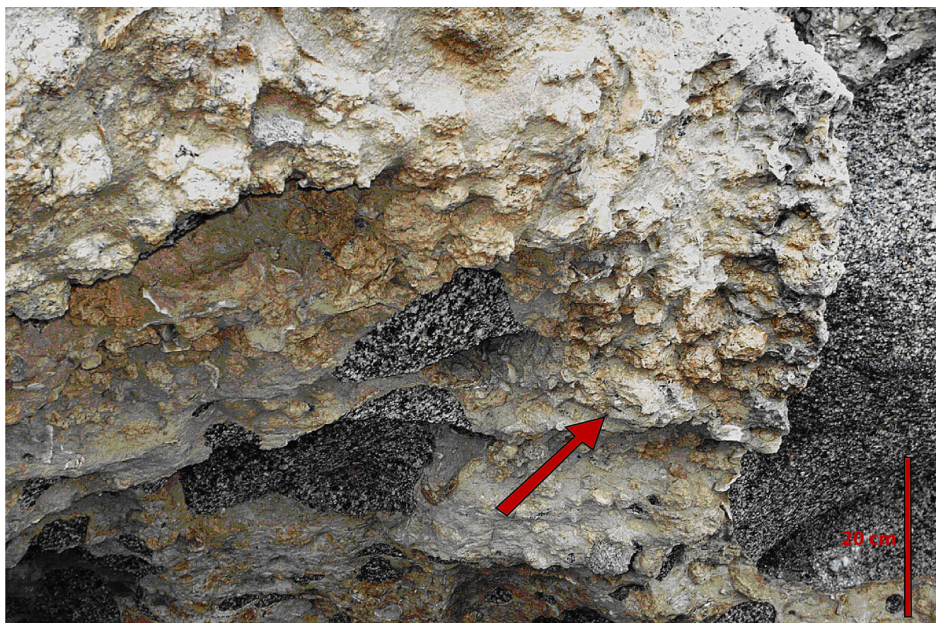


Fig. 69. Conglomerato costituito da blocchi granitici rielaborati (fino a 1m) e matrice a rodoliti (freccia rossa).

Il basamento cristallino che presenta forti irregolarità topografiche viene ricoperto da arenarie medio-grossolane a forte componente biodetritica. Tra queste ed il basamento sono presenti occasionali lingue conglomeratiche con clasti arrotondati derivati dal disfacimento del basamento cristallino la cui matrice è costituita principalmente da componente bioclastica (rodoliti, frammenti di molluschi, briozoi). L'intervallo a rodoliti analizzato è caratterizzato da *rudstone* in matrice di *wackestone-mudstone* bioclastico (potenza 1.5 m). Questo livello a rodoliti si posiziona a diretto contatto con il basamento cristallino (Fig. 69) ed è eteropico ad un conglomerato basale. I rodoliti mostrano dimensioni ragguardevoli (4 cm diametro minimo e 9 cm diametro massimo) . I rodoliti sono associati a echinidi (*Clypeaster*), brachiopodi (*Terebratula*) ed ostreidi. La forma delle rodoliti è subsferoidale.

L'organizzazione interna è tipo laminare concentrica (Tav. 12d), mentre la morfologia di crescita sulla superficie esterna è caratterizzata da protuberanze di tipo verrucoso abbastanza contenute. Il nucleo è frequentemente contraddistinto da ciottoli di basamento cristallino.

Sezione stratigrafica Santa Domenica di Ricadi

La sezione stratigrafica, di potenza massima 42 m, è stata osservata lungo la strada d'accesso alla località denominata Baia di Riace.



Fig. 70. Intervallo carbonatico a rodoliti lungo la strada d'accesso a Baia di Riace (Santa Domenica di Ricadi).

L'accumulo a rodoliti studiato (Fig. 70) è rappresentato da depositi carbonatici di colore crema poco potenti (circa 3 m) caratterizzati da rudstone rodolitici e debole frazione in silicoclastica caratterizzata da sabbie medio fini. Il contenuto fossilifero è rappresentato da echinidi (frequentemente *Echinolampas* e *Clypeaster*), blocchi di coralli e sporadici livelli stromatolitici.

La matrice è schiettamente carbonatica anche se l'apporto silicoclastico permane alto. I rodoliti, con dimensioni medie di 4-7 cm di diametro, appaiono di forma sferoidale/subsferoidale con lieve tendenza verso il subdiscoidale (Fig.72, Tav. 12 e,f,g), con dimensioni minime di 4 cm e massime di 8 cm. Presentano un'organizzazione interna concentrica laminare ed alto contenuto in vuoti costruzionali, con accrescimento generalmente di tipo *lumpy* anche se le morfologie di tipo *warty* sono ugualmente presenti.

Sezione stratigrafica Tropea

La sezione stratigrafica Troppa, potente circa 30 m, è stata osservata alla base dell'omonimo abitato lungo la strada di accesso al porto (Fig. 71).



Fig. 71. Panoramica dell'affioramento carbonatico a Tropea.

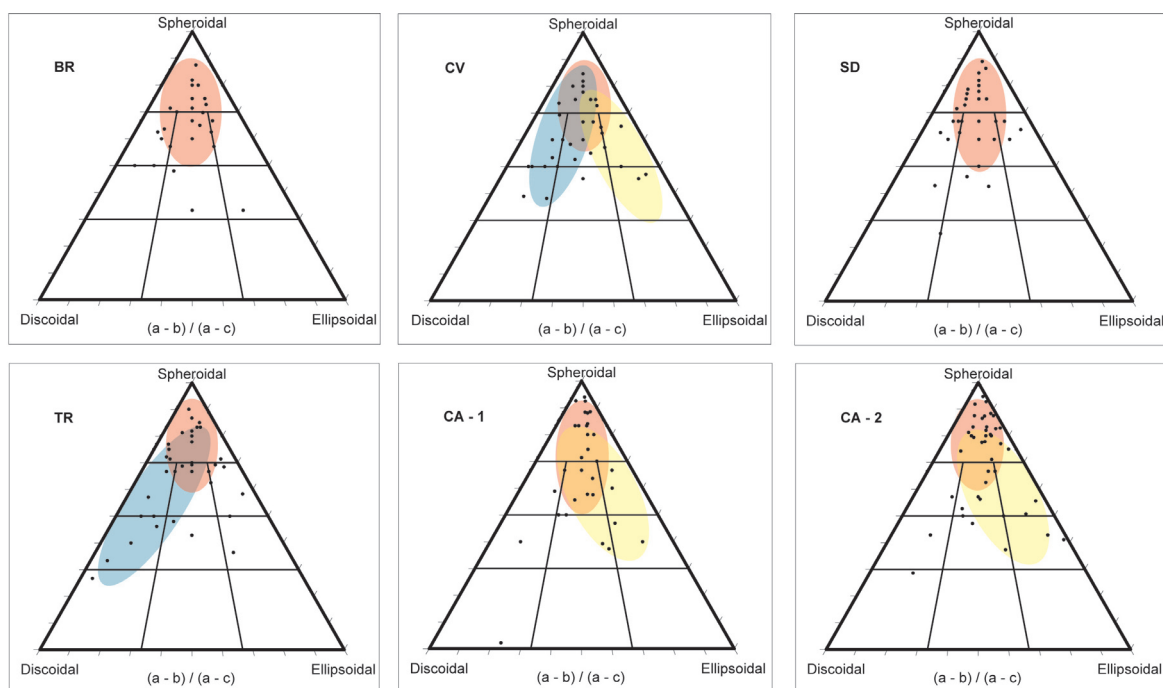
Le litofacies dominanti sono caratterizzate da carbonati di colore crema con debole contenuto in silicoclastico. L'intervallo studiato è caratterizzato da *rudstone* a rodoliti (potente circa 20 m) rappresentati da forme sferoidali/subsferoidali con tendenza verso il subdiscoidale (Tav. 12h) con organizzazione interna laminare massiccia e forma di crescita caratterizzata da piccole protuberanze. Il diametro inferiore dei rodoliti è di circa 8 mentre quello massimo di 10 cm. Questi accumuli a rodoliti presentano clinostratificazioni inclinate di circa 21° verso est. Gli accumuli a rodoliti poggiano su facies di tipo *rudstone* a frammenti di alghe rosse (potente 10 m) alternate ad arenarie medio-fini ad alta frazione pelitica, caratterizzate da *cross stratification* a scala dell'affioramento e da strutture sedimentarie di tipo *hummochy*. Frequenti sono i banchi submetrici ad ostreidi.

Interpretazione dei dati morfometrici

E' noto come i parametri morfologici dei rodoliti ravvisabili nella loro forma (lunghezza relativa di ogni asse), nell'arrotondamento (morbidezza o spigolosità dei bordi) e nella tessitura (rugosità superficiale) sia indicativa del trasporto subito e del tipo di ambiente deposizionale (Sneed & Folk 1958; Bosence, 1983b; Prager & Ginsburg 1989; Benn & Ballantyne, 1993,1984; Steller & Foster 1995; Gischler & Pisera 1999). Questa metodologia è stata utilizzata da Bassi *et al.* (2006) che ha studiato l'evoluzione morfologica dei rodoliti in un sistema deposizionale misto silicoclastico-carbonatico del Miocene Inferiore sardo con associazioni faunistiche di tipo *rhodalgae-bryomol.*

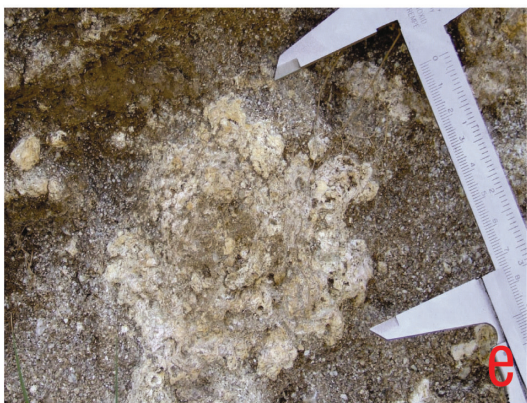
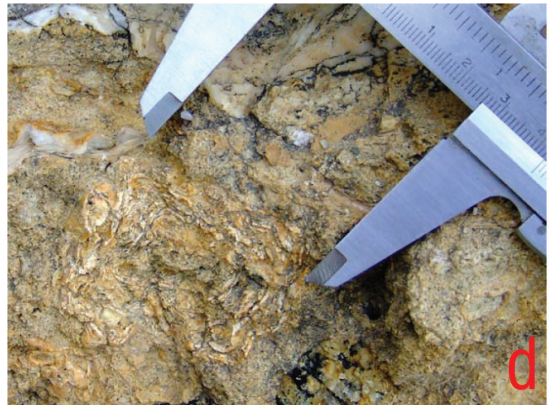
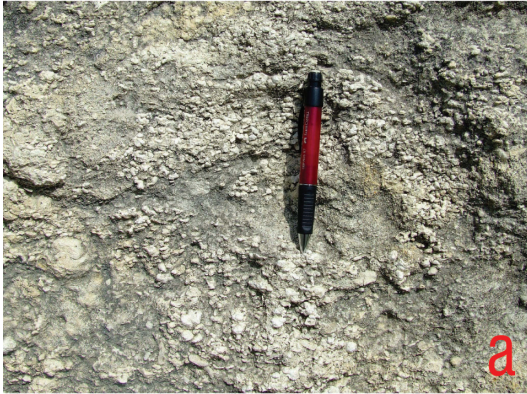
Il confronto fra la distribuzione delle sfericità dei rodoliti studiati in ciascuna sezione stratigrafica evidenzia la comune presenza in tutti gli accumuli di rodoliti sferoidali e subsferoidali (Tav.11). Nelle sezioni TR e CV sono presenti anche rodoliti con tendenza subdiscoidale. Nelle sezioni CV e CA sono presenti anche rodoliti con tendenza subellissoidale.

L'accumulo a rodoliti della sezione CV è quindi caratterizzato da un'ampia diversità morfologica, nonostante la dominanza di forme subsferoidali. In maniera meno accentuata, anche l'accumulo a rodoliti della sezione CA presenta un'elevata diversità morfologica. Le rodoliti sferoidali osservate nelle aree marginali dell'area di studio (sezione Briatico) sono caratteristiche delle facies di tipo "detritico costiero" (*sensu* Peres & Picard, 1964). Le rodoliti sono spesso associate a livelli a brachiopodi; esse vengono arrotondate dagli alti regimi di turbolenza nella parte profonda della zona fotica e costituiscono la parte più distale del sistema (settore distale del margine di rampa). Il livello a rodoliti osservato a Briatico è a diretto contatto con il basamento cristallino e mostra eteropie di facies con un conglomerato a clasti granitici rielaborati, derivati dal disfacciamento del substrato; esso e marca, in questo caso, le prime evidenze di trasgressione. Inoltre, la forma decisamente arrotondata, l'organizzazione interna di tipo laminare con pochi vuoti, l'associazione con faune di ambienti profondi (brachiopodi) conferisce a questi depositi un carattere alloctono dovuto rimaneggiamento in aree distali.



Tav. 11. Confronto fra la sfericità dei rodoliti presenti nei vari accumuli studiati. BR: sezione Briatico; CV: sezione Capo Vaticano; SD: sezione Santa Domenica di Ricadi; TR: sezione Tropea; CA1 e CA2: Sezione Caria.

Le forme subsferoidali-discoidali osservate (intervallo superiore della sezione stratigrafica Tropea e Caria, sezione stratigrafica Santa Domenica di Ricadi) sono tipiche del margine della rampa e della parte distale di produzione carbonatica; i rodoliti sono organizzate, nel caso di Tropea, lungo clinoforni con inclinazione verso mare, geometrie tipiche dello *slope* di una rampa carbonatica. Le suddette forme sono inoltre caratteristiche di regimi idrodinamici ad alta energia evidenziati dall'organizzazione interna dei rodoliti (tendenza alla riduzione di vuoti interni ed all'aspetto laminato). Le suddette facies rientrano nella biocenosi di tipo "detritico costiero" e, in particolar modo, coincidono con le facies a *prâlines* (*sensu* Peres & Picard, 1964) o "*Rhodolith pavement*" (alternanza di rodoliti e *wackestone* disposti su strati planari o *cross bedding*, vedi Bonsense & Pedley, 1982). Le facies rodolitiche di S.Domenica di Ricadi caratterizzate da morfologie di crescita con protuberanze e verruche marcate rispetto quelle di Tropea indicano ambienti più protetti e prossimali. Le rodoliti subbellissoidali e le facies di tipo *bindstone* algale osservate per la sezione Capo Vaticano sono tipiche dei settori periferici alla zona di produzione carbonatica autoctona (*carbonate factory*) caratterizzata dalle facies di tipo *maërl*.



Tav. 12. Facies e morfologie rodolitiche: **a)** facies di tipo *maërl* caratterizzate da frammenti di alghe rosse (Sezione Caria, intervallo inferiore); **b)** facies di tipo *rhodolith pavement* caratterizzate da *rudstone* a grosse rodoliti sferoidali (Sezione Caria, intervallo superiore); **c)** facies algale di tipo *bindstone* caratterizzata da rodoliti coalescenti di tipo ellissoidale (Sezione Capo Vaticano); **d)** rodoliti ad organizzazione interna di tipo laminare (Sezione Briatico); **e),f),g)** rodoliti sferoidali - discoidali con forma morfometria esterna di tipo digitato con verruche e protuberanze ed alto contenuto in vuoti interni (Serie S.ta Domenica di Ricadi); **h)** rodoliti sferiche di grosse dimensioni ed organizzazione interna laminare con pochi vuoti interni tipiche dello slope di rampa (Sezione Tropea).

Queste facies (*maërl*) sono spesso associate ai bioaccumuli ad *Heterostegina* che si registrano spesso in ambienti di rampa media. Questa facies rodolitica (*bindstone* algale, Fig.38, Tav. 12c) è nota in letteratura come “*crustose coralline pavement*” ed è stata descritta da Bassi (1995,1998,2005) per depositi dell’Eocene sup. dell’area circum-alpina. Il substrato fine, l’organizzazione interna delle rodoliti con vuoti persistenti che contraddistinguono le facies della sezione Capo Vaticano, la frequente associazione con superfici marine cementate, ricche in minerali ferromagnesiaci ed arrossate per ossidazione (superfici di *hardground*), depone verso ambienti con regimi idrodinamici relativamente più tranquilli ubicati nel circolittorale profondo ed attribuibili alla biocenosi “*detritique du large*” (*sensu* Peres & Picard, 1964, Fig.73) L’elemento fissatore di sedimento è caratterizzato da alghe corallinacee. Le facies a frammenti di alghe ramificate (facies di tipo *maërl*, *sensu* Pérès & Picard, 1964) rinvenute nell’intervallo inferiore della sezione Caria e Tropea indicano condizioni idrodinamiche elevate e caratterizzano, per il principio di attualismo considerando gli ambienti attuali del Mediterraneo, i fondali della zona infralitorale profonda (Fig.73) che vengono periodicamente influenzati dal limite di base d’onda. L’evoluzione da forme subellissoidali, tipiche dei settori sudorientali dell’area di studio (Fig. 72), a quelle subdiscoidali-sferoidali, che caratterizzano i settori nordorientali, marca l’incremento nella turbolenza delle correnti e la diminuzione della stabilità del substrato. Le forme subdiscoidali indicherebbero ambienti a minore frequenza di rotolamento. In conclusione con questa metodologia è stato possibile riconoscere i subambienti con produzione carbonatica *in situ* da quelli caratterizzati da carbonati trasportati ed accumulati. Le aree marginali sono caratterizzate da facies di tipo *maërl* e da rodoliti ellissoidali o subdiscoidali associate ad corallinacee spesso coalescenti, a costituire vere e proprie trappole sedimentarie (*bindstone*) e solo episodicamente interessate da fenomeni di rimaneggiamento.

Le aree di margine prossimale sono caratterizzate da forme subsferiche – subdiscoidali con organizzazione interna contraddistinta da pochi vuoti, quelle di margine distale sono fortemente arrotondate ed hanno organizzazione interna di tipo laminare massiva (Fig. 72).

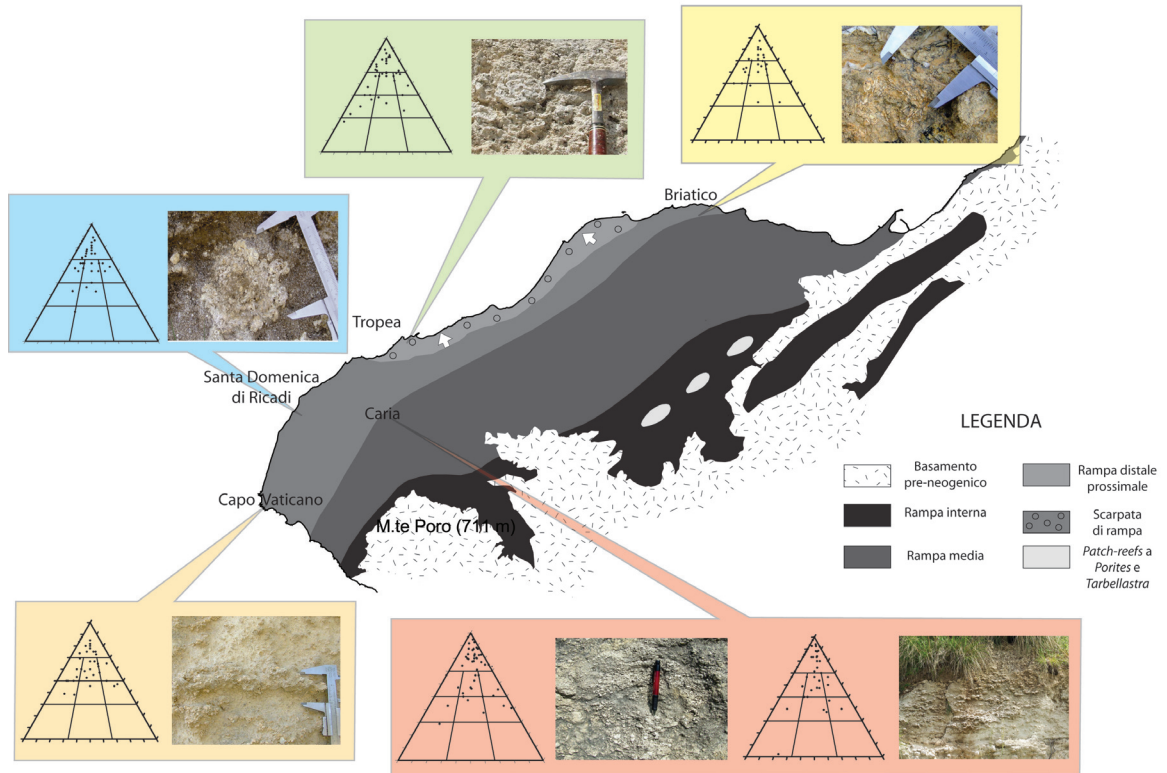


Fig. 72. Distribuzione ed evoluzione delle forme rodolitiche nell'area di studio.

Sezione strat.	Litol.	Sfericità	Organiz. Int.	Morf. Est.	Comp. biogene
BR	Conglomerato a clasti di basamento rielaborati	Sub-sferoidali	Laminare concentrica	Verruche poche accentuate	Brachiopodi, grosse ostreidi, echinidi
TR	Calcareniti di colore crema povere in silicoclastico.	Sferoidali – sub sferoidali Subdiscoidali	Laminare massiccia	Piccole protuberanze	Ostreidi in banchi submetrici
SD	Calcareniti di colore giallo crema povere in silicoclastico	Subsferoidale Subdiscoidale	Laminare concentrica con alto contenuto in vuoti costruzionali	Accrescimento con protuberanze marcate	Blocchi di coralli, echinidi, clasti rimaneggiati di stromatoliti.
CV	Calcareniti medio grossolane con sporadici clasti di basamento	Subsferoidale Subdiscoidale	Laminare con alto contenuto in vuoti costruzionali	Accrescimenti verrucoso/protuberante	Briozoa ramificati e piccoli pettinidi
CA 1	Arenarie medio fini gialle con intercalazioni conglomeratiche	Subsferoidali Subellissoidali	Laminare con alto contenuto in vuoti costruzionali	Accrescimenti con ramificazioni (<i>fruticose</i>)	Ostreidi, echinidi, molluschi e foraminiferi bentonici
CA 2	Calclutite – Calcsiltite di colore biancastro	Sferoidale – Subsferoidale Subellissoidale	Laminare massiccia	Accrescimenti con protuberanze poco marcate	Alghe rosse e pettinidi in frammenti

Tab.4. Principali caratteristiche litologiche, parametri morfologici e componenti biogeniche degli accumuli a rodoliti studiati.

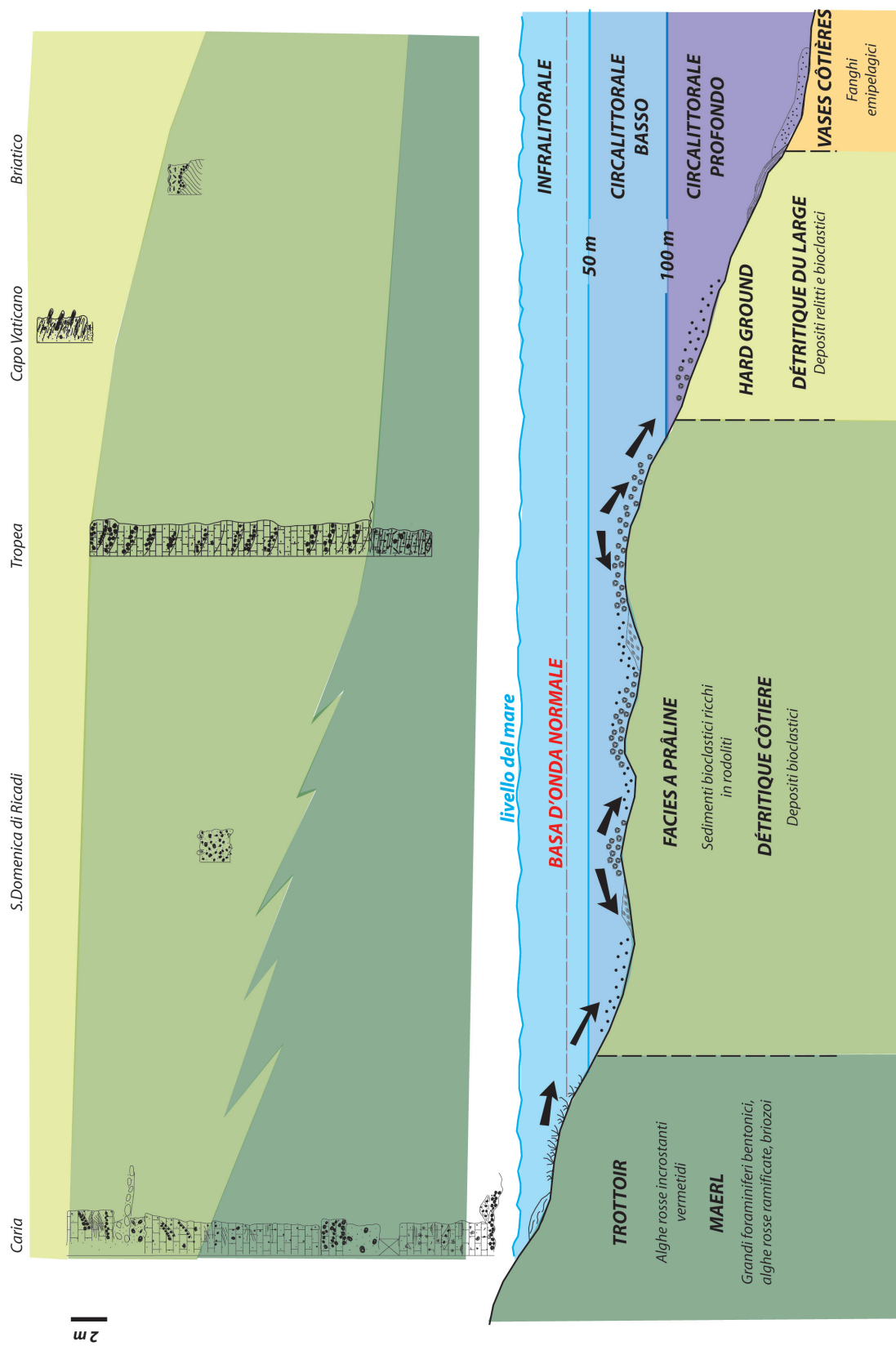


Fig. 73. Correlazione stratigrafica proposta per le sezioni studiate. Tale ricostruzione dell'ambiente di deposizione prende in considerazione la terminologia della bionomia bentonica proposta da Pérès & Picard (1964).

9. ANALISI TASSONOMICA E PALEOECOLOGIA DELLE ASSOCIAZIONI BENTONICHE

9.1 Foraminiferi bentonici

Lo studio tassonomico e la conseguente determinazione generica dei foraminiferi bentonici, rinvenuti nei depositi carbonatici di M.te Poro, è stato effettuato attraverso osservazioni su sezioni sottili.

Di seguito vengono forniti i risultati delle analisi.

Ordine Foraminifera (Eichwall, 1830)

Subordine Textulariina (Delage & Herouard, 1896)

Famiglia Textulariidae (Ehremberg, 1839)

Genere *Textularia* DeFrance, 1824 (Tav.14b)

vedi per sinonimi Loeblich & Tappan (1988)

Descrizione: Guscio biseriale, parete agglutinata attraversata da canalicoli che possono essere aperti con perforazioni o chiuse esternamente da un sottile strato agglutinato; più frequentemente sono chiuse dalla parete organica del guscio. Apertura ad arco basso o con fessura alla base della faccia d'apertura.

Subordine Milioliina (Delage & Herouard, 1896)

Famiglia Hauerinidae (Schwager, 1876)

Genere *Quinqueloculina* D'Orbigny, 1826 (Tav.14e)

vedi per sinonimi Loeblich & Tappan (1988)

Descrizione: Guscio porcellanaceo, ovato nel contorno, camere iniziali quinqueloculine.

Apertura ovata, parallela alla superficie, dotato di un dente bifido (Loeblich & Tappan, 1988).

Genere *Triloculina* D'Orbigny, 1826

vedi per sinonimi Loeblich & Tappan (1988)

Descrizione: Guscio porcellanaceo, ovato nel contorno, equilateralmente triangolare o subtriangolare. Apertura arrotondata, nella parte finale dell'ultima camera, con un corto dente bifido (Loeblich & Tappan, 1988)

Famiglia Alveolinidae (Ehremberg, 1839)

Genere *Borelis* De Montfort, 1808 (Tav.14g)

vedi per sinonimi Loeblich & Tappan (1988)

Descrizione: Guscio porcellanaceo, planispirale involuto, da sferico a fusiforme. Camera principale suddivisa in numerose camerette da setti perpendicolari alla parete. Apertura in una singola cella.

Subordine Lagenina (Delage and Hérouard, 1896)

Famiglia Vaginulinidae (Reuss, 1860)

Il subordine Lagenina è rappresentato da rari individui di *Lenticulina* sp. Lamarck, 1804 (Tav.13b) rinvenute nel campione CA10.

Subordine Rotaliina (Delage & Hérouard, 1896)

Famiglia Cibicididae (Cushman, 1927)

Genere *Cibicides* De Montfort, 1808

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio lamellare, spesso attaccato sul lato spirale, da piano convesso a concavo-convesso, evoluto. Suture spesse ed occasionalmente elevate. Guscio fortemente perforato sul lato spirale. Parete calcarea, otticamente radiale, pori frequentemente riempiti nelle prime camere dall'ispessimento lamellare della parete. Apertura interiomarginale (Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Victoriellidae (Chapman & Crespin, 1930)

Genere *Victoriella* Chapman & Crespin, 1930

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio lamellare, conico, che diventa temporaneamente o permanentemente attaccato dall'apice, con brusca inversione nella direzione di avvolgimento, e fortemente spiralato attorno ad un asse cavo nello stadio adulto, camere gonfie, tre o quattro per giro. Pareti spesse e fortemente perforate, eccetto per la regione attorno l'apertura che risulta imperforata. Apertura ombelicale bordata da uno spesso labbro (Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Acervulinidae (Schultze, 1854)

I foraminiferi acervulinidi sono rappresentati da *Sphaerogypsina* Galloway che si manifesta con pochi numeri d'individui spesso nella serie VV (Tav.13c).

Famiglia Homotremidae (Cushman, 1927)

Genere *Homotrema* Hickson, 1911

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio lamellare, incrostante, con parete di spessore considerevole (sopra gli 8 mm) con arborescenze o proiezioni a forma coniche, a domo o circolare. Camere arrangiate in numerosi livelli incompletamente suddivisi da una rete poligonale di travi. Le pareti possono essere parzialmente aggregate quanto vengono aggiunte camere. Le aree perforate sono aggregate quando coperte da nuove camere (Hottinger *et al.*, 1993; Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Ampisteginidae (Cushman, 1927)

Genere *Ampistegina* d'Orbigny, 1826 (Tav.13f, 14h)

Ampistegina lessonii d'Orbigny, 1826

vedi Hottinger *et al.* (1993) per sinonimi

Descrizione: Guscio lenticolare, lamellare, perforato, spesso. Contorno liscio della superficie periferica, margine periferico angolato. Camere involute, arrangiate in trocospire basse e staccate. Il lato ventrale del guscio può essere leggermente più convesso di quello dorsale. Le suture delle camere dorsali terminano improvvisamente tendendo verso dietro in un lungo arco falciforme. Le suture delle camere ventrali terminano spesso con depressioni nelle ultime e penultime camere, distintamente sinusoidali, tendendo inversamente alle camere periferiche. L'umbone ventrale è più largo di quello dorsale. Aperture strettamente interiomarginale. In aggiunta l'apertura le pareti ombelico-laterali delle prime 2-3 camere dell'ultimo giro sono coperte da camere pustolate. Lo spazio della camera è separato, attraverso una placca ombelicale di transizione, da una piccola camera a forma di stella. Tutte le cavità e le principali camere vuote sono coperte da strutture a forma di uovo dove alloggiano simbionti (Hottinger *et al.*, 1993).

Ampistegina lobifera Larsen

vedi Hottinger *et al.* (1993) per sinonimi

Descrizione: Guscio involuto, debolmente troco spirale, da lenticolare a globulare, spesso, lamellare e fortemente perforato. Il contorno periferico appiattisce il margine periferico tondo. Le suture delle camere dorsali terminano bruscamente tendendo inversamente in un arco falciforme intero. Suture radiali - sigmoidali delle camere ventrali, fortemente lobati. Suture emisettali radiali, frequentemente ondulate, suddividono longitudinalmente la parete laterale delle camere alari per un terzo o metà della loro estensione laterale. L'apertura nella posizione ventrale interiomarginale, forma un basso ma comparativamente lungo labbro. Le aperture supplementari areali sono irregolarmente separate all'interno di pustule e ricoprono la faccia di apertura. Il volume delle camere è dorsalmente ristretto da profonde selle appartenenti alla parete posteriore lobata. Le pareti laterali o interne delle cavità camerale sono ricoperte da strutture profonde a forma di uovo e regolarmente distribuite (Hottinger *et al.*, 1993).

Famiglia Ammoniidae (Saidova, 1981)

Genere *Ammonia* Brünnich, 1772

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio lamellare, moderatamente perforato, biconvesso con avvolgimento trocospirale basso. Alcune superfici possono essere ornamentale da pilastri, bobine da tre o quattro giri di camere, ventralmente involute e possono avere una grossa spina circondata da una fessura ombelicale. Ultimo giro con ombelico fortemente inciso, spazi intrasettali e radiali, le prime camere chiuse verso l'ombelico (Hottinger *et al.*, 1993; Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Elphidiidae Galloway, 1933

Genere *Elphidium* De Montfort, 1808 (Tav 13a)

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio laminare, parzialmente evoluto o involuto, lenticolare, biumbonato; esso può avere una spina ombelicale su ogni lato e le suture profondamente incise da spazi interoculari che comunicano con un sistema di canali ombelicali. Occasionalmente presenta canali ombelicali verticali conducenti dal canale spirale alla superficie (Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Numulitidae de Blainville, 1827

Genere *Heterostegina* d'Orbigny, 1826 (Tav.13g)

vedi Loeblich & Tappan (1988) per sinonimi

Descrizione: Guscio lamellare, planispirale da involuto a evoluto, proloculo megalo-sferico con ispessimento centrale, seguito da più di 16 setti operculinoidi aperti, dunque con camerette formati da setti secondari completi (Loeblich & Tappan, 1988).

Famiglia Eponididae Hofker 1951

Subfamiglia Eponidinae Hofker 1951

Genere *Eponides* de Montfort 1808 (Tav.14c)

Descrizione: Guscio libero, troco spirale, evoluto sul lato spirale, involuto su quello ombelicale; leggermente allungato, lobulato nel contorno, lunghezza approssimativamente da uno a un quinto della larghezza massima, massima larghezza nel centro del guscio, biconvesso in sezione incrociata; arrotondata perifericamente, sette camere nella spira finale, incrementanti gradualmente nelle dimensioni; sutura stretta, radiale sul lato ombelicale; parete calcarea, ialina, liscia, fortemente perforata; apertura extra-ombelicale, bordata da un orlo fragile.

Superfamiglia Fursenkoinacea Loeblich & Tappan, 1961

Famiglia Fursenkoinidae Loeblich & Tappan, 1961

Genere *Fursenkoina* Loeblich & Tappan, 1961 (Tav. 13h)

Descrizione: Guscio libero, biseriale ritorto; allungato, contorno stretto, lunghezza approssimativamente quattro volte e mezzo la larghezza, massima larghezza a fine apertura, allungata in sezione incrociata, sei paia di camere che incrementano rapidamente di dimensioni; suture sottili, depresse, fortemente oblique, leggermente curvate; parete calcarea, ialina, liscia, finemente perforata; fessura sottilmente allungata nella camera finale.

Subordine Rotaliina Delage & Hèrouard 1896

Superfamiglia Acervulinacea Schultze 1854

Famiglia Acervulinidae Schultze 1854

Genere *Gypsina* Carter 1877 (Tav. 14f)

Descrizione: Guscio largo, attaccato, formato da pochi incrostanti ed strati di camere strettamente chiuse, poligonale nel contorno, alcune volte gonfio, con superficie esterna convessa, camere di livelli successivi alternanti nelle posizioni. Gruppi o raggruppamenti di camere possono formare protuberanze leggermente elevate rispetto la superficie complessiva: pareti calcaree di calcite fibrosa, senza perforazione tranne che il largo poro di apertura. L'apertura consiste di pori larghi sulla superficie esterna delle camere.

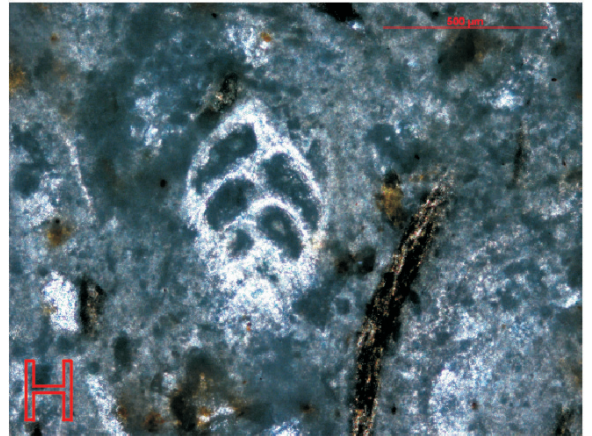
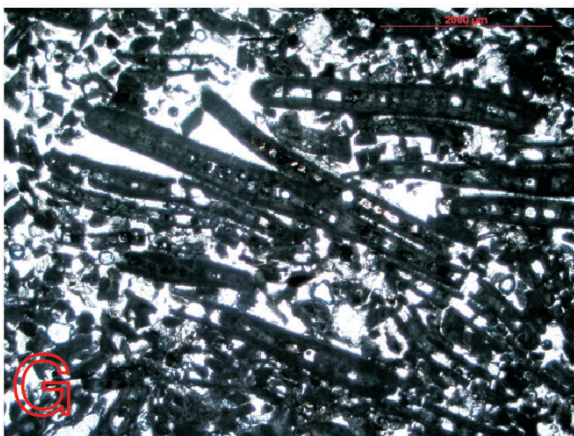
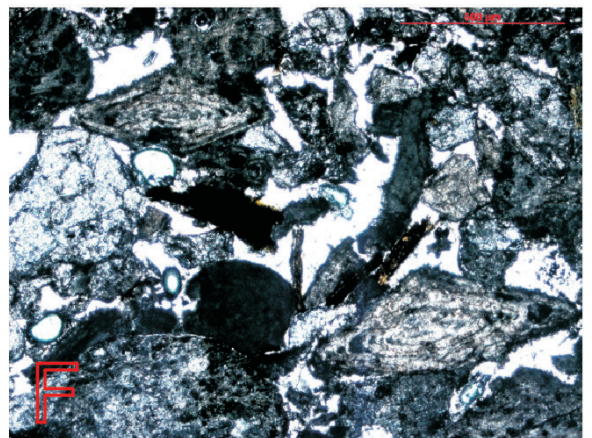
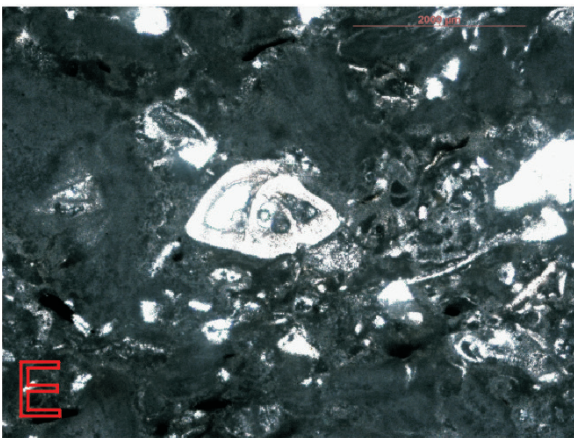
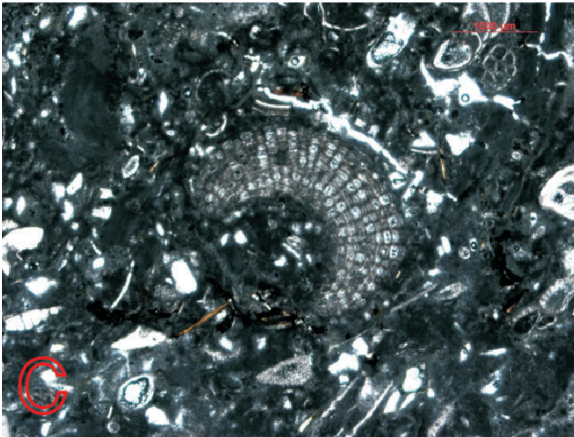
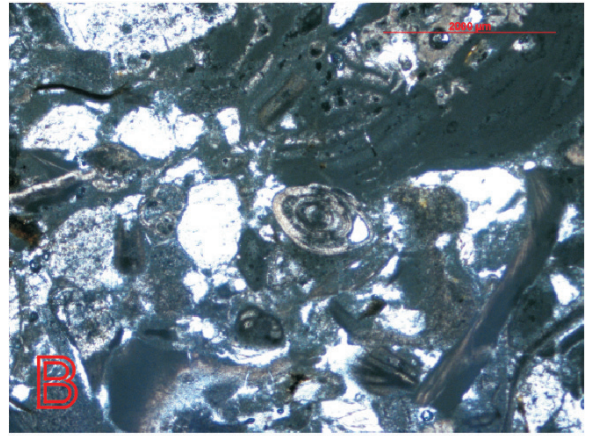
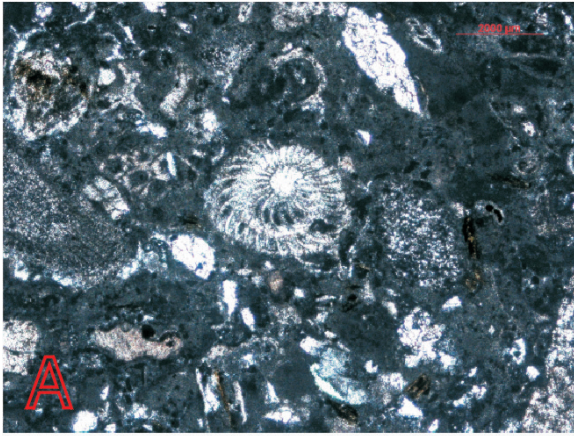
Implicazioni paleoambientali

I foraminiferi bentonici sono riconosciuti come importanti indicatori paleoambientali (Chaproniere, 1975; Hallock & Glend, 1986, Betzler *et al.*, 1997). I diversi foraminiferi rinvenuti nell'unità "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*" rientrano nel gruppo definito come "*larged benthic foraminifera*". Una proprietà significativa di questo gruppo di foraminiferi è la loro attività simbiotica con le alghe rosse che si traduce nella formazione dei gusci calcitici.

In aggiunta, questi foraminiferi si adattano alle preferenze ambientali dei loro simbionti in termini di luce e temperatura (Lee & Anderson, 1991). La risposta a questi parametri è spesso modificata da altri fattori quali, substrato e energia idrodinamica. Tutti i taxa riscontrati nell'unità "Sabbie Gialle ad *Heterostegina*" sono abbastanza comuni negli ambienti attuali per cui sono abbastanza conosciuti i loro parametri ecologici (Hansen & Buchardt, 1977, Hottinger, 1977; Reiss & Hottinger, 1984; Hohenegger, 1995; Haunould *et al.* 1997; Hollaus & Hottinger, 1997; Langer & Hottinger, 2000).

La distribuzione del genere *Amphistegina* come risposta alle variazioni di temperatura e batimetria è ben documentata nell'attuale Mar Mediterraneo e nel Mar Rosso. Nel golfo di Aqaba, *A. lobifera* è ristretta a profondità di circa 40 m mentre *A. lessonii* si manifesta a profondità inferiori di 80 m ma viene rimpiazzata da altre specie (Hottinger, 1977). Nella baia di Safaga del mar Rosso la distribuzione dei foraminiferi bentonici è simile alla precedente ma *A. lobifera* si registra a 56 m di profondità (Haunould *et al.*, 1998). Il range batimetrico di *A. lessonii* è considerato basso (sotto non più di 50 m) in altre aree (Giappone, Hohenegger 1994, 1995). Da studi relativi ai depositi orientali di Creta, la specie *A. lessonii* è stato ritrovato essere limitato nella zona del termoclino tra 60 e 70 m di profondità e l'associazione comporta l'abbassamento della temperatura annuale minima a 16°C (Hollaus & Hottinger, 1997). *A. lessonii* è anche un importante costituente dell'associazione *Heterostegina depressa/A. lessonii/A. bicirculata* rinvenuta su superfici rocciose con sabbie sottili a veneroidi e facies a macroidi nella Baia di Safaga (Haunould *et al.*, 1997). Le variazioni delle associazioni

ad *Amphistegina* comparate alla associazioni viventi di *A. lessonii* e *A. lobifera* trasportate verso mare, specialmente in alti livelli di energia, appare essere un ulteriore ragione per l'assenza di consistenti pattern. D'altro canto, l'importante rimaneggiamento e trasporto verso mare dei gusci di foraminiferi bentonici è osservato nei depositi attuali del Mar Rosso (Hansen & Burchard, 1977) o in ambienti di rampa Oligo-Miocene (Peddley, 1998). La grande abbondanza di *Heterostegina* è concentrata tra i 50 e i 70 m nel Mar Rosso (Hansen & Buchardt, 1977; Haunould *et al.*, 1998). Questo genere è anche frequente nelle facies rodolitiche e nelle facies a coralli rinvenute nelle diverse località dell'area esaminata. Queste facies rappresentano ambienti di rampa interna o media che sono frequentemente rimaneggiate dal limite d'azione delle onde di tempesta. La comparsa di foraminiferi planctonici e l'incremento nel contenuto in fango indica deposizione in contesti relativamente profondi e approfondimento delle facies. In ambienti attuali, tropicali e subtropicali, si rinvencono due specie *H. depressa* e *H. operculinoides*. *H. depressa* è ristretta in ambienti attuali a batimetrie relativamente poco profonde 20 – 70 m. *Quinqueloculina* sp. e *Triloculina* sp. spesso associate a *Borelis* sp., sono comuni in sedimenti sabbiosi; tale osservazione fatta sulla specie *Quinqueloculina* sp. nel Golfo di Safaga sembra mostrare come questa predilegga fondali sabbiosi. Essa può, inoltre, popolare tappeti di sea grass o manifestarsi in banchi sabbiosi tra i coral carpets dove sono associate a *Borelis* sp.



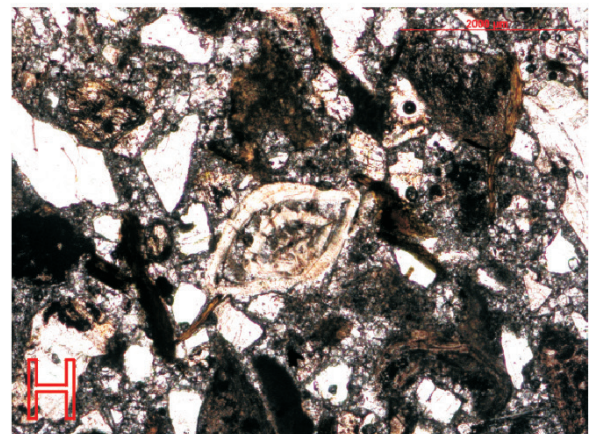
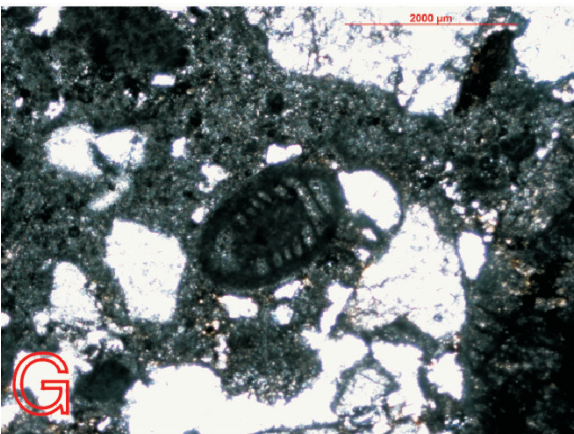
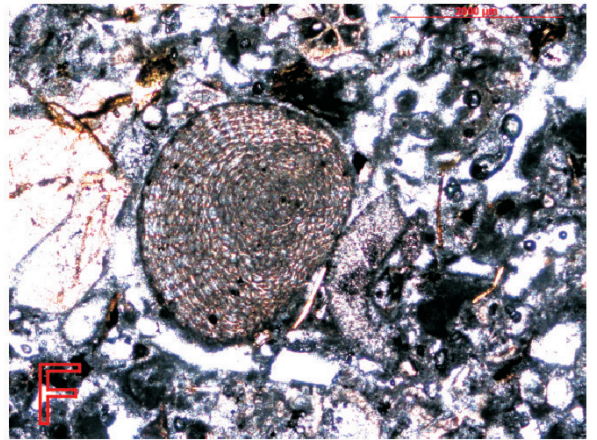
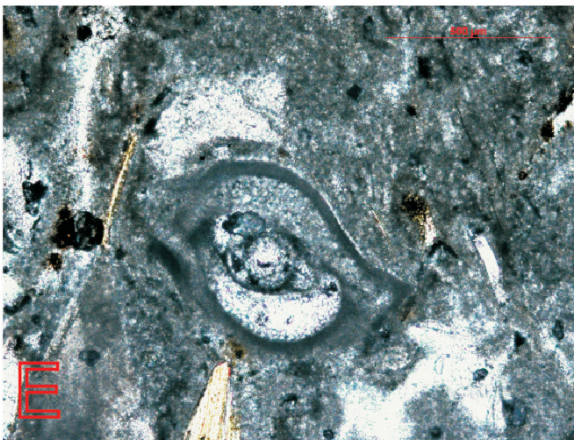
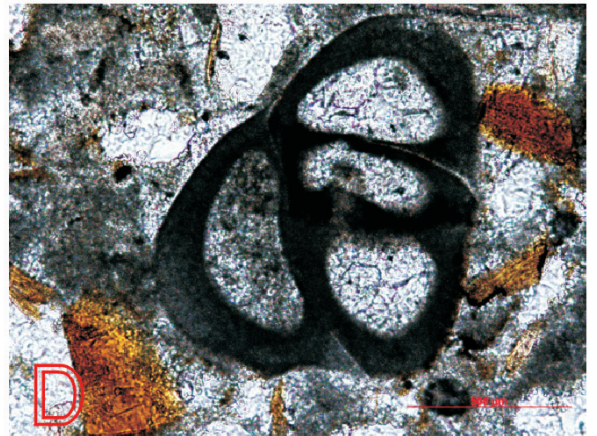
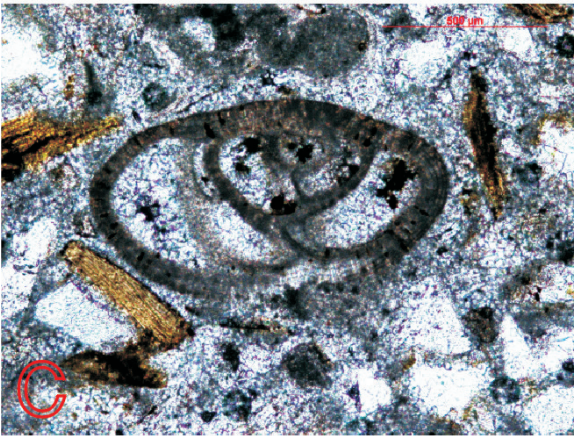
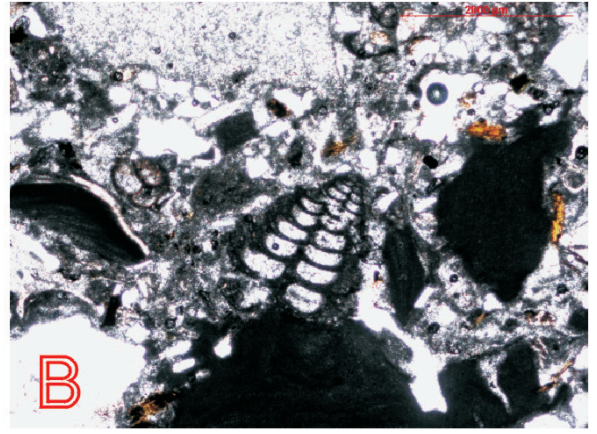
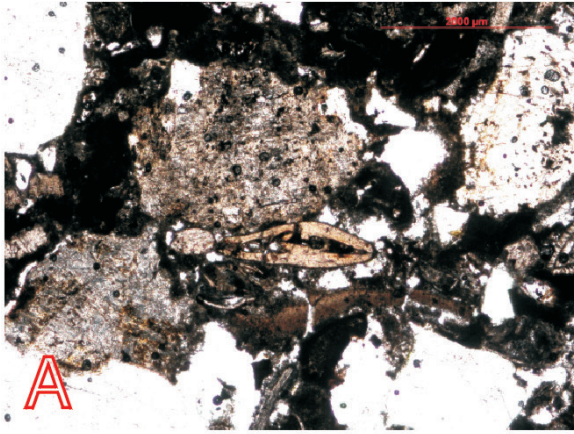
Tav.13. **A)** *Elphidium* sp. Sezione obliqua-tangenziale a basso angolo rispetto al piano equatoriale. Campione CA4; **B)** *Lenticulina* sp. Sezione assiale/parassiale. Campione CA10; **C)** *Sphaerogypsina* sp. Campione VV3; **D)** Lagenide indeterminato. Campione PZ7; **E)** Rotaliidae indeterminato. Campione CA14; **F)** *Amphistegina* sp. Sezioni oblique. Campione SD13; **G)** *Heterostegina* sp. Sezioni assiali e parassiali. Campione SL2; **H)** *Fursenkoina* sp. Campione CA13

Dal materiale proveniente dalla parte alta della sezione Cessaniti è stata identificata la specie *H.papyracea* (Papazzoni & Sirotti, 1999) che sembrerebbe preferire substrati molli e acque relativamente profonde. Foraminiferi omotremidi e *Victoriella* si manifestano su substrati duri in profondità maggiori di 90 m nell'attuale Golfo di Aqaba (Reiss & Hottinger, 1984). Comunemente possono popolare anche attuali spiagge sabbiose. In diverse località dell'Indonesia (Ovest di Bulu Laju, Bulu Anakdara, Bulu Tamapole) l'associazione a foraminiferi bentonici quali *Gypsina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp. ed *Heterostegina* sp. indica ambienti di deposizione con facies variabili da acqua bassa (*inner shelf*) caratterizzate da bassi tassi di deposizione e con associazioni rappresentate da rodofiti, briozoi e coralli, ad acque profonde nelle quali l'associazione è legata dall'abbondanza di plancton (Boudaguer-Fadel, 2002). *Gypsina* sp. si manifesta in debole abbondanza nei reef del Bermuda mentre è tipica negli ambienti di *forereef* della piattaforma del Belize.

I foraminiferi bentonici sono anche buoni indicatori di paleotemperature (Betzler *et al.*, 1997; Hollaus & Hottinger, 1997; Langer & Hottinger, 2000). La comparsa e la diversità dei macroforaminiferi è utilizzata per definire provincie carbonatiche temperate-calde (Betzler *et al.*, 1997; Hollaus & Hottinger, 1997; Langer & Hottinger, 2000). La distribuzione biogeografia dei macroforaminiferi comporta conclusioni riguardo le temperature minime: *Amphistegina* sp. si manifesta in regioni con temperatura invernale superficiale minima dell'acqua inferiore a 14°C. *Heterostegina depressa* compare in aree con temperature minime superficiali dell'acqua marina intorno a 18°C e *Borelis schumbergeri* in regioni con temperature minime di 21°C.

La comparsa dei macroforaminiferi non è solo limitata da temperature minime annuali ma anche dal contenuto in nutrienti: i macroforaminiferi sono usualmente ristretti agli ambienti oligofotici chiamati "deserti blu" (Lee & Anderson, 1991; Langer & Hottinger, 2000).

D'altro canto alcune specie di *Elphidium* e *Ammonia* possono espellere i loro simbionti e adottare strategie eterotrofe in modo da ottenere alti valori in nutrienti (Jorissen, 1988). L'incremento in numero d'individui di *Ammonia* sp. e *Elphidium* sp. si manifesta solitamente in aree con *input* di acque dolci o incremento nel contenuto in materia organica (Jorissen, 1988; Langer & Lipps, 2003). *Ammonia* sp. è spesso associata con *Heterostegina* sp. ed è, contemporaneamente, legata all'incremento nel contenuto in plancton; ciò può riflettere un "boom planctonico" in conseguenza dell'aumento nell'apporto di nutrienti. L'abbondanza dei foraminiferi planctonici nella parte alta della successione osservata viene interpretata come un approfondimento del sistema che testimonierebbe la conseguenza retrogradazione del corpo carbonatico.



Tav.14. **A)** *Operculina* sp. Sezione assiale. Campione CV7; **B)** *Textularia* sp. Campione VV6; **C)** *Eponides* sp. Sezione parassiale. Campione VV11; **D)** *Triloculina* sp.. Campione VV11; **E)** *Quinqueloculina* sp. Campione VV13; **F)** *Gypsina* sp. Campione VV6; **G)** *Borelis* sp. Sezioni tangenziale. Campione MP8; **H)** *Amphistegina* sp. Campione SM4.

9.2 Alghe rosse non genicolate

La tassonomia delle alghe coralline rosse non genicolate ha assunto particolare revisione durante l'ultimo ventennio (Woelkerling, 1988). In accordo con Woelkerling (1988) i criteri diagnostici per la determinazione dei taxa sono esclusivamente riguardanti i caratteri vegetativi e riproduttivi.

I criteri vegetativi sono: 1) organizzazione dei talli dorsoventrali: i talli possono anche essere dimeri con due gruppi di filamenti primigeni o postigeni o monomeri con un solo tipo di filamento e propagazione laterale dalla formazione di perforazioni.

I talli possono essere monomeri o polimeri nella stessa pianta. I fori sono anche coassiali con l'allineamento laterale di celle o raggianti (assenti o allineati); 2) celle laterali collegati dalla fusione di celle secondarie o dal collegamento da vuoti secondari; 3) lunghezza relativa e forma delle celle epitalliali ed iniziali subepitalliali meristemati; 4) relazione tra altezza e larghezza delle celle: le celle che hanno direzione d'accrescimento direzionale in larghezza più che in altezza sono chiamate celle a palizzata. Questo criterio è applicato esclusivamente alle celle primigeni; 5) formazione di tipi di celle specializzate come austeria e tricociti.

Di contro, i criteri di riproduzione sono: 1) numeri di pori (uniporati/multiporati) o concettacoli bi/tetrasporangiali; 2) sistemazione di spore zonati o crociformi; 3) tetraspore nascono anche in concettacoli o in camere calcificate che possono essere solitari o sistemati in sori; 4) assenza/presenza di spine sporangiali; 5) caratteristici concettacoli superiori sviluppati tipici di spermatangia (Penrose, 1992; Chamberlain & Irvine, 1994; Womersley, 1996). Questi criteri sono stati unitamente utilizzati e applicati per le determinazioni delle alghe fossili coralline rosse rinvenuti nell'unità carbonatica (Bosence, 1991; Braga *et al.*, 1993; Braga & Aguirre, 1995; Rasser and Piller, 1999).

Generalmente la forma dei talli non costituisce un criterio diagnostico; contrariamente la dimensione dei concettacoli e delle celle sono rilevanti per determinare anche a livello di specie. Solitamente i criteri che richiamano la forma e la lunghezza delle iniziali celle epitalliali e subepitalliali sono fondamentali per suddividere il genere *Lithothamnion* da *Phymatholithon*. L'identificazione delle alghe rosse provenienti dai sedimenti misti silicoclastici-carbonatici dell'area di M.te Poro è stata basata esclusivamente sulle osservazioni in sezione sottile. La misurazione delle dimensioni delle celle è stata effettuata direttamente al microscopio elettronico.

Le dimensioni misurate sono lunghezza delle celle, larghezza, altezza delle camere dei concettacoli (con esclusione dei pori canali) e larghezza delle camere dei concettacoli (Fig.74).

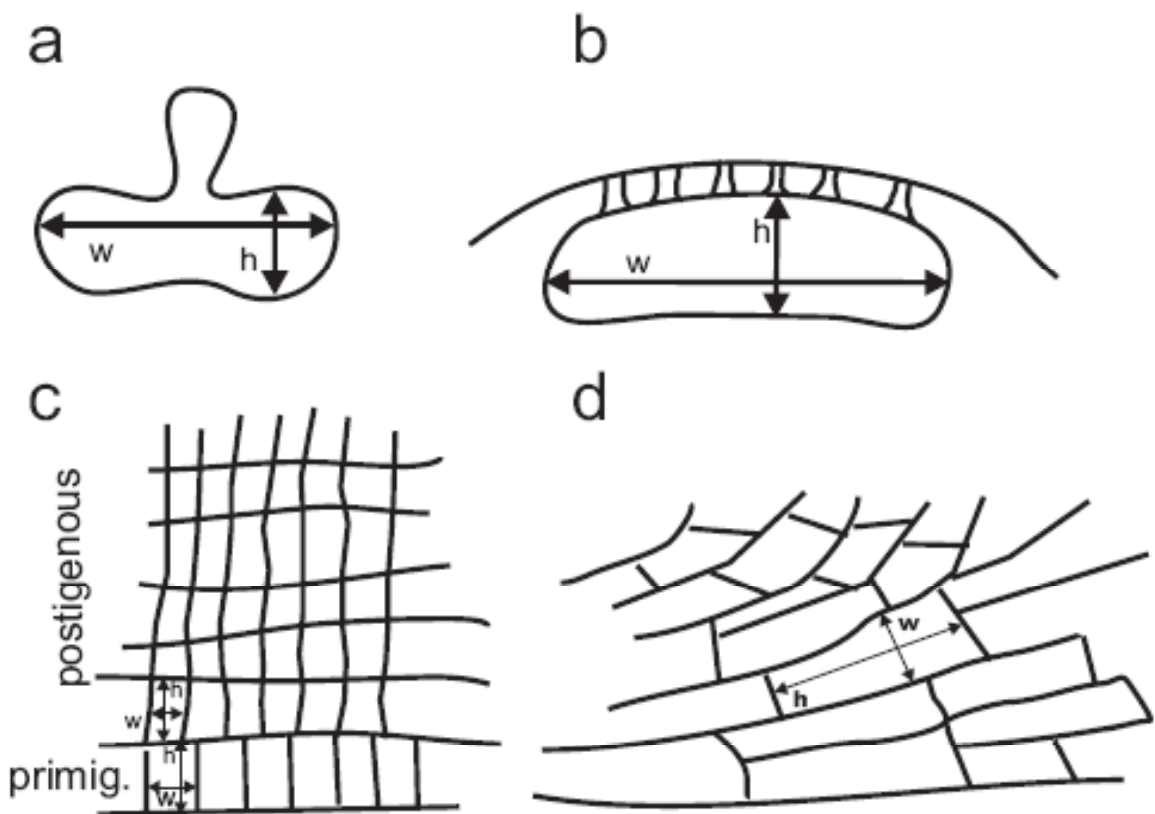


Fig.74. Dimensioni misurabili in alghe rosse coralline: **a)** concettacoli uniporati; **b)** concettacoli multiporati; **c)** celle in talli dimeri (celle di filamenti primigeni e postigeni); **d)** celle in elementi perforati (talli monomeri)

Sistematica

Classe Rhodophyceae Rabenhorst 1863

Famiglia Peyssonneliaceae Denizot 1968

Peyssonnelidae sp. (Tav.15.8)

I sottili talli (40-60 μm) consistono in celle basali, quadrate e grossolane (13-16 μm). Le celle decrescono in dimensioni verso la superficie dei talli. Le celle estreme sono quadrate e misurano circa 5 μm . Usualmente i talli vengono ricoperti da uno strato di cemento calcitico.

Distribuzione di profondità : 40-50 m.

Famiglia Corallinaceae Lamouroux 1812

Sporolithon ptychoides Heydrich 1897a,b (Tav.15.7)

Parete spessa più di 2,5 μm . Il canale non coassiale è spesso 50-120 μm . I pori canali sono praticamente 5 μm in diametro e più di 25 μm in lunghezza. Le dimensioni del filamento di celle periferico è di 9 x 7 μm (diametro x lunghezza). Il sori è maggiore di 800 μm in diametro ed aumenta in prossimità della superficie del tallo. Questo consiste di sporangia che sono approssimamente 40 μm in diametro and 80 μm in altezza e sono caratterizzati da un fusto di celle ed un livello di celle basali. I pori sporangiali sono larghi 10-12 μm in diametro e circondate da 12 celle.

Distribuzione di profondità: 20-40 m.

Subfamiglia Lithophylloideae Setchell, 1943

Lithophyllum pustulatum (Lamouroux) Foslie, 1904 (Tav.15.5)

Questa specie manifesta talli laminari sottili (superiore a 300 μm) costituiti da più di cinque o sei strati di celle. Diversi talli, spesso, appaiono veramente sottili mostrando solo uno o due livelli di celle. Le piante di *L.pustulatum* si adattano al substrato o se suddivise, formano ponti contorti che possono, a loro volta, ricoprire le sottostanti piante o digitazioni. Il risultato è una struttura foliacea, irregolare derivata dalle digitazioni appiattite di più livelli della stessa pianta o di diverse piante sovra impostate. I filamenti primigeni sono composti da celle a palizzata, usualmente oblique e sottilmente sinuose, lunghe 6-14 μm . L'altezza di queste celle è veramente variabile, da 8 a 77 μm come conseguenza dell'adattamento al substrato irregolare.

Le celle del filamento postigeno sono caratterizzate da forme appiattite e rettangolari, misurando 6-14 μm in diametro. La loro lunghezza frequentemente varia con le irregolarità del substrato, come fanno le celle dei filamenti primigeni.

I filamenti postigeni consistono in più di sei celle mostrando un' allineamento di celle verticale ed orizzontale ben definito.

Un singolo strato di piccole e piane celle epitaliali possono essere osservate in alcuni campioni; queste celle misurano 3-5 μm in altezza e 7-12 μm in diametro.

I concettacoli sono prominenti sulla parete superficiale e emisferici nella forma, misurando 192-408 μm e 78-150 μm in altezza.

Concettacoli planari sono situati da uno o tre livelli di celle più profonde della circostante porzione vegetativa del tallo. Poche piante mostrano camere dei concettacoli piatte o lenticolari che misurano dai 114-252 μm in diametro e 30-54 μm in altezza, rappresentando probabilmente gli originari concettacoli maschili.

Subfamiglia Mastroporoideae Setchell, 1943

Genere *Spongites* (Kützing, 1841) (Tav.15.3)

I talli sono caratterizzati da più di sei celle, monomeri o dimeri. La porzione dimera del tallo mostra celle a palizzata (Woelkerling, 1988).

I filamenti attorno i concettacoli poro-canale sono paralleli alla superficie di tetto (Penrose & Woelkerling, 1992). Filamenti porosi coassiali sono assenti (Braga *et al.*, 1993).

Spongites albanensis Lemoine (Braga *et al.*, 1993; Tav.15.1)

Tallo monomero e usualmente bitorzolato o gibboso, molto raramente incrostante, foliaceo ed usualmente con spessore > 1 μm . Le fusioni di cellule sono numerose. I pori delle cellule sono 10-15 μm in altezza e 4-9 μm in larghezza mentre le cellule periferiche mostrano 7-18 μm in altezza e 4-11 μm in larghezza. Sezioni perpendicolari o oblique alla direzione di crescita mostrano tessitura spugnosa dovuta alla numerosa fusione di cellule. Le pareti delle cellule sono usualmente fortemente calcificate. Il risultato è una colorazione biancastra delle piante fossili ed una relativa ben preservazione delle pareti in sezione sottile.

L'allineamento laterale è alto mentre quello verticale è assente per la numerosa fusione di cellule. Le cellule, in prossimità della protuberanza, mostrano allargamento (14-18 μm in altezza). Le protuberanze hanno un aspetto bandato dovuto alle variazioni intermittenti nelle lunghezze delle cellule, nella direzione di crescita e le bande appaiono concentriche. La protuberanza, spesso, mostra strutture riproduttive.

Lo spessore dei pori è variabile come la direzione di crescita. I pori sono spessi più di 300 μm ed i filamenti porosi curvano a forma di fascio dalla parte centrale del poro.

Il poro occasionalmente è ondulato. I concettacoli di tutte le piante fertili sono uniporati. I concettacoli di piante bi-tretrasporangiali sono usualmente a forma di manubrio o di fagiolo, 132-232 μm in altezza e 367-602 μm . Quando mature, più di tre quarti dei concettacoli si sollevano rispetto la superficie del tallo. I concettacoli si presentano o solitari, nella superficie protuberante, o in gruppi disordinati all'interno del tallo. I pori canali sono conici o bulbosi. I concettacoli maschili sono planari, triangolari e consideratamente più piccoli dei concettacoli bi-tetrasporangiali (63-100 μm in altezza e 374-499 μm in larghezza). I concettacoli femminili non sono stati osservati.

Famiglia Hapalidiaceae Harvey et al., 2003
Subfamiglia Melobesioideae Bizzozero, 1885

Genere *Lithothamnion* (Heydrich, 1897a,b) (Tav.15.2)

Il tallo è usualmente gibboso o digitato. I pori raggiungono uno spessore di 250-300 μm . Lo spessore è leggermente variabile nella direzione di crescita. I pori sono piumosi ed i filamenti curvati verso l'alto a forma di fascio. Questi filamenti raggiungono i 3/4 o i 4/5 dello spessore totale dei pori. I pori delle celle sono larghi (8-17 μm in altezza e 3-7 μm in larghezza) rispetto quelli delle celle periferiche che hanno dimensione 5-18 μm in altezza e 1-5 μm in larghezza. Le cellule epiteliali sono appiattite e le iniziali subepiteliali sono lunghe più delle derivate interne.

Le fusioni di celle sono comuni ma le fusioni multiple sono rare. Le protuberanze sono > 3mm in larghezza ed in molti casi ramificate. Queste hanno una apparenza bandata derivata dai livelli sovrapposti di brevi celle fortemente calcificate. Le bande sono variabili in spessore, caratterizzate da 5 e 10 celle ma possono anche comprendere numeri superiori.

Le bande sono ondulate ma nelle protuberanze sono solitamente concentriche. L'allineamento laterale nel peritallo è usualmente buono.

I concettacoli si manifestano in intervalli con protuberanze. Concettacoli bi-tetrasporangiali hanno dimensioni di 125-296 μm in altezza e 270-899 in larghezza; questi sono rettangolare con bordi arrotondati.

La parte sommitale dei concettacoli è eccezionalmente spessa (usualmente 8-10 celle) e convessa. I pori sono conici. I concettacoli sono costruiti all'interno di un'area elevata che ha approssimativamente un diametro di due volte il concettacolo. I concettacoli possono essere o incisi all'interno di 10 strati delle sottostanti celle o sono completamente sollevate sulla superficie del tallo. I concettacoli possono essere situati sulla parete dell'area sollevata da un concettacolo iniziale e spesso ricoprono obliquamente quest'ultimo. I concettacoli maschili hanno dimensioni di 56 - 63 μm in altezza

e 197-220 μm in larghezza. Questi hanno superficie esterna a forma di domo ed un livello basale. Il poro canale è più lungo dell'altezza del concettacolo e nei concettacoli maturi sono completamente sollevati rispetto la superficie del tallo.

Genere *Mesophyllum* (Lemoine, 1928) (Tav.15.6)

Tallo foliaceo ma occasionalmente anche bubbooso o digitato. La parte digitata consiste in un poro relativamente ampio (80-400 μm , usualmente $>200 \mu\text{m}$) e un tallo periferico relativamente sottile (100-1000 μm). I pori sono assiali ma l'allineamento laterale può essere povero in diverse aree della pianta.

Possono manifestarsi, inoltre, sia intervalli continui sia intervalli con frequenti variazioni nelle direzioni di crescita e nello spessore.

Le piante di questo genere comunemente formano nuovi pori in tutte le parti del tallo, inclusa la protuberanza. Le parti fogliose del tallo sono spesso divise dalla formazione dei nuovi pori che possono ricongiungersi con altre parti del tallo. I pori delle celle misurano 11-29 μm in altezza e 3-7 μm in larghezza mentre le celle periferiche mostrano altezza di 6-19 μm e larghezza di 2-6 μm . La fusione di celle è comune. L'allineamento laterale delle celle nel tallo periferico è relativamente buono. Le protuberanze mostrano aspetto bandato come risultato delle variazioni intermittenti nella lunghezza delle celle mentre la calcificazione è molto più cospicua di quest'ultima.

I concettacoli si manifestano, usualmente, nelle parti protuberanti della pianta, più raramente nella parte fogliacea del tallo. I concettacoli tetra-bisporangiali sono eccezionalmente larghi (205-301 μm in altezza e 492 – 1206 μm in larghezza). I concettacoli larghi più di 700 μm sono frequentemente fusi. I concettacoli sono rettangolari con margini arrotondati ma possono avere una fascia parallela alle bande.

La metà superiore dei concettacoli fertili è sollevata rispetto la superficie del tallo formando un rilievo leggermente pendente. Le pareti dei concettacoli, sollevata rispetto parete della superficie del tallo, in diversi casi mostrano lo stesso spessore della parete esterna del tallo stesso.

I concettacoli che sono incisi nel tallo possono essere ricoperti da sottili (30-50 µm) pori piumosi.

I pori a tetto dei concettacoli sono larghi (più di 10 µm in larghezza) e conici. Concettacoli sessuali non sono stati rinvenuti.

Associazioni algali

Associazione ad alghe litofilloidi

L'associazione è caratterizzata dall'abbondanza di litofilloidi e da minore abbondanza di mastroporoidi; il genere dominante è *Lithophyllum* che forma noduli algali nei primi 10-12 m di profondità in diverse località del Mediterraneo (Hamel & Lemoin, 1953; Cormaci *et al.*, 1985; Adey 1986; Di Geronimo *et al.*, 1993).

Le alghe litofilloidi sono, praticamente, le componenti algali delle associazioni di tipo *bryomol* o di tipo *rhodalgal* tipiche delle litofacies di depositi miocenici di acqua bassa del Mediterraneo occidentale (Braga & Aguirre, 2001).

Lithophyllum è comune a profondità di circa 20 m (Bosence, 1991) ma è possibile ritrovarlo anche in fondali profondi (Canals & Ballesteros, 1997). La specie *L.pustulatum* è anch'essa solita di ambienti poco profondi ma può estendersi in profondità per decine di metri. Chamberlain & Irvine (1994) riportano *L.pustulatum* (come *Titanoderma pustulatum*) nella zona litorale nelle Isole Britanniche mentre a 10 m di profondità, nel reef-flat e nelle lagune di *Heron Reef* nel *Great Barrier Reef* (Reingeltaube & Harvey, 2000). Di contro, *L.pustulatum* è stata rinvenuta a 45 m di profondità nelle isole Britanniche (Adey & Adey, 1973) e come minore componente (poco più del 1%) in rodoliti algali, profondità di 60m, della piattaforma orientale australiana (Lund *et al.*, 2000). Questa associazione è comune nelle aree interne del corpo carbonatico studiato.

Associazioni ad alghe melobesiodi

Le alghe melobesiodi dominano le associazioni coralline in ambienti profondi tropicali

e da poco profondi a profondi in ambienti temperati, raggiungendo usualmente profondità comprese tra i 100 ed i 120 m (Adey, 1979; Adey *et al.*, 1982; Minnery *et al.*, 1985; Adey 1986; Minnery 1990; Iryu *et al.*, 1995; Lund *et al.*, 2000).

Le alghe sprorolitacee, come *Sporolithon*, si manifestano comunemente associate con melobesiodi in ambienti profondi delle basse latitudini.

In ambienti attuali, melobesiodi e *Sporolithon* sono importanti costituenti sotto i 10 - 15 m di profondità in *One Tree Reef* a sud della regione di Gibilterra (Braga & Davies, 1993) e nel *Reef* di *Safarga Bay* nel mar Rosso (Rasser & Pillar, 1997).

Mesophyllum sp. e *Lithothamnion* sp., insieme a *Sporolithon* sp., sono i principali componenti nelle rodoliti cresciute in piattaforme esterne dell'isola di Fraser (Queensland, Marshall *et al.*, 1998; Lund *et al.*, 2000). Questo tipo di associazione è stata rivenuta nelle successioni distali del corpo carbonatico (Serie San Leo, Briatico).

Implicazioni paleoecologiche

La dipendenza delle alghe rosse alla profondità è stata dimostrata da diversi autori (Littler 1973a; Littler 1973b; Van der Hoeck *et al.* 1982; Adey *et al.* 1982) ed interpretata come conseguenza della loro sensibilità alla intensità della luce (Adey *et al.*, 1982; Minnery, 1990).

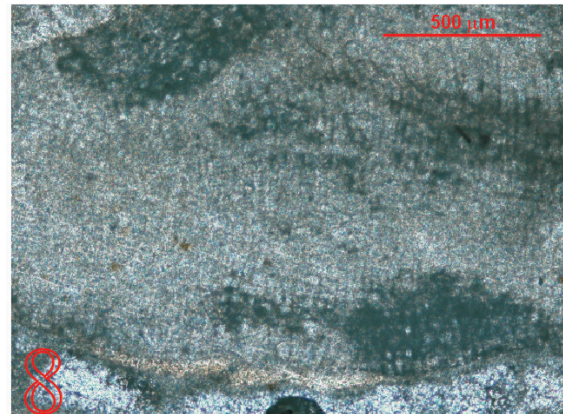
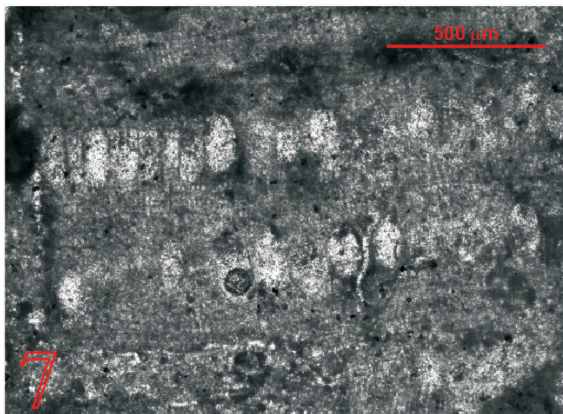
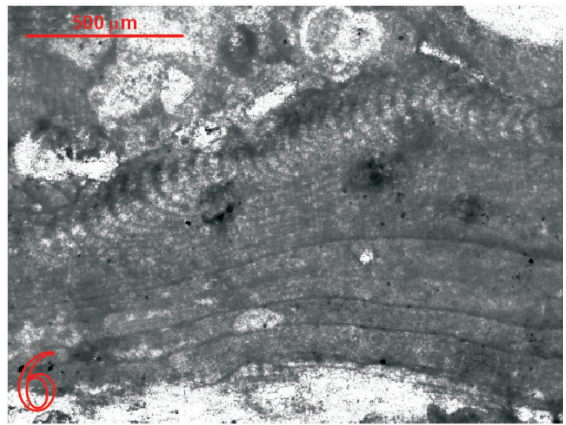
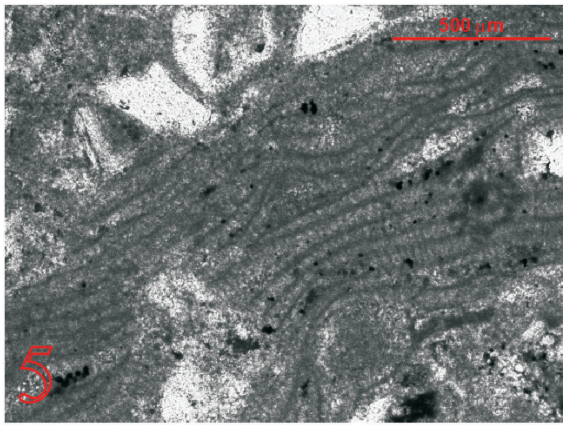
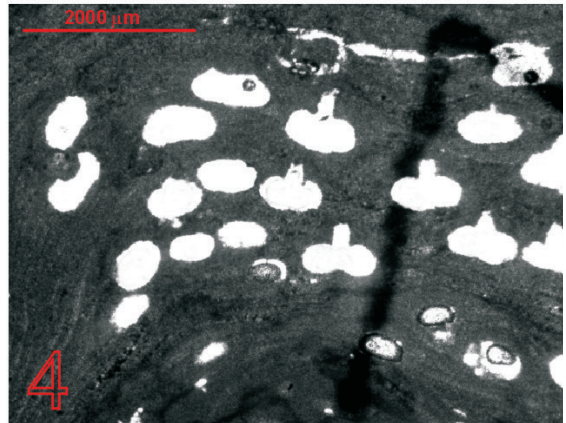
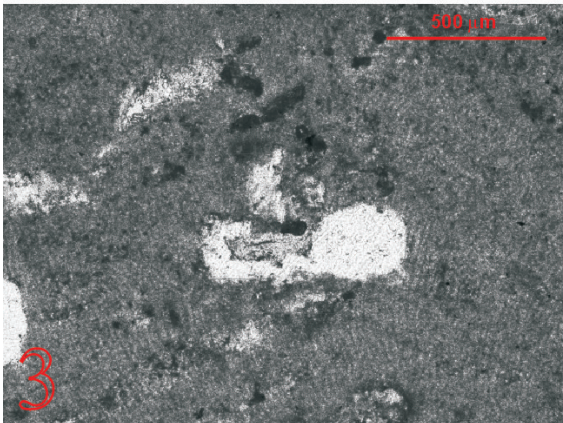
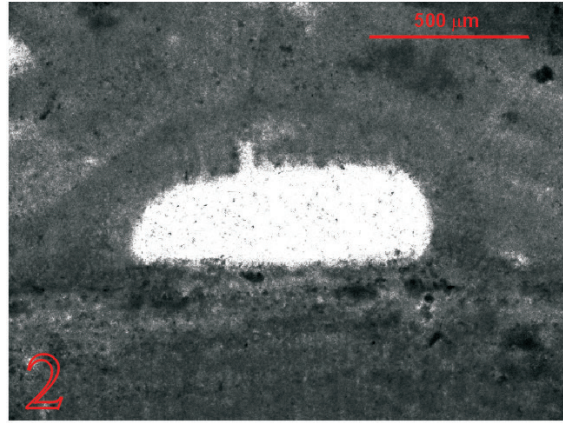
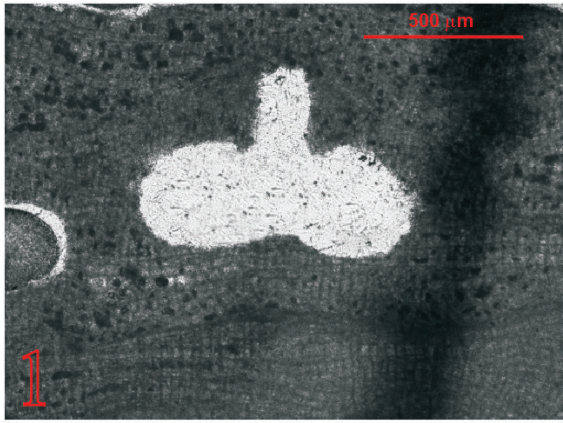
In recenti studi sull'Australia orientale, Lund *et al.* (2000) osservano come la profondità dipende sulla distribuzione di alcuni generi di alghe rosse. Braga & Aguirre (2001) studiano le associazioni ad alghe rosse in depositi neogenici carbonatici nel sud della Spagna riscontrando come la distribuzione delle subfamiglie è differente da ambienti di acqua poco profonda a profonda ma che differisce, anche, da ambienti tropicali ad ambienti temperati. Secondo questi autori, d'altro canto, nei depositi carbonatici sopra menzionati, le associazioni a *Lithophyllum* si registrano in ambienti temperati che sono definiti dall'assenza di foraminiferi di acque tropicali e scogliere caratterizzate da coralli zooxantellidi (Betzler *et al.*, 1997). Il genere *Lithophyllum*, inoltre, è quello più comune in ambienti temperati attuali di acqua bassa nel Mediterraneo nordoccidentale

(Adey, 1986), Sud Australia (James & Bone, 1992) e del Golfo della California (Rosmena-Rodriguez *et al.*, 1999). La comparsa di mastroporoidi come *Spongites* sp. conferma episodi climatici tropicali suggerito anche dalla assenza di *Lithophyllum*. Unitamente alle Sporolitacee, le piante mesobesioidi sono indicative di approfondimento sia in ambienti attuali che fossili (Adey *et al.*, 1982; Lund *et al.*, 2000; Braga & Aguirre, 2001).

L'associazione melobesioide tra *Lithothamnion* (Adey *et al.*, 1982; Irvine & Chamberlain, 1994) e *Phymatholithon* (Freiwald & Henrich, 1994; Henrich *et al.*, 1995) è tipica di ambienti da artici a temperati caldi.

Mesophyllum, d'altro canto, difficilmente si registra in ambienti freddi. Nelle isole Britanniche, per esempio, *Mesophyllum* è ridotta ad una specie (*Mesophyllum lichenoides*, Irvine & Chamberlain, 1994) che non è stata rinvenuta nei depositi studiati. Il fatto di ritrovare *Mesophyllum* con altri mesobesioidi in sedimenti marnosi di acque profonde e, in alcuni casi, in associazione con coralli comporta che questo genere è tipico di acque relativamente calde e profonde.

Usualmente le associazioni a Mesobelioidi si registrano a profondità che raggiungono i 110-120 m (Adey, 1979; Adey *et al.* 1982; Minnery *et al.* 1985; Adey 1986; Minnery 1990; Iryu *et al.* 1995; Lund *et al.* 2000).



Tav.15. **1)** concettacolo uniporato tetra-bisporangiale, a forma di manubrio, in *Spongites albanensis*. Campione CA14; **2)** concettacolo multiporato tetra-bisporangiale, subrettangolare, in *Lithothamnion* sp., Campione CA14; **3)** concettacolo uniporato tetra-bisporangiale in *Spongites* sp., campione CA6; **4)** concettacoli uniporati tetra-bisporangiali in *Spongites albanensis*, campione CA6; **5)** tallo convoluto in *Lithophyllum pustulatum*, campione CA1; **6)** pianta di *Mesophyllum* sp., campione SL5; **7)** concettacoli tetrasporangiali organizzati in sori in *Sporolithon ptycoides*, Campione SL5; **8)** filamenti cellulari e tallo argentato/dorato in *Peyssonnelidae* sp., Campione SL5.

10. I PRINCIPALI EVENTI DIAGENETICI NEI DEPOSITI CARBONATICI DI M.TE PORO

10.1 Introduzione

I carbonati depositati in acque poco profonde vengono suddivisi in due grandi categorie a seconda del contesto climatico: *heterozoan* (tipici di climi di tipo transazionale o temperato-freddi) e *photozoan* (caratteristici di contesti climatici tropicali). Tali categorie carbonatiche sono differenti sia per il tipo di particelle scheletriche che li compongono sia per il tipo di storia diagenetica che le caratterizzano.

E' noto che in contesti ambientali temperato - freddi le fasi diagenetiche presentano o cementi marini di calcite a basso contenuto in magnesio o, più frequentemente, fenomeni di dissoluzione dei carbonati (Nelson *et al.*, 1988b; Nelson & James, 2000; Knoerich & Mutti, 2006). Tali processi diagenetici nelle associazioni tipo *Heterozoan* sono pertanto principalmente distruttivi cioè caratterizzati da fenomeni di dissoluzione marcata. I cristalli neomorfici di calcite basso magnesiaca rappresentano le principali testimonianze di fenomeni di dissoluzione di carbonati aragonitici e/o Mg calcitici in acque ricche di CO₂ (fredde, meteoriche, profonde) (James & Choquette, 1990). In questi contesti esistono anche fasi diagenetiche costruttive, come la cementazione, ma esse si sviluppano negli stadi finali, cioè in ambienti di seppellimento superficiale, dove fenomeni di pressione e soluzione pongono in circolazione liquidi sovrassaturi di CaCO₃ (Knoerich & Mutti, 2006).

In ambienti marini tropicali di mare basso la cementazione risulta abbondante e diversificata: calcite alto magnesiaca e aragonite rappresentano le fasi mineralogiche dominanti (James & Choquette, 1990). E' opportuno ricordare che le fasi mineralogiche dei cementi marini primari è controllata principalmente dalla temperatura e dalla profondità delle acque (Tucker, 1990).

Le successioni carbonatiche da noi studiate sono caratterizzate da associazioni generalmente eterotrofe, di tipo *Foramol*, che suggeriscono un ambiente deposizionale in

acque temperato-fredde. I grani scheletrici sono principalmente costituiti da alghe rosse, briozoi, molluschi e foraminiferi bentonici; sporadicamente sono presenti anche coralli. Da rilevare l'assenza di grani non scheletrici come ooidi, peloidi e di alghe verdi (*Halimeda*, *Penycillum*) tipici di contesti climatici tropicali.

10.2 Gli ambienti diagenetici

Ambienti diagenetici meteorici

La diagenesi meteorica si manifesta in ambienti dove i depositi carbonatici vengono a contatto con acque meteoriche. Durante la diagenesi i cementi marini primari, come l'aragonite e la calcite magnesiaca, poiché risultano altamente solubili in fluidi arricchiti in CO_2 , vengono disciolti e si trasformano in calcite a basso contenuto di magnesio (0-4 mole % MgCO_3). Questi processi avvengono attraverso fenomeni di dissoluzione/precipitazione durante i quali la fase aragonitica scompare e rimane soltanto la fase calcitica impoverita dello ione Mg^{2+} (Dodd & Nelson, 1998). Globalmente il fenomeno predominante è la dissoluzione anche se sono presenti cementi calcitici a basso contenuto di Mg e generalmente pendenti, a menisco o a dente di cane. Alcune volte i cementi primari vengono sostituiti in maniera neomorfica, rispettando cioè le micromorfologie e tessiture originarie anche se gli elementi minori e gli isotopi stabili registrano il nuovo ambiente deposizionale (Tucker & Wright, 1990).

E' anche opportuno mettere in evidenza che i carbonati a biota aragonitici, in ambiente meteorico, subiscono un fenomeno di dissoluzione più generalizzato tanto da rendere spesso irriconoscibile le microfacies originarie e più che di fenomeni di dissoluzione/precipitazione contemporanei dobbiamo prevedere eventi diacroni e quindi molto distruttivi delle morfologie.

Nel caso di studio, fortunatamente, le microfacies carbonatiche sono costituite prevalentemente da fasi carbonatiche meno solubili e quindi le microfacies, anche se parzialmente obliterate, sono ben riconoscibili (James & Bone, 1989).

Ambienti diagenetici marini

Gli ambienti diagenetici marini comprendono i processi che agiscono dalla superficie della massa d'acqua fino a pochi decimetri all'interno del sedimento (Tucker, 1990). In tali ambienti il potenziale diagenetico dei sedimenti carbonatici dipende dallo stato di saturazione dell'acqua marina rispetto ai minerali carbonatici. In generale condizioni di saturazione carbonatica si registrano nelle regioni tropicali o subtropicali dove l'acqua marina, a causa dell'alta temperatura nella fascia superficiale, presenta bassi tenori di CO_2 ; al contrario nelle regioni fredde ed in particolare in quelle subartiche le basse temperature rendono elevata la miscibilità della CO_2 nelle acque superficiali e pertanto le rendono altamente sottosature ed aggressive per i minerali carbonatici (Opdyke & Wilkinson, 1990).

Il quadro sopradescritto mostra come le associazioni eterotrofe tipiche di acque marine temperato-fredde (a nord ed a sud della fascia tropicale) subiscano un fenomeno diagenetico distruttivo e presentino tipica scarsità di cementazione marina primaria (Smith & Nelson, 2003).

Ambienti diagenetici di seppellimento

I processi di diagenesi di seppellimento iniziano ad innescarsi a poche decine di cm dall'interfaccia acqua-sedimento e terminano quando hanno inizio i fenomeni metamorfici (Tucker, 1990). In questi ambienti i grani carbonatici mostrano fenomeni di compattazione in particolare, all'aumento del carico sedimentario, s'innescano il fenomeno di pressione - dissoluzione che consiste nella parziale dissoluzione dei grani nell'area di contatto. Tale processo nelle fasi più avanzate può manifestare strutture microstilolitiche, cioè suture marcate dal residuo silicoclastico insolubile a testimonianza di importanti eventi dissolutivi.

Gli ambienti di seppellimento, ricchi in fluidi soprassaturi di CaCO_3 , favoriscono la deposizione di cementi sparitici a drusa, spesso segnati da un lieve contenuto in Fe^{2+} .

a testimoniare condizioni anossiche (Tucker, 1990).

Nei carbonati con associazioni tipiche di acque temperato-fredde con mineralogia calcitica prevalente, come quelle eterotrofe, la cementazione avviene principalmente nell'ambiente di seppellimento (Nelson *et al.*, 1988b, Nicholais & Wallace, 1997).

10.3 I principali eventi diagenetici

Gli eventi diagenetici che sono stati osservati nei depositi carbonatici che affiorano nell'area di M.te Poro sono i seguenti: 1) fase di dissoluzione sindeposizionale sul fondo marino, con assenza di cementi tra i grani, che ha favorito la loro abrasione e la produzione di micrite detritica; 2) fase di limitata cementazione, in ambiente di seppellimento poco profondo, favorita dalla circolazione di fluidi interstiziali soprassaturi in CaCO_3 che litificano le micriti detritiche; 3) fase di diagenesi aggradante in cui le micriti evolvono verso microspariti e spariti; 4) fase diagenetica tardiva con dissoluzione da ambiente meteorico, contestuale decementazione dei cementi micritici, depositati nelle microcavità di neoformazione di cementi isopaci freatici. Le osservazioni che hanno permesso una ricostruzione coerente delle fasi diagenetiche sono state effettuate nei depositi di *shoreface* s.s. (denominati informalmente "Sabbie grigie a *Clypeaster*") ed in quelli di rampa (definita "Sabbie gialle ad *Heterostegina*"). Tali depositi hanno evidenziato negli affioramenti differenze di cementazione correlabili soltanto alla diversa posizione geografica. Attualmente i principali tipi di cementi sopravvissuti consistono in micrite detritica parzialmente litificata, e subordinatamente cementi isopaci interpretati come meteorici freatici, microsparite/sparite da aggradazione della micrite. Sono frequenti le evidenze di diagenesi da dissoluzione tardiva come le cavità di neoformazione. I cementi isopaci consistono in sottili frange di cristalli fibroso-aciculari, fortemente ricristallizzati, che contornano alcuni grani carbonatici (Tav.16b). I cristalli sembrano avere lunghezza dell'ordine di 10 μm . La micrite è caratterizzata da cristalli calcitici basso magnesiaci (<2mole% MgCO_3), delle dimensioni di alcuni micron.

La micrite sembra essere ascrivibile strettamente legata all'abrasione meccanica dei grani scheletrici.

La microsparite, che si sviluppa principalmente nei vuoti intraparticellari (Tav.16a) e più raramente riempie le cavità lasciate dai bioclasti carbonatici disciolti, mostra marcata epifluorescenza per l'elevato contenuto in materia organica sedimentaria. I cristalli microspartitici presentano dimensioni comprese tra i 15 ed i 35 μm .

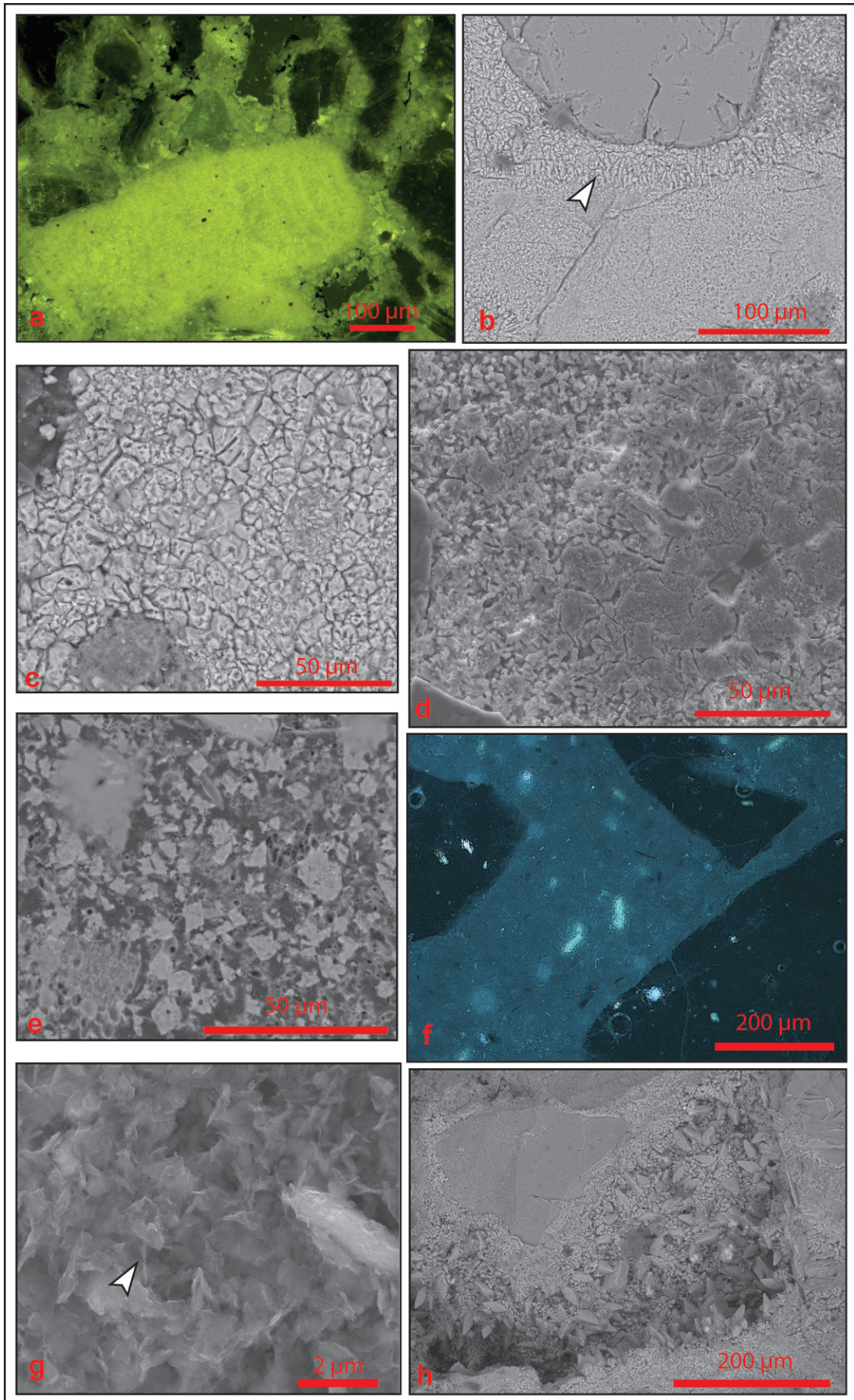
Cementi dolomitici sono stati osservati in aree interpretate come settori di rampa media (sezione S.Leo, Tav.16e). I cristalli dolomitici euedrali, rombici, mostrano dimensioni dell'ordine di poche decine di micron (10- 20 μm). Tale fenomeno di dolomitizzazione sarebbe legato allo spostamento verso terra della zona freatica (tipico delle rampe appoggiate alla linea di costa nei diversi sistemi di stazionamento del livello marino); ciò comporta l'estensione della zona di *mixing* e l'inizio di fenomeni di precipitazione di dolomite (Chafetz *et al.*, 1988).

Cementi calcitici isopaci, caratterizzati da cristalli a dente di cane, si sviluppano all'interno di cavità (Tav.16h). La porosità, legata alla dissoluzione dei gusci aragonitici, viene evidenziata da un orlo sedimento ibrido silicoclastico-carbonatico delle dimensioni del silt/argilla.

L'alto contenuto in sedimenti carbonatici misti a grana fine (Tav.16f), con percentuali variabili di argilla (illite, muscovite, Tav.16g) crescenti verso le aree distali del sistema, suggerisce una permeabilità piuttosto bassa per questi depositi. La dissoluzione dei cementi carbonatici dovendo essere inversamente proporzionale alla quantità di sedimento silicoclastico fine doveva venire in modo differenziato: nelle aree interne, dove la matrice pelitica risultava assente o limitata, i fenomeni di dissoluzione dovevano essere importanti, nelle aree distali dove la presenza della matrice silicoclastica doveva essere rilevante, la dissoluzione del cemento micritico doveva essere episodica o assente.

In conclusione, l'assenza di cementi marini primari implica che la cementazione della rampa non poteva essere sinsedimentaria ma avveniva durante processi diagenetici di seppellimento poco profondo. Il corpo sedimentario, nel suo insieme, appare

aver subito una serie di fenomeni di dissoluzione e di cementazione relativamente limitati; essi oggi appaiono nel record stratigrafico come sabbie poco ed in modo differenziato cementate, tanto da permettere il facile isolamento di reperti fossili vertebrati e invertebrati che ha reso tali depositi famosi per il loro contenuto fossilifero.



Tav. 16 . Fasi diagenetiche. **a)** cementi carbonatici sparitici, a basso contenuto in magnesio, riempiono spazi tra i grani silicoclastici. Da notare l'alta epifluorescenza per contenuto in materia organica; **b)** cemento calcitico fibroso-aciculare orla un bioclasto carbonatico; **c)** microsparite intergranulare; **d)** evoluzione graduale (diagenesi aggradante) tra micrite e microsparite/sparite; **e)** cristalli dolomitici euedrali di forma romboedrica; **f)** particolare fluorescenza della micrite terrigena ; **g)** minerali argillosi (illite) tra grani di cemento carbonatico (micrite); **h)** cavità di dissoluzione riempita da cementi a dente di cane tardivi.

DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

Il lavoro di ricerca ha avuto come obiettivo l'analisi stratigrafica di dettaglio di un sistema deposizionale a sedimentazione mista, di età Tortoniano – Messiniano, che si è sviluppato nell'area di M.te Poro (Calabria meridionale).

- Sono state riconosciute quattro unità stratigrafico - deposizionali (MP1-MP4, fig. 75), separate da *marker* stratigrafici ben riconoscibili (*shoreface ravinement*, *maximum flooding surface*, *sequence boundaries*). Tali eventi, presenti nei diversi sistemi silicoclastici-carbonatici coevi alla scala del bacino mediterraneo (Bacino di Melilla-Nador, NE Marocco; Bacino di Sorbas, SE Spagna), sono stati datati con metodi radiometrici ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) su depositi vulcanoclastici.
- Tali orizzonti cronostratigrafici hanno permesso di datare il sistema sedimentario di M.te Poro nell'intervallo Tortoniano sup. – Messiniano sup. I dati biostratigrafici, anche se limitati a poche successioni, confermano l'età cronostratigrafica fornita dai dati radiometrici.
- Le analisi stratigrafico-sedimentarie e paleoecologiche indicano che il sistema è evoluto da depositi paralic (transizionali) a depositi francamente marini. Durante tale graduale transizione è stato possibile riconoscere le seguenti unità deposizionali: 1) depositi continentali; 2) depositi di laguna protetta; 3) depositi silicoclastici costieri retrogradanti; 4) depositi progradanti di rampa mista (silicoclastica-carbonatica) tipo *distally steepened*; 5) depositi emipelagici di mare aperto.
- Le facies dei depositi silicoclastici costieri e la loro distribuzione areale erano controllate dall' articolata paleotopografia e dalla intensa attività tettonica. In seguito la sedimentazione riflette sostanzialmente le oscillazioni positive del livello marino, con aumento della produzione carbonatica e progradazione dei depositi di rampa verso il bacino.

- L'approccio statistico, condotto sui campioni dell'unità carbonatica con il metodo dell'analisi multivariata (*cluster analysis*), ha permesso di individuare nelle località studiate i gruppi omogenei di microfacies e di definire le associazioni a metazoi caratteristiche.
- Tali associazioni, costituite principalmente da alghe rosse, briozoi, foraminiferi bentonici e subordinatamente da coralli, indicano una deposizione carbonatica in contesti climatici transizionali o temperato freddi. Tale deduzione paleoclimatica è supportata anche dall'assenza tra i bioclasti di grani non scheletrici (oidi, peloidi, aggregati) e di alghe verdi (*Halimeda*), che indicherebbero contesti climatici tropicali.
- I dati quantitativi relativi alle microfacies, interpolati mediante il metodo di *Kriging* con software GIS, hanno consentito la realizzazione di alcune mappe delle biofacies e la formulazione di un modello paleogeografico di dettaglio.
- L'analisi tassonomica delle alghe rosse e dei foraminiferi bentonici ha fornito rilevanti informazioni paleoecologiche come la paleotemperatura e la paleobatimetria. Le rodofite studiate, che sono ascrivibili a *Lithophyllum* sp. e *Spongites* sp. (del gruppo delle litofilloidi) e *Lithothamnion* sp., *Mesophyllum* sp., *Sporolithon* sp. (mesofilloidi), suggeriscono condizioni marine di tipo temperato e batimetrie non superiori ai 70 m. I foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Borelis* sp., *Elphidium* sp., *Gypsina* sp.), che appartengono ai "*large benthic foraminifera*", indicano temperature medie annue dell'ordine di 14-18 °C.
- L'analisi morfologica dei rodoliti (indice di sfericità, contenuto dei vuoti interni, morfologia esterna, substrato di crescita) ha fornito importanti indicazioni sulle condizioni dell'ambiente di sedimentazione ed in modo particolare sull'idrodinamismo.
- I dati morfometrici sulle alghe rosse e l'analisi di facies hanno permesso di

suddividere il sistema di rampa in quattro settori: 1) rampa interna, caratterizzata dalla presenza di piccole e sporadiche biocostruzioni (*patch reefs* ?) a coralli oligotipici (facies di tipo *boundstone* / *framestone* / *rudstone*); 2) rampa media, con accumuli pluridecimetrici di bioclasti (*floatstone* / *grainstone* / *packstone* ad *Heterostegina*), eteropici alle facies di tipo *maërl* (costituite da *rudstone* a frammenti di alghe e da rodoliti sferoidali di piccole dimensioni); 3) depositi di raccordo tra la rampa media e la rampa distale, con geometrie di tipo *distally steepening*, costituiti da *rudstone* rodolitici di grosse dimensioni con rari vuoti costruzionali (facies a *prâlines*); 4) rampa distale, caratterizzata da facies di tipo *bindstone*, formata da rodoliti ellissoidali associati a tipiche superfici di *hardground* marini.

- Tale suddivisione, di tipo sedimentologico, è stata confrontata con la ripartizione prevista dalla bionomia bentonica proposta da Peres & Picard (1964) per i sistemi di shelf nel Mediterraneo attuale. L'analisi comparata ha dimostrato che i subambienti sedimentologici proposti ricadono tra il mesolittorale (caratterizzato dalle facies *maërl*) ed il circolittorale profondo (caratterizzato dalle facies di tipo *bindstone* algali), con batimetrie non superiori ai 100 m.

- I principali eventi diagenetici nei carbonati confermano un ambiente deposizionale in contesti climatici di tipo temperato-freddo. Rari o assenti i cementi marini primari, frequenti i cementi tardivi, caratterizzati da micrite basso magnesiaca, che indicano un lungo stazionamento dei sedimenti in ambienti diagenetici di tipo freatico meteorico. Frequenti ed invasivi i processi diagenetici di dissoluzione delle fasi mineralogiche primarie.

- L'alto contenuto di sedimenti silicoclastici a grana fine, che aumenta verso le aree distali del sistema, rende questi sedimenti decisamente impermeabili ai fluidi diagenetici. La dissoluzione dei cementi carbonatici avveniva pertanto in modo differenziato: nelle aree interne i fenomeni di dissoluzione dovevano essere importanti,

nelle aree distali la dissoluzione del cemento micritico doveva essere episodica o assente.

- La presenza di cristalli dolomitici euedrali nei settori di rampa media confermerebbe una fase di stazionamento alto del livello marino; ciò implicherebbe un aumento della zona di *mixing* tra acque marino-continentali, favorendo la precipitazione della dolomite.
- La scarsa o assente cementazione primaria e l'evidenza di frequenti processi di dissoluzione confermano che la rampa si è sviluppata in un clima temperato-freddo ed ha subito un seppellimento relativamente poco profondo. L'assenza di cementi primari e le ridotte dimensioni dei bioclasti hanno certamente controllato il profilo del corpo carbonatico che è caratterizzato da geometrie deposizionali a basso angolo (*gently dipping*) e da *trend* progradazionali – aggradazionali (tipici delle piattaforme orlate in contesti tropicali) poco marcati o del tutto assenti.

Superfici stratigrafiche

- SB** = Limiti di sequenza (*Sequence Boundaries*)
- SRS** = Superficie di shelface ravinement (*Shoreface Ravinement Surface*)
- DS** = Superficie di downlap (*Downlap Surface*)
- DU** = Superficie annegamento (*Drowning unconformity*)

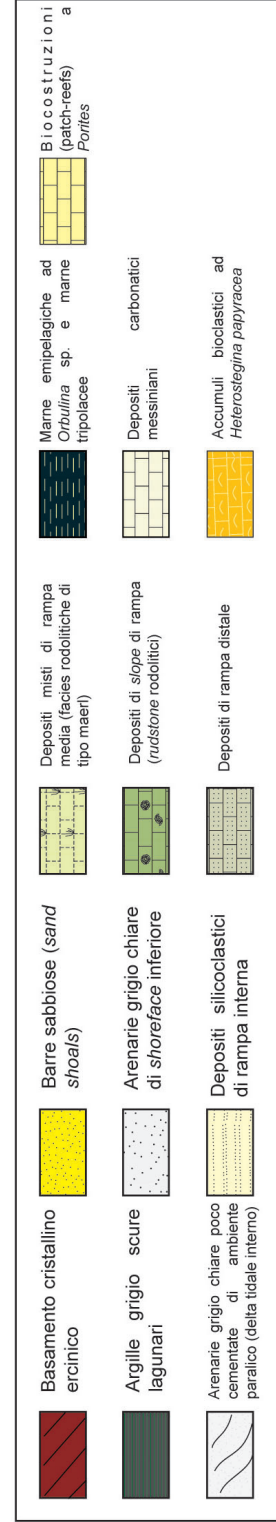
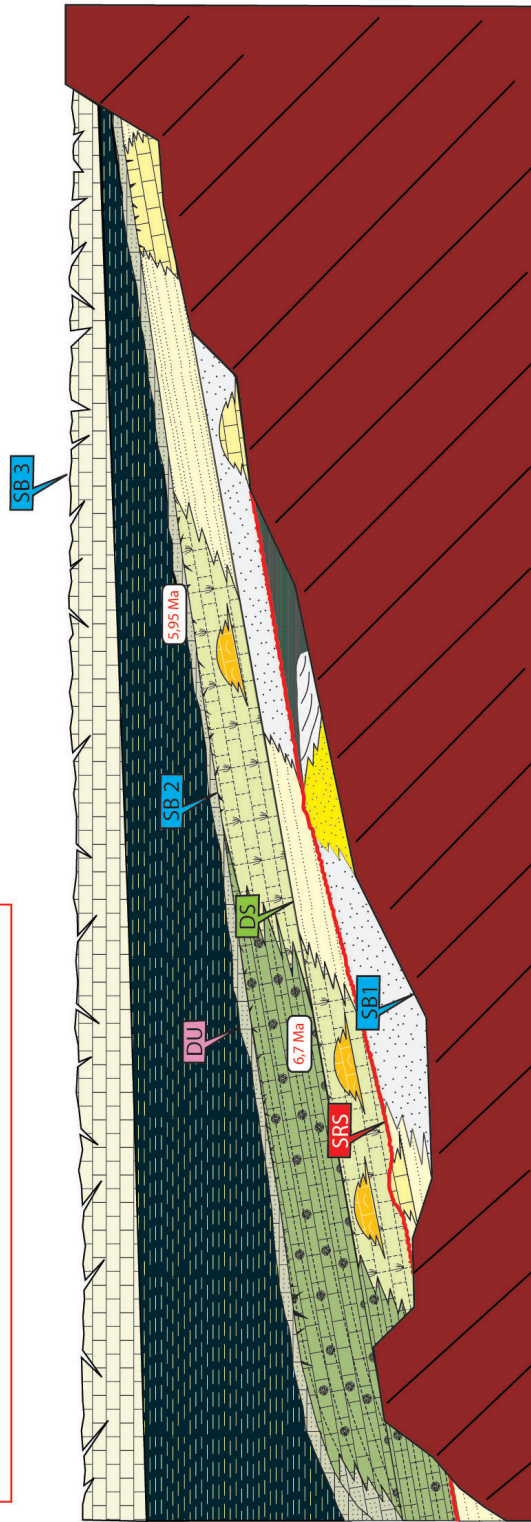


Fig. 75. Quadro stratigrafico-deposizionale proposto per l'area di M.te Poro (Vibo Valentia, Calabria meridionale)

BIBLIOGRAFIA

- Adams G. C., Lee D.E. & Rosen B.R., 1990.** Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea – surface temperatures during the Tertiary. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. **77**, 289-313.
- Adey W. H., 1979.** Crustose coralline algae as microenvironmental indicators in the Tertiary. *In Gray J. & Boucot A.J. (Eds.), Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment: Corvallis (Oregon State Univ. Press)*, 459 - 464.
- Adey W. H. , 1986.** Coralline red algae as indicators of sea-level. *In: Sea level research: a manual for the collection and evaluation of data.* (Ed. by O. van de Plassche), pp. 229- 279. Free University Amsterdam, Amsterdam.
- Adey W.H. & Adey P.J., 1973.** Studies on the biosystematic and ecology of the epilithic crustose Corallinaceae of the British Isles. *Br. Phycol. J.* **8**:343–407
- Adey W. H., Townsend R.A. & Boykins W. T., 1982.** The crustose coralline algae (Rhodophyta, Corallinaceae) of the Hawaiian Islands. *Smithsonian Contributions to Marine Sciences*, **15**, 75 pp.
- Aguirre J., Martin J.M., Braga J.C., Betzler C., Berning B. & Buckeridge J.S., 2008.** Densely packed concentrations of sessile barnacles (Cirripedia: Sessilia) from the Early Pliocene of SE Spain. *Facies*, **54** (2), 193-206.
- Agusti J, Oms O. & Meulenkamp J.E., 2006.** Late Miocene to Early Pliocene environments and ecosystems, 2001. *Paleogeography, Paleoclimatology e Paleoecology*, **238**, 1-4 (Editorial).
- Ahr W.M., 1973.** The carbonate ramp – an alternative to the shelf model. *Trans., Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **23**:221-225.
- Aigner T., 1983.** Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muehlenkalk (M.Triassic), South German Basin. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abh.*, **166**: 347-368.
- Aigner T., 1984.** Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. **55**, 1, pp. 131-134.
- Alvaro M., Barnolas A. Del Olmo P., Ramirez del Pozo J. & Simo A., 1984.** El Neogeno de Mallorca:caractérisation sedimentologica y bioestratigrafica. *Bol. Geol. Min., Madrid*, **XCV-I**, pp. 3-25.
- André J-P., Cornée J.J., Saint Martin J.P. & Lapointe P., 2002.** Les carbonates rédifaux messinens du seuil pélagien à Lampedusa (Méditerranée centrale). *Geodiversitas*, Paris, **24**, pp 1-15.
- Aruta L. & Buccheri G., 1976.** Biostratigraphy and paleoecology of the early Messinian carbonates (Baucina Fm) in Western Sicily. *Mem Soc Geol. It.*, **16**: 141-152.
- Baluk W., 1970.** The Lower Tortonian at Niskowa near Nowy Sącz, Polish carpathians. *Acta Geologica Polonica*, **20**(1), 101-157 pp., Varsavia.
- Bandy O., 1964.** Foraminiferal biofacies in sediments of the Gulf of Batabano, Cuba, and their geologic significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **48**: 1666-1679.
- Barbera C., Simone L. & Carannante G., 1978.** Depositi circolitorali di piattaforma aperta nel Miocene Campano: analisi sedimentologica e paleoecologica. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. **97**, 821 – 834.
- Barbera, C. & Tavernier, A., 1987.** Osservazioni paleoambientali su un banco di ostriche del Tortoniano di Capo Vaticano (Calabria, Italia). *Atti Congr. Sorrento 29-31 maggio 1987, Lavori S.I.M.* Napoli, 1990, **23**: 409-416 pp.

- Barbera C. & Tavernier A., 1990.** Paleoecologia della successione miocenica di Vibo Valentia. *In* Robba, E. (ed.), *Atti Quarto Simp. Ecol. Paleoecol. Com. Bent., Sorrento, 1988*, 233-245 pp.
- Bassi D., 1995.** Crustose coralline algal pavements from Late Eocene Colli Berici of Northern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **101**, 81-92.
- Bassi D., 1998.** Coralline algal facies and their palaeoenvironments in the Late Eocene of northern Italy (Calcare di Nago, Trento). *Facies*, **39**, 179- 202.
- Bassi D., 2005.** Larger foraminiferal and coralline algal facies in an Upper Eocene storm-influenced, shallow water carbonate platform (Colli Berici, northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**, 17-35.
- Bassi D., Carannante G., Murru M., Simone L. & Toscano F., 2006.** Rhodalgae/Bryomol assemblages in temperate-type carbonate, channelized depositional systems: the Early Miocene of the Sarcidano area (Sardinia, Italy). *In: Pedley H.M. & Carannante G., Cool - Water Carbonates: Depositional System and Palaeoenvironmental Controls. Geological Society, London, Special Publications*, **255**, 35-52.
- Basso D., 1998.** Deep rhodolith distribution in the Pontian Islands, Italy: a model for the paleoecology of a temperate sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **137**, 173-187.
- Benn D.L. & Ballantyne C.K., 1993.** The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms* **18**(7): 665-672.
- Benson R.H. (Ed.), 1976.** Biodynamic Effects of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **20**, pp. 1–170.
- Berder M.L. & Graham D.W., 1981.** On late Miocene abyssal hydrography. *Mar. Micropal.*, **6**, 5/6, pp.451-464.
- Bernet-Rollande, M.C., Maurin, A.F. & Monty, C.L.V. 1981.** De la bactérie au réservoir carbonaté. *Pétrole et Techniques (La revue de l'Association française des Techniciens et Professionnels du Pétrole)*, **283**, 96–98
- Bernoulli D., Eberli G.P., Pignatti J.S., Sanders D. & Vecsei A., 1992.** Sequence stratigraphy of Montagna della Maiella. *In: Quinto Simposio di Ecologia e Paleoecologia della Comunità Bentoniche, Paleobenthos; Guide Book*, pp 85 – 109, Roma.
- Berggren W.A. & Haq B., 1976.** The Andalusian stage (Late Miocene): biostratigraphy, biochronology and paleoecology. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **20**, pp.67-129.
- Bessedik M., 1985.** Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. *Thèse Doct. Etat, Univ. Montpellier*, 162 pp.
- Betzler C., 1995.** Der Einfluß von Klima und Meeresspiegelschwankungen auf die Bildung tertiärer Karbonate. Eine Fallstudie zum Queensland Plateau (Nordostaustralien). Mit ergänzenden Beispielen aus Südaustralien und Südspanien: *Unpublished Habilitation Thesis, Universität Frankfurt, Frankfurt am Main*, 191 pp.
- Betzler C., Brachert T. C. & James N., 1997.** The warm temperate carbonate province, a review of the facies, zonations, and delimitations. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **201**, 83-99.
- Birkeland C., 1987.** Nutrient availability as a major determinant of differences among coastal hard-substratum communities in different regions of the tropics. *In: Differences between Atlantic and Pacific tropical marine coastal systems: community structure, ecological processes, and productivity. UNESCO, Paris*, pp 45–90
- Bizzozero G., 1885.** *Flora Veneta Crittogamica*, Padova, 255 pp.

- Blanc J.J., 1973.** Observations sur la sedimentation bioclastique en quelques points de la Marge Continentale de la Mediterranean, in **Stanley D.J.** (ed) *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, pp. 225-240. Dowden, Hutchinson e Ross, Stroudsburg, Pa.
- Böhme M., 2002:** Lower Vertebrates (Teleostei, Amphibia, Sauria) from the Karpatian of the Korneuburg Basin - palaeoecological, environmental and palaeoclimatical implications. *Beitr. Paläont.*, **27**, 339-353 pp., Vienna.
- Bosellini A. & Ginsburg R.N., 1971.** Form an internal structure of recent algal nodules (Rhodolithes) from Bermuda. *Journ. Geol.*, v. **79**, 669 – 682, Chicago.
- Bosence D. W. J., 1983a.** Description and classification of rhodoliths (rhodoids, rhodolites). *In: Coated grains* (Ed. by T. M. Peryt), pp. 217-224. Springer, Berlin.
- Bosence, D.W.J. 1983b.** The occurrence and ecology of Recent rhodoliths - a review. *In: PERYT, T.M.* (ed.) *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin, 225-242.
- Bosence D.W.J., 1985.** The “ Coralligène” of the Mediterranean: a recent analog for Tertiary coralline algal limestones. *In: Toomey D.F., Nitecki M.H.* (Eds.), *Paleoalgology: Contemporary Research and applications*. Springer, New York, pp. 215-225.
- Bosence, D.W.J., 1991.** Coralline Algae: Mineralogy, taxonomy and palaeoecology. *In: Calcareous algae and stromatolites* (Ed. by R. Riding), pp. 98-113. Springer, Heidelberg.
- Bosence D.W.J., 2005.** A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedim. Geol.*, **175**, 49-72.
- Bosence D.W.J. & Pedley H.M., 1979.** Paleoeecology of a Miocene coralline algal bioherm, Malta. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, **3**, 463-470.
- Bosence D. W. J. & Pedley H.M., 1982.** Sedimentology and palaeoecology of a Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **38**, 9-43.
- Boudaguer-Fadel M.K., 2002.** The stratigraphical relationship between planktonic and larger benthic foraminifera in Miocene to Pliocene carbonate facies of Sulawesi, Indonesia. *Micropaleontology*, **48**, 153-176.
- Bourouilh le Jan F.G., 1979.** Les platforms carbonates de haute énergie à Rhodolithes et la crise climatique du passage Mio-Pliocene dans la domaine pacifique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, **3**, 489-495.
- Bourrouilh - Le Jan & Hottinger, 1988.** Occurrence of rhodolites in the tropical Pacific – a consequence of Mid-Miocene paleo-oceanographic change. *Sedimentary Geology*, **60**: 355-367.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C. & Martín, J.M., 1996.** Record of climatic change in neritic carbonates: Turnovers in biogenic associations and depositional modes (Upper Miocene, southern Spain). *Geologische Rundschau*, **85**, 327-337.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C. & Martín, J.M., 1998.** Microtaphofacies of a warm-temperate carbonate ramp (uppermost Tortonian/lowermost Messinian, southern Spain). *Palaios*, **13**; (5), p. 459-475
- Brachert T. C., Forst M. H., Pais J. J., Legoinha P. & Reijmer J. J. G. , 2003.** Lowstand carbonates, highstand sandstones? *Sedimentary Geology*, **155**, 1-12.
- Braga J. C., Bosence D. W. J. & Steneck R. S., 1993.** New anatomical characters in fossil coralline algae and their taxonomic implications. *Palaeontology*, **36** (3), 535-547.
- Braga J.C. & Davies P.J., 1993.** Coralline algal distribution in One Tree Reef (Southern Great Barrier

- Reef, NE Australia). *In: International Society for Reef Studies 1st European Regional Meet*, Vienna, Abstr 9
- Braga J. C. & Aguirre J., 1995.** Taxonomy of fossil coralline algal species: Neogene *Lithophylloideae* (*Rhodophyta*, *Corallinaceae*) from southern Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **86**, 265-285.
- Braga J.C., Martin J.M. & Riding R., 1996.** Internal structure of segment reefs: *Halimeda* algal mounds in the Mediterranean Miocene. *Geology*, **24**: 35-38.
- Braga J. C. & Aguirre J., 2001.** Coralline algal assemblages in upper Neogene reef and temperate carbonates in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **175**, 27-41.
- Brandano, M., 2001.** Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi piu` significativi del Miocene nell'Appennino centrale. *PhD Thesis, University of Rome 'La Sapienza'*, 180 pp.
- Brandano M. & Corda L., 2002.** Nutrients, sea levels and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, **14**, 257-262.
- Brasier M.D. 1995.** Fossil indicators of nutrient levels. Eutrophication and climate change. *In: Bosence D.W.J. & Allison P.A. (eds) Marine paleoenvironmental analysis from fossils. Geol Soc Lond Spec Publ 83:113-132*
- Brasier M.D. 1995b.** Fossil indicators of nutrient levels. Evolution and extinction in relation to oligotrophy. *In: Bosence D.W.J. & Allison PA (eds) Marine paleoenvironmental analysis from fossils. Geol Soc Lond Spec Publ 83:133-150*
- Brasier M.D., 1995.** Fossil indicators of nutrient levels. 1: Eutrophication and climate change. *In: Bosence D.W.J. & Allison P.A. (Eds.): Marine Paleoenvironmental Analysis from fossils. Geol. Soc. Spec. Pubbl.*, 83, pp. 113-132.
- Bromley, R. G., 1999.** *Spurenfossilien*. Springer, Berlin, 347 pp.
- Bromley R.G. & D'Alessandro A., 1984.** The ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of Southern Italy. *Riv. It. Pal. Strat.*, **90**, 2, 227-296, tavv. 16-84, Milano
- Brunn P., 1962.** Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways Harbour Division, American Society of Civil Engineers, Proceedings*, **88**, 117-130.
- Buchbinder B., 1977.** The coralline algae from the Miocene Ziqlag Formation in Israel and their environmental significance. *In: Flugel, E. (Ed.), Fossil Algae: Recent Results and Developments*. Springer, New York, pp. 279-285.
- Buge E., Debourle A. & Deloffre, R., 1973.** Gisement miocène à nodules algaires (*Rhodolithes* à l'ouest de Salies de Béarn, Aquitaine Sud-Ouest). *Bull. Cent. Rech. Pau.*, **7**, 1-51
- Burchette T.P., 1988.** Tectonic control on carbonate platform facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez. *Sediment Geol.*, **59**, 179- 204.
- Burchette T. P. & Wright V. P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- Buroker N.E., 1983.** Population genetics of the American oyster *Crassostrea virginica* along the Atlantic coast and Gulf of Mexico. *Marine Biology*, **75**: 99-112
- Buxton M.W.N & Pedley M.H., 1989.** A standardized model for Tethyan carbonate ramps. *J.Geol. Soc. London*, **146**:746-748.
- Calvet F. & Tucker M.E., 1988.** Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan Basin, N.E. Spain. *Sediment. Geology*, **57**: 185-198.

- Calvo J.P., Daams R., Morales J., Lopez – Martinez N., Agusti J., Anadon P., Armenteros I., Cabrera L., Civis J., Corrochano A., Diaz-Molina M., Eliaga E., Hoyos M., Martin-Suarez E., Martinez J., Moissenet E., Muñoz A., Perez-Garcia A., Perez-Gonzalez A., Portero J.M., Robles F., Santisteban C., Torres T., Van der Muelen A.J., Vera A. & Mein P., 1993.** Up to date Spanish continental Neogene synthesis of the paleoclimatic interpretation. *Rev.Soc.Geol.Esp.*, **6**, 29-40.
- Canals M. & Ballesteros E., 1997.** Production of carbonate particles by phytobenthic communities on the Mallorca-Menorca shelf, northwestern Mediterranean sea. *Deep-Sea Res II* **44**:611–629
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J. D. & Simone, L., 1988.** Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, **60**, 333-346.
- Carannante G. & Simone L., 1996.** Rhodolith facies in the central-southern Appennines Mountains, Italy. *In: Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Ed. by E. K. Franseen, M. Esteban, W. C. Ward and J.-M. Rouchy), pp. 261-277. SEPM, Tulsa. *Concepts in Sedimentology and Paleontology, Vol. 5*.
- Carone G., 1997.** *Metaxytherium medium* (Desmarest) 1822 (Dugonidae, Sirenia, Mammalia), delle arenarie tortoniane di Cessaniti (Calabria, Italia). *Atti Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. Stor. Nat. Milano*, **137/1996** (I-II), 91-100, Settembre 1997.
- Carozzi, A.V., 1989.** Carbonate rock depositional models. A microfacies approach. 604 pp., Englewood Cliffs (Prentice Hall)
- Catalano R. & Esteban M., 1978.** Messinian reefs of Western and Central Sicily. *In: Messinian Seminar n°3, Málaga, Abstract*.
- Cauleat J.P., 1973.** Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algerian Continental Shelf *In: Stanley D.J.* (ed.) *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, pp. 241-259. Powden, Hutchinson & Ross inc., Stroudsburg, Pa.
- Chafetz H.S., McIntosh A.G. & Rush P.F., 1988.** Freshwater phreatic diagenesis in the marine realm of Recent Arabian Gulf carbonates. *J.Sediment.Petrol.*, **58**:433-440.
- Chamberlain Y.M. & Irvine L.M., 1994.** Lithophylloideae. *In: Irvine LM, Chamberlain YM (eds) Seaweeds of the British Isles. 1. Rhodophyta. Part 2B, Corallinales, Hildebrandiales. Natural History Museum, London*, pp 59–112
- Chapelle G., 1988.** Le bassin néogène de Nijar-Carboneras (Sud-Est de l' Espagne): les relations entre la sédimentologie et les étapes de la structuration – *Thèse Univ. Lyon, n°5088*, 240 pp.
- Chapman F. & Crespin I., 1930.** Rare foraminifera from deep borings in the Victorian Tertiaries - *Victoriella*, gen. nov., *Cycloclypeus communis* Martin, and *Lepidocyclina borneensis* Rovale. *Proceedings of the Royal Society of Victoria, new ser.*, **42**, 110-115.
- Chaproniere G. C. H., 1975.** Paleoecology of Oligo-Miocene larger foraminiferida, Australia. *Alcheringa*, **1**, 37-58.
- Charriere A. & Saint Martin J.P., 1989.** Relation entre les formation récifales du Miocène supérieur et la dynamique d'ouverture et de fermeture des communications marines à la bordure méridionale du sillon sud-rifain (Maroc.). *C.R. Acad.Sci., Paris*.
- Checchia-Rispoli G., 1925.** Illustrazione dei clipeastri miocenici della Calabria seguita da uno studio sulla morfologia interna e sulla classificazione dei clipeastri. *Mem. Serv. Descr. Carta Geologica d'Italia*, **9**, III, 1-75 pp., Roma.
- Chennouf R., 1996.** Géométrie et paléoenvironnements de la plates-forme carbonate messiniennes du piedmont des Kebdana (Maroc nord-orient): organisation, dynamique. *Géol. Méditerr.* **XXIII**: 227-234.

- Chevalier J.P., 1961.** Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales de la Méditerranée occidentale. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, XL, **93**, 562 pp.
- Cipollari P. & Cosentino D., 1991.** La linea Olevano-Antròdoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 2, *CROP 11*, 143-149.
- Cipollari P. & Cosentino D. 1995a.** Il sistema Tirreno-Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del fronte compressivo. *Studi Geol. Cam.*, Vol. Spec. **2**, 125-134.
- Cipollari P. & Cosentino D. 1995b.** Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, **252**, 375-389
- Cita M.B. & Mc Kenzie J., 1986.** The Terminal Miocene Event. *In: Hsü K.J. Eds., Mesozoic and Cenozoic oceans. Geol. Soc. Amer., Boulder, Geodyn. Ser.*, **15**, pp. 123-140.
- Conesa G., 1997.** Géométrie et biosédimentologie d'une plateforme carbonate messinienne (Bassin de Sorbas, Sud-Est de l'Espagne). *Thesis*, University Aix-Marseille I.
- Conesa G. & Babinot, J.-F. 1999.** Le Messinien inférieur des marges carbonatées du bassin de Sorbas (Sud-Est Espagne): organisation sédimentaire, microfaunes et paléoenvironnements. *Rev. Micropaléont. Paris*, **42**, 255-267.
- Cormaci M., Furnari G., Giaccone G., Colonna P. & Mannino A.M., 1985.** Metodo sinecologico per la valutazione degli apporti inquinanti nella rada di Augusta (Siracusa). *Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat.* **18**:829-850
- Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G. & Muller J., 1994.** Geometry, palaeoenvironments, and relative sea-level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjado carbonate platform (Oran, Western Algeria). *Consequences. Sediment. Geol.* **89**: 143-158
- Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G, André J.P., Muller J. & Benmoussa A., 1996.** Anatomie de quelques plates-formes carbonates progradantes messiniennes de Méditerranée. *Bull. Soc. Geol. France*, **167**:495-507.
- Cornée J.J., Roger S., Münch P., Saint Martin J.P., Féraud G., Conesa G. & Petrea S., 2002.** Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in the Melilla-Nador basin (Morocco). *Sedimen. Geol.* **146**: 285-304.
- Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G., Münch P., André J.P., Saint Martin S. & Roger S., 2004.** Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int. Jour. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **93**, 621-633.
- Cosentino D., Carboni M.G., Cipollari P., Di Bella L., Florindo F., Laurenzi M.A. & Sagnotti L., 1997.** Integrated stratigraphy of the Tortonian/Messinian boundary: the Pietrasecca composite section (Central Apennines, Italy). *Eclogae Geologiae Helveticae*, **90**, 229-244
- Cowardin L. M., Carter V., Golet F. C. & LaRoe E. T., 1979.** Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States. *U. S. Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, Washington, D.C.* Jamestown, ND: Northern Prairie Wildlife Research Center Online, <http://www.npwrc.usgs.gov/resource/1998/classwet/classwet.htm>
- Cross N.E., Purser B.H. & Bosence D.W.J., 1998.** The tectono-sedimentary evolution of a rift margin carbonate platform: Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt. *In: Purser B.H. & Bosence D.W.J., (eds). Sedimentary and tectonic evolution of rift basins—the Red Sea—Gulf of Aden.* Amsterdam, *Netherlands Chapman Hall-Kluwers*; p. 271- 95.
- Crescenti U., 1969.** Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana abruzzese (parte I, Descrizione delle seriestratigrafiche). *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **8**, 155-204.
- Cunningham K.J., Farr M.R. & Rakic-El Bied K., 1994.** Magnetostratigraphic dating of an upper Miocene shallow-marine and continental sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth* **237**

- Cunningham K.J., Benson R.H., Rakic-El Bied K. & McKenna L.W., 1997.** Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sediment. Geol.* 107:147–165
- Cushman J. A., 1927.** An outline of a re-classification of the Foraminifera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 3, 1-105.
- Cushman J.A., 1950.** Foraminifera. Their classification and economic use. 1950, 4th ed. *Harvard Univ. Pr. Cambridge, Mass.*; 605 pp. figs. 31+55 pls
- Dabrio C.J., Esteban M. & Martin J.M., 1981.** The coral reef of Nijar, Mesinian (Uppermost Miocene), Almeria Province, SE Spain. *J.Sediment.Petrol., Tulsa*, 51, 2, pp.521-539.
- Danese E., 1999.** Upper Miocene carbonates ramp deposits from the southernmost of Maiella Mountain (Abruzzo, Central Italy). *Facies*, 41G, 41-54.
- Delage Y. & Hérouard E., 1896.** La cellule et les protozoaires. *Schleicher Frères, Paris*.
- Delfaud J. & Revert J., 1974.** Observations sur le calcaire à stromatolithes d'âge miocène terminal du djebel Murdjadjo (Oran, Algérie). *CR. Acad. Sci. Paris*, 279, p.1979-1982.
- Di Bella L., Carboni M.G. & Matteucci R., 2006.** Il contributo dei foraminiferi nella ricostruzione paleo ambientale della sezione di Pietrasecca (Appennino Centrale). Proceeding of the 83rd *Congresso della Società Geologica Italiana*, Chieti (13 – 16 September).
- Di Geronimo R., Alongi G. & Giaccone G., 1993.** Formazione organogene a *Lithophyllum lichenoides* Philippi (Rhodophyta, Corallinales) nel Mesolitorale di Capo S. Alessio (Sicilia orientale). *Boll Accad Gioenia Sci Nat* 26:145–172
- Dodd J.R. & Nelson C.S., 1998.** Diagenetic comparisons between non-tropical Cenozoic limestones of New Zealand and tropical Mississippian limestones from Indiana, USA: Is the non-tropical model better than the tropical model? *Sedimentary Geology*, 121, p.1-21.
- Dronkert H. & Pagnier H., 1977.** Introduction to Mio – Pliocene of the Sorbas basin. Malaga, *Field Trip Guidebook 2, International Geological Correlation Program, Project 96, Messinian Seminar* 3, 1-18.
- Ehrenberg C. G., 1839.** Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. *Physikalische Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 59-147.
- Eichwald C. E. V., 1830.** *Zoologia specialis. D.E. Eichwaldus, Vilnae*, 323 pp.
- Ellison A. M., Farnsworth E. J. & Merkt R. E., 1999.** Origins of mangrove ecosystems and the mangrove biodiversity anomaly. *Global Ecology and Biogeography*, 8, 95-115.
- Erez J. & Gill D., 1977.** Multivariate analysis of biogenic constituents in Recent sediments off Ras Burka, Gulf of Elat, Red Sea. *Math. Geol.*, v. 9, p. 77-78.
- Esteban M., 1979.** Significance of the Upper Miocene coral reef of the western Mediterranean. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoec.*, 29: 169-188.
- Esteban M., 1988.** Miocene reefs in western Mediterranean (abs.). *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 72, 182 pp.
- Esteban M. & Pray L.C., 1979.** A guidebook of the Tertiary reef carbonates and associated facies southeastern Spain and the Balearic Platform (Mallorca-Almeria-Barcellona). *Barcelone*, 73 pp.
- Esteban M., Braga J.C., Martin J. & Santisteban C., 1996.** Western Mediterranean reef complexes.

- Fatton E., 1972.** De la Province biogéographique à la Population d'après les Pectinides néogènes et actuels. *Cent. d'étude et de rich. de paleont. Biostratigraph., note et contributions*, **3**, pp. 1-213., Orsay.
- Ferretti M. P., Torre D. & Rook L., 2001.** The remains from Cessaniti (Calabria, Southern Italy) and their bearing on Late Miocene biogeography of the genus. *The World of Elephants – International Congress, Rome 2001*, 633-636 pp., Roma.
- Ferretti M. P., Rook L. & Torre D., 2003.** *Stegotrabelodon* (Proboscidea, Elephantidae) from the Late Miocene of Southern Italy. *Journ. of Vertebrate Paleontology*, **23** (3): 659-666 pp., Northbrook, Illinois.
- Flügel E., 1978.** Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. *Springer, Heidelberg*, 454
- Fornos J.J. & Ahr W.M., 1997.** Temperate carbonates on a modern, low energy, isolate ramp: the Balearic platform, Spain. *J. Sediment. Research.*, **67**, 364-373.
- Forst M. H., 2003.** Zur Karbonatsedimentologie, Biofazies und sequenzstratigraphischen Architektur eines fossilen Hochenergie-Schelfs aus dem Neogen der Algarve (Miozän, Südportugal). Doctoral, Johannes Gutenberg Universität.
- Foslie M., 1898.** List of species of the lithothamnia. *K. Nor. Vidensk. Selsk. Skr.*, **3**, 1-7.
- Franseen E.K., Goldstein R.H. & Farr M.R., 1998.** Quantitative controls on location and architecture of carbonate depositional sequences: upper Miocene, Cabo de Gata region; SE Spain. *J Sediment Res* **68**:283–298
- Freiwald A. & Henrich R., 1994.** Reefal coralline algal build-ups within the Arctic Circle: morphology and sedimentary dynamics under extreme environmental seasonality. *Sedimentology*, **41**, 963-984.
- Freiwald A. & Taviani M., in press.** Warm-temperate carbonate sediments on structural highs in the Strait of Sicily, Mediterranean Sea.
- Friedman G.M., 1985.** Gulf of Elat (Aquaba). Geological and sedimentological frame work. In: Hypersaline Ecosystems – The Gavish Sabkha (Eds G.M. Friedman and W.E. Krumbein), *Ecological Studies*, **53**, pp.39-71, Springer - Verlag.
- Galloway J. J., 1933.** A manual of foraminifera. *Principia Press, Bloomington, Indiana*, 483 pp.
- Garcin M., 1987.** Le bassin de San Miguel de Salinas de Salinas (Alicante, Espagne), relations entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonatés au Messinien. *In: Thèse* **313**, Univ. Paris-Sud Orsay (1987), p. 297
- Gardulski A.F., Gowen M.H., Milsark A., Weiterman S.D., Wise S.W. & Mullins H.T., 1991.** Evolution of a deep-water carbonate platform: Upper Cretaceous to Pleistocene sedimentary environments on the west Florida margin. *Marine Geology*, v. **101**, p. 163-179.
- Ghisetti F., 1979.** Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **98**, 387-430.
- Gill D., 1993.** Discrimination of sedimentary facies by association analysis. *Mathematical Geology*, **25**, 471-482.
- Gischler E. & Pisera A. 1999.** Shallow water rhodoliths from Belize reefs. *Neue Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **214**, 71-93.
- Grasso M. & Pedley H.M., 1988a.** The sedimentology and development of Terravecchia Formation carbonates (Upper Miocene) of North Central Sicily: possible eustatic influence on facies

development. *Sediment. Geol.* **57**: 131-149.

Grasso M. & Pedley H.M., 1988b. Carta Geologica dell'Isola di Lampedusa (Isole Pelagie, Mediterraneo Centrale) 1/10000, Cartographie. *SELCA*, Florence.

Grasso M., Pedley H.M. & Reuther C.D., 1985. The geology of the Pelagian islands and their structural settings related to the Pantelleria rift (Central Mediterranean Sea). *Centro* **1/2**: 1-19.

Grasso M., Pedley M., Di Stefano R. & Cormaci R., 1996. "Upper Miocene reefs in southern Calabria: new records from the Palmi and Vibo Valentia areas and their paleogeographic and neotectonic importance". *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 29-38.

Halfar J., Godinez-Orta L. & Ingle JR, J. C., 2000. Microfacies analysis of recent carbonate environments in the southern Gulf of California, Mexico - a model for warm-temperate to subtropical carbonate formation. *Palaaios*, **15** (4), 323-342.

Halfar J., Godinez-Orta L., Mutti M., Valdez-Holguin J.E. & Borges J.M., 2006. Carbonates calibrated against oceanographic parameters along a latitudinal transect in the Gulf of California, Mexico. *Sedimentology*, v. **53**, p. 297-320.

Hallock P, 1987. Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles? *Paleoceanography*, **2**, 457-471.

Hallock P, 1988. The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoc.*, **63**, 275-291.

Hallock P., 1996. Reefs and reef limestones in Earth history. *In: Birkeland C (ed) Life and death of coral reefs. Chapman and Hall, New York*, pp 13–42

Hallock P. 2001. Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change. *In: Stanley GD (eds) – The history and sedimentology of ancient reef ecosystems. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York*, pp.387-427.

Hallock, P. & Glenn, E. C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaaios*, **1**, 55-64

Hallock P. & Schlager W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaaios*, **1**, 389-398.

Hamel G. & Lemoine M.P., 1953. Corallinace' es de France et d'Afrique du Nord. *Arch Mus Hist Nat Paris Ser 7* 1:15–136

Hansen H. J. & Buchardt B., 1977. Depth distribution of *Amphistegina* in the Gulf of Elat, Israel. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **15**, 205-224.

Haq B. U., Worsley T. R., Burckle L. H., Douglas R. G., Keigwin L. D., Opdyke N. D., Savin S. M., Sommer M. A., Vincent E. & Woodruff F., 1980. Late Miocene marine carbon-isotopic shift and synchronicity of some phytoplanktonic biostratigraphic events. *Geology*; **8**; (9), p. 427-431

Hart B. S. & Plint A. G., 1995. Gravelly shoreface and beachface deposits. *In: Sedimentary facies analysis, Vol. 22* (Ed. by A. G. Plint), pp. 75-99. Blackwell, Oxford. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*.

Harvey A.S., Broadwater S.T., Woelkerling W.J. & Mitrovski P.J., 2003. *Choreonema* (Corallinales, Rhodophyta): 18S rDNA phylogeny and resurrection of the Hapalidiaceae for the subfamilies Choreonematoideae, Austrolithoideae, and Melobesioideae. *Journal of Phycology*, **39**, 988-998.

Harzhauser, M. & Kowalke, T., 2002a. Sarmatian (Late Middle Miocene) Gastropod Assemblages of the Central Paratethys. *Facies*, **46**: 57-82 pp., Erlangen.

Harzhauser M., Böhme M., Mandic O. & Hofmann Ch. 2002b. The Karpatian (Late Burdigalian) of the Korneuburg Basin. A Palaecological and Biostratigraphical Syntheses. *Beitr. Paläont.*, **27**: 441-

456 pp., Vienna.

- Haunold, T. G., Baal, C. & Piller, W. E., 1997.** Benthic foraminiferal associations in the northern Bay of Safaga, Red Sea, Egypt. *Marine Micropaleontology*, **29**, 185-210.
- Haunold, T. G., Baal, C. & Piller, W. E., 1998.** Larger Foraminifera. In: *The northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): An actiopaleontological approach V. Foraminifera* (Ed. by T. G. Haunold and W. E. Piller), pp. 155-180. Frankfurt a. M. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Vol. 548*
- Hayasaka S., 1960.** Large sized Oysters from the Japanese Pleistocene and their paleontological implications. *Rep. Tohoku Univ. 2nd ser., spec. vol. 4*, pp. 356-370, 2 pls. Sendai.
- Henrich R., Freiwald A., Betzler C., Bader B., Schäfer P., Samtleben C., Brachert T. C., Wehrmann A., Zankl H. & Kühlmann D. H. H., 1995.** Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to arctic coasts, shelves and seamounts in the northern hemisphere: implications for fossil counterparts. *Facies*, **32**, 71-108.
- Heydrich F., 1897a.** Corallinaceae, insbesondere Melobesieae. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, **15**, 34-71.
- Heydrich F., 1897b.** Melobesiae. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft*, **15**, 403- 420.
- Hochachka P.W. & Somero G.N., 1984.** Biochemical adaptation. *Princeton University Press, Princeton*, 537 pp
- Hohenegger J., 1994.** The distribution of living larger Foraminifera NW of Sesoko-Jima, Okinawa, Japan. *Marine Ecology*, **15**, 291-334.
- Hohenegger J., 1995.** Depth estimation by proportions of living larger foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **26**, 31-47.
- Hollaus S. S. & Hottinger L., 1997.** Temperature dependance of endosymbiotic relationships? *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 591-597.
- Hollister C.D., 1973.** Atlantic continental shelf and slope of the United States. Texture of surface sediments from New Jersey to Southern Florida. *Geol. Surv. Prof. Paper*, **529 M**, pp 1-23, Washington.
- Hottinger L., 1977.** Distribution of larger Peneroplidae, *Borelis*, and Numulitidae in the Gulf of Elat, Red Sea. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, **15**, 35-109.
- Hottinger L., 1997.** Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**, 491-505.
- Hottinger L., Halicz E. & Reiss Z., 1993** .Recent Foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea. *Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana*, 179 pp.
- Howard J. D. & Frey R. W., 1973.** Characteristical physical and biogenic sedimentary structures in Georgia estuaries. *AAPG Bulletin*, **57**, 1159-1184.
- Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erikson A., Garrison R.E., Kidd R.G., Mélières F., Müller C. & Wright R., 1977.** History of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **400**: 52-855.
- Imbesi Smedile M., 1958.** Clipeastri aquitaniani, elveziani e tortoniani della Calabria. *Paleontogr. Ital.*, **43**, 47 pp., Pisa.
- Irvine L. M. & Chamberlain Y. M., 1994.** Seaweeds of the British Isles Volume **1: Rhodophyta** Part 2B: Corallinales Hildebrandiales. *The Natural History Museum*, London, 276 pp.
- Iryu Y., Nakamori T., Matsuda S. & Abe O., 1995.** Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern reef complex of the Ryukyu Islands. *Sedimentary Geol.*, **99**: 243-

- Ivanov D., Ashraf A.R., Mosbrugger V. & Palamarv E., 2002.** Palynological evidence for Miocene climate change in the Fore carpathian Basin (Central Paratethys, NW Bulgaria). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoec.*, **178**, 19-37.
- Jacquotte P., 1962.** Etude des fonds de maerl de la Méditerranée. *Receuil des Travaux de la Station Marine D'Endoume*, **26**, 141-235.
- James N. P., 1997.** The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-water carbonates* (Ed. by N. P. James and J. A. D. Clarke), pp. 1-22., Tulsa. *SEPM Special Publication*, Vol. 56.
- James N.P. 1999.** The cool-water carbonate depositional real. In: *Cool-Water Carbonates* (Eds. N.P. James and A.D. Clarke), *SEPM Spec. Pubbl.*, **56**, 1-20
- James N.P., Coniglio M., Aissaoui D.M. & Purser B.H., 1988 .** Facies and geological history of an exposed Miocene rift margin carbonate platform, Gulf of Suez, Egypt. *Am Assoc Pet Geol Bull*, **72**:555– 72.
- James N.P. & Bone Y., 1989.** Petrogenesis of Cenozoic, temperate water calcarenites, South Australia: a model for meteoric/shallow burial diagenesis of shallow water calcite sediments. *Journal of Sedimentary Geology*, v.**59**, 191-203.
- James N.P. & Choquette P.W., 1990.** Limestone diagenesis, the meteoric environment. *In*: Sediment diagenesis. *Edited by McIlreath I. & Morrow D. Geological Association Canada*, Reprint Series **4**, pp. 36–74.
- James N.P. & Bone Y., 1991.** Origin of a cool-water, Oligo – Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, Southern Australia. *Sedimentology*, **38**,332-341.
- James N.P. & Von der Borch C.C, 1991 .** Carbonate shelf edge off southern Australia: a prograding open-platform margin. *Geology*, **19**, 1005– 1008.
- James N. P. & Bone Y., 1992.** Synsedimentary cemented calcarenite layers in Oligo-Miocene shelf limestones, Eucla Plattform, southern Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 860-872.
- James N.P., Boreen T.D., Bone Y. & Feary D.A., 1994.** Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla Shelf, Great Australian Bight: a shaved shelf. *Sediment Geol.*,**90**,161– 77.
- James N.P., Collins L.B., Bone Y. & Hallock P., 1999.** Subtropical carbonates in a temperate realm: modern sediments on the southwestAustralian Shelf. *J. Sed. Res.*, **69**, 1297-1321.
- James, N. P., Bone, Y., Collins, L. B. & Kyser, T. K., 2001.** Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 549-567.
- Jimenez A.P., Braga J.C. & Martin J.M., 1991.** Oyster distribution in the Upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almeria, S.E. Spain). *Geobios*, **24**, 725-734
- Johnson D.W., 1919.** Shore Processes and Shoreline Development, *Wiley, New York*, 584 pp.
- Johnson J.H. & Foster H.L., 1951.** Recent molluscan association with paleontological and stratigraphic implication, *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **35**, pp. 2430-2431, 2 figg., Tulsa.
- Jorissen F. J., 1988.** Benthic foraminifera from the Adriatic Sea. *Principles of phenotypic Variation*, Utrecht, 157 pp.
- Kennet J.P., 1967.** Recognition and correlation of the Kapitean stage (Upper Miocene, New Zealand). *N.Z. Journ.Geol.Geophys.*, *Wellington*, **10**, pp. 1051-1063.
- Kershaw S., 1994.** Classification and geological significance of biostromes. *Facies*, **31**, 81-92.

- Kidwell S.M., 1989.** Stratigraphic condensation of marine transgressive records: origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *J. Geol.*, **97**, 1-24.
- Kidwell S.M., 1991.** The stratigraphy of shell concentrations. In: *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil record*. (Eds. P.A. Allison & D.E.G. Briggs), pp.211-290, Plenum, New York.
- Kira T., 1965.** Shell of the western Pacific in color, vol. **1**, 224 pp., 72 pls. Osaka
- Kleypas J.A., Buddemeier R.W., Archer D., Gattuso J.P., Langdon C. & Opdyke, B.N., 1999.** Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*, **284**, 118–120.
- Kleypas J.A., Buddemeier R.W. & Gattuso J.-P., 2001.** The future of coral reefs in an age of global change. *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 426–437.
- Klovan J.E., 1964.** Facies analysis of the Redwater Reef Complex; Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. **12**, p. 1-100.
- Knoerich A.C. & Mutti, M, 2006,** Early cementation in non-tropical carbonate settings, central Mediterranean. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 871-888.
- Koutsoubas D., Arvanitidis C., Dounas C. & Drummond L., 2000.** Community structure and dynamics of the Molluscan Fauna in a Mediterranean lagoon (Gialova lagoon, SW Greece). *Belg. Journ. Zool.*, **130**, supplement 1, 131-138 pp.
- Kouwenhoven T.J., Seidenkrantz M.-S. & Van der Zwaan, G.J., 1999.** Deep-water changes: the near synchronous disappearance of a group of benthic foraminifers from the late Miocene Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **152**, 259–281.
- Krumbein W.C., 1942.** Criteria for subsurface recognition of unconformities. *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.* **122**:109-128.
- Kützing F. T., 1841.** *Ueber die die 'Polyphers calcifères' des Lamouroux*. Nordhausen, 34 pp.
- Lagaji R. & Gautier Y.V. 1965.** Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhone delta, France. *Micropaleontology*, **11**, pp.39-58.
- Lamouroux J.V.F., 1812.** Classification des Ploipyers coralligènes. *Bulletin philosophique*, **3**,181-188.
- Langer M., 1993.** *Epiphytic foraminifera: Marine Micropaleontology*, v.**20**, p. 235-265.
- Langer M. R. & Hottinger L., 2000.** Biogeography of selected "larger" foraminifera. *Micropaleontology*, **46** (1), 105-126.
- Langer M. R. & Lipps J. H., 2003.** Foraminiferal distribution and diversity, Madang Reef and Lagoon, Papua New Guinea. *Coral Reefs*, **22**, 143-154.
- Latal C., Piller W. & Harzhauser M., 2004.** Palaeoenvironmental reconstruction by stable isotopes of Middle Miocene gastropods of the Central Paratethys. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **211**: 157-169 pp.
- Latal C., Piller W. & Harzhauser M. 2006.** Small-scaled environmental changes: indications from stable isotopes of gastropods (Early Miocene, Korneuburg Basin, Austria). *Int. Journ. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **95**: 95-106 pp.
- Lee J. J. & Anderson O. R., 1991.** Symbiosis in foraminifera. In: *Biology of foraminifera* (Ed. by J. J. Lee and O. R. Anderson), pp. 157-220. Academic Press, London.
- Lees A. 1975.** Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar Geol* **19**, 59–198

- Lees A. & Buller A.T. 1972.** Modern temperate – water and warm – water shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.* **13**, 67 – 73.
- Lemoine P., 1910.** Repartition et mode de vie du maerl (*Lithothamnium calcareum*) aux environs de Concarneau (Finistère). *Ann Inst Oceanogr Monaco*, **1**, 1-28.
- Lemoine M.P., 1928.** Un nouveau genre de Mélobésiées: *Mesophyllum*. *Bulletin de Société Botanique de France*, **75**, 251-254.
- Leutenegger S., 1984.** Symbiosis in benthic Foraminifera: Specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research*, v. **14**, p 16 – 35.
- Littler M., 1973a.** The distribution, abundance and communities of deepwater Hawaiian crustose Corallinaceae (Rhodophyta, Cryptonemiales). *Pacific Sciences*, **27**, 281-289.
- Littler M., 1973b.** The population and community structure of Hawaiian fringing reef crustose Corallinaceae (Rhodophyta, Cryptonemiales). *Journal of Experimental Marine Biology*, **11**, 103-120.
- Loeblich, A. R. j. & Tappan H., 1988.** Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 970 pp.
- Loutit T.S. & Keigwin Jr L.D., 1982.** Stable isotopic evidence for latest Miocene sea level fall in the Mediterranean region. *Nature*, **300**, pp.163-166.
- Lukovski P., 1988.** Evolution tectonosédimentaire du bassin néogène de Fortuna (Prov. de Murcia, Espagne). *CR Acad.Sci., Paris*, **307**, II, pp.941-947.
- Lund M., Davies P., J. & Braga J. C., 2000.** Coralline algal nodules off Fraser Island, eastern Australia. *Facies*, **42**, 25-34.
- Marshall J.F., Tsuji Y., Matsuda H., Davies P.J., Iryu Y., Honda N. & Satoh Y., 1998.** Quaternary and Tertiary subtropical carbonate platform development on the continental margin of southern Queensland, Australia. *In: Camoin G.F. & Davies P.J. (eds) Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian oceans. Special Publications IAS*, London, **25**, pp 163–195
- Martin J.M. & Braga J.C. 1994.** Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sediment. Geol.* **90**: 257-268.
- Martin J.M., Braga J.C., Betzler C. & Brachert T., 1996.** Sedimentary model and high frequency cyclicity in a Mediterranean , shallow shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga basin, southern Spain). *Sedimentology* **43**: 263-277.
- Massari F., 1996.** Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges. *J. Sed. Res.*, **66**, 364–375.
- Maurin A.F., Monty C.L. & Bernet-Rollande M.C., 1980.** The Miocene Porites reef of Santa Pola (Spain). *26° Congres.Geol. Intern.Paris*, II, 6-12,résumé, p. 515.
- Mc Kenzie J.A., Jenkins H.C. & Bennett G.G., 1979.** Stable isotope study of the cyclic diatomite claystones from the Tripoli formation, Sicily: a prelude to the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **29**, pp.125-142.
- Melo U., Summerhayes C.P. & Ellis J.P., 1975.** Upper continental margin sedimentation off Brazil, part 4, Salvador to Victoria, Southwestern Brazil. *Contr. Sedimentol.*, **4**, Schweizerbart'sche, Stuttgart, 88-116.
- Meulenkamp I.E., Hilgen F. & VooDgTe D., 1986.** Late Cenozoic sedimentary tectonic history of Calabrian arc. *Giorn. Geol. sez. 3*, **48** (12), 345-359.
- Milliman J.D., 1972.** Atlantic continental shelf and slope of the United States. Petrology of the sand

fraction. Northon New Jersey to southern Florida. *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper* **529-J**, 40 pp, Washington.

- Milliman J.D., 1974.** Marine carbonates. *Springer – Verlag Berlino – Heidelberg – New York*, 375 pp.
- Milliman J.D. & Summerhys C.P., 1975.** Upper continental margin sedimentation of Brasil. *In: Fuchtbauer H. et al. (ed.) Contributionste Sedimentology*, vol. **4**, 175 pp. E. Schwoizzerbart'sche Verlangsbuchhan deung (Nagele u. Obermiller) Stuttgart.
- Minnery G. A. , 1990.** Crustose coralline algae from the Flower Garden Banks, northwestern Gulf of Mexico. *In: Paleoalgology: Contemporaraory Research and Applications* (Ed. by D. F. Toomey and M. H. Nitecky), pp. 237-247. Springer Verlag, Berlin.
- Minnery GA, Rezak R. & Bright T.J., 1985.** Depth Zonation and Growth Form of Crustose Coralline Algae: Flower Garden Banks, Northwestern Gulf of Mexico. *In: Toomey DF, Nitecki MH (ed) Paleoalgology*. Springer, Berlin-Heidelberg, pp 237-247
- Moisette P., Saint Martin J-P., André J-P., Petrea S., 2002.** L'associations microbialite-bryozoaires dans le Messinien de Sicile et de Sardaigne. *Geodiversitas*, **24**: 611-623.
- Montenat C., Ott d'Estevou P, de Larouzière F.D. & Bedu P., 1987.** Originalité géodynamique des basins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne). *Notes Mém. CFP, Paris*, **21**, pp. 11-49.
- Montgomery P., Farr M.R., Franseen E.K., Goldstein R.H., 2001.** Constraining controls on carbonate sequences with highresolution chronostratigraphy: Upper Miocene, Cabo de Gata region, SE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **176**:11–45
- Monty C.L., 1977.** Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. *In Flüégel, E., ed., Fossil Algae: Springer-Verlag, Berlin*, p. 15–35.
- Monty C.L., Maurin A.F., & Bernet-Rollande M.C. 1980.** Miocene stromatolitic reefs from S.E. Spain. *26° Cogr.Géol.Intern.Paris*,**2**, 6-12, résumé, p.521.
- Monty C.L, 1981.** The Upper Miocene in Benejúzar region, Alicante province and associated stromatolites, *Societé Geologique de Belgique, Annales* **104**, v.1, p 109-114.
- Münch P., Roger S., Cornée J-J., Saint Martin J-P., Féraud G. & Benmoussa A., 2001.** Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la tephrochronologie dans la plate-forme et le bassin de Melilla– Nador (Rif nord-oriental, Maroc), *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et de la Plante*, **332**, pp 569–576
- Mutti M., Bernoulli D. & Stille P., 1997.** Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platforms margin, Italy. *Terra Nova*, **9**, 122 – 125.
- Mutti M., Bernoulli D., Spezzaferri S. & Stille P., 1999.** Lower e Middle Miocene carbonate facies in the central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy. *In: Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models* (Eds. P.Harris, A. Saller, J. Simo e C.R. Handford), *SEPM Spec.Publ.*, **63**, 371-384.
- Mutti M. & Bernoulli D., 2003.** Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): key surfaces to track chance in trophic resources in nontropical carbonate setting, *J.Sed.Res.*, **73**, 296-308.
- Mutti M. & Hallock P., 2003.** Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *Int. Journ. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **92**, 465-475.
- Nalin R., Nelson C.S., Basso D. & Massari F, 2007.** Rhodolith – bearing limestones as trasgressive marker beds: fossil and modern examples from North Island, New Zealand. *Sedimentology*, **55**, (2), 249 – 274.

- Nelson C.S., 1988a.** An introductory perspective on non – tropical shelf carbonates. *Sedimentary Geology*, **60**, 2-12.
- Nelson C.S., Harris G.J. & Young H.R., 1988b.** Burial-dominated cementation in non-tropical carbonates of the Oligocene Te Kuiti Group, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60**, pp. 233-250.
- Nelson C.S. & James N.P., 2000.** Marine Cement in mid-Tertiary cool-water shelf limestones of New Zealand and Southern Australia. *Sedimentology*, **47**, 609-629.
- Nemec W., 1990.** Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *In: Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10**, 29–73.
- Neri C., Gramigna P., Guido A., Perri E. & Rao A. 2005.** Paleoenvironmental evolution of the Upper Miocene fossil-bearing site of Cessaniti (Central Calabria). *Abstract. V Giornata di Paleontologia, Urbino, 20-22 Maggio 2005.*
- Nicholaides S. & Wallace M.W., 1997.** Pressure-dissolution and cementation in a Oligo-Miocene non tropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia, *in James N.P. & Clarke J.A.D.* eds., *Cool-water carbonates: Special Publication*, Tulsa, Oklahoma, USA, SEPM, pp.241-269.
- Nicotera, P., 1959.** Rilevamento geologico del versante settentrionale del M. Poro (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **7**: 92 pp., Napoli.
- Nummedal D. & Swift D.J.P., 1987.** Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities:some principles derived from Holocene and Cretaceous example. *In : Nummedal D., Pilkey O.H. & Howard S.D. (Eds.). Marine Clastic Sedimentology.* Graham and Trotman, London, pp. 1-38.
- Obrador A., 1971.** Estudio estratigrafico y sedimentologico de los materiales Miocenicos de la Isla de Maiorca. Thesis, University of Barcelona, Barcelona, 183 pp. *Palaios*, **13**, 459-475.
- Opdyke, B.N. and Wilkinson, B.H., 1990.** Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **78**, p. 1-14.
- Ott d'Estevou P., 1980.** Évolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Andalousie, Espagne).- *Thèse Doc. Univ. Paris 7, Documents et Travaux de l'IGAL*, **1** : 1-264.
- Papazzoni, C.A. & Sirotti, A., 1999.** *Heterostegina papyracea* Sequenza, 1880, from the Upper Miocene of Cessaniti (Vibo Valentia, Calabria, Southern Italy). *Boll. Soc. Paleont. It.*, **38**: 15-21 pp., Modena.
- Pastorino P. & Guineri P., 2000.** Gli orizzonti ad ostreacea della “Formazione Di San Paolo” (San Michele di Mondovì, Sottobianco delle Langhe, Italia nord-occidentale. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **41**, 11-16.
- Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U., 1991.** La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **2**, CROP 11, pp. 417-441.
- Pedley H.M., 1976.** A paleocological study of the Upper Coralline Limestone, *Terebratula – Aphelesia* bed (Miocene, Malta), based on bryozoan growth form studies and brachiopod distributions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **20**, 209 -234.
- Pedley H.M., 1978.** A new lithostratigraphical and paleoenvironmental interpretation for the coralline limestone formation (Miocene) of the Maltese Islands. *Overseas Geol Min Resour* **54**: 1-17.
- Pedley H.M., 1979.** Miocene bioherms and paleoenvironmental interpretation for the Coralline Limestone Formations (Miocene) of the Maltese Islands. *Sedimentology*, **26**: 577-591.
- Pedley H.M., 1996.** Miocene reef facies of the Pelagian region (central Mediterranean). *In: Franseen*

- E.K., Esteban M., Ward W.C., Rouchy J.M.** (eds.) – Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean region. *Concepts Sediment. Paleontol Ser., SEPM* **5**: 247-259
- Pedley H.M. 1998.** A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). *In: Carbonate Ramps (Ed. by V. P. Wright and T. P. Burchette)*, pp. 163-179., London. *Geological Society Special Publications, Vol. 149.*
- Penrose D. & Woelkerling W. J., 1992.** A reappraisal of *Hydrolithon* and its relationship to *Spongites* (Corallinaceae, Rhodophyta). *Phycologia*, **31**(1), 81-88.
- Peres J.M. & Picard J. 1964.** Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Rec. Travaux Station Mar. d'Endoume, Bull.* **31**, fasc. 47, 137 pp., Marsiglia.
- Perrin C., Bosence, D.W.J. & Rosen B., 1995.** Quantitative approaches to palaeozonation and palaeobathymetry of corals and coralline algae in Cenozoic reefs. *In: Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils (Eds Bosence D.W.G. & Allison P.A.)*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **83**, 181–229.
- Phleger F.B. & Parker F.L., 1951.** Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico, part 2: foraminifera species. *Geological Society of America Memoir*, **46**: 1-64.
- Piller W. E., 1994.** The northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): an actual palaeontological approach. *Beiträge zur Paläontologie*, **18**, 1-73.
- Poluzzi A & Sartori R. 1974.** Report on the carbonate mineralogy of Bryozoa. «Bryozoa 1974». *Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, H.S.3*, pp. 193-210.
- Pomar L.W.C., 1993.** High-resolution sequence stratigraphy in prograding carbonates: applications to seismic interpretation. *In: Loucks RG, Sarg JF, editors.* Carbonate sequence stratigraphy; recent developments and applications. *Mem-Am Assoc Pet Geol*, vol. **57**, 389– 407.
- Pomar L.W.C., 2001a.** Types of carbonate platform: a genetic approach. *Basin Res.*, **13**:313–334.
- Pomar L.W.C., 2001b.** Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **175**, 249–272.
- Pomar L.W.C., Esteban M., Calvet F. & Baron A., 1983.** La unidad arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. *In: Pomar L.W.C., Obrador A., Fornos J & Rodríguez-Perea A., eds., El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca), Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología: Institut d'Estudis Balearics and Universidad de Palma de Mallorca*, p 139-175.
- Pomar L.W.C. & Ward W.C., 1999.** Reservoir scale heterogeneity in depositional packages and diagenetic patterns on a reef-rimmed platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. *Am Assoc Pet Geol Bull.*, **83**:1759– 73.
- Pomar L., Obrador A. & Westphal H., 2002.** Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, **49**, 139-169.
- Pomar L., Brandano M. & Westphal H., 2004** Environmental factors influencing skeletal-grain sediment associations: A critical review of Miocene examples from the Western Mediterranean. *Sedimentology*, **51**, 627-651.
- Prager E.J. & Ginsburg R.N., 1989.** Carbonate nodule growth on Florida's outer shelf and its implications for fossil interpretations. *Palaios*, **4**, 310-317.
- Purser B. H., 1983.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, *Paris*, 389 pp.
- Purser B.H. & Bosence D.W.J., 1998.** Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea–Gulf of

Aden. London (UK) Chapman Hall-Kluwers.

- Purser B. H., 1983.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, *Paris*, 389 pp.
- Rabenhorst L., 1863.** Die Kryptogamen-Flora von Sachsen, der Ober-Lausitz, Thüringen und Nordböhmen. *Krummer, Leipzig*, 653 pp.
- Radwanski A., 1973.** Lower Tortonian transgression onto the southeastern and eastern slopes of the Holy Cross mountains. *Acta Geol. Pol.*, **23**: 375-434.
- Randazzo A.F., Muller P., Lelkes G., Juhasz E. & Hamor T., 1999.** Cool water limestones of the Pannonian basinal System, Middle Miocene, Hungary. *J.Sed.Petrol.*, **2**, 51-62.
- Rao A., Gramigna P. & Neri C., 2008.** Aspetti sedimentologici e biostratigrafici della sezione neogenica di Piscopio nell'area di M.te Poro, Vibo Valentia (Calabria). *Geol. Romana*, **40**, 147-161.
- Rasser M. W. & Piller W. E., 1999.** Application of neontological taxonomic concepts to Late Eocene coralline algae (Rhodophyta) of the Austrian Molasse Zone. *Journal of Micropaleontology*, **18**, 67-80.
- Rasser M. W. & Piller W. E., 2004.** Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine Foreland. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **206**, 21-39.
- Read J.F., 1982.** Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**: 195-212.
- Read J.F., 1985.** Carbonate platforms facies models. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **69**:1-21
- Reid R.P., Macintyre I.G. & James N.P., 1990.** Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologist. *Sedimentary Geology*, **68**, 163-170.
- Reiss, Z. & Hottinger, L., 1984.** The Gulf of Aqaba. *Springer, New York*, 454 pp.
- Riding R., Braga J.C. & Martin J.M., 1991.** Oolite stromatolithes and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sed. Geol.* **71**:121-127.
- Riegl B. & Piller W. E., 1997.** Distribution and environmental control of coral assemblages in northern Safage Bay (Red Sea, Egypt). *Facies*, **36**, 141-162.
- Riegl B. & Piller W. E., 1999.** Coral frameworks revisited-reefs and coral carpets in the northern Red Sea. *Coral Reefs*, **18**, 241-253.
- Ringeltaube P. & Harvey A., 2000.** Non-geniculate coralline algae (Corallinales, Rhodophyta) on Heron Reef, Great Barrier Reef (Australia). *Bot Marina* **43**:431-454
- Ryan W. B. F., Hsü K. J. et al., 1973.** *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. **13**: 1-514.
- Roda C., 1971.** I depositi miocenici della Calabria. *Boll Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, Serie 4, **10** (6), 531-549.
- Roger S., Münch P., Cornée JJ, Saint-Martin JP, Féraud G., Conesa G., Pestrea S. & Ben Moussa A., 2000.** ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the preevaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some bio-sedimentary events as isochrones around the Alboran Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* **179**: 101-113.
- Romano C., Neri C., Russo A., Russo F. & Stolarski J., 2005.** Biofacies analysis of a Lower Messinian *Porites* bioconstruction (Vibo Valentia). **Abstract – V Giornate di Paleontologia – Urbino**, 20-22 Maggio 2005.
- Romano C., Neri C., Russo A., Russo F. & Stolarski J., 2008.** Le biofacies e la storia diagenetica delle biocostruzioni del Miocene superiore, affioranti lungo le coste tirreniche dell'Italia meridionale.

Geol.Rom., **40**, 77-95.

- Ros J.D., Romero J., Ballesteros E. & Gili J.M., 1985.** Diving in blue water: the benthos. *In: The Western Mediterranean* (Ed. R. Margalef), pp. 233–295. Pergamon Press, Oxford.
- Rosmena-Rodriguez R., Woelkerling W. J. & Foster M. S., 1999.** Taxonomic reassessment of rhodolith-forming species of *Lithophyllum* (Corallinales, Rhodophyta) in the Gulf of California, Mexico. *Phycologia*, **38**, 401-417.
- Rouchy J-M., 1982.** La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém Museum Histoire Naturelle Paris, Sér C*, vol **50**
- Rouchy J-M. 1984.** Crise de salinité messinienne. *In: Synthèse géologique du Sud-Est de la France, stratigraphie et paléogéographie. Mem. BRGM*, **125**, pp.510-513.
- Rouchy J-M., Saint Martin J-P., Maurin A. & Bernet Rollande M., 1986.** Evolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée occidentale: biologie et sédimentologie. *Bulletin Centres Rech.Explor.Prod Elf Aquitaine*, **10** (2), 333-348.
- Rouchy J.M. & Saint Martin J.P., 1992.** Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, **20**, 629-632.
- Saidova K.H., 1981.** O sovremennom sostoyanii sistemy nadvidovoykh taksonov Kaynozoyksikh benthosnykh foraminifer. *Institut Okeanologii P.P. Shirshova, Akademyia Nauk SSSR, Moskow.*
- Saint-Martin J-P., 1984.** Le phénomène récifal messinien en Oranie (Algérie). *Geobios, Mem.Spécial*, **8**, 159 – 166.
- Saint-Martin J-P., 1990.** Les formations récifales coralliniennes du Miocène supérieur d’Algérie et du Maroc. *Mém. Museum Histoire Naturelle Paris Sciences de la Terre*, vol. **56**.
- Saint-Martin J-P., 1996.** Messinian coral reef of western Orania, Algeria. *in: Franseen E.K., Esteban M., Ward W.C., Rouchy J. (eds): Models for carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, Tulsa, USA, **5**, 227-237.
- Saint-Martin J-P. & Rouchy, 1990.** Le plate-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bull. Soc. Géol. France VI*: 83-94.
- Saint Martin J-P., Conesa G. & Cornée J-J., 1996.** A new type of Messinian composite microbialitic build-up (Salemi, Sicily, Italy). *Sedim. Geol.*, **106**: 51-63.
- Saint-Martin J-P., André J-P., Muller J. & Lapointe P., 1997a.** Géométrie de la plate-forme carbonate d’âge messinien de Malte: mise en évidence de l’élévation du plan d’eau méditerranéen au cours du Messinien. *Comptes Rendue Acad Sci Paris Sér. II a*, **324**: 729-736.
- Saint-Martin J-P., Cornée J-J., Muller J., Conesa G. & André J-P., 1997b.** Les constructions microbiennes du Messinien de Méditerranée. *Geobios* **20**: 463-470.
- Saint-Martin J-P., Pestrea S. & Conesa G., 2001.** Le assemblages de diatomées des niveaux infragypseaux du bassin messinien de Sorbas, (Espagne). *Cryptogamie-Algologie*, **22**: 127-149.
- Samankassou E., 2002.** Cool water carbonates in a paleoequatorial shallow water environment: the paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy). and its implications. *Geology*, **30**, 655-658.
- Sanchez-Almazo I., Spiro B., Braga J.C. & Martin J.M., 2001.** Constraints of stable isotope signatures on the depositional paleoenvironments of the upper Miocene reef and temperate carbonates in the Sorbas Basin, SE Spain. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoec.*, **175**: 153-172.

- Sanders J.E. & Kumar N., 1975.** Evidence of shoreface retreat and in place “drowning” during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 65-76.
- Santisteban C., 1981.** Petrologia y sedimentologia de los materiales del Mioceno superior de la Cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la teoria de la crisis de salinidad. *Thesis Doct. Univ.Barcelona*, 3 t., 725 pp.
- Savin M., Douglas R.G., Keòòer G., Killingley J.S., Shaughnessy L., Sommer M.A., Vincent E. & Woodruff F., 1981.** Miocene benthic foraminiferal isotope records: a synthesis. *Mar.Micropal.*, **6**, 5/6, pp.423-450.
- Shackleton N.J. & Kennet J.P., 1975.** Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. *In Kennet JP., Houtz R.E. et al., Rep.Deep.Sea Drill.Proj.*, **29**, pp.801-807.
- Schlanger S.O., 1981.** Shallow-water limestones in oceanic basins as tectonic and paleoceanographic indicators. *Soc. Econ. Paleontol. Mineralog., Spec. Publ.*, **32**, 209-226.
- Schlager W. & Ginsburg R.N., 1981.** Bahama carbonate platforms—the deep and the past. *Mar Geol*, **44**:1– 24.
- Selli R, 1957.** Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale. *Giorn. Geol.*, Ser. 2, **26**, 1-54.
- Selli, R., 1962.** Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**: 737-789.
- Shubber B., Bone Y., James N.P. & McGowran B., 1997.** Warming upward subtidal cycles in Mid-Tertiary cool-water carbonates, St. Vincent Basin, South Australia. *In : James N.P. & Clarke J.A.D. (eds). Cool-water carbonates.* SEPM Special Publication, **56**, 237-248.
- Simone L. & Carannante G., 1985.** Evolution of a Miocene carbonate open shelf from inception to drowning: the case of southern Apennines. *Soc. Naz.Sci.Lett. Arti Napoli*, **L.2/2**, 1-43
- Smith A. M. & Nelson C. S., 1996.** Differential abrasion of bryozoan skeletons: taphonomic implications for paleoenvironmental interpretation. *In: Proceedings of the 10th International Bryozoology Conference Wellington New Zealand* (Ed. by D. P. Gordon, A. M. Smith and J. A. Grant-Mackie), pp. 305-313. National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd, Wellington.
- Smith A.M. & Nelson C.S. 2003:** Effects of early sea-floor processes on taphonomy of temperate shelf skeletal carbonate deposits. *Earth-Science Reviews*, **63**: 1-31.
- Sneed E.D. & Folk, R.L., 1958.** Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, **66**, 114-150.
- Stanley S.M. & Hardie L.A., 1998.** Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeoecol Palaeogeogr Palaeoclimatol.*, **144**:3–19
- Stamp L.D., 1921.** On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-Franco-Belgian basin. *Geological Magazine*, **58**, 108-114.
- Stanton R.J.& Dodd J.R., 1976.** The application of trophic structure of fossil communities in paleoenvironmental reconstruction. *Lethaia* **9**:327–342
- Steller, D.L. & Foster M.S., 1995.** Environmental factors influencing distribution and morphology of rhodoliths in Bahia Concepci6n, B.C.S., Mexico. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **194**, 201-212.
- Stenzel W.G., 1971.** Oysters, in *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. N. Bivalvia, *Geol. Soc. Am. Univer.* Kansas, pp. 953-1124, Lawrence.

- Studencka B., 1994.** Middle Miocene bivalve faunas from the carbonate deposits of Pland (Central Paratethys). *Géol. Méditerranéenne*, **21**, n°1-2, 137-145 pp., Marsiglia.
- Studencki W., 1979.** Sedimentation of algal limestones from Buski-Spa environs (Middle Miocene, Centre Poland). *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, **27**, 155-165.
- Swift D.J.P., 1968.** Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, **76**, 444-456.
- Toelstra S.R., Van de Poel H.M., Huisman C.H.A., Geerlings L.P.A. & Dronkert H., 1980.** Paleontological changes in the latest Miocene of the Sorbas Basin, SE Spain. *Geologie Méditerranéenne*, **7**, 115 – 126.
- Tsuji Y., 1993.** Tide influenced high energy environments and rhodolith – associated carbonate deposition on the outer shelf and slope off the Mikai Islands, southern Ryukyu Island Arc, Japan. *Mar. Geol.*, **113**, 255-271.
- Tucker M.E., 1990.** Diagenetic processes, products and environments *in* Tucker, M.E. & Wright V.P. (eds.) *Carbonate Sedimentology*, Oxford, Blackwell Science Ltd, pp314-364.
- Tucker M.E. & Wright V.P., 1990.** Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*; 482 pp.
- Utesher T., Mosbrugger V. & Ashraf A.R., 2000.** Terrestrial climate evolution in northwest Germany over the last 25 million years. *Palaios*, **15**, 430-449
- Valentine J.W., 1971.** Resource supply and species diversity patterns. *Lethaia*, **4**, 51-61.
- Van Couvering J.A., Berggren W.A., Drake R.E., Aguirre E. & Curtis G.H., 1976.** The Terminal Miocene Event. *Mar Micropal.*, **1**, pp.263-286.
- Van Dam J.A., 1997.** The small Mammal from the Upper Miocene of the Turuel – Alfambra Region (Spain): *Paleobiology and Paleoclimatic Reconstructions*. Univerisiteit Utrecht, 204.
- Van Dam J.A. & Weltje G.J., 1999.** Recostruction of the Late Miocene climate of Spain using rodent paleocommunity successions: an application of end-member modelling. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, **151**, 267-305.
- Van der Hoek C., Cortel-Breeman A. M. & WandersnJ. B. W., 1975.** Algal zonation in the fringing coral reef in Curacao, Netherlands, Antilles, in relation to zonation of corals and gorgonians. *Aquatic Botany*, **1**, 269-308.
- Van der Zwaan G.J., Jorissen F.J. & De Stigter H.C. 1990.** The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology*, **95**, 1–16
- Van Dijk J. & Okkes M., 1991.** Neogene tectonostratigraphics and kinematics of Calabria arc basin: implications for the geodynamics of the central Mediterranean. *Tectonophysics*, **196**, 23-60.
- Vannucchi G., Piazza M., Fravega P. & Abate C., 1996.** Litostratigrafia e paleoecologia di successioni a rodoliti della “Pietra da Cantoni” (Monferrato orientale, Italia Nord-occidentale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. Ser. A* **103**, 69-86.
- Vecsei A. & Sanders D., 1999.** Facies analisys and sequence stratigraphy of a Miocene warm – temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sed. Geology*, **123**, 103 – 127.
- Vincent E., Killingley J.S. & Berger W.H., 1981.** The magnetic epoch-6 carbon shift: a change in the oceans ¹³C/¹²C ratio 6.2 million years ago. *Mar Micropal.*, **5**, pp.185-203.
- Walker R.G., 1992.** Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker, R.G., James, N.P.* (Eds.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*. *Geological Association of Canada Publications*, pp. 1-14.

- Wilson J. L., 1975.** Carbonate facies in geologic history. *Springer, Berlin-Heidelberg-New York*, 471 pp.
- Wilson M.E.J., 2002.** Cenozoic carbonates in southeast Asia: implications for equatorial carbonate development. *Sediment Geol.*, **147**: 295– 428.
- Wilson M.E.J. & Vecsei A., 2005.** The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Sci Rev.*, **69**, 133-168.
- Woelkerling, W. J., 1988.** The coralline red algae, an analysis of genera and subfamilies of nongeniculate Carallinaceae. *Oxford University Press, London*, 268 pp.
- Woelkerling W.J., 1996.** Subfamily Lithophylloideae. *In: Womersley HBS (ed) The marine benthic flora of Southern Australia. Rhodophyta Part IIIB.* Australian Biological Resources Study, Canberra, pp 214–237
- Womersley, H. B. S., 1996.** The marine benthic flora of southern Australia. *Australian Biological Research Study*, Canberra, 392 pp.
- Wood R., 1993.** Nutrients, predation and the history of reef-building. *Palaios*, **8**, 526-543.
- Zuschin, M. Harzhauser M. & Mandic O., 2004.** Spatial variability within a single parautochthonous Paratethyan tidal flat deposit (Karpatian, Lower Miocene-Kleinebersdorf, Lower Austria). *Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg*, **246**: 153-168 pp., Francoforte

ALLEGATI

(Analisi quantitative)

AII. 1 - Tabella riassuntiva delle percentuali delle componenti principali analizzate (bioclasti, cementi e matrice).

AII. 2 - Risultati delle analisi quantitative. I diagrammi a torta mostrano le percentuali delle componenti principali. Sezioni stratigrafiche Caria, Capo Vaticano, San Leo.

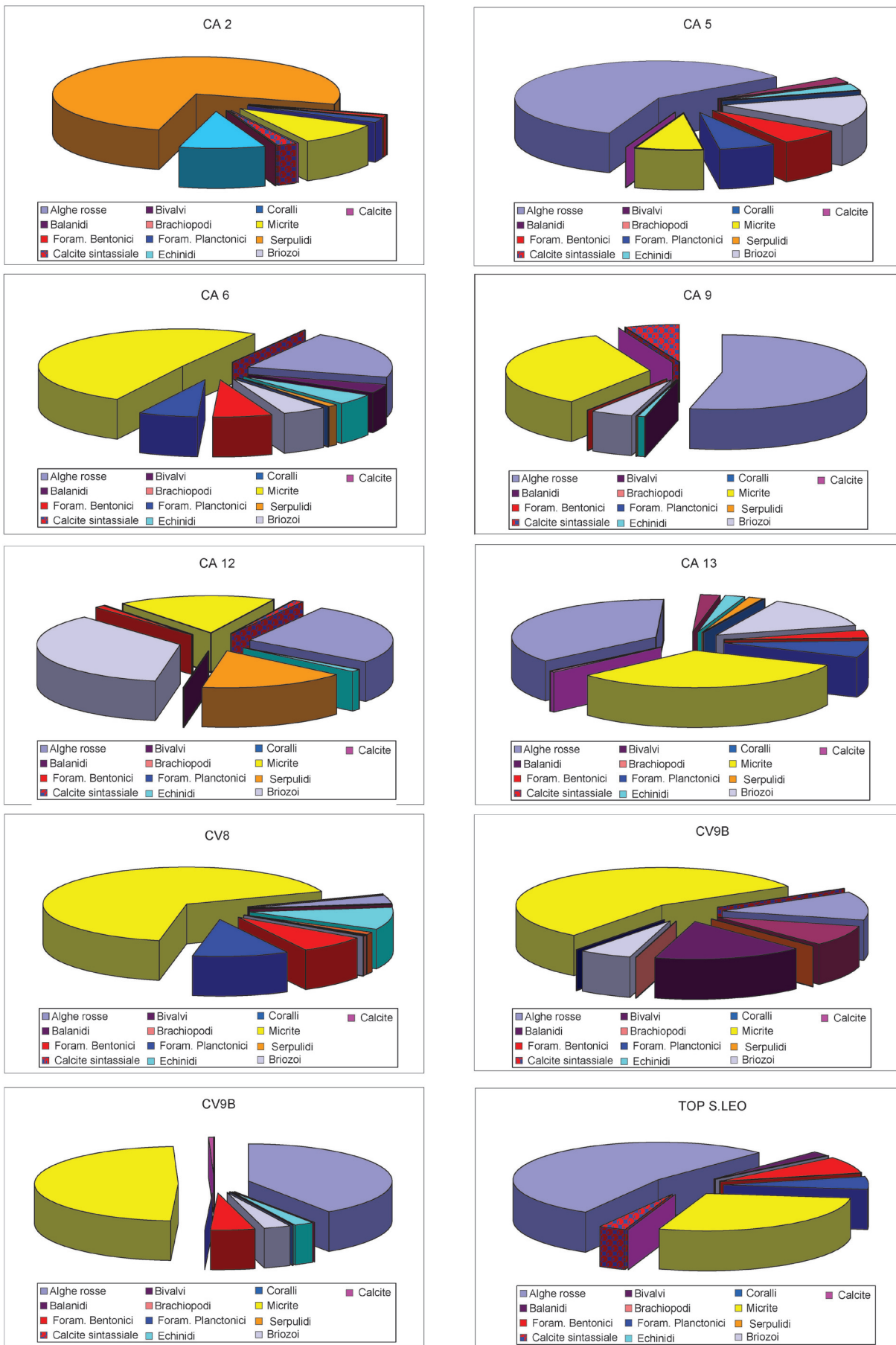
AII. 3 - Risultati delle analisi quantitative. I diagrammi a torta mostrano le percentuali delle componenti principali. Sezioni stratigrafiche San Leo, Marco Polo (Santa Domenica di Ricadi).

AII. 4 - Risultati delle analisi quantitative. I diagrammi a torta mostrano le percentuali delle componenti principali. Sezioni stratigrafiche Cessaniti, Vibo Valentia, Santa Domenica di Ricadi.

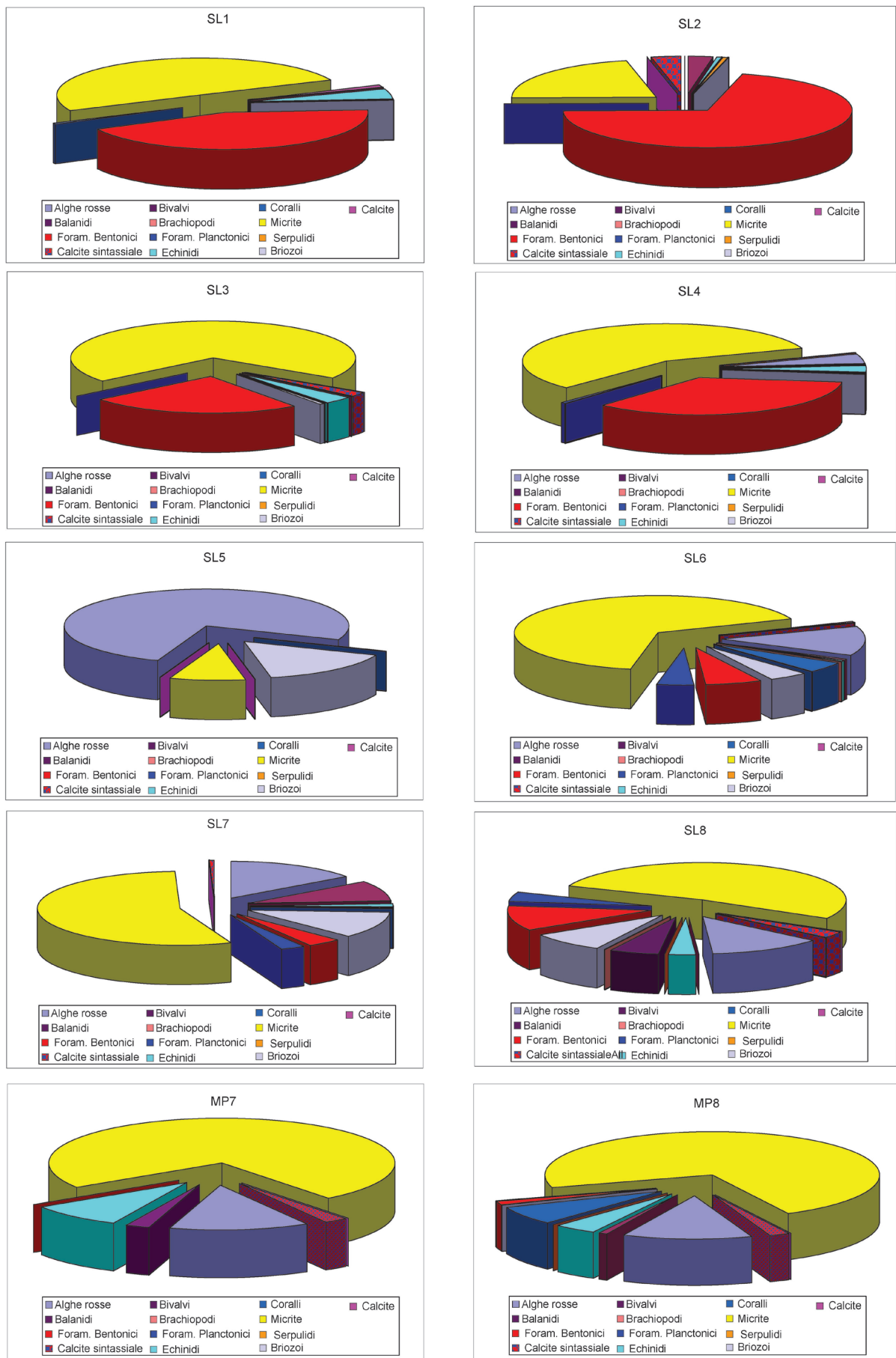
AII. 5 - Risultati delle analisi quantitative. I diagrammi a torta mostrano le percentuali delle componenti principali. Sezioni stratigrafiche Briatico, Marco Polo (Santa Domenica di Ricadi), Pizzo (Piedigrotta e Forte della Monacella), Zambrone.

Campione	Alghe rosse	Bivalvi	Echinidi	Serpulidi	Balanidi	Brachiopodi	Coralli	Briozoi	Foram. Bentonici	Foram. Planctonici	Micrite	Calcite	Calcite sintassiale	Carbonatico	Silicoclastico
CA 2	0	0	4,5	35	0	0	0	0	0,5	1	4,5	0	1	46,5	53
CA 5	34	1,5	1,5	0	0	0	0	8	4	3,5	4,5	0	0	57	2,5
CA 6	20,5	4	4,5	1	0	0	0	5	6,5	6,5	49,5	0	0	97,5	2,5
CA 9	40	0	0,5	0	0	0	0	3,5	0	0	26	0	4,5	74,5	25,5
CA 12	12	0	0,5	7,5	0	0	0	16	0,5	0	8	0	0,5	45	55
CA 13	32,5	2	2	1,5	0	0	0	12	3	6,5	28	0,5	0	88	12
TOP S.LEO	53	2	0	0	0	0	0	0	7	5,5	28	0	3	98,5	4,5
PG 2	4	2,5	3,5	0	0	0	0	6	20	4,5	37,5	0	0,5	78,5	21,5
PG 3	10,5	1,5	1	1	0	0	0	7	8	2,5	31	0	0	62,5	2,5
PZ 8	2	17	1	0	0	0	0	8,5	5	9	26	0	1,5	70	30
CE 20	1	1	1,5	0	0	0	0	0	7,5	20,5	57,5	2,5	0,5	92	8,9
CE 21	0	2	1	0	0	0	0	1	7	16	50	1	2	80	20
CE 21A	0	0	3	0	0	0	0	0	3,5	23,5	52	1,5	0,5	84	16
CE 22	1	0	0	0	0	0	0,5	2	2,5	16	14,5	6	0	42,5	57,5
VV 6	4,5	0	4,5	0,5	7	0	13	12	3	1	41,5	0	0	87	13
VV 9	13,5	1,5	5	0	0	0	18	4	5,5	2,5	42,5	0,5	0	93	7
VV 13	6	1,5	4	0,5	0	0	0	3,5	6	4	67,5	0	0,5	93,5	6,5
VV 14	0	1,6	4,8	0	0	0	38,4	6,4	3,6	2	29,6	0,4	2	88,8	11,2
BR 1	58,5	0	3,5	0	0	7,5	0	0	1	0,5	27	0	0	98	2
BR 2	19	0	2	0	0	0	0	35,5	0	0	3	29	11,5	100	0
TOP SD1	0	0	0	0	0	0	31	0	0,5	0	50,5	0	0	82	18
TOP SD2	0	0	0	0	0	0	51	0	7	0	2	0	0	60	40
SD 14	0	0	2	0	0	0	40,5	0	0	0	40,5	0,5	4	87,5	12,5
MP7	9	1,5	6	0	0	0	0	0	0	0	50,5	0	1,5	68,5	22
MP8	9	0,5	3	0	0	0	5	0	1	0	52	0	1,5	72	28
SL1	0	0	4	0	0	0	0	0	38,5	0,5	44,5	1	0	88,5	11,5
SL2	0	2,5	0,5	0,5	0	0	0	0	63,5	0	19,5	0	3	89,5	10,5
SL4	3,5	0	2,5	0,5	0	0	0	0	30	0,5	49,5	0	0	86,5	13,5
CV8	3,5	0	9,5	1	0	0,5	0	0	7,5	10,5	64	0	0	96,5	3,5
SL3	0	0	2,5	0	0	0	0	0,5	18,5	0	53,5	0	1,5	76,5	24
SL8	9	0	2	0	4	0	0	6	7,5	3	36,5	0	2	70	30
SL7	13,5	8	1,5	0,5	0	0	0	10,5	3,5	2,5	50	0	0,5	90,5	8,5
SD16	17	0	0	0	0	0	26	0	0	0	49	0	1	93	6,5
SL5	72,5	0	0	0	0	0	0	15,2	0	0	8,3	0	0	96	4
SL6	11	0,5	0,5	0	0	0	4	4	5,5	3,5	57	0,5	0	86,5	13,5
CV9A	11,5	8,5	0	0	16	0	0	5,5	0	0	53,5	0	0	95	4,5
ZR2	0	0,5	0	0	0	0	64,5	0,5	1,5	0,5	23,5	0,5	0	91,5	8,5
CV9B	37,5	0	2	0	0	0	0	3	4,5	0	45	0	0	92,5	7,5
ZR1A	0	0,5	6	0	0	0	13	43	2,5	0	29	0	0	94	6
ZR1B	7	1	5	0	0	0	9	40	3,2	0	27,8	0	0	93	7

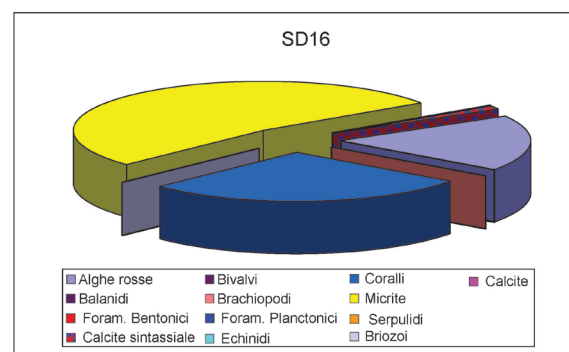
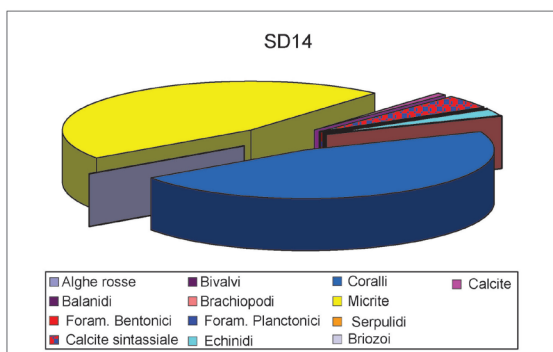
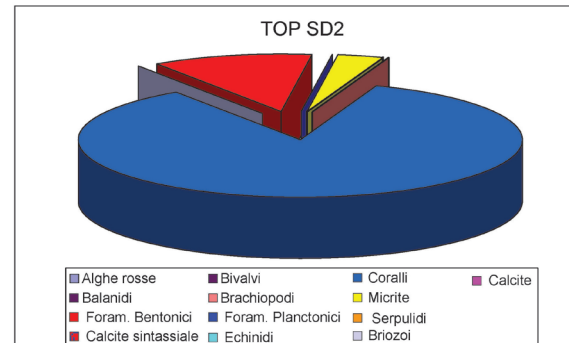
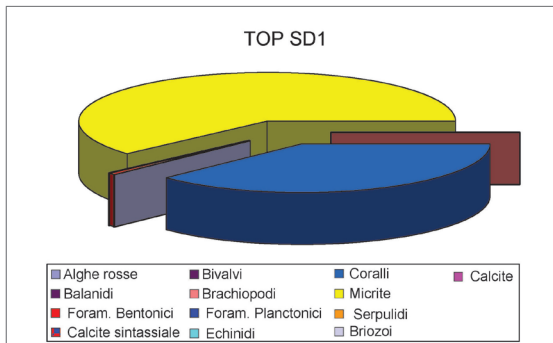
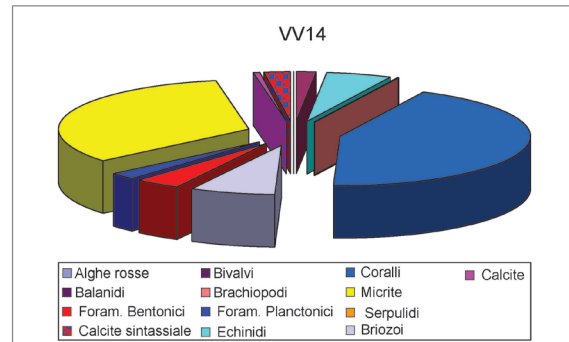
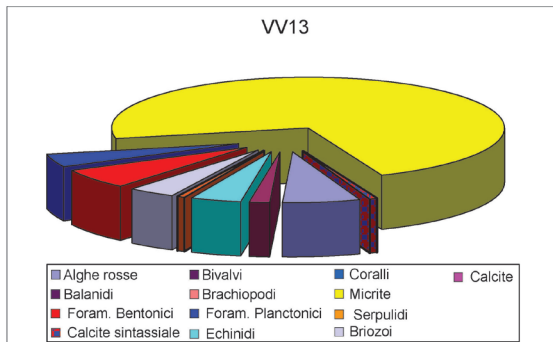
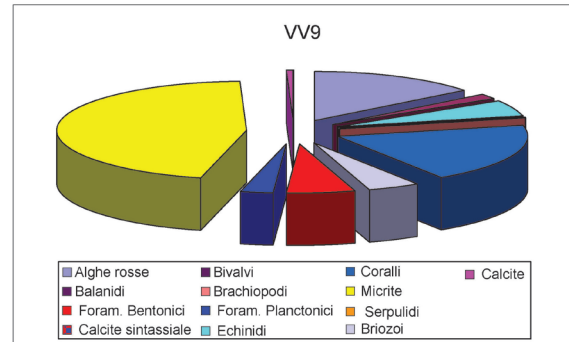
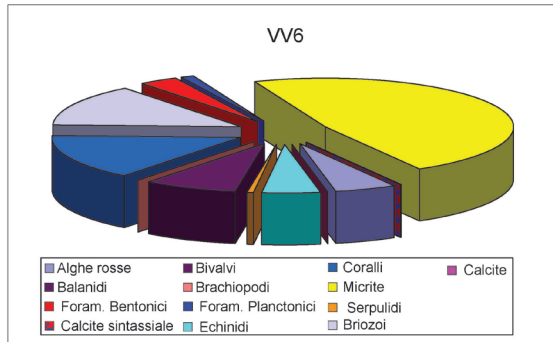
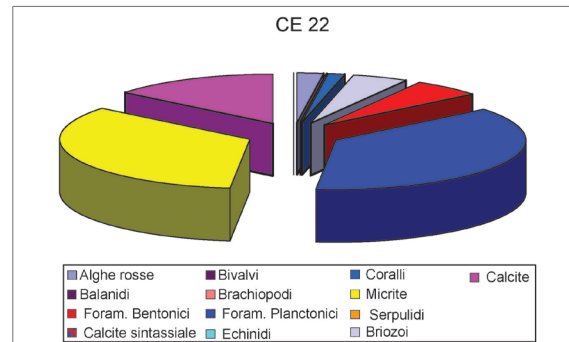
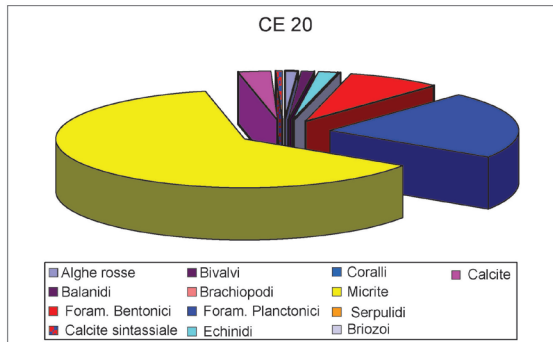
All. 1 - Tabella riassuntiva delle componenti principali analizzate e della loro abbondanza relativa (in percentuale)



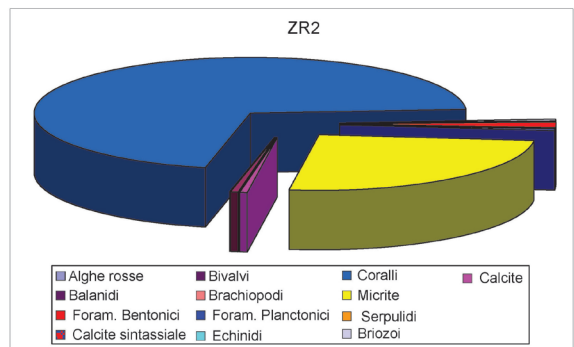
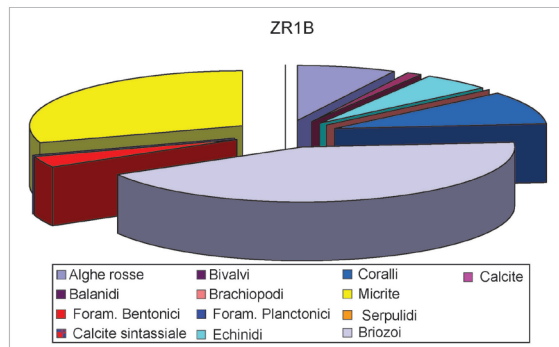
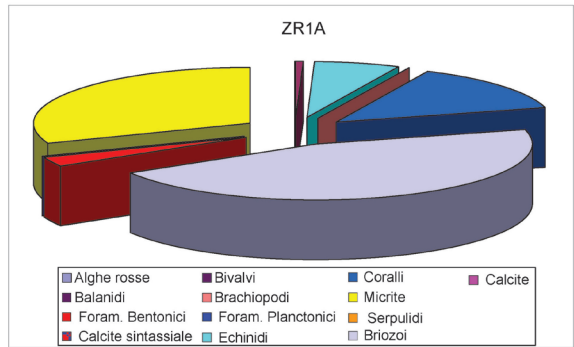
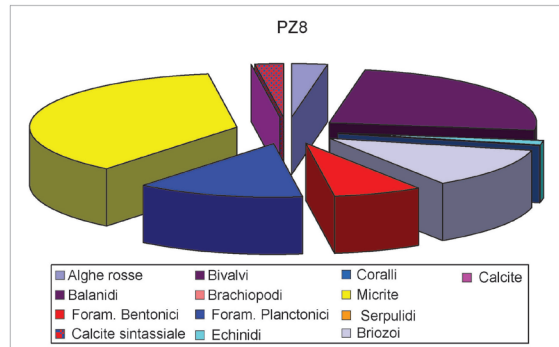
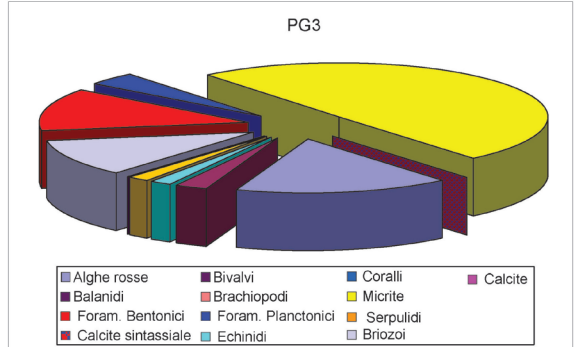
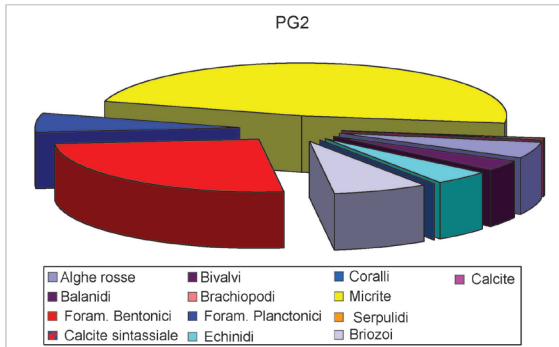
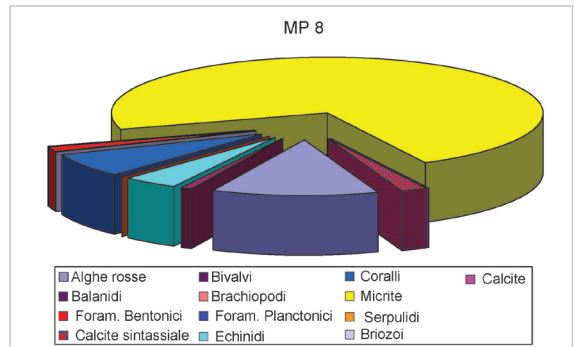
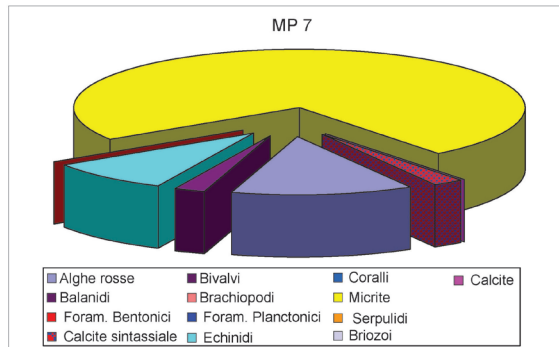
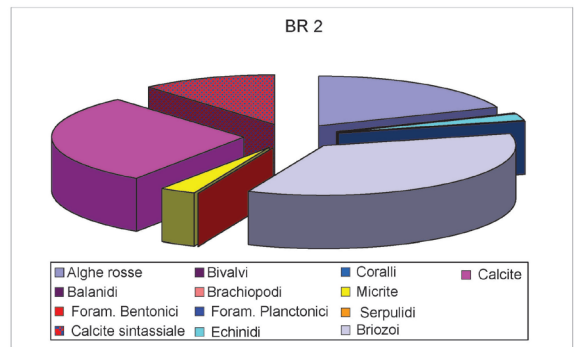
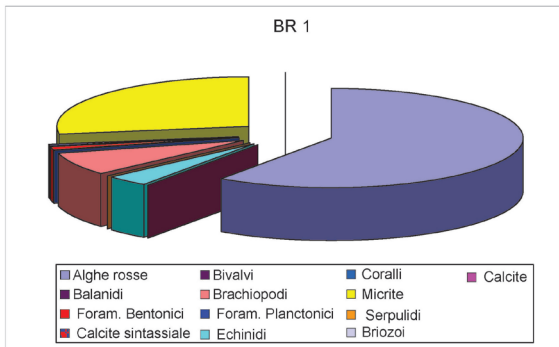
All.1 - Diagrammi a torta riassuntivi delle percentuali delle componenti principali ottenute dall'analisi quantitativa. Sezioni stratigrafiche Caria, Capo Vaticano, San Leo.



AII.2 - Diagrammi a torta riassuntivi delle percentuali delle componenti principali ottenute dall'analisi quantitativa. Sezioni stratigrafiche San Leo, Marco Polo (Santa Domenica di Ricadi).



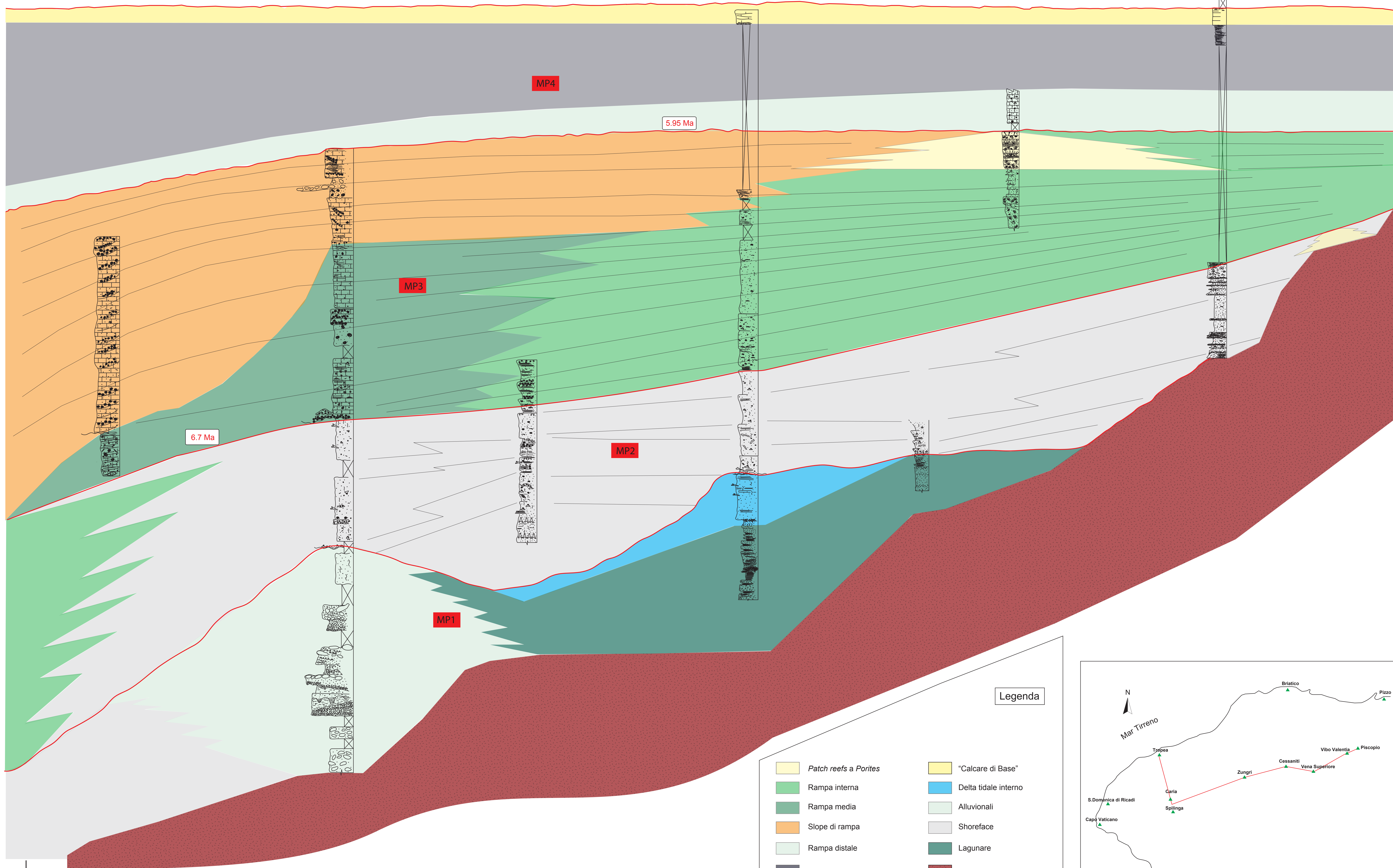
All.3 - Diagrammi a torta riassuntivi delle percentuali delle componenti principali ottenute dall'analisi quantitativa. Sezioni stratigrafiche Cessaniti, Vibo Valentia, Santa Domenica di Ricadi.



AII.4 - Diagrammi a torta riassuntivi delle percentuali delle componenti principali ottenute dall'analisi quantitativa. Sezioni stratigrafiche Briatico, Marco Polo (Santa Domenica di Ricadi), Pizzo (Piedigrotta e Forte della Monacella), Zambrone.

NNE

WNW



6.7 Ma

5.95 Ma

MP4

MP3

MP2

MP1

Legenda

- | | |
|-----------------------|-----------------------|
| Patch reefs a Porites | "Calcare di Base" |
| Rampa interna | Delta tidale interno |
| Rampa media | Alluvionali |
| Slope di rampa | Shoreface |
| Rampa distale | Lagunare |
| Marne ad Orbulina | Basamento cristallino |

5 m
0,5 km

