

10. FORMAZIONE DELLA DOLOMITE MICROBICA PRIMARIA: DISCUSSIONE

10.1. AMBIENTE DI PRECIPITAZIONE DELLA DOLOMITE

Gli ambiti peritidali della piattaforma norica inferiore (cfr. Parte Prima) incontrati in questa ricerca sono caratterizzati dall'indiscutibile predominio delle faune microbiche, che ivi assumono anche il ruolo di produttori del carbonato. Tromboliti e stromatoliti abitano le aree subtidali formando biocostruzioni ad alto rilievo, mentre negli ambiti inter-sopratidali formano depositi a basso rilievo in associazione ad oncoidi. Le stromatoliti e le tromboliti inter-sopratidali non contengono detrito bioclastico, mentre le microbialiti sub-tidali, prevalentemente composte solo da tromboliti, contengono bioclasti che testimoniano la presenza di una più ricca comunità di organismi formata da: cianobatteri scheletrici, alghe rosse e foraminiferi. Il fabric e le variazioni morfologiche all'interno delle microbialiti possono riflettere variazioni delle comunità microbiche che le hanno originate e, di conseguenza, corrispondono alle loro diverse necessità trofiche e di energia ambientale. Le acque calde ed ipersaline dell'ambiente inter-sopratidale sono, infatti, un habitat stressato dove soltanto alcuni organismi microbici sono capaci di sopravvivere (Neuweiler *et al.*, 1997).

E' stato osservato che la biodiversità delle comunità microbiche all'interno dei mats decresce a partire dall'ambito sub-tidale, verso quello sopratidale, principalmente a causa di un aumento della salinità e della durata dei periodi di esposizione subaerea. Kennard *et al.* (1981) hanno considerato le tromboliti come una facies caratteristica di un ambiente sub-tidale, in contrasto alle stromatoliti a basso rilievo che si depositerebbero principalmente in ambito inter-sopratidale in condizioni ipersaline. Feldmann & McKenzie (1998) hanno trovato un pattern simile nella distribuzione delle microbialiti peritidali attuali di Lee Stocking Island (Bahamas). Questi autori documentano un cambiamento graduale da stromatoliti intertidali formate da procarioti a tromboliti dominate da eucarioti, come il risultato dell'ultimo innalzamento del livello marino post-glaciale. In particolare, gli Autori, hanno messo in relazione lo sviluppo delle tromboliti con l'aumento dell'energia delle acque, il diminuire della salinità e l'aumento dell'apporto di nutrienti che si è generato col variare delle condizioni da sopra-tidale a sub-tidale.

Le facies peritidali noriche, descritte in questo lavoro, appartengono ad un complesso

sistema di piattaforma (Perri *et al.*, 2003) (cfr Parte Prima), dove i framework scheletrici primari sono rappresentati solo da patch-reefs ad alghe, spugne e serpulidi, sviluppatasi in una ristretta fascia di margine. Alghe dasycladaceae e foraminiferi, insieme ad altri metazoi scheletrici quali faune oligotipiche a bivalvi e gasteropodi, sono poco comuni. Di contro, il sistema sedimentario di piattaforma, in tutti i suoi sub-ambienti, è dominato da depositi microbialitici con associazioni faunistiche a bassa diversità che indicano condizioni marine stressate (Climaco *et al.*, 1997; Perri *et al.*, 2003). Le stesse condizioni ambientali sono state suggerite per le altre piattaforme coeve delle Alpi Meridionali e dell'Appennino Centrale (Berra & Jadoul, 1996; Cirilli *et al.*, 1999). I fattori di stress potrebbero essere innanzitutto la bassa concentrazione di ossigeno al di sotto degli strati più superficiali delle acque, dovuta alla morfologia ristretta dei bacini scarsamente connessi col mare aperto, nonché l'ampia estensione di fondali marini bassi, che favorisce la stagnazione delle acque. A questi fattori, è sicuramente da aggiungere la condizione meso-ipersalina delle acque stesse, conseguenza della forte evaporazione legata al clima caldo e arido esistente alle paleo-latitudini subtropicali (Marcoux *et al.*, 1993; Stampfli *et al.*, 2001).

Anche se non esiste un corrispondente attuale della estesa piattaforma peritidale riconducibile alla Dolomia Principale norica, è stato proposto che la composizione dolomitica di queste potenti successioni sia il prodotto di persistenti processi di diagenesi precoce che si verificavano negli ambienti peritidali, evaporitici ed ipersalini, in condizioni climatiche caldo-aride (Frisia, 1994; Iannace & Frisia, 1994; Balog *et al.*, 1999; Haas & Demény, 2002). Nel modello di dolomitizzazione di tipo evaporitico, dedotto da studi di ambienti moderni quali quelli delle Bahamas e della Trucial Coast, UAE (Adams & Rhodes, 1960; Shinn *et al.*, 1965; Butler, 1969; McKenzie, 1981), la dolomite primaria risulta ricca in Calcio (52-55 mol%) con un valore positivo del $\delta^{18}\text{O}$. Essa presenta, inoltre, un moderato ordine e consiste di cristalli molto piccoli (1-2 μm). Con il progredire delle fasi diagenetiche, la progressiva ricristallizzazione comporta la crescita dei cristalli fino a dimensioni di 20 μm , con un relativo aumento del grado di ordine (McKenzie, 1981). In accordo con Melim & Scholl (2002), da studi eseguiti sul Capitan Reef Complex (Permiano) in Texas, anche acque lagunari meso-saline, con una concentrazione non sufficiente per permettere la precipitazione di minerali evaporitici, sono capaci di dolomitizzare facies peritidali e recifali.

Le dolomiti microbialitiche inter-sopratidali del Triassico, discusse in questo lavoro, potrebbero per la maggior parte essersi formate in un ambiente ipersalino attraverso il modello di dolomitizzazione di tipo evaporitico. Questa ipotesi è suggerita dall'eccesso di Ca nelle dolomiti (fino a 53 mol%) e dalle piccolissime dimensioni dei cristalli (<5 μm). La

dolomite con fabric distruttivo (Tipo 3) è probabilmente il risultato delle successive fasi di ricristallizzazione dal momento che, all'interno dei boundstones microbialitici, è possibile osservare una variazione graduale un *continuum* strutturale dalla dolomite con fabric conservativo a quella con fabric distruttivo. Questo suggerisce un processo di aggradazione, probabilmente, verificatosi durante la diagenesi tardiva di seppellimento (Melim & Scholle, 2002). I cristalli di dolomite con fabric conservativo, all'interno delle facies microbialitiche subtidali (sia stromatolitiche sia trombolitiche) hanno un contenuto leggermente inferiore di Ca (in media il 47%), rispetto alle facies inter-sopratidali, a conferma di condizioni di concentrazione minore di sali in ambiente subtidale, già suggerite dalla differenziazione delle biofacies microbiche.

I valori del $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ per la dolomite a grana fine (Tipo 1) delle microbialiti triassiche della Calabria ($\delta^{18}\text{O} = 0,3 \pm 0,3 \text{ ‰}$ e $\delta^{13}\text{C} = 2,7 \pm 0,2 \text{ ‰}$) sono congruenti con un ambiente di origine di tipo marino ed evaporitico. Il valore positivo del $\delta^{13}\text{C}$ è tradizionalmente considerato caratteristico del frazionamento del carbonio proveniente dalle acque marine, mentre valori negativi indicano un'origine organica tipica dei depositi microbialitici (Schidlowsky, 2000). Recentemente, Andres *et al.* (2006) hanno dimostrato che frazionamenti positivi del $\delta^{13}\text{C}$ non sono rari in depositi microbialitici né sono in disaccordo con una loro genesi microbica. Per l'acqua marina del Triassico è stato stimato un valore $-1 \text{ ‰}_{\text{SMOW}}$ del $\delta^{18}\text{O}$ (Veizer *et al.*, 1997), cosicché con il caratteristico effetto di frazionamento della dolomite, poco più alto di quello della calcite, valori leggermente positivi nella dolomite dovrebbero essere congruenti con una sua precipitazione da acque marine. Questo valore indica, inoltre, che nella dolomite del Tipo 1 si sia verificato un più che modesto riequilibrio della firma isotopica durante la ricristallizzazione tardiva. Valori simili di $\delta^{18}\text{O}$ leggermente positivi sono stati ottenuti anche da facies coeve di dolomiti con fabric microcristallino del Triassico superiore del dominio tetideo (Frisia, 1994; Iannace & Frisia, 1994; Balog *et al.*, 1999; Haas & Demény, 2002).

Infine, le analisi in catodoluminescenza hanno mostrato una natura non-luminescente del fabric conservativo della dolomite a grana fine (Tipo 1 e Tipo 2), che compone fondamentalmente le facies microbialitiche. Ciò suggerisce che queste dolomie non hanno subito intensi e/o particolari processi di diagenesi tardiva, confermando quanto indicato dalle loro caratteristiche petrografiche, composizione chimica ed isotopica.

10.2. ORIGINE DELLE MICRO E NANOSTRUTTURE BIOGENICHE

Le sfere micrometriche (circa 1 μm) trovate all'interno delle lamine micritiche delle stromatoliti noriche, sono interpretabili come i resti fossilizzati di forme batteriche (Fig. 10.1A) (cfr paragrafo 8.1). La stretta associazione tra le strutture sferiche ed i cristalli di dolomite che le ospitano, ed a volte addirittura inglobano, indica chiaramente la loro origine sinsedimentaria (le osservazioni sono state condotte su superfici fresche di campioni, pulite con ultrasuoni in una soluzione alcolica che esclude una contaminazione ambientale). Nello stesso tempo, si esclude un'origine tardiva diagenetica, così come anche una contaminazione da acque o suoli attuali. Le strutture sferoidali si ritrovano, infatti, all'interno di lamine micritiche uniformi e regolari, che non mostrano evidenza di erosione, di perforazione, o di esposizione subaerea, durante la quale potrebbe essersi verificata una contaminazione sinsedimentaria.

Le analisi semiquantitative in EDS di tali strutture rivelano una composizione dolomitica ricca in Ca. Il contenuto in Ca ha, infatti, una percentuale media di 55,4 mol%, ed in alcuni casi raggiunge una concentrazione pari a 70 mol%. La composizione degli sferoidi risulta, comunque, equivalente a quella dei cristalli di dolomite micritica che le ospitano, suggerendo che esse in qualche modo siano coinvolte nella precipitazione della dolomite. Questo potrebbe indicare anche una precipitazione primaria della dolomite ed escludere un'origine diagenetica tardiva, dal momento che la dolomite tardiva consiste tipicamente di cristalli molto più grandi (Tipo 3), con un mosaico avente un fabric di tipo distruttivo, ed una composizione ricca in Mg.

La forma, la dimensione costante, e la struttura vuota degli sferoidi escludono una precipitazione di tipo chimico supportando, invece, un'origine biologica (Southam & Donald, 1999). Questa ipotesi è sostenuta anche dalla rarità dei ritrovamenti di queste strutture, suggerendo che esse siano il risultato di esclusivi processi di fossilizzazione particolarmente favorevoli. Forma e dimensioni di questi resti fossili, richiamano quelle dei batteri coccoidi attuali, in particolare batteri solfo-riducenti, i quali sono presenti in molte comunità dei *microbial mats* (Krumbein, 1983; Cohen *et al.*, 1984; Feldman, 1997; van Lith *et al.*, 2003b; Visscher & Stolz, 2005; Vasconcelos *et al.*, 2006) (Fig. 10.1B).

E' possibile che i processi di mineralizzazione abbiano modificato molto la morfologia originale delle strutture batteriche, mascherando i dettagli più piccoli. E' probabile, inoltre, che la preservazione dei *corpi* batterici sia il risultato della loro precedente trasformazione in spore, come conseguenza di avverse condizioni ambientali. Le spore sviluppano infatti delle

membrane protettive molto resistenti che inglobano il batterio, in questo modo i batteri riescono a sopravvivere alle alte temperature e pressioni, ed agli attacchi chimici per un considerevole periodo di tempo (Vreeland *et al.*, 2000).

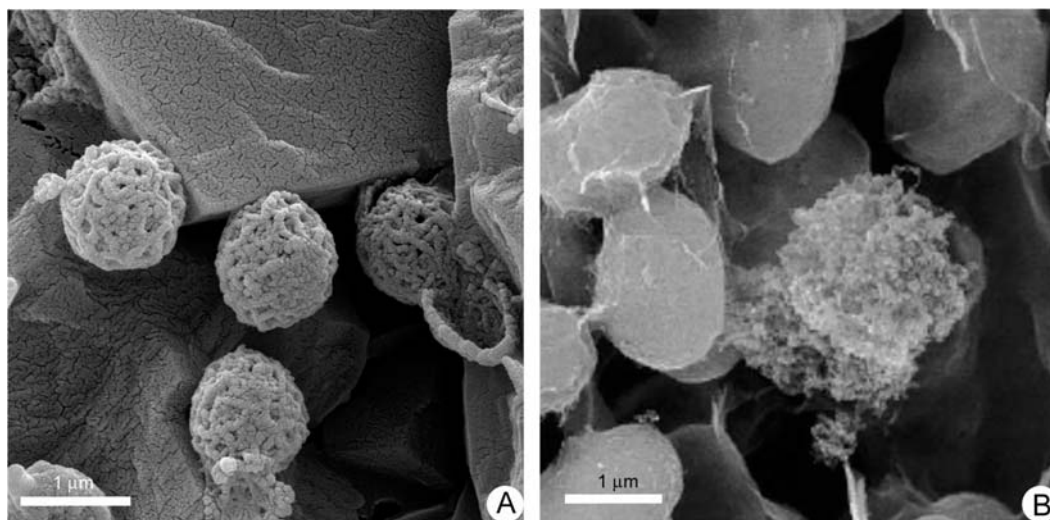


Figura 10.1. A) Batteri coccoidi fossili nelle stromatoliti triassiche a confronto con solfo-batteri coccoidi attuali (van Lith *et al.*, 2003b) (B). Si noti in (B) a centro foto una cellula batterica circondata da nanocristalli di Mg-carbonato in un incipiente stadio di mineralizzazione che ricorda la struttura della parete dei fossili in (A)..

Le strutture subsferiche con dimensioni 150-400 nm sono state osservate sia sulla superficie fresca dei campioni non trattati, sia su superfici attaccate con acidi (Fig. 10.2A) (cfr paragrafo 8.2). Al fine di escludere la possibilità che queste fattezze siano artefatti causati dalla corrosione di acidi o dall'eccessivo spessore dello strato di oro usato per la metallizzazione (vedi: Folk & Lynch, 1997; Kirkland *et al.*, 1999), è stata variata la concentrazione di HCl usato nell'attacco, da 0,05 fino a 2%, nonché la durata dell'attacco (da pochi secondi fino a 5 minuti), così come il tempo di metallizzazione (<45 secondi). Folk & Lynch (1997) e Kirkland *et al.* (1999) suggeriscono, comunque, che le nanosfere interpretate come artefatti di origine inorganica siano limitate a dimensioni di poche decine di nanometri. Bisogna quindi interpretare con molta cautela l'origine delle strutture sferiche descritte aventi un diametro <50 nm. Di conseguenza, le nanosfere con dimensioni comprese tra 150 – 400 sono da considerarsi fuori dal range degli artefatti conosciuti. Questo suggerisce una probabile origine biologica, tale che esse possano essere interpretate come forme batteriche fossilizzate di piccole dimensioni (Dupraz *et al.*, 2004). Nanobatteri attuali sono stati riconosciuti come componenti significativi all'interno delle comunità di *microbial mat* che producono stromatoliti (Stolz *et al.*, 2001).

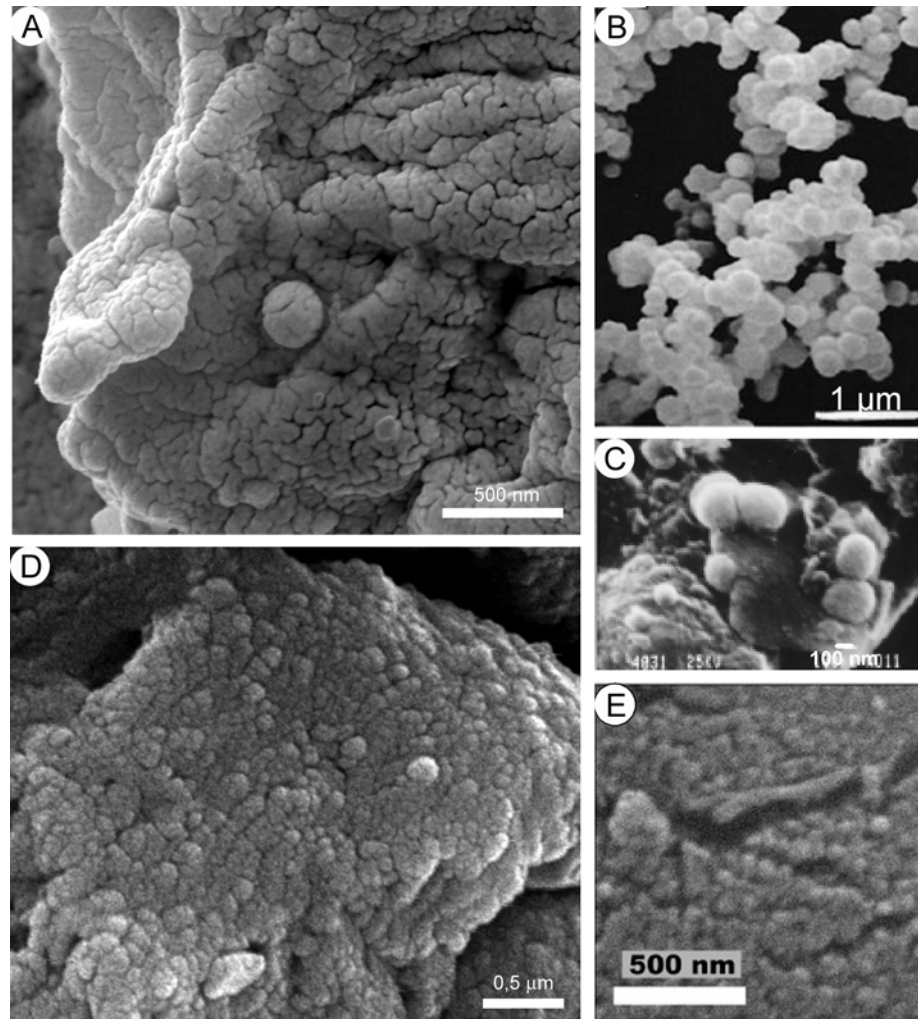


Figura 10.2. A) Strutture sferoidali (150-400 nm) nelle stromatoliti triassiche, a confronto con nanobatteri di tessuti umani (Çiftçioglu & Kajander, 1998) (B) e nanobatteri in associazione con dolomite primaria (Vasconcelos & McKenzie, 1997) (C). D) Tessitura granulare nelle stromatoliti triassiche a confronto con una tessitura granulare su di un tessuto organico in degradazione ad opera di batteri (Schieber & Arnott, 2003) (E).

Comunque, l'identificazione e l'esistenza di microrganismi di dimensioni sub-batteriche (<300 nm) viventi, ed anche fossili, spesso riferiti a "nannobacteria", "nanobacteria", o "nanobi, rimane controversa ed oggetto di intensi dibattiti. Tuttavia, oggetti mineralizzati di forma sferica e ovoidale di dimensioni <300 nm sono stati spesso interpretati come microbi fossilizzati in solfati, ossidi ed argille ed anche in rocce extraterrestri (McKay *et al.*, 1996; Uwins *et al.*, 1998; Casanova *et al.*, 1999; Folk, 1999; 2004), e particolarmente in carbonati microbialitici (Folk, 1993; 1999; Guo & Riding, 1994; Vasconcelos *et al.*, 1995; Défarge *et al.*, 1996; Vasconcelos & McKenzie, 1997; Camoin *et al.*, 1999; Wright, 1999; Garcia del Cura *et al.*, 2001; Sprachta *et al.*, 2001) (Fig. 10.2C). Simili microrganismi viventi di scala nanometrica, all'interno di un ristretto range di 100-300 nm (identificati col termine nanobatteri) sono stati trovati in molti tipi di tessuti organici viventi (umani ed animali) dai

quali sono stati isolati e coltivati (Åkerman *et al.*, 1997; Çiftçioglu and Kajander, 1998; Cisar *et al.*, 2000; Hjelle *et al.*, 2000; Maniscalco & Taylor 2004; Sommer *et al.*, 2004) (Fig. 10.2B).

Un altro gruppo di forme di vita nano-batteriche sono gli ultramicrobatteri. Esistono diversi taxa di questi batteri i quali sono noti per la loro capacità di ridurre considerevolmente il volume delle loro cellule fino a 200 - 300 nm, quando le condizioni ambientali diventano estremamente stressate (Torrella & Morita, 1981; Button *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 2003).

Una spiegazione alternativa è che le nanosfere siano il risultato della decomposizione, compattazione e deidratazione di forme batteriche di dimensioni micrometriche.

Gli sferoidi con diametro < 150 nm con una tessitura granulare (Fig. 10.2D), descritti sopra, sono considerati troppo piccoli per contenere il DNA ed il materiale enzimatico essenziale per la vita (Maniloff, 1997; Neelson, 1997). Invece, vista la somiglianza tra gli aggregati di “nannoballs” descritti da Schieber & Arnott (2003) (Fig. 10.2E) con la tessitura granulare osservata nei campioni triassici quest'ultima è interpretata come l'aggregazione di macromolecole mineralizzate (nanofossili di Southam & Donald, 1999) derivanti dalla degradazione metabolica ad opera di batteri della materia organica (Schieber & Arnott, 2003).

Nell'ambito delle analisi svolte sulle stromatoliti di Lagoa Vermelha è stato documentato un elevato potenziale di fossilizzazione dei batteri. Nella struttura stromatolitica sono, infatti, presenti molti resti fossili mineralizzati di composizione carbonatica, consistenti in modelli interni o esterni di forme filamentose oppure sub-sferiche. Le dimensioni e la forma di questi oggetti suggeriscono un'origine batterica (Fig. 10.3).

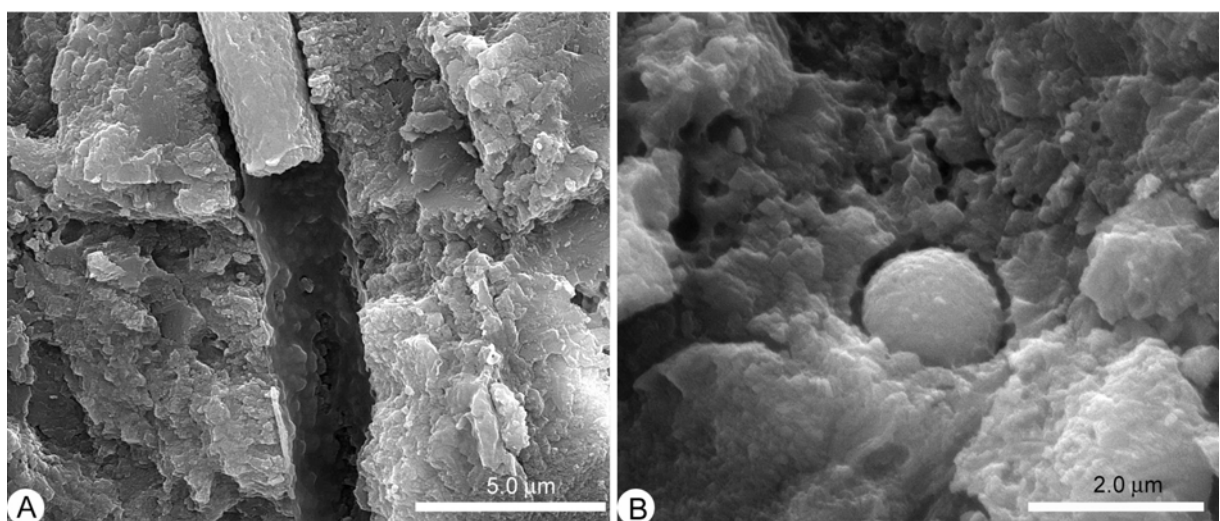


Figura. 10.3. Resti mineralizzati di filamenti (a sinistra) e sfere (a destra) di origine batterica nelle stromatoliti di Lagoa Vermelha. Nell'immagine a sinistra si noti la sottile pellicola organica di EPS che riveste sia il filamento sia la parete della cavità.

Le strutture planari dei campioni triassici (cfr paragrafo 8.3) possono essere interpretate come EPS mineralizzate (Fig. 10.4A, B). Esse sono evidentemente di origine organica dal momento che non mostrano una struttura cristallina; attraversano i cristalli ed hanno la stessa composizione dolomitica. Inoltre, la loro forma assomiglia moltissimo alle strutture sub-polygonali delle moderne EPS (Défarge *et al.*, 1996), così come anche agli esempi mineralizzati dell'Olocene (Camoin *et al.*, 1999), e non ultimo i resti di EPS osservati nei campioni di Lagoa Vermelha (Fig. 10.4C, D). In questi campioni, infatti, queste appaiono come sottili films, a volte con struttura sub-polygonale, che rivestono le cavità o che inglobano aggregati di cristalli.

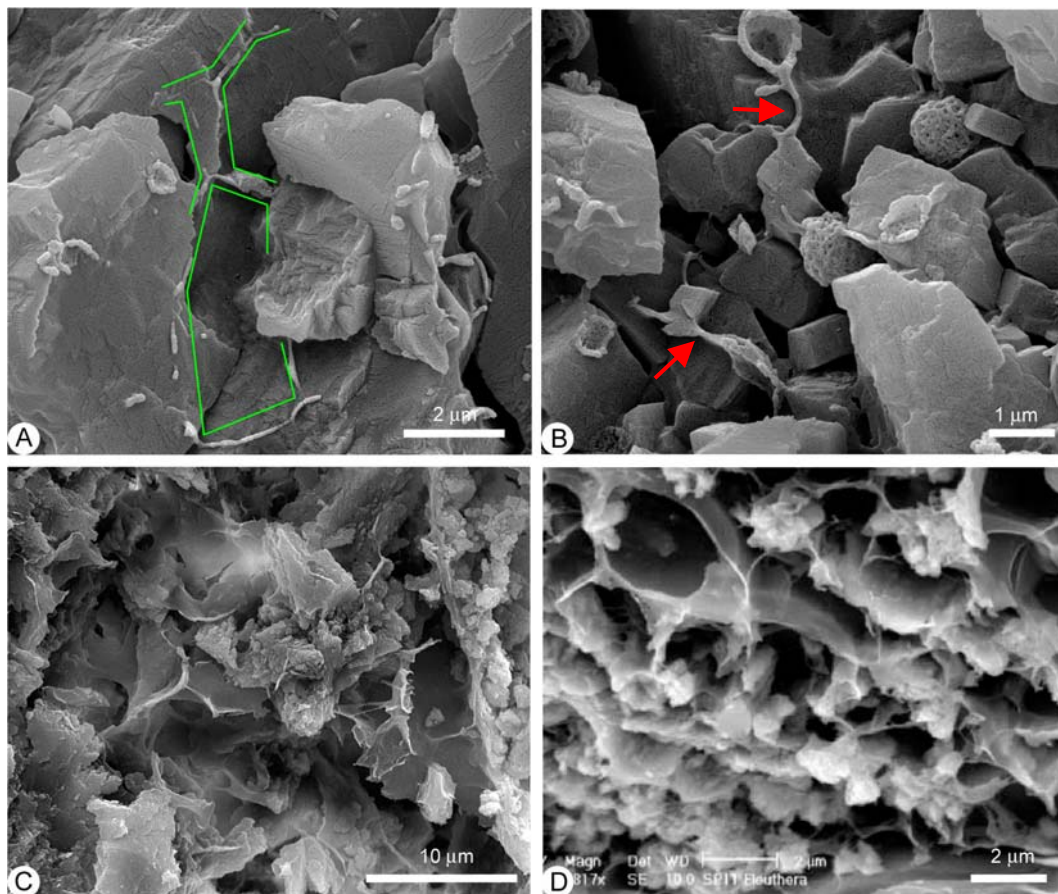


Figura 10.4. Strutture planari dei campioni triassici interpretate come resti di EPS mineralizzati, in forme poligonali (A) e intorno ai batteri fossili (freccie) (B), a confronto con resti deidratati di EPS a struttura poligonale nelle stromatoliti di Lagoa Vermelha (C) e con EPS a struttura poligonale non alterata in un microbial mat attuale (Dupraz *et al.*, 2004) (D).

Oltre alle forme planari, presentano forme filamentose o tubiformi di spessore micrometrico. Queste strutture coincidono in forma, posizione ed organizzazione con le pellicole ed i filamenti con elevata autofluorescenza osservati in microscopia ottica. Tutto ciò

suggerisce una natura organica di questa materia. La forma poligonale a nido d'ape, le dimensioni e la disposizione di queste strutture organiche permettono di interpretare la loro genesi come sostanza polimerica extra-cellulare (EPS) probabilmente deidratata (Fig. 10.5).

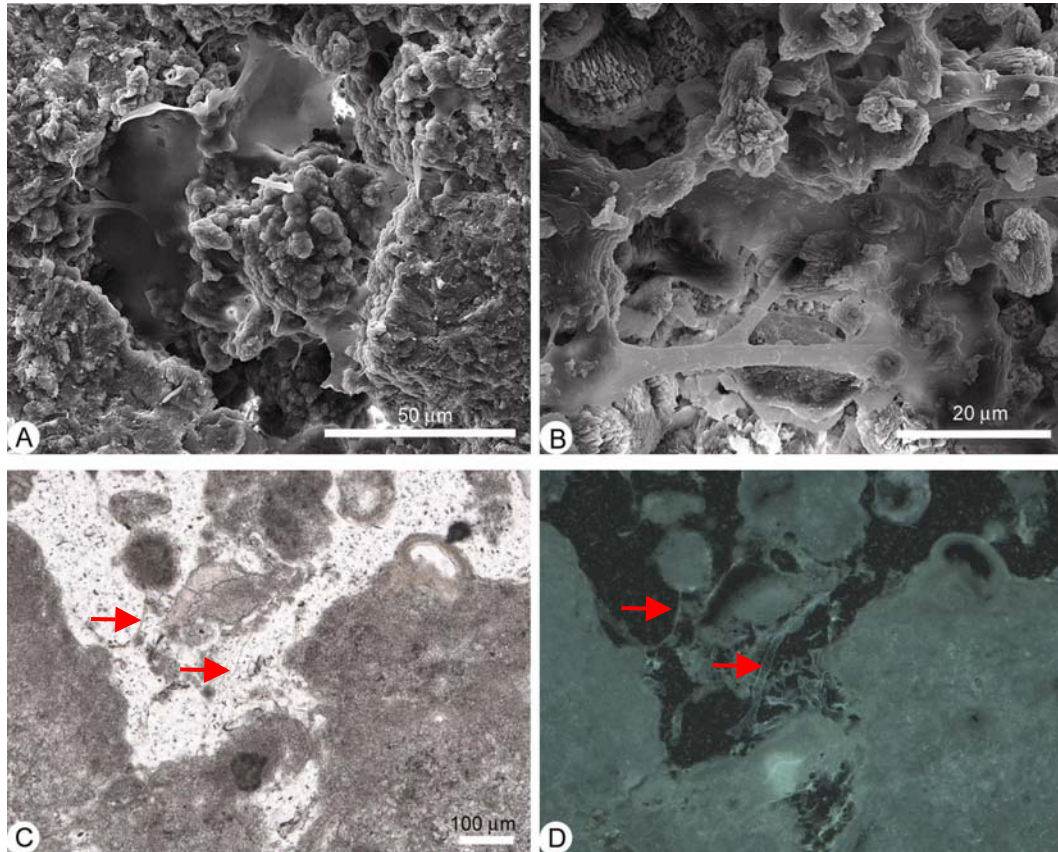


Figura 10.5. EPS deidratata nelle stromatoliti di Lagoa Vermelha. Sottili films di EPS che rivestono le cavità o che inglobano aggregati di cristalli (A). Forme filamentose o tubiformi di spessore micrometrico (B). Stesse strutture in microscopia ottica (C) ed in luce autofluorescente (D) (freccie).

Anche le lamine stromatolitiche triassiche all'interno delle quali sono state osservate le strutture fossili descritte, mostrano un'alta autofluorescenza (Fig. 7.10, par. 7.3). Le sorgenti di autofluorescenza consistono di piccoli corpi sub-sferici, di dimensioni di poche decine di microns, oltre a sottili laminazioni ondulate e drappeggiate, concentrati sulle parti esterne dei cristalli di dolomite (Fig. 10.6). La posizione, la forma e le dimensioni di questi resti autofluorescenti coincidono esattamente con quelle degli sferoidi e delle strutture planari osservate al SEM, confermando un alto contenuto di resti organici nei resti fossili triassici ad ulteriore prova della loro natura organica.

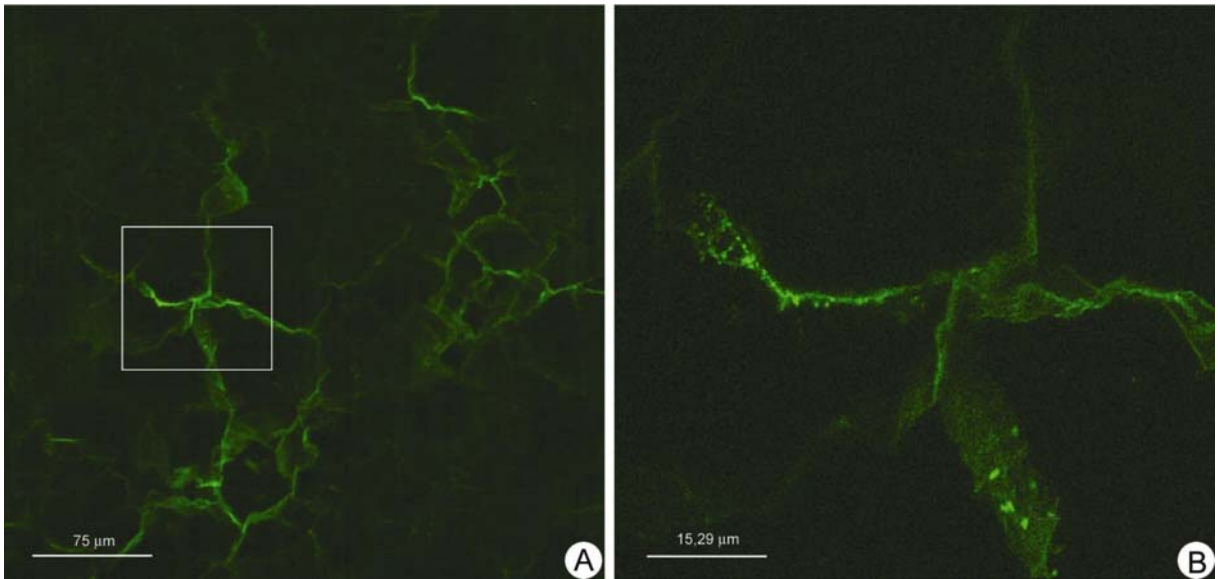


Figura. 10.6. Dettaglio della struttura cristallina di una lamina stromatolitica in microscopia confocale in luce fluorescente. A) Le sorgenti di autofluorescenza si concentrano sulle parti esterne dei cristalli di dolomite; nel riquadro il campo (B). (B) Dettaglio delle sorgenti di autofluorescenza che appaiono come corpi sub-sferici e laminazioni ondulate e drappeggiate paragonabili ai resti fossili mineralizzati.

Inoltre, i resti fossilizzati di EPS dei campioni triassici presentano molto spesso la struttura granulare, discussa sopra, che testimonia processi di degradazione batterica attivi su queste membrane organiche (Fig. 10.2D e E) e rappresenta le prime fasi di mineralizzazione di tali tessuti, come è stato osservato in numerosi *microbial mats* attuali (Fig. 10.7).

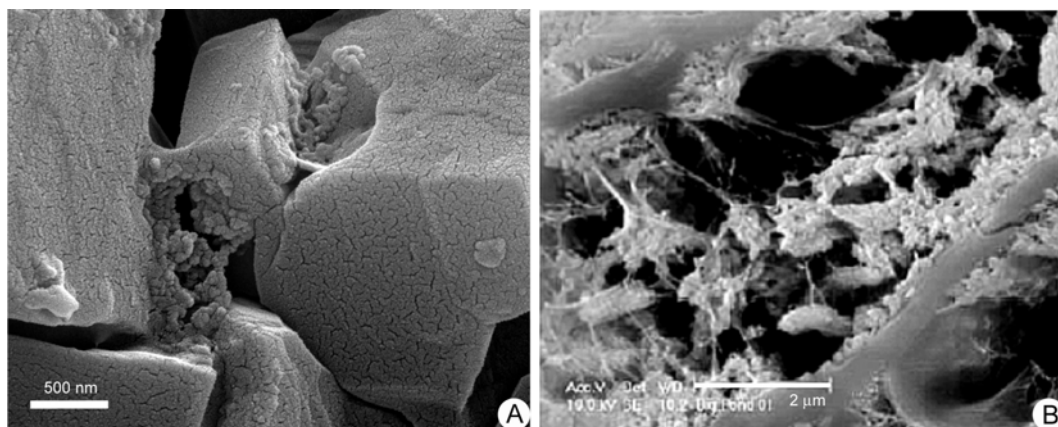


Figura 10.7. A) Resti fossilizzati di EPS nei campioni triassici con tessitura granulare che testimonia processi di degradazione batterica attivi su queste membrane organiche (cfr Fig. 10.2D e E), a confronto con EPS degradata in fase di mineralizzazione (clusters cristallini bianchi) in un *microbial mat* attuale (B) (Dupraz *et al.*, 2004).

10.3. IL RUOLO DEI MICROBI

E' noto che diversi fattori inibitori, principalmente cinetici, devono essere superati per spiegare la precipitazione di dolomite a bassa temperatura e pressione attraverso processi puramente geochimici (Hardie, 1987; Slaughter & Hill, 1991; Wright, 1999). Questa tematica rappresenta il cuore del "problema dolomite" che, tradizionalmente affrontato nell'ambito chimico/termodinamico, più recentemente ha rivisto un approccio di tipo biologico, attraverso la proposta di una mediazione batterica che consente la precipitazione di dolomite primaria in alcuni ambienti moderni (Baltzer *et al.*, 1994; Wright, 2000; Wright & Wacey, 2005) (cfr. Cap. 4). Vasconcelos *et al.* (1995), Vasconcelos & McKenzie (1997) e van Lith *et al.* (2003a), per esempio, documentano un concreto link tra batteri solfo-riducenti e precipitazione di Ca-dolomite, in condizioni ricreate in laboratorio simili agli ambienti anossici della Lagoa Vermelha (Brasile). Nelle stromatoliti mineralizzate dolomitiche del Brasile, van Lith *et al.* (2003b) documentano la precipitazione di Ca-dolomite intorno alle cellule dei batteri. Visscher & Stolz (2005), sempre nell'ambito della precipitazione di Mg-carbonati in microbial mats attuali delle Bahamas, considerano le reazioni di riduzione del solfato e di ossidazione del solfuro ($2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} + \text{OH}^- = 2\text{HCO}_3^- + \text{HS}^- + \text{H}_2\text{O}$ e $\text{HS}^- + 2\text{O}_2 = \text{SO}_4^{2-} + \text{H}^+$) come responsabili del mantenimento di un sufficientemente alto valore dello ione solfato necessario ai batteri solfo-riducenti per metabolizzare la materia organica. Ancora, Moreira *et al.* (2004) enfatizzano il ruolo dell'ossidazione del solfuro ad opera dei batteri solfo-ossidanti nella formazione di dolomite primaria, in quanto produrrebbe l'acidità necessaria a far diventare l'acqua interstiziale sottosatura rispetto alla calcite ed allo stesso tempo sovrasatura rispetto alla dolomite. Da ciò segue la necessità, affinché i microbi solfo-riducenti inducano la precipitazione di dolomite, di una permanenza sufficientemente alta della concentrazione di solfati nel mezzo. E' da sottolineare, comunque, che in tutti questi studi il ritrovamento di tracce fossili di batteri è una caratteristica tipica di sedimenti ricchi di Mg-carbonati di origine microbialitica.

Per le dolomiti fossili, questo tipo di studio è particolarmente difficoltoso poiché la progressiva dolomitizzazione e ricristallizzazione durante il seppellimento più o meno profondo, ha comunemente obliterato il microfabric primario della dolomite, oltre che le firme geochimiche e le eventuali tracce fossili. Tuttavia in croste dolomitiche di sedimenti pleistocenici della piattaforma continentale dell'India occidentale, è stata segnalata la presenza di dolomite primaria formatasi attraverso processi microbici, all'interno di acque interstiziali ipersaline, con cristalli di dolomite che preserverebbero batteri fossilizzati (Rao *et al.*, 2003).

Comunque, le osservazioni presentate in questo lavoro di ricerca sulle microbialiti

triassiche, hanno rivelato la presenza di microfossili di tipo batterico nella dolomite con fabric conservativo, ricca di materia organica. Come discusso in precedenza, queste tracce fossili consistono di batteri di tipo coccoide (1,0 μm di diametro), simili ad alcuni dei più comuni componenti delle comunità dei microbial mats moderni (batteri solfo-riducenti), di strutture sferoidali/ovoidali più piccole (150-400 nm), riferibili alla possibile mineralizzazione di forme batteriche di dimensioni ridotte, e di EPS mineralizzata. Vi è, inoltre, la traccia fossile della degradazione della materia organica ad opera di batteri, suggerita dalla presenza della tessitura granulare soltanto sui relitti di EPS.

Viene dunque proposto che i remains fossili osservati nelle stromatoliti noriche, insieme al caratteristico fabric conservativo microcristallino ed ai dati geochimici della dolomite, siano congruenti con un modello biologico e geochimico per la loro formazione, simile a quello proposto per alcuni microbial mats attuali, in ambienti ipersalini, produttori di Mg-carbonati microbialitici.

In questi particolari ambienti, recenti studi hanno dimostrato che la precipitazione del carbonato non avviene all'interno o al di sopra delle cellule filamentose o coccoidi dei batteri, ma piuttosto all'interno dell'EPS degradata, sia in condizioni marine che lacustri (Trichet *et al.*, 2001; Stolz *et al.*, 2001; Arp *et al.*, 2003; Dupraz *et al.*, 2004; Gautret *et al.*, 2004). Nei moderni microbial mats la precipitazione comincia all'interno della struttura dell'EPS che progressivamente degrada e viene ricalcata dal carbonato. I prodotti iniziali della calcificazione (o dolomitizzazione) sono sfere a scala nanometrica (200-500 nm) e cristalli più grandi fino a 2 μm . È stato dimostrato (Dupraz *et al.*, 2004), che nanosfere con un alto contenuto di materia organica sostituiscono la struttura dell'EPS e perfino i corpi batterici (Sprachta *et al.*, 2001). In un stadio più avanzato di mineralizzazione, nano e micro-cristalli, si aggregano a formare grandi peloidi di 20-50 μm . Un ulteriore collegamento tra la genesi dei peloidi all'interno dei carbonati microbialitici e la presenza di batteri e di EPS è stata messa in evidenza mediante lo studio, illustrato nel Capitolo 9, delle stromatoliti attuali provenienti da Lagoa Vermelha. L'elemento più comune nella struttura microscopica della stromatolite è, infatti, la tessitura peloidale. I peloidi sono composti da due fasi cristalline che si associano a formare una struttura costituita generalmente da aggregati di qualche decina di microns composti da forme ovoidali di calcite alto-magnesiaca (Mg 25-30 moli %) circondate da fasce di cristalli a raggiera di aragonite (Fig. 10.8A). In fluorescenza UV i peloidi appaiono molto autofluorescenti in contrasto alla "matrice" aragonitica che mostra fluorescenza nettamente inferiore (Fig. 10.8B e C). Ciò indica un più alto contenuto di EPS nel fabric cristallino dei peloidi, confermata anche dalle osservazioni al SEM (Fig. 10.8D).

Il range della composizione mineralogica di simili precipitati, osservati in altri depositi microbialitici attuali, varia tra calcite alto-magnesiaca (Mg circa 15 moli%) e Ca-dolomite (Mg circa 40%) (Dupraz *et al.*, 2004; Trichet *et al.*, 2001; van Lith *et al.*, 2003a).

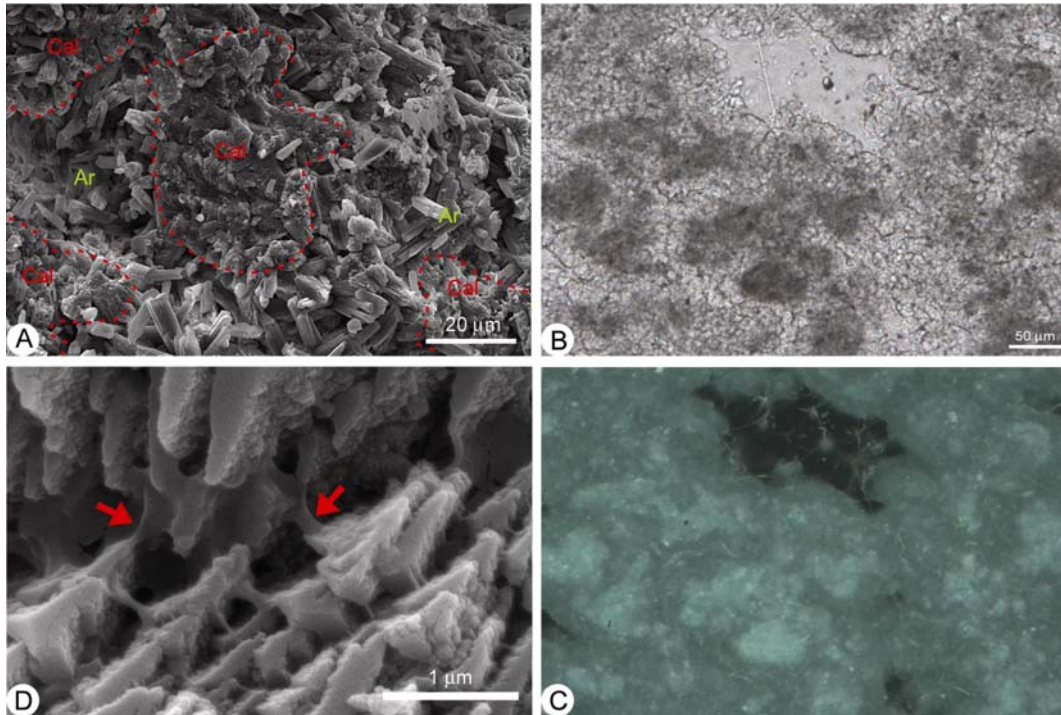


Figura 10.8. Struttura peloidale, nelle stromatoliti di Lagoa Vermelha, costituita da aggregati ovoidali di calcite alto-magnesiaca (Cal) circondati da cristalli sferulitici di aragonite (Ar) (A). La stessa struttura, in microscopia ottica (B) ed in luce fluorescente (C) dove si osserva l'alta autofluorescenza dei peloidi di calcite in contrasto alla microsparite aragonitica. D) L'alta autofluorescenza è messa in relazione alla fitta presenza di pellicole organiche di EPS (freccie) nella struttura cristallina degli ovoidi di calcite.

La fossilizzazione dei corpi batterici sembra sia possibile (van Lith *et al.*, 2003b) dal momento che, durante il seppellimento, le cellule assorbono ioni Mg^{2+} e Ca^{2+} i quali, combinati con bicarbonato, precipitano come cristalli sulla superficie della membrana cellulare stessa. Inoltre, le nanosfere iniziali che sembrano giocare un ruolo primario come centri di nucleazione per la successiva crescita dei cristalli, sono state interpretate come forme batteriche di piccole dimensioni fossilizzate.

In conclusione, dallo studio delle stromatoliti attuali di Lagoa Vermelha, si è evidenziata la presenza di fossili di batteri e di resti di EPS, intimamente connessi con la microstruttura minerale e la tessitura peloidale delle stromatoliti. Ciò, conferma la stretta relazione tra la formazione dei precipitati chimici (aragonite e calcite alto-magnesiaca) e le

attività metaboliche delle comunità di microbi presenti nei *microbial mats* che si associano e ricoprono le stromatoliti stesse (Fig. 10.9).

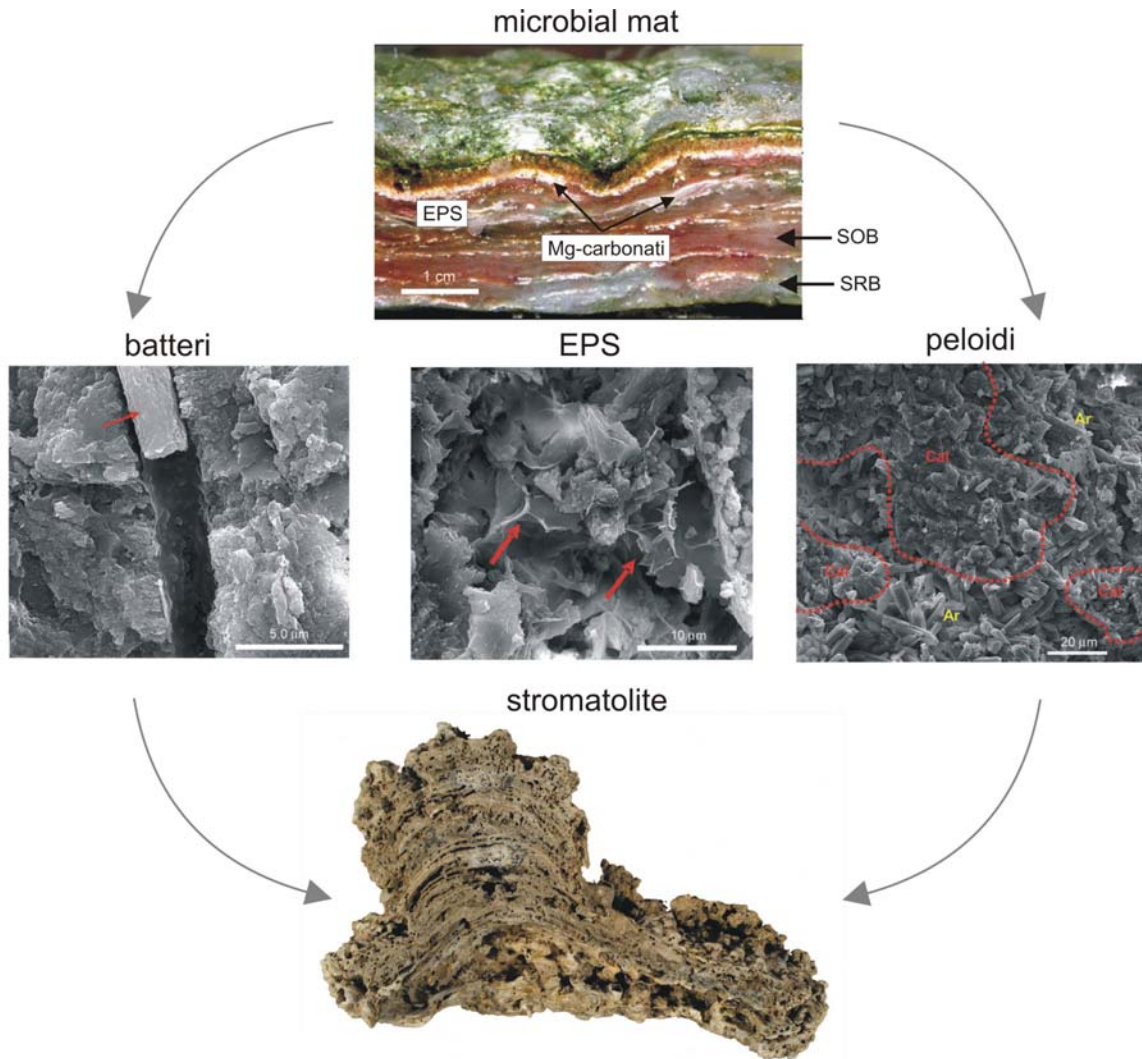


Figura 10.9. Schema sulla genesi delle stromatoliti di Lagoa Vermelha a partire da un *microbial mat* (in alto) fino alla formazione delle stromatoliti mineralizzate (in basso). Al centro gli elementi fossili (batteri fossilizzati) ed organici (EPS deidratata) (freccie rosse) strettamente correlati con la microstruttura minerale e la tessitura peloidale delle stromatoliti, a conferma della relazione tra la formazione dei precipitati chimici (Ar= aragonite e Cal=calcite alto-magnesiaca) e le attività metaboliche delle comunità di microbi (SOB ed SRB) presenti nel *microbial mat*.

Nelle rocce triassiche prese in considerazione in questo lavoro, i processi diagenetici tardivi hanno generato i cristalli di dolomite stechiometrica a grana grossa, leggermente ricchi in Mg, aventi un fabric distruttivo che contrasta con la tessitura a grana fine della dolomite ricca in Ca, che forma le microbialiti e preserva i batteri ed i resti di EPS fossilizzati. E' quindi ipotizzabile che i resti organici mineralizzati, insieme con la dolomite a grana fine abbiano

conservato una composizione originale. In definitiva, queste microbialiti triassiche mostrano strutture originali, tessiture e segnali geochimici molto simili agli attuali Mg-carbonati, prodotti in *microbial mats*, composti da comunità batteriche ed EPS. Analogamente a questi corrispettivi attuali, le microbialiti triassiche si sarebbero formate in condizioni ipersaline, dove la precipitazione primaria di Mg-calcite e/o di Ca-dolomite è stata favorita dalle condizioni anossiche, ed indotta da diverse attività metaboliche microbiche (Fig. 10.10).

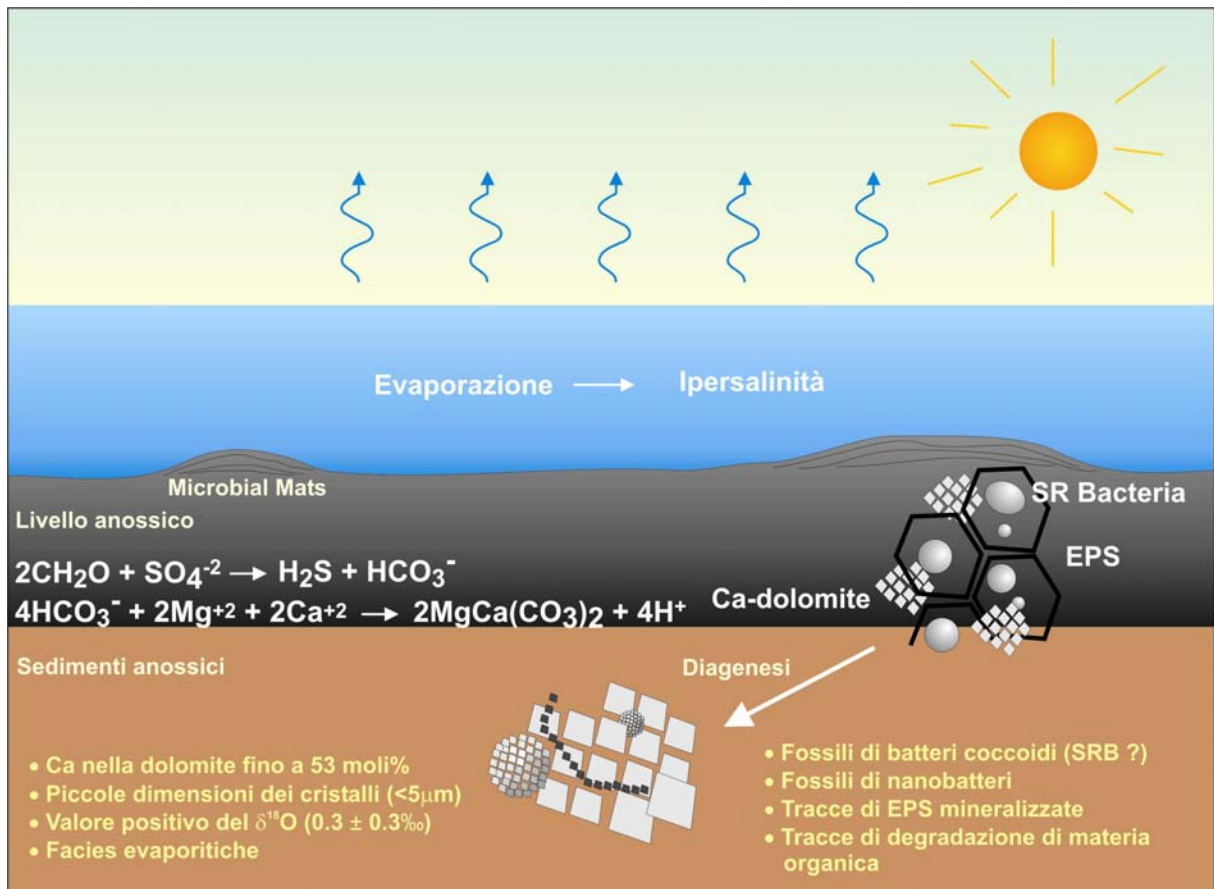


Figura 10.10. Schema di sintesi sulla formazione delle stromatoliti triassiche. A partire da condizioni ipersaline/evaporitiche dell'acqua ed anossia nei sedimenti al disotto del primo strato del microbial mat, si origina precipitazione primaria di Mg-calcite e/o di Ca-dolomite indotta dalle attività metaboliche microbiche come la riduzione dei solfati e la degradazione della materia organica, principalmente composta da EPS. La tessitura a grana fine del precipitato forma le microbialiti e replica, fossilizzandoli, i batteri ed i resti di EPS. I processi diagenetici tardivi provocano la crescita dei cristalli ed il loro arricchimento in Mg.