



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS "CARBONATOS"
LAMINADOS DO MEMBRO CRATO, BACIA DO ARARIPE,
NORDESTE DO BRASIL**

Porto Alegre, 2015

Kamila Cardias Rodrigues

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS "CARBONATOS"
LAMINADOS DO MEMBRO CRATO, BACIA DO ARARIPE,
NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador (a): Prof. (a) Dr.(a) Karin Goldberg

Supervisor (a): Ma. Tatiana Pastro Bardola

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Rodrigues, Kamila Cardias

Caracterização petrográfica dos "carbonatos" laminados do Membro Crato, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. / Kamila Cardias Rodrigues. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[167 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es):Karin Goldberg

1. Tapetes microbiais 2. Membro Crato 3. Lagerstätten 4. Aptiano-Albiano I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

VeleidaAna Blank

CRB 10/571

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS "CARBONATOS" LAMINADOS DO MEMBRO CRATO, BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL”**, elaborado por KAMILA CARDIAS RODRIGUES, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

Ma. Ana Virgínia Alves de Santana

Ma. Renata dos Santos Alvarenga

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho ao meu anjo da guarda, minha avó Adelina, pelo exemplo e amor incondicional, com todo amor e saudade que possam existir nessa vida.

AGRADECIMENTOS

Aos professores do curso de Geologia por dividirem conosco seus conhecimentos e por terem contribuído imensamente para a nossa formação.

Especialmente agradeço à minha orientadora Karin Goldberg. Este trabalho de forma alguma seria possível sem ti. Muito obrigada por toda a paciência, explicações, "correções", conversas e dedicação. Não me canso de repetir que tu nasceu para orientar. Tu és o exemplo que levarei por toda a vida.

Ao professor De Ros, que inúmeras vezes dedicou um pouco do seu tempo para me ajudar com as "horíveis lâminas do Araripe". Muito obrigada por tudo!

À minha supervisora Tatiana Bardola pelas numerosas vezes em que me ajudou com as traduções das palavras nunca antes conhecidas por mim, pela ajuda no entendimento dos microbiais e por toda dedicação. Obrigada por dividir os encantos do Crato comigo! Também não posso deixar de agradecer à Fabia, que sempre me ajudou quando precisei. Obrigada por toda atenção!

Impossível agradecer aos meus pais em tão poucas palavras. Nada que eu escrevesse aqui seria o suficiente para agradecer à vocês. Obrigada por todo amor, educação e apoio que sempre me deram! Mãe, eu jamais teria chegado até aqui sem teu incentivo, dedicação e amor! Tu és um exemplo de mãe, mulher e amiga. Pai, tu és a pessoa que mais admiro na vida! Jamais existirão palavras que descrevam toda a minha gratidão a ti! Essa conquista também é de vocês!

Como não agradecer aos meus filhos de quatro patas? Vocês me fazem uma pessoa melhor simplesmente por existirem e me ensinarem o que é lealdade e amor incondicional! Luk, muito obrigada pelos 11 anos de amizade, moras em meu coração e jamais te esquecerei! Packstone, tu és um grande presente que a Geologia me deu! Obrigada por ser o melhor cachorro do mundo (mesmo que às vezes me enlouqueça com tantos latidos)! Jamón, tu me ensinas, a cada dia, a ser uma pessoa muito mais responsável e dedicada! Mesmo com todas as "questões", sempre estaremos juntos! Te amo infinitamente! Frederico (o Ico), obrigada por sempre me fazer sorrir ao ver tua alegria e energia inesgotáveis! Vocês me ensinam, todos os dias, que a felicidade está nas coisas mais simples!

Ao meu amor, Matheus, o qual tive o imenso prazer de conhecer através da Geologia. Tu és sensacional! Muito obrigada por toda dedicação, amizade, companheirismo, amor e carinho! Este é apenas o começo da nossa trajetória

geológica, e que estejamos juntos por toda a vida e em qualquer lugar que a Geologia nos levar! Te amo!

À minha avó Adelina, que estará sempre em meu coração, e que foi uma segunda mãe exemplar para mim. Às minhas tias e tios por estarem sempre ao meu lado. Aos meus primos e primas por estarem comigo desde a infância e até hoje. Às minhas irmãs que, apesar da "distância", são fundamentais na minha vida. Tenho certeza que, de alguma maneira, sempre estaremos juntas! À minha amiga Elusa por sempre dividir comigo sonhos, angústias e planos para o futuro.

Às amizades especiais que fiz durante os anos de curso, em especial a Alice, Felipe, Anelise, Sara e Lu.

Aos amigos que fiz na Espanha, em especial ao Lauro, Clístenes e Felipe. Vocês são responsáveis por terem feito deste ano de intercâmbio o melhor ano da minha vida! Obrigada também por me mostrarem que não há distância quando se existe amizade!

À todas amizades que fiz e pessoas especiais que conheci através da Geologia. Fica registrado aqui o meu muito obrigada!

*"Que a vida é mesmo
Coisa muito frágil
Uma bobagem
Uma irrelevância
Diante da eternidade
Do amor de quem se ama"
(Por onde andei - Nando Reis)*

RESUMO

O Membro Crato da Formação Santana sempre foi interpretado como um depósito carbonático lacustre depositado no intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe. A excelente preservação dos fósseis do Membro Crato sugere que a deposição e a fossilização dos organismos ocorreram sob condições extraordinárias de deposição. No entanto, apesar da importância deste famoso sítio paleontológico brasileiro para a compreensão do Cretáceo Inferior, informações detalhadas sobre o ambiente deposicional são relativamente escassas e as rochas dessa unidade carecem de uma caracterização petrográfica. Desta forma, este trabalho teve como objetivo: 1) descrever e caracterizar as rochas do Membro Crato, através da petrografia quantitativa; 2) identificar a gênese dessas rochas, verificando o papel exercido por bactérias durante a formação do depósito, através da utilização do MEV e da microscopia de fluorescência ultravioleta; 3) determinar os fatores controladores da preservação excepcional dos fósseis dessa unidade, comparando-os com outros exemplos existentes no mundo; 4) determinar as condições químicas do corpo d'água existente durante a formação do depósito, através das análises dos isótopos de C e de O e, por fim, 5) propor um modelo deposicional para as rochas do Membro Crato, através da integração dos dados da literatura e dos dados obtidos durante o desenvolvimento deste estudo. A origem microbial do depósito foi atestada pela identificação microscópica de 8 feições microbiais: *lumps* carbonáticos, feições grumosas ou pseudo-peloidais (textura *clotted*), camadas de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos, bioconstruções dômicas (microdomos estromatolíticos e trombolíticos), fragmentos de tapete microbial (intraclastos carbonáticos de origem microbial), estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) e estruturas *roll-ups* (dobramentos da laminação, possivelmente decorrentes da deformação dos tapetes microbiais). A análise de MEV mostrou estruturas de formato esférico, compatíveis com a morfologia de bactérias cocóides, além da ocorrência de tecidos fibrosos depositados sobre e entre os cristais de calcita interpretados como resíduos de EPS constituinte do tapete microbial. A petrografia quantitativa revelou que os "carbonatos" laminados do Membro Crato são, na verdade, carbonatos eodiagenéticos formados em um corpo d'água que possuía um *background* lamoso, onde a matriz argilosa foi extensivamente substituída por calcita na eodiagênese. Assim, foram identificados três tipos litológicos para essas rochas: (1) lutitos, cujos constituintes primários correspondem a mais de 2/3 de matriz sindeposicional argilosa; (2) arenitos lamosos, com mais de 2/3 de sedimentos de tamanho areia de composição carbonática e/ou siliciclástica; e (3) microbiais lamosos, com mais de 2/3 de bioconstruções microbiais (*lumps* e *clots*). As condições de stress ambiental favoreceram o desenvolvimento de tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação de CaCO₃. Portanto, a calcita substitutiva provavelmente é um produto da precipitação em tapetes microbiais. A presença dos tapetes microbiais foi primordial para a extraordinária preservação dos fósseis dessa unidade, uma vez que estes seriam a armadilha de preservação, através do recobrimento precoce dos organismos com biofilmes de EPS e CaCO₃. Com base nos dados da literatura e nos dados obtidos através deste estudo, o modelo deposicional proposto para o Membro Crato é o de um ambiente lagunar lamoso em um *sabkha* costeiro desenvolvido sob clima semi-árido a árido, associado aos evaporitos do Membro Ipubi.

Palavras-Chave: Tapetes microbiais, Membro Crato, *Lagerstätten*, Aptiano-Albiano caracterização petrográfica, isótopos de C e O.

ABSTRACT

The Crato Member (Santana Formation) has always been interpreted as a lacustrine carbonate deposit in the Aptian-Albian interval in the Araripe Basin. The excellent preservation state of fossils from the Crato Member suggests that deposition and fossilization of organisms occurred under extraordinary conditions. However, despite the importance of this famous Brazilian paleontological site for understanding the Early Cretaceous, detailed information about the depositional environment are relatively scarce, and these rocks lack a petrographic characterization. Thus, this study aimed at: 1) describing and characterizing the Crato Member through quantitative petrography; 2) identifying the genesis of the rocks, verifying the role played by bacteria during the formation of the deposit through SEM and fluorescence ultraviolet microscopy; 3) determining the controlling factors of the exceptional preservation of the fossils in this unit, comparing them with other examples in the world; 4) determining the chemical conditions of the existing water body where the deposit was formed through C and O isotope analysis, and finally, 5) proposing a depositional model for Crato Member, integrating literature data with the results from this study. The microbial origin of the deposit was attested by the identification of 8 microscopic microbial features: carbonate lumps, lumpy features or pseudo-colloidal (clotted texture), microbial mat layers with small, attached detrital grains, domal buildups (microdomes stromatolitic and thrombolitic), mat chips (carbonate intraclasts of microbial origin), laminated leveling structure (crenulated lamination) and roll-up structures (folding lamination, possibly resulting from the deformation of microbial mats). SEM analysis revealed spherical structures, compatible with the morphology of coccoid bacteria, as well as the occurrence of fibrous tissue deposited on and between the calcite crystals. These were interpreted as remnant of EPS from de microbial mat. Quantitative petrography showed that the laminated "carbonates" of the Crato Member are actually diagenetic carbonates formed in a water body that had a muddy background, where the clay matrix was extensively replaced by calcite during eodiagenesis. Three lithological types have been identified: (1) mudrocks which are composed of more than 2/3 of clayey syn-depositional matrix; (2) muddy sandstones, with more than 2/3 of sand-size sediments, either of carbonate and/or siliciclastic composition; and (3) microbial mudrocks, with more than 2/3 microbial buildups (lumps and clots). The stressful environmental conditions favored the development of microbial mats, responsible for the precipitation of CaCO_3 . Therefore, the replacive calcite is probably a product of precipitation in microbial mats. The presence of microbial mats was paramount for the extraordinary fossil preservation in this unit, since they would be the preservation trap, through early coating of the organisms with EPS and CaCO_3 biofilms. The depositional model proposed for the Crato Member is a muddy lagoon in a coastal *sabkha* developed under semi-arid to arid climate, associated with the evaporites of the Ipubi Member.

Keywords: Microbial mats, Crato Member, *Lagerstätten*, Aptian-Albian, petrographic characterization, C and O isotopes.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localização e posicionamento estratigráfico da unidade geológica em estudo. Modificado de Assine (2007).....31
- Figura 2.** Mapa de localização dos poços PS-06, PS-11 e PS-12.....32
- Figura 3.** Esquema das bacias Fanerozoicas da região nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia do Araripe (adaptado de Assine, 1992). Legenda: A=Araripe; IG=Iguatu; J=Jatobá; P=Potiguar; PB=Parnaíba; Pernambuco-Paraíba; RP= Rio do Peixe; AS=Sergipe-Alagoas; T=Tucano. Modificado de Fambrini (2011).....33
- Figura 4.** Quadro contendo informações das fases evolutivas da Bacia do Araripe e carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe, com a unidade alvo deste estudo marcada em vermelho. Adaptado de Assine (2007).....36
- Figura 5.** Painel estratigráfico simplificado para o sistema lacustre aptiano-albiano da Sub-bacia Leste do Araripe. Extraído de Neumann & Cabrera (2002).....38
- Figura 6.** Carbonatos microbiais definidos pela macrofábrica: leiolito (afanítico), estromatolito (laminado), trombolito (coagulado) e dendrolito (dendrítico). Adaptado de Riding (2011).....41
- Figura 7.** Classificação de rochas carbonáticas microbiais. Adaptado de Riding (2011).....42
- Figura 8.** Tapetes microbiais (e biofilmes) são construídos por cianobactérias bentônicas e outros microorganismos. Em ambientes deposicionais carbonáticos ("químicos"), tapetes microbiais induzem a formação de estromatolitos. Em ambientes deposicionais siliciclásticos ("físico"), onde a precipitação mineral ou cimentação não desempenham qualquer papel, tapetes microbiais formam "estruturas sedimentares microbiais induzidas - MISS". MISS não se assemelham aos estromatolitos, mas elas apresentam uma grande variedade de morfologias. A foto à esquerda mostra típicos estromatolitos dômicos (escala: 10 cm). A foto à direita mostra marcas de *ripples* multidirecionais (escala: canivete de 25 cm). Adaptado de Noffke (2010).....43

- Figura 9.** Sob microscópio eletrônico de varredura (MEV), um biofilme composto de micróbios e EPS envelopando um grão de quartzo. A superfície do grão de quartzo é exposta à esquerda. Adaptado de Noffke (2010).....44
- Figura 10.** Formação e desintegração de um biofilme de cianobactérias em resposta à condições sedimentares dinâmicas. *Estágio a:* Fase planctônica dos microrganismos. As células são distribuídas aleatoriamente na água, porque a turbulência não permite a formação de um biofilme sobre depósitos do fundo do mar. *Estágio b:* O retrabalhamento hidráulico cessa. De modo a estabelecer uma posição favorável em relação a um gradiente, os micróbios começam a habitar os substrato arenoso. Eles formam um biofilme bem organizado. *Estágio c:* Se o substrato arenoso é afetado pelas ondas ou correntes, o biofilme mantém-se com superfície móvel. O biofilme faz isso por aprisionamento de grãos. Segundo Stoodley *et al.* (2002), isso poderia ser chamado de "redistribuição ativa". *Estágio d:* O biofilme se desintegra e fragmentos do mesmo são transportados para longe do local original. Isto poderia ser chamado de "redistribuição passiva" de microrganismos. Adaptado de Noffke (2010).....46
- Figura 11.** Classificação das estruturas sedimentares microbiais induzidas. O diagrama exhibe a relação de MISS. As estruturas são induzidas por crescimento, bioestabilização, formação de barreira filamentosa (*baffling*), acumulação de partículas suspensas (*trapping*) ou formação do tapete microbial (*binding*), armadilha ou ligação. O centro do diagrama inclui as MISS causadas pela interferência de todas as interações físico-bióticas. Adaptado de Noffke (2010).....50
- Figura 12.** Grãos orientados em camadas do tapete microbial, visto em lâmina delgada perpendicular ao plano de acamamento. Moderno: grãos orientados em um tapete microbial da Ilha Mellum. Fóssil: a mesma textura de grãos orientados por filamentos entrelaçados em um tapete microbial do Paleoarqueano há 3,2 Ga, no Grupo Moodies, África do Sul; (escalas: 0.2 mm). Adaptado de Noffke (2010).....53
- Figura 13.** Formação de grãos orientados. O esboço à esquerda ilustra as etapas de formação, divididas em três fases. Fase 1: Finos biofilmes (em preto) começam a envelopar grãos individuais de quartzo na superfície sedimentar. Fase 2: Os biofilmes iniciais se tornam mais espessos e elevamos grãos que colonizam. Fase 3: Os biofilmes são tão espessos que eles formam uma camada lateralmente contínua no sedimento. Os grãos nesta camada orgânica giram e orientam-se paralelos ao

plano de acamamento. Direita: A foto mostra uma vista de cima de um pequeno pedaço de tapete microbial (escuro) desenvolvido em uma superfície de areia de quartzo. Este experimento de laboratório era um sistema fechado para excluir contaminação por grãos alóctones. As manchas brancas no tapete escuro são grãos individuais de quartzo embutidos na matriz orgânica do tapete. Os grãos não estão em contato direto. Foto tirada de um microscópio binocular (escalas: 2 mm). Extraído de Noffke (2010).....54

Figura 14. Estrutura laminada de nivelamento. O desenho mostra a superfície plana do tapete. Em seção transversal, as marcas de ondas são niveladas (preenchidas) por lâminas do tapete. Adaptado de Noffke (2010).....55

Figura 15. Tapetes microbiais modernos e fósseis em lâmina. A densidade das lâminas do tapete microbial aumentam para a superfície sedimentar (escalas: 0.5 cm). Adaptado de Noffke (2010).....56

Figura 16. Fábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos vistas em lâmina. O tapete microbial endobentônico mostrado na foto superior está situado na parte superior dos sedimentos arenosos. Os filamentos fósseis aparecem em vermelho na luz refletida. Há muitos grãos visíveis neste tipo de tapete. Em contraste, o tapete microbial epibentônico mostrado na foto inferior está sobreposto ao sedimento arenoso. Os filamentos fósseis opacos aparecem pretos em luz transmitida. Este tipo de tapete é composto principalmente de matéria orgânica, embora grãos raramente ocorram (escalas: 1 milímetro). Adaptado de Noffke (2010).....57

Figura 17. Fábricas de tapete microbial em lâmina. As texturas dos tapetes microbiais não mudaram desde o Arqueano. Adaptado de Noffke (2010).....58

Figura 18. Estruturas sinusoidais preservadas por impressão, em um testemunho do sedimento, apresentado em três dimensões. Adaptado de Noffke *et al.* (1997b).....59

Figura 19. Estruturas sinusoidais perpendiculares ao acamamento, vistas em lâmina. Estruturas sinusoidais têm coloração preta e linhas curvadas que representam biofilmes ou finas lâminas de tapete microbial. As lâminas se desenvolvem em marcas onduladas e, portanto, as estruturas são dobradas. Mais tarde, as marcas onduladas são soterradas. Adaptado de Noffke (2010).....60

- Figura 20.** Exemplos de fragmentos de tapete microbial. Os fragmentos de tapetes modernos e fósseis possuem bordas arredondadas. Adaptado de Noffke (2010).....61
- Figura 21.** Fragmentos de tapete microbial do tipo I. É composto por lâminas de tapete na parte superior e substrato arenoso por baixo. Os grãos de areia do substrato estão ainda presos às lâminas do tapete por EPS. Adaptado de Noffke (2010).....61
- Figura 22.** *Roll-ups* (tapetes em forma de caracol) da Ilha de Portsmouth, EUA. A foto superior mostra estruturas enroladas resultantes da dessecação de lascas de tapetes (escala: provavelmente cerca de 10 cm). Foto inferior: A estrutura *roll-up* exibindo sua forma interna (escala: 1 cm). Extraído de Noffke *et al.* (2006b).....62
- Figura 23.** Estruturas *roll-ups* em planícies de maré modernas, Ilha de Portsmouth, EUA. A foto superior é uma estrutura *roll-up* de apenas alguns centímetros de tamanho. A foto inferior mostra uma estrutura de agregação muito maior. Assemelha-se a um tapete enrolado. Pessoa como escala. A foto em detalhe revela a estrutura interna desse rolo de tapete. Enormes *roll-ups* como este são fenômenos típicos pós-furacão. Extraído de Noffke (2010).....63
- Figura 24.** Fraturas de ressecamento: A foto superior mostra um exemplo moderno da planície de maré do sul da Tunísia. Os números 1, 2, 3, 4 e 5 indicam diferentes etapas da formação da primeira fratura do tapete microbial, finalizando com rolamento das margens do tapete para cima; (escala: 5 cm). A foto inferior mostra um exemplo fóssil (seta) de 2,9 Ga, Formação Brixton, África do Sul (escala: 1 centímetro). Adaptado de Noffke (2010).....64
- Figura 25.** *Petees*. A foto superior mostra *petees* modernos de tapetes microbiais compostos por cianobactérias *Synechococcus* sp, na Tunísia. Esta cianobactéria é que propicia a coloração rosa ao tapete. A foto inferior mostra *petees* similares, encontrados em um tapete microbial fóssil do Pleistoceno, Tunísia. Adaptado de Noffke (2010).....65
- Figura 26.** Gênese de *petees* em etapas. Fase 1: O crescimento lateral de um tapete microbial empurra para cima porções de lâminas de tapete. Este crescimento é suportado por minerais que cristalizam em cima da área de cobertura da camada de tapete em cúpula. Fase 2: Nos locais onde pouca luz solar atinge o tapete

microbial, o crescimento bacteriano é inibido. Portanto, o *petee* continua a crescer para cima. Fase 3: O *petee* começa a formar a sua forma característica de couve-flor. Cada deformação na forma varia a quantidade de luz solar que chega a outras partes do tapete. As porções de tapete que recebem mais luz crescem mais rapidamente. Minerais evaporíticos precipitam em áreas bem expostas de *petees*. Etapa 4: A altura de um *petee* maduro é controlada pela altura que a água ascendente por capilaridade atinge. Extraído de Noffke (1997).....66

Figura 27. Domos gás. Acima: Superfície de uma planície de maré fóssil com um domo de gás projetado a partir da superfície sedimentar. Abaixo: Na planície de maré moderna da Ilha Mellum, Mar do Norte, um corte vertical através de um domo de gás mostra uma caverna oca (seta). Nesta caverna oca gases se acumulam, empurrando o tapete microbial para cima. Extraído de Noffke (2010).....67

Figura 28. A foto superior exhibe domos de gás modernos formados por *Microcoleus chthonoplastes*, sul da Tunísia. Os domos de gás são temporários e duram apenas alguns dias. Os domos colapsam assim que ocorre ruptura na parte superior do domo. A foto abaixo mostra exemplos fósseis em um antigo tapete epibentônico que cresceu em ambiente de maré semelhante (2,9 Ga, Supergrupo Pongola, África do Sul; escalas: 25 cm). Adaptado de Noffke *et al.* (2008).....68

Figura 29. Areia com textura esponjosa. O corte vertical através de sedimentos de planície de maré modernos exhibe lâminas de tapete microbial alternadas com as camadas de areia. As camadas intermediárias de areia contêm poros, que são dispostos em um padrão granular alinhado. Os poros se formam com a pressão dos gases que se acumulam sob a vedação do sedimento, conforme aumenta a camada do tapete microbial. Adaptado de Noffke (2010).....69

Figura 30. Textura esponjosa fóssil e moderna. A foto à esquerda é uma rocha polida que mostra lâminas e fenestras (Triássico da Alemanha). A foto à direita é um testemunho fresco tirado das planícies de maré modernas da Ilha Mellum, Mar do Norte (escalas: 5 cm). Adaptado de Noffke (2010).....70

Figura 31. Camada de tapete ligada a pequenos grãos. Foto no canto inferior esquerdo: filamentos verticais de cianobactérias e seus EPS, e partículas de tamanho silte aprisionadas por armadilha, através da coluna d'água. Foto no canto superior esquerdo: Em lâmina, partículas de tamanho silte são finamente

distribuídas em um tapete microbial moderno. O esboço na direita descreve esta textura. Adaptado de Noffke (2010).....71

Figura 32. Resíduos de erosão e bolsões. Esta morfologia de planícies de marés consiste de superfícies elevadas com porções de topo achatado cobertas pelo tapete microbial, e de porções com depressões de marcas onduladas não colonizadas por micróbios (escala: 1 m). Adaptado de Noffke (2010).....72

Figura 33. Formação de resíduos de erosão e bolsões. Fase 1: Tapete microbial não perturbado abrange sedimentos arenosos. Fase 2: Um obstáculo (por exemplo, um molusco) é depositado na superfície do tapete. Fase 3: Em torno deste obstáculo, se formam conjuntos de erosão. Fase 4: A erosão é mais acentuada ao redor do obstáculo. Fase 5: O obstáculo é removido por correntes. O bolsão de erosão aumenta lateralmente. Fase 6: Vários bolsões de erosão juntam-se. Extraído de Noffke (1999).....74

Figura 34. Formação de um resíduo de erosão e de bolsão. A erosão é desencadeada por obstáculos depositados na superfície do tapete. Obstáculos bloqueiam a luz disponível e enfraquecem o tapete microbial subjacente. As cianobactérias se afastam das zonas escuras, deixando para trás tecidos enfraquecidos de tapete, sujeitos à erosão causada por correntes de maré. Uma corrente é separada em duas correntes principais que passam o obstáculo em ambos os lados. Nestas duas zonas, a erosão gera bolsões de erosão em forma de "V". Adaptado de Noffke (1997).....75

Figura 35. Marcas onduladas multidirecionais, modernas e fósseis. A foto superior é a vista de uma planície de maré, na Ilha Mellum, Mar do Norte. A superfície de areia exhibe marcas onduladas de duas orientações diferentes. As marcas onduladas são agrupadas em manchas alongadas. As orientações dos dois grupos de marcas onduladas estão a um ângulo de cerca de 45° entre si. A foto abaixo mostra uma situação semelhante na superfície de um arenito, Austrália. Adaptado de Noffke (2010).....76

Figura 36. Formação de marcas onduladas multidirecionais da primavera ao outono. O padrão caótico das marcas onduladas ocorre a partir da interferência do crescimento do tapete com eventos de tempestade. Durante as tempestades, as superfícies sedimentares são retrabalhadas. Em períodos calmos entre as

tempestades, crescem fragmentos de tapete microbial. Os tapetes estabilizam as areias. Adaptado de Noffke (1998).....77

Figura 37. Microssequências em lâminas delgadas perpendiculares à superfície sedimentar. Cada microssequência consiste de grãos de areia média em sua base, com a granulometria diminuindo em direção ao topo. A parte superior de cada microssequência é marcada por uma lâmina de tapete microbial. Este desenho esquemático exhibe 4 microssequências. As setas indicam as velocidades que prevaleceram durante o tempo de deposição de cada microssequência, os comprimentos das setas equivalentes às velocidades da corrente. A base de cada microssequência registra velocidades de correntes mais fortes, e velocidades decrescentes em direção ao topo. Até que, finalmente, o movimento da água se acalma o suficiente para a formação de um tapete microbial (escala: 0.5 cm). Modificado de Noffke *et al.* (2008).....78

Figura 38. Os dois principais tipos de estruturas corrugadas são oriundas dos dois tipos principais de tapetes microbiais. Esquerda: tapetes microbiais endobentônicos geram estruturas corrugadas transparentes. Direita: tapetes microbiais epibentônicos formam estruturas corrugadas não-transparentes. Adaptado de Noffke (2010).....79

Figura 39. Estruturas corrugadas ocorrem em tapetes microbiais fossilizados *in situ*. As estruturas surgem do soterramento de sedimentos - estabilização da microbiota. Fase 1: A areia é depositada. Eventualmente, esta areia pode ser coberta por um tapete microbial. Fase 2: Ocorre a formação de barreira filamentosa (*baffling*) e a acumulação de grãos finos e partículas de tamanho silte (*trapping*) no tapete. Estas partículas tornam-se enriquecidas na camada de tapete. Fase 3: Uma camada de areia fina se deposita na parte superior do tapete microbial. O tapete é soterrado. Fase 4: A pressão da carga de sedimentos depositados posteriormente espreme a água para fora das lâminas do tapete. A água escapa ao longo do plano de acamamento, formando canais. Esta água que escapa provoca o aparecimento das estruturas corrugadas fósseis. Extraído de Noffke *et al.* (2002).....80

Figura 40. Fissuras de oscilação poligonais, modernas e fósseis. A foto superior mostra a superfície de um tapete microbial moderno de planície de maré, no sul da Tunísia. A superfície do tapete exhibe um padrão de fissuras poligonais arranjadas. As fissuras não são linhas discretas, mas são compostas por dois cumes paralelos.

Cada cume define a margem de um polígono do tapete. Os cumes são dobrados para cima das margens do tapete. Os polígonos se expandem lateralmente quando úmidos e encolhem quando dessecam. A foto inferior exhibe a mesma estrutura de fissuras poligonais visíveis em um arenito (2,9 Ga, Supergrupo Pongola, África do Sul). Adaptado de Noffke (2010).....81

Figura 41. A formação de fissuras de oscilação ocorre em várias etapas. O desenho mostra a seção transversal vertical através de uma fissura a partir da sua primeira formação (fase a) até sua última etapa (g). O detalhe à direita documenta os vários lóbulos que representam a expansão lateral da margem do tapete durante os períodos de aumento da umidade e da posterior retirada da margem do tapete durante episódios de dessecação. Adaptado de Noffke (2010).....82

Figura 42. Critérios para a biogenicidade de MISS. Apenas se os 6 critérios são preenchidos, uma estrutura sedimentar fóssil pode ser definida como MISS. Adaptado de Noffke (2009).....86

Figura 43. A fácies deposicional ótima consiste de uma janela ecológica (sedimentos que melhoram o desenvolvimento de tapetes microbiais) e uma janela tafonômica (que propicia a fossilização de um tapete microbial). Janela Ecológica: Os tapetes microbiais desenvolvem-se especialmente bem nos sedimentos compostos de quartzo de tamanho de grão areia fina, onde o gradiente hidráulico é moderado. Janela Tafonômica: As estruturas corrugadas (ou outro tipo de MISS) apenas são preservadas se a sequência sedimentar subsequente (que conduz à formação de um tapete microbial) é completa (Noffke *et al.*, 2002). Ia: uma camada de areia fina é depositada; IIa: um tapete microbial se estabelece; IIb: o tapete microbial acumula partículas de granulação mais fina por aprisionamento; III: uma camada de sedimento soterra o tapete, no entanto, o tapete bioestabiliza seu substrato. Por isso, durante a deposição da camada III não ocorre degradação dos antigos depósitos, e, conseqüentemente, as estruturas de superfície são preservadas. Adaptado de Noffke (2009).....84

Figura 44. A ocorrência de MISS é uma função de três parâmetros sedimentológicos: tamanho de grão areia fina, composição mineral de quartzo e condições hidráulicas moderadas. Adaptado de Noffke (2010).....87

- Figura 45.** Camadas de silte/lama em folhelhos proterozoicos refletem intervalos de crescimentos interrompidos do tapete microbial por breves eventos de sedimentação. Adaptado de Schieber (1986).....89
- Figura 46.** Fracionamento do $\delta^{18}\text{O}$ durante um período não glacial. O carbonato neste período será isotopicamente leve, isto é, enriquecido em ^{16}O . Isto ocorre porque o ^{16}O evaporado volta para a água do mar pelas chuvas e pelos rios mantendo o equilíbrio entre os dois isótopos. Valores em PDB. Extraído de Rodrigues e Fauth (2013).....93
- Figura 47.** Teor de ^{13}C em vários compostos naturais. Adaptado de Pierre (1994).....96
- Figura 48.** Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ na natureza. Valores em PDB. Extraído de Rodrigues e Fauth (2013).....97
- Figura 49.** Esquema de um espectrômetro de massas, onde B refere-se ao sistema de bombeamento e V indica um volume variável. Adaptado de Hoefs (2004).....106
- Figura 50.** Diagrama ternário Matriz deposicional X Areia (carbonática + siliciclástica) X Bioconstruções microbiais das amostras dos três poços analisados.....111
- Figura 51.** Feições microbiais identificadas nas lâminas do Membro Crato. A) Bioconstrução microbial carbonática (*lumps* carbonáticos, setas vermelhas), PS-12 243.90 (polarizadores descruzados, //P); B) *Lumps* carbonáticos com diferentes texturas internas rodeados por filmes contínuos de argila orgânica, PS-11 136.10 (//P); C) *Lumps* carbonáticos ao longo da laminação marcada pela concentração de argila, PS-12 208.25 (//P); D) Camada de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos, PS-12 243.90 (polarizadores cruzados, XP); E) Textura grumosa ou pseudo-peloidal (*clotted*), PS-12 227.25 (//P) e; F) Textura grumosa ou pseudo-peloidal (*clotted*), PS-12 225.80 (//P).....113
- Figura 52.** Feições microbiais identificadas nas lâminas do Membro Crato. A) Microdomos estromatolíticos, indicados pelo tracejado rosa, PS-12 239.50 (polarizadores descruzados, //P); B) Microdomos trombolíticos, indicados pelo tracejado amarelo, PS-12 225.80 (//P); C) Intraclasto carbonático microbial, PS-12 227.10 (//P); D) Dobramento da laminação, provavelmente decorrente da deformação dos tapetes microbiais (estrutura *roll-up*), PS-11 111.45 (//P); E)

Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) marcada por filmes descontínuos de matriz argilosa, PS-11-132.75 (//P) e; F) Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) marcada por finas lâminas de matriz argilosa, PS-12 239.50 (//P).....114

Figura 53. Gráfico ilustrando as proporções entre os constituintes primários quantificados nas lâminas.....115

Figura 54. Principais características da matriz argilosa. A) Matriz argilosa (seta amarela) composta por argilominerais e grãos dispersos de quartzo e mica de tamanho silte, PS-12 243.90 (polarizadores cruzados, XP); B) Restos de matriz argilosa entre os cristais de calcita, PS-11 136.65 (polarizadores descruzados, //P); C) Lâminas milimétricas de matriz argilosa intercaladas com lâminas de bioclastos de ostracodes, lâmina PS-11 136.25 (//P); D) Lâminas milimétricas de matriz argilosa intercaladas com lâminas de bioclastos de ostracodes, PS-06 10.35 (//P); E) Siderita microcristalina (seta amarela) e pirita framboidal substituindo matriz argilosa, PS-06 10.35 (//P); e F) Hematita microcristalina substituindo matriz argilosa (setas vermelhas), PS-131.35 (//P).....116

Figura 55. Principais características dos constituintes detríticos fração areia e dos bioclastos. A) Grãos angulosos de feldspato e quartzo em arenito híbrido, PS-12 227.10 (polarizadores descruzados, //P); B) Caulim expandindo muscovita, PS-06 10.35 (//P); C) Bioclastos de ostracodes desarticulados (subordinadamente articulados) e quebrados, PS-06 10.35 (//P); D) Bioclastos de ostracodes articulados e preenchidos por calcita macrocristalina, PS-06 10.50 (//P); E) Bioclastos de bivalves desarticulados (setas vermelhas), PS-12 227.10 (//P); F) Bioclasto de calcisfera substituído por calcita (seta amarela), PS-11 136.25 (//P); G) Osso indiferenciado (seta vermelha), PS-06 10.50 (//P); e H) Bioclasto fosfático indiferenciado (seta amarela), PS-11 136.25 (//P).....119

Figura 56. Principais características da matéria orgânica e de outras partículas aloquímicas (além dos bioclastos). A) Matéria orgânica amorfa (setas amarelas), PS-12 208.25 (polarizadores descruzados, //P); B) Matéria orgânica carbonosa substituída por pirita microcristalina, PS-12 221.40 (//P); C) Intraclasto carbonático indiferenciado, PS-12 227.10 (//P); D) Intraclasto carbonático microbial (parautóctone) com textura grumosa, PS-12 243.90 (//P); E) Oóide carbonático, PS-

12 227.10 (//P); e F) Oncolitos carbonáticos (setas vermelhas), PS-12 227.10 (//P).....121

Figura 57. Gráfico ilustrando as proporções entre os constituintes diagenéticos quantificados nas lâminas analisadas.....122

Figura 58. Principais características da calcita diagenética. A) Cristais de calcita fascicular (seta amarela) substituindo matriz argilosa, PS-11 131.35 (polarizadores descruzados, //P); B) Franja de calcita (seta vermelha) recobrimo intraclasto carbonático, PS-12 227.10 (//P); C) Cristais de calcita macrocristalina preenchendo fratura de rocha (seta amarela) e cristais de calcita microcristalina substituindo matriz argilosa, PS-12 239.50 (polarizadores cruzados, XP); D) Calcita em mosaico fino substituindo matriz argilosa, PS-12 230.00 (XP); E) Cristais de calcita romboédrica substituindo calcedônia, PS-12 238.35 (XP); e F) Calcita esferulítica substituindo *lump* carbonático (seta vermelha), PS-11 136.10 (XP).....124

Figura 59. Principais características dos constituintes diagenéticos. A) Pirita blocosa (seta vermelha) substituindo os cristais de calcita, PS-12 238.35 (polarizadores descruzados, //P); B) Pirita microcristalina substituindo *lump* carbonático (seta vermelha), PS-11 136.10 (polarizadores cruzados, XP) C) Hematita microcristalina substituindo calcita microcristalina, PS-12 227.25 (//P); D) Siderita microcristalina (seta amarela) substituindo calcita microcristalina, PS-12 206.40 (//P); E) Calcedônia radiada substituindo calcita microcristalina e preenchendo porosidade intrapartícula em bioclastos de ostracode, PS-12 238.35 (//P); F) Concreção de fosfato diagenético deslocando matriz argilosa substituída por calcita microcristalina, PS-11 136.65 (//P); G) Sulfato diagenético fibroso preenchendo poro de contração na matriz argilosa (seta vermelha), PS-11 136.25 (//P); e H) Dolomita microcristalina (protodolomita) (setas vermelhas) substituindo calcita microcristalina, PS-11 131.35 (//P).....127

Figura 60. Gráfico ilustrando as proporções entre os tipos de poros quantificados nas lâminas analisadas.....128

Figura 61. Alguns tipos de poros identificados nas lâminas analisadas. A) Poros intercristalinos de dissolução da calcita microcristalina e poros vulgares de dissolução da calcita microcristalina (setas vermelhas), PS-12 206.40 (polarizadores descruzados, //P). B) Poros intrapartícula resultante da dissolução dos *lumps* carbonáticos (seta amarela), PS-11 136.10 (polarizadores descruzados, //P); C)

Poros agigantados de dissolução de calcedônia, PS-12 238.35 (//P); e D) Poro móldico de dissolução de bioclasto de ostracode (seta preta), PS-06 10.50 (//P).....	130
Figura 62. Fotomicrografia da amostra PS-12 227.10: Estruturas com formatos esféricos, possíveis bactérias cocóides (setas vermelhas).....	134
Figura 63. Fotomicrografias dos tecidos fibrosos que podem representar resíduos de EPS na amostra PS-12 227.10 em (A), (B), (C) e (D), indicados pelas setas vermelhas.....	135
Figura 64. Fotomicrografias da relação paragenética entre a matriz argilosa e os cristais de calcita na amostra PS-11 136.65 em (A) e (B).....	136
Figura 65. Fotomicrografia em detalhe da relação paragenética entre a matriz argilosa e os cristais de calcita na amostra PS-11 136.65.....	136
Figura 66. Resultado da análise por EDS da lâmina PS-06 10.35. A) Localização do ponto analisado. B) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 2.....	137
Figura 67. Resultado da análise por EDS da lâmina PS-06 10.35. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 3, 4 e 5.....	139
Figura 68. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) versus $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) para os poços PS-11 e PS-12.....	141
Figura 69. A e C) Imagens em luz natural da lâmina PS-11 136.10; B e D) Imagens em luz ultravioleta da lâmina PS-11 136.10, com fluorescência das lâminas fibrosas de argila.....	142
Figura 70. A) Imagem em luz natural da lâmina PS-11 136.25; B) Imagem em luz ultravioleta da lâmina PS-11 136.25, com leve fluorescência na matriz argilosa....	142
Figura 71. Precipitação de carbonato por bactérias em lago alcalino atual na Província de Mendoza, Argentina. O carbonato secretado calcifica o material adjacente muito precocemente (observar folha recoberta por CaCO_3 , indicada pela seta vermelha).....	145

- Figura 72.** Fósseis de extraordinária preservação encontrados no Membro Crato, Formação Santana. Extraído de <http://geoparkararipe.org.br>.....146
- Figura 73.** Variação do nível de base para o intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe, com o intervalo de estudo em destaque. Modificado de Rojas (2009).....151
- Figura 74.** Modelo deposicional proposto para o Membro Crato. A precipitação das rochas desta unidade ocorre em uma laguna lamosa em um *sabkha* costeiro, associada aos evaporitos do Membro Ipubi, onde as condições ambientais de estresse favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação de CaCO_3 . A laguna recebe influência marinha, cuja possível localização é a norte-nordeste.....153

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Amostras selecionadas para análise isotópica em dois poços.....	107
Tabela 2. Valores obtidos na análise de isótopos estáveis de C e O em dois poços.....	140

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Resumo da caracterização petrográfica nos três litotipos definidos para o Membro Crato.....	132
--	-----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	28
1.1 Justificativa.....	28
1.2 Caracterização do problema.....	28
1.3 Objetivos e metas.....	29
1.4 Premissas e hipótese.....	29
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO.....	31
3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO.....	33
3.1 Bacia do Araripe.....	33
3.2 Membro Crato.....	37
4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	39
4.1 Microbialitos.....	39
4.1.1 <i>Definição de microbialitos</i>	39
4.1.2 <i>Processos envolvidos na formação de microbialitos</i>	40
4.1.3 <i>Classificação de carbonatos microbiais</i>	40
4.2 Sedimentos Microbiais.....	42
4.2.1 <i>Estruturas Sedimentares Microbiais Induzidas (MISS)</i>	42
4.2.2 <i>Biofilmes</i>	44
4.2.3 <i>Tapetes microbiais</i>	48
4.2.4 <i>Formação e preservação de MISS</i>	49
4.2.5 <i>Classificação de MISS</i>	49
4.2.5.1 <i>Definição de crescimento</i>	50
4.2.5.2 <i>Definição de bioestabilização</i>	51
4.2.5.3 <i>Definição da formação de barreira filamentosa (<i>baffling</i>) e da acumulação de partículas suspensas (<i>trapping</i>)</i>	51
4.2.5.4 <i>Definição da formação d tapetes microbiais (<i>binding</i>)</i>	52
4.2.6 <i>As cinco categorias de MISS</i>	52
4.2.6.1 <i>Estruturas decorrentes do crescimento microbial</i>	52
4.2.6.2 <i>Estruturas decorrentes da formação do tapete microbial (<i>binding</i>)</i> ..	56
4.2.6.3 <i>Estruturas decorrentes de bioestabilização</i>	60
4.2.6.4 <i>Estruturas decorrentes da formação de barreira filamentosa (<i>baffling</i>) e da acumulação de partículas suspensas (<i>trapping</i>)</i>	70

4.2.6.5 Estruturas decorrentes da interferência das atividades microbiais com a dinâmica física dos sedimentos.....	72
4.2.7 Critérios de biogenicidade de MISS.....	82
4.2.8 Granulometria, composição e gradiente hidráulico.....	86
4.2.9 Tapetes microbiais em sedimentos lamosos.....	87
4.3 Isótopos estáveis de C e O.....	90
4.3.1 Isótopos estáveis.....	90
4.3.2 Isótopos de Oxigênio.....	91
4.3.3 Isótopos de Carbono.....	94
4.3.4 Os isótopos e sua relação com a diagênese.....	98
4.3.5 Padrões e terminologias.....	98
5. METODOLOGIA.....	101
5.1 Revisão bibliográfica.....	101
5.2 Etapa de laboratório.....	101
5.2.1 Microscopia óptica.....	101
5.2.2 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	103
5.2.3 Análise de isótopos estáveis de C e O.....	105
5.2.4 Microscopia de Fluorescência Ultravioleta.....	108
6. RESULTADOS.....	110
6.1 Caracterização petrográfica.....	110
6.2 Resumo da caracterização petrográfica.....	130
6.3 Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS acoplado.....	134
6.4 Análises isotópicas de C e O.....	139
6.5 Microscopia de Fluorescência Ultravioleta.....	141
7. DISCUSSÕES.....	143
7.1 Gênese do depósito.....	143
7.2 Fatores controladores da preservação excepcional dos fósseis.....	144
7.3 Isótopos estáveis de C e O.....	147
7.3 Modelo deposicional.....	149
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	155
9. REFERÊNCIAS.....	158
10. APÊNDICE.....	167

1. INTRODUÇÃO

Este estudo foi proposto devido à importância e carência de definição em relação às condições deposicionais e paleoclimáticas vigentes durante a deposição dos "carbonatos" laminados do Membro Crato (Aptiano-Albiano), da Formação Santana, na Bacia do Araripe. O objetivo de caracterização petrográfica e isotópica, visando o entendimento da gênese dessas rochas, foi estabelecido com o intuito de ampliar o conhecimento sobre esta unidade, permitindo a proposição de um modelo deposicional. A revisão bibliográfica fundamentou a definição das premissas adotadas, que serviram como base para a hipótese formulada inicialmente e testada a partir da metodologia adotada neste trabalho.

1.1 Justificativa

A excelente preservação dos fósseis do Membro Crato sugere que a deposição e a fossilização dos organismos ocorreram sob condições extraordinárias de deposição. Desde a sua primeira menção por Gardner (1846), o Membro Crato, interpretado até o momento como carbonatos laminados, têm atraído muitos estudos paleontológicos tratando predominantemente da sistemática e taxonomia da diversificada biota. No entanto, apesar da importância deste famoso sítio geológico e paleontológico brasileiro do Cretáceo Inferior, informações detalhadas sobre o ambiente deposicional são relativamente escassas (Heimhofer *et al.*, 2010).

A caracterização petrográfica das rochas do Membro Crato forneceu uma melhor compreensão da gênese das mesmas, possibilitando o entendimento dos controles da *Lagerstätten* da Formação Santana e possivelmente servindo como análogo para os reservatórios carbonáticos do pré-sal, correlatos nas bacias marginais.

1.2 Caracterização do problema

Microbialitos são depósitos organo-sedimentares que têm como resultado a agregação de comunidades microbiais bentônicas ligadas à sedimentos detríticos e/ou à precipitação mineral (Burne & Moore, 1987).

Segundo Riding (2011), os micróbios ocupam uma gama muito ampla de ambientes, incluindo as águas de química e composição muito diferenciadas e seu

envolvimento na sedimentação é igualmente variado. A maioria dos microbialitos são carbonatos (aragonita, calcita, dolomita) na composição, mas exemplos de microbialitos com composição silicosa, fosfática, ferrífera, manganésifera e, também, sulfatada são conhecidos.

As rochas do Membro Crato, interpretadas até o momento como carbonatos laminados, objeto de estudo deste trabalho, carecem de uma caracterização petrográfica. A caracterização petrográfica dessas rochas permitirá a definição da gênese das mesmas, bem como os fatores controladores da preservação excepcional dos fósseis dessa unidade e a interpretação do ambiente deposicional no qual se formaram.

1.3 Objetivos e metas

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização petrográfica das rochas do Membro Crato e a compreensão do contexto deposicional desta unidade.

Os objetivos específicos incluem:

- (i) Descrever petrograficamente, com contagem de 300 pontos por lâmina, as texturas, as estruturas, os constituintes primários e diagenéticos e os tipos de poros das rochas do Membro Crato;
- (ii) Determinar os fatores controladores da preservação excepcional dos fósseis dessa unidade, comparando-os com outros exemplos existentes no mundo;
- (iii) Determinar as condições químicas do corpo d'água existente durante a formação do depósito;
- (iv) Interpretar o ambiente deposicional.

1.4 Premissas e hipótese

Como base para o desenvolvimento deste trabalho, foram aceitas as seguintes premissas:

- (i) Os microbialitos são formados predominantemente por bactérias, incluindo cianobactérias, juntamente com pequenas algas.

- (ii) MISS são estruturas sedimentares primárias sindeposicionais que surgem da interação de biofilmes e tapetes microbiais com dinâmicas físicas em sedimentos de ambientes siliciclásticos aquáticos.
- (iii) As assinaturas isotópicas de C e O, contidas nos carbonatos, indicam a origem do fluido precipitante durante a deposição dessas rochas, e cálculos de paleotermometria a partir de isótopos de O permitem a determinação da paleotemperatura deste fluido.

Com base nas premissas adotadas e nas informações coletadas em campo, formulou-se a seguinte hipótese de trabalho. O Membro Crato é composto por carbonatos laminados lacustres, formado em condições de baixa energia e com fósseis de preservação extraordinária. Portanto, o termo *Lagerstätten*, dado à excelente preservação dos fósseis, é perfeitamente aplicado a essa unidade. A caracterização petrográfica quantitativa, associada à microscopia eletrônica de varredura, à microscopia ultravioleta e à interpretação dos dados isotópicos, irá permitir a determinação da gênese desse depósito e o papel da comunidade microbiana na preservação excepcional dos fósseis.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO

A área de estudo localiza-se na região sul do Estado do Ceará, a aproximadamente 500 km de Fortaleza, nas escarpas da Sub-bacia Leste do Araripe, compreendendo uma área que se estende a partir do município de Santana do Cariri até às proximidades do município de Porteiras.

A unidade geológica estudada é o Membro Crato, de idade aptiana-albiana, situada na base da Formação Santana, sobreposta pelos Membros Ipubi e Romualdo, da Bacia do Araripe (Fig. 1).

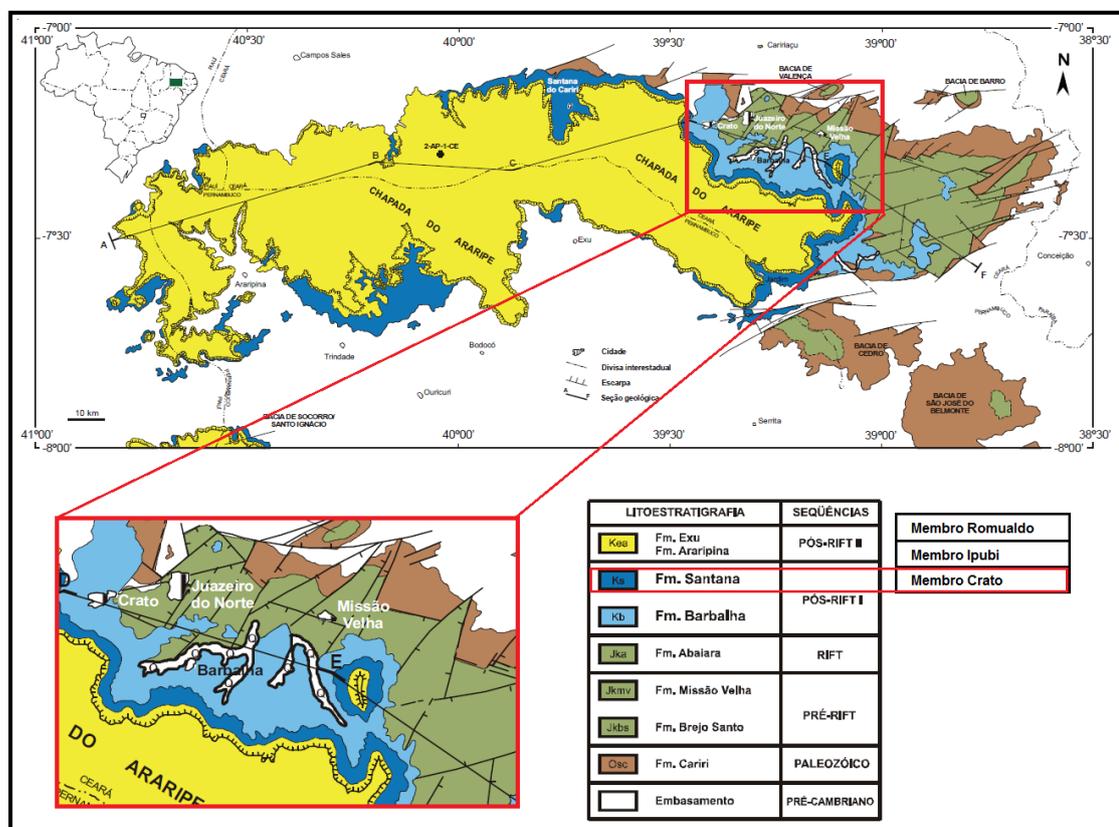


Figura 1. Localização e posicionamento estratigráfico da unidade geológica em estudo. Modificado de Assine (2007).

Para o presente trabalho foram selecionados testemunhos de sondagem de 3 poços, sendo eles: PS-06, PS-11 e PS-12.

O poço PS-06 foi perfurado próximo ao município de Abaiara-CE, o poço PS-11 próximo ao município de Crato-CE e o poço PS-12 a Sul do município de Barbalha-CE, quase na divisa com o Estado de Pernambuco (Fig. 2). Todos os poços foram perfurados no Projeto Santana, realizado pelo Departamento Nacional

de Produção Mineral (DNPM) e pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM).

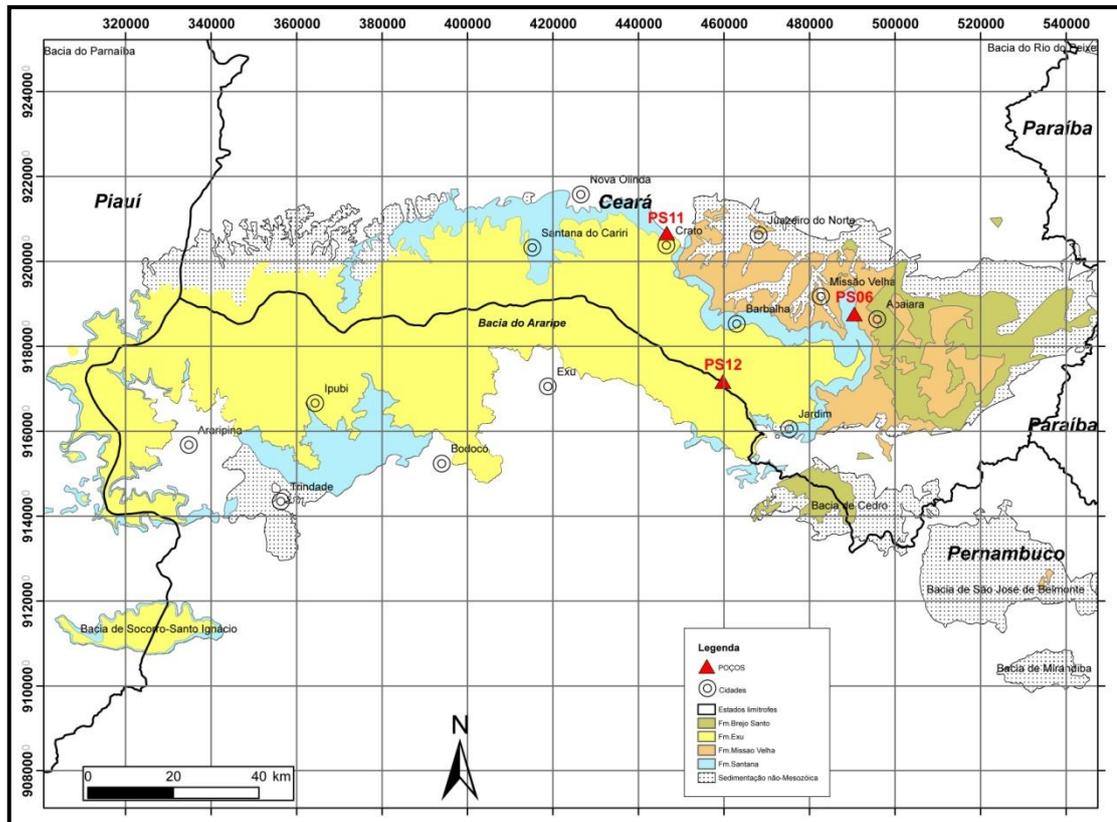


Figura 2. Mapa de localização dos poços PS-06, PS-11 e PS-12.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

O Membro Crato está inserido na base da Formação Santana, depositada durante o Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe.

3.1 Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe localiza-se nas regiões sul no estado do Ceará, oeste do estado de Pernambuco e leste do Piauí (Carvalho *et al.*, 2012), e é considerada a maior das bacias interiores do Nordeste do Brasil.

A sua formação está associada ao rifteamento do Gondwana e à abertura do Atlântico Sul (Fig. 3).

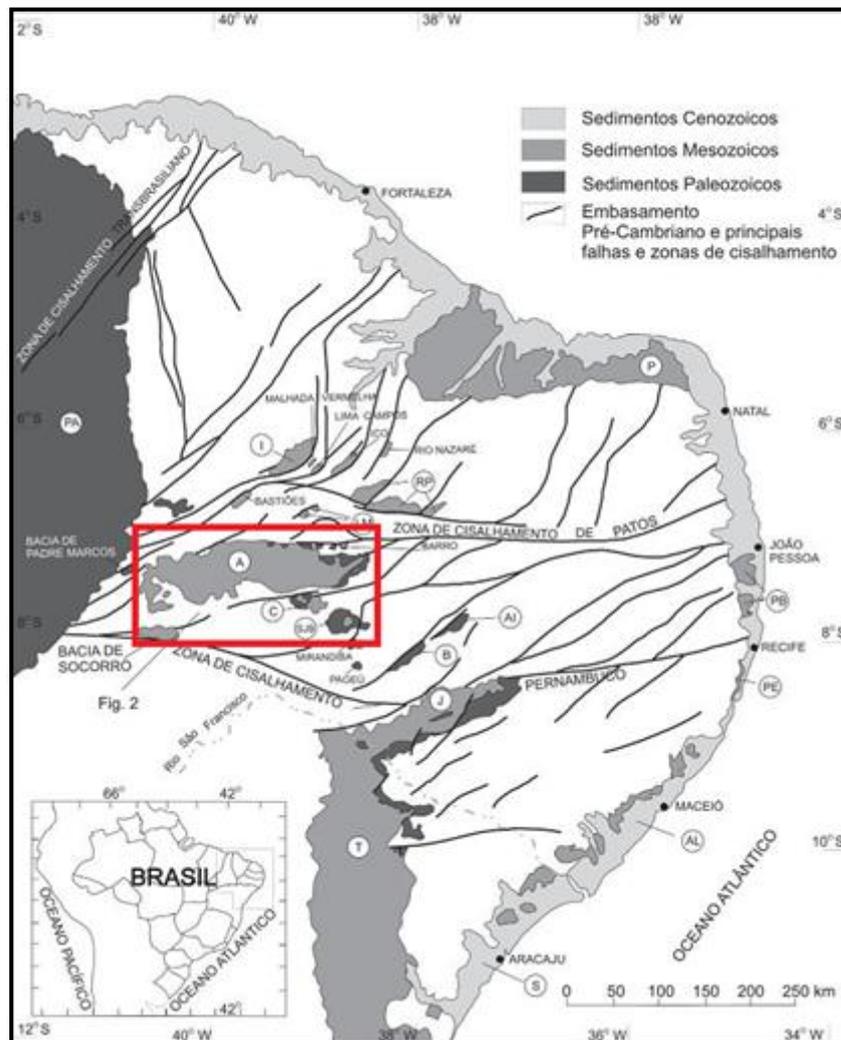


Figura 3. Esquema das bacias Fanerozoicas da região nordeste do Brasil, com destaque para a Bacia do Araripe (adaptada de Assine, 1992). Legenda: A=Araripe; IG=Iguatu;

J=Jatobá; P=Potiguar; PB=Parnaíba; Pernambuco-Paraíba; RP= Rio do Peixe; AS=Sergipe-Alagoas; T=Tucano. Modificado de Fambrini *et al.* (2011).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Araripe é composto por sequências estratigráficas, limitadas por discordâncias regionais, que representam o registro fragmentário de bacias geradas em ambientes tectônicos distintos. Cada sequência foi formada em um contexto paleogeográfico diferente, integrado a outras bacias adjacentes (Assine, 2007).

Devido às diversas interpretações acerca da evolução da bacia, muitos modelos estratigráficos foram propostos desde seu estudo inicial (e.g. Small, 1913; Beurlen, 1962, 1963, 1971; Braun, 1966; Moraes *et al.*, 1976; Lima, 1979).

Assine (2007) define sequências e supersequências formadas em diferentes fases de desenvolvimento da bacia, compreendendo quatro divisões: Sequência Paleozóica, Supersequência Pré-Rifte (Sequência J20-J30), Supersequência Rifte (Sequência K10-K30) e Supersequência Pós-Rifte (Sequência K40-K60). A figura 4 ilustra a carta estratigráfica da Bacia do Araripe, a qual relaciona as unidades propostas e fornece informações sobre ambiente deposicional, discordâncias, litoestratigrafia e natureza da sedimentação.

- (i) *Sequência Paleozóica*: é composta por uma única unidade litoestratigráfica, denominada Formação Cariri. É constituída por arenitos imaturos, de granulometria média a muito grossa, com grãos angulares a subangulares, interpretados como depositados por um sistema fluvial entrelaçado.
- (ii) *Supersequência Pré-Rifte*: é composta por duas unidades litoestratigráficas: a Formação Brejo Santo, na base, que compreende folhelhos e lamitos vermelhos de origem lacustre, e a Formação Missão Velha, no topo, que compreende arenitos de planícies fluviais de sistemas entrelaçados.
- (iii) *Supersequência Rifte*: é composta por uma única unidade litoestratigráfica, a Formação Abaiara, que compreende, na base, folhelhos sílticos e siltitos vermelhos e, no topo, arenitos finos a médios (Assine, 1992). Essas fácies foram interpretadas como depositadas em um ambiente lagunar raso, frequentemente substituído por planícies fluviais de canais entrelaçados (Assine, 1994).
- (iv) *Supersequência Pós-Rifte*: é composta por duas sequências. A sequência K40 – K60 (pós-rifte I) é constituída por duas unidades litoestratigráficas: a

Formação Barbalha e a Formação Santana. A Formação Barbalha (Assine, 1992) compreende arenitos com intercalações de folhelhos avermelhados e níveis delgados de conglomerados, formando dois ciclos fluviais com granodecrescência ascendente, cujos topos são marcados por intervalos pelítico-carbonáticos lacustres. A primeira divisão lacustre é denominada de “Camadas Batateira” e encerra o primeiro ciclo com um intervalo de folhelhos betuminosos pretos. Arenitos grossos e conglomerados fluviais sobrepõem as Camadas Batateira em contato erosivo, representando o início do segundo ciclo sedimentar da Formação Barbalha (Chagas *et al.*, 2007). O segundo ciclo termina com os calcários laminados do Membro Crato da Formação Santana. Esta unidade tem sido interpretada como depositada em ambiente lacustre. Sobre os calcários ocorrem lentes de evaporitos associados a folhelhos verdes e pretos, interpretados como depósitos de supramaré. Devido à descontinuidade lateral das camadas evaporíticas, Assine (2007) propõe a reclassificação para “Camadas Ipubi”, ao invés de Membro Ipubi. O topo do Membro Crato, redefinido com a inclusão dos evaporitos, é marcado por uma descontinuidade erosiva que o coloca em contato com o Membro Romualdo, constituído por arenitos interestratificados com folhelhos, que predominam em direção ao topo da sequência. Evidências fossilíferas indicam um ambiente marinho para estes depósitos. Em direção ao topo do Membro Romualdo, ocorre novamente siltitos e arenitos com fósseis de água doce, indicando condições regressivas. A sequência K70 – K80 (pós-rifte II) também é constituída por duas unidades litoestratigráficas: as Formações Araripina e Exu. A Formação Araripina, que representa o membro inferior, foi inicialmente descrita por Silva (1986b) e incluía os Membros Crato e Ipubi, mas tal proposição trouxe mais confusão à nomenclatura estratigráfica (Assine, 2007). A Formação Araripina é constituída por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos, intercalados com corpos lenticulares de arenitos médios a grossos, resultantes da sedimentação em planícies de leques aluviais (Assine, 2007). A Formação Exu, na porção superior, é composta por arenitos fluviais.

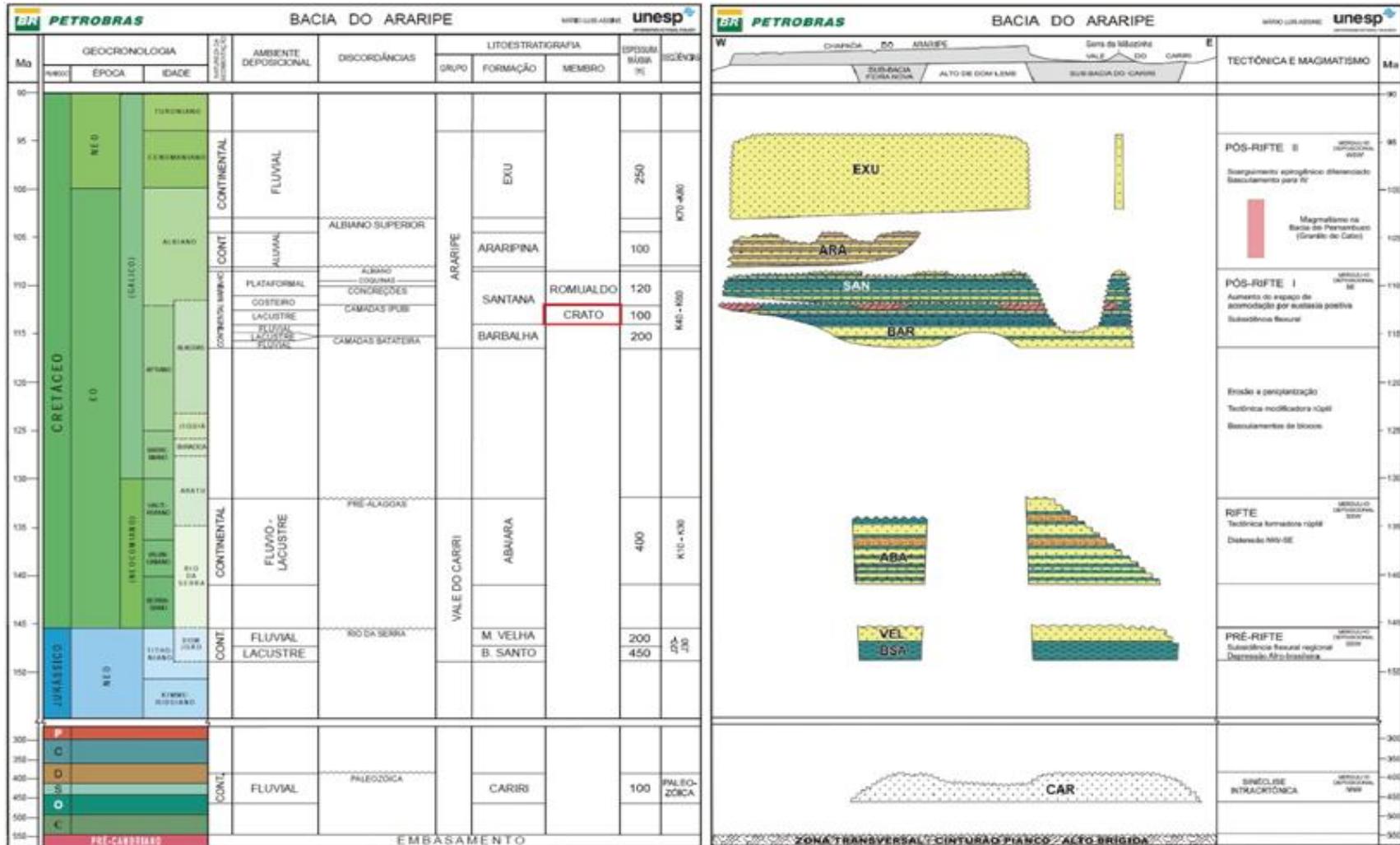


Figura 4. Quadro contendo informações das fases evolutivas da Bacia do Araripe e carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe, com a unidade alvo deste estudo marcada em vermelho. Adaptado de Assine (2007).

3.2 Membro Crato

Segundo Beurlen (1962) o Membro Crato está inserido na parte inferior da Formação Santana.

Esta unidade aflora apenas nas escarpas da Sub-bacia Leste do Araripe e seus principais afloramentos localizam-se nas pedreiras da região entre as cidades de Nova Olinda e Santana do Cariri, nas pedreiras das margens do Rio Batateiras e na cidade do Crato.

A Formação Santana inicia com a passagem do último ciclo fluvial da Formação Barbalha para folhelhos calcíferos, interestratificados com calcários micríticos laminados, associados a folhelhos pirobetuminosos e calcíferos devido à presença de ostracodes. Esta seção, que constitui a base da Formação Santana, é referida como Membro Crato e interpretada como um depósito lacustre, formado em condições de baixa energia e presença de filamentos algálicos (Assine, 1992).

O Membro Crato foi originalmente denominado por Small (1913) como “calcário de Sant’ana”. Neumann e Cabrera (2002) identificaram seis unidades carbonáticas (denominadas informalmente de C1 a C6) que foram geradas nas zonas centrais e marginais da bacia, protegidas do aporte sedimentar, formando corpos carbonáticos com distintas espessuras e variada extensão lateral (Fig. 5). Estas seis unidades carbonáticas estão constituídas por duas litofácies: a) ritmito argila/carbonato e b) calcário laminado (Neumann, 1999).

Segundo Neumann (1999) a rica associação fossilífera nos calcários laminados do Membro Crato, caracterizada pela ausência de formas marinhas, evidencia um ambiente lacustre.

Para Neumann & Cabrera (2002), no que se refere à discussão sobre as possíveis mudanças de salinidade que afetaram o sistema lacustre, a baixa diversidade da paleobiota do Membro Crato (apesar da grande quantidade de fósseis encontrados) ressalta a variação da salinidade do lago. As acumulações de restos de indivíduos juvenis de peixes, que sugerem eventos de mortalidade generalizada, fortalecem esta suposição. Porém, segundo estes autores, apesar dos claros indícios do desenvolvimento de uma salinidade algo elevada do sistema durante algumas das suas etapas evolutivas, a presença de *Botryococcus* em várias amostras indica que as águas de alguns setores do lago eram doces (próximo às desembocaduras flúvio-deltaicas).

O termo *Lagerstätten*, dado à excelente preservação dos fósseis, é perfeitamente aplicável ao Membro Crato da Formação Santana. Segundo Arai & Shimabukuro (2001), dinoflagelados relacionados ao gênero *Subtilisphaera* causaram *blooms* tóxicos que ocasionaram grandes eventos de mortandade, a ponto de provocar colapso na cadeia trófica, o que explicaria o *Lagerstätten*.

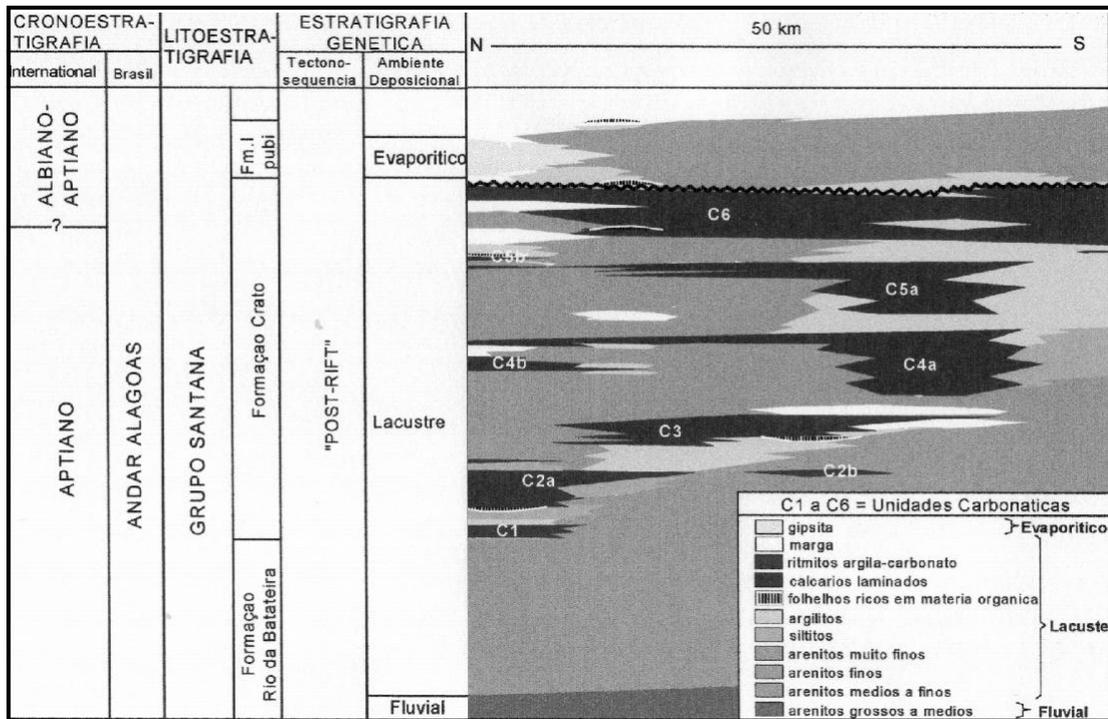


Figura 5. Painel estratigráfico simplificado para o sistema lacustre aptiano-albiano da Sub-bacia Leste do Araripe. Extraído de Neumann & Cabrera (2002).

4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão sobre os conceitos considerados fundamentais para o entendimento do trabalho desenvolvido. Os principais temas abordados incluem a definição de microbialitos, os processos envolvidos na sua formação e suas classificações, bem como a definição das estruturas sedimentares microbiais induzidas (MISS) e suas particularidades, e uma breve revisão sobre isótopos estáveis de carbono e oxigênio com base na sua aplicação em estudos paleoclimáticos e os padrões e terminologias empregados nas análises isotópicas.

4.1 Microbialitos

4.1.1. Definição de microbialitos

Segundo Burne e Moore (1987), microbialitos são depósitos organo-sedimentares que têm como resultado a agregação de comunidades microbiais bentônicas ligadas à sedimentos detríticos e/ou à precipitação mineral.

Micróbios ocupam uma gama muito ampla de ambientes, incluindo as águas de química e composição muito diferenciadas e seu envolvimento na sedimentação é igualmente variado. A maioria dos microbialitos são carbonatos (aragonita, calcita, dolomita) na composição, mas exemplos de microbialitos com composição silicosa, fosfática, ferrífera, manganesífera e, também, sulfatada podem ocorrer. Os micróbios, nos microbialitos, são predominantemente bactérias, incluindo cianobactérias, juntamente com pequenas algas (Riding, 2011).

As bactérias são os organismos chave na formação de microbialitos. Na prática, os termos bactéria e procarionte são sinônimos: procariontes carecem de núcleos discretos e outras organelas celulares ligadas à membrana; todos os outros organismos são eucariontes. As bactérias apresentam imensa diversidade (Brock *et al.*, 1994).

As cianobactérias são as espécies mais comuns em comunidades microbiais (Stal *et al.*, 1985; Stolz, 1990). Elas são essencialmente aeróbicas fototróficas, ou seja, usam a luz solar como energia. Em ambientes oxigenados de águas rasas elas podem crescer na coluna d'água e na interface água-sedimento. Muitas outras bactérias são anaeróbicas heterotróficas e podem ocupar condições anaeróbicas sem luminosidade, como as superfícies porosas de sedimentos (Nealson, 1997). Elas mineralizam (decompõem) o material orgânico para componentes inorgânicos

por processos redox usando receptores de elétrons. Isso resulta em progressiva depleção do ambiente em O_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} e CO_2 (Fenchel & Finlay, 1995).

Segundo Riding (2011), microbialitos são produzidos pela interação do crescimento microbial com o metabolismo, das propriedades da superfície das células e das substâncias poliméricas extracelulares (EPS) com precipitação mineral e aprisionamento de grãos.

As substâncias poliméricas extracelulares (EPS), amplamente produzidas por micróbios (Decho, 1990), são de fundamental importância na formação de microbialitos. As EPS acumulam células para formar uma matriz protetora e o adesivo que une os micróbios no substrato (Costerton *et al.* 1978) fornece proteção física e química e, também, pode ajudar na absorção de nutrientes (Christensen & Characklis, 1990). Bactérias, cianobactérias e diatomáceas podem secretar grandes quantidades de EPS (Riding, 2000).

4.1.2 Processos envolvidos na formação de microbialitos

Os dois maiores processos envolvidos na formação de microbialitos são:

- (i) Aprisionamento de grãos: material siliciclástico pode ser capturado e preso por micróbios e, com mineralização, produzir um microbialito; muito raro;
- (ii) Precipitação de minerais (principalmente de carbonato de cálcio) podendo ocorrer de quatro maneiras: 1) precipitação de carbonato como um subproduto do metabolismo microbial; 2) nucleação de carbonato na parede da célula; 3) substâncias poliméricas extracelulares (EPS - macromoléculas extracelulares produzidas por micróbios) e; 4) precipitação devido à supersaturação em relação a $CaCO_3$.

4.1.3 Classificação de carbonatos microbiais

A classificação mais utilizada para rochas carbonáticas microbiais é de Riding (2000, 2011). Segundo esse autor, os carbonatos microbiais são classificados de acordo com a macro e microfábrica.

Segundo a macrofábrica eles são divididos em: estromatolito (laminado), trombolito (coagulado), dendrolito (dendrítico) e leiolito (afanítico) (Fig. 6).

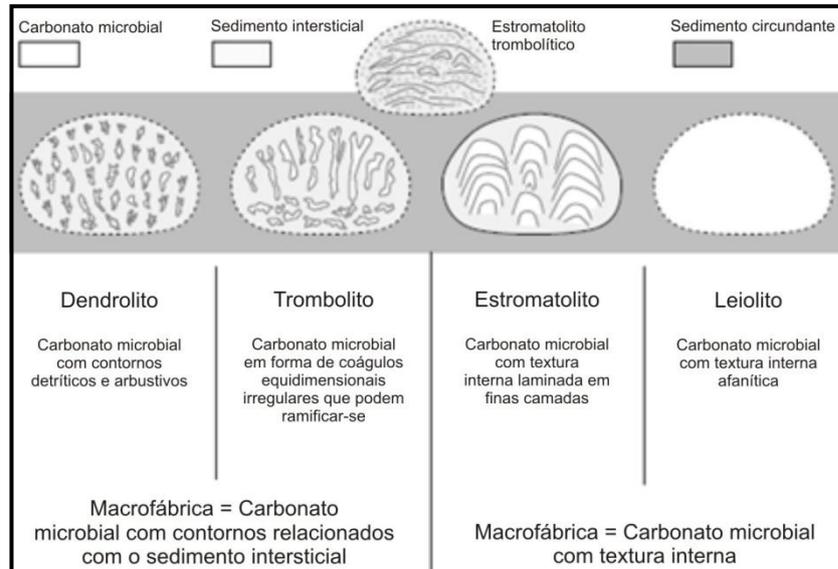


Figura 6. Carbonatos microbiais definidos pela macrofábrica: leiolito (afanítico), estromatolito (laminado), trombolito (coagulado) e dendrolito (dendrítico). Adaptado de Riding (2011).

Segundo a microfábrica são divididos em 3 membros extremos: a) estromatolitos finos que incluem dois tipos distintos: um com microfábrica microgrumosa peloidal e outro com microfósseis microbiais calcificados, b) esteira coesa grossa corrugada, e c) estromatolito de crosta espática. Além destes, existem termos intermediários como estromatolito trombolítico grosso aglutinado, estromatolito grosso mais crosta espática e estromatolito híbrido. Todos, exceto esteiras coesas corrugadas, são litificados durante a deposição por microbiais e/ou processos abiogênicos (Fig. 7).

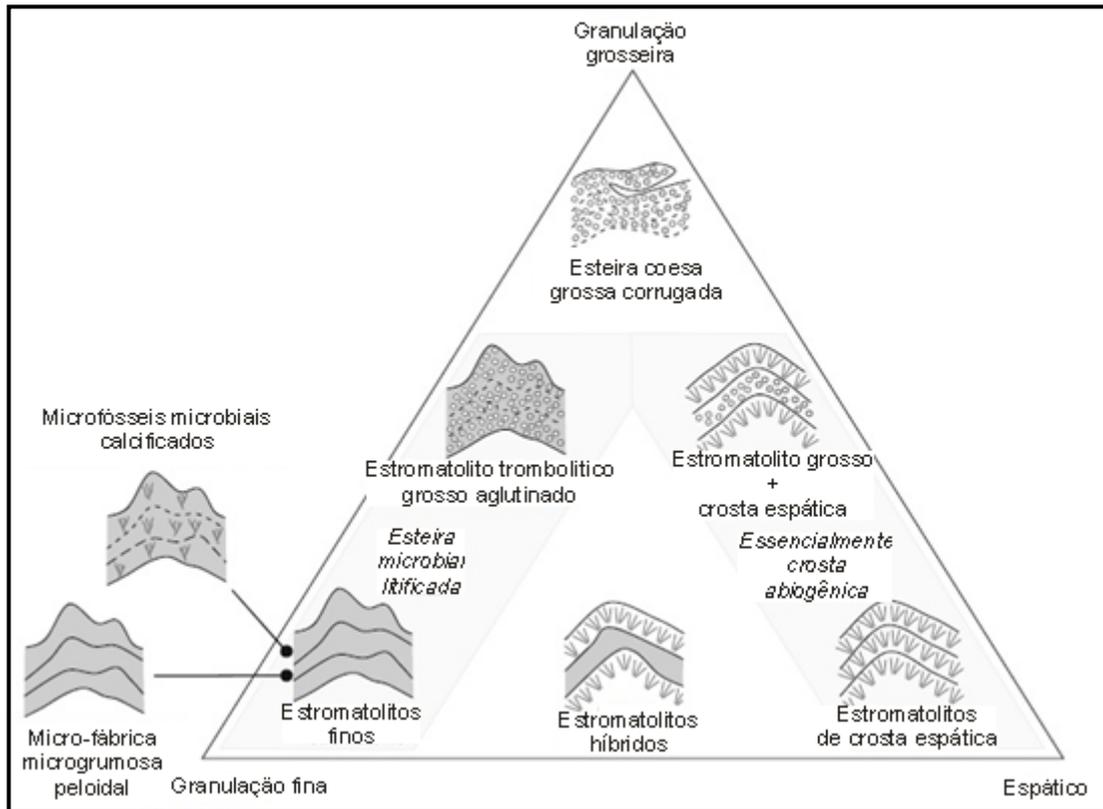


Figura 7. Classificação de rochas carbonáticas microbiais. Adaptado de Riding (2011).

4.2 Sedimentos Microbiais

4.2.1 Estruturas Sedimentares Microbiais Induzidas (MISS)

Segundo Noffke (2009), MISS são estruturas sedimentares primárias sindeposicionais que surgem da interação de biofilmes e tapetes microbiais com dinâmicas físicas em sedimentos de ambientes siliciclásticos aquáticos.

As MISS formam homólogos com estromatolitos que ocorrem em contextos carbonáticos (Fig. 8). Essas estruturas, como vestígios e traços fósseis, ocorrem em sedimentos modernos, bem como em rochas sedimentares antigas. Entretanto, as MISS não se parecem com estromatolitos. Elas constituem um grupo de estruturas sedimentares de atualmente 17 morfologias individuais, de escala métrica a milimétrica (Noffke, 2010).

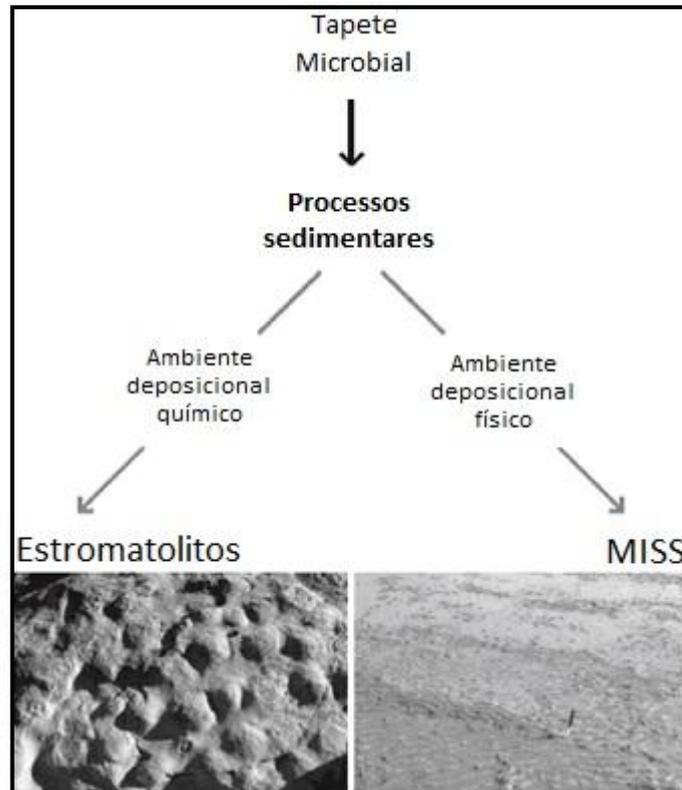


Figura 8. Tapetes microbiais (e biofilmes) são construídos por cianobactérias bentônicas e outros microorganismos. Em ambientes deposicionais carbonáticos ("químicos"), tapetes microbiais induzem a formação de estromatolitos. Em ambientes deposicionais siliciclásticos ("físico"), onde a precipitação mineral ou cimentação não desempenham qualquer papel, tapetes microbiais formam "estruturas sedimentares microbiais induzidas - MISS". MISS não se assemelham aos estromatolitos, mas elas apresentam uma grande variedade de morfologias. A foto à esquerda mostra típicos estromatolitos dômicos (escala: 10 cm). A foto à direita mostra marcas de *ripples* multidirecionais (escala: canivete de 25 cm). Adaptado de Noffke (2010).

As MISS têm o mesmo significado para a interpretação da história da Terra que os estromatolitos. Os estromatolitos ocorrem desde o Arqueano e testemunham a existência de biofilmes e tapetes microbiais desde, pelo menos, 3,4 Ga. As MISS mostram a mesma distribuição ao longo do tempo, e testemunham tapetes microbiais que estiveram presentes em planícies de maré, lagos e plataformas continentais ao longo da história da Terra. Os exemplos mais antigos são relatados a partir do 3,2 Ga, no *Moodies Group*, África do Sul. Ambos, estromatolitos e MISS, ocorrem até hoje. No entanto, estromatolitos modernos são restritos a habitats raros e muito pequenos, como a famosa Shark Bay, na Austrália. Em contraste, tapetes

microbiais modernos que formam MISS são distribuídos mundialmente (Noffke, 2010).

4.2.2 Biofilmes

Um biofilme pode ser considerado como um microscópico pedaço de gel despejado sobre um substrato. Em todos os lugares na natureza, onde uma superfície sólida é coberta por algumas camadas de moléculas de água, pode se formar um biofilme (Harrison *et al.*, 2005).

As análises das gotas microscópicas revelaram que os biofilmes são assembléias altamente complexas de organismos unicelulares. Os conjuntos são frequentemente compostos de diferentes espécies. O biofilme é mantido unido por uma matriz de mucosa, chamada de substâncias poliméricas extracelulares (EPS) (Decho, 1990, 2000). A água constitui cerca de 97% da massa do biofilme (Cookey, 1992; Krumbein, 1994; Zhang *et al.*, 1998). A forma exterior de um biofilme pode ser uma camada, uma protuberância, uma haste ou uma morfologia de cogumelo (Harrison *et al.*, 2005) (Fig. 9). A produção de EPS por micróbios é dinâmica e pode seguir padrões cíclicos (Decho *et al.*, 2005).

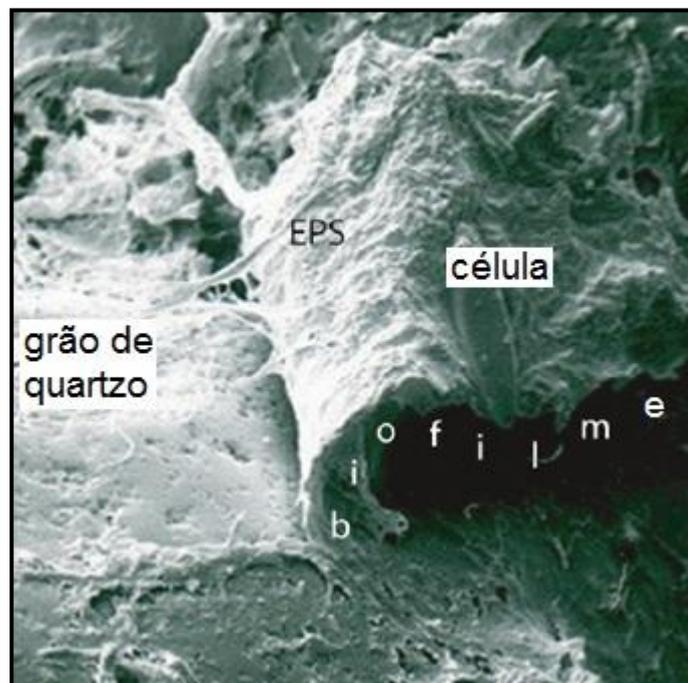


Figura 9. Sob microscópio eletrônico de varredura (MEV), um biofilme composto de micróbios e EPS envolvendo um grão de quartzo. A superfície do grão de quartzo é exposta à esquerda. Adaptado de Noffke (2010).

Em um biofilme, células formam microcolônias distribuídas no translúcido EPS (Moeller *et al.*, 1998). Micróbios em um biofilme são perfeitamente organizados de forma que as suas necessidades nutricionais, temperatura, salinidade e outras necessidades sejam atendidas. Uma comunidade que atende ao bem estar de seus membros constituintes exige cooperação e comunicação. Os micróbios têm de interagir para competir por nichos na comunidade do biofilme. Os biofilmes são controlados pelos genes microbianos (fatores intrínsecos) e pelo ambiente (fatores extrínsecos) (Wimpenny, 2000; Sutherland, 2001; Stoodley *et al.*, 2002).

Em um biofilme, os micróbios estão em equilíbrio com o meio ambiente, porque os EPS funcionam como um tampão dos fatores de estresse externos (Sutherland, 2001). EPS são mucilagens mecanicamente estáveis compostas de polissacarídeos complexos. As enzimas, proteínas, lipídios, DNA extracelular, bem como os detritos a partir do ambiente estão também presentes (Decho, 1990, 2000; Sutherland, 1990; Flemming *et al.*, 2007). É muito interessante notar que EPS são secretadas por arqueias, bactérias e também muitos eucariontes (Noffke, 2010).

A estabilidade mecânica do EPS garante os arranjos espaciais específicos para células, de modo a facilitar a interação. Os micróbios não estão confinados aos seus locais de colonização. Eles podem se mover. No entanto, a sua mobilidade depende da viscosidade dos EPS circundantes. Quando o EPS tem baixa viscosidade, os micróbios podem se mover livremente. Quando o EPS tem viscosidade mais elevada, os micróbios são imóveis (Sutherland, 2001).

Segundo Noffke (2010), os EPS são eletrostaticamente carregados, de modo que as partículas de alimentos, argilas e outros minerais ficam presos à eles. Eles também servem para filtrar a luz UV.

A razão para a montagem de micróbios ao longo de uma superfície poderia ser para processar eficazmente nutrientes. Em seu estado planctônico, procariontes formam uma "massa turva em constante movimento molecular Browniano" (Stoodley *et al.*, 2002). Uma vez que a posição de um micróbio é protegida, a célula pode adaptar o seu metabolismo para os recursos disponíveis.

De fato, isso pode ser observado na natureza (Stoodley *et al.*, 2002). No oceano, procariontes formam o plâncton logo que os nutrientes se tornam escassos. O plâncton constitui o "padrão planctônico de expressão do gene" que responde a um temporário ambiente pobre em nutrientes (Fig. 10).

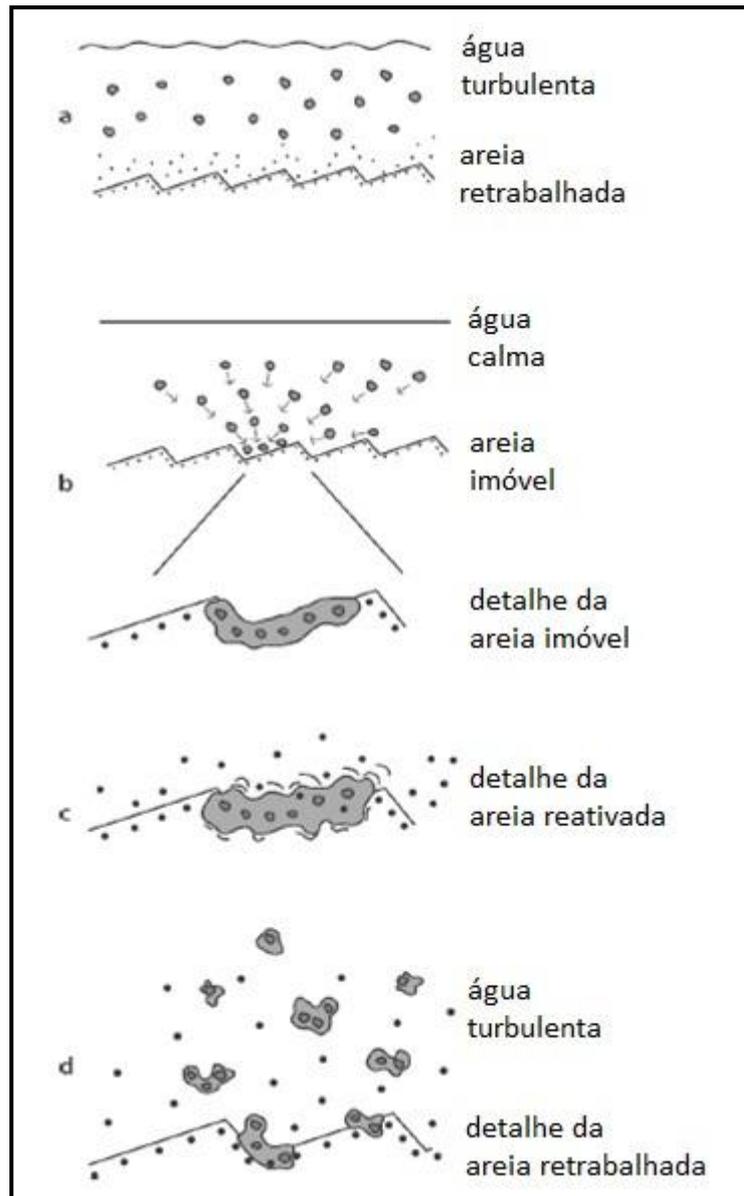


Figura 10. Formação e desintegração de um biofilme de cianobactérias em resposta à condições sedimentares dinâmicas. *Estágio a:* Fase planctônica dos microrganismos. As células são distribuídas aleatoriamente na água, porque a turbulência não permite a formação de um biofilme sobre depósitos do fundo do mar. *Estágio b:* O retrabalhamento hidráulico cessa. De modo a estabelecer uma posição favorável em relação a um gradiente, os micróbios começam a habitar os substrato arenoso. Eles formam um biofilme bem organizado. *Estágio c:* Se o substrato arenoso é afetado pelas ondas ou correntes, o biofilme mantém-se com superfície móvel. O biofilme faz isso por aprisionamento de grãos. Segundo Stoodley *et al.* (2002), isso poderia ser chamado de "redistribuição ativa". *Estágio d:* O biofilme se desintegra e fragmentos do mesmo são transportados para longe do local original. Isto poderia ser chamado de "redistribuição passiva" de microrganismos. Adaptado de Noffke (2010).

Segundo Stoodley *et al.* (2002), a entrada repentina de nutrientes pode mudar a situação imediatamente. O autor usa o exemplo das exalações de gás ao longo de um sistema de *rift* oceânico. Assim que gases escapam do fundo do mar, procariontes estabelecem muito rapidamente um biofilme. Os procariontes passaram de um estilo de vida planctônico para um estilo de vida bentônico. O biofilme é formado de modo que os procariontes possam usar todos os nutrientes fornecidos pelos gases de forma mais eficaz. O biofilme é o "padrão de biofilme de expressão do gene" dos procariontes. Os microrganismos se reúnem em torno dos nutrientes temporariamente. Assim que a fonte de alimento é esgotada, o biofilme se desintegra.

Stoodley *et al.* (2002) resumem a formação e desintegração de um biofilme em 4 etapas principais. Em primeiro lugar, as células planctônicas formam um filme ligado a uma superfície. As células são móveis, e apenas uma pequena quantidade de EPS pode ser encontrado. Quando colonizam uma superfície pobre em nutrientes, os biofilmes têm estruturas simples, e muitas vezes são preenchidos apenas por uma única espécie.

A segunda fase é caracterizada pela produção rápida de EPS. Os micróbios se aderem irreversivelmente ao substrato. Neste estágio, a comunicação célula-célula intercelular torna-se um fator de controle dominante. Os micróbios comunicam-se através do envio de enzimas. Esse sistema complexo inclui diferentes níveis de intercâmbio de informações, mesmo entre espécies diferentes. O sinal intercelular desencadeia a formação de EPS e coordena a colocação de micróbios na matriz do biofilme. Isto pode levar à terceira fase, a maturação do biofilme. Em ambientes pobres em nutrientes, os biofilmes podem não atingir a terceira fase.

Biofilmes altamente complexos podem se desenvolver em ambientes que oferecem nutrientes suficientes. Os procariontes, no biofilme, reorganizam as suas posições nas EPS para fazer espaço para os canais a serem construídos. Estes canais liberam o biofilme, transportam nutrientes e removem os resíduos. Uma vez que os nutrientes são explorados, o biofilme se desintegra.

A quarta fase é a desintegração do biofilme, definido pelo desprendimento dos micróbios, ou mesmo de porções do biofilme. A corrente pode arrancar pedaços do biofilme, que podem ser transportados à jusante até que eles sejam mais uma vez depositados.

4.2.3 Tapetes microbiais

Tapetes microbiais são construídos predominantemente por cianobactérias bentônicas. As cianobactérias são micróbios fotoautotróficos e muitos grupos bentônicos são capazes de se mover através dos sedimentos (Golubic & Knoll, 1993).

Estágios iniciais de um tapete microbial são biofilmes simples. Cianobactérias anexam-se às superfícies de grãos de areia e começam a secretar EPS. Este tipo de colonização do biofilme é reversível (Noffke, 2010).

Em ambientes favoráveis, biofilmes formam-se em torno de grãos de areia individuais. Estes biofilmes iniciais crescem até formar uma camada orgânica contínua lateralmente. Esta macroscópica camada é visível e constitui um tapete microbial. Estes tapetes microbiais primários são bentônicos e respondem imediatamente às mudanças em seu ambiente.

Tapetes microbiais são sistemas vivos e, como tal, apenas temporários. Na sua fase final, um tapete microbial é fragmentado em lascas que são transportadas para longe pelas correntes de água. Estes fragmentos de tapetes microbiais podem se dissolver liberando completamente células individuais na água. Se redepositado em outro local, pode servir como um núcleo para o restabelecimento de um novo tapete microbial (Noffke, 2010).

Segundo Noffke (2010), os tapetes epibentônicos são compostos de três grupos microbiais principais: cianobactérias, bactérias de enxofre incolores e roxas e bactérias redutoras de sulfato. Cada grupo de bactérias forma uma camada discreta no sedimento. Os ciclos metabólicos de cada camada bacteriana verticalmente adjacentes são acoplados, formando, assim, uma pilha. Esta pilha de camadas é visível nas seções transversais verticais através de sedimentos de planície de maré.

A camada superior desta pilha é formada por cianobactérias. Elas são produtores primários de material orgânico que usam a luz do sol através da fotossíntese. Substâncias orgânicas de produtores primários mortos estão gradualmente decompostos por micróbios heterotróficos. Estes procariontes heterotróficos estabelecem-se diretamente abaixo da camada de cianobactérias. Bactérias quimiorganotróficas desconstroem grandes biomoléculas decorrentes de cianobactérias mortas e EPS em compostos químicos mais simples. Por craqueamento de biomoléculas grandes, os procariontes liberam a energia das

forças de ligação que mantêm as biomoléculas em conjunto. Esta energia impulsiona seu metabolismo. As bactérias são "organotróficas", ou seja, vivem em compostos químicos orgânicos (Noffke, 2010).

Abaixo das bactérias quimiorganotróficas, outro grupo de procariontes estabelece-se. Este grupo de procariontes decompõe os compostos químicos simples descartados pelas bactérias quimiorganotróficas localizadas acima. Estes procariontes conseguem usar até mesmo a pouca energia fornecida por compostos químicos menores e, portanto, são "quimiolitotróficos" (Noffke, 2010).

4.2.4 Formação e preservação de MISS

Segundo Noffke (2010), por definição, MISS são estruturas sedimentares primárias biótico-físicas que são sindeposicionais pela interação da microbiota bentônica com a dinâmica física de sedimentos. É de suma importância entender que a distribuição de MISS no registro fóssil é uma função das janelas ecológica e tafonômica. A janela ecológica é o estabelecimento e crescimento de biofilmes e tapetes microbiais nos locais ecologicamente adequados. A janela tafonômica é a preservação das estruturas sindeposicionais primários e dos eventos pós-deposicionais secundários. MISS só ocorrem onde estas duas janelas se sobrepõem.

A janela ecológica é a soma de todos os parâmetros ambientais que controlam o desenvolvimento de biofilmes e tapetes microbiais em ambientes de planícies de maré, lagunares e de plataformas continentais. Na prática, um estudo geobiológico não considera todos os parâmetros que caracterizam um ecossistema. É mais pragmático concentrar-se nos parâmetros que afetam o sedimento. Apenas os parâmetros ecológicos que influenciam os sedimentos são registrados (Noffke, 2010).

4.2.5 Classificação de MISS

Segundo Noffke (2010), MISS são constituídas por 17 tipos principais. A figura 11 resume o esquema de classificação de MISS. Este esquema inclui cinco categorias de atividades microbiais que referem-se à gênese das estruturas. Cada atividade forma um conjunto de MISS característico. As cinco categorias são: (1) estruturas que derivam de crescimento, (2) estruturas que derivam de

bioestabilização, (3) estruturas resultantes da formação de barreira filamentosa (*baffling*) e da acumulação de partículas suspensas (*trapping*), (4) estruturas resultantes da formação do tapete microbiano (*binding*), e (5) estruturas resultantes da interferência de todas as atividades microbianas.

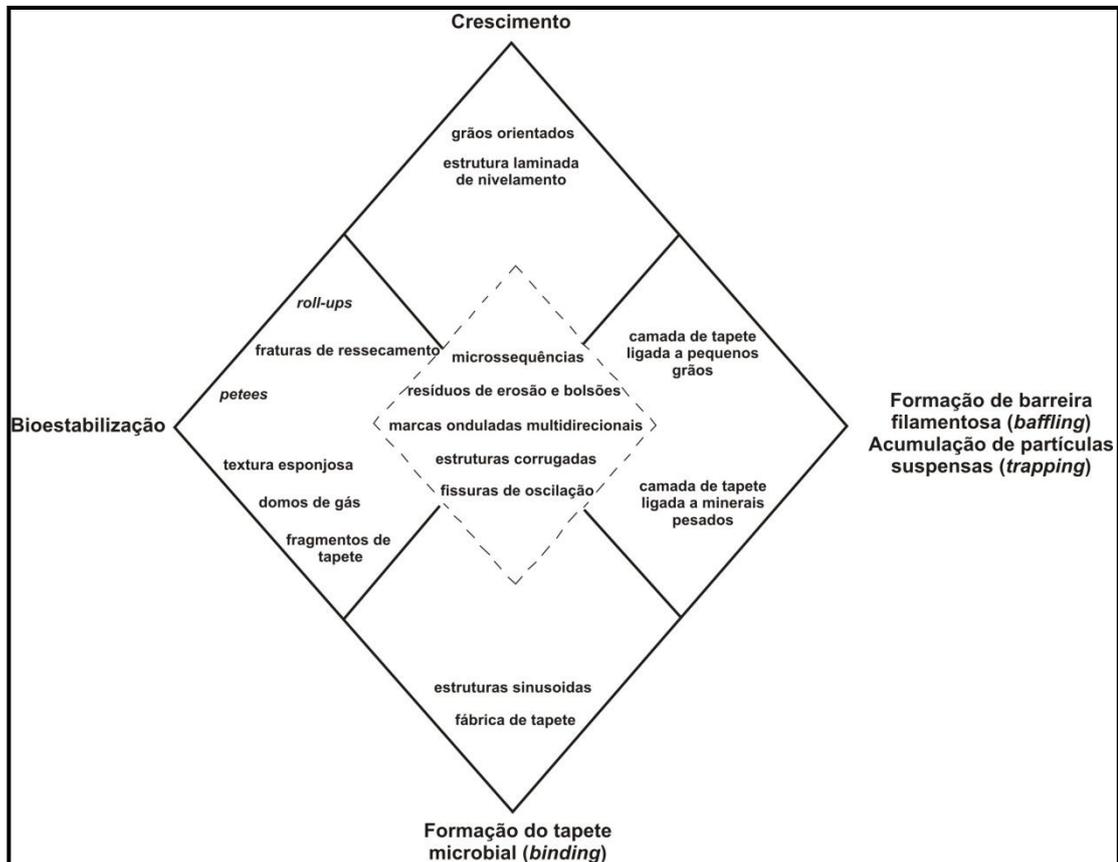


Figura 11. Classificação das estruturas sedimentares microbianas induzidas. O diagrama exibe a relação de MISS. As estruturas são induzidas por crescimento, bioestabilização, formação de barreira filamentosa (*baffling*), acumulação de partículas suspensas (*trapping*) ou formação do tapete microbiano (*binding*), armadilha ou ligação. O centro do diagrama inclui as MISS causadas pela interferência de todas as interações físico-bióticas. Adaptado de Noffke (2010).

4.2.5.1. Definição de crescimento

O crescimento é o enriquecimento de biomassa por replicação celular. A produção de EPS pode ou não estar envolvida. O crescimento é controlado não só por parâmetros sedimentológicos, já que ele também resulta de luz solar favorável, temperatura, umidade e nutrientes disponíveis.

4.2.5.2. Definição de bioestabilização

Destacam-se três tipos de bioestabilização:

- (i) Bioestabilização é a resposta da microbiota bentônica à erosão. Filamentos de cianobactérias são orientados horizontalmente e os EPS (se houver) mudam sua estrutura química para uma fase mais resistente à erosão.
 - a. Bioestabilização por tapetes microbiais epibentônicos
 - b. Bioestabilização por tapetes microbiais endobentônicos
 - c. Bioestabilização por biofilmes
- (ii) Bioestabilização é flexível: deformação de sedimentos controlada biologicamente de forma frágil e composta de grãos de areia soltos.
- (iii) Bioestabilização é a vedação da superfície do sedimento para que qualquer troca de gases entre a atmosfera e o sedimento ou a água seja proibida.

4.2.5.3. Definição da formação de barreira filamentosa (*baffling*) e da acumulação de partículas suspensas (*trapping*)

Baffling é a resposta da microbiota bentônica para a deposição de sedimentos. A orientação vertical de cianobactérias é resultado da fototaxia (movimento a fim de alcançar as condições ideais de luz) e, às vezes, da pressão de carga de sedimentos. O crescimento não desempenha nenhum papel. Dois tipos de *baffling* destacam-se:

- (i) Partículas sedimentares em suspensão na água do mar são "capturadas" por filamentos orientados verticalmente durante os períodos dinâmicos baixos. O *Baffling* é típico de tapetes microbiais epibentônicos. Os tapetes enriquecem-se de partículas de tamanho silte que de outra forma permaneceriam em suspensão.
- (ii) Tapetes microbiais endobentônicos movem-se ativamente e rapidamente através do sedimento para manter o aumento (e às vezes a migração lateral) de superfícies sedimentares. Grãos de sedimentos que se tornam incorporados por este tipo de tapete microbial são do mesmo tamanho que os dos depósitos de fundo.

Trapping é o efeito do EPS nas superfícies dos tapetes microbiais, onde pequenas partículas minerais são coladas às superfícies do tapete.

4.2.5.4. Definição da formação de tapetes microbiais (*binding*)

Binding é a formação de um tapete microbial pelo movimento ativo de cianobactérias. Estes microrganismos comunicam-se e organizam-se, parecendo com malhas de uma rede orgânica. A produção de biomassa por replicação de células não desempenha nenhum papel e a produção de EPS pode ou não estar envolvida. Em contraste com o crescimento, o *binding* é controlado apenas pelos parâmetros sedimentológicos. Um tapete é formado somente durante condições dinâmicas calmas. A disponibilidade de nutrientes, a radiação solar, a temperatura da água, etc., não afetam o processo de *binding*.

4.2.6 As cinco categorias de MISS

As cinco categorias de estruturas relacionadas a atividades microbiais referem-se à gênese das mesmas. Cada atividade forma um conjunto de MISS característico (Noffke, 2010).

4.2.6.1 Estruturas decorrentes do crescimento microbial

I. Grãos orientados

Em lâminas delgadas perpendiculares a um tapete microbial epibentônico, grãos individuais de quartzo tornam-se visíveis. Eles parecem flutuar na matriz orgânica do tapete, não tendo qualquer contato uns com os outros. A granulometria dos grãos corresponde às dimensões do substrato arenoso sob o tapete microbial. No entanto, diferentemente dos grãos dispostos de forma aleatória no substrato arenoso, os grãos embebidos no tapete estão, predominantemente, com os seus eixos longitudinais dispostos paralelamente à superfície sedimentar (Fig. 12).

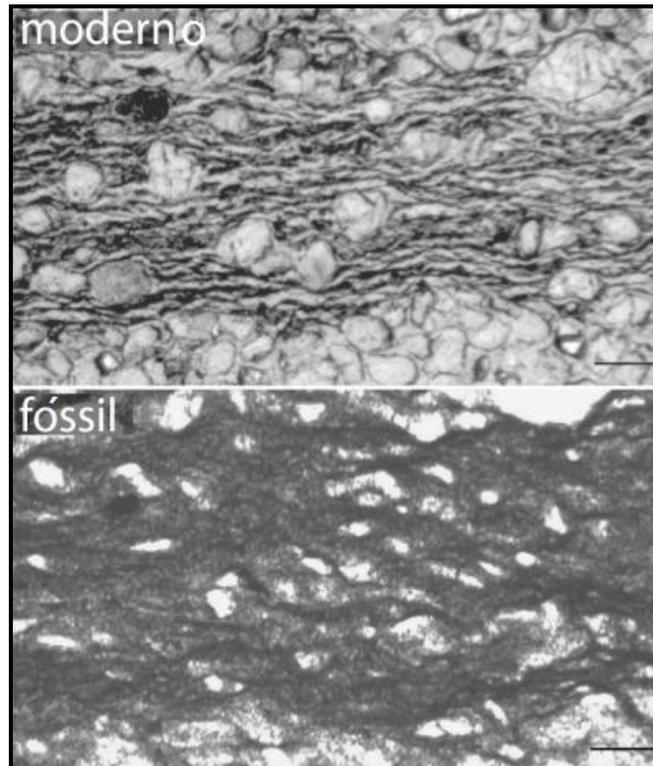


Figura 12. Grãos orientados em camadas do tapete microbial, visto em lâmina delgada perpendicular ao plano de acamamento. Moderno: grãos orientados em um tapete microbial da Ilha Mellum. Fóssil: a mesma textura de grãos orientados por filamentos entrelaçados em um tapete microbial do Paleoarqueano há 3,2 Ga, no Grupo Moodies, África do Sul; (escalas: 0.2 mm). Adaptado de Noffke (2010).

A gênese dos "grãos orientados" foi demonstrada em experimentos de laboratório (Noffke *et al.*, 2001b). Quando cianobactérias inicialmente colonizam areias recém-depositadas, elas formam finos biofilmes em torno de cada grão individual de areia, um milímetro acima da superfície sedimentar (Fig. 13). Se as condições calmas persistirem, o envelope do biofilme ao redor de cada grão cresce homogeneamente. Ao longo do tempo, os envelopes de biofilme em crescimento constantemente empurram os grãos para cima, separando cada grão em partículas diferentes. Os grãos deixam de ter contato grão-grão e "flutuam" de forma independente na matriz orgânica. Finalmente, uma camada de tapete microbial contínua é estabelecida lateralmente na superfície sedimentar. Nesta camada de tapete, os grãos são rotacionados para uma posição paralela ao plano de acamamento. A orientação da partícula pode resultar do baixo atrito entre os grãos minerais e da matriz orgânica circundante. No substrato arenoso sob o tapete microbial, as partículas de quartzo são suportadas pelos grãos. Assim, não ocorre

nenhuma orientação preferencial dos grãos, porque a rotação não é possível nos sedimentos estreitamente empacotados.

Em conclusão, "grãos orientados" derivam originalmente do substrato arenoso sob um tapete microbial e são arrastados para cima pela biomassa em desenvolvimento durante a formação do tapete. Os grãos, portanto, não estão presos.

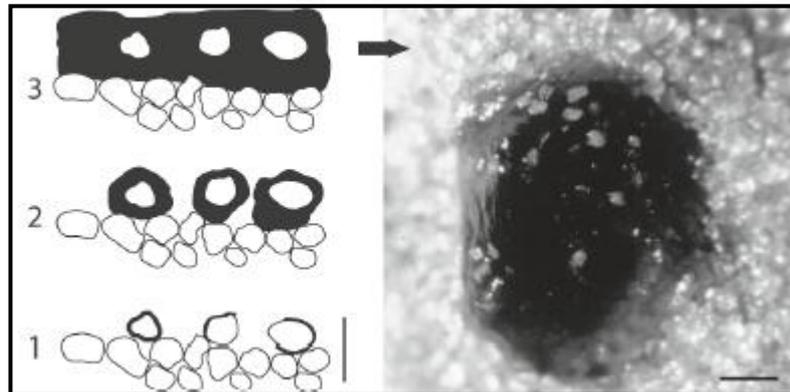


Figura 13. Formação de grãos orientados. O esboço à esquerda ilustra as etapas de formação, divididas em três fases. Fase 1: Finos biofilmes (em preto) começam a envolver grãos individuais de quartzo na superfície sedimentar. Fase 2: Os biofilmes iniciais se tornam mais espessos e elevamos grãos que colonizam. Fase 3: Os biofilmes são tão espessos que eles formam uma camada lateralmente contínua no sedimento. Os grãos nesta camada orgânica giram e orientam-se paralelos ao plano de acamamento. Direita: A foto mostra uma vista de cima de um pequeno pedaço de tapete microbial (escuro) desenvolvido em uma superfície de areia de quartzo. Este experimento de laboratório era um sistema fechado para excluir contaminação por grãos alóctones. As manchas brancas no tapete escuro são grãos individuais de quartzo embutidos na matriz orgânica do tapete. Os grãos não estão em contato direto. Foto tirada de um microscópio binocular (escalas: 2 mm). Extraído de Noffke (2010).

Grãos orientados são indicadores de tapetes microbiais epibentônicos. Suas texturas fossilizadas servem como um indicador importante quando se avalia a biogenicidade de MISS.

II. Estrutura laminada de nivelamento

Esta estrutura é composta por dois elementos geométricos (Fig. 14):

1. Visto de cima, a superfície planar do tapete cobre a superfície de deposição inicial. As estruturas sedimentares superficiais anteriores, tais como marcas de ondas, não são mais visíveis;
2. Em seção transversal, lâminas de tapete, contínuas lateralmente, são visíveis. As lâminas são onduladas corrugadas em escala milimétrica.

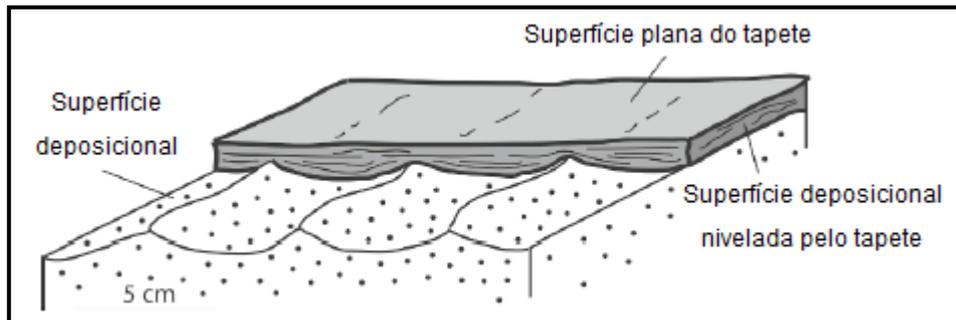


Figura 14. Estrutura laminada de nivelamento. O desenho mostra a superfície plana do tapete. Em seção transversal, as marcas de ondas são niveladas (preenchidas) por lâminas de tapete. Adaptado de Noffke (2010).

O tipo de estrutura laminada de nivelamento depende do clima. Em ambientes de águas frias, as lâminas ocorrem como camadas individuais que se alternam com camadas de areia fina. Em climas quentes e áridos, biovarvitos são comuns. Biovarvitos são compostos por dois tipos diferentes de lâminas. Cada tipo é composto por diferentes espécies de cianobactérias (Gerdes *et al.*, 1991). Uma lâmina é formada durante o verão e a outra lâmina durante o inverno. Lâminas onduladas corrugadas são muito bem descritas por Schieber (1999). Em muitos exemplos, há aumento no número de lâminas em direção à superfície sedimentar (Fig. 15).

Em estruturas laminadas de nivelamento fósseis, as lâminas são compostas de pirita (ou hematita, se oxigenado), goetita (produto do intemperismo da pirita), chamosita e outros minerais, como a muscovita. Sílica (chert) também pode estar presente. Em ambientes semi-áridos antigos, a matéria orgânica é predominantemente substituída por carbonatos, como aragonita, calcita, siderita e outros. Tapetes microbiais fósseis são organominerais, e têm uma assinatura isotópica do C orgânico.

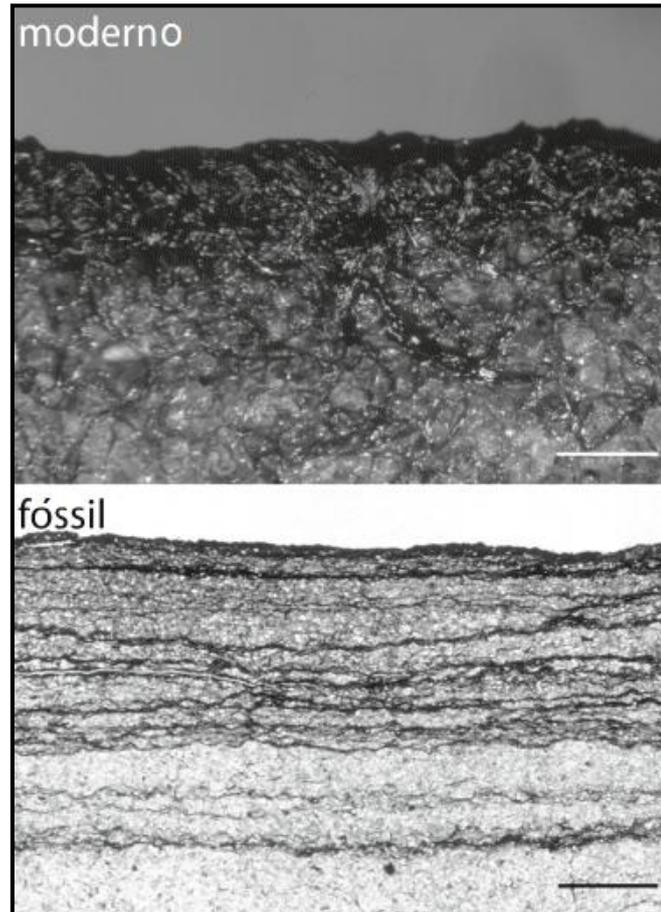


Figura 15. Tapetes microbiais modernos e fósseis em lâmina. A densidade das lâminas do tapete microbial aumentam para a superfície sedimentar (escalas: 0.5 cm). Adaptado de Noffke (2010).

As estruturas laminadas de nivelamento são fortes indicadoras de antigos tapetes microbiais.

4.2.6.2 Estruturas decorrentes da formação do tapete microbial (*binding*)

I. Microfábrica de tapete

Em seções transversais de um tapete microbial (moderno ou antigo), as lâminas lateralmente contínuas do tapete são visíveis. Ao microscópio, uma lâmina exibe microfábricas típicas de tapete (Fig. 16), que incluem: (i) as próprias cianobactérias; (ii) suas EPS; (iii) as partículas minerais formadas *in situ* pela decomposição da matéria orgânica; e (iv) grãos detríticos, geralmente de tamanho silte, enriquecidos por estruturas resultantes da formação de barreira filamentosa

(*baffling*) e por acumulação de partículas suspensas (*trapping*). Grãos orientados também podem estar presentes.

As microfábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos diferem ligeiramente. Vistas em detalhe, as lâminas dos tapetes microbiais endobentônicos são predominantemente compostas por texturas semelhantes a filamentos, interligadas em ângulos variando de 0 a 45°. Embora esta rede orgânica esteja interligada com as partículas de areia, os grãos ainda têm contatos grão-grão.

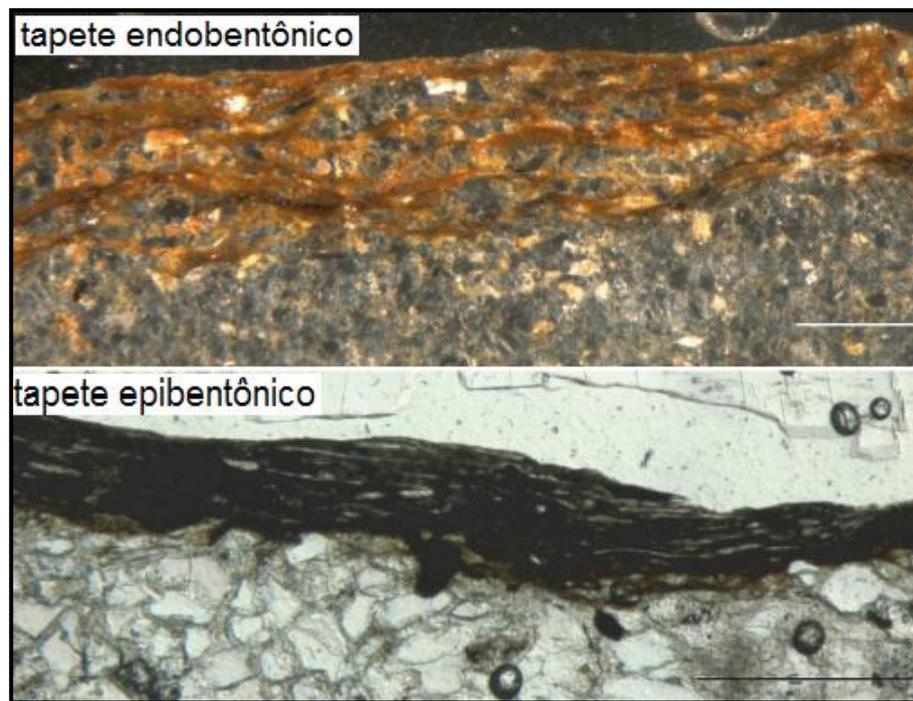


Figura 16. Fábricas de tapetes microbiais endobentônicos e epibentônicos vistas em lâmina. O tapete microbial endobentônico mostrado na foto superior está situado na parte superior dos sedimentos arenosos. Os filamentos fósseis aparecem em vermelho na luz refletida. Há muitos grãos visíveis neste tipo de tapete. Em contraste, o tapete microbial epibentônico mostrado na foto inferior está sobreposto ao sedimento arenoso. Os filamentos fósseis opacos aparecem pretos em luz transmitida. Este tipo de tapete é composto principalmente de matéria orgânica, embora grãos raramente ocorram (escalas: 1 milímetro). Adaptado de Noffke (2010).

Em tapetes microbiais epibentônicos, a disposição típica dos filamentos em ângulos de 45° nem sempre é visível. Isto se deve à densidade de filamentos do tapete epibentônico, que é muito maior do que no tapete endobentônico. Filamentos individuais não podem ser distinguidos.

Ao microscópio petrográfico, texturas fósseis semelhantes a filamentos são acastanhadas e opacas. Seus limites não são bem definidos. As texturas são compostas por óxidos de ferro (tais como hematita), hidróxidos de ferro (goetita), minerais da clorita, argilominerais, óxido de titânio e, por vezes, um pouco de carbono. Em ambientes com clima semi-árido, pirita e carbonatos substituem a matéria orgânica original. Os filamentos frequentemente não são puramente minerais, mas têm um componente orgânico (preservação organomineral).

Em ambientes de águas frias, as EPS são preservadas como chert (sílica). Em ambientes semi-áridos de climas quentes, carbonatos micríticos ou argilominerais são os minerais de substituição predominantes.

É importante considerar que os processos abióticos também podem formar lâminas muito semelhantes. Estilolitos e veios hidrotermais são bons exemplos de texturas abióticas.

Microfábricas de tapete são critérios relevantes para o estabelecimento da biogenicidade de MISS fóssil (Fig. 17).

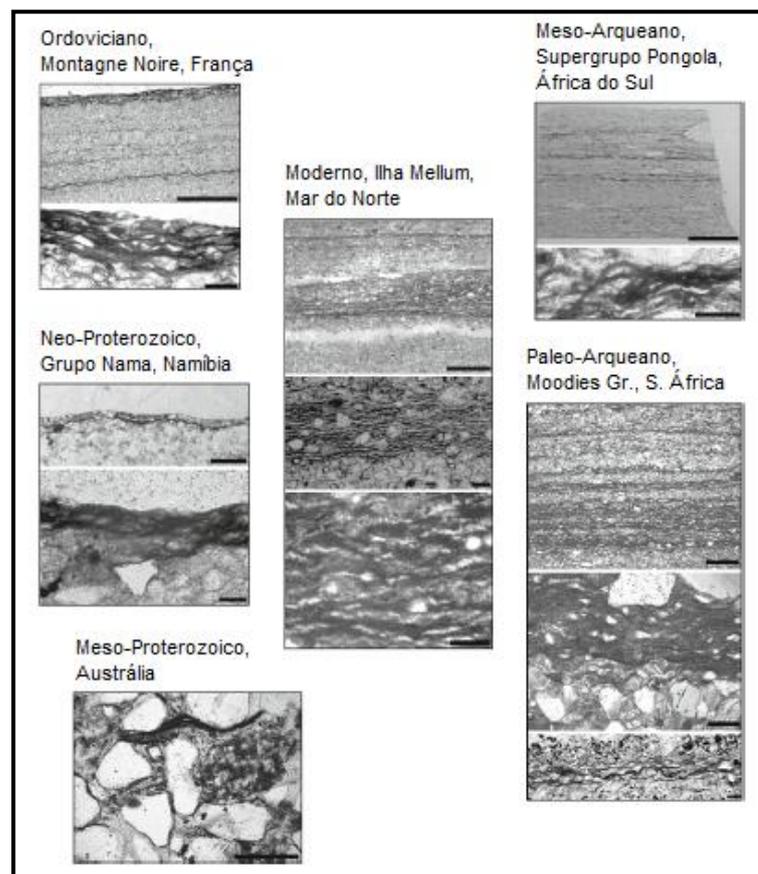


Figura 17. Fábricas de tapete microbial em lâmina. As texturas dos tapetes microbiais não mudaram desde o Arqueano. Adaptado de Noffke (2010).

II. Estruturas sinusoidais

As estruturas sinusoidais consistem de material orgânico (moderno) ou de organominerais ou substância mineral (fóssil), e são preservadas por impressão (Fig. 18). As estruturas sinusoidais são lateralmente descontínuas e têm entre 2 e 8 cm de comprimento.

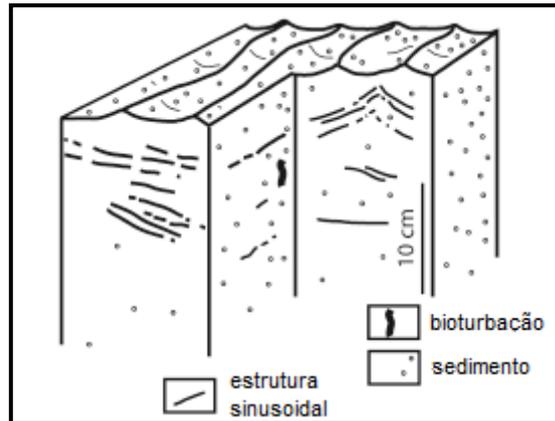


Figura 18. Estruturas sinusoidais preservadas por impressão, em um testemunho do sedimento, apresentado em três dimensões. Adaptado de Noffke *et al.* (1997b).

Estruturas sinusoidais podem ser facilmente detectadas em testemunhos de depósitos de maré, especialmente da zona intermaré superior. As lâminas sinusoidais são pretas. A fim de detectar estruturas sinusoidais em uma rocha, seções transversais polidas ou lâminas perpendiculares ao acamamento são feitas. Em ambientes de água fria, as lâminas fósseis são compostas de pirita (ou hematita, se oxigenado), goetita (produto do intemperismo, chamosita e outros minerais como clorita e muscovita. Sílica (chert) também pode estar presente. Em ambientes semi-áridos de clima quente, ocorrem carbonatos como aragonita, siderita e calcita.

Estruturas sinusoidais são utilizadas na detecção de lâminas de tapetes soterradas (Fig. 19). Somente biofilmes ou finos tapetes podem apresentar características sinusoidais em marcas onduladas.

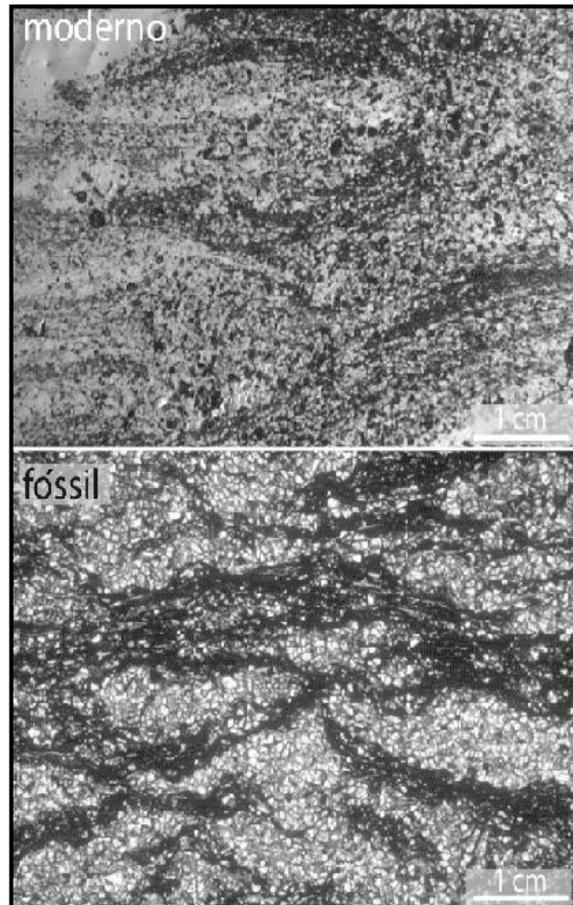


Figura 19. Estruturas sinusoidais perpendiculares ao acamamento, vistas em lâmina. Estruturas sinusoidais têm coloração preta e linhas curvadas que representam biofilmes ou finas lâminas de tapete microbial. As lâminas se desenvolvem em marcas onduladas e, portanto, as estruturas são dobradas. Mais tarde, as marcas onduladas são soterradas. Adaptado de Noffke (2010).

4.2.6.3 Estruturas decorrentes de bioestabilização

I. Fragmentos de tapete

Fragmentos de tapete são fragmentos centimétricos de tapetes microbiais, espalhados pela superfície sedimentar (Fig. 20). Na planície de maré moderna da Ilha Mellum, dois tipos principais de fragmentos de tapete podem ser distinguidos. Fragmentos de tapete do tipo I são formados por tapetes microbiais epibentônicos, já os fragmentos de tapete do tipo II são formados por tapetes microbiais endobentônicos (Noffke, 1997). Fragmentos de tapete são fragmentos de tapete microbial que são arrancados por correntes de fundo e possuem um contorno diferente dos clastos de lama.

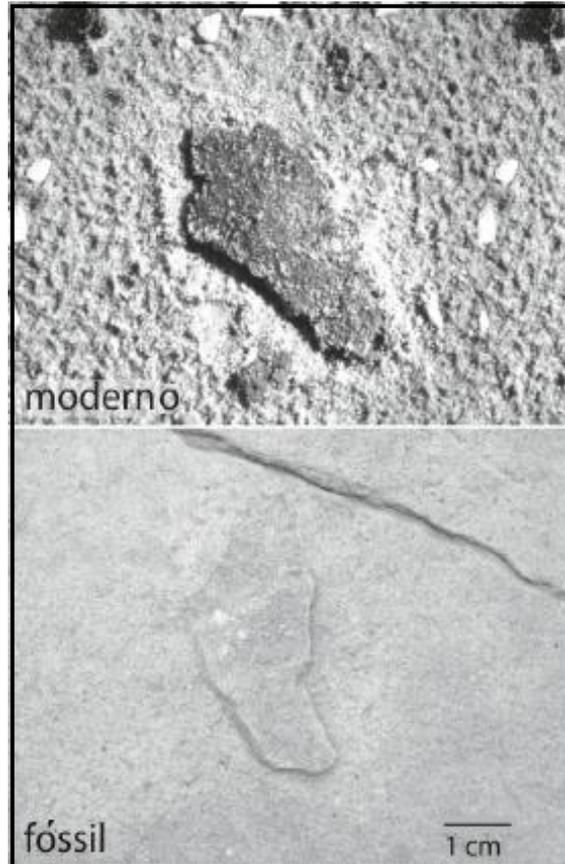


Figura 20. Exemplos de fragmentos de tapete microbial. Os fragmentos de tapetes modernos e fósseis possuem bordas arredondadas. Adaptado de Noffke (2010).

Na Ilha Mellum, fragmentos de tapete do tipo I são fragmentos de 0,5 a 5 cm de diâmetro e de 0,25 a 0,5 cm de espessura (Fig. 21). Em lâmina, os fragmentos de tapete são compostos por uma camada orgânica na parte superior e por uma camada mineral na parte inferior.

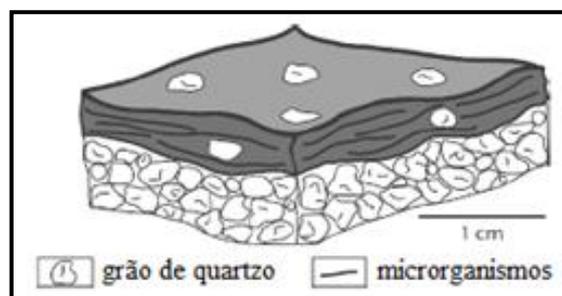


Figura 21. Fragmentos de tapete microbial do tipo I. É composto por lâminas de tapete na parte superior e substrato arenoso por baixo. Os grãos de areia do substrato estão ainda presos às lâminas do tapete por EPS. Adaptado de Noffke (2010).

Os fragmentos de tapete do tipo II são menores e variam de 0,3 a 2 cm de diâmetro. Ao contrário do tipo I, são compostos apenas por uma camada. Esta camada é inteiramente composta por grãos de areia misturados por filamentos de cianobactérias. Todos os grãos têm tamanhos semelhantes.

II. Estruturas *roll-ups*

São diferenciados dois tipos de estruturas *roll-ups* e eles estão relacionados com a sua gênese:

1. Observadas de lado, estruturas *roll-ups* são pedaços de tapete do tipo I dobrados para cima. O grau de curvatura das bordas ligeiramente levantadas são bons exemplos de *roll-ups* (Fig. 22).
2. O segundo tipo de estruturas *roll-ups* é gerado pelo transporte e rolamento de lascas ou pedaços maiores de tapete por correntes de fundo. Às vezes, tecidos de tapete de vários metros de extensão são enrolados por fortes correntes de tempestades. Estes tapetes em forma de caracol se assemelham a tapetes enrolados (Fig. 23).

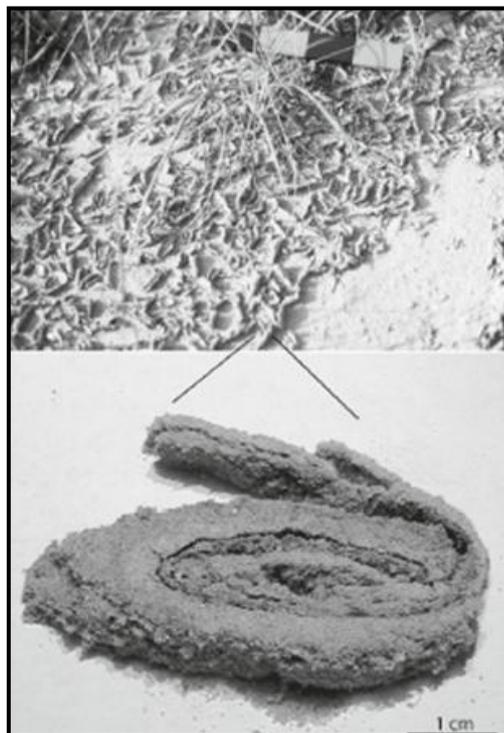


Figura 22. *Roll-ups* (tapetes em forma de caracol) da Ilha de Portsmouth, EUA. A foto superior mostra estruturas enroladas resultantes da dessecação de lascas de tapetes

(escala: provavelmente cerca de 10 cm). Foto inferior: A estrutura *roll-up* exibindo sua forma interna (escala: 1 cm). Extraído de Noffke *et al.* (2006b).



Figura 23. Estruturas *roll-ups* em planícies de maré modernas, Ilha de Portsmouth, EUA. A foto superior é uma estrutura *roll-up* de apenas alguns centímetros de tamanho. A foto inferior mostra uma estrutura de agregação muito maior. Assemelha-se a um tapete enrolado. Pessoa como escala. A foto em detalhe revela a estrutura interna desse rolo de tapete. Enormes *roll-ups* como este são fenômenos típicos pós-furacão. Extraído de Noffke (2010).

Tapetes microbiais em forma de caracol do tipo I são o resultado da dessecação da porção orgânica da lasca do tapete. A maioria das estruturas *roll-ups* são do tipo I (lascas de tapete microbial epibentônico). Lascas de tapete consistem em uma camada orgânica de rica em água sobre uma camada de areia. Estes materiais (tapete e areia) reagem de forma diferente à dessecação. Durante a desidratação, o material orgânico (tapete microbial) encolhe mais do que a camada de areia (mais seca) que está embaixo.

III. Fraturas de ressecamento

Durante as estações secas, tapetes microbiais expostos na zona supramaré ressecam e racham. As bordas das rachaduras enrolam-se e o sedimento arenoso

sob o tapete é exposto (Fig. 24). Rachaduras como estas têm entre 1 cm e vários decímetros e, por vezes, apresentam forma sinusoidal.

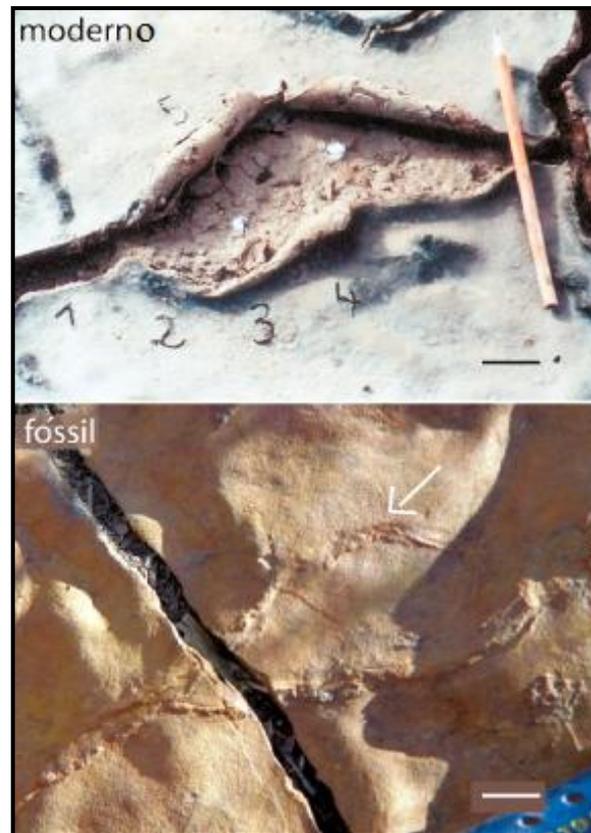


Figura 24. Fraturas de ressecamento: A foto superior mostra um exemplo moderno da planície de maré do sul da Tunísia. Os números 1, 2, 3, 4 e 5 indicam diferentes etapas da formação da primeira fratura do tapete microbial, finalizando com rolamento das margens do tapete para cima; (escala: 5 cm). A foto inferior mostra um exemplo fóssil (seta) de 2,9 Ga, Formação Brixton, África do Sul (escala: 1 centímetro). Adaptado de Noffke (2010).

Fraturas de ressecamento resultam da exposição subaérea e dessecação dos tapetes microbiais. Na Ilha Mellum, as primeiras fraturas foram desenvolvidas em um tapete microbial após 3 dias de exposição subaérea. No sul da Tunísia, grossos tapetes parecem desenvolver fraturas após duas semanas de exposição subaérea. Caracteristicamente, um tapete encolhe lateralmente até 1/3 da sua extensão lateral original. As bordas das fraturas enrolam. O motivo do enrolamento deve-se ao fato de que a camada de tapete localizada acima do sedimento encolhe significativamente mais do que o substrato arenoso que está embaixo.

Fraturas de ressecamento assemelham-se com rachaduras ou fissuras de dessecação em lama. Em seção transversal, o perfil de uma fissura de retração do

tapete microbial é em forma de "U". Somente a margem do tapete é enrolada, permanecendo plano o fundo arenoso. Em contraste, gretas de contração são em forma de V. No registro fóssil, fraturas de ressecamento são preservadas em arenitos, mesmo que nenhum material semelhante a argila estivesse presente. Devido a sua origem, a identificação de fraturas de ressecamento é fácil.

IV. *Petees*

Petees ocorrem na superfície dos tapetes microbiais. São elevações em forma de "couve-flor", de 0,5 a 2 cm de altura. Eles podem formar elevações individuais, mas, geralmente, estão dispostos em um padrão poligonal (Fig. 25). Em corte vertical aos *petees*, o tapete microbial forma um arco dobrado acima do sedimento, produzindo uma caverna oca. Em tapetes fósseis, esta caverna é preenchida por um carbonato precipitado *in situ* (Noffke *et al.*, 2001a).

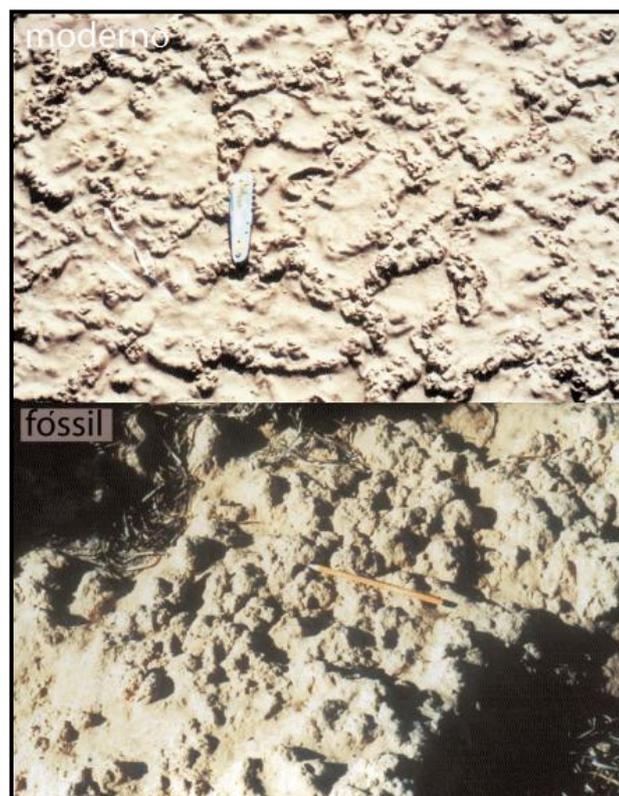


Figura 25. *Petees*. A foto superior mostra *petees* modernos de tapetes microbiais compostos por cianobactérias *Synechococcus* sp, na Tunísia. Esta cianobactéria é que propicia a coloração rosa ao tapete. A foto inferior mostra *petees* similares, encontrados em um tapete microbial fóssil do Pleistoceno, Tunísia. Adaptado de Noffke (2010).

Petees resultam do bombeamento evaporítico que caracteriza *sabkhas* de planícies de maré em ambientes semi-áridos de climas quentes. Bombeamento evaporítico significa que a entrada da água do mar penetra depósitos sedimentares com o aumento do lençol freático, inundando os sedimentos. O aquecimento solar da superfície da planície de maré faz com que a água intersticial ascenda por capilaridade, dissolvendo minerais salinos, como gipsita e halita. Os minerais podem precipitar logo que a água atinge a superfície de deposição, na qual tapetes microbiais ocorrem. Eventualmente, tapetes microbiais que crescem na superfície de deposição incorporam os cristais evaporíticos. A subida da água do mar fornece periodicamente ao sistema evaporítico minerais que continuam a acumular-se na superfície. A repetição desse processo, combinado com a precipitação mineral e o crescimento do tapete microbial, origina os *petees*. Assim, *petees* são produtos de bioestabilização. O tapete microbial forma dobras porque as porções expostas à luz solar crescem em taxas diferentes das porções mais protegidas nas dobras. Muitas cianobactérias cocóides, tais como *Synechococcus* sp., são resistentes à radiação solar e à dessecação, de modo que predominam ao longo das porções expostas (Fig. 26).

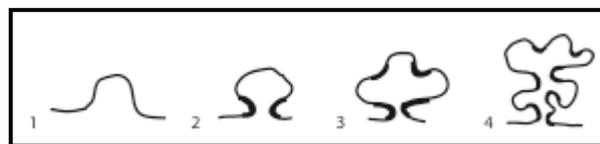


Figura 26. Gênese de *petees* em etapas. Fase 1: O crescimento lateral de um tapete microbial empurra para cima porções de lâminas de tapete. Este crescimento é suportado por minerais que cristalizam em cima da área de cobertura da camada de tapete em cúpula. Fase 2: Nos locais onde pouca luz solar atinge o tapete microbial, o crescimento bacteriano é inibido. Portanto, o *petee* continua a crescer para cima. Fase 3: O *petee* começa a formar a sua forma característica de couve-flor. Cada deformação na forma varia a quantidade de luz solar que chega a outras partes do tapete. As porções de tapete que recebem mais luz crescem mais rapidamente. Minerais evaporíticos precipitam em áreas bem expostas de *petees*. Etapa 4: A altura de um *petee* maduro é controlada pela altura que a água ascendente por capilaridade atinge. Extraído de Noffke (1997).

Ambos os *petees* modernos e fósseis têm a forma característica de couve-flor. Grãos de areia soltos não se dobram de tal forma, a menos que eles estejam

vinculados por um meio coeso - um tapete microbial. Portanto, *petees* são muito característicos de MISS.

V. Domos de gás

Domos de gás são elevações hemisféricas ou cônicas arredondadas, elevadas de 0,5 a 25 cm (Fig. 27). Em seção transversal, um domo de gás é um tapete microbial deformado para cima com uma caverna oca por baixo. Em domos de gás fósseis, esta caverna nem sempre é visível, muitas vezes colapsam, e só uma rachadura em forma de junção tripla registra sua presença anterior. Domos de gás podem ou não ocorrer em conjunto com a textura esponjosa.



Figura 27. Domos gás. Acima: Superfície de uma planície de maré fóssil com um domo de gás projetado a partir da superfície sedimentar. Abaixo: Na planície de maré moderna da Ilha Mellum, Mar do Norte, um corte vertical através de um domo de gás mostra uma caverna oca (seta). Nesta caverna oca gases se acumulam, empurrando o tapete microbial para cima. Extraído de Noffke (2010).

Domos de gás desenvolvem-se sob tapetes microbiais ricos em EPS. A mucilagem destes tapetes microbiais proíbem a troca de gases entre depósitos de maré e a água ou a atmosfera acima. Assim, o gás se acumula por baixo do tapete que sela os sedimentos. Localmente, a pressão crescente de gás levanta o tapete microbial, que perde o contato com o seu substrato subjacente, gerando uma caverna oca. As análises por cromatografia gasosa mostraram que as cavernas ocas são preenchidas com H_2S , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 e outros. Esses gases são produtos da decomposição da matéria orgânica subjacente em sedimentos de maré.

Um bom exemplo de domos de gás fósseis é a Seção Nhlazatse, Supergrupo Pongola, África do Sul (Fig. 28) (Noffke *et al.*, 2008).



Figura 28. A foto superior exhibe domos de gás modernos formados por *Microcoleus chthonoplastes*, sul da Tunísia. Os domos de gás são temporários e duram apenas alguns dias. Os domos colapsam assim que ocorre ruptura na parte superior do domo. A foto abaixo mostra exemplos fósseis em um antigo tapete epibentônico que cresceu em ambiente de maré semelhante (2,9 Ga, Supergrupo Pongola, África do Sul; escalas: 25 cm). Adaptado de Noffke *et al.* (2008).

VI. Textura esponjosa

Em seção transversal através de testemunhos, as camadas arenosas entre as lâminas de tapete microbial tornam-se visíveis (Fig. 29). Dentro destes intercamadados de areia, podem ocorrer poros de tamanhos variável de 0,5 a 3 mm. Os poros estão dispostos em um padrão granular alinhado, e o número de poros aumenta na direção da superfície sedimentar. Em sedimentos fósseis, os poros podem ser preenchidos por minerais como, calcita espática.

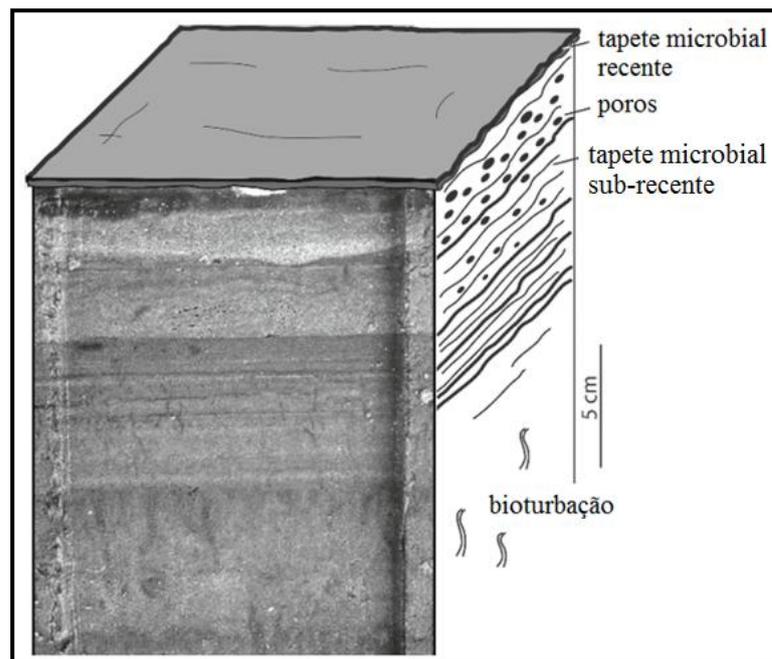


Figura 29. Areia com textura esponjosa. O corte vertical através de sedimentos de planície de maré modernos exibe lâminas de tapete microbial alternadas com as camadas de areia. As camadas intermediárias de areia contêm poros, que são dispostos em um padrão granular alinhado. Os poros se formam com a pressão dos gases que se acumulam sob a vedação do sedimento, conforme aumenta a camada do tapete microbial. Adaptado de Noffke (2010).

O gás intra-sedimentar migra pelas camadas arenosas, empurrado pela subida da água intersticial através dos depósitos de maré. Os gases se acumulam debaixo das camadas do tapete, especialmente ao longo da linha de maré alta. O aumento da pressão do gás causa os poros nas camadas de areia. Os gases resultam da decomposição de matéria orgânica em sedimentos marinhos.

Fósseis de textura esponjosa podem ser detectados em amostras de rochas polidas (Noffke *et al.*, 2001b) (Fig. 30).

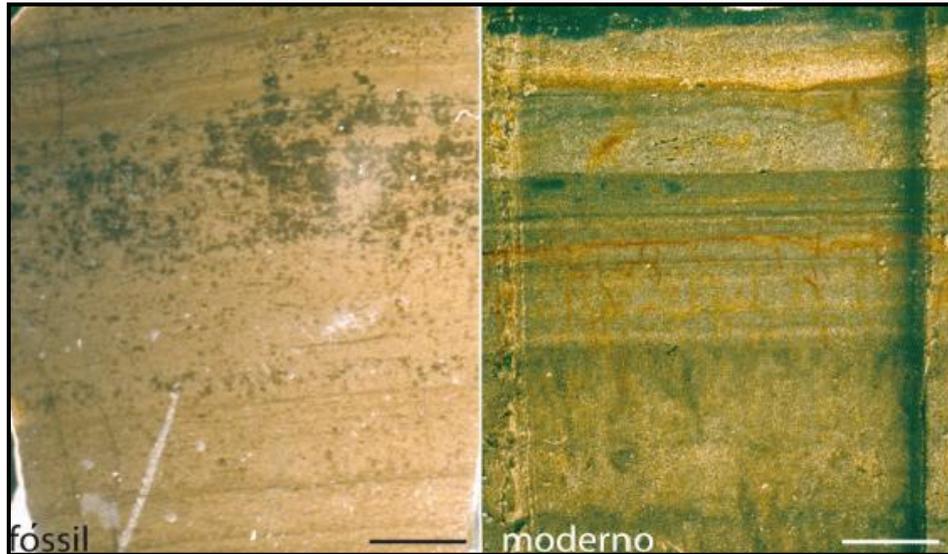


Figura 30. Textura esponjosa fóssil e moderna. A foto à esquerda é uma rocha polida que mostra lâminas e fenestras (Triássico da Alemanha). A foto à direita é um testemunho fresco tirado das planícies de maré modernas da Ilha Mellum, Mar do Norte (escalas: 5 cm). Adaptado de Noffke (2010).

4.2.6.4 Estruturas decorrentes da formação de barreira filamentosa (*baffling*) e da acumulação de partículas suspensas (*trapping*)

I. Camada de tapete ligada a pequenos grãos

Cortes verticais, em lâmina, de um tapete microbial epibentônico mostram que grãos de quartzo de tamanho silte ocorrem exclusivamente na matriz orgânica (Fig. 31). Em contraste aos "grãos orientados" de tamanho areia, as partículas muito menores, de tamanho silte, não mostram nenhuma orientação preferencial ao longo de seus eixos. A camada de tapete ligada a pequenos grãos pode ocorrer por si só ou em conjunto com microsequências, grãos orientados e estruturas laminadas de nivelamento.

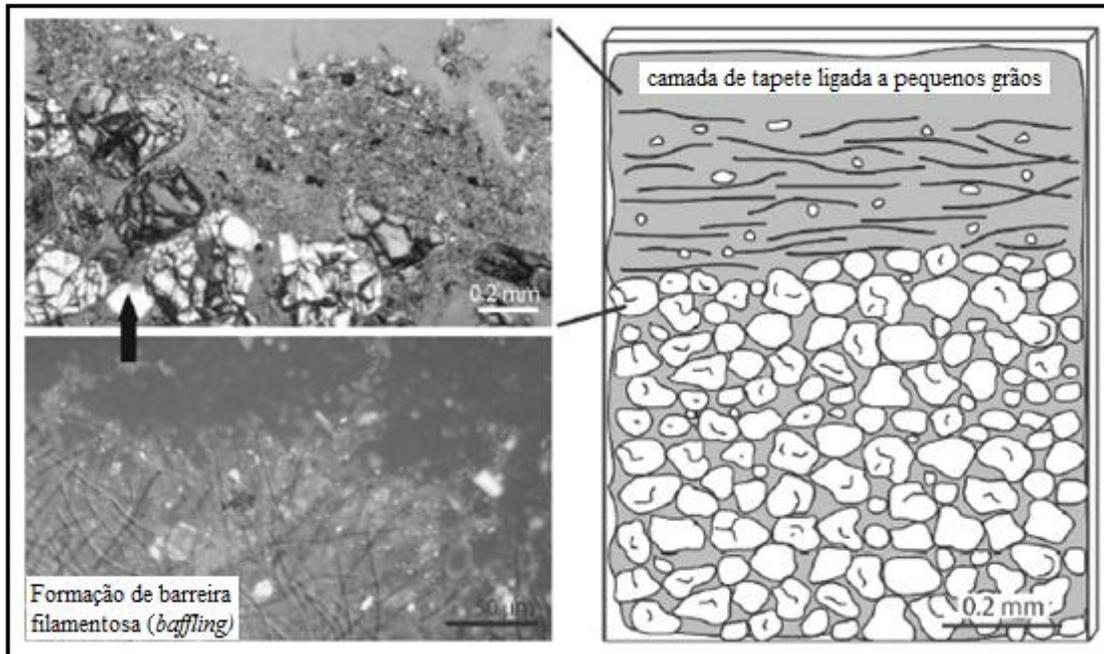


Figura 31. Camada de tapete ligada a pequenos grãos. Foto no canto inferior esquerdo: filamentos verticais de cianobactérias e seus EPS, e partículas de tamanho silte aprisionadas por armadilha, através da coluna d'água. Foto no canto superior esquerdo: Em lâmina, partículas de tamanho silte são finamente distribuídas em um tapete microbial moderno. O esboço na direita descreve esta textura. Adaptado de Noffke (2010).

A gênese dessa textura está ligada aos filamentos de cianobactérias, que orientados perpendicularmente à superfície do tapete microbial criam micro-regiões de menor velocidade de corrente, permitindo que os grãos de tamanho silte se estabeleçam.

Em análises granulométricas, os grãos ligados a tapetes são menores (tamanho silte) do que os do substrato subjacente. Grãos orientados, microssequências e estruturas laminadas de nivelamento estão comumente associados.

II. Camadas de tapete ligadas a minerais pesados

Camadas de tapete ligadas a minerais pesados refere-se a minerais como o rutilo, turmalina, hematita, magnetita, e outros em tapetes microbiais. A granulometria dos grãos é comparável ao tamanho de partículas de silte, mas pode ser muito menor.

O peso específico de minerais pesados é muito mais elevado do que a dos grãos de quartzo, portanto os primeiros são depositados antes das areias

quartzosas. A formação de barreira filamentosa (*baffling*) por tapetes microbiais também provoca a queda de minerais pesados. Não é verdade que as cianobactérias acumulam ativamente minerais pesados, como às vezes expressa. As cianobactérias são fotoautotróficas, e não iriam se cobrir com sedimentos opacos. Ao invés disso, estes micróbios respondem mais rapidamente à deposição de minerais opacos que à deposição de grãos de quartzo translúcidos.

4.2.6.5 Estruturas decorrentes da interferência das atividades microbiais com a dinâmica física dos sedimentos

I. Resíduos de erosão e bolsões

Resíduos de erosão e bolsões são compostos por dois elementos geométricos (Fig. 32). A estrutura inclui porções elevadas da superfície de topo achatado, ou onde a exibição de marcas onduladas (*ripples*) é fortemente nivelada. Estas porções de superfície são resíduos de erosão. A estrutura também inclui depressões onduladas em forma de V, que são os bolsões de erosão.

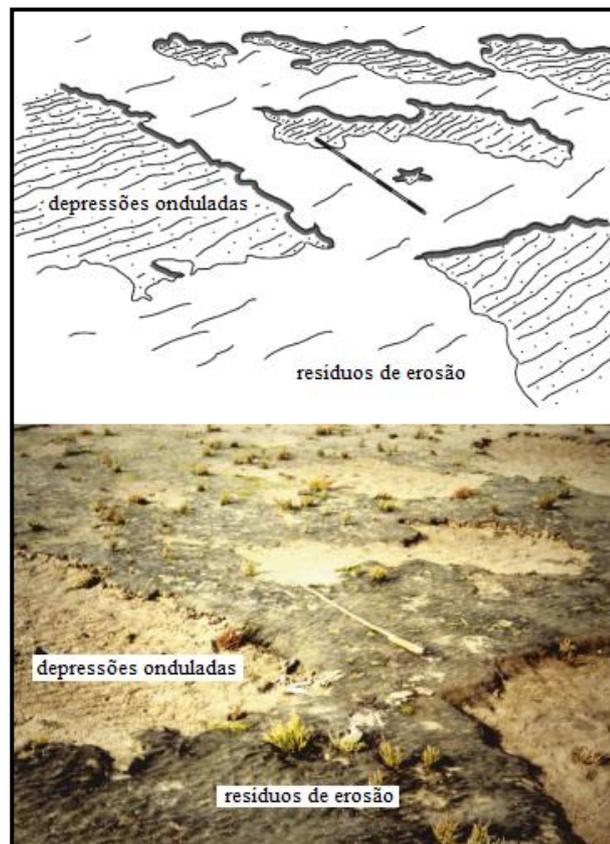


Figura 32. Resíduos de erosão e bolsões. Esta morfologia de planícies de marés consiste de superfícies elevadas com porções de topo achatado cobertas pelo tapete microbial, e de

porções com depressões de marcas onduladas não colonizadas por micróbios (escala: 1 m). Adaptado de Noffke (2010).

Resíduos de erosão são cobertos por tapetes microbiais epibentônicos ou endobentônicos. Os resíduos são elevados na superfície das planícies de marés, com um ângulo de inclinação de 5 a 90°, dependendo do tipo de tapete. A sua extensão lateral varia entre 5 cm² e várias dezenas de metros. Seções transversais revelam padrões internos laminados, com lâminas de tapete microbial alternadas com camadas de areia.

Bolsões de erosão comumente não são cobertos por tapetes microbiais, estando presentes apenas células individuais de diatomáceas ou cianobactérias. Estas depressões em forma de "V" têm entre 25 e 0,5 cm de profundidade. O fundo de um bolsão de erosão nunca é nivelado, e as partes mais profundas são no pico e nas laterais do "V". As marcas onduladas nos bolsões de erosão estão orientadas aproximadamente em ângulos de 45 ° com as laterais do "V". As ondulações indicam a direção das correntes de maré que formam os bolsões de erosão. Na maioria das vezes a formação da estrutura principal é a corrente de maré enchente.

Observações de campo em planícies de maré modernas revelaram as fases de formação dos resíduos de erosão e bolsões (Fig. 33). Inicialmente, um tapete microbial estabiliza os sedimentos da superfície da planície de maré. Em seguida, o tapete microbial é perturbado localmente, por exemplo por uma concha de molusco é depositada no topo. A concha pode causar uma sombra local. As cianobactérias fotoautotróficas reagem ao migrar para longe. Conseqüentemente, a textura do tapete em volta da concha se torna menos coerente, e as correntes de maré podem corroer os grãos de areia.

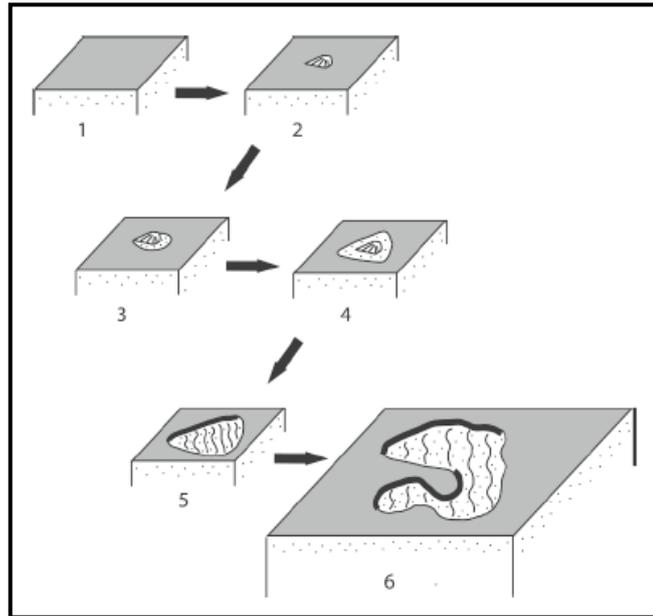


Figura 33. Formação de resíduos de erosão e bolsões. Fase 1: Tapete microbiano não perturbado abrange sedimentos arenosos. Fase 2: Um obstáculo (por exemplo, um molusco) é depositado na superfície do tapete. Fase 3: Em torno deste obstáculo, se formam conjuntos de erosão. Fase 4: A erosão é mais acentuada ao redor do obstáculo. Fase 5: O obstáculo é removido por correntes. O bolsão de erosão aumenta lateralmente. Fase 6: Vários bolsões de erosão juntam-se. Extraído de Noffke (1999).

O padrão em forma de V dos bolsões de erosão indica que, logo que a corrente de maré atinge a concha, ela é dividida em dois ramos. Cada ramo do fluxo é desviado do obstáculo em 45° (Peabody, 1947). Dentro de cada ramo, as maiores quantidades de água que fluem sobre a mesma superfície criam zonas de maiores velocidades de corrente (Fig. 34).

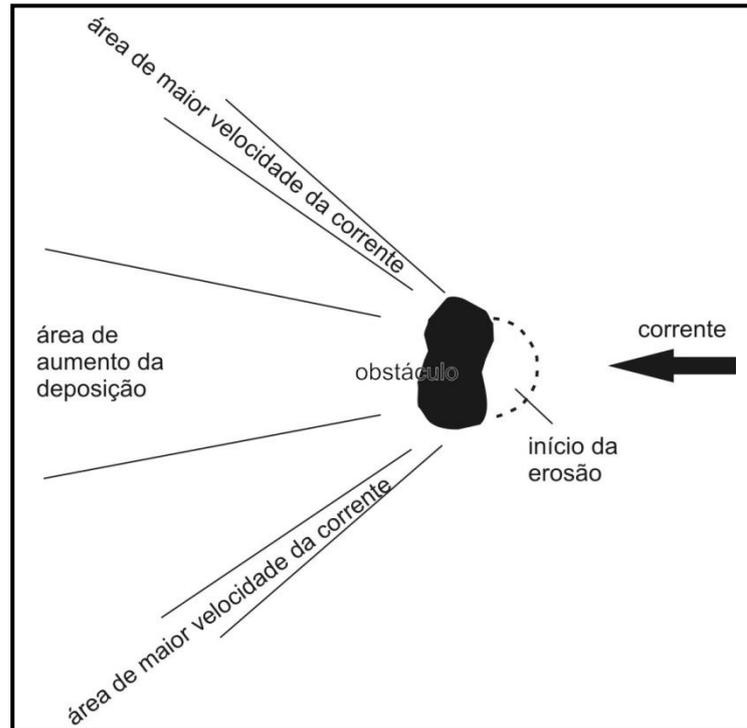


Figura 34. Formação de um resíduo de erosão e de bolsão. A erosão é desencadeada por obstáculos depositados na superfície do tapete. Obstáculos bloqueiam a luz disponível e enfraquecem o tapete microbial subjacente. As cianobactérias se afastam das zonas escuras, deixando para trás tecidos enfraquecidos de tapete, sujeitos à erosão causada por correntes de maré. Uma corrente é separada em duas correntes principais que passam o obstáculo em ambos os lados. Nestas duas zonas, a erosão gera bolsões de erosão em forma de "V". Adaptado de Noffke (1997).

II. Marcas de ondas multidirecionais

Um padrão caótico de fragmentos de escala decimétrica é chamado de marcas onduladas multidirecionais. As marcas onduladas são ondulações causadas pela corrente, com distâncias de até 8 cm de uma crista a outra (Fig. 35).



Figura 35. Marcas onduladas multidirecionais, modernas e fósseis. A foto superior é a vista de uma planície de maré, na Ilha Mellum, Mar do Norte. A superfície de areia exibe marcas onduladas de duas orientações diferentes. As marcas onduladas são agrupadas em manchas alongadas. As orientações dos dois grupos de marcas onduladas estão a um ângulo de cerca de 45° entre si. A foto abaixo mostra uma situação semelhante na superfície de um arenito, Austrália. Adaptado de Noffke (2010).

Normalmente, podem ser distinguidas, na mesma superfície, de 2 a 4 direções principais de marcas onduladas. Cada direção de ondulação é caracterizada por uma população microbiana de maturidade distinta.

Estudos de campo monitoraram o desenvolvimento de marcas onduladas multidirecionais nas planícies de maré da Ilha Mellum, Mar do Norte. O estudo mostrou que este padrão de superfície evoluiu ao longo de meio ano, da primavera ao outono (Noffke, 1998). As orientações específicas das marcas onduladas correlacionam-se com fases específicas do desenvolvimento de comunidades de cianobactérias. Marcas onduladas multidirecionais se formam em várias etapas (Fig. 36).

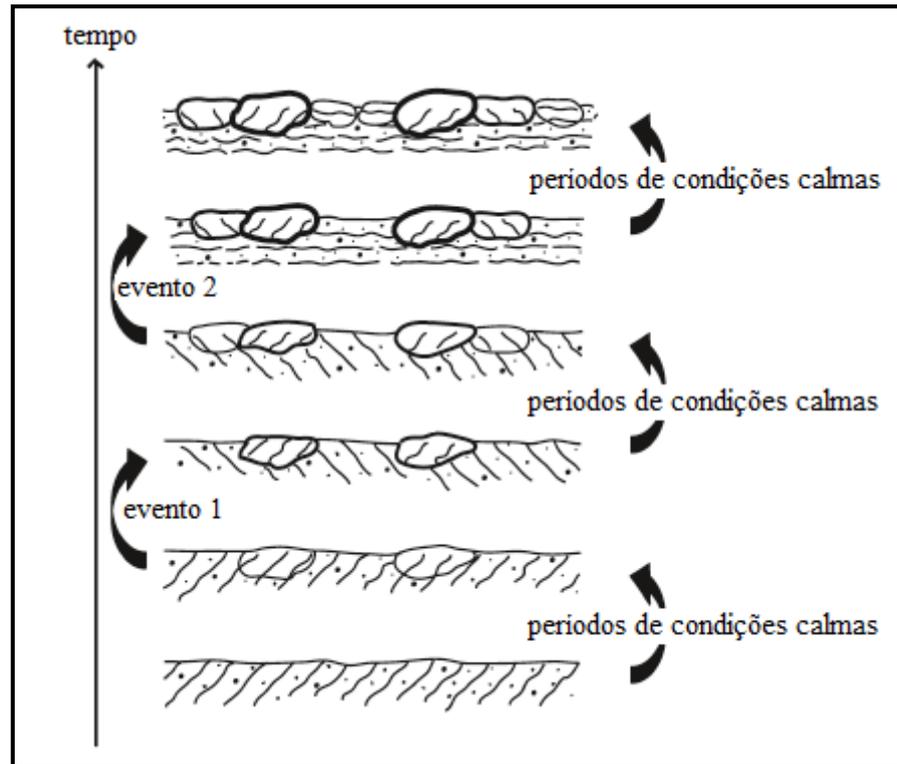


Figura 36. Formação de marcas onduladas multidirecionais da primavera ao outono. O padrão caótico das marcas onduladas ocorre a partir da interferência do crescimento do tapete com eventos de tempestade. Durante as tempestades, as superfícies sedimentares são retrabalhadas. Em períodos calmos entre as tempestades, crescem fragmentos de tapete microbiano. Os tapetes estabilizam as areias. Adaptado de Noffke (1998).

III. Microssequências

Em lâminas delgadas perpendiculares à superfície sedimentar, tapetes microbianos cobrindo depósitos de planície de maré mostram camadas de areia gradadas, com alguns milímetros de espessura (Fig. 37). Os topos das camadas são formados por lâminas de tapete microbiano. Os tamanhos de grãos de cada camada de areia diminuem da base para o topo da camada. Ou seja, granulometria de areia média na base gradam para granulometria de areia fina perto do topo. Nas areias médias da base de cada camada, cavidades ocas podem ocorrer, formando a chamada "textura esponjosa". Estes poros têm em média 0,3 mm de diâmetro. No interior do tapete laminado que está em cima de cada camada, camadas de tapete ligadas a grãos pequenos e/ou grãos orientados podem ocorrer. As partículas de tamanho silte podem ser compostas de minerais de quartzo, ou uma variedade de diferentes minerais pesados, rutilo, turmalina, hematita, e outros.

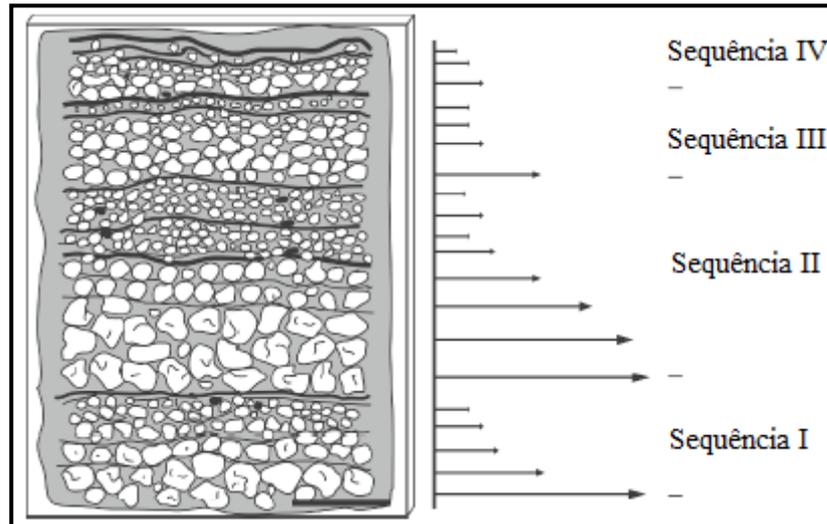


Figura 37. Microssequências em lâminas delgadas perpendiculares à superfície sedimentar. Cada microssequência consiste de grãos de areia média em sua base, com a granulometria diminuindo em direção ao topo. A parte superior de cada microssequência é marcada por uma lâmina de tapete microbial. Este desenho esquemático exhibe 4 microssequências. As setas indicam as velocidades que prevaleceram durante o tempo de deposição de cada microssequência, os comprimentos das setas equivalentes às velocidades da corrente. A base de cada microssequência registra velocidades de correntes mais fortes, e velocidades decrescentes em direção ao topo. Até que, finalmente, o movimento da água se acalma o suficiente para a formação de um tapete microbial (escala: 0.5 cm). Adaptado de Noffke *et al.* (2008).

Microssequências são visíveis em lâminas delgadas perpendiculares ao acamamento, com grãos mais grossos na base e diminuição da granulometria em direção ao topo. Textura esponja pode estar presente. As partes superiores de cada camada são formadas por uma lâmina de tapete microbial, o qual pode conter grãos orientados e de granulometria silte. Cada camada de microssequência é inferior a 10 mm de espessura, e várias microssequências podem ser empilhadas em conjunto. A presença de camadas gradadas, grãos orientados e camadas de tapete ligadas a pequenos grãos devem ser documentadas. A granulometria dos grãos das camadas de tapete devem ser significativamente menores do que a dos grãos que constituem a base da microssequência subsequente acima.

IV. Estruturas corrugadas

Estruturas corrugadas ocorrem apenas no registro fóssil e são planos de estratificação enrugados que ocorrem somente na parte superior do plano de acamamento em arenitos quartzosos. As estruturas corrugadas são cristas e vales de direções irregulares. As cristas têm entre 0,2 e 2 mm de altura e a distância de uma crista a outra varia de 0,2 mm a 2 cm. Dois tipos principais de estruturas corrugadas são distinguidos (Fig. 38), as transparentes e não-transparentes. Estruturas corrugadas transparentes são aquelas em que quaisquer estruturas sedimentares físicas subjacentes, tais como marcas de ondas, são ainda visíveis sob as rugas. Estruturas corrugadas não-transparentes descrevem planos de estratificação superiores completamente cobertos por rugas.

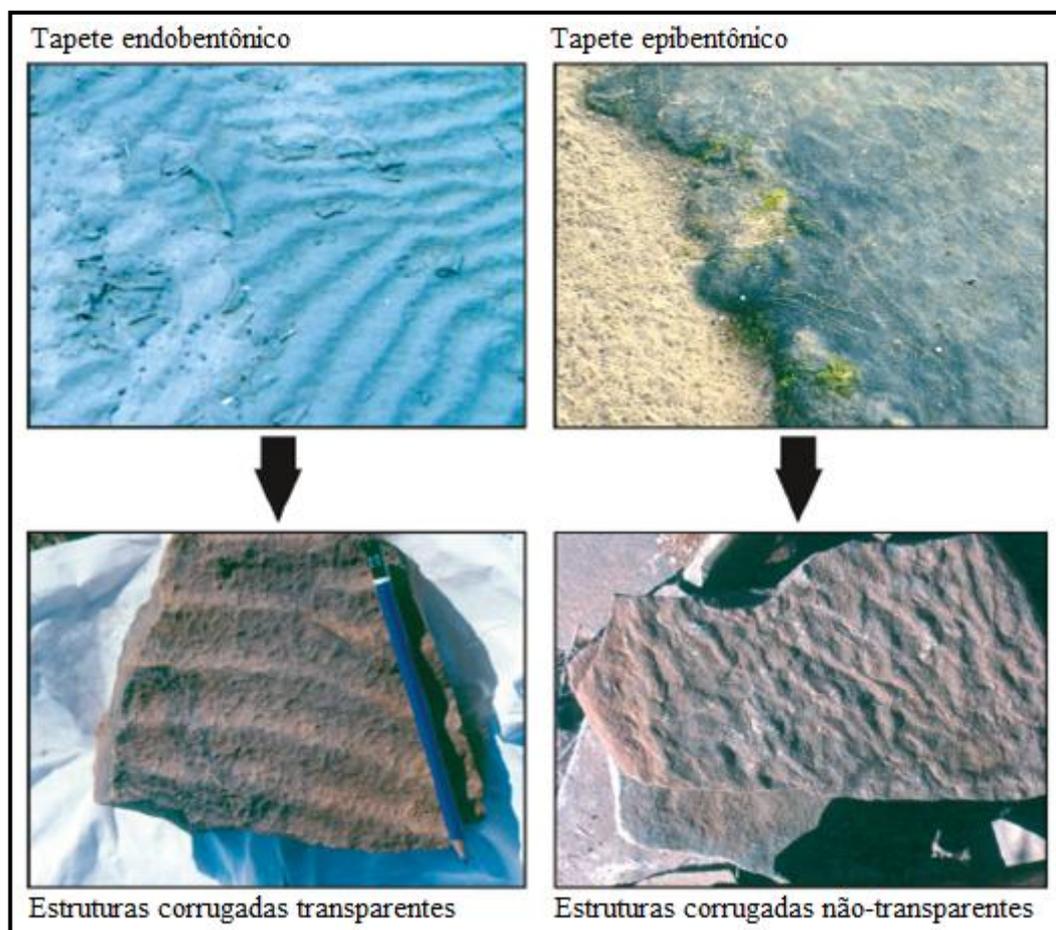


Figura 38. Os dois principais tipos de estruturas corrugadas são oriundas dos dois tipos principais de tapetes microbiais. Esquerda: tapetes microbiais endobentônicos geram estruturas corrugadas transparentes. Direita: tapetes microbiais epibentônicos formam estruturas corrugadas não-transparentes. Adaptado de Noffke (2010).

A gênese das estruturas corrugadas resulta da litificação de tapetes microbiais endobentônicos (estruturas corrugadas transparentes) ou de tapetes

microbiais epibentônicos (estruturas corrugadas não-transparentes). A preservação dos tapetes exige um conjunto de eventos deposicionais específicos (Fig. 39), que representa o caminho tafonômico dos tapetes microbiais.

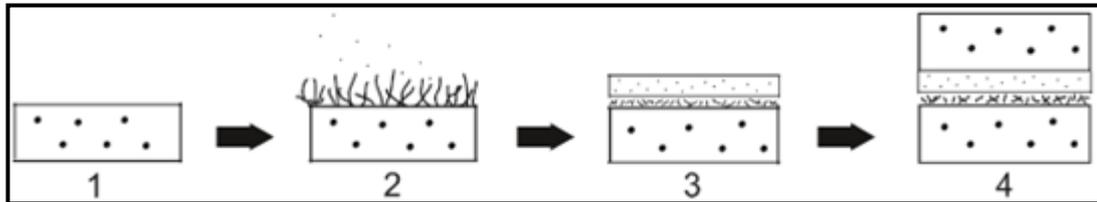


Figura 39. Estruturas corrugadas ocorrem em tapetes microbiais fossilizados *in situ*. As estruturas surgem do soterramento de sedimentos - estabilização da microbiota. Fase 1: A areia é depositada. Eventualmente, esta areia pode ser coberta por um tapete microbial. Fase 2: Ocorre a formação de barreira filamentosa (*baffling*) e a acumulação de grãos finos e partículas de tamanho silte (*trapping*) no tapete. Estas partículas tornam-se enriquecidas na camada de tapete. Fase 3: Uma camada de areia fina se deposita na parte superior do tapete microbial. O tapete é soterrado. Fase 4: A pressão da carga de sedimentos depositados posteriormente espreme a água para fora das lâminas do tapete. A água escapa ao longo do plano de acamamento, formando canais. Esta água que escapa provoca o aparecimento das estruturas corrugadas fósseis. Extraído de Noffke *et al.* (2002).

As estruturas corrugadas constituem o tipo de MISS mais frequente no registro fóssil.

V. Fissuras de oscilação poligonais

Fissuras de oscilação poligonais são MISS típicas de clima semi-árido. Visto em planta, um tapete microbial epibentônico grosso pode mostrar um padrão de polígonos, cada um entre 15 e 50 cm de diâmetro. Cada polígono é definido por fissuras de 5 a 10 cm de largura cortadas no sentido vertical no tapete microbial (Fig. 40).

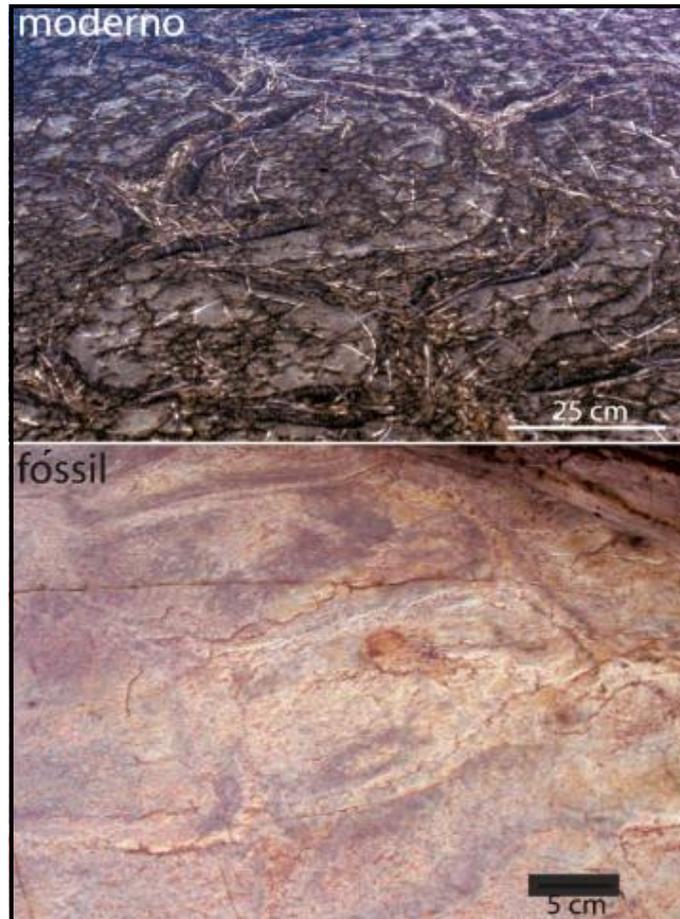


Figura 40. Fissuras de oscilação poligonais, modernas e fósseis. A foto superior mostra a superfície de um tapete microbial moderno de planície de maré, no sul da Tunísia. A superfície do tapete exhibe um padrão de fissuras poligonais arranjadas. As fissuras não são linhas discretas, mas são compostas por dois cumes paralelos. Cada cume define a margem de um polígono do tapete. Os cumes são dobrados para cima das margens do tapete. Os polígonos se expandem lateralmente quando úmidos e encolhem quando dessecam. A foto inferior exhibe a mesma estrutura de fissuras poligonais visíveis em um arenito (2,9 Ga, Supergrupo Pongola, África do Sul). Adaptado de Noffke (2010).

Vistas em planta, as fissuras em tapetes modernos são compostas por dois cumes paralelos de 0,5 a 10 cm de elevação. Cada cume marca a borda exterior de um polígono do tapete. Uma seção transversal vertical através de uma das saliências mostra que esta extremidade é dobrada para cima (Fig. 41).

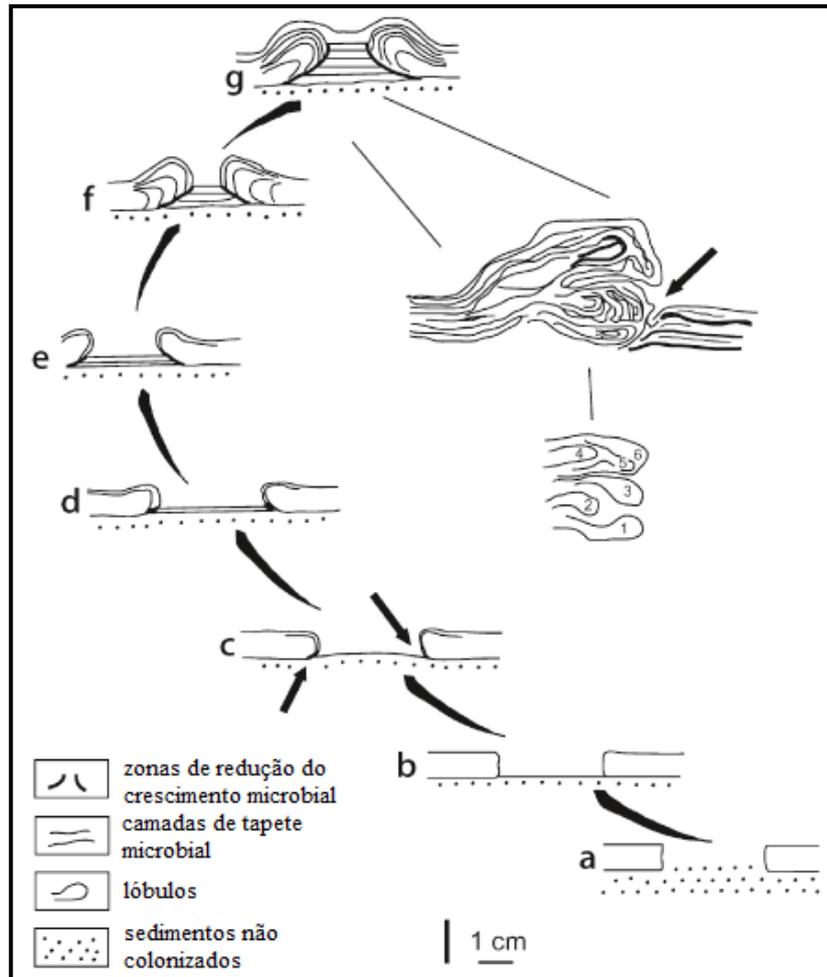


Figura 41. A formação de fissuras de oscilação ocorre em várias etapas. O desenho mostra a seção transversal vertical através de uma fissura a partir da sua primeira formação (fase a) até sua última etapa (g). O detalhe à direita documenta os vários lóbulos que representam a expansão lateral da margem do tapete durante os períodos de aumento da umidade e da posterior retirada da margem do tapete durante episódios de dessecação. Adaptado de Noffke (2010).

4.2.7 Critérios de biogenicidade de MISS

Segundo Noffke (2009), as cinco etapas de identificação das estruturas biogênicas estabeleceram um conjunto de critérios para a biogenicidade de MISS.

A partir de estudos de rochas arqueanas, sabe-se que muitas estruturas não são estromatólitos, mas são de origem abiótica (Grotzinger & Rothman, 1996; Schopf *et al.*, 2002; Brasier *et al.*, 2002; Schopf *et al.*, 2007). Critérios foram desenvolvidos para que texturas e estruturas sejam consideradas de origem

biológica. Esses critérios são denominados "critérios para biogenicidade" (por exemplo, Buick *et al.*, 1981; Buick, 1990; Brasier *et al.*, 2006).

Um catálogo de critérios para a biogenicidade de MISS foi estabelecido por Noffke (2009) (Fig. 42):

1. *MISS que ocorrem em rochas sedimentares experimentaram baixo grau de metamorfismo (fácies xisto verde).* Em todos os afloramentos fósseis estudados, as rochas sofreram menor metamorfismo que a fácies xisto verde. Em tais graus metamórficos, os traços são excelentemente preservados.
2. *Em seções estratigráficas, MISS correlacionam-se com fases transgressivas.* Extensas planícies de maré, lagos e plataformas continentais ao longo das margens continentais passivas formam MISS e estão relacionadas com as subidas do nível do mar.
3. *MISS ocorrem em " fácies deposicionais de tapete microbial" que facilitam o desenvolvimento e preservação da microbiota fotoautotrófica.* Tapetes desenvolvem-se apenas em uma fácies sedimentar específica, favorável ao crescimento e preservação dos tapetes microbiais fotoautotróficos. Esta fácies compreende as janelas ecológica e tafonômica (Fig. 43). A fácies deposicional de tapete microbial adequada deve proporcionar três parâmetros: tamanho de grão preferencialmente areia fina; mineral predominantemente de composição quartzosa; e gradiente hidráulico moderado.

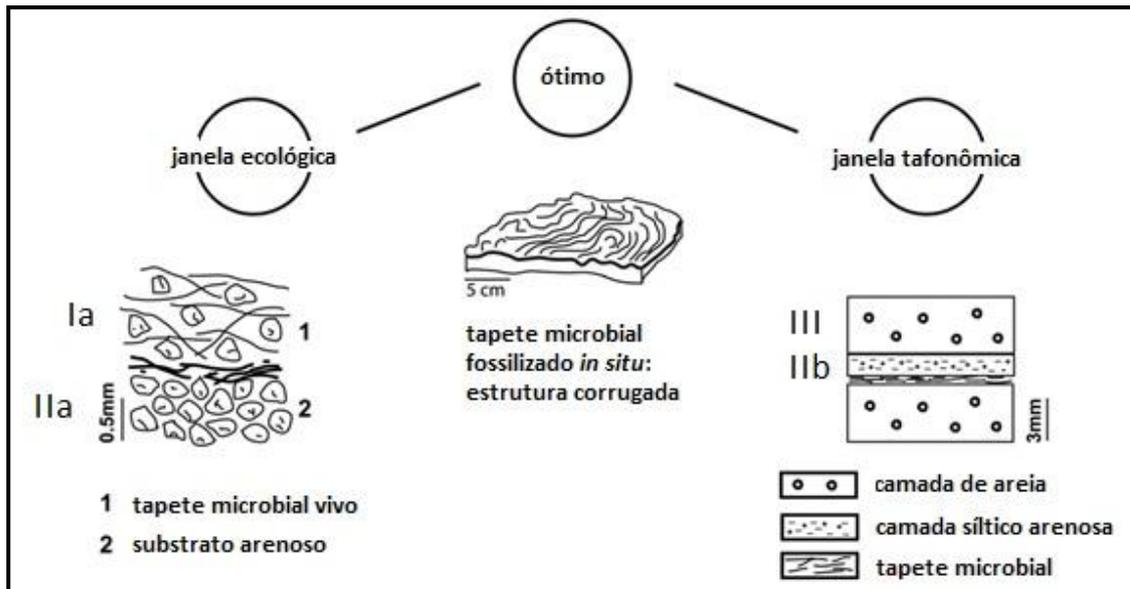


Figura 43. A fácies deposicional ótima consiste de uma janela ecológica (sedimentos que melhoram o desenvolvimento de tapetes microbiais) e uma janela tafonômica (que propicia a fossilização de um tapete microbiano). Janela Ecológica: Os tapetes microbiais desenvolvem-se especialmente bem nos sedimentos compostos de quartzo de tamanho de grão areia fina, onde o gradiente hidráulico é moderado. Janela Tafonômica: As estruturas corrugadas (ou outro tipo de MISS) apenas são preservadas se a sequência sedimentar subsequente (que conduz à formação de um tapete microbiano) é completa (Noffke *et al.*, 2002). Ia: uma camada de areia fina é depositada; IIa: um tapete microbiano se estabelece; IIb: o tapete microbiano acumula partículas de granulação mais fina por aprisionamento; III: uma camada de sedimento soterra o tapete, no entanto, o tapete bioestabiliza seu substrato. Por isso, durante a deposição da camada III não ocorre degradação dos antigos depósitos, e, conseqüentemente, as estruturas de superfície são preservadas. Adaptado de Noffke (2009).

4. *A distribuição de MISS não é aleatória, mas reflete um padrão hidráulico e meteorológico moderado em uma área definida.* MISS estão restritas a ambientes de planície de maré, lagunares e de plataforma rasa. Dentro destas configurações, a distribuição de MISS reflete o padrão hidráulico moderado das correntes e ondas. Flutuações meteorológicas, tais como chuvas sazonais, tempestades frequentes e períodos de dessecação também afetam a distribuição dos tapetes microbiais.
5. *Na análise estatística, as geometrias e dimensões das MISS fósseis correspondem àquelas de MISS moderno.* Pode-se medir as geometrias e dimensões de MISS em ambientes de maré modernos e acompanhar a

mudança de suas morfologias em cursos de um ano (por exemplo, Noffke, 1998; 1999; Noffke & Krumbein, 1999). As mesmas morfologias devem ser demonstradas através de MISS fósseis.

6. *MISS incluem texturas que foram causadas e/ou estão relacionadas com biofilmes ou tapetes microbiais.* Tapetes microbiais modernos, ou biofilmes ricos em EPS, revelam 9 principais tipos de texturas. Todas essas texturas também foram encontradas nas MISS fósseis. São distinguidos cinco grupos dessas texturas:

a) Texturas representando biofilmes *in situ* ou tapetes microbiais. Lâminas corrugadas onduladas servem como um bom exemplo.

b) Texturas causadas por aprisionamento. Camadas de tapetes microbiais ligados a pequenos grãos constituem um bom exemplo. Pequenos grãos são acumulados por aprisionamento no tapete microbial. Minerais pesados e micas também podem estar presentes.

c) Texturas relacionadas com a ligação de biofilmes e tapetes microbiais. Estruturas sinoidais servem como bons exemplos. Estruturas sinoidais são antigos biofilmes ou lâminas de tapetes microbiais que foram revestidos por marcas de *ripples*.

d) Texturas relacionadas à bioestabilização de biofilmes e tapetes microbiais. Fábricas de poros de esponja constituem um bom exemplo. Esta estrutura é uma camada de porosidade muito elevada em arenito. Essa porosidade resulta de gases que se acumulam sob uma sedimentação do tapete microbial.

e) Texturas causadas pela interferência de todas as atividades microbiais. Microsequências são bons exemplos. Essas sequências são de escala centimétrica e constituem camadas de areia cobertas por um tapete microbial. Tais microsequências resultam da interação microbial com a mudança gradual da dinâmica sedimentar.

MISS são claramente um resultado de ambas as atividades biológicas (fatores intrínsecos dos biofilmes) e processos físicos (fatores extrínsecos dos biofilmes). As estruturas não podem ser estudadas sem considerar o seu contexto ambiental (Noffke, 2010).

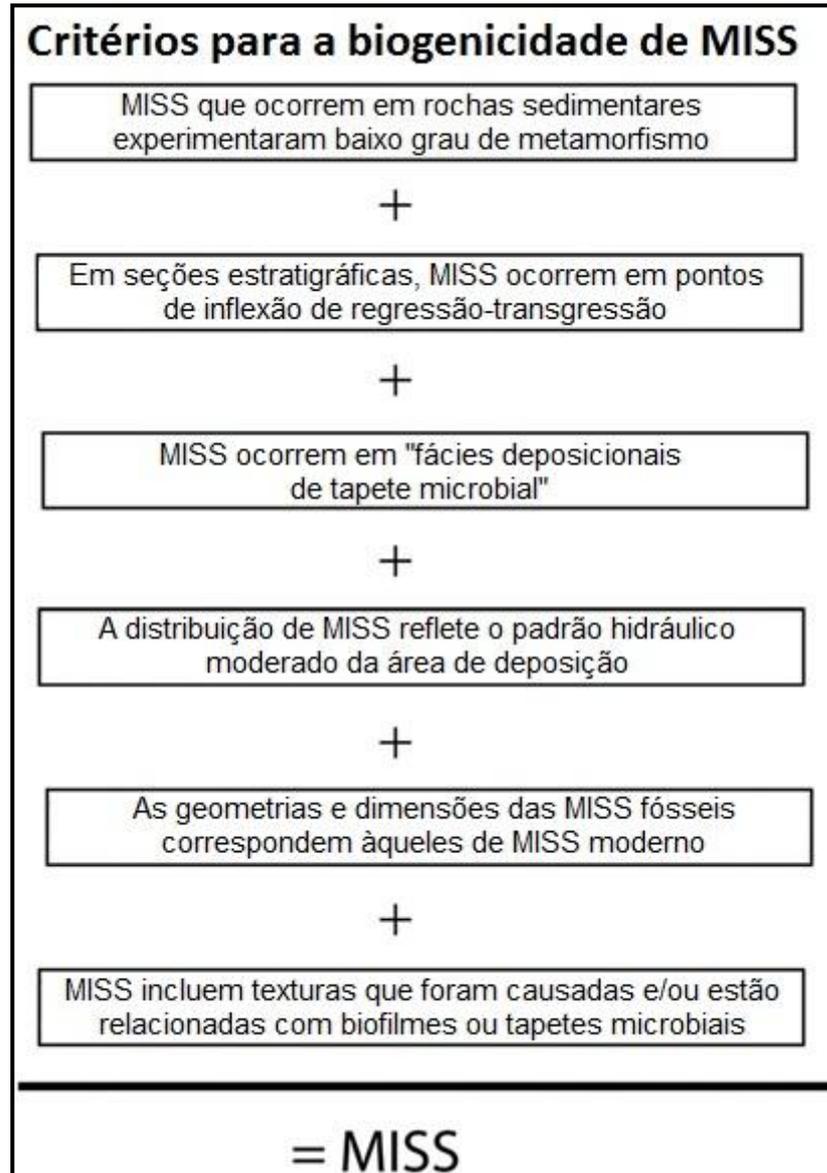


Figura 42. Critérios para a biogenicidade de MISS. Apenas se os 6 critérios são preenchidos, uma estrutura sedimentar fóssil pode ser definida como MISS. Adaptado de Noffke (2009).

4.2.8 Granulometria, composi o e gradiente hidráulico

Segundo Noffke (2010), as cianobactérias colonizam planícies de maré, pântanos ou *sabkhas* e lagos. Elas preferem areias finas quartzosas e ambientes com gradiente hidráulico moderado (Fig. 44).

- (i) *Tamanho de grão areia fina:* as cianobactérias preferem granulometria areia fina, visto que elas são capazes de moverem-se ativamente através da areia; elas não podem penetrar na lama porque a lama é fortemente

adesiva. As cianobactérias também evitam substratos de tamanhos de grão que excedem areia média, porque se os grãos de areia são muito grandes, as cianobactérias não podem construir seus tapetes microbiais, somente biofilmes.

- (ii) *Composição mineral*: tapetes microbiais preferem areia que consistem, pelo menos, de 95% de grãos de quartzo transparentes (translúcidos). Os grãos de quartzo conduzem a luz à camadas mais profundas do tapete microbial. Este sistema de canalização de luz em grãos de quartzo permite o desenvolvimento de tapetes microbiais mais grossos, visto que a espessura do tapete corresponde à profundidade de penetração de luz (espessura fótica de um tapete microbial).
- (iii) *Gradiente hidráulico moderado*: em uma determinada área de um ambiente de deposição, ondas e correntes de energia moderada quase sempre acumulam areia. O movimento moderado da água é forte o suficiente para inibir a decantação de lama. Tais áreas de movimento suave de água são cobertas por tapetes microbiais fotoautotróficos. Quando a lama cobre tapetes microbiais fotoautotróficos, ela bloqueia a luz essencial do sol e isto poder ser letal para os microorganismos. Já em ambientes com alto gradiente hidráulico, as ondas muito fortes podem destruir os tapetes microbiais.



Figura 44. A ocorrência de MISS é uma função de três parâmetros sedimentológicos: tamanho de grão areia fina, composição mineral de quartzo e condições hidráulicas moderadas. Adaptado de Noffke (2010).

4.2.9 Tapetes microbiais em sedimentos lamosos

Independentemente do substrato, tapetes microbiais podem produzir morfologias superficiais únicas. No entanto, enquanto que em rochas carbonáticas e arenitos as características sedimentares resultantes podem ser reconhecidas por suas semelhanças com características observadas em ambientes modernos, características de tapetes microbiais em lamias são bastante sutis e muitas vezes esquecidas (Schieber, 1999).

No entanto, a presença de tapetes microbiais muda a reologia das lamias de superfície e o material orgânico que eles produzem impactam a diagênese dos lamitos. Considerando que a textura do tapete orgânico, tal como a morfologia da superfície inicial (lisa, enrugada, estriada, etc) e o arranjo de filamentos no interior do tapete podem ser largamente perdidos na deterioração e compactação, o impacto que o tapete tinha nas propriedades físicas e químicas do sedimento (por exemplo erodibilidade, coesão, condições redox e minerais autigênicos) ainda pode ser detectado após uma cuidadosa análise (Schieber *et al.*, 2007).

A sedimentação em ambientes lamiosos é episódica, refletindo pulsos de sedimentos devido à tempestades, inundações, tempestades de poeira e outras perturbações curtas (Schieber, 1998a). Esses pulsos de sedimentos vão intermitentemente cobrindo os tapetes microbiais com camadas lamiosas e estas camadas de sedimentos serão ressurgidas por tapetes microbiais assim que as condições normais retornarem (Fig. 45).

Quando colonizam substratos lamiosos, tapetes microbiais fornecem uma interface geoquímica nítida, abaixo da qual o sedimento é sujeito a redução e uma melhor conservação da matéria orgânica (Krumbein & Cohen, 1977).

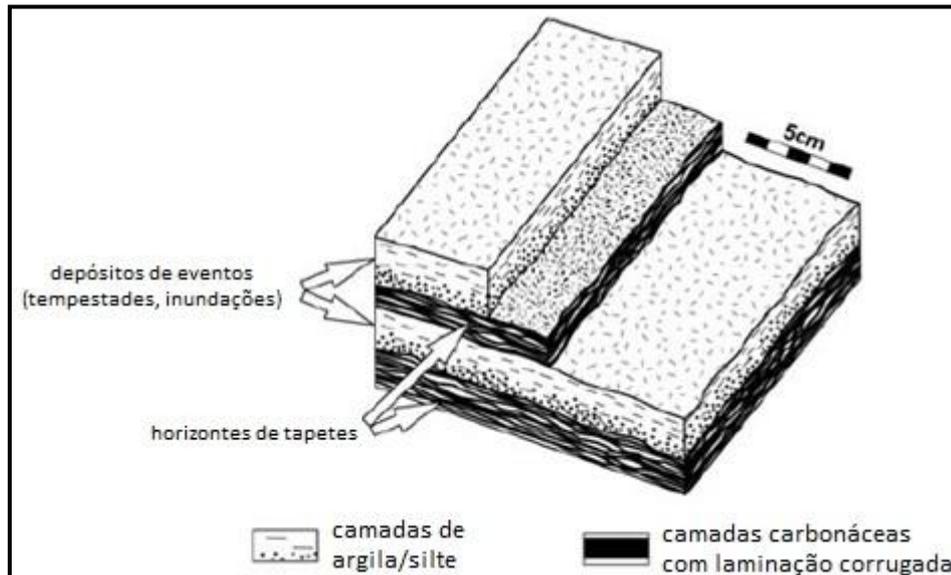


Figura 45. Camadas de silte/lama em folhelhos proterozoicos refletem intervalos de crescimentos interrompidos do tapete microbial por breves eventos de sedimentação. Adaptado de Schieber (1986).

Em ambientes de águas rasas e de alta energia, uma combinação de competição por luz e aprisionamento de sedimentos por superfícies do tapete microbial (aglutinação) tende a promover a formação de domos em arenitos e carbonatos (Schieber, 1999). Acúmulos de domos de várias amplitudes e espaçamento foram também observados, por exemplo, em águas rasas e de sedimentos predominantemente lamosos no Supergrupo Belt (Schieber, 1998b, 1999). Essas feições dômicas podem ter se desenvolvido por causa de melhores condições de iluminação, permitindo ligeiramente o crescimento de EPS.

Para estromatólitos carbonáticos, a assimilação de carbono na fotossíntese microbial é geralmente considerada a causa da calcificação, e as cianobactérias modernas são conhecidas por induzir a precipitação de gipsita, calcita e magnesita oriundas de águas alcalinas lacustres (Thompson & Ferris, 1990; Thompson *et al.*, 1997). A calcificação de filamentos de cianobactérias também tem sido proposta como uma fonte de carbonato micrítico no Fanerozoico (Pratt, 2001), mas os detalhes da subjacente calcificação de bainhas microbiais e de EPS é um assunto ainda muito discutido (Arp *et al.*, 2001). Também tem sido sugerido que o magnésio que se concentra em bainhas microbiais é liberado mediante decomposição, o que leva à formação de dolomita no micro-ambiente das camadas do tapete microbial (Gebelein & Hoffman, 1973).

Segundo Schieber *et al.* (2007), em lamas, lâminas enriquecidas em calcita ou dolomita podem, em princípio, ter múltiplas origens. Elas podem, por exemplo, ser simplesmente devidas à lavagem de bancos carbonáticos adjacentes por tempestades, onde o carbonato se estabelece através da coluna de água cobrindo a superfície de lama preexistente. Porém, como alternativa, elas também poderiam ser originadas por depósitos de fluxos de lamitos que se originaram a partir de um banco carbonático de águas rasas.

Schieber *et al.* (2007) ilustra as prováveis diferenças entre lâminas ricas em carbonato devido à deposição mecânica e aquelas que devem a sua origem à produção de carbonato *in situ* em um tapete microbial. Assim, segundo o autor, dada a química da água, a precipitação de carbonato singenético nos tapetes microbiais é um fenômeno bem conhecido (por exemplo, Thompson & Ferris, 1990; Pratt, 2001) e pode ocorrer em ambientes clásticos terrígenos tão bem como em configurações predominantemente carbonáticas. Em lamas, uma característica que pode separar lâminas de carbonato produzidas por origem microbial das relacionadas com a deposição de carbonato alóctone poderia, por exemplo, ser difusos limites inferiores e superiores de lâminas ricas em carbonato, sugerindo crescimento *in situ* de minerais carbonáticos em vez de um cenário predominantemente clástico terrígeno.

4.3 Isótopos Estáveis de C e O

4.3.1 Isótopos estáveis

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico, cujo núcleo contém o mesmo número de prótons (número atômico Z) com diferente número de nêutrons (N) e, conseqüentemente, diferente massa atômica (A). As propriedades químicas dos isótopos são as mesmas, pois representam átomos de um mesmo elemento. No entanto, as propriedades físicas diferem (densidade, ponto de fusão, ligações com outros elementos), uma vez que dependem da massa do isótopo. Os isótopos estáveis se caracterizam por apresentarem configurações nucleares estáveis, isto é, não alteram a massa ao longo da sua existência, ao contrário dos chamados instáveis ou radioativos, que decaem (mudam suas massas) por emissão de energia ou partículas subatômicas (Martinelli *et al.*, 2009). Cada elemento tem um isótopo dominante “leve” (^{12}C e ^{16}O) e um ou mais isótopos “pesados” (^{13}C e ^{18}O), com abundância natural menor que 1 % (Hoefs, 2004).

Qualquer nuclídeo pode sofrer decaimento espontâneo, porém alguns elementos apresentam probabilidade quase negligenciável e, por isto, são chamados de isótopos estáveis. Os principais elementos que contêm isótopos estáveis são: O, C, S, N, H e Cl. Suas razões isotópicas são descritas pela relação entre o isótopo “pesado” e o isótopo “leve”, por exemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, comparados com algum padrão (*standard*):

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{amostra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{std}}) / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{std}})] * 1000$$

Para os isótopos de oxigênio, o padrão utilizado é a água do mar (SMOW = *Standard Mean Ocean Water*) ou a belemnita da Formação *Pee Dee* (PDB = *Pee Dee Belemnite*). Para os isótopos de carbono, o padrão também é a belemnita da Formação *Pee Dee* (PDB = *Pee Dee Belemnite*).

Quando numa molécula um isótopo leve é substituído por um isótopo pesado, as cargas nucleares e a distribuição eletrônica se mantêm inalteradas. Contudo as energias internas dos diferentes isótopos são levemente diferentes devido às diferenças de massa, e isso gera conseqüentemente uma súbita preferência pelos isótopos pesados serem fracionados em uma fase em relação à outra. Para a maioria dos materiais, o fracionamento dos isótopos de oxigênio varia regularmente segundo uma função de $1/T^2$ e a medida de fracionamento de duas fases, como dois minerais coexistentes, por exemplo, pode ser usada para estimar a temperatura da formação do mineral (Sharp, 2007).

Muitos materiais são utilizados nos estudos paleoclimáticos, incluindo carbonatos, inclusões gasosas em gelo, cherts, argilas, carvão, evaporitos e outros.

Isótopos de carbono e oxigênio são amplamente utilizados para identificar o ambiente deposicional e os processos diagenéticos. Em combinação com informações petrográficas, as composições isotópicas estáveis presentes nas rochas carbonáticas também podem revelar a origem e a evolução dos fluidos durante a deposição dessas rochas.

4.3.2 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é um elemento químico de símbolo O, número atômico 8 e massa atômica 16. Este elemento é o mais abundante sobre a Terra, atualmente representando cerca de 20 % da composição da atmosfera. O oxigênio ocorre em compostos gasosos, líquidos e sólidos, em sua maioria estáveis numa ampla escala

de temperaturas, o que o torna um elemento muito interessante em geoquímica isotópica (Hoefs, 2004), em estratigrafia isotópica de seções marinhas profundas e em inferências de paleotemperaturas.

O oxigênio possui três isótopos estáveis, com as seguintes abundâncias: ^{16}O : 99.7630 % (8 prótons e 8 nêutrons); ^{17}O : 0.0375 % (8 prótons e 9 nêutrons); e ^{18}O : 0.1995 % (8 prótons e 10 nêutrons).

No ecossistema, o elemento oxigênio captado pelos seres vivos provém de três fontes principais: gás oxigênio (O_2), dióxido de carbono (CO_2) e água (H_2O). O valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ apresenta diversas possibilidades de fracionamento, como as reações de troca de equilíbrio; os processos cinéticos como fotossíntese e a respiração; e as diferenças de pressão de vapor. A mais atuante é a que ocorre entre a água líquida e o vapor de água. Devido à grande abundância e a elevada diferença de massas, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é normalmente determinada, podendo variar em cerca de 10 ‰. As águas meteóricas (incluindo vapor, chuva, nuvem) apresentam uma ampla variação, com valores entre -40 e 10 ‰, enquanto as águas oceânicas possuem valor de $\delta^{18}\text{O}$ em torno de 0 ‰ (variável entre 0 e 2 ‰) (Hoefs, 2004).

Quando a água do mar evapora ocorre um processo de fracionamento natural e mais moléculas de água com ^{16}O são evaporadas (por serem leves), enriquecendo a água atmosférica, nuvens e chuvas com o ^{16}O . Em um ambiente não glacial o balanço de ^{18}O para ^{16}O é mantido porque a água da chuva caindo sobre o continente, rapidamente retorna para os oceanos pelos rios (Fig. 46).

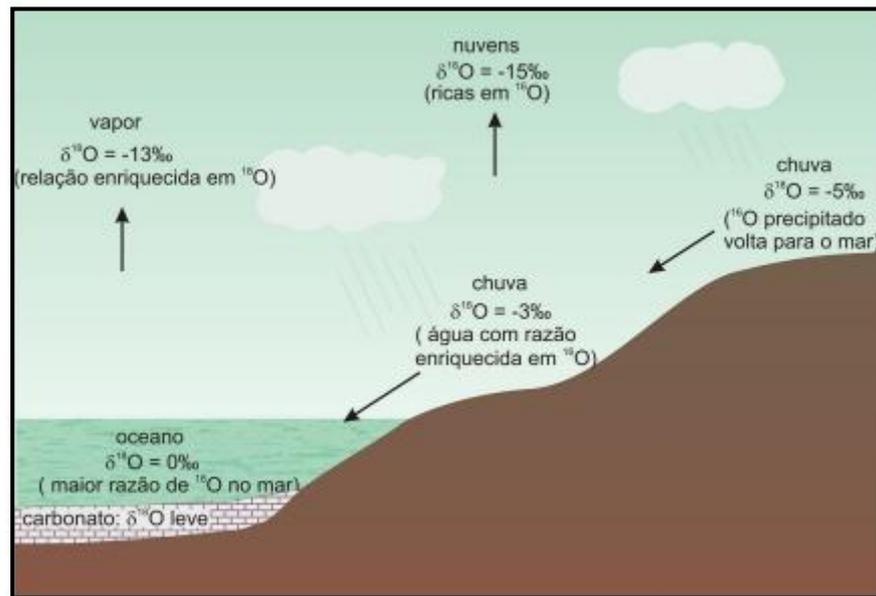


Figura 46. Fracionamento do $\delta^{18}\text{O}$ durante um período não glacial. O carbonato neste período será isotopicamente leve, isto é, enriquecido em ^{16}O . Isto ocorre porque o ^{16}O evaporado volta para a água do mar pelas chuvas e pelos rios mantendo o equilíbrio entre os dois isótopos. Valores em PDB. Extraído de Rodrigues e Fauth (2013).

Os valores da razão $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos são afetados principalmente pela temperatura e pela composição isotópica da água. Assim, respondem às flutuações de temperatura global do planeta, que em última instância determinam o volume de gelo nos polos, e podem ser considerados rastreadores de glaciações ou períodos de tempos frios. Os carbonatos precipitados na água do mar durante períodos glaciais têm o valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ mais positivo do que aqueles encontrados na época de baixos volumes de gelo. Os carbonatos precipitados em águas hipersalinas geralmente têm como resultado um valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ mais positiva.

O ^{18}O do carbonato aumenta à medida que a temperatura diminui e/ou o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da água aumenta. Em condições sedimentares superficiais, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ de um carbonato de cálcio cristalizado em água do mar está perto de 0 ‰ na escala PDB. Menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ (abaixo de -4 ‰) indicam cristalização em água fresca não evaporada, enquanto valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ caracterizam carbonatos precipitados em águas marinhas ou de origem meteórica enriquecida no isótopo pesado por evaporação (Pierre, 1994).

As modificações diagenéticas da composição isotópica original em carbonatos são geralmente indicadas por uma queda nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ devido a recristalização, e são mais frequentemente produzidas pela circulação das águas de

origem meteórica (depletada em ^{18}O), e/ou pelo aumento da temperatura durante o soterramento; o aumento de $\delta^{18}\text{O}$ na diagênese de carbonatos é, no entanto, possível quando as soluções são enriquecidas em ^{18}O , devido à evaporação ou troca geotérmica (Pierre, 1994)

A composição isotópica dos carbonatos varia em resposta a uma série de fenômenos naturais, como a evaporação, a condensação, a fotossíntese, a precipitação mineral, entre outros, que induzem os processos de fracionamento isotópico (Marshall, 1992). No caso do oxigênio, a composição isotópica de um mineral carbonático, como a calcita, precipitado em equilíbrio com o ambiente, é determinada pela composição do fluido que originou o mineral e pela temperatura de precipitação (Hoefs, 1980; Marshall, 1992).

Segundo Sharp (2007), os fatores controladores da composição isotópica de oxigênio na precipitação são:

- (i) *Temperatura*: A temperatura da superfície, especialmente em altas latitudes, onde se formam precipitações próximas à superfície do solo, está fortemente correlacionada com a composição isotópica da água meteórica. Uma dada massa de ar entrando numa região localizada em altas latitudes e altas altitudes, ou seja, onde as temperaturas são mais baixas, não pode conter tanta água quanto poderia em regiões mais quentes, mais perto do mar e em altitudes e latitudes mais baixas. Portanto, precipitações em regiões mais frias irão reduzir mais fortemente os valores de $\delta^{18}\text{O}$.
- (ii) *Distância ou continentalidade*: As precipitações tornam-se mais leves isotopicamente quando as massas de ar se movem para longe de suas fontes e sobre os continentes, uma vez que elas são submetidas a mais ciclos de precipitação.
- (iii) *Latitude*: Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ diminuem com o aumento da latitude, porque o grau de liquefação das massas de ar aumenta e as temperaturas diminuem.
- (iv) *Altitude*: A composição isotópica da água torna-se mais baixa com o aumento da altitude, uma vez que o clima é mais frio em altitudes mais elevadas e as massas de ar têm menos água quando elas são resfriadas.
- (v) *Efeito montante*: Quanto mais liquefação ocorre a partir de uma determinada massa de ar, menor é o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação subsequente.

4.3.3 Isótopos de Carbono

O carbono é um dos elementos mais abundantes na Terra. Possui número atômico 6 e massa atômica 12. Apresenta dois isótopos estáveis (^{12}C e ^{13}C) e quatro isótopos instáveis (^{10}C , ^{11}C , ^{14}C e ^{15}C). Os isótopos estáveis ocorrem nas seguintes proporções: ^{12}C : 98.89 % (6 prótons e 6 nêutrons) e ^{13}C : 1.11 % (6 prótons e 7 nêutrons).

O carbono é essencial para a estruturação da vida, modula o clima do planeta e permite a oxigenação da atmosfera. O ciclo biogeoquímico realiza a transferência de carbono entre a atmosfera, a biosfera terrestre, a hidrosfera e a litosfera, o que ocorre em diferentes velocidades de transformação.

O CO_2 atmosférico se dissolve com facilidade na água, formando o ácido carbônico (H_2CO_3). O ácido carbônico, por sua vez, ataca os silicatos constituintes das rochas produzindo íons bicarbonatos (HCO_3^-). Estes íons bicarbonatos dissolvidos na água de rios alcançam o mar, onde são assimilados pelos animais e formam sedimentos após a sua morte. O retorno do carbono à atmosfera ocorre por erupções vulcânicas, um processo de longa duração que depende dos mecanismos geológicos. Na superfície da Terra, o carbono é encontrado principalmente em reservatórios oxidados, como carbonatos sedimentares, CO_2 (dióxido de carbono) e HCO_3^- (íon bicarbonato); ou em reservatórios reduzidos, como matéria orgânica, combustível fóssil e C nativo (Armstrong & Brasier, 2005).

Segundo Pierre (1994), o teor de ^{13}C dos carbonatos está ligado ao valor $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico total dissolvido (CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3) proveniente do CO_2 atmosférico e/ou dissolução de minerais de carbonato, ou da matéria orgânica (terrestre, marinha, metanogênica) (Fig. 47).

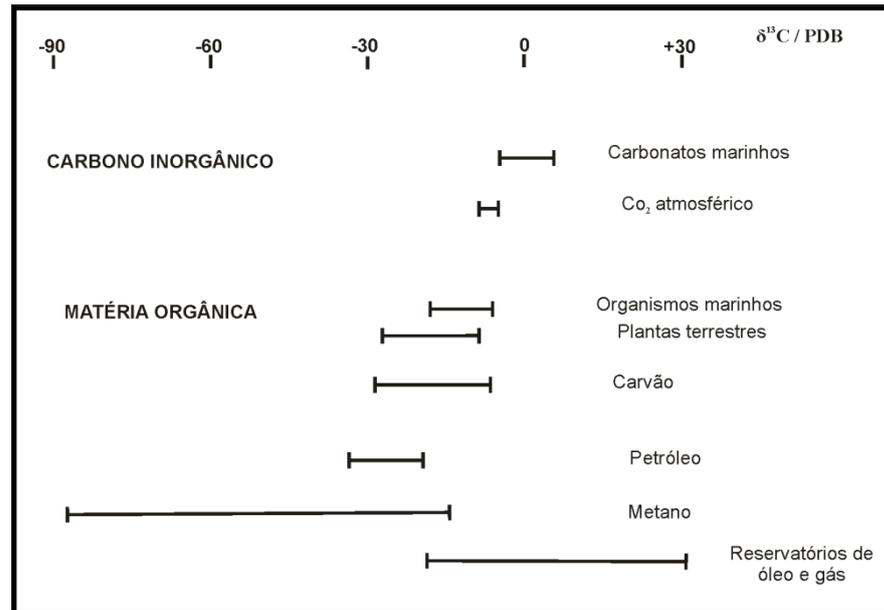


Figura 47. Teor de ^{13}C em vários compostos naturais. Adaptado de Pierre (1994).

A assinatura isotópica do carbono representa o fracionamento entre o carbono orgânico e o carbono inorgânico. Em processos biológicos, quando o carbono inorgânico é usado para formar compostos orgânicos, o ^{12}C reage mais rapidamente do que ^{13}C , por ter a massa mais leve, e a matéria orgânica tende a se tornar enriquecida em ^{12}C . Os carbonatos marinhos são isotopicamente pesados e apresentam um valor médio de razão de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de 0 ‰ (variável entre 1 e 3 ‰); enquanto a matéria orgânica é isotopicamente leve, com um valor médio de razão de $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -25 ‰ (entre -19 e -38 ‰). A matéria orgânica viva tem razão de $\delta^{13}\text{C}$ negativa (entre -8 e -30 ‰), porque os autotróficos utilizam o ^{12}C na fotossíntese. Os carbonatos não-marinhos possuem valores de razão de $\delta^{13}\text{C}$ entre 1 e -18 ‰ (Armstrong & Brasier, 2005) (Fig. 48). O processo de metanogênese discrimina fortemente em favor do ^{12}C , de modo que a assinatura isotópica fica fortemente negativa (-30 a -50 ‰).

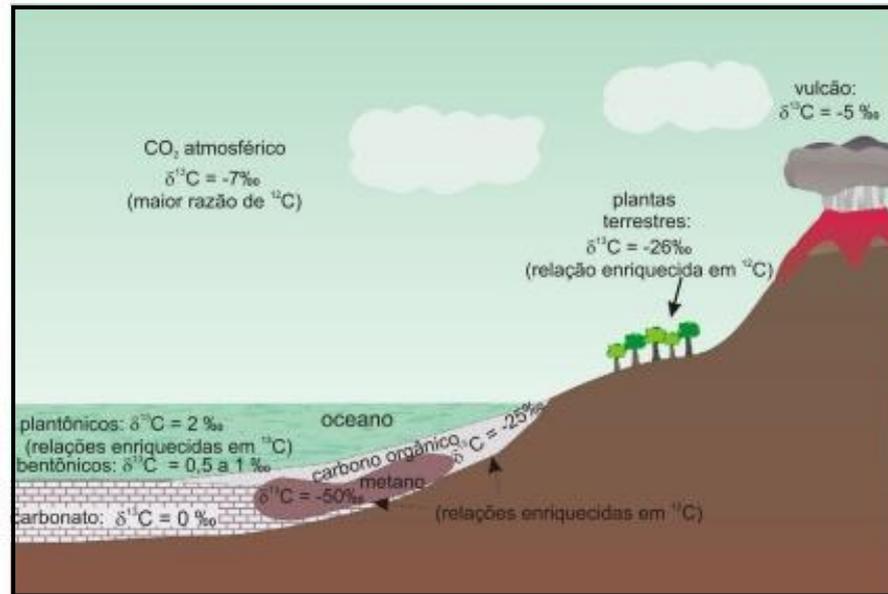


Figura 48. Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ na natureza. Valores em PDB. Extraído de Rodrigues e Fauth (2013).

Os carbonatos são isotopicamente mais pesados ($\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$) que o carbono reduzido biogenicamente ($\delta^{13}\text{C} \sim -25\text{‰}$), já que o fracionamento ocorrido durante a fotossíntese fixa o ^{12}C na matéria orgânica.

Períodos de elevada produtividade orgânica, quando são soterrados grandes volumes de carbono orgânico, seguidamente coincidem com períodos de temperaturas globais mais amenas, quando a elevação eustática global provoca a inundação extensa das plataformas continentais, promovendo a proliferação orgânica marinha e a conseqüente elevação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ na água marinha. Os eventos anóxicos, que normalmente acompanham estes períodos transgressivos, podem oferecer condições propícias   precipitação de carbonatos mais enriquecidos em ^{13}C .

Os mecanismos de circulação oceânica fazem dos isótopos de carbono excelentes indicadores oceanográficos e climáticos em escala global (Prothero, 1990).

Os principais processos superficiais que explicam o fracionamento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos marinhos e lacustres são: 1) a produtividade da água superficial, que remove o ^{12}C , resultando em um valor de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivo; 2) a oxidação biológica devido à respiração da matéria orgânica dentro d'água e sobre o assoalho oceânico, resultando no retorno do ^{12}C para a coluna d'água e um valor da

razão $\delta^{13}\text{C}$ mais negativo; 3) a recirculação e mistura trazendo para a superfície o ^{13}C ; 4) os efeitos do micro habitat; 5) as jazidas de carbono formadas devido a elevação da produtividade primária, aumento de águas estagnadas e elevação das taxas de acumulação de sedimentos, que resultam no aumento do valor da razão $\delta^{13}\text{C}$ no sistema oceano-atmosfera; 6) o efeito vital, que é a influência dos efeitos metabólicos de muitas espécies sobre a precipitação do carbonato; e 7) a diagênese, pois alguns fluidos diagenéticos tendem a capturar o ^{12}C e assim tornam o valor da razão $\delta^{13}\text{C}$ suavemente mais negativa (Armstrong & Brasier, 2005).

4.3.4 Os isótopos e sua relação com a diagênese

No ambiente marinho, a proporção isotópica do fluido original se manterá enquanto os sedimentos carbonáticos não forem submetidos a processos diagenéticos, rasos ou profundos. Os processos mais comuns que envolvem a alteração do sinal isotópico são a cimentação e a dissolução, incluindo a recristalização. Ambos envolvem a precipitação de novos minerais carbonáticos, em geral com composições isotópicas diferentes da original. Estes processos tendem a alterar a composição isotópica original, imprimindo nos minerais cristalizados razões isotópicas em equilíbrio com o ambiente diagenético (Marshall, 1992).

Os efeitos sobre os sinais isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ pelos processos diagenéticos são fortemente influenciados pela composição do fluido que permeia a rocha e pela temperatura, uma vez que tanto a cimentação como a substituição envolvem a precipitação de novos minerais carbonáticos. Estes novos minerais, também precipitados em condições de equilíbrio, preservam a razão isotópica do fluido percolante, em geral diferente da composição isotópica do ambiente deposicional original.

4.3.5 Padrões e terminologias

McKinney *et al.* (1950) introduziu a notação delta (δ) com o intuito de relatar os dados de isótopos estáveis para todos os materiais. As medidas isotópicas são expressas em δ ‰ (delta per mil) e são comparados os valores da amostra analisada com os valores padrões de uma referência, segundo a seguinte fórmula:

$$\delta \text{ ‰} = \frac{[R_x - R_p]}{R_p} \times 1000, \text{ onde:}$$

Rx: é a razão entre o isótopo pesado e o isótopo leve na amostra

Rp: representa a mesma razão com as medidas do padrão de referência

Um valor positivo para delta indica que a razão entre o elemento pesado e o leve é maior na amostra do que no padrão, e valores negativos de delta significam o contrário. Os valores de delta são reportados com base nas intensidades dos sinais dos íons medidas no espectrômetro de massa de razão isotópica. A análise de espectrometria de massa de gases puros é reprodutível a $\pm 0,01\%$ ou mais. Uma excelente reprodutibilidade como esta não representa a precisão de uma análise individual de uma amostra natural, porque os erros são introduzidos a partir dos procedimentos de preparação de coleta e químicas empregadas.

A normalização dos resultados a uma escala internacional foi realizada através da introdução de materiais de referência padrão, nomeadamente SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para oxigênio em águas e PDB (*Pee Dee Belemnite*) para carbono e para oxigênio em rochas.

A composição isotópica do *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) é definida como uma média pesada das medidas disponíveis da composição isotópica das principais massas oceânicas. Mas, visto que o SMOW não passa de um conceito e nunca existiu como uma amostra real, não pode ser usado para a calibração de medidas laboratoriais. A partir do momento em que o padrão SMOW foi definido como indisponível, a IAEA forneceu um novo Padrão de Referência Primário, o V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), com composição isotópica semelhante ao SMOW. Atualmente, o V-SMOW é o principal material de calibração para as determinações das variações isotópicas do oxigênio e do deutério, em compostos naturais, e o principal padrão de referência primário para exprimir estas variações.

O PDB consiste em um carbonato de cálcio marinho de uma belemnita do Cretáceo, *Belemnitella americana*, da Formação Pee Dee, na Carolina do Sul. As razões isotópicas do PDB são muito próximas do calcário de origem marinha, que é consideravelmente enriquecido em ^{13}C relativamente aos compostos orgânicos. Em particular, a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é muito próxima da do bicarbonato dissolvido no oceano, que por sua vez, controla a composição isotópica do carbono no CO_2 atmosférico. O CO_2 atmosférico e o bicarbonato presente no oceano constituem as duas grandes fontes de carbono para os processos envolvidos no ciclo

biogeoquímico do carbono. Assim, o PDB é para o carbono o equivalente ao SMOW para os isótopos de oxigênio e hidrogênio. Porém, o PDB já está esgotado e foi substituído por outros materiais calibrados relativamente a ele. O padrão de carbonato de cálcio, V-PDB (Vienna-PDB) ou também, NBS-19 (preparado na Califórnia, no instituto *USGS*), é distribuído para a calibração das determinações de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$. Estando o PDB extinto, o padrão V-PDB foi calibrado indiretamente em relação ao PDB. Por consenso internacional, a composição isotópica do V-PDB, suposto ser idêntico ao PDB, foi fixada como $\delta^{13}\text{C} = +1,95 \text{‰}$ e $^{18}\text{O} = -2,20 \text{‰}$. O valor de $\delta^{18}\text{O}$ de V-PDB versus V-SMOW é $30,9 \text{‰}$.

O V-SMOW e o V-PDB são praticamente idênticos aos padrões SMOW e PDB, já indisponíveis. No entanto, o uso preferencial de V-SMOW e V-PDB implica que as medições foram calibradas de acordo com a IAEA, a qual fornece as orientações para a expressão de valores delta, em relação aos materiais de referência disponíveis, normalizados em escalas permil.

Nas análises isotópicas realizadas neste trabalho, o padrão utilizado é VPDB para o carbono e VPDB para o oxigênio.

5. METODOLOGIA

Este capítulo consiste na descrição da metodologia utilizada no desenvolvimento do projeto. As técnicas foram escolhidas com base nas suas aplicações para caracterização e compreensão da gênese das rochas do Membro Crato, buscando uma interpretação paleoambiental e possibilitando o entendimento dos controles da *Lagerstätten*.

A metodologia do presente trabalho foi desenvolvida em duas principais etapas: (i) revisão bibliográfica, que corresponde ao levantamento bibliográfico atualizado de trabalhos, artigos e publicações, desenvolvida ao longo de todo o trabalho e (ii) etapa de laboratório, que incluiu a petrografia quantitativa das lâminas delgadas, Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS acoplado, análise de isótopos estáveis de C e O e Microscopia de Fluorescência Ultravioleta.

5.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada em todas as etapas do projeto e teve como enfoque os seguintes assuntos: revisão das técnicas analíticas empregadas (MEV e análise de isótopos estáveis de C e O), artigos e publicações relacionados à Bacia do Araripe e ao Membro Crato, às rochas microbiais e estruturas sedimentares microbiais induzidas (MISS) e suas relações com os ambientes deposicionais, bem como artigos acerca da interpretação de dados de isótopos estáveis aplicados a carbonatos.

Estas abordagens constituíram os subsídios necessários para a interpretação dos dados produzidos e resultados que foram obtidos neste trabalho.

5.2 Etapa de laboratório

5.2.1 Microscopia óptica

Através da microscopia óptica foi possível a identificação dos constituintes mineralógicos, tanto primários quanto diagenéticos para as rochas sedimentares, das texturas e as relações paragenéticas entre os minerais, possibilitando a caracterização e classificação das rochas em estudo.

Os estudos petrográficos foram utilizados neste trabalho com o objetivo de caracterizar microscopicamente as rochas do Membro Crato. Foram descritos

aspectos texturais e composicionais (mineralogia primária e diagenética), bem como tipos de poros. O estudo microscópico foi realizado com análise quantitativa em lâminas delgadas preparadas a partir de amostras impregnadas com resina *epoxy* azul para salientar os poros.

Foram analisadas 22 lâminas delgadas, sendo 11 lâminas provenientes do poço PS-12 (PS-12 243.90, PS-12 239.50, PS-12 238.35, PS-12 230.00, PS-12 227.25, PS-12 227.10, PS-12 225.80, PS-12 223.85, PS-12 221.40, PS-12 208.25 e PS-12 206.40), 8 lâminas provenientes do poço PS-11 (PS-11 136.65, PS-11 136.25, PS-11 136.10, PS-11 135.70, PS-11 134.85, PS-11 132.75, PS-11 131.35 e PS-11 111.45) e 3 lâminas provenientes do poço PS-06 (PS-06 6.10, PS-06 10.50 e PS-06 10.35), da Bacia do Araripe, todas correspondentes ao Membro Crato. As lâminas foram confeccionadas pela *Spectrum Petrographics Inc.*, nos Estados Unidos.

As lâminas foram analisadas através do microscópio petrográfico convencional com *charriot* acoplado, a fim de movimentar a lâmina segundo intervalos regulares. Esse espaçamento é regulado pela granulometria da rocha, com o intuito de evitar que mais de um ponto seja contado no mesmo constituinte.

A quantificação (análise modal) foi realizada pela contagem de 300 pontos em cada lâmina ao longo de travessas perpendiculares à estrutura principal da rocha, utilizando o *software* Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007) para armazenamento e processamento dos dados petrográficos. A análise incluiu a descrição da textura, da composição primária e diagenética e dos tipos de poros.

A distinção da composição dos carbonatos foi feita pelo tingimento com uma solução de Alizarina e Ferricianeto de Potássio (Tucker, 1988). O carbonato reage com a solução e apresenta coloração diferente dependendo da composição. Calcita (CaCO_3) tende a ficar com tons róseos, enquanto calcita ferrosa apresenta tons violáceos. Já a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) não tinge, enquanto que dolomita ferrosa até anquerita apresentam tons azulados a esverdeados.

Após a descrição das lâminas delgadas, foi realizada a aquisição de imagens utilizando câmeras digitais acopladas ao microscópio óptico. As principais feições texturais e composicionais das lâminas analisadas foram ilustradas através da confecção de *plates* contendo fotomicrografias dos constituintes primários, diagenéticos e de porosidade. As fotomicrografias foram obtidas no Laboratório de

Petrologia Sedimentar da UFRGS e tratadas no programa *Adobe Photoshop* para ajuste de cor e inserção da escala gráfica.

5.2.2 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura equipado com unidade de microanálise permite, entre suas muitas aplicações, observar com detalhes as associações minerais, suas alterações, inclusões, zoneamentos e caracterizar os elementos químicos formadores do mineral, além de ressaltar a presença de elementos estranhos à rede cristalina. Análises semiquantitativas da composição mineralógica também podem ser realizadas.

Na microscopia de varredura, o feixe de elétrons incide na amostra e os elétrons retroespalhados na superfície do material são captados, atingindo resoluções de 100 Å. Caso os materiais não sejam eletricamente condutores, a amostra tem que ser metalizada com um filme fino de Al, Au, C ou outro metal, antes de serem colocadas no compartimento.

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. O feixe gerado passa por lentes condensadoras que reduzem o seu diâmetro (alguns micrômetros) e por uma lente objetiva que o focaliza sobre a amostra. Logo acima da lente objetiva existem dois estágios de bobinas eletromagnéticas responsáveis pela varredura do feixe sobre a amostra.

Essa variação de voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons, e também provoca o aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. A correção do percurso dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva. A objetiva ajusta o foco dos feixes de elétrons antes dos elétrons atingirem a amostra analisada.

O feixe eletrônico, além de gerar uma imagem de alta magnificação, produz raios X fluorescentes, emitidos pelos elementos químicos constituintes da amostra. Deste modo, pode-se realizar a microanálise, isto é, determinar qualitativa e

semiquantitativamente a distribuição desses elementos na amostra, segundo método de energia dispersiva (EDS) através de detectores de estado sólido.

O EDS (*energy dispersive x-ray detector*, EDX ou EDS) é um acessório essencial no estudo de caracterização microscópica de minerais. Por EDS podem ser caracterizados elementos com número atômico superior a 11. Quando o feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, liberam a energia adquirida a qual é emitida em comprimento de onda no espectro de raios-X. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos que estão presentes naquele local e assim identificar em instantes que mineral está sendo observado. O diâmetro reduzido do feixe permite a determinação da composição mineral em amostras de tamanhos muito reduzidos (<5 µm), permitindo uma análise quase que pontual.

A microscopia eletrônica de varredura com o detector EDS acoplado foi utilizada neste trabalho com o intuito de verificar a presença de bactérias calcificadas durante a formação do depósito, bem como para verificar as relações paragenéticas entre os constituintes e determinar a composição dos argilominerais que compõe a matriz argilosa.

Nas análises de microscopia eletrônica de varredura por elétrons retroespalhados (*backscattering electrons*, BSE) e nas análises por EDS (*energy dispersive x-ray detector*), a faixa de magnificação utilizada variou de 1,000x a 330x e a voltagem de aceleração foi de 8.0 kV a 15.0 kV.

Primeiramente, as amostras PS-12 243.90, PS-12 227.25, PS-12 227.10, PS-12 208.25, PS-11 136.65 e PS-11 136.10 ficaram imersas em HCl (1%) juntamente com água destilada durante um minuto e, em seguida, foram lavadas com água destilada. Esse procedimento foi realizado para que as feições microbiais fossem ressaltadas (Folk, 1993). Após essa etapa, as amostras passaram por um processo de metalização por ouro, já que continham carbonatos.

A lâmina PS-06 10.35 passou por um processo de metalização efetuado através da deposição de um filme de carbono.

As amostras selecionadas foram analisadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento utilizado é

constituído por um sistema do qual fazem parte um Microscópio Eletrônico de Varredura (*Jeol 6610-LV*), utilizado para análises por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 15 kV, e um detector EDS acoplado (Marca *BRUKER* modelo *Nano X Flash Detector 5030 (133eV)*).

As amostras PS-12 243.90, PS-12 227.25, PS-12 227.10, PS-12 208.25, PS-11 136.65 e PS-11 136.10 foram escolhidas por apresentarem feições microbiais características ao microscópio petrográfico.

Com o objetivo de identificar os argilominerais presentes em 19 das 22 lâminas descritas neste trabalho, selecionou-se a amostra PS-06 10.35, a qual contém uma quantidade significativa do material a ser analisado. Foram realizados quatro pontos (2, 3, 4 e 5) em diferentes áreas da lâmina.

Para a interpretação dos resultados foi utilizado como base de consulta Luo *et al.* (2013).

5.2.3 Análise de isótopos estáveis de C e O

A espectrometria de massas é a técnica analítica utilizada para identificar e quantificar moléculas e átomos de uma substância com base na massa dos isótopos. O espectrômetro que utiliza o sistema de entrada duplo é o espectrômetro de massas para razão isotópica (*isotope ratio mass spectrometer*) ou IRMS. Quando o espectrômetro está acoplado ao sistema de entrada utilizando um fluxo de gás hélio, passa a denominar-se IRMS de fluxo contínuo (*continuous flow*) ou CF-IRMS. Basicamente, um espectrômetro de massas pode ser dividido em quatro partes principais (Fig. 49): o sistema de entrada, a fonte de íon, analisador de massas e o detector de íons (Hoefs, 2004).

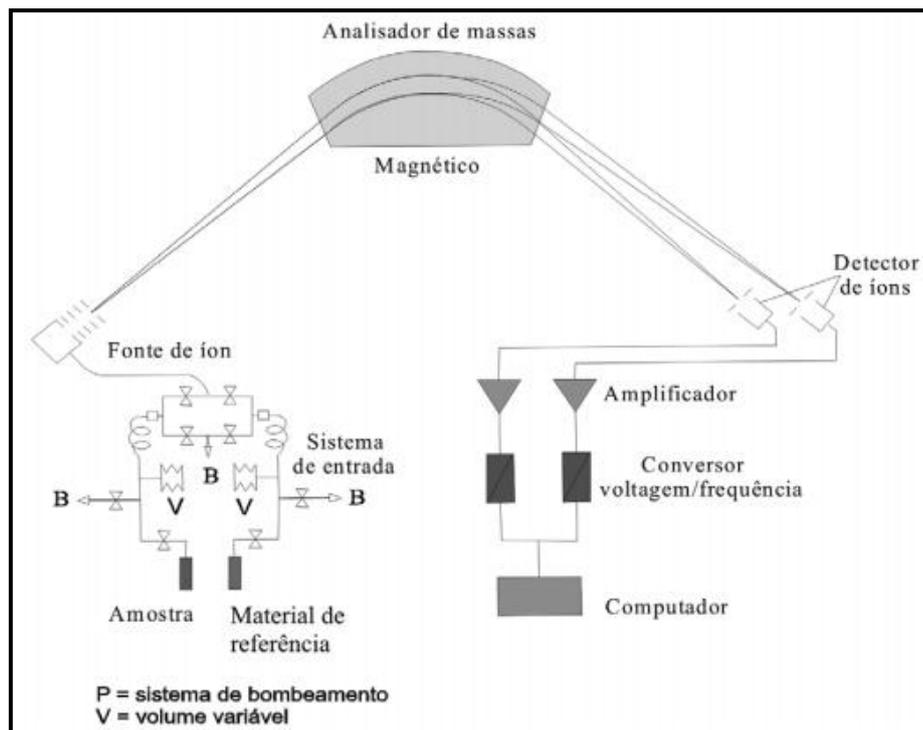


Figura 49. Esquema de um espectrômetro de massas, onde B refere-se ao sistema de bombeamento e V indica um volume variável. Adaptado de Hoefs (2004).

O procedimento de análise é descrito a seguir. As amostras sólidas são submetidas à alta temperatura em um tubo de combustão (analisador elementar) e transformadas em uma fase gasosa. Ao utilizar o sistema de fluxo contínuo (CF-IRMS), um fluxo de gás de arraste (He ultra puro) carrega o gás produzido até a coluna cromatográfica, onde é purificado e em seguida é introduzido diretamente na fonte de íons do espectrômetro de massa. O método de ionização mais empregado em CF-IRMS é o de ionização por impacto de elétrons (“*electron ionization*” – IE). Na IE o analito de interesse, em fase gasosa, é bombardeado com elétrons de alta energia (geralmente 70 eV). As moléculas do analito absorvem esta energia, desencadeando vários processos, dentre os quais o mais simples é aquele em que o analito é ionizado pela remoção de um único elétron. Após a ionização/fragmentação das moléculas, os íons são acelerados por um campo elétrico e em seguida encaminhados para o analisador magnético, onde será gerado um feixe de íons que será focalizado para os coletores, sendo assim detectados por “*Faraday cups*” posicionados ao longo do plano de imagem do espectrômetro de massa. Após passarem pelos coletores os íons são finalmente detectados. Por fim, é produzida uma linha de regressão que será usada para converter a área do pico de incógnitas

em valores totais de elementos para cada amostra, gerando um gráfico da abundância (ou intensidade) relativa (%) X massa/carga. As razões carga/massa obtidas são então comparadas repetidas vezes a um material de referência (Sharp, 2007).

Para este trabalho, foram analisadas 12 amostras. A tabela 1 contém todas as amostras selecionadas com seus respectivos poços.

As análises isotópicas de C e O serviram de apoio para relacionar as rochas do Membro Crato ao seu ambiente deposicional, além de caracterizar a assinatura isotópica do fluido que gerou os depósitos.

Tabela 1. Amostras selecionadas para análise isotópica em dois poços.

Amostra	Poço
PS-11 111,45	1-PS-11-CE
PS-11 132,75	1-PS-11-CE
PS-11 135,70	1-PS-11-CE
PS-11 136,10	1-PS-11-CE
PS-12 208,25	1-PS-12-CE
PS-12 221,40	1-PS-12-CE
PS-12 223,85	1-PS-12-CE
PS-12 225,80	1-PS-12-CE
PS-12 227,25	1-PS-12-CE
PS-12 230,00	1-PS-12-CE
PS-12 239,50	1-PS-12-CE
PS-12 243,90	1-PS-12-CE

As análises foram realizadas no Departamento de Ciências da Terra e do Meio Ambiente da Universidade de Windsor, na cidade de Windsor, Canadá. As amostras foram pesadas em cápsulas de estanho com, pelo menos, duas vezes em peso de amostra de óxido de tungstênio para S inorgânicos e orgânicos. Posteriormente foram inseridas em um analisador elementar com capacidade de fluxo contínuo, *Vario Micro Cube* (Elementar, Alemanha), para serem queimadas a

1800° C. Os gases liberados foram transportados por hélio através do analisador elementar para serem limpos, em seguida, separados por "armadilha e limpeza". O gás de SO₂ foi levado para o espectrômetro de massa de razão isotópica *Delta XP* (*Thermo Finnigan*, Alemanha) para análise. A precisão analítica deste método é ± 0.2‰.

Os dados obtidos a partir desta análise estão contidos em uma tabela, com valores para carbono em $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, e valores para oxigênio em $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$. Todos os valores de δ são expressos em per mil (‰).

5.2.4 Microscopia de Fluorescência Ultravioleta

A microscopia de fluorescência usa uma lâmpada de mercúrio ou xenônio para produzir luz ultravioleta. A luz vem do microscópio e incide sobre um espelho dicróico - espelho que reflete comprimentos de onda de um determinado intervalo e permite que comprimentos de onda de outro intervalo passem através dele. O espelho dicróico reflete a luz ultravioleta até o espécime. Essa luz excita a fluorescência dentro das moléculas no espécime. A objetiva coleta a luz de comprimento de onda fluorescente que foi produzida. Esta luz fluorescente passa através do espelho dicróico e de um filtro de barreira (capaz de eliminar outros comprimentos de onda além do fluorescente), levando-a para formar a imagem na ocular.

A microscopia ultravioleta é assim chamada por utilizar luz ultravioleta ao invés de luz branca comum, ou luz visível, como fonte de luz. A luz ultravioleta possui um comprimento de onda de 180 a 400 nm, muito menor que a luz visível, que é de 400 a 700 nm.

Quanto menor o comprimento de onda, maior o poder de resolução, o que significa que é possível observar objetos ainda menores através do microscópio. Sendo assim, é possível concluir que a microscopia ultravioleta permite um aumento útil de cerca de duas vezes o aumento da microscopia de campo claro.

Além da vantagem de um aumento maior, com nitidez, a microscopia ultravioleta também possibilita a observação de substâncias que foram absorvidas pelos microrganismos e se tornam visíveis quando a luz ultravioleta incide sobre elas, geralmente se tornando fluorescentes. Esta é a principal aplicação da microscopia ultravioleta.

O microscópio ultravioleta é diferente do microscópio convencional, pois uma vez que as radiações ultravioletas não são visíveis, as imagens são gravadas em um filme fotográfico, pelo uso de um tubo conversor de imagem ou pela projeção numa tela, depois de a imagem ser captada por um fototubo. Além disso, a microscopia ultravioleta necessita de lentes especiais para transmissão de luz ultravioleta e recursos ópticos para refletir a região de interesse, 230 a 350 nm.

A fluorescência é uma propriedade típica que é comum em organismos vivos. Uma vez que a degradação causada por processos microbiais e geológicos (a passagem do tempo aplicado à oxidação, corrosão, pressão e/ou alteração da temperatura) em solos e rochas afeta a cor e a intensidade da autofluorescência (Havinga, 1971; Van Gijzel, 1967, 1971), observações de fluorescência requerem que a matéria orgânica tenha sido extremamente bem preservada quando se estudam fósseis.

A aplicação da fluorescência em estudos da matéria orgânica sedimentar teve início com a publicação do trabalho de Schohardt (1943) sobre petrologia de carvão betuminoso, sendo posteriormente estendida a estudos de rochas sedimentares carbonosas. A microscopia com fluorescência é muito útil no detalhamento da classificação da matéria orgânica não-húmica (matéria orgânica liptinítica), pois este tipo de material apresenta certa dificuldade de identificação em outras técnicas de microscopia (luz transmitida e luz refletida branca).

Segundo Tissot e Welte (1984), a fluorescência é uma técnica utilizada para a identificação de material liptinítico. Esta técnica pode ser empregada para diagnosticar os macerais do grupo liptinita, assim como matéria liptinítica amorfa, constituindo-se em um dos melhores métodos para a visualização de partículas de algas ou degradação microbial.

As amostras PS-12 243.90, PS-12 227.10, PS-11 136.25 e PS-11 136.10 foram escolhidas por apresentarem grande quantidade de matriz argilosa aparentemente ricas em matéria orgânica.

6. RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os principais resultados obtidos a partir da execução da metodologia proposta. Primeiramente é apresentada a caracterização microscópica das amostras selecionadas, incluindo estruturas, texturas, mineralogia e tipos de poros. Em seguida são apresentados os resultados obtidos através da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), da análise de isótopos estáveis de C e O e, por fim, da Microscopia de Fluorescência Ultravioleta.

6.1 Caracterização Petrográfica

A partir da descrição quantitativa de 22 lâminas delgadas, foram identificadas estruturas, texturas, mineralogia primária e diagenética, bem como os tipos de poros presentes nas rochas do Membro Crato (as descrições completas de cada uma das lâminas encontra-se no Apêndice II).

Várias das estruturas presentes foram identificadas como feições microbiais, detalhadas abaixo. A análise petrográfica detalhada revelou que os "carbonatos" laminados do Membro Crato são, na verdade, carbonatos eodiagenéticos formados em um substrato argiloso e/ou híbrido, ao invés de serem rochas carbonáticas *sensu stricto* (geradas pelo acúmulo de micrita e/ou grãos aloquímicos). Assim, nem a classificação de rochas carbonáticas nem a de rochas siliciclásticas ou híbridas se aplica à essa unidade. Decidiu-se, então, definir um diagrama ternário, composicional e textural, que represente as rochas do Membro Crato. Baseado na análise petrográfica, os vértices incluem (a) matriz deposicional, (b) areia (carbonática + siliciclástica) e (c) bioconstruções microbiais (Fig. 50), afim de determinar os tipos de rochas sedimentares componentes da seção estudada.

Os principais tipos litológicos definidos compreendem: (1) lutitos, cujos constituintes primários correspondem a mais de 2/3 de matriz sindeposicional argilosa; (2) arenitos lamosos, com mais de 2/3 de sedimentos de tamanho areia de composição carbonática e/ou siliciclástica; e (3) microbiais lamosos, com mais de 2/3 de bioconstruções microbiais (*lumps* e *clots*).

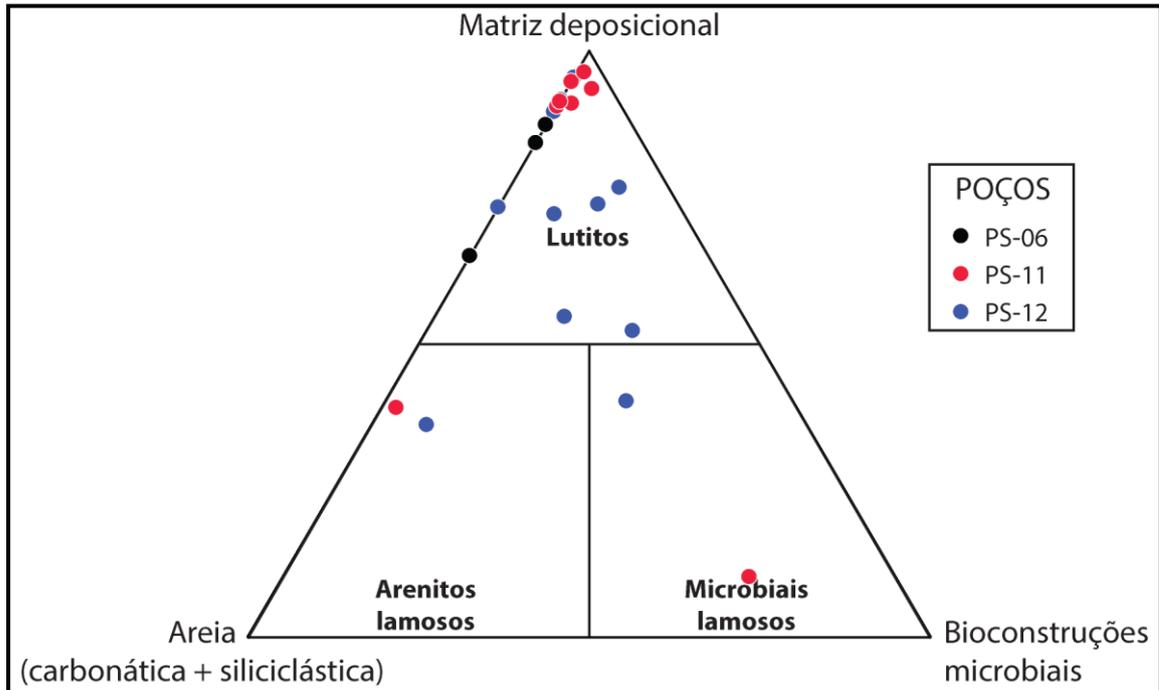


Figura 50. Diagrama ternário Matriz deposicional X Areia (carbonática + siliciclástica) X Bioconstruções microbiais das amostras dos três poços analisados.

A seguir são descritos em detalhe todos os constituintes registrados nas lâminas estudadas. As feições microbiais foram destacadas em função da sua importância para este trabalho.

Feições Microbiais

Com base na análise petrográfica, foi possível reconhecer, microscopicamente, 8 feições microbiais (Fig. 51 e 52):

1. *Lumps* carbonáticos, que são nódulos compostos ("caroços"), resultantes da agregação de vários tipos de corpos carbonáticos, tais como pequenos nódulos e pequenos oncolitos. Suas formas variam de sub-esféricas ou elipsoidais a irregulares, por vezes lobuladas, e dimensão máxima de 15 a 60 mm (Tewari & Seckbach, 2011) (Fig. 51-A, B e C);
2. Camada de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos; a gênese desta feição está ligada a uma camada de matriz orgânica com filamentos de cianobactérias onde os grãos de tamanho silte são aprisionados (Noffke, 2010) (Fig. 51-D);

3. Textura *clotted*, que são feições grumosas ou pseudo-peloidais indicativas de biomineralização de colônias microbiais (Burne & Moore, 1987; Riding, 2000) (Fig. 51-E e F);
4. Microdomos estromatolíticos, que apresentam textura interna laminada em finas camadas (Riding, 2011) (Fig. 52-A);
5. Microdomos trombolíticos, que apresentam textura interna em forma de coágulos equidimensionais irregulares (Riding, 2011) (Fig. 52-B);
6. Intraclastos carbonáticos de origem microbial, que podem representar fragmentos de tapete arrancados por correntes de fundo (Noffke, 2010) (Fig. 52-C);
7. Estruturas *roll-ups* que, segundo Noffke (2010), são tapetes em forma de "caracol". Na verdade, as estruturas *roll-ups* são dobramentos da laminação, possivelmente decorrentes da deformação dos tapetes microbiais (Fig. 52-D);
8. Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada), que é composta, em seção transversal, por lâminas onduladas corrugadas de tapete, contínuas lateralmente e que possuem escala milimétrica (Noffke, 2010) (Fig. 52-E e F).

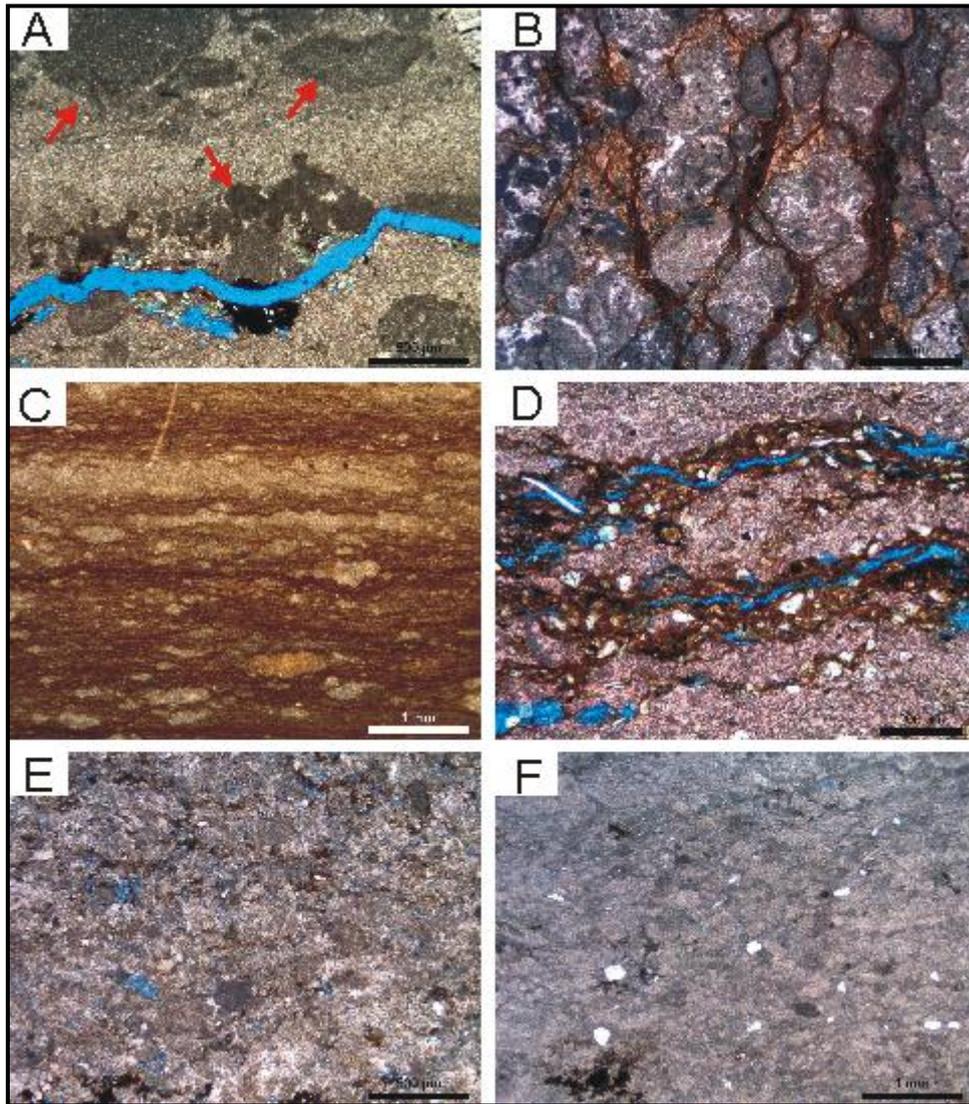


Figura 51. Feições microbiais identificadas nas lâminas do Membro Crato. A) Bioconstrução microbiana carbonática (*lumps* carbonáticos, setas vermelhas), PS-12 243.90 (polarizadores descruzados, //P); B) *Lumps* carbonáticos com diferentes texturas internas rodeados por filmes contínuos de argila orgânica, PS-11 136.10 (//P); C) *Lumps* carbonáticos ao longo da laminação marcada pela concentração de argila, PS-12 208.25 (//P); D) Camada de tapete microbiano com pequenos grãos detríticos aderidos, PS-12 243.90 (polarizadores cruzados, XP); E) Textura grumosa ou pseudo-peloidal (*clotted*), PS-12 227.25 (//P) e; F) Textura grumosa ou pseudo-peloidal (*clotted*), PS-12 225.80 (//P).

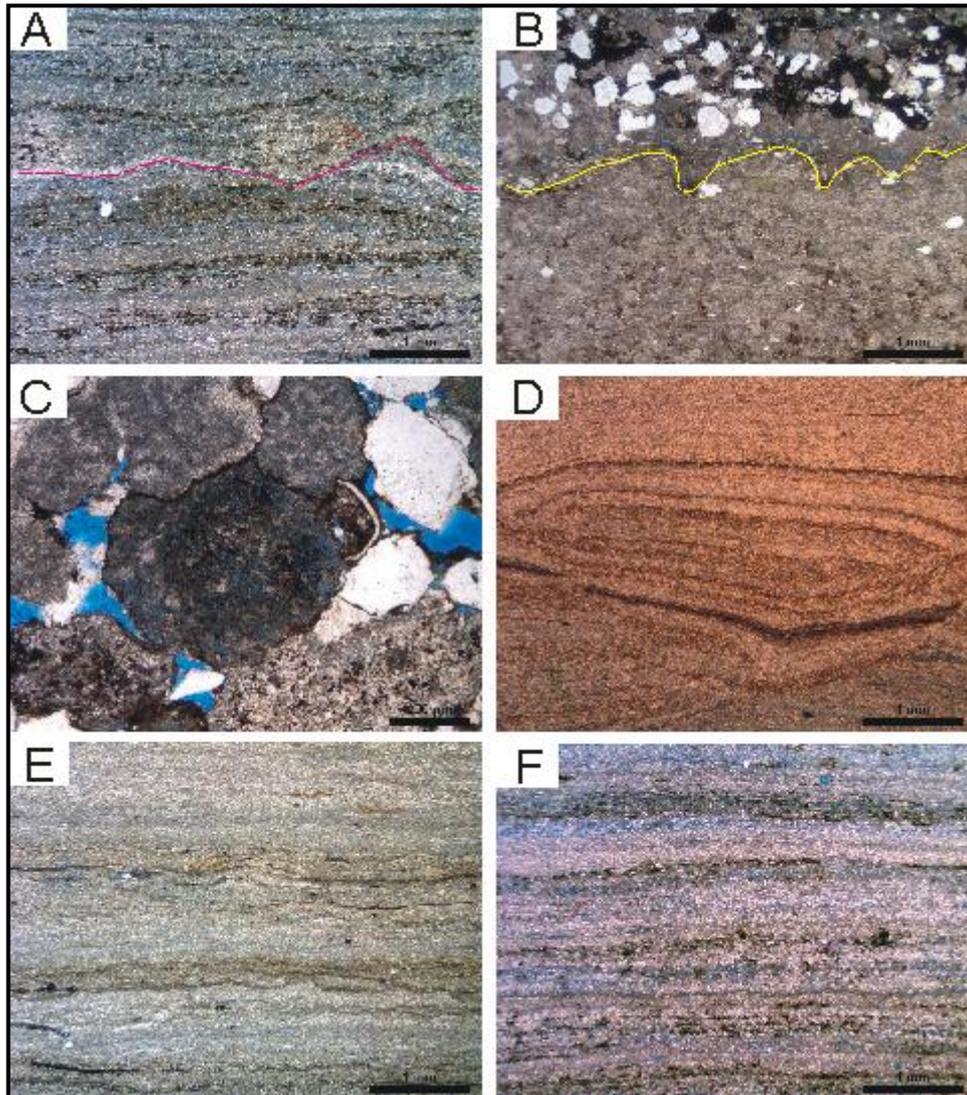


Figura 52. Feições microbiais identificadas nas lâminas do Membro Crato. A) Microdomos estromatolíticos, indicados pelo tracejado rosa, PS-12 239.50 (polarizadores descruzados, //P); B) Microdomos trombolíticos, indicados pelo tracejado amarelo, PS-12 225.80 (//P); C) Intraclasto carbonático microbial, PS-12 227.10 (//P); D) Dobramento da laminação, provavelmente decorrente da deformação dos tapetes microbiais (estrutura *roll-up*), PS-11 111.45 (//P); E) Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) marcada por filmes descontínuos de matriz argilosa, PS-11-132.75 (//P) e; F) Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) marcada por finas lâminas de matriz argilosa, PS-12 239.50 (//P).

Constituintes Primários

Os constituintes primários encontrados nas lâminas estudadas incluem matriz sindeposicional (argilosa), grãos detríticos (muscovita, biotita, quartzo, ortoclásio, plagioclásio e microclínio), bioclastos (ostracode, bivalve, calcisfera, fosfáticos

indiferenciados e osso indiferenciado), bioconstruções microbiais carbonáticas (*lumps* e *clots*), matéria orgânica (amorfa e carbonosa) e outros grãos aloquímicos (intraclastos carbonáticos indiferenciados e microbiais, oncolitos e oóides carbonáticos e pelóides fosfáticos).

A proporção entre os diferentes constituintes nas lâminas quantificadas está representada na figura 53. Na totalidade, a matriz argilosa representa 31%, os grãos detríticos 18%, os bioclastos 16%, as bioconstruções microbiais nodulares (*lumps*) 12%, as bioconstruções microbiais pseudo-peloidais (*clots*) 11%, a matéria orgânica 8% e os outras partículas aloquímicas 3% (máximo 1% cada).

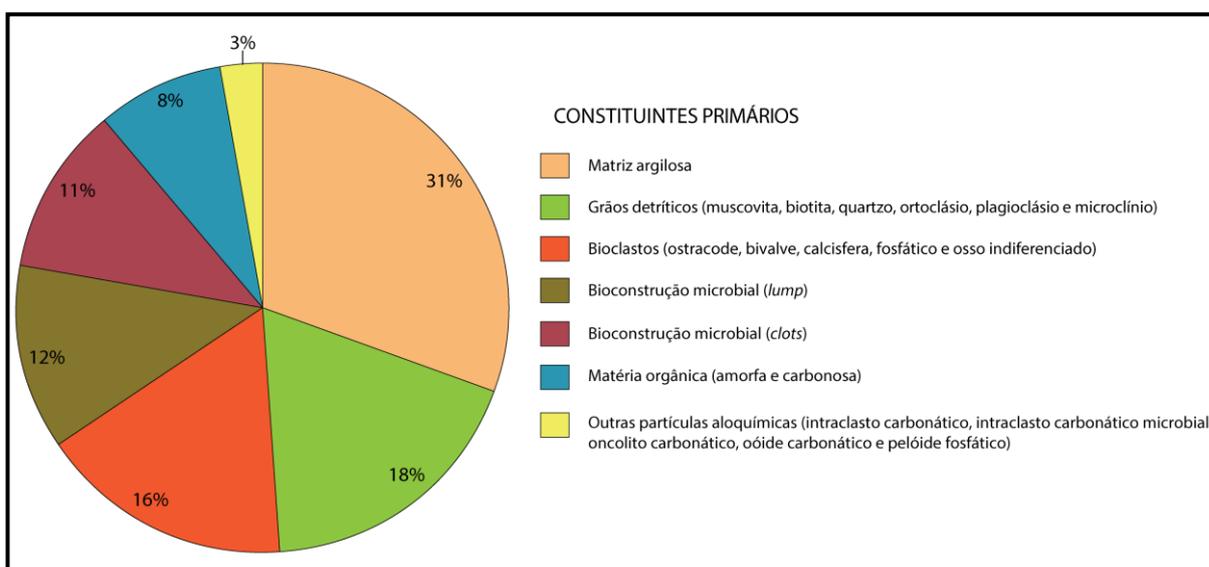


Figura 53. Gráfico ilustrando as proporções entre os constituintes primários quantificados nas lâminas.

Alguns constituintes são conspícuos em praticamente todas as lâminas e litotipos (e.g. matriz deposicional, bioconstruções microbiais, bioclastos). Outros são muito subordinados, ocorrendo apenas em uma ou duas lâminas quantificadas. Por exemplo, os oncolitos e os oóides carbonáticos ocorrem somente no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10). Os intraclastos carbonáticos microbiais indiferenciados ocorrem somente nos litotipos arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) e microbial lamoso (lâmina PS-12 243.90). Já os intraclastos carbonáticos ocorrem principalmente no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) e, subordinadamente, no litotipo lutito (lâmina PS-06 10.35). Os pelóides fosfáticos, por sua vez, ocorrem somente no litotipo lutito (lâmina PS-12 208.25).

A seguir são descritos em detalhe todos os constituintes primários registrados nas lâminas do Membro Crato.

Matriz argilosa

A matriz argilosa é composta por esmectitas (mais precisamente montmorillonita) e, às vezes, apresenta grãos dispersos de quartzo e micas de tamanho silte a areia fina (Fig. 54-A). A matriz argilosa, na maioria das vezes, foi extensivamente substituída por calcita, ocorrendo apenas como restos entre os cristais de calcita (Fig. 54-B). Porém, nas lâminas PS-11 136.25 e PS-06 10.35, a matriz argilosa não foi substituída por calcita (Fig. L-C e L-D). A matriz pode estar também parcialmente substituída por hematita, pirita framboidal e siderita (Fig. 54-E e F) ou estar deslocada por esferulitos de calcita e concreções de fosfato diagenético.

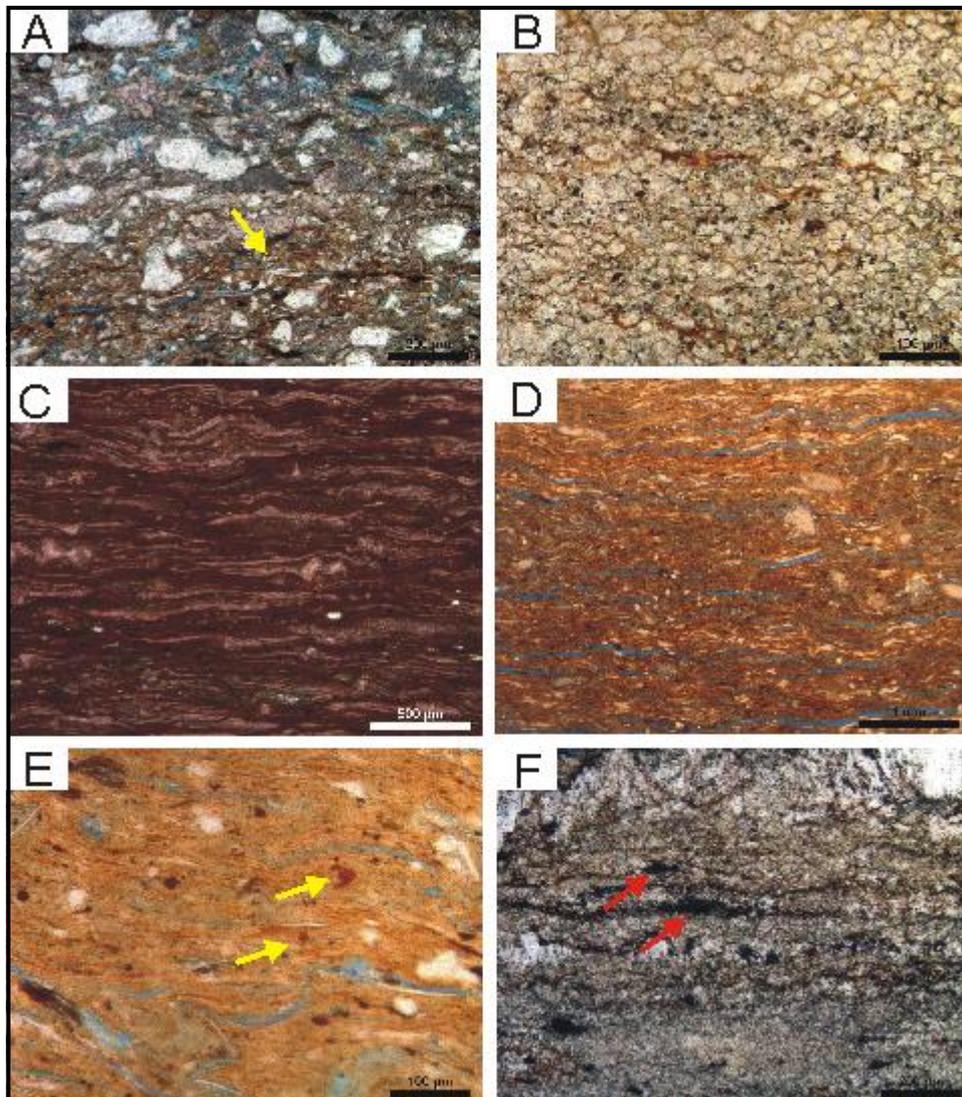


Figura 54. Principais características da matriz argilosa. A) Matriz argilosa (seta amarela) composta por argilominerais e grãos dispersos de quartzo e mica de tamanho silte, PS-12

243.90 (polarizadores cruzados, XP); B) Restos de matriz argilosa entre os cristais de calcita, PS-11 136.65 (polarizadores descruzados, //P); C) Lâminas milimétricas de matriz argilosa intercaladas com lâminas de bioclastos de ostracodes, lâmina PS-11 136.25 (//P); D) Lâminas milimétricas de matriz argilosa intercaladas com lâminas de bioclastos de ostracodes, PS-06 10.35 (//P); E) Siderita microcristalina (seta amarela) e pirita framboidal substituindo matriz argilosa, PS-06 10.35 (//P); e F) Hematita microcristalina substituindo matriz argilosa (setas vermelhas), PS-131.35 (//P).

Grãos detríticos

Os grãos detríticos observados nas lâminas analisadas possuem no máximo 2,24 mm e são, em geral, angulosos (Fig. 55-A). Composicionalmente, os grãos siliciclásticos são de quartzo monocristalinos, feldspatos (dominantemente ortoclásio, seguidos dos plagioclásios e subordinadamente microclínio) e micas (muscovita predominante sobre a biotita). A muscovita esta comumente expandida por caulim (Fig. 55-B). Fragmentos de rochas plutônicas quartzo-feldspáticas são escassos.

Bioconstruções microbiais carbonáticas

As bioconstruções microbiais carbonáticas identificados neste trabalho apresentam duas microfácies distintas: *lumps* carbonáticos que, como já foi dito, são nódulos compostos ("caroços") resultantes da agregação de vários tipos de corpos carbonáticos (Fig. 51-A, B, C e D) e textura *clotted*, que são feições grumosas ou pseudo-peloidais (Fig. 51-E e F).

Os *lumps* carbonáticos possuem no máximo 1,5 cm e estão presentes em 8 das 22 lâminas analisadas. Alguns apresentam, em seu interior, bioclastos de calcisfera ou esferulitos de calcita. Podem estar parcialmente substituídos por calcita ou pirita microcristalina. Alguns *lumps* carbonáticos foram identificados como *Renalcis*, interpretados como cianobactérias calcificadas (Reitner & Thiel, 2011).

Os *clots* possuem no máximo 0,52 mm de diâmetro e estão presentes em 7 das lâminas analisadas. A distinção entre *clots* (pseudo-peloidais) e pelóides se baseou principalmente no fato dos primeiros não terem uma superfície externa bem definida, apresentando contornos difusos, ao contrário dos pelóides, que são partículas aloquímicas perfeitamente circunscritas.

Bioclastos

Os bioclastos encontrados nas lâminas são, majoritariamente, de ostracodes. Porém, também foram encontrados bioclastos carbonáticos de bivalve e calcisfera, e bioclastos fosfáticos indiferenciados e ossos.

Os bioclastos de ostracode encontram-se, via de regra, desarticulados, e por vezes quebrados (Fig. 55-C). Entretanto, exemplares bem articulados também estão presentes (Fig. 55-D). Apresentam no máximo 2,0 mm e foram substituídos e/ou preenchidos por calcita macrocristalina, microcristalina e em mosaico e, na lâmina PS-12 238.35, por calcedônia radiada.

Os bioclastos de bivalve encontram-se desarticulados, apresentam no máximo 1,84 mm, e estão recristalizados para calcita microcristalina (Fig. 55-E).

Os bioclastos de calcisfera apresentam no máximo 0,096 mm de diâmetro e estão extensivamente recristalizados por calcita (Fig. 55-F) e, às vezes, estão dentro dos bioconstruções microbiais carbonáticos (*lumps*).

Os ossos indiferenciados encontram-se quebrados e apresentam no máximo 2,4 mm (Fig. 55-G).

Os bioclastos fosfáticos indiferenciados possuem no máximo 1,28 mm, ocorrem associados com a matriz argilosa (Fig. 55-H) e sua ocorrência foi registrada somente nas lâminas PS-11 136.25 e PS-11 136.65.

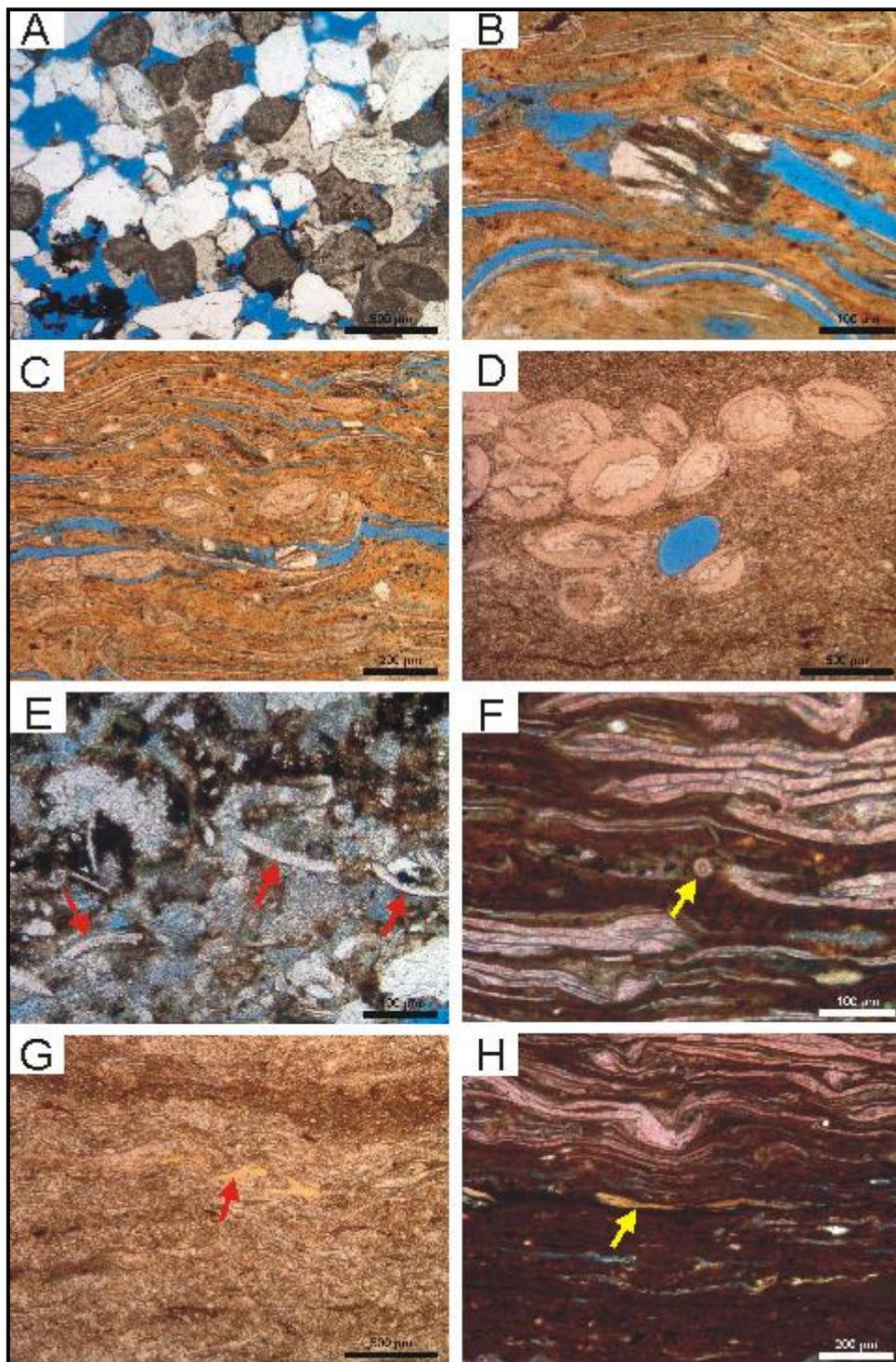


Figura 55. Principais características dos constituintes detríticos fração areia e dos bioclastos. A) Grãos angulosos de feldspato e quartzo em arenito híbrido, PS-12 227.10 (polarizadores descruzados, //P); B) Caulim expandindo muscovita, PS-06 10.35 (//P); C) Bioclastos de ostracodes desarticulados (subordinadamente articulados) e quebrados, PS-06 10.35 (//P); D) Bioclastos de ostracodes articulados e preenchidos por calcita macrocristalina, PS-06 10.50 (//P); E) Bioclastos de bivalves desarticulados (setas vermelhas), PS-12 227.10 (//P); F) Bioclasto de calcisfera substituído por calcita (seta

amarela), PS-11 136.25 (//P); G) Osso indiferenciado (seta vermelha), PS-06 10.50 (//P); e H) Bioclasto fosfático indiferenciado (seta amarela), PS-11 136.25 (//P).

Matéria orgânica

A matéria orgânica encontrada nas lâminas é predominantemente a matéria orgânica amorfa, associada à matriz argilosa (Fig. 56-A).

Subordinadamente, é encontrada também matéria orgânica carbonosa, que apresenta no máximo 0,96 mm e, comumente, encontra-se substituída por pirita microcristalina (Fig. 56-B).

Outras partículas aloquímicas

Outros aloquímicos encontrados nas lâminas, muito mais raros que os bioclastos, compreendem os intraclastos carbonáticos indiferenciados e microbiais, os oncolitos e oóides carbonáticos e os pelóides fosfáticos.

Os intraclastos carbonáticos indiferenciados apresentam abundância inferior a 1%. Estas partículas foram encontradas apenas nas lâminas PS-12 227.10 e PS-06 10.35 (Fig. 56-C e D). Os intraclastos carbonáticos microbiais apresentam textura grumosa e têm no máximo 1,023 mm. Ocorrem apenas nas lâminas PS-227.10 e PS-12 243.90 (Fig. 52-C e 56-D).

Os oncolitos (Fig. 56-E) e os oóides carbonáticos (Fig. 56-F) estão presentes somente na lâmina PS-12 227.10. Por fim, foi encontrado pelóides fosfáticos, somente na lâmina PS-12 208.25.

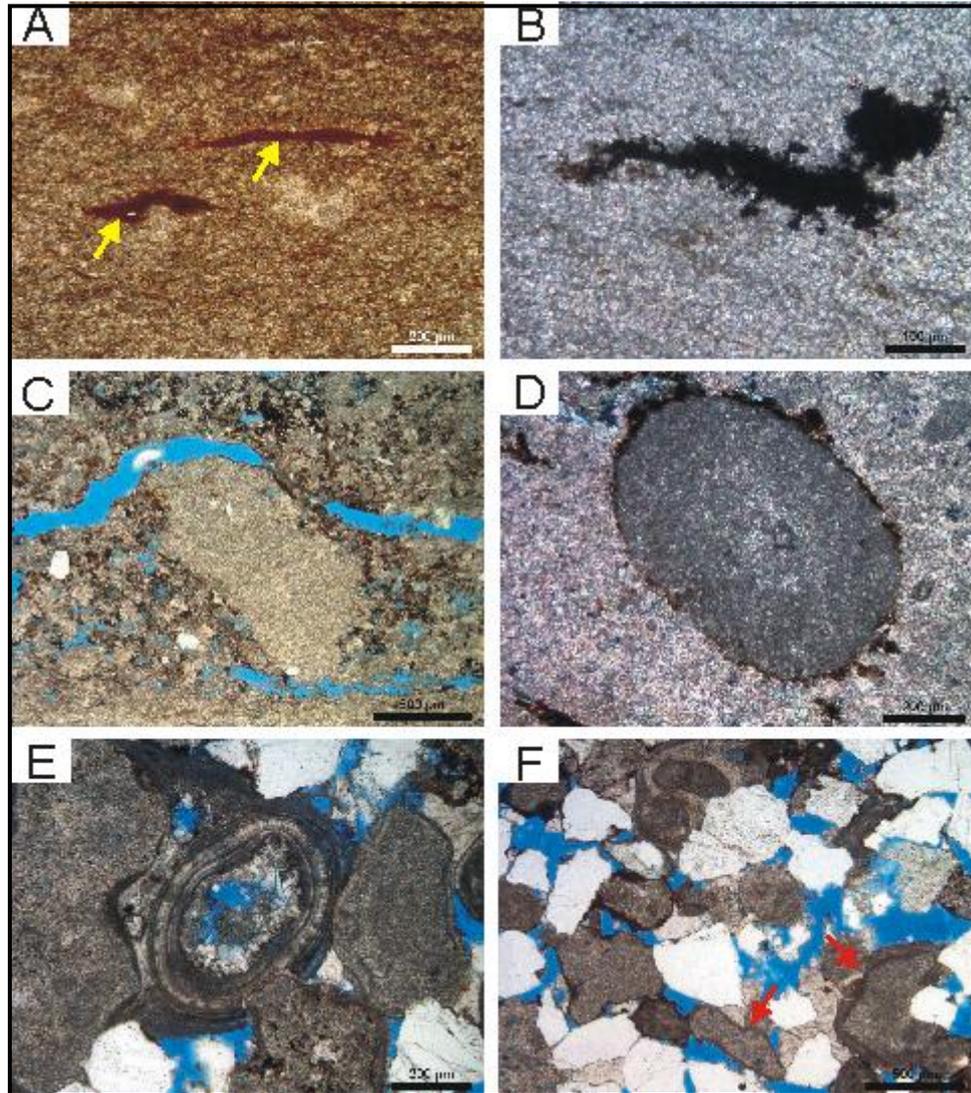


Figura 56. Principais características da matéria orgânica e de outras partículas aloquímicas (além dos bioclastos). A) Matéria orgânica amorfa (setas amarelas), PS-12 208.25 (polarizadores descruzados, //P); B) Matéria orgânica carbonosa substituída por pirita microcristalina, PS-12 221.40 (//P); C) Intraclasto carbonático, PS-12 227.10 (//P); D) Intraclasto carbonático microbial (parautóctone) com textura grumosa, PS-12 243.90 (//P); E) Oóide carbonático, PS-12 227.10 (//P); e F) Oncolitos carbonáticos (setas vermelhas), PS-12 227.10 (//P).

Constituintes Diagenéticos

Os constituintes diagenéticos encontrados nas lâminas estudadas incluem: calcita (73%), pirita (12%), hematita (10%), siderita (2%) e outros constituintes (máximo 1% cada), tais como calcedônia, fosfato diagenético, sulfato diagenético,

feldspato diagenético, quartzo diagenético, dolomita e caulim. A soma dos outros constituintes totaliza 3% (Fig. 57).

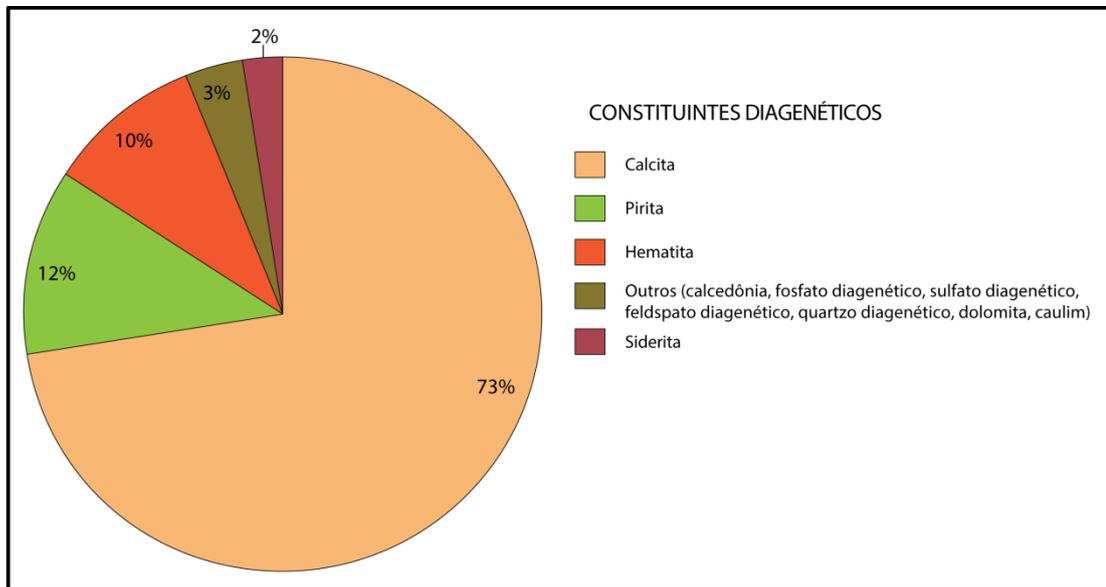


Figura 57. Gráfico ilustrando as proporções entre os constituintes diagenéticos quantificados nas lâminas analisadas.

A calcedônia e o quartzo diagenético microcristalino (chert) ocorrem somente em uma lâmina do litotipo lutito (PS-12 238.35). Da mesma forma, o sulfato diagenético ocorre somente em uma lâmina do litotipo arenito lamoso (lâmina PS-11 136.25), o crescimento de quartzo em uma lâmina do litotipo arenito lamoso (PS-12 227.10) e a dolomita no litotipo lutito (lâmina PS-11 131.35). Já o feldspato diagenético ocorre nos litotipos arenito lamoso (PS-12 227.10) e lutito (lâmina PS-12 225.80). O caulim ocorre nos litotipos arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) e lutito (lâmina PS-06 10.35). A siderita ocorre nos litotipos lutito (lâminas PS-06 10.35, PS-11 132.75, PS-11 136.65, PS-12 206.40, PS-12 223.85 e PS-12 225.80) e microbial lamoso (lâmina PS-12 227.10). Os demais constituintes diagenéticos ocorrem nos três litotipos.

A seguir são apresentadas as descrições detalhadas de cada constituinte diagenético encontrado.

Calcita

Os cristais de calcita possuem diversos hábitos: fascicular, em franja, macrocristalino, microcristalino, mosaico fino, mosaico grosso, romboédrico e esferulítica.

A calcita fascicular ocorre somente no litotipo lutito (lâmina PS-11 131.35), substituindo a matriz argilosa (Fig. 58-A).

A calcita em franja aparece somente no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) e ocorre como uma franja contínua recobrando intraclastos carbonáticos (Fig. 58-B).

A calcita macrocristalina está presente em todos os litotipos, substituindo a matriz argilosa e os *lumps* carbonáticos, substituindo outros cristais de calcita diagenética e/ou preenchendo fratura de rocha (Fig. 58-C) e poros intergranulares e interpartículas.

A calcita microcristalina também está presente em todos os litotipos, substituindo a matriz argilosa (Fig. 58-C), os grãos detríticos, os intraclastos e os *lumps* carbonáticos, e preenchendo fratura de rocha e poros intrapartícula em bioclastos de ostracode.

A calcita em mosaico fino ocorre somente no litotipo lutito, substituindo a matriz argilosa (Fig. 58-D) e os bioclastos de ostracode, engolfando outros cristais de calcita e preenchendo poros de fratura de rocha e poros intrapartícula em bioclastos de ostracode.

A calcita em mosaico grosso também ocorre somente no litotipo lutito, substituindo os *lumps* carbonáticos e outros cristais de calcita diagenética, assim como preenchendo fratura de rocha, poros intrapartícula em bioclastos de ostracode e poros vugulares, e raramente engolfando outros cristais de calcita diagenética.

A calcita romboédrica ocorre apenas na lâmina PS-12 238.35 (litotipo lutito), substituindo calcedônia (58-E).

A calcita esferulítica ocorre nos três litotipos, substituindo ou estando engolfada por *lumps* carbonáticos (Fig. 58-F) e deslocando a matriz argilosa.

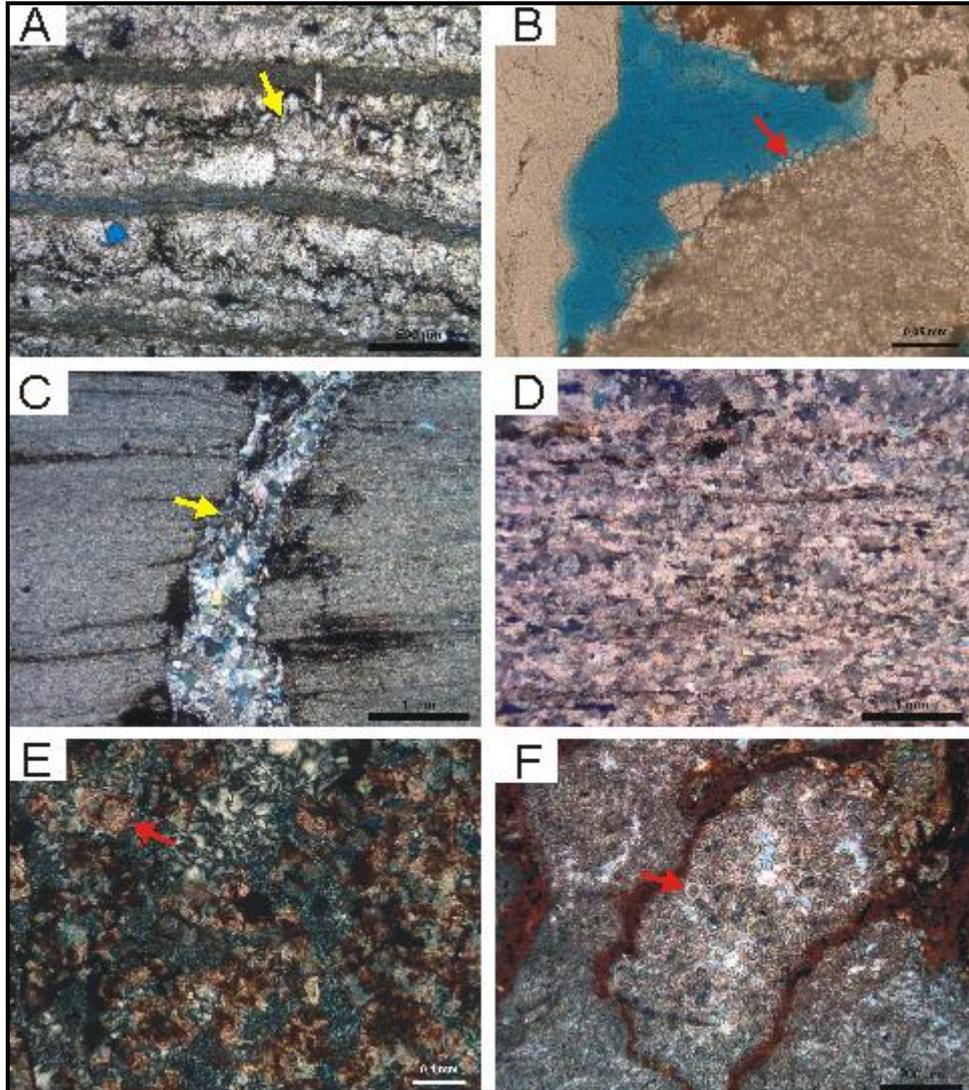


Figura 58. Principais características da calcita diagenética. A) Cristais de calcita fascicular (seta amarela) substituindo matriz argilosa, PS-11 131.35 (polarizadores descruzados, //P); B) Franja de calcita (seta vermelha) recobrendo intraclasto carbonático, PS-12 227.10 (//P); C) Cristais de calcita macrocristalina preenchendo fratura de rocha (seta amarela) e cristais de calcita microcristalina substituindo matriz argilosa, PS-12 239.50 (polarizadores cruzados, XP); D) Calcita em mosaico fino substituindo matriz argilosa, PS-12 230.00 (XP); E) Cristais de calcita romboédrica substituindo calcedônia, PS-12 238.35 (XP); e F) Calcita esferulítica substituindo *lump* carbonático (seta vermelha), PS-11 136.10 (XP).

Pirita

A pirita apresenta três hábitos diferentes: blocoso, framboidal e microcristalino. A pirita blocosa ocorre substituindo cristais de calcita (Fig. 59-A) somente no litotipo lutito (lâminas PS-11 111.45 e PS-12 238.35). A pirita framboidal pode substituir a matriz argilosa no litotipo lutito (lâmina PS-06 10.35) e substituir a

matriz argilosa e a matéria orgânica carbonosa no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-11 136.25). A pirita microcristalina, por sua vez, ocorre nos litotipos lutitos e microbiais lamosos, e pode substituir matéria orgânica carbonosa e *lumps* carbonáticos (Fig. 59-B), calcita e fosfato diagenéticos.

Hematita

A hematita microcristalina ocorre nos três litotipos, substituindo matriz argilosa e calcita (Fig. 59-C) e pirita diagenéticas.

Siderita

A siderita microcristalina ocorre nos litotipos lutitos e microbiais lamosos, substituindo matriz argilosa, matéria orgânica carbonosa e calcita diagenética (Fig. 59-D).

Calcedônia

A calcedônia apresenta hábito radiado e substitui calcita diagenética e preenche poros intrapartícula em bioclastos de ostracode (Fig. 59-E) na lâmina PS-12 238.35 (litotipo lutito).

Fosfato diagenético

O fosfato diagenético está presente nos três litotipos e ocorre de duas formas: como concreções de fosfato diagenético deslocando a matriz argilosa (Fig. 59-F) e/ou engolfando cristais de calcita diagenética, ou como fosfato diagenético macrocristalino, preenchendo fratura de rocha na lâmina PS-12 239.50.

Sulfato diagenético

O sulfato diagenético tem hábito fibroso e ocorre somente no litotipo microbial lamoso (lâmina PS-11 136.25), preenchendo poro de contração na matriz argilosa (Fig. 59-G).

Feldspato diagenético

O feldspato diagenético aparece como crescimento secundário descontínuo recobrando grãos de microclínio no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) e recobrando grãos de ortoclásio no litotipo lutito (lâmina PS-12 225.80).

Quartzo diagenético

O quartzo diagenético microcristalino (chert) ocorre somente no litotipo lutito (lâmina PS-12 238.35), substituindo calcita diagenética. Já no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10), o quartzo ocorre como crescimentos descontínuos recobrando grãos de quartzo monocristalinos.

Dolomita

Este constituinte, de hábito microcristalino e morfologia subesférica, é, na verdade, uma proto-dolomita (dolomita com deformação no retículo cristalino) que ocorre de forma esparsa na lâmina PS-11 131.35 (litotipo lutito) substituindo cristais de calcita (Fig. 59-H).

Caulim

O caulim possui hábito lamelar e ocorre expandindo grãos de muscovita (Fig. 55-B) nos litotipos lutito (lâmina PS-06 10.35) e arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10).

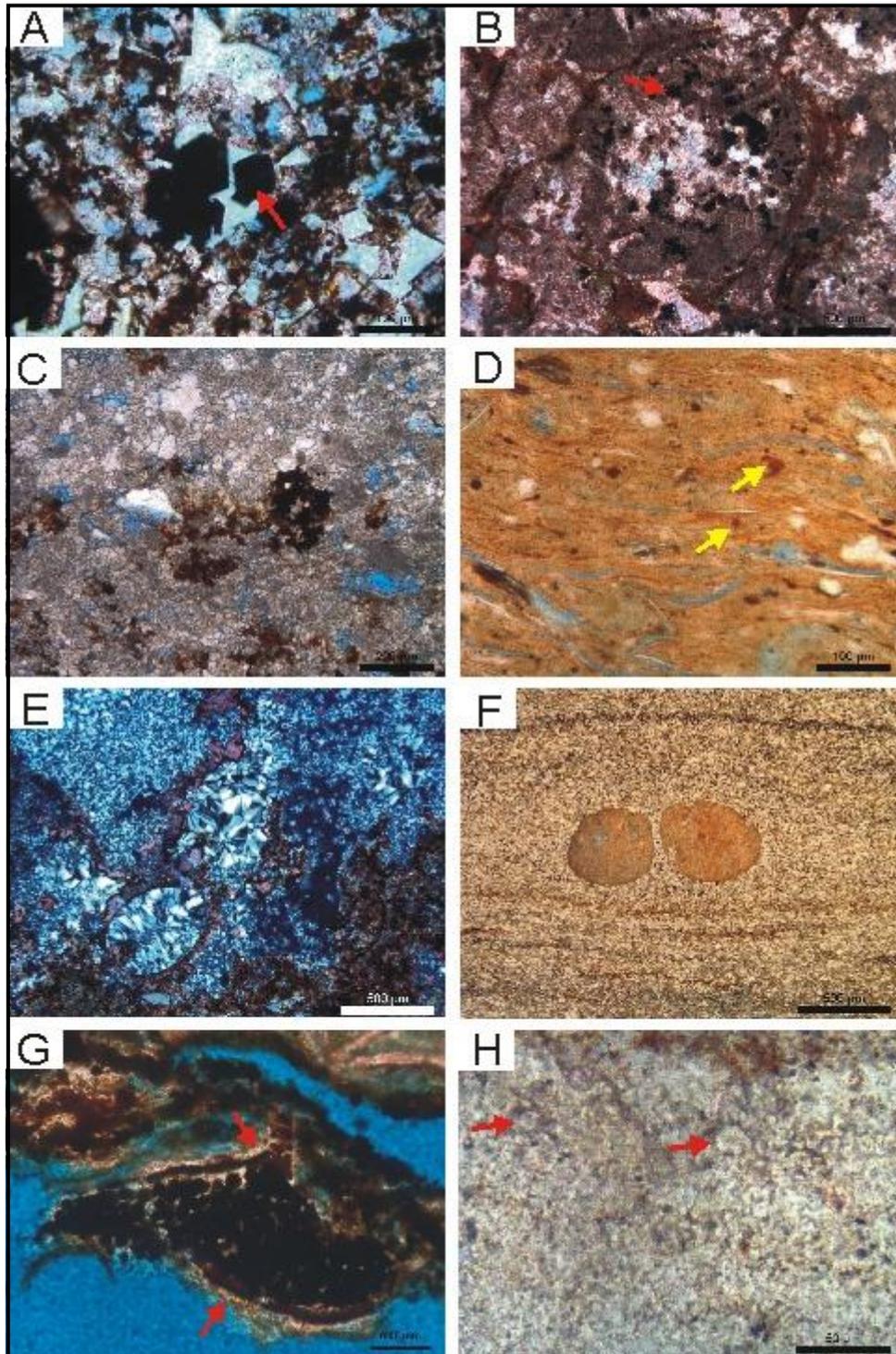


Figura 59. Principais características dos constituintes diagenéticos. A) Pirita blocosa (seta vermelha) substituindo os cristais de calcita, PS-12 238.35 (polarizadores descruzados, //P); B) Pirita microcristalina substituindo *lump* carbonático (seta vermelha), PS-11 136.10 (polarizadores cruzados, XP) C) Hematita microcristalina substituindo calcita microcristalina, PS-12 227.25 (//P); D) Siderita microcristalina (setas amarelas) substituindo matriz argilosa, PS-06 10.35 (//P); E) Calcedônia radiada substituindo calcita microcristalina e preenchendo porosidade intrapartícula em bioclastos de ostracode, PS-12 238.35 (//P); F) Concreção de

fosfato diagenético deslocando matriz argilosa substituída por calcita microcristalina, PS-11 136.65 (//P); G) Sulfato diagenético fibroso preenchendo poro de contração na matriz argilosa (seta vermelha), PS-11 136.25 (//P); e H) Dolomita microcristalina (protodolomita) (setas vermelhas) substituindo calcita microcristalina, PS-11 131.35 (//P).

Porosidade

Os tipos de poros encontrados nas lâminas analisadas compreendem: poros intercristalinos, intergranulares e interpartículas (71%), poros de fratura em rocha (5%), poros intracristalinos, intragranulares e intrapartículas (8%) e outros tipos de poros, tais como poros agigantados, poros de dissolução da matriz, poros lamelares de descompactação, poros móldicos e poros vugulares, que juntos constituem 16% (Fig. 60).

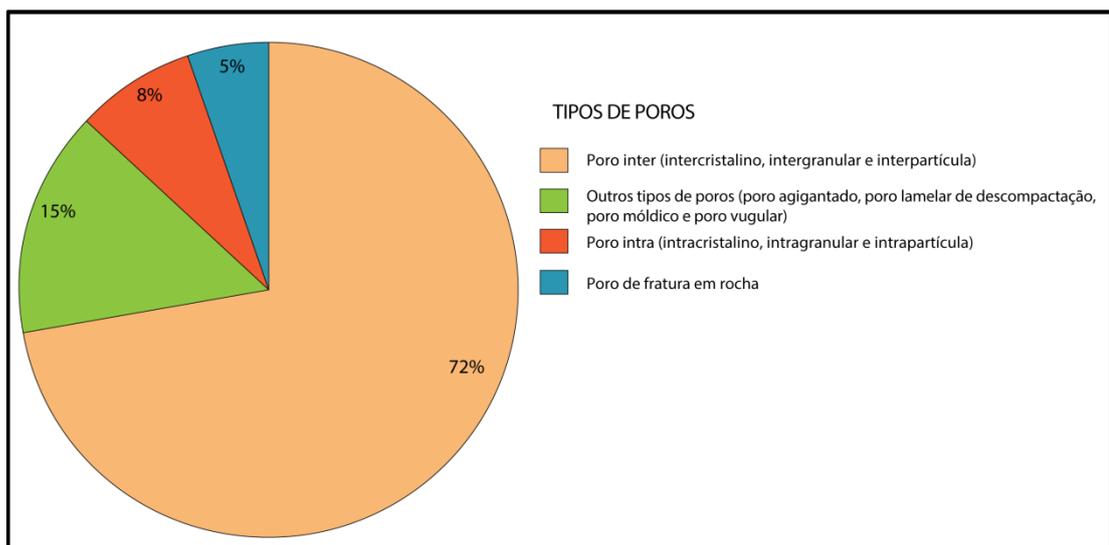


Figura 60. Gráfico ilustrando as proporções entre os tipos de poros quantificados nas lâminas analisadas.

Poros intercristalinos, intergranulares e interpartículas

Estes tipos de poros ocorrem nos litotipos lutito e arenito lamoso. A calcita diagenética comumente sofreu dissolução, apresentando porosidade intercristalina (Fig. 61-A), intergranular e interpartícula. Na lâmina PS-06 10.35, a matriz argilosa também sofreu dissolução e apresentou porosidade intergranular.

Poros de fratura em rocha

Estes poros ocorrem nos litotipos lutito e microbial lamoso. As fraturas em rocha cortam diversos constituintes primários e diagenéticos.

Poros intracristalinos, intragranulares e intrapartículas

Estes tipos de poros aparecem nos três litotipos. Os poros intracristalinos resultam da dissolução de calcita diagenética, os poros intragranulares da dissolução de quartzo detrítico, e os poros intrapartículas da dissolução de bioclastos de ostracode, de bioclastos fosfáticos, de intraclastos carbonáticos e de *lumps* carbonáticos (Fig. 61-B).

Outros tipos de poros

Os poros agigantados ocorrem somente no litotipo lutito (lâmina PS-12 238.35) pela dissolução de calcedônia (Fig. 61-C).

Os poros lamelares de descompactação ocorrem nos litotipos lutito e arenito lamoso, resultantes da descompactação da rocha.

Os poros móldicos ocorrem no litotipo lutito (lâmina PS-12 206.40) pela dissolução dos cristais de calcita diagenética, e no litotipo arenito lamoso (lâmina PS-12 227.10) pela dissolução de bioclastos de ostracode (Fig. 61-D).

Por fim, os poros vugulares estão presentes apenas no litotipo lutito, formados pela dissolução irregular dos cristais de calcita diagenética (Fig. 61-A).

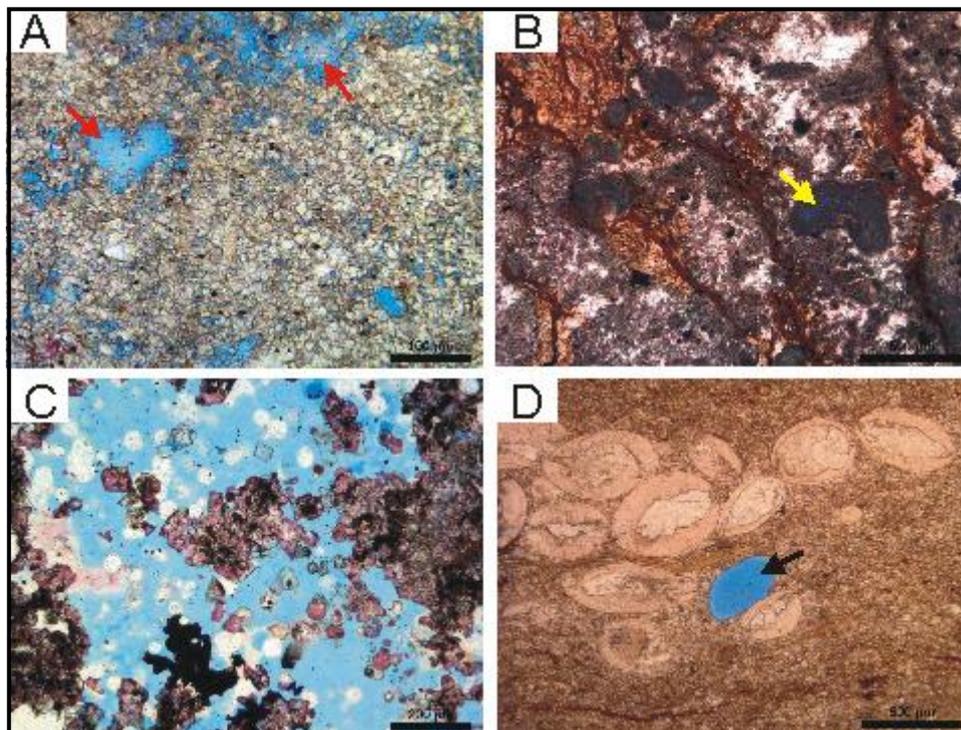


Figura 61. Alguns tipos de poros identificados nas lâminas analisadas. A) Poros intercrystalinos de dissolução da calcita microcristalina e poros vugulares de dissolução da calcita microcristalina (setas vermelhas), PS-12 206.40 (polarizadores descruzados, //P). B) Poros intrapartícula resultante da dissolução dos *lumps* carbonáticos (seta amarela), PS-11 136.10 (polarizadores descruzados, //P); C) Poros agigantados de dissolução de calcedônia, PS-12 238.35 (//P); e D) Poro móldico de dissolução de bioclasto de ostracode (seta preta), PS-06 10.50 (//P).

6.2 Resumo da Caracterização Petrográfica

A partir da integração entre as características petrográficas observadas nos três litotipos das rochas do Membro Crato, são apresentados no quadro 1 as relações entre as feições microbiais e os constituintes primários e diagenéticos. As feições e/ou constituintes que ocorrem em um único litotipo estão apresentadas em negrito.

O litotipo "lutito" é caracterizado por apresentar, na grande maioria das lâminas analisadas, calcita diagenética substituindo extensivamente a matriz argilosa.

O litotipo "microbial lamoso" é caracterizado por apresentar mais de 2/3 de bioconstruções microbiais (*lumps* e *clots*).

O litotipo "arenito lamoso" é caracterizado por apresentar mais de 2/3 de sedimentos de tamanho areia, seja ela de composição carbonática e/ou siliciclástica. Apenas neste litotipo estão presentes oncolitos e oóides carbonáticos.

Quadro 1. Resumo da caracterização petrográfica nos três litotipos definidos para o Membro Crato.

Litotipo	Feições Microbiais	Constituintes Primários	Constituintes Diagenéticos
Lutito	<p><i>Lumps</i> carbonáticos Textura <i>clotted</i> Camada de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos Microdomos trombolíticos Microdomos estromatolíticos Estruturas <i>roll-ups</i> Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada)</p>	<p>Bioclasto de bivalve Bioclasto de calcisfera Bioclasto de ostracode Bioclasto fosfático Biotita Intraclasto carbonático Matriz argilosa Matéria orgânica amorfa Matéria orgânica carbonosa Microclínio Muscovita Ortoclásio Osso Pelóide fosfático Plagioclásio Quartzo</p>	<p>Calcedônia Calcita Caulim (Proto) Dolomita Feldspato diagenético Fosfato diagenético Hematita Pirita Quartzo diagenético (chert) Siderita</p>
Microbial lamoso	<p><i>Lumps</i> carbonáticos Textura <i>clotted</i> Intraclasto carbonático microbial Camada de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos Microdomos trombolíticos Estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada)</p>	<p>Bioclasto de bivalve Bioclasto de ostracode Biotita Matriz argilosa Matéria orgânica amorfa Microclínio Muscovita Ortoclásio Osso Plagioclásio Quartzo</p>	<p>Calcita Fosfato diagenético Hematita Pirita Siderita Sulfato diagenético</p>
Arenito lamoso	<p><i>Lumps</i> carbonáticos Textura <i>clotted</i> Intraclasto carbonático microbial Camada de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos</p>	<p>Bioclasto de bivalve Bioclasto de calcisfera Bioclasto de ostracode Bioclasto fosfático Biotita Intraclasto carbonático Matriz argilosa Matéria orgânica amorfa</p>	<p>Calcita Caulim Feldspato diagenético Fosfato diagenético Hematita Pirita Quartzo diagenético (crescimento)</p>

		Matéria orgânica carbonosa Microclínio Muscovita Oncolito carbonático Ortoclásio Oóide carbonático Plagioclásio Quartzo	
--	--	--	--

6.3 Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS acoplado

As análises de MEV foram executadas para verificar a presença de bactérias calcificadas durante a formação do depósito, bem como para verificar as relações paragenéticas entre os constituintes. Também foram executadas visando a determinação dos argilominerais que compõe a matriz argilosa.

Presença de bactérias calcificadas

Foram analisadas, através de microscopia eletrônica de varredura (MEV), 6 amostras, sendo elas: PS-12 243.90, PS-12 227.25, PS-12 227.10, PS-12 208.25, PS-11 136.65 e PS-11 136.10. As amostras foram preparadas conforme procedimentos usuais de MEV (detalhados na Metodologia).

Apenas na amostra PS-12 227.10 foram obtidas imagens de boa qualidade. Foram encontradas estruturas de formato esférico (Fig. 62), compatíveis com a morfologia de bactérias cocóides. Além disso, a ocorrência de tecidos fibrosos depositados sobre e entre os cristais de calcita (Fig. 63) pode representar resíduos de EPS constituinte do tapete microbial.

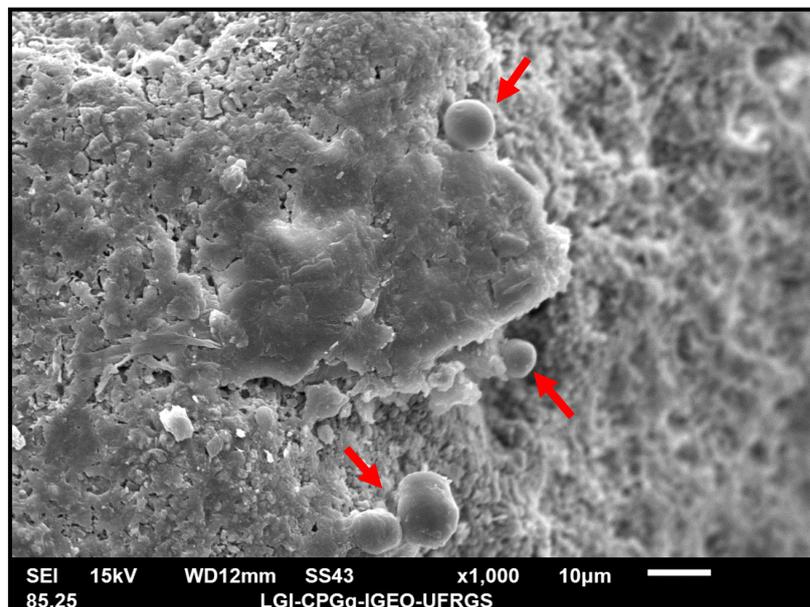


Figura 62. Fotomicrografia da amostra PS-12 227.10: Estruturas com formatos esféricos, possíveis bactérias cocóides (setas vermelhas).

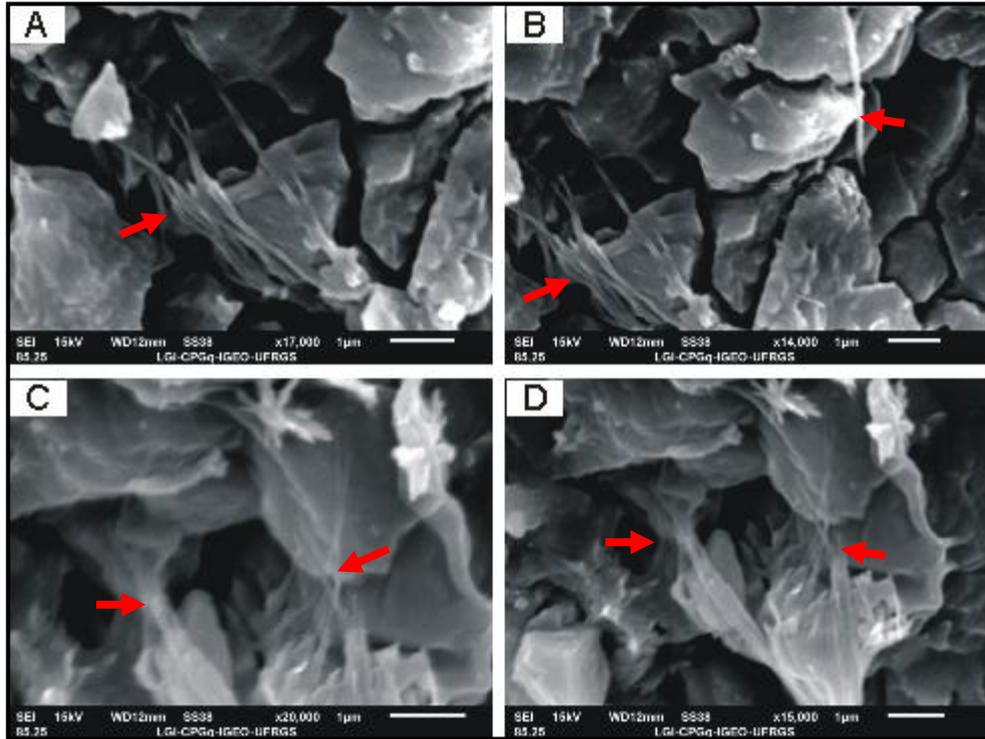


Figura 63. Fotomicrografias dos tecidos fibrosos que podem representar resíduos de EPS na amostra PS-12 227.10 em (A), (B), (C) e (D), indicados pelas setas vermelhas.

Relações paragenéticas entre os constituintes

A amostra PS-11 136.65 foi analisada para verificar as relações paragenéticas entre os constituintes. Nesta amostra é possível observar a relação entre a matriz argilosa e os cristais de calcita que compõem a maior parte do volume da rocha (Fig. 64). Nestas imagens, é possível verificar que a matriz argilosa foi extensivamente substituída por calcita, ocorrendo apenas como restos entre os cristais de calcita (Fig. 65).

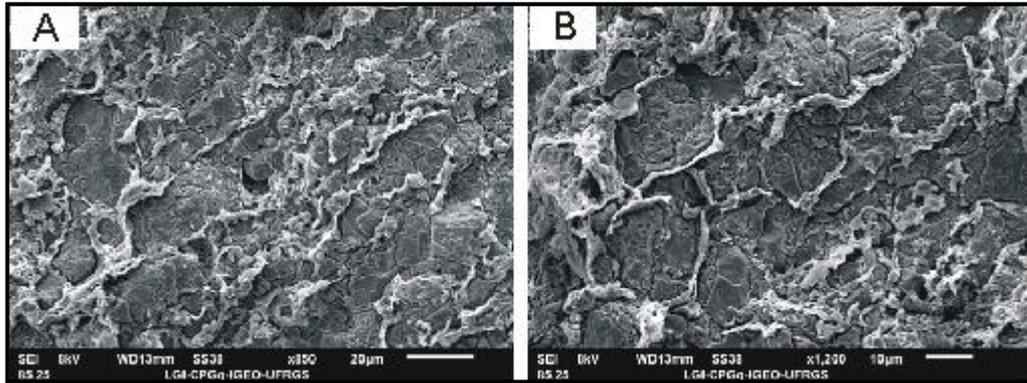


Figura 64. Fotomicrografias da relação paragenética entre a matriz argilosa e os cristais de calcita na amostra PS-11 136.65 em (A) e (B).

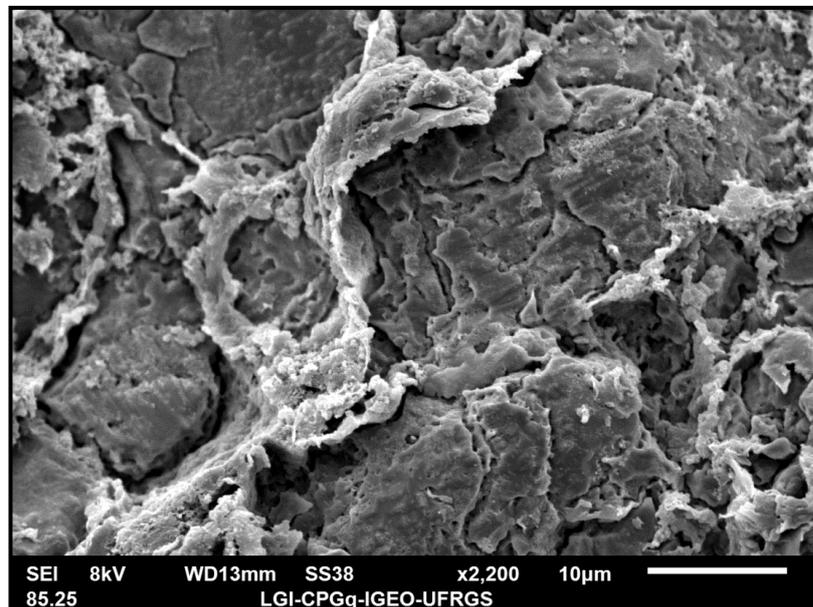


Figura 65. Fotomicrografia em detalhe da relação paragenética entre a matriz argilosa e os cristais de calcita na amostra PS-11 136.65.

Conforme já verificado através da microscopia, a partir das imagens obtidas através do MEV fica claro que a calcita que forma os "carbonatos" na verdade é substitutiva. Ou seja, o *background* dessas rochas era originalmente composto por material siliciclástico fino (argilominerais), que foi extensivamente substituído na eodiagênese.

Composição da matriz argilosa

A fim de verificar os minerais que compõe a matriz argilosa, cuja identificação não foi possível em lâmina petrográfica devido à granulometria fina, selecionou-se a lâmina PS-06 10.35 para análise de MEV.

Na análise do ponto 2 (Fig. 66-A), os seguintes elementos e sua respectiva porcentagens em peso atômico foram identificados (Fig. 66-B): O (36.68%), Mg (1.20%), Al (10.39%), Si (21.38%), K (3.31%), Ca (0.61%), Ti (0.45%) e Fe (3.72%).

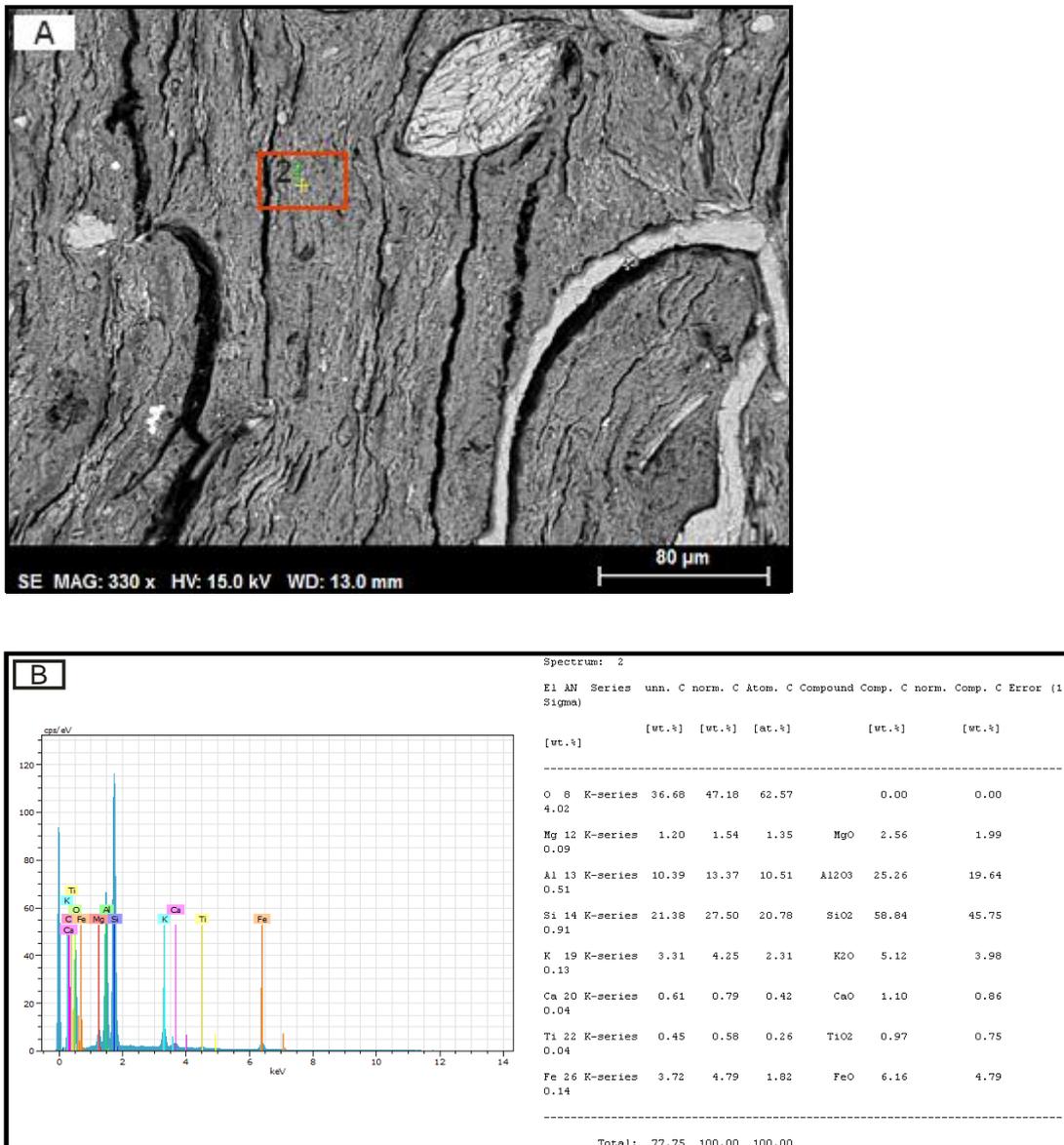
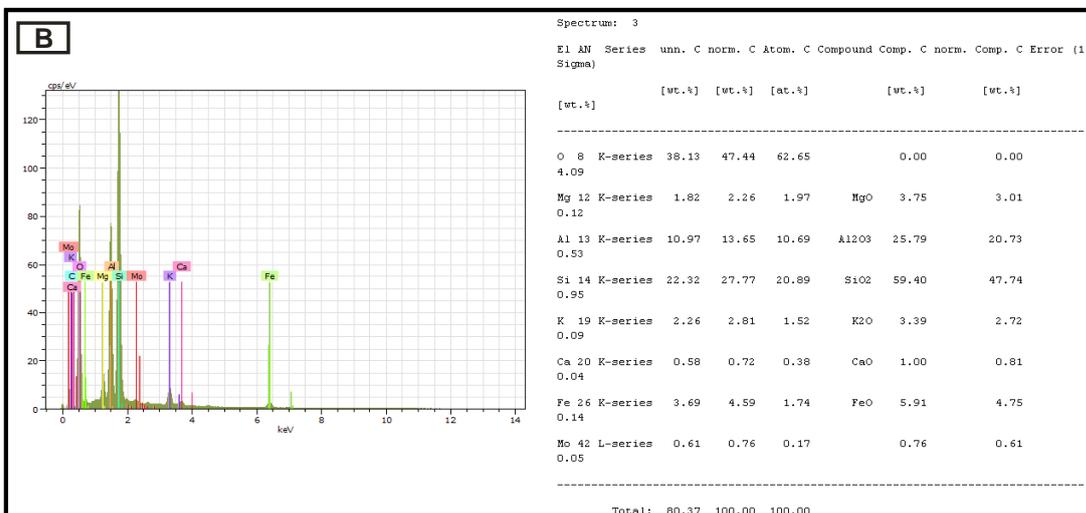
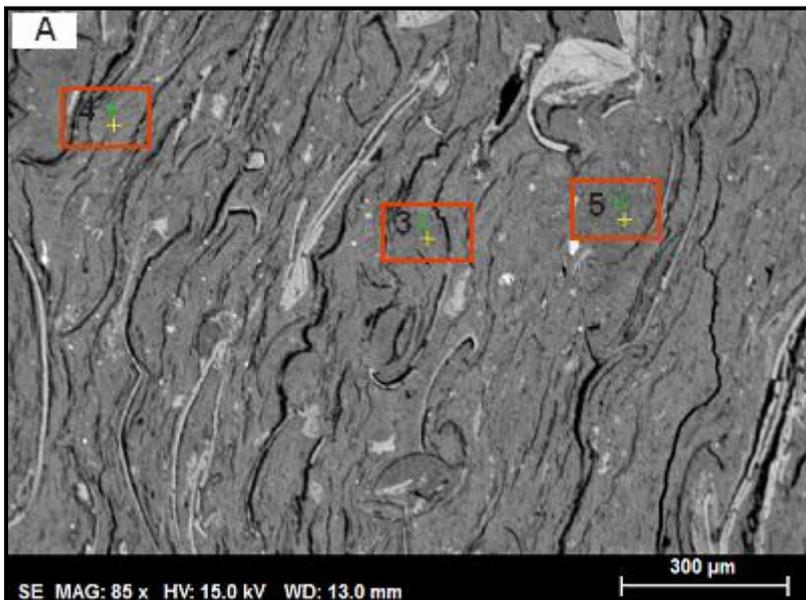


Figura 66. Resultado da análise por EDS da lâmina PS-06 10.35. A) Localização do ponto analisado. B) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 2.

Nas análises dos pontos 3, 4 e 5 (Fig. 67-A), foram identificados os seguintes elementos e suas respectivas porcentagens em peso atômico (Fig. 67-B, C e D): O

(38.13%, 37.89%, 38.06%), Mg (1.82%, 2.05%, 1.67%), Al (10.97%, 10.04%, 9.66%), Si (22.32%, 22.54%, 23.38%), K (2.26%, 2.33%, 2.55%), Ca (0.58%, 0.57%, 0.50%), Fe (3.69%, 3.78%, 3.55%), além de Mo (0.61% e 0.90%) identificado nos pontos 3 e 4, respectivamente, e de Na (0.41%) identificado no ponto 4.



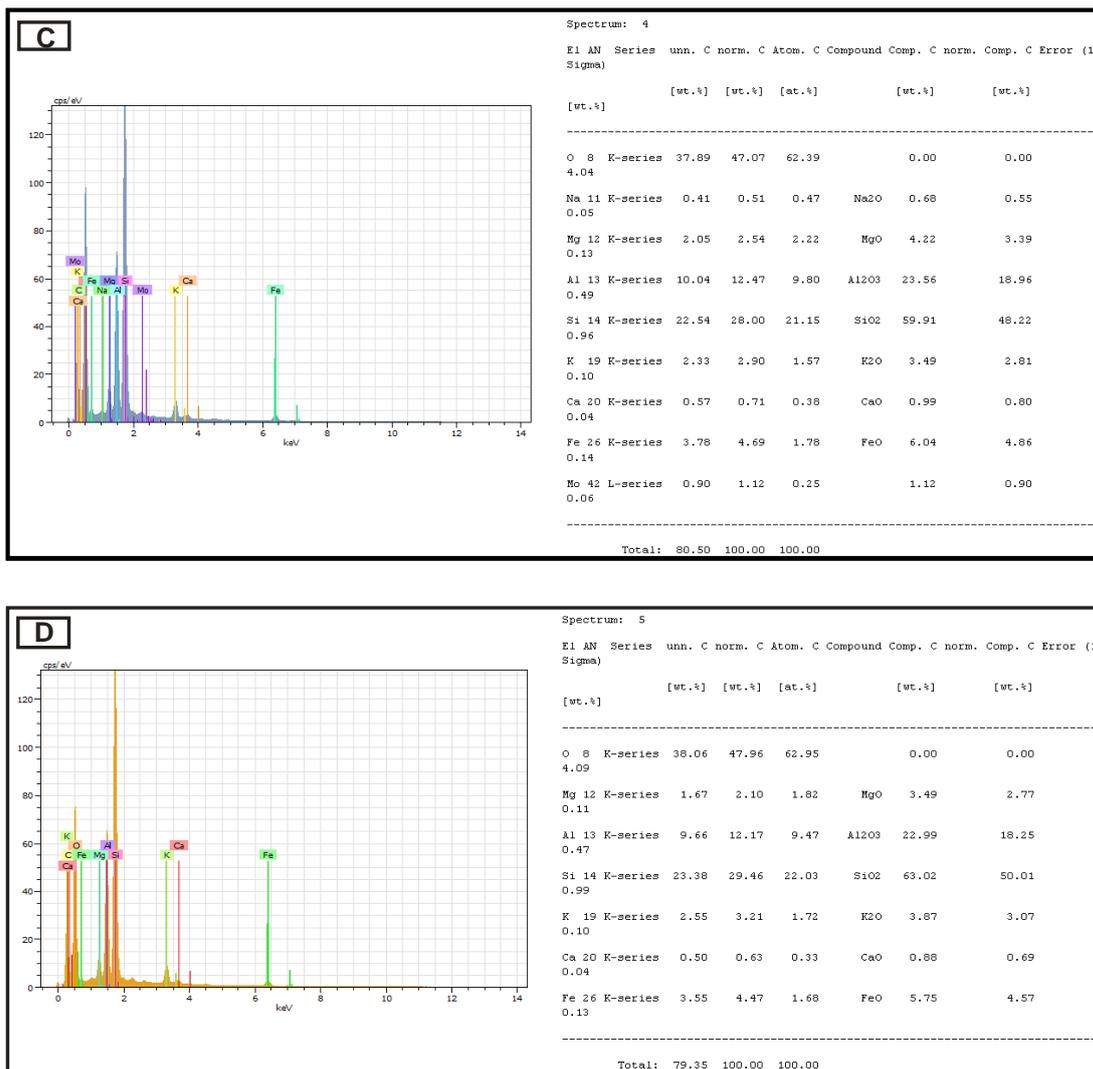


Figura 67. Resultado da análise por EDS da lâmina PS-06 10.35. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 3, 4 e 5.

A partir do resultado das análises, verifica-se que esta composição é compatível com argilominerais do grupo da esmectita (mais precisamente à montmorillonita), o que caracteriza a origem detrítica da matriz deposicional.

6.4 Análises Isotópicas de C e O

Os resultados obtidos a partir da análise isotópica indicam valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, que variam entre $-8,22\text{‰}$ e $-0,06\text{‰}$, com a exceção de uma amostra que apresentou um valor positivo de $0,43\text{‰}$. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam de $-8,36\text{‰}$ a $4,21\text{‰}$ (Tabela 2).

As razões de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras provenientes do poço PS-11 apresentam valores entre -5,82‰ a 0,43‰ e para as amostras provenientes do poço PS-12 as razões variam entre -8,22‰ a -2,28‰.

Em relação ao $\delta^{18}\text{O}$, os valores variam entre -6,78‰ a -5,1‰ nas amostras provenientes do poço PS-11 e entre -8,36‰ a -4,21‰ nas amostras provenientes do poço PS-12.

Tabela 2. Valores obtidos na análise de isótopos estáveis de C e O em dois poços.

Amostra	Poço	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
		VPDB	VPDB
PS-11 111,45	1-PS-11-CE	-2,03	-5,81
PS-11 132,75	1-PS-11-CE	0,43	-6,46
PS-11 135,70	1-PS-11-CE	-0,06	-6,78
PS-11 136,10	1-PS-11-CE	-5,82	-5,1
PS-12 208,25	1-PS-12-CE	-2,78	-7,39
PS-12 221,40	1-PS-12-CE	-8,22	-6,89
PS-12 223,85	1-PS-12-CE	-4,38	-7,99
PS-12 225,80	1-PS-12-CE	-5,43	-4,43
PS-12 227,25	1-PS-12-CE	-4,21	-4,21
PS-12 230,00	1-PS-12-CE	-5,46	-6,98
PS-12 239,50	1-PS-12-CE	-2,28	-8,36
PS-12 243,90	1-PS-12-CE	-7,98	-7,53

A partir do gráfico que relaciona os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em cada um dos dois poços (Fig. 68), verifica-se que a assinatura isotópica de O é independente do poço da amostra analisada. A assinatura isotópica de C das amostras do poço PS-12 apresentam somente valores negativos, já as amostras do poço PS-11 apresentam valores negativos e, também, valores levemente mais positivos.

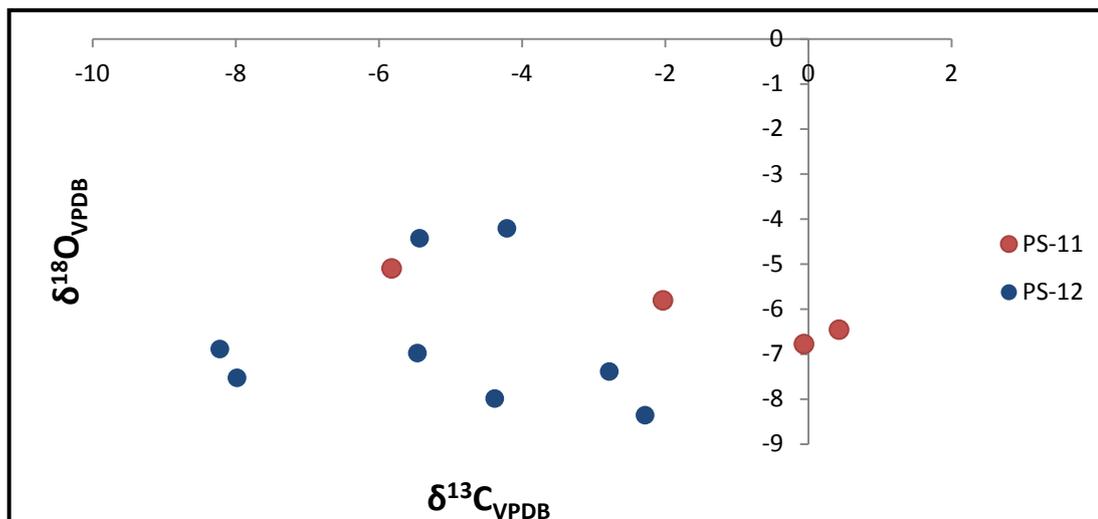


Figura 68. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) versus $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) para os poços PS-11 e PS-12.

6.5 Microscopia de Fluorescência Ultravioleta

As imagens obtidas através da microscopia e fluorescência ultravioleta foram utilizadas para verificar a presença de matéria orgânica na matriz argilosa.

Foram analisadas as amostras PS-12 243.90, PS-12 227.10, PS-11 136.25 e PS-11 136.10, mas somente as amostras PS-11 136.25 e PS-11 136.10 apresentaram fluorescência considerável, o que indica que houve incorporação de componentes orgânicos na matriz argilosa.

A partir das imagens obtidas (Fig. 69 e 70), verifica-se que a matéria orgânica não está dispersa na argila, e sim apresenta uma textura fibrosa que forma feixes. A organização da matéria orgânica em feixes paralelos à laminação pode representar que esta consiste em resíduos do tapete microbial.

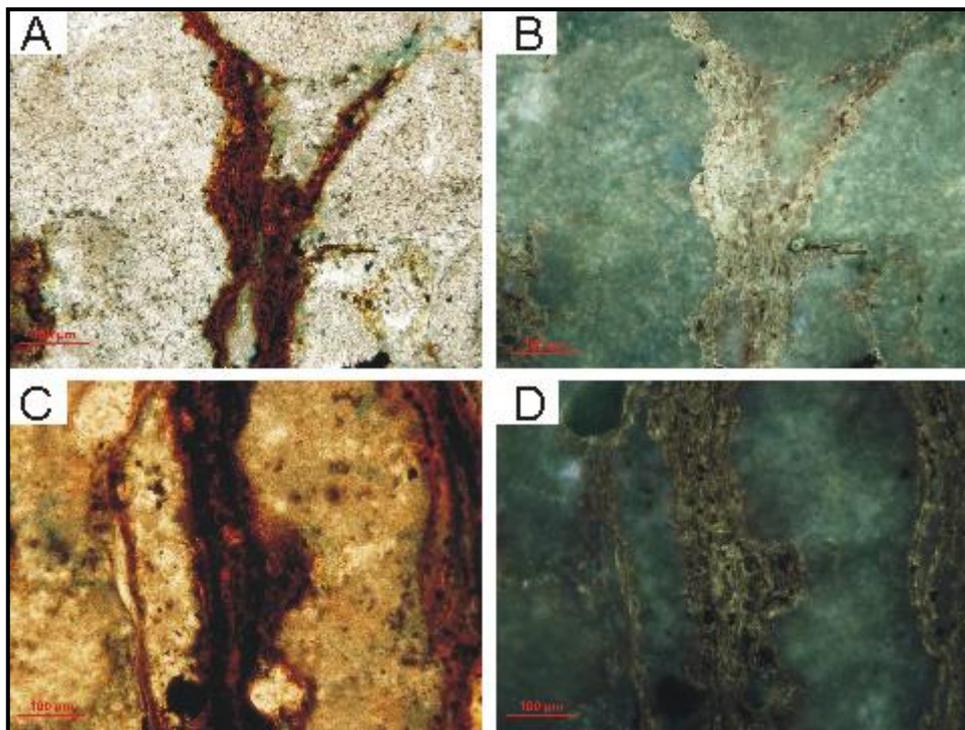


Figura 69. A e C) Imagens em luz natural da lâmina PS-11 136.10; B e D) Imagens em luz ultravioleta da lâmina PS-11 136.10, com fluorescência das lâminas fibrosas de argila.

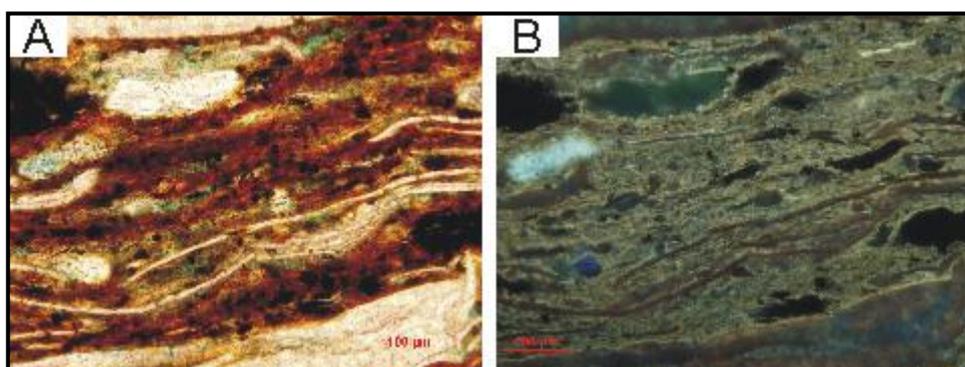


Figura 70. A) Imagem em luz natural da lâmina PS-11 136.25; B) Imagem em luz ultravioleta da lâmina PS-11 136.25, com leve fluorescência na matriz argilosa.

7. DISCUSSÕES

7.1 Gênese do depósito

Segundo Tucker e Wright (1990), rochas carbonáticas, por definição, são constituídas por mais de 50% de minerais carbonáticos, sendo os mais importantes: calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{Ca}\cdot\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$) e aragonita (CaCO_3). Segundo Zuffa (1980), rochas que possuam entre 1/3 e 2/3 de grãos carbonáticos em relação aos siliciclásticos são denominadas de arenitos híbridos, e arenitos carbonáticos ou calcarenitos aquelas com 2/3 ou mais de constituintes primários carbonáticos.

Entretanto, como já foi dito, a calcita que forma os "carbonatos" laminados do Membro Crato na verdade é substitutiva. Ou seja, o *background* dessas rochas era originalmente composto por material siliciclástico fino (argilominerais), que foi extensivamente substituído na eodiagênese.

Embora a calcificação bacteriana seja apenas um subproduto da atividade metabólica bacteriana, em grande parte dependente das condições abióticas, a atividade microbial favorece e catalisa as reações químicas. Desse modo, sem a presença de bactérias não ocorreria a precipitação de CaCO_3 em alguns ambientes. Bactérias e outros microorganismos alteram consideravelmente os parâmetros de seu ambiente abiótico. Um dos resultados destas alterações pode ser a precipitação de CaCO_3 (Knorre & Krumbein, 2010).

A partir dos resultados obtidos através da petrografia quantitativa, da microscopia eletrônica de varredura e da microscopia de fluorescência ultravioleta foi possível concluir que o Membro Crato foi formado por bactérias calcificadas que habitavam um substrato lamoso, formando tapetes microbiais. Isso é atestado por uma variedade de feições microbiais, tais como: *lumps* carbonáticos, feições grumosas ou pseudo-peloidais (textura *clotted*), camadas de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos, bioconstruções dômicas (microdomos estromatolíticos e trombolíticos), fragmentos de tapete microbial (intraclastos carbonáticos de origem microbial), lâminas milimétricas onduladas corrugadas do tapete microbial (estrutura laminada de nivelamento) e feições derivadas da destruição física do tapete, como a estrutura *roll-up*.

Segundo Riding (2011), os micróbios ocupam uma gama muito ampla de ambientes, incluindo as águas de química e composição muito diferenciadas e seu

envolvimento na sedimentação é igualmente variado. A maioria dos microbialitos são carbonatos (aragonita, calcita, dolomita) na composição, mas exemplos de microbialitos com composição silicosa, fosfática, ferrífera, manganésifera e, também, sulfatada podem ocorrer. Em sedimentos de ambientes siliciclásticos aquáticos, no qual o Membro Crato está inserido, a interação de biofilmes e tapetes microbiais com dinâmicas físicas foi definida por Noffke (2009) e recebe o nome de estruturas sedimentares microbiais induzidas (MISS).

7.2 Fatores controladores da preservação excepcional dos fósseis

Tapetes microbiais são formados por camadas de várias comunidades microbiais. Essas comunidades são capazes de acumular partículas suspensas nas superfícies do tapete (*trapping*), de formar o tapete microbial pelo movimento ativo de cianobactérias (*binding*) e de precipitar minerais que resultam na formação de sedimentos biolaminados e estromatólitos (Riding, 2000). A interação entre os tapetes microbiais e a dinâmica sedimentar formou, no passado geológico, diversas estruturas sedimentares microbiais induzidas (Noffke, 2001, 2009, 2010; Lan & Chen, 2012b, 2013) (MISS *sensu* Noffke *et al.*, 2001).

Evidências crescentes mostram que, ao longo da evolução da vida, os tapetes microbiais também desempenharam um papel crucial na preservação excepcional dos fósseis em depósitos considerados como espetaculares (*Lagerstätten*) (Gehling, 1999; Bottjer *et al.*, 2000; Briggs, 2003; Gingras *et al.*, 2011; Laflamme *et al.*, 2011). Por exemplo, Gehling (1999), presume que os fósseis de corpo mole da fauna de Ediacara foram preservados através do biofilme resultante da precipitação bacteriana.

As bactérias podem propiciar uma preservação excepcional, uma vez que elas secretam um biofilme que precipita CaCO_3 e, este biofilme, por sua vez, calcifica o material muito precocemente, ou seja, não há tempo para que ocorra a decomposição total dos organismos (Fig. 71).



Figura 71. Precipitação de carbonato por bactérias em lago alcalino atual na Província de Mendoza, Argentina. O carbonato secretado calcifica o material adjacente muito precocemente (observar folha recoberta por CaCO_3 , indicada pela seta vermelha).

No Membro Crato, há indícios de condições hipersalinas em toda a sua sucessão, evidenciadas por intercalações de lâminas de gipsita e pseudomorfos de halita segundo a laminação dos "carbonatos". Durante os momentos de maior salinidade, as condições extremas favoreceriam o desenvolvimento de tapetes microbiais, e concomitantemente a mortandade dos organismos da fauna que, após atingirem o fundo do corpo d'água, seriam recobertos pelos tapetes microbiais. Esses tapetes seriam a armadilha de preservação, recobrando os organismos com biofilmes de EPS e propiciando a extraordinária preservação (Fig. 72), gerando o *Lagerstätten*.



Figura 72. Fósseis de extraordinária preservação encontrados no Membro Crato, Formação Santana. Extraído de <http://geoparkararipe.org.br>.

Segundo Luo *et al.* (2013), em Luoping, no leste da Província de Yunnan, sudoeste da China, a maioria dos macrofósseis presentes naquele *Lagerstätten* são encontrados em associação com estruturas carbonáticas de cume reticulado (*carbonate reticulated ridge structures* - RRSS) em calcários finamente laminados, indicativo da presença de tapetes microbiais. Tal co-ocorrência da excepcional preservação da biota *Luoping* e de tapetes microbiais sugere uma preservação microbiologicamente induzida. O modelo de preservação dos fósseis de corpo mole da fauna de Ediacara proposto por Gehling (1999) também é plausível para a preservação excepcional em Luoping. Neste último, múltiplas camadas finas e escuras de tapetes microbiais intercaladas com calcários indicam que os micróbios eram comuns no fundo do mar durante o Triássico Médio (idade anisiana). Depois que os animais morriam e se estabeleciam no fundo do mar, os tapetes microbiais rapidamente os selavam. Assim, os tapetes microbiais, que serviam de envelopes de revestimento, impediram a deterioração dos animais e a desarticulação de suas carcaças por turbulência física.

Assim como em Luoping, existem outros depósitos considerados um *Lagerstätten* (Martin, 2010; Fürsich *et al.*, 2007). Entretanto, a comparação com o Membro Crato não é exata, uma vez que a maioria desses depósitos é de rocha carbonática *sensu stricto*, enquanto no Membro Crato, como discutido anteriormente, o carbonato presente é predominantemente eodiagenético, precipitado provavelmente como produto do metabolismo microbial.

7.3 Isótopos estáveis de C e O

Apesar de os "carbonatos" laminados do Membro Crato não serem rochas carbonáticas *sensu stricto*, a precipitação de carbonato, favorecida pelas colônias microbiais, ocorreu muito precocemente na eodiagênese. Assim, torna-se possível a utilização dos isótopos estáveis de C e O para determinar as condições químicas do corpo d'água existente durante a formação do depósito.

Com base nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos, os quais variam entre -8,22‰ e 0,43‰, pode-se considerar que o corpo d'água existente tenha sofrido contribuição de água meteórica, uma vez que carbonatos não-marinhos possuem valores de razão de $\delta^{13}\text{C}$ entre 1 e -18 ‰ (Armstrong & Brasier, 2005).

Em relação ao $\delta^{18}\text{O}$, os valores obtidos variam de -8,36‰ a -4,21‰, o que pode indicar uma origem continental para o depósito, já que, segundo Sharp (2007), carbonatos continentais têm baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ porque se formam em equilíbrio com a água meteórica, que tipicamente exibem valores negativos.

Contudo, a homogeneização parcial ou completa das assinaturas isotópicas estáveis originais durante a diagênese não pode ser descartada, uma vez que mesmo na diagênese de baixa temperatura pode haver alteração nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos (Sharp, 2007).

Segundo Pierre (1994), em carbonatos, as modificações diagenéticas da composição isotópica original são geralmente indicadas por uma queda nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ devido à recristalização, e são mais frequentemente produzidas pela circulação das águas de origem meteórica (depletada em ^{18}O), e/ou pelo aumento da temperatura durante o soterramento. Portanto, os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos neste trabalho podem, também, estar relacionados à alta temperatura durante a diagênese e/ou a contribuição de água meteórica.

Dados sedimentológicos indicam que havia variação na salinidade deste corpo d'água, uma vez que, como já foi dito, há indícios de condições hipersalinas em toda a sucessão do Membro Crato, evidenciadas por intercalações de lâminas de gipsita (cuja precipitação requer salinidade de 140-250‰) e pseudomorfos de halita (indicativa de salinidade de 250-350‰) ao longo da laminação dos "carbonatos". Já os dados paleontológicos indicam que havia contribuição de água doce, pois, segundo Viana e Neumann (2002), os diversos e abundantes fósseis incluem invertebrados (ostracodes, conchostráceos, insetos, aracnídeos, bivalves e

gastrópodes), vertebrados (actinopterígios, celacantos, pteurossauros, tartarugas, crocodilos, lagartos, rãs e aves), plantas terrestres (algas, gimnospermas e angiospermas), bem como icnofósseis (coprólitos, pistas e estromatólitos) e palinomorfos. Segundo esses autores, Santos (1947) descreveu o gênero de peixe *Dastilbe* e inferiu um ambiente de água doce para a deposição dos "carbonatos".

Para Neumann e Cabrera (2002), no que se refere à discussão sobre as possíveis mudanças de salinidade que afetaram o sistema lacustre, a baixa diversidade da paleobiota do Membro Crato (apesar da grande quantidade de fósseis encontrados) ressalta a variação da salinidade do lago. As acumulações de restos de indivíduos juvenis de peixes, que sugerem mortandades generalizadas, fortalecem esta suposição. Segundo estes autores, apesar dos claros indícios do desenvolvimento de uma salinidade algo elevada do sistema, durante algumas das suas etapas evolutivas, a presença de *Botryococcus* em várias amostras, indica que as águas de alguns setores do lago eram doces (próximo às desembocaduras flúvio-deltaicas).

Períodos com maior aporte de água doce em relação à água marinha aparentemente ocorreram até durante a sedimentação do Membro Ipubi (estratigraficamente acima da unidade estudada), já que foram encontrados conchostráceos em finas camadas de folhelhos intercalados na gipsita (Bobco, 2014). Este fato indica que mesmo, quando o corpo d'água apresentava maior salinidade, havia entrada de água doce periódica ou localmente.

A partir da análise isotópica conclui-se que:

- 1) Os valores isotópicos negativos de $\delta^{13}\text{C}$, segundo Armstrong e Brasier (2005), indicam claramente a assinatura isotópica de composição meteórica para os "carbonatos".
- 2) Os valores isotópicos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam baixa taxa de evaporação e origem continental (Sharp, 2007).

Portanto, considerando-se que as assinaturas isotópicas são originais, houve contribuição de água meteórica no corpo d'água existente durante a formação das rochas do Membro Crato, o que corrobora a interpretação de um ambiente lacustre para o depósito.

7.4 Modelo deposicional

Através da caracterização petrográfica das rochas do Membro Crato, juntamente com os dados provenientes das análises isotópicas, são sugeridas a seguir, as condições atuantes no sistema deposicional dos litotipos do Membro Crato, resultando na apresentação de um modelo deposicional e discussão das implicações desta proposição.

O Membro Crato sempre foi interpretado como um depósito carbonático lacustre, formado em condições de baixa energia (Assine, 1992; Heimhofer *et al.*, 2010; Neumann, 1999). Entretanto, como já foi dito, os "carbonatos laminados" são, na verdade, carbonatos eodiagenéticos formados em ambientes argilosos e híbridos, ao invés de serem rochas carbonáticas *sensu stricto* (geradas pelo acúmulo de micrita e/ou grãos aloquímicos). Essas rochas possuíam um *background* lamoso, onde o desenvolvimento de colônias microbiais favoreceu a precipitação de calcita.

A partir do estudo das impressões da fitoflora angiospérmica do Membro Crato, Braz (2012) observou que esses fósseis em sua maioria encontram-se pouco fragmentados, indicando pouco ou nenhum transporte, apresentando órgãos com conexão orgânica e alguns espécimes completos (raiz, caule, folhas e órgãos reprodutivos conectados), além do registro de sua co-evolução com os insetos. A autora concluiu que, devido ao caráter continental e dulciaquícola dessas angiospermas, a deposição ocorreu em ambiente lacustre pouco profundo e com pequeno ou nenhum transporte.

Ao analisar amostras do Membro Crato, Antonieto (2010) observou que as associações de ostracodes são pobres em número de espécies, correspondendo a espécie dominante a aproximadamente 97% da recuperação por amostra, o que, segundo Hudson (1990), é indicativo de paleoambientes salobros.

Segundo Bérthou *et al.* (1994), a dominância de espécies do gênero *Harbinia* nas amostras é outro indicativo de condições salobras. O aparecimento de gêneros característicos de ambientes límnicos de água doce como, por exemplo, *Ilyocypris* (Smith & Horne, 2002) no poço PS-12-CE e a dominância de poucas espécies de gêneros interpretados como de ambientes com altas concentrações salinas, como *Harbinia* e *Cetacella*, no poço PS-11-CE, permitem a interpretação de lagos hipersalinos, possivelmente costeiros, onde as espécies favorecidas pelos altos níveis de salinidade tendem a se estabelecer em grande quantidade (Bardola, 2015).

Segundo Antonieto (2010), o paleoambiente seria transicional, composto por lagos costeiros, em geral salobros. Períodos de maior aporte de água doce e consequente aumento no nível de base do sistema permitiriam a colonização por gêneros característicos de ambientes com maior influência continental. Lagunas e lagos costeiros podem ser diferenciados com base no grau de conexão com o mar. Lagunas apresentam conexão permanente com o mar, por meio de canais de ligação; nesses ambientes, predomina a mistura de águas continentais e marinhas, em regime estuarino. Lagos costeiros por sua vez não se ligam diretamente com o mar, permanecendo como ambientes de água doce durante a maior parte de seu desenvolvimento (Tomazelli & Villwock, 1991).

Com base nos dados isotópicos de C e O e nos dados paleontológicos, que indicam que o corpo d'água que deu origem ao depósito teve contribuição de água meteórica, juntamente com dados sedimentológicos (intercalações de lâminas de gipsita e pseudomorfos de halita ao longo da laminação dos "carbonatos"), conclui-se que havia intensa variação de salinidade no corpo d'água que originou as rochas do Membro Crato.

As evidências que indicam a interação entre água doce e marinha sugerem eventuais entradas de água doce dentro do corpo aquoso salino, com momentos de predomínio da entrada de água doce favorecendo a concentração de matéria orgânica e desenvolvimento de seres vivos dulcícolas. O fator controlador desse aporte seria o clima, onde períodos com intensa precipitação pluviométrica favoreceriam a concentração de águas continentais. Já os períodos mais secos propiciariam a concentração e evaporação da salmoura, com formação de águas salinas a hipersalinas. O retorno às condições mais salinas causaria a morte dos organismos e concentração dos restos orgânicos no fundo do corpo aquoso (Bobco, 2014).

Analisando a distribuição areal dos evaporitos do Membro Ipubi (na porção sul-sudoeste da bacia) e dos "carbonatos" do Membro Crato (na porção norte-nordeste), Bobco (2014) propôs que a deposição destas unidades esteja associada a um contexto de *sabkha* costeiro, de modo que as camadas evaporíticas ("carbonatos" e sulfatos) representam uma variação lateral de fácies neste sistema.

Outro fato que corrobora a possível contemporaneidade das duas unidades baseia-se nas evidências de hipersalinidade do corpo d'água que deu origem ao Membro Crato. Martill *et al.* (2007) descreve pseudomorfos de halita nos

"carbonatos" laminados e sugere que esses indicam um raseamento resultante do aumento da evaporação em um contexto hipersalino. Já Bardola *et al.* (in press) apontam a presença de camadas milimétricas a centimétricas de gipsita intercaladas com os carbonatos, comprovando também a alta salinidade deste corpo d'água.

Segundo Rojas (2009), o intervalo Aptiano-Albiano da seção pós-rifte na Bacia do Araripe não apresenta evidências de um forte controle tectônico no arranjo do arcabouço estratigráfico do intervalo estudado. O controle principal no desenvolvimento das sequências deposicionais reconhecidas foram assim variações do nível de base local, condicionadas por mudanças climáticas, expressas por fases úmidas, que favoreciam a subida do nível de base, e fases mais áridas, onde o nível de base tendia a descer (Fig. 73).

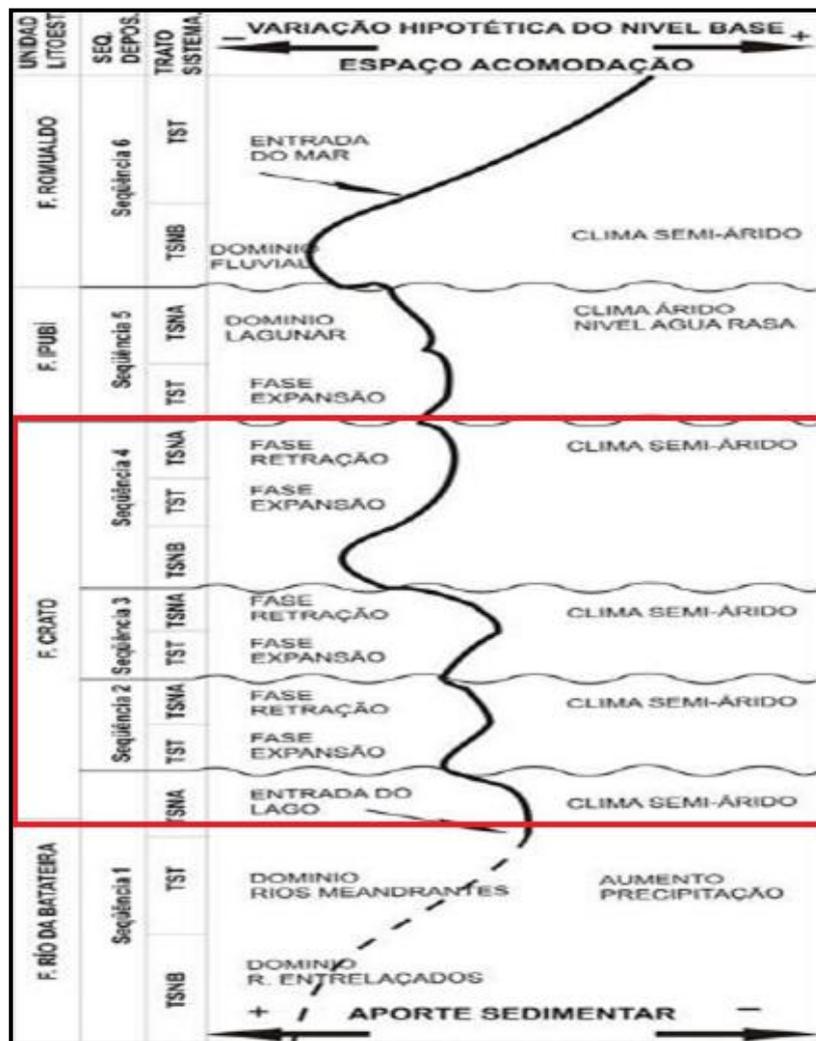


Figura 73. Variação do nível de base para o intervalo Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe, com o intervalo de estudo em destaque. Modificado de Rojas (2009).

Com base nos dados da literatura e nos dados obtidos durante o desenvolvimento deste estudo, o modelo deposicional proposto para o Membro Crato é o de um ambiente lagunar lamoso, em um *sabkha* costeiro (Fig. 74) sob clima semi-árido a árido, sujeito a constantes mudanças na salinidade, na profundidade da água e no grau de oxigenação, onde as condições ambientais de estresse favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação de CaCO_3 . Esta laguna, cujo substrato era lamoso, recebia periódica contribuição de sedimentos siliciclásticos mais grossos.

A localização da ligação entre a laguna e o mar ainda é duvidosa, mas possivelmente tenha sido a norte-nordeste, já que a maior espessura e dominância areal dos evaporitos ocorre a sul-sudeste, indicando nesta porção da bacia condições mais rasas e de maior concentração de íons por processos evaporativos. Arai (2014) sugere possíveis ligações dessa laguna através das bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe ou Tucano. Porém, estudos mais aprofundados são necessários para melhor reconstrução paleogeográfica deste corpo lagunar e localização da conexão marinha.

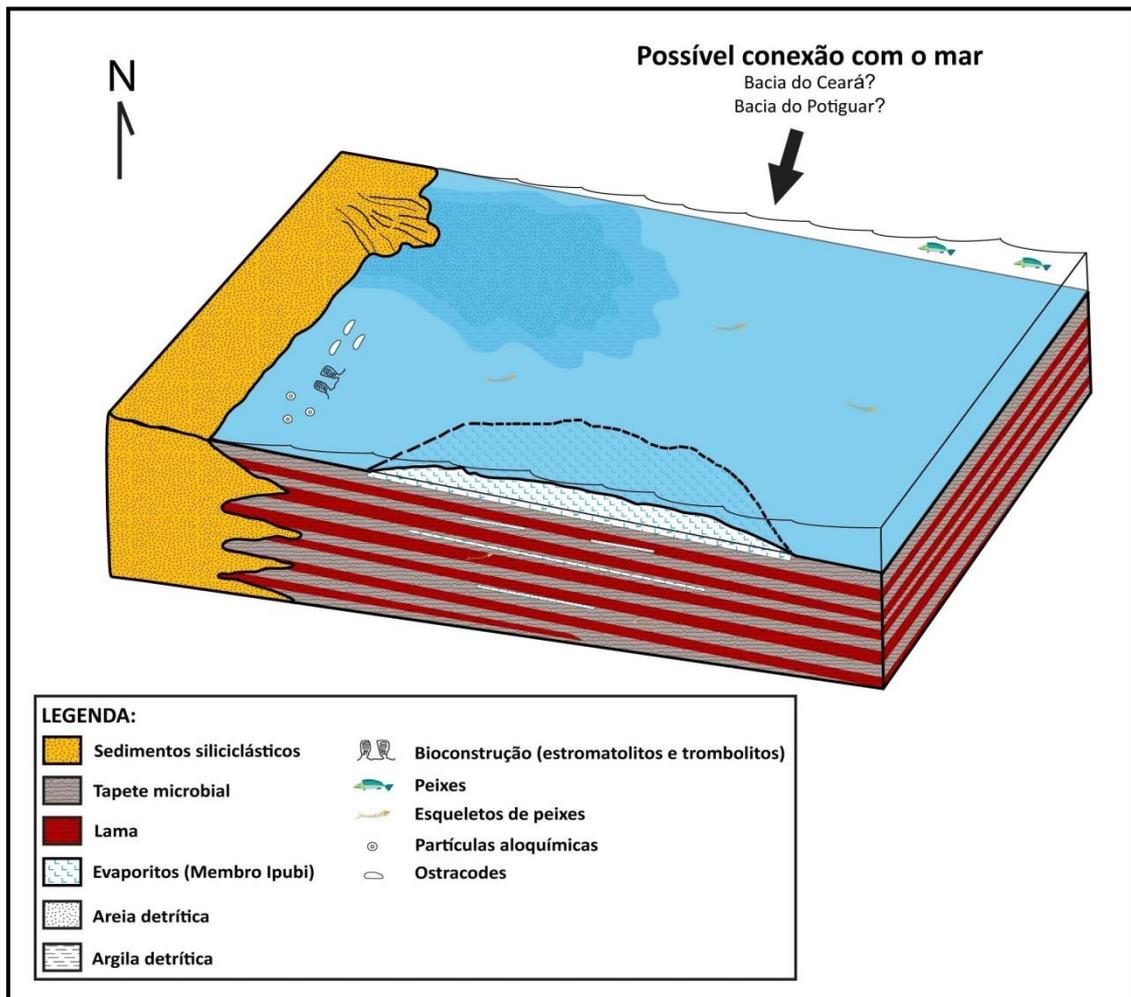


Figura 74. Modelo deposicional proposto para o Membro Crato. A precipitação das rochas desta unidade ocorre em uma laguna lamosa em um *sabkha* costeiro, associada aos evaporitos do Membro Ipubi, onde as condições ambientais de estresse favoreceram o desenvolvimento de extensos tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação de CaCO_3 . A laguna recebe influência marinha, cuja possível localização é a norte-nordeste.

Como discutido anteriormente, sugere-se que a deposição das rochas do Membro Crato ocorreu em um ambiente costeiro, onde uma laguna com ligação marinha de localização ainda duvidosa (possivelmente a norte-nordeste) depositaria os "carbonatos" laminados do Membro Crato na porção mais diluída do corpo aquoso, onde a salinidade era menor. Segundo Bobco (2014), lateralmente nesta laguna, em porções mais restritas à circulação de água marinha, onde a concentração dos íons era maior, seriam depositados os sulfatos. A diluição da água na laguna ocorria através do aporte de rios em determinados locais, trazendo água doce para a laguna e sedimentos siliciclásticos, formando deltas.

Bobco (2014) concluiu que os evaporitos do Membro Ipubi estão relacionado aos "carbonatos" do Membro Crato, consistindo em uma variação lateral de fácies entre as duas unidades. Desse modo, os sulfatos não representariam um ressecamento do corpo d'água que depositava os "carbonatos", mas sim porções lateralmente adjacentes a eles dentro do mesmo corpo lagunar, onde a salinidade era maior. Nesse caso, não somente estas duas unidades estão relacionadas, como fazem parte do mesmo sistema deposicional.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da caracterização petrográfica dos "carbonatos" laminados do Membro Crato, juntamente com os demais dados levantados neste trabalho, integrado às informações bibliográficas, foi possível concluir que:

- 1) Os "carbonatos" laminados do Membro Crato são, na verdade, carbonatos eodiagenéticos formados em um substrato argiloso e/ou híbrido, ao invés de serem rochas carbonáticas *sensu stricto* (geradas pelo acúmulo de micrita e/ou grãos aloquímicos).
- 2) O corpo d'água onde estes sedimentos se acumularam possuía um *background* lamoso, onde a matriz argilosa foi extensivamente substituída por calcita na eodiagênese.
- 3) Foram identificados 8 feições microbiais nas rochas do Membro Crato: *lumps* carbonáticos, feições grumosas ou pseudo-peloidais (textura *clotted*), camadas de tapete microbial com pequenos grãos detríticos aderidos, bioconstruções dômicas (microdomos estromatolíticos e trombolíticos), fragmentos de tapete microbial (intraclastos carbonáticos de origem microbial), estrutura laminada de nivelamento (laminação crenulada) e estruturas *roll-ups* (dobramentos da laminação, possivelmente decorrentes da deformação dos tapetes microbiais).
- 4) Com base na identificação das feições microbiais descritas acima, é possível concluir que o carbonato precipitado no Membro Crato foi formado pela ação de bactérias, ou seja, possui origem microbial.
- 5) O uso da Microscopia Eletrônica de Varredura corroborou com a presença de bactérias durante a formação do depósito, uma vez que foram encontradas estruturas de formato esférico, compatíveis com a morfologia de bactérias cocóides, além da ocorrência de tecidos fibrosos depositados sobre e entre os cristais de calcita, interpretados como bactérias cocóides calcificadas e resíduos de EPS constituinte do tapete microbial, respectivamente.
- 6) Três tipos litológicos foram identificados no Membro Crato: (1) lutitos, cujos constituintes primários correspondem a mais de 2/3 de matriz sindeposicional argilosa; (2) arenitos lamosos, com mais de 2/3 de sedimentos de tamanho

areia de composição carbonática e/ou siliciclástica; e (3) microbiais lamosos, com mais de 2/3 de bioconstruções microbiais (*lumps* e *clots*).

- 7) A partir do resultado das análises de MEV, verificou-se que a matriz argilosa é formada por argilominerais do grupo da esmectita (montmorillonita), o que caracteriza a origem detrítica da matriz deposicional.
- 8) As condições de *stress* ambiental favoreceram o desenvolvimento de tapetes microbiais, responsáveis pela precipitação de CaCO₃. Portanto, a calcita substitutiva provavelmente é um produto da precipitação em tapetes microbiais.
- 9) A presença dos tapetes microbiais foi primordial para a extraordinária preservação dos fósseis dessa unidade, uma vez que estes seriam a armadilha de preservação, através do recobrimento precoce dos organismos com biofilmes de EPS e CaCO₃.
- 10) Os valores isotópicos negativos de $\delta^{13}\text{C}$, segundo Armstrong e Brasier (2005), indicam claramente a assinatura isotópica de composição meteórica para os "carbonatos", já os valores isotópicos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam baixa taxa de evaporação e origem continental (Sharp, 2007). Portanto, considerando-se que as assinaturas isotópicas são originais, houve contribuição de água meteórica no corpo d'água existente durante a formação das rochas do Membro Crato, o que corrobora a interpretação de um ambiente lacustre para o depósito.
- 11) Integrando os dados isotópicos de C e O com os dados sedimentológicos (intercalações de lâminas de gipsita e pseudomorfos de halita ao longo da laminação dos "carbonatos"), conclui-se que havia intensa variação de salinidade no corpo d'água que originou as rochas do Membro Crato.
- 12) As imagens obtidas através da Microscopia de Fluorescência Ultravioleta indicam que a matéria orgânica não está dispersa na argila, e sim apresenta uma textura fibrosa que forma feixes. A organização da matéria orgânica em feixes paralelos à laminação pode representar que esta consiste em resíduos do tapete microbiano.
- 13) Com base nos dados da literatura e nos dados obtidos através deste estudo, o modelo deposicional proposto para o Membro Crato é o de um ambiente

lagunar lamoso em um *sabkha* costeiro sob clima semi-árido a árido, associado aos evaporitos do Membro Ipubi. Esta laguna estava sujeita a constantes mudanças na salinidade, na profundidade da água e no grau de oxigenação. A localização da ligação da laguna com o mar possivelmente estava a norte-nordeste.

- 14) Recomenda-se a partir deste trabalho, ampliar o estudo para outras bacias do nordeste com o intuito de reconstruir a paleogeografia regional para o Aptiano-Albiano. Deve-se buscar feições que indiquem as margens do corpo d'água e a localização da conexão marinha, para que seja possível a completa reconstrução do contexto deposicional.

9. REFERÊNCIAS

- Antonietto, L.S. (2010). *Ostracodes da Formação Santana (Cretáceo Inferior, Aptiano Superior), Bacia do Araripe, NE-Brasil: taxonomia, distribuição estratigráfica e paleoecologia*. Brasília, 120f. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília.
- Arai, M. (2014). Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2):339-350.
- Arai, M. & Shimabukuro, S. (2001). Seriam as florações fitoplanctônicas tóxicas uma das origens de "Lagerstätten"? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17., 2001, Rio Branco, Boletim de Resumos... Rio Branco: Sociedade Brasileira de Paleontologia, Universidade Federal do Acre, 63p.
- Armstrong, H.A. & Brasier, M.D. (2005). Microfossil, stable isotopes and ocean-atmosphere history. *Microfossils*. 4(2):25-34.
- Arp, G., Reimer, A. & Reitner, J. (2001). Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science*, 292:1701-1704.
- Assine, M.L. (1992). Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3): 289-300.
- Assine, M.L. (1994). Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 24(4), 223-232.
- Assine, M.L. (2007). Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2): 371-389.
- Bardola, T.P. (2015). *Caracterização Paleoambiental dos Carbonatos Microbiais do Membro Crato, Formação Santana, Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe*. Porto Alegre, 147f. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bardola, T., Goldberg, K. & Bobco, F. (in press). Microbial mats in the Santana Formation, a Lagerstätten in the Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Bérthou, Y., Depeche, F., Colin, J.P., Filgueira, J.B.M. & Lopes-Teles, M.S. (1994). New data on the ostracodes from the Crato lithologic units (lower Member of the Santana Formation, latest Aptian-lower Albian) of the Araripe Basin (northeastern Brazil). *Acta Geológica Leopoldensis.*, 39:539-554.
- Beurlen, K. (1962). A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, 34(3): 365-370.
- Beurlen, K. (1963). Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17., Recife. Anais... Recife, SBG, 47p.
- Beurlen, K. (1971). As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia brasileira de Ciências*, 43(supl.): 411-415.

- Bobco, F.E.R. (2014). *Caracterização faciológica, petrográfica, e isotópica dos evaporitos do Membro Ipubi, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. Porto Alegre, 147f. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bottjer, D.J., Hagadorn, J.M. & Dornbos, S.Q. (2000). The Cambrian substrate revolution: GSA Today. *Geological Society of America*, 10:1-7.
- Brasier, M.D., Green, O.R., Jephcoat, A.P., Kleppe, A.K., Van Kranendonk, M.J., Lindsay, J.F., Steele, A. & Grassineau, N.V. (2002). Questioning the evidence for Earth's oldest fossils. *Nature*, 416:76-81.
- Brasier, M., McLoughlin, N., Green, O. & Wacey, D. (2006). A fresh look at the fossil evidence for early Archaean cellular life. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 361:887-902.
- Braun, O.P.G. (1966). Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro, DNPM/DGM (Boletim 235), 75p.
- Braz, F.F. (2012). *Registro angiospérmico Eocretáceo do Membro Crato, Formação Santana, Bacia do Araripe, NE do Brasil: interpretações paleoambientais, paleoclimáticas e paleofitogeográficas*. São Paulo, 229f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Briggs, D.E.G. (2003). The role of decay and mineralization in the preservation of soft-bodied fossils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31:275-301.
- Brock, T.D., Madigan, M.T., Martinko, J.M. & Parker, J. (1994). *Biology of Microorganismsm 7th edn*. New Jersey: Prentice Hall.
- Buick, R. (1990). Microfossil recognition in Archean rocks: an appraisal of spheroids and filaments from 3500 MY old chert-barite at North Pole, Western Australia. *Palaaios*, 5:441-459.
- Buick, R., Dunlop, J. & Groves, D. (1981). Stromatolite recognition in ancient rocks: An appraisal of irregularly laminated structures in an Early Archaean chert-barite unit from North Pole, Western Australia. *Alcheringa: An Australas Journal of Palaeontology*, 5:161-181.
- Burne, L.V. & Moore, L.S. (1987). Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaaios*, 2(3):241-254.
- Carvalho, I. de S., Freitas, F.I. de & Neumann, V. (2012). Chapada do Araripe. In Y. Hasui, & C.D.R. Carneiro, & F. F. M. de Almeida, & A. Bartorelli (Org.). *Geologia do Brasil* (1ª ed., pp. 510-513). São Paulo: Beca.
- Chagas, D.B., Assine, M. L. & Freitas, F. I. (2007). Fácies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista de Geociências*, São Paulo, V. 26(4).
- Christensen, B.E. & Characklis, W.G. (1990). Physical and chemical properties of biofilms. In: Characklis, W.G. & Marshall, K.C. (Ed.). *Biofilms*. New York: John Wiley & Sons.

Cooksey, K. (1992). Extracellular polymers in biofilms. *Biofilms – Science Technology*, 223:137-147.

Costerton, J.W., Geesey, G.G. & Cheng, K.J. (1978). How bacteria stick. *Scientific American*, 238:86-95.

De Ros, L. F., Goldberg, K., Abel, M., Victorinetti, F., Mastella, L. & Casto, E. (2007) Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System. *In: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA. 2007 AAPG Annual Conference and Exhibition Abstracts, 2007.*

Decho, A. (1990). Microbial exopolymer secretions in ocean environments – their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanographic and Marine Biology*, 28:73-153.

Decho, A. (2000). Microbial biofilms in intertidal systems: An overview. *Continental Shelf Research*, 20:1257-1273.

Decho, A., Visscher, P. & Reid, R. (2005). Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219:71-86.

Fambrini, G. L., Lemos, D.R.D., Tesser Jr, S., Araújo, J.T.D., Silva-Filho, W.F.D., Souza, B.Y.C.D. & Neumann, V.H.D.M.L. (2011). Estratigrafia, arquitetura deposicional e faciologia da formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na área-tipo, bacia do Araripe, nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de estágio de início de rifte a clímax de rifte. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2), 55-87.

Fenchel, T. & Finlay, B.J. (1995). *Ecology and Evolution in Anoxic Worlds. Oxford Series in Ecology and Evolution.* Oxford: Oxford University Press.

Flemming, H., Neu, T. & Wozniak, D. (2007). The EPS matrix: The 'house of biofilm cells'. *Journal of Bacteriology*, 189:7945-7947.

Folk, R.L. (1993). SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63:990-999.

Fürsich, F.T., Werner, W., Scheneider, S. & Mäuser, M. (2007). Sedimentology, taphonomy, and palaeoecology of a laminated plattenkalk from the Kimmeridgian of the northern Franconian Alb (southern Germany). *Elsevier*, 243:92-117.

Gardner, G. (1846). *Travels in the Interior of Brazil, Principally through the Northern Province and the Gold and Diamond Districts during the Years 1836-1841.* London: Reeves Brothers.

Gebelein, C.D. & Hoffman, P. (1973). Algal origin of dolomitic laminations in stromatolitic limestone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43:603-613.

Gehling, J. (1999). Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran Death Masks. *Palaios*, 14:40-57.

Gerdes, G., Krumbein, W. & Reineck, H. (1991). Biolaminations - Ecological versus depositional dynamics. *In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds). Cycles and events in stratigraphy.* Berlin; Springer-Verlag.

- Gingras, M., Hagadorn, J.W., Seilacher, A., Lalonde, S.V., Pecoits, E., Petrash, D. & Konhauser, K.O. (2011) Possible evolution of mobile animals in association with microbial mats. *Nature-Geoscience*, 4:372-375.
- Golubic, S. & Knoll, A. (1993). Prokaryotes. In: Lipps, J. (Ed.), *Fossil prokaryotes and protists*. Boston: Blackwell.
- Grotzinger, J. & Rothman, D. (1996). An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature*, 383:423-425.
- Harrison, J., Turner, R., Marques, L. & Ceri, H. (2005). Biofilms. *Journal of America Science*, 93:508-515.
- Havinga, A.J. (1971). An experimental investigation into the decay of pollen and spores in various soil types. In: Brooks, J., Grant, P.R., Muir, M.D. & Van Gijzel, P. (Eds.). *Sporopollenin*. London: Academic Press, pp. 446-479.
- Heimhofer, U., Ariztegui, D., Lenniger, M., Hesselbo, S.P., Martill, D.M. & Rios-Netto, A.M. (2010). Deciphering the depositional environment of the laminated Crato fossil beds (Early Cretaceous, Araripe Basin, North-eastern Brazil). *Sedimentology*, 57:677-694.
- Hoefs, J. (1980). *Stables isotopes Geochemistry*. Berlin: Springer-Verlag, 237p.
- Hoefs, J. (2004). *Stable Isotope in Geochemistry*. Germany: Springer-Verlag, 5ed, 244p.
- Hudson, J.D. (1990). Salinity from faunal analysis and geochemistry. In: Briggs, D.E.G. & Growther, P.R. (Ed.). *Palaeontology: a synthesis*. Blackwell-Science, 408p.
- Knorre, H.V. & Krumbein, W.E. (2010). Bacterial calcification. In: Riding, R.E. & Awramik, S.M. (Eds.). *Microbial Sediments*. Berlin: Springer-Verlag.
- Krumbein, W. (1994). Paracelsus und die muciliginischen Substanzen – 500 Jahre EPS-Forschung. *Deutsche Gesellschaft für Mikrobiologie*, 1993:8-14.
- Krumbein, W.E. & Cohen, Y. (1977). Primary production, mat formation and lithification: contribution of oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria. In: Flügel, E. (Ed.). *Fossil Algae*. New York: Springer.
- Laflamme, M., Schiffbauer, J.D., Narbonne, G.M. & Briggs, D.E.G. (2011). Microbial biofilms and the preservation of the Ediacara biota. *Lethaia*, 44:203-213.
- Lan, Z.W. & Chen, Z.Q. (2012b). Exceptionally preserved microbially induced sedimentary structures from the Ediacaran post-glacial successions in the Kimberley region, northwestern Australia. *Precambrian Research*, 200:1-25.
- Lan, Z.W. & Chen, Z.Q. (2013). Proliferation of MISS-forming microbial mats after the late Neoproterozoic glaciations: Evidence from the Kimberley region, NW Australia. *Precambrian Research*, 224:529-550.
- Lima, M.R. (1979). Considerações sobre a subdivisão estratigráfica da Formação Santana, Cretáceo do Nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 9(2):116-121.
- Luo, M., Chen, Z., Hu, S., Zhang, Q., Benton, M.J., Zhou, C., Wen, W. & Huang, J. (2013). Carbonate reticulated ridge structures from the Lower Middle Triassic of the luoping area,

Yunnan, Southwestern China: Geobiologic features and implications for exceptional preservation of the luoping biota. *Palaios*, 28(8):541-551.

Marshall, J.D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129(2):143-160.

Martill, D.M. Loveridge, R.F. & Heimhofer, U. (2007). Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian-Early Albian), Araripe Basin, Northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, 28:613-620.

Martin, J.P.S. (2010). The *Girvanella*-like remains from Messinian marine deposits (Sardinia, Italy): Lagerstätten paradigm for microbial biota? *Elsevier*, 96:33-50.

Martinelli, L.A., Ometto, J.P., Ferraz, E.S., Victoria, R.L., Camargo, P.B. & Moreira, M.Z. (2009). Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. São Paulo: Oficina de Textos. 144 p.

McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, H. A., & Urey, H. C. (1950). Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, 21(8):724-730.

Moeller, S., Sternberg, C., Andersen, JB., Christensen, BB., Ramos, JL., Givskov, M. & Molin, S. (1998). In situ gene expression in mixed-culture biofilms: Evidence of metabolic interactions between community members. *Applied Environmental Microbiology*, 64:721.

Moraes, J.F.S., Santos, J.S. & Mascarenhas, J.C. (1976). *Projeto Santana. Relatório Final da Etapa I*. Recife, DNPM/CPRM, V. I:269.

Neelson K.H. (1997). The limits of life on Earth and searching for life on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 102(E10), 23:675-686

Neumann, V.H.M.L. (1999). *Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica e Diagênese dos Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses da Bacia do Araripe (Nororeste do Brasil)*. Tese de Doutorado - Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.

Neumann, V.H.M.L. & Cabrera, L. (2002). Características hidrogeológicas gerais, mudanças de salinidade e caráter endorréico do sistema lacustre Cretáceo do Araripe, NE Brasil. *Revista de Geologia*. V.15:43-54.

Noffke, N. (1997). *Mikrobiell induzierte Sedimentstrukturen (M.I.S.S.) in siliziklastischen Wattablagerungen*. Oldenburgo, 127f. Tese de Doutorado, University of Oldenburg.

Noffke, N. (1998). Multidirected ripple marks rising from biological and sedimentological processes in modern lower supratidal deposits (Mellum Island, southern North Sea). *Geological Society of America*, 26:879.

Noffke, N. (1999). Erosional remnants and pockets evolving from biotic-physical interactions in a Recent lower supratidal environment. *Journal of Sedimentary Geology*, 123:175-181.

Noffke, N. (2009). The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits. *Earth Science Review*, 96:173-180.

Noffke, N. (2010). *Geobiology: Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to Today*. Springer: Heidelberg.

Noffke, N., Beukes, N., Bower, D., Hazen, R.M. & Swift, D.J.P. (2008). An actualistic perspective into Archean worlds - (cyano-)bacterially induced sedimentary structures in the siliciclastic Nhlazatse Section, 2.9 Pongola Supergroup, South Africa. *Geobiology*, 6:5-20.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T. & Krumbein, W.E. (1997b). Biofilm impact on sedimentary structures in siliciclastic tidal flats. *Cour Forsch Senckenberg*, 201:297-305.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T. & Krumbein, W.E. (2001a). Microbially induced sedimentary structures indicating climatological, hydrological and depositional conditions within Recent and Pleistocene coastal facies zones (southern Tunisia). *Facies*, 44:23-30.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T. & Krumbein, W.E. (2001b). Microbially induced sedimentary structures: a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71:649-656.

Noffke, N., Hazen, R.M., Eriksson, K. & Simpson, E. (2006b). A new window into early life: microbial mats in a siliciclastic early Archean tidal flat (3.2 Ga Moodies Group, South Africa). *Geology*, 34:253-256.

Noffke, N., Knoll, A. & Grotzinger, J. (2002). Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: A case study from the Upper Neoproterozoic Nama Group, Namibia. *Palaios*, 17:533.

Noffke, N. & Krumbein, W. (1999). A quantitative approach to sedimentary surface structures contoured by the interplay of microbial colonization and physical dynamics. *Sedimentology*, 46:417-426.

Peabody, F.E. (1947). Current crescents in the Triassic Moenkopi Formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 17:73-76.

Pierre, C. (1994). Evaporite Sequences in Petroleum Exploration. *In: Stable Isotope Tracers of Conditions of Evaporite Sedimentation and Diagenesis*. Paris: Pierre, C.

Pratt, B.R. (2001). Calcification of cyanobacterial filaments: *Girvanella* and the origin of lower Paleozoic lime mud. *Geology*, 29:763-766.

Prothero, D. R. (1990). *Interpreting the stratigraphy Record*. New York: W.H. Freeman, 41p.

Reitner, J. & Thiel, V. (2011). *Encyclopedia of Geobiology*. Germany: Springer.

Riding, R. (2000). Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1), 179-214.

Riding, R. (2011). Microbialites, stromatolites and thrombolites. *In: Reitner, J. & Thiel, V. (Ed.). Encyclopedia of Geobiology*. Encyclopedia of Earth Science Series. Heidelberg: Springer.

Rodrigues, G. B., & Fauth, G. (2013). Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didática*, 9(1), 34-49.

- Rojas, F.E.M. (2009). *Estratigrafia de sequências do intervalo Aptiano-Albiano na bacia do Araripe, NE do Brasil*. Natal, 102f. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Santos, R. S. (1947). Uma redescoberta de *Dastilbe elongatus*, com algumas considerações sobre o gênero *Dastilbe*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Boletim* 42, 7p.
- Schieber, J. (1986). The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Proterozoic basins. *Sedimentology*, 33:521-536.
- Schieber, J. (1998a). Deposition of Mudstones and Shales: Overview, Problems, and Challenges. In: Schieber, J., Zimmerle, W. & Sethi, P. (Ed.). *Shales and Mudstones (vol. 1): Basin Studies, Sedimentology and Paleontology*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, p. 131-146.
- Schieber, J. (1998b). Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: Examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 120:105-124.
- Schieber, J. (1999). Microbial mats in terrigenous clastics; The challenge of identification in the rock record. *Palaaios*, 14:3-13.
- Schieber, J., Bose, F., Eriksson, P., Banerjee, J., Sakar, S., Altermann, W. & Catuneanu, D. (2007). *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record*. Oxford: Elsevier Science.
- Schochardt, M. (1943). *Grundlagen und neue Erkenntnisse der angewandten Braunkohlenpetrographic*. Germany: Halle.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A.B., Agresti, D.G., Wdowiak, T.J. & Czaja, A.D. (2002). Laser-Raman imagery of Earth's earliest fossils. *Nature*, 416:73-76.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A.B., Czaja, A.D. & Tripathi, A.B. (2007). Evidence of Archean life: Stromatolites and microfossils. *Precambrian Research*, 158:141-155.
- Sharp, Z. (2007). *Principles of stable isotope geochemistry* (p. 344). Upper Saddle River, NJ: Pearson education.
- Silva, M.A.M. (1986b). Lower Cretaceous sedimentary sequences in the basin, Northeastern Brazil: a revision. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3):311-319.
- Small, H.L. (1913). *Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí*. Publicação Inspetoria de Obras Contra Secas, 25:1-80.
- Smith, A.J. & Horne, D.J. (2002). Ecology of Marine, Marginal Marine and Neonmarine Ostracodes. In: Holmes, J.A. & Chivas, A.R. (Ed.). *Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. *Geophysical Monograph Series*, 131:37-64.
- Stal, L.J., van Gemerden, H. & Krumbein, W.E. (1985). Structure and development of a benthic marine microbial mat. *FEMS Microbiology Ecology*, 31:111-125.
- Stolz, J.F. (1990). Distribution of phototrophic microbes in the flat laminated microbial mat at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico. *BioSystems*, 345-357.

- Stoodley, P., Sauer, K., Davies, D.G. & Costerton, J.W. (2002). Biofilms as complex differentiated communities. *Annual Review Microbiology*, 56:187-209.
- Sutherland, I. (1990). *Biotechnology of microbial exopolysaccharides*. Cambridge University Press, New York.
- Sutherland, I. (2001). The biofilm matrix—an immobilized but dynamic microbial environment. *Trends Microbiology*, 9:222–227.
- Tewari, V.C. & Seckback, J. (2011). *Stromatolites: interaction of microbes with sediments*. New York: Springer.
- Thompson, J.B. & Ferris, F.G. (1990). Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology*, 18:995-998.
- Thompson, J.B., Schultz-Lam, S., Beveridge, T.J. & Des Marais, D.J. (1997). Whiting events: Biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. *Limnology and Oceanography*, 42:133-141.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin: Springer-Verlag.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. (1991). Geologia do sistema lagunar Holocênico do litoral norte do Rio grande do Sul, Brasil. *Revista Pesquisas em Geociências*, 18(1):13-24.
- Tucker, M.E. (1988). *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 391p.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Van Gijzel, P. (1967). Palynology and fluorescence microscopy. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2:49-79.
- Van Gijzel, P. (1971). Review of the UV-fluorescence microphotometry of fresh and fossil exines and exosporia. In: Brooks, J., Grant, P.R., Muir, M.D. & Van Gijzel, P. (Eds.). *Sporopollenin*. London: Academic Press, pp. 659-685.
- Viana, M.S.S. & Neumann, V.H.L. (2002). Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE: riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Queiroz, E.T., Winge, M. & Berbert-Born, M.L.C. (Eds). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM-Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 1:113-120.
- Wimpenny, J., Manz, W. & Szewzyk, U. (2000). Heterogeneity in biofilms. *FEMS Microbiol Reviews*, 24:661-671.
- Zhang, X., Bishop, P. & Kupferle, M. (1998). Measurement of polysaccharides and proteins in biofilm extracellular polymers. *Water Science and Technology*, 37:345-348.
- Zuffa G.G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(1): 21-29.

10. APÊNDICES

Apêndice I. Perfis colunares de testemunho

Apêndice II. Descrições das lâminas petrográficas e fotomicrografias

Apêndice III. Tabela de quantificação das lâminas