

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

Bruno Catto

**LAMINITOS MICROBIAIS NO MEMBRO CRATO (NEOAPTIANO), BACIA DO
ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL.**

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine
Co-orientador: Prof. Dr. Lucas V. Warren

Rio Claro – SP
2015

BRUNO CATTO

**LAMINITOS MICROBIAIS NO MEMBRO CRATO (NEOAPTIANO), BACIA DO
ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL.**

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre.

Comissão Examinadora

Rio Claro, SP ____ de _____ de 2015.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Petrobras S.A. pela oportunidade de realizar esta dissertação de mestrado, ao Gerente Executivo Mario Carminatti, e em especial a Dra. Sylvia Maria Couto dos Anjos e ao Dr. Pierre Muzzi Magalhães. Agradeço aos profissionais Ricardo Jorge Jahnert, Rogério Loureiro Antunes, Adali Ricardo Spadini, Nilo Siguehiko Matsuda, Vanessa Madrucci, Carlos César Araújo e a consultora Monique Mettraux Homewood pelas constantes discussões e ajuda. Agradeço muito a todos os amigos dessa empresa que sempre me incentivaram.

Ao grupo da pós-graduação da UNESP e do laboratório UNESPetro, sou grato pela disponibilidade do espaço físico e concessão de equipamentos, imprescindíveis para o êxito deste estudo.

Especial agradecimento ao meu orientador, professor Dr. Mario Luis Assine pela atenção, paciência e discussões durante o desenvolvimento dessa dissertação e a meu Co-orientador professor Dr. Lucas Veríssimo Warren pelas ideias e sugestões que enriqueceram o trabalho. Agradeço aos professores Dr^a. Rosemarie Rohn Davies, Dr. Dimas Dias Brito, ao corpo técnico (graduandos, pós-graduandos e pesquisadores) e aos funcionários do UNESPetro.

Agradeço ao geólogo Ms. Bruno César Araújo e ao professor Dr. Virgínio Henrique Neumann (UFPE) pelo auxílio no trabalho de campo e conhecimentos transmitidos sobre a Bacia do Araripe.

Ao corpo técnico do DNPM de Recife (PE) por disponibilizar os testemunhos e amostras para a realização do trabalho.

Ao laboratório LAMIR, pelas análises disponibilizadas e aos professores Dr^a Anelise Bahniuk, Dr. José Manuel (*in memoriam*) e Dr. Fernando Vesely.

Ao laboratório de geoquímica orgânica do CENPES pelas análises e discussão, em especial a Carla Viviane Araújo e Jaques Soares Schmidt.

Agradeço muito a todos os meus amigos e, principalmente, à minha família pelo carinho e amor que sempre me dedicaram.

RESUMO

O recente interesse por rochas carbonáticas do Andar Alagoas deve-se às grandes descobertas de petróleo no intervalo sedimentar que ficou conhecido como o “pré-sal” das bacias de Santos e Campos. Nestas bacias, os depósitos do Aptiano, Andar regional Alagoas, somente podem ser investigados do ponto de vista estratigráfico por técnicas indiretas e por meio de amostras obtidas na perfuração de poços. A complexidade litológica e a grande variação lateral das fácies, muitas das quais formadas por carbonatos lacustres de origem microbial, dificultam a confecção de um modelo preditivo de reservatórios. Dessa forma, faz-se necessário a utilização de modelos análogos em superfície para substanciar e aprimorar os modelos preditivos em subsuperfície. Neste sentido, a Bacia do Araripe destaca-se por possuir bons afloramentos da sucessão formada pela sedimentação de carbonatos lacustres contemporânea às seções Neoptianas produtoras de petróleo em Santos e Campos. Dentro deste panorama, este trabalho aborda a gênese dos calcários laminados do Membro Crato. Essas fácies são historicamente interpretadas como produtos da precipitação química e processos de remobilização de finos das porções proximais e rasas dos lagos, sem qualquer citação específica sobre sua origem. Os dados utilizados neste trabalho compreendem a descrição macroscópica de afloramentos e testemunhos de poço, técnicas analíticas em amostras de subsuperfície, para determinar teor e constituinte mineral e orgânico das fácies carbonáticas, e petrografia óptica e detalhada com a utilização da microscopia eletrônica de varredura (MEV). Com base nesses novos dados foi possível determinar populações de células procariontes autotróficas, como bactérias filamentosas, cocoides e cianobactérias do gênero *spirulina*, além do seu principal produto orgânico, a substância polimérica extracelular (EPS – *Extracellular Polymeric Substances*). A identificação desses organismos calcificados e dos subprodutos orgânicos possibilitou a definição da gênese e dos processos responsáveis pela precipitação dos carbonatos. Todas as amostras analisadas revelaram origem relacionada à precipitação de carbonato biologicamente controlada. Tanto de forma induzida, com metabolismo ativo bacteriano, ou influenciada por este, gerando microcristais euédricos a subhédricos de calcita, que ocorrem em forma de lâminas milimétricas. Os laminitos microbiais do intervalo estudado trazem nova perspectiva em relação à origem dos calcários da Bacia do Araripe. A excelente qualidade de preservação dos micro-organismos calcificados considerada um *Fossil Lagerstätte*, faz dela uma importante área de estudo para a comparação morfológica de táxons modernos com formas fósseis. Sua equivalência temporal com os carbonatos da seção “pré-sal” a torna uma importante área de estudo de modelos análogos para as bacias marginais brasileiras.

Palavras-chave: calcários lacustres; microbiolitos; organomineralização; esteira microbial; EPS.

ABSTRACT

Recent giant oil discoveries in the pre-salt sedimentary sequence of the Santos and Campos basins at southwest Brazil support a high interest in better understand carbonate rocks from the Alagoas Stage (Upper Aptian). In these offshore basins the Alagoas Stage deposits can only be investigated through indirect techniques and rock samples obtained in drilling wells. The lithological complexity and the great lateral variation in the sedimentary facies, challenge geologists and geophysics to construct accurate predictive reservoir models. Therefore, it is necessary to use analogous models at the surface to substantiate and enhance predictive subsurface models. In this sense, the Araripe Basin is notable for having large and continuous outcrops in which lacustrine carbonates are contemporaneous to Neoptian sections. This study addresses the genesis of the carbonate facies of the Crato member, previously referred as monotonous laminated carbonates and historically interpreted as produced by chemical precipitation and/or sediment remobilization from the proximal and shallow portions of lakes. The data acquired in this study include the macroscopic outcrop and well core descriptions, associated with detailed analyses of subsurface samples. This procedure included accurate optical petrography combined with the use of scanning electron microscopy (SEM), and analytical techniques to determine the mineral and organic constituents in the carbonate facies. These new data, confirmed the pre-existence of autotrophic prokaryotes populations, such as filamentous cyanobacteria, coccoid and spyrulina, besides its organic product, the extracellular polymeric substance (EPS). The identification of calcified bacterial colonies and the organic content support the definition of the genesis and processes involved in the generation of the carbonates. All analyzed samples revealed origin related to biologically induced and biologically influenced euhedral to subhedral microcrystal. These microbial laminates open a new perspective regarding the origin of the Araripe Basin carbonates. The excellent microfossil and organic content preservation, may be considered a world-class Fossil Lagerstätte, makes this succession an important research area for morphological comparison of modern taxa with fossil forms. The temporal equivalence of the microbialites of the Crato Member and the carbonates of the "pre-salt" succession makes this example an unprecedented analogue for the Brazilian marginal oil basins.

Keywords: lacustrine carbonates; microbialites; organomineralization; microbial mat; EPS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Araripe	2
Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia do Araripe	3
Figura 3. Mapa geológico da Bacia do Araripe.....	7
Figura 4. Seção estratigráfica mostrando a relação entre o Membro Crato e a Formação Barbalha.....	8
Figura 5. Fácies representativas do Membro Crato dos afloramentos da frente de lavra Três Irmãos do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda	10
Figura 6. Fósseis representativos do Membro Crato	12
Figura 7. Gráfico com valores de isótopos estáveis de carbono e oxigênio de amostras dos laminitos do Membro Crato	13
Figura 8. Esquema para identificação de partículas orgânicas não-estruturada do grupo das amorfas	18
Figura 9. Diagrama ternário de Fitoclastos-MOA-Palinomorfo baseado na frequência numérica relativa (%) de cada grupo particulado	19
Figura 10. Perfil estratigráfico da frente de lavra Três Irmãos do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda.....	28
Figura 11. Fácies caracterísitcas do Membro Crato, fotos da frente de lavra Três Irmãos.....	29
Figura 12. Perfil sedimentológico do poço 1-PS-11-CE com base na descrição de testemunhos	31
Figura 13. Matéria orgânica amorfa (MOA) dos laminitos do Membro Crato observadas em microscópio óptico	34
Figura 14. Fitoclastos e miósporos encontrados nos laminitos do Membro Crato observados em microscópio óptico	35
Figura 15. Diagrama ternário de Fitoclastos-MOA-Palinomorfo com o resultado dos constituintes particulados individuais das amostras do poço 1-PS-11-CE.....	36
Figura 16. Aspectos da microfácies rítmica observadas em microscopia óptica.....	39
Figura 17. Estruturas alveolares encontradas na microfácies rítmica, imagens obtidas em MEV.....	40
Figura 18. Aspectos típicos de estruturas orgânicas encontradas na microfácies rítmica, imagens obtidas em MEV	41
Figura 19. Perfis dos elementos químicos da microfácies rítmica	42
Figura 20. Mineralogia da microfácies rítmica obtida em difratograma da análise de DRX em rocha total.....	43

Figura 21. Características da microfácies nodular observadas em microscopia óptica	46
Figura 22. Estruturas e feições características de origem orgânica da microfácies nodular observadas em MEV	47
Figura 23. Pares de esferas conjugadas de calcita da microfácies nodular observadas em MEV. Os pares de esferas do mesmo tamanho sugerem o processo de fissão múltipla celular.....	48
Figura 24. Cachos de pirita framboidal intercalados aos cristais de calcita da microfácies nodular observados em MEV	48
Figura 25. Feições de agulhas em meio aos argilominerais da microfácies nodular observadas em MEV	49
Figura 26. Cianobactérias do gênero spirulina encontradas na microfácies nodular observadas em MEV	50
Figura 27. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies nodular por meio da μ -FRX	51
Figura 28. Mineralogia da microfácies nodular em difratograma da análise de DRX em rocha total	52
Figura 29. Aspecto geral da microfácies de laminação planar observadas em microscopia óptica	54
Figura 30. Calcita microrromboédrica euédrica a subédrica da microfácies de laminação planar observadas em MEV	55
Figura 31. Aspecto alveolar típico do EPS encontrado na microfácies de laminação planar observados em MEV	56
Figura 32. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies de laminação planar por meio da μ -FRX	57
Figura 33. Mineralogia da microfácies de laminação planar em difratograma da análise de DRX em rocha total.....	58
Figura 34. Aspecto geral da microfácies crostiforme observada em microscopia óptica	59
Figura 35. Formas de calcita prismática encontradas na microfácies crostiforme observadas em MEV	60
Figura 36. Formas de cristais de calcita associadas à microfácies crostiforme observadas em MEV	61
Figura 37. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies crostiforme por meio da μ -FRX	62
Figura 38. Mineralogia da microfácies crostiforme em difratograma da análise de DRX em rocha total.....	62
Figura 39. Deposição de carbonato de cálcio associados a bactérias filamentosas	68

Figura 40. Cianobactérias do gênero spirulina e filamentosas encontradas no pré-sal da Bacia de Santos no mesmo intervalo estratigráfico dos laminitos do Membro Crato	68
Figura 41. Comparação entre cianobactérias modernas e pré-cambrianas.....	69
Figura 42. Sequências de transformação morfológica da calcita e da vaterita obtidas durante experimento abiótico.....	70
Figura 43. Comparação entre esteiras microbiais do recente com esteiras microbiais preservadas nos laminitos do Membro Crato	72
Figura 44. Classificação da organomineralização mostrando os processos, condições, controle e diferentes produtos resultantes da mineralização relacionada a processos bióticos	75
Figura 45. Modelos de precipitação biologicamente induzido e influenciado de carbonatos associados a biofilmes.....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Análises realizadas nas amostras do poço 1-PS-11-CE.	14
Tabela 2. Distinção dos grupos de palinofácies e ambiente deposicional.....	20
Tabela 3. Diferentes cores após o tingimento mineral para cada um dos minerais de carbonato.....	22
Tabela 4. Carbono orgânico total (COT), resíduo insolúvel (RI) e palinofácies do laminito.	32

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
3. O ANDAR ALAGOAS NA BACIA DO ARARIPE	5
3.1. Empilhamento estratigráfico do Membro Crato	9
3.2. Conteúdo fossilífero do Membro Crato	10
3.3. Geoquímica isotópica do Membro Crato	13
4. MATERIAIS E MÉTODOS	14
4.1. Análise de fácies	15
4.2. Geoquímica orgânica	16
4.3. Petrografia microscópica	16
4.3.1. Tingimento mineral	21
4.3.2. Catodoluminescência óptica	23
4.3.3. Microscopia eletrônica de varredura	23
4.4. Geoquímica inorgânica	24
4.4.1. Difratomia de Raios X	24
4.4.2. Microfluorescência de Raios X	25
5. RESULTADOS	26
5.1. Fácies laminito carbonático	26
5.2. Microfácies do laminito carbonático	36
5.2.1. Microfácies rítmica	37
5.2.2. Microfácies nodular	43
5.2.3. Microfácies de laminação planar	52
5.2.4. Microfácies crostiforme	58
6. DISCUSSÃO	63
7. CONCLUSÃO	80
REFERÊNCIAS	83

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Araripe está localizada no Nordeste do Brasil, entre os lineamentos de Patos e Pernambuco. É uma extensa bacia interior dominada pela feição geomorfológica da Chapada do Araripe. Seus limites se estendem pelos estados do Ceará, Piauí, Pernambuco e Paraíba numa área aproximadamente de 9.000 km² (Figura 1).

A bacia é formada por um conjunto de sequências superimpostas, inicialmente implantada em terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal da Província Borborema ([Ponte, 1991, 1993](#)). Segundo [Matos \(1992, 1999\)](#), sua configuração atual está associada ao evento de rifteamento do Gondwana, que pode ser dividido em três estágios sucessivos: 1) estágio pré-rifte, formado pelo efeito de estiramento crustal; 2) estágio sin-rifte e; 3) estágio pós-rifte ([Ponte e Ponte Filho, 1996](#)). O estágio pós-rifte da evolução cretácea registra a sedimentação do Andar Alagoas na Bacia do Araripe, representado pelos depósitos das formações Barbalha e Santana, sendo que essa última se divide nos membros Crato e Romualdo ([Assine, 2007](#)).

Em termos regionais, o Andar Alagoas compreende os depósitos formados acima da discordância que caracteriza o topo da sequência rifte, denominada “discordância pré-Alagoas” ou “discordância pré-breakup” ([Brito Neves et al., 2000](#)). Sua porção superior, correlacionada à idade neoaptiana, é constituída, em diversas bacias do nordeste, por depósitos evaporíticos ([Dias, 2005](#)). Dentre as bacias intracontinentais brasileiras, a Bacia do Araripe é a que apresenta o melhor registro aflorante do Andar Alagoas ([Assine, 2007](#)) (Figura 2).

O recente aumento do interesse pela seção sedimentar do Andar Alagoas e, sobretudo, pelas rochas carbonáticas deste intervalo, deve-se às grandes descobertas de petróleo realizadas no que ficou conhecido como o “pré-sal” das bacias de Santos e Campos. Nessas bacias, algumas fácies reservatórios ocorrem em carbonatos de origem microbial ([Matsuda et al., 2014](#)). Essas fácies são, portanto, um dos principais focos de interesse dessas descobertas. O grande volume de petróleo descoberto nesses carbonatos despertou o interesse da Petrobras e da comunidade científica brasileira em melhor conhecer a origem e evolução desse tipo de litológico. No intuito de avançar nesse conhecimento, buscou-se a realização de trabalhos em sistemas deposicionais cronocorrelatos com

registro de sedimentação carbonática. Os estudos em ambientes análogos são importantes para caracterizar as litofácies, compreender sua disposição e interpretar seus ambientes deposicionais (Grammer et al., 2004).

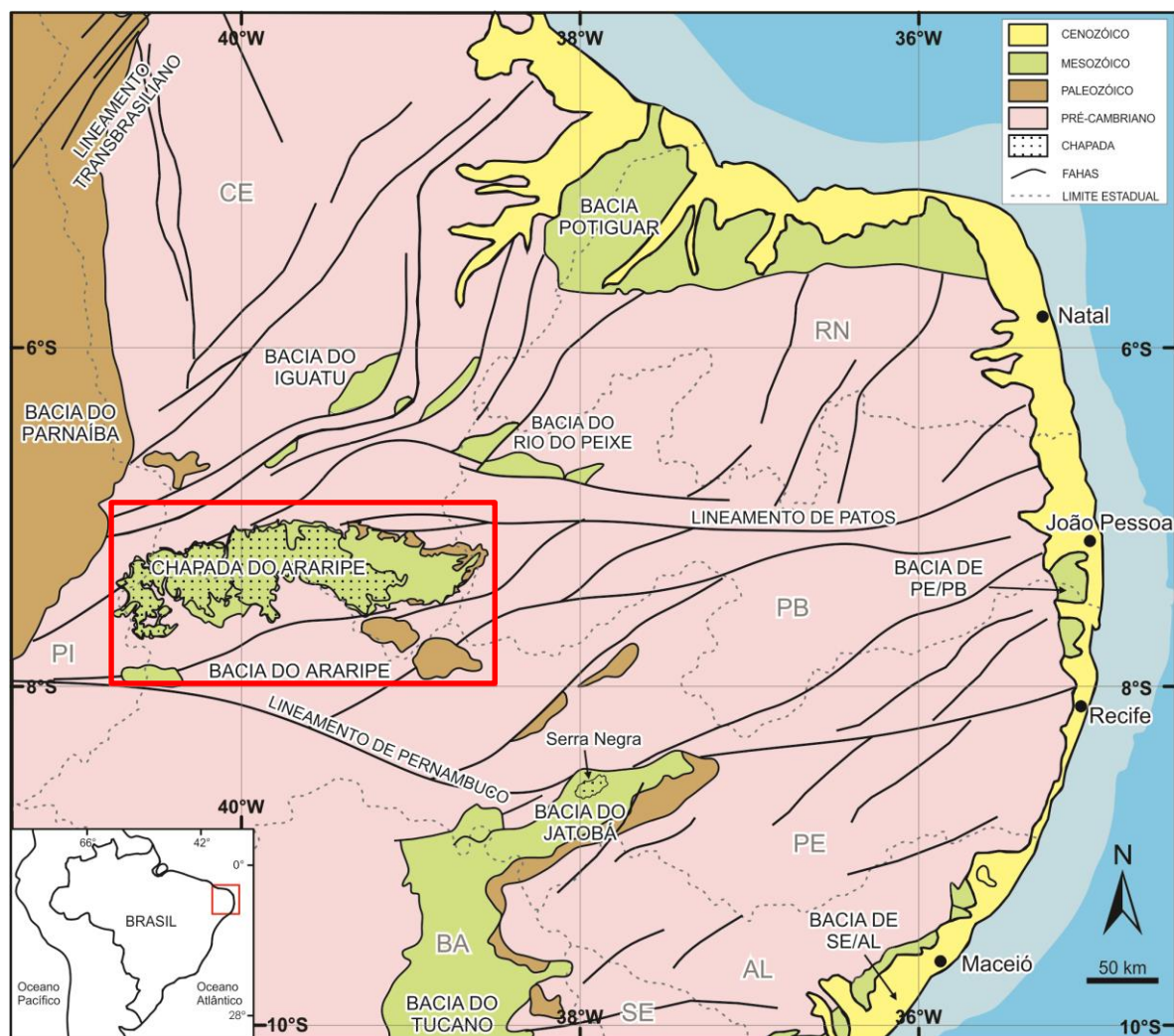


Figura 1. Mapa de localização com destaque, em vermelho, para a Bacia do Araripe. A Bacia encontra-se entre os lineamentos de Patos e Pernambuco e grande parte da sua porção aflorante é dominada pela chapada homônima.

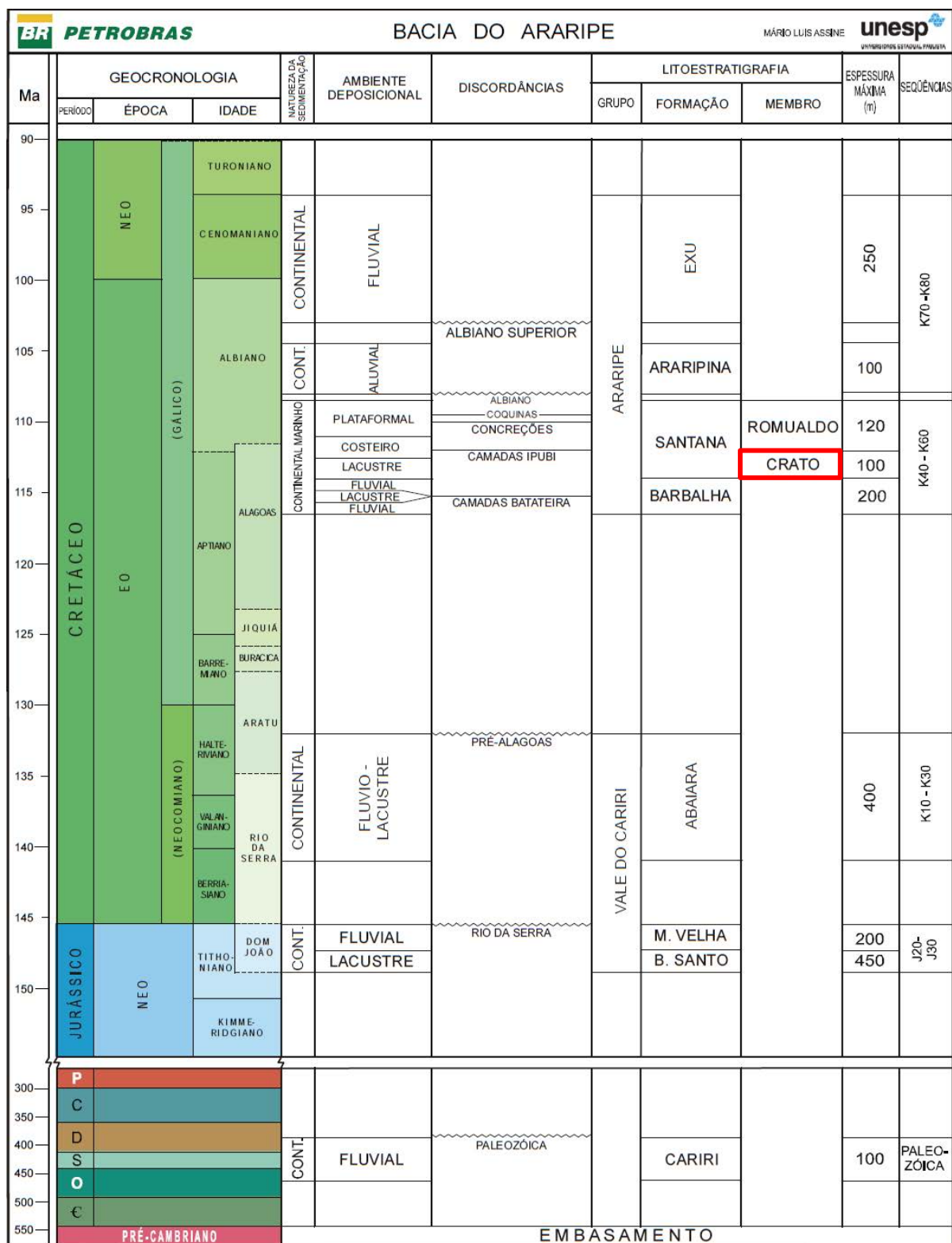


Figura 2. Carta estratigráfica da bacia do Araripe com destaque para o intervalo do Membro Crato (Assine, 2007).

2. OBJETIVOS

A partir da prerrogativa de que calcários laminados podem ter ou não origem microbial, este trabalho buscou testar a hipótese da influência biogênica na deposição dos calcários laminados do Membro Crato. Para testar essa hipótese foram objetivos deste estudo: 1) classificar e descrever as litofácies presentes; 2) caracterizar as evidências da influência biótica na gênese dos calcários e; 3) definir os processos responsáveis pela gênese das rochas carbonáticas.

3. O ANDAR ALAGOAS NA BACIA DO ARARIPE

O Andar Alagoas na Bacia do Araripe corresponde ao intervalo cronoestratigráfico que registra o estágio pós-rifte da evolução cretácea das bacias marginais brasileiras ([Assine, 2007](#)). Esse intervalo estratigráfico é composto pelas formações Barbalha e Santana. A Formação Santana se subdivide nos membros Crato (inferior), objeto da presente dissertação de mestrado, e Membro Romualdo (superior). A sucessão sedimentar está bem exposta no sopé das escarpas que perfazem o contorno da Chapada do Araripe (Figura 3).

A Formação Barbalha é composta por arenitos com intercalações de folhelhos e níveis delgados de conglomerados. O perfil estratigráfico vertical desta unidade revela dois ciclos fluviais com granodecrescência, cujos topos são recobertos por camadas pelítico-carbonáticas. Entre estes dois ciclos encontra-se uma camada decimétrica denominada informalmente por [Farina \(1974\)](#) de “Sequência Plumbífera do Araripe”. [Lima e Perinotto \(1984\)](#) atribuíram idade neoaptiana para esse intervalo, posteriormente por [Hashimoto et al. \(1987\)](#), que formalizaram a denominação “Camadas Batateira” para o intervalo em questão e a posicionaram na palinozona P-270. O mesmo empilhamento estratigráfico ocorre em todos os perfis descritos por [Chagas \(2006\)](#) no Vale do Cariri e nas seções e poços perfurados na região da chapada. Em face da existência de diferentes propostas litoestratigráficas para a sucessão sedimentar, optou-se neste trabalho pela utilização da denominação Formação Barbalha ([Assine, 1992](#)) para designar todo o conjunto de estratos neoaptianos, da qual a Camadas Batateira fazem parte. Desta forma, admitiu-se a concepção original de [Hashimoto et al. \(1987\)](#) em detrimento a denominação de Formação Rio da Batateira de [Ponte e Appi \(1990\)](#).

A Camadas Batateira, ou Sequência Plumbífera do Araripe, é considerada um importante marco regional na bacia devido sua grande extensão lateral e pouca espessura (constitui uma camada guia) e é correlacionada com a Camada Ponta do Tubarão, na Bacia Potiguar, e Camada Trairi, na Bacia do Ceará ([Lima e Perinotto, 1984](#); [Hashimoto et al., 1987](#)).

A Formação Santana foi depositada sobre o segundo ciclo de granodecrescência de arenitos da Formação Barbalha e se subdivide em membros Crato, Ipubi e Romualdo [Beurlen \(1971\)](#). Entretanto, [Assine \(2007\)](#) propôs reclassificar o Membro Ipubi em “Camadas Ipubi” por se tratarem de camadas

descontínuas constituídas por gipsita, com reconhecimento difícil tanto em campo como em poços e pela classificação anterior ser baseada em critérios ambientais e não estratigráficos.

O Membro Crato é caracterizado por uma seção carbonática que aflora no sopé das escarpas contornando a Chapada do Araripe, em especial no Vale do Cariri, na porção leste da bacia (Figura 3). Essa sucessão carbonática é bem marcada estratigraficamente entre as camadas Batateira e Ipubi, ambas as camadas consideradas dois marcos estratigráficos importantes ([Assine, 2007](#)) devido a sua gênese temporal e rastreabilidade regional (Figura 4). Seguindo a denominação de [Assine \(2007\)](#), no topo do Membro Crato encontra-se a Camada Ipubi, que corresponde a evaporitos depositados em condições de clima árido a semiárido. O sistema deposicional interpretado para essa unidade é de supramaré, em ambiente de *sabkhas*. De acordo com [Regali \(1989\)](#), a Camada Ipubi é de idade neoptiana e pode ser considerada cronocorrelata aos evaporitos das bacias marginais brasileiras.

O Membro Romualdo é representado por arenitos interestratificados com folhelhos ([Chagas, 2006](#)). Apresenta um empilhamento transgressivo com passagem gradativa de arenitos a folhelhos verdes ricos em ostracodes, foraminíferos e moluscos típicos de ambientes de estuários e lagunas com influência marinha ([Assine, 2007](#)). Essa unidade litoestratigráfica é mundialmente conhecida por um nível de concreções fossilíferas que ocorre em praticamente toda a bacia e também constitui um importante marco estratigráfico regional. As concreções preservam uma rica paleoictiofauna considerada marinha ([Silva Santos e Valença, 1968](#)), havendo também a presença de tartarugas marinhas ([Price, 1973](#)) e pterossauros ([Price, 1971](#); [Campos e Kellner, 1985](#)). A grande quantidade de fósseis de peixes de diversas espécies preservados nesse nível de concreções possivelmente registra um evento de mortandade em massa. Acima do nível de concreções encontra-se uma camada de coquina com presença de moluscos marinhos e equinóides ([Assine, 2007](#)), que confirma a influência marinha. Segundo [Arai e Coimbra \(1990\)](#), a assembleia fossilífera presente ainda sugere ambiente costeiro mixohalino, tais como estuários e lagunas, com inquestionável influência marinha.

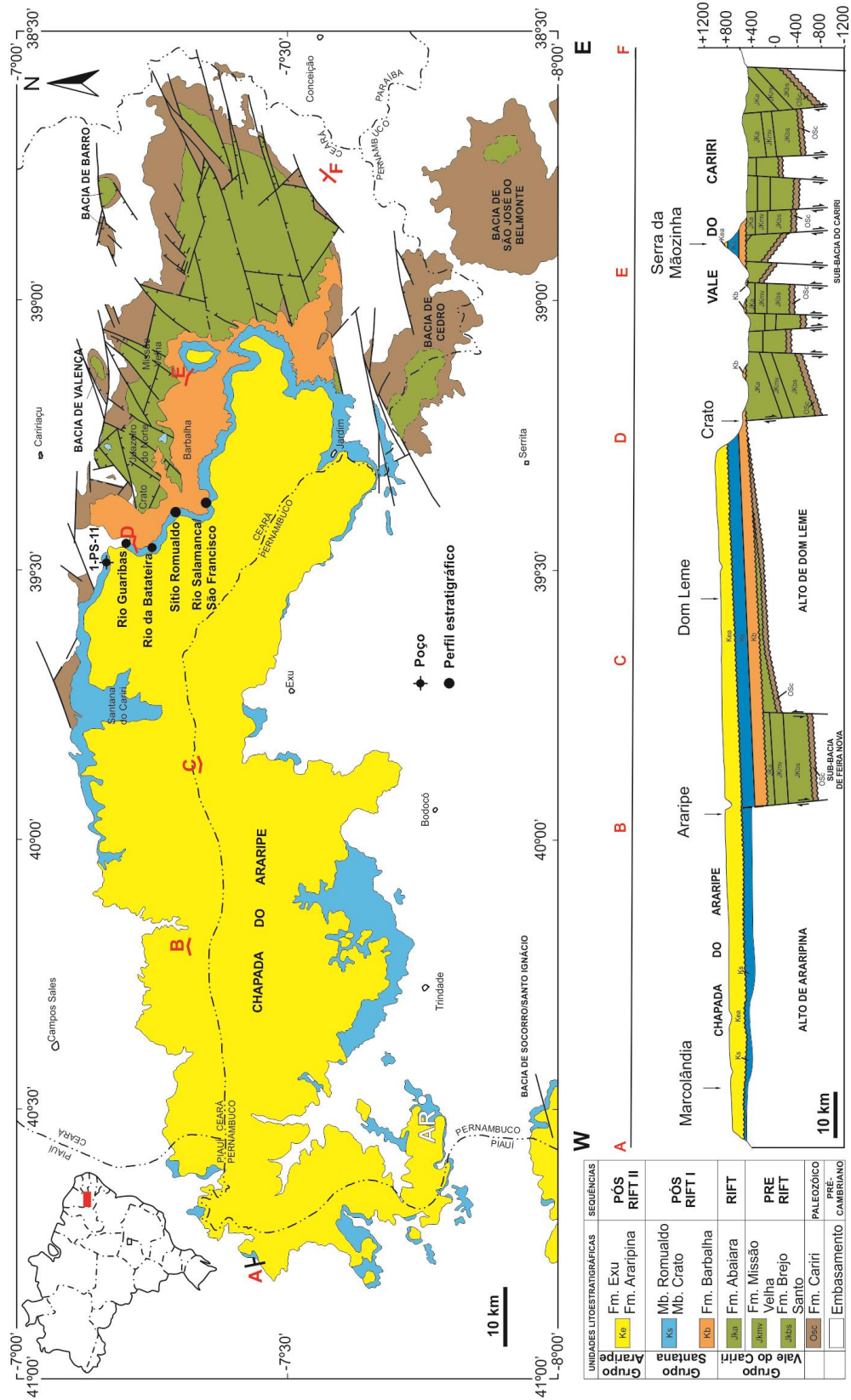


Figura 3. Mapa geológico da Bacia do Araripe (Assine, 1992).

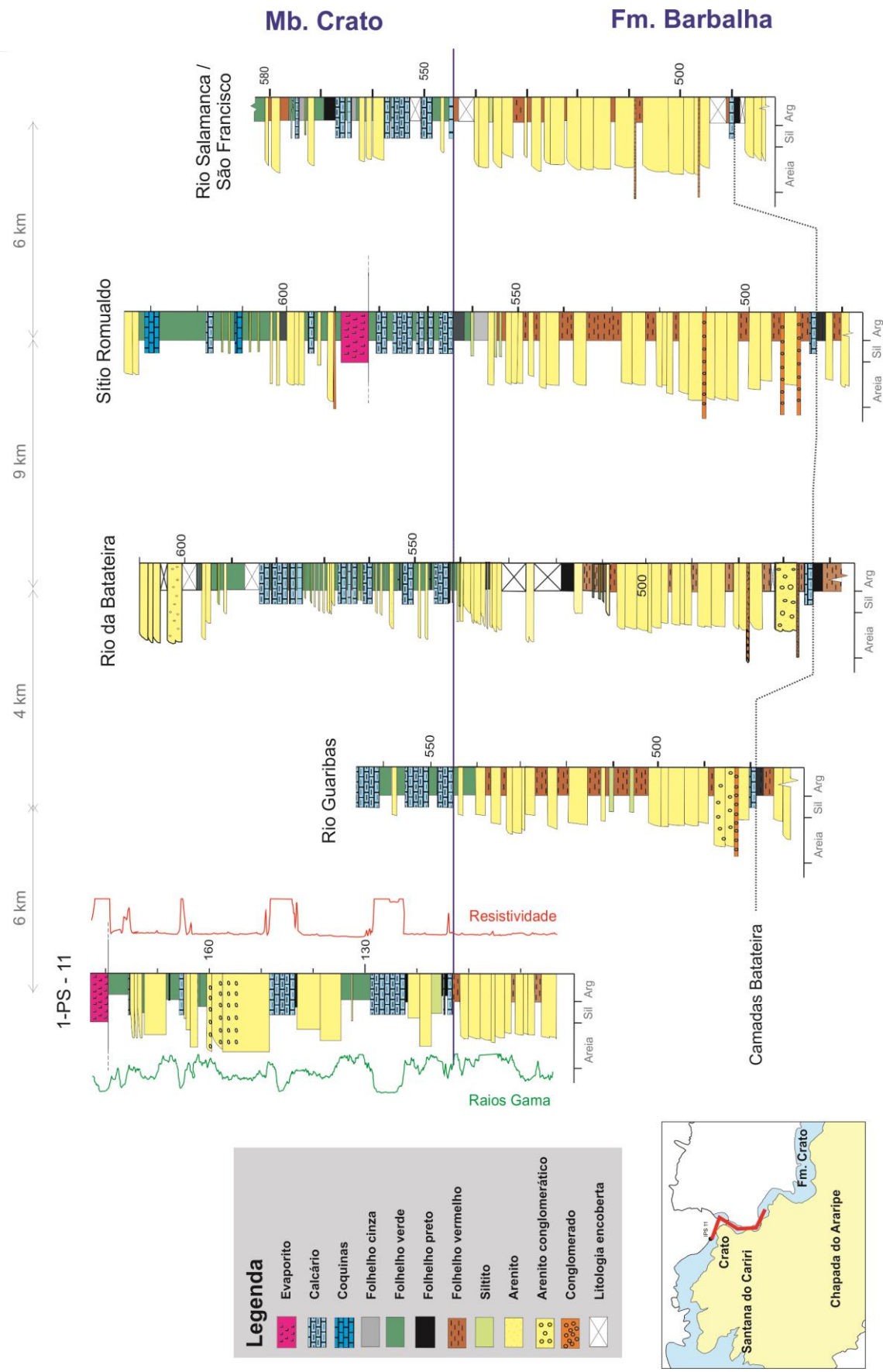


Figura 4. Seção estratigráfica mostrando a relação entre o Membro Crato e a Formação Barbalha (Modificado de Chagas, 2006).

3.1. Empilhamento estratigráfico do Membro Crato

O Membro Crato é constituído por bancos de calcários laminados intercalados com folhelhos, siltitos e arenitos. A sucessão sedimentar em que ocorrem carbonatos inicia-se pela passagem gradual de pelitos para calcários finamente estratificados em lâminas paralelas horizontais. Nas porções superiores do Membro Crato, os calcários laminados tornam-se mais frequentes e atingem espessuras decimétricas. Segundo [Neumann \(1999\)](#), a sucessão é constituída por seis camadas carbonáticas, C₁ a C₆, que representam a deposição em sistema lacustre.

As camadas carbonáticas ocorrem interdigitadas com corpos terrígenos, porém os depósitos carbonáticos são predominantes. Ainda segundo [Neumann \(1999\)](#), o registro lacustre, terrígeno e carbonático, inicia-se com um pulso transgressivo sobre as unidades fluviais subjacentes e se finaliza com o desenvolvimento de uma superfície de descontinuidade, sobre a qual se deposita os evaporitos da Camada Ipubi. Segundo esse modelo, as camadas carbonáticas se desenvolveram a partir de sucessivos pulsos transgressivo-regressivos com tendência expansiva. De acordo com a evolução sequencial de [Neumann \(1999\)](#), o desenvolvimento das fácies lacustres estaria sempre associado aos eventos de expansão do lago.

As fácies lacustres possuem composição calcítica com baixo teor de magnésio e são predominantemente constituídas por calcários laminados micríticos e ritmitos de argila/carbonato. Essas fácies carbonáticas apresentam cores que variam do bege ao marrom e do cinza claro ao cinza azulado (Figura 5). Características petrográficas permitiriam aventar a hipótese que a origem da matriz micrítica, que constitui as unidades carbonáticas do Membro Crato, relaciona-se a algas, cianobactérias, fitoplânctons e microcalcisferas ([Neumann, 1999](#)). Porém com exceção do trabalho de [Neumann \(1999\)](#) que faz referência a matriz micrítica, poucos são os trabalhos que discutem à gênese dos carbonatos. De modo geral, essas rochas são interpretadas como sendo formadas pela precipitação química e por sedimentos de fundo lacustres depositados por processos de remobilização de finos das porções mais proximais e rasas dos lagos. É o caso da investigação realizada por Heimhofer et al., 2010 que estudou os sedimentos do Membro Crato em afloramentos e concluiu que não existe contribuição significativa de comunidades microbiais na gênese dos sedimentos carbonáticos.

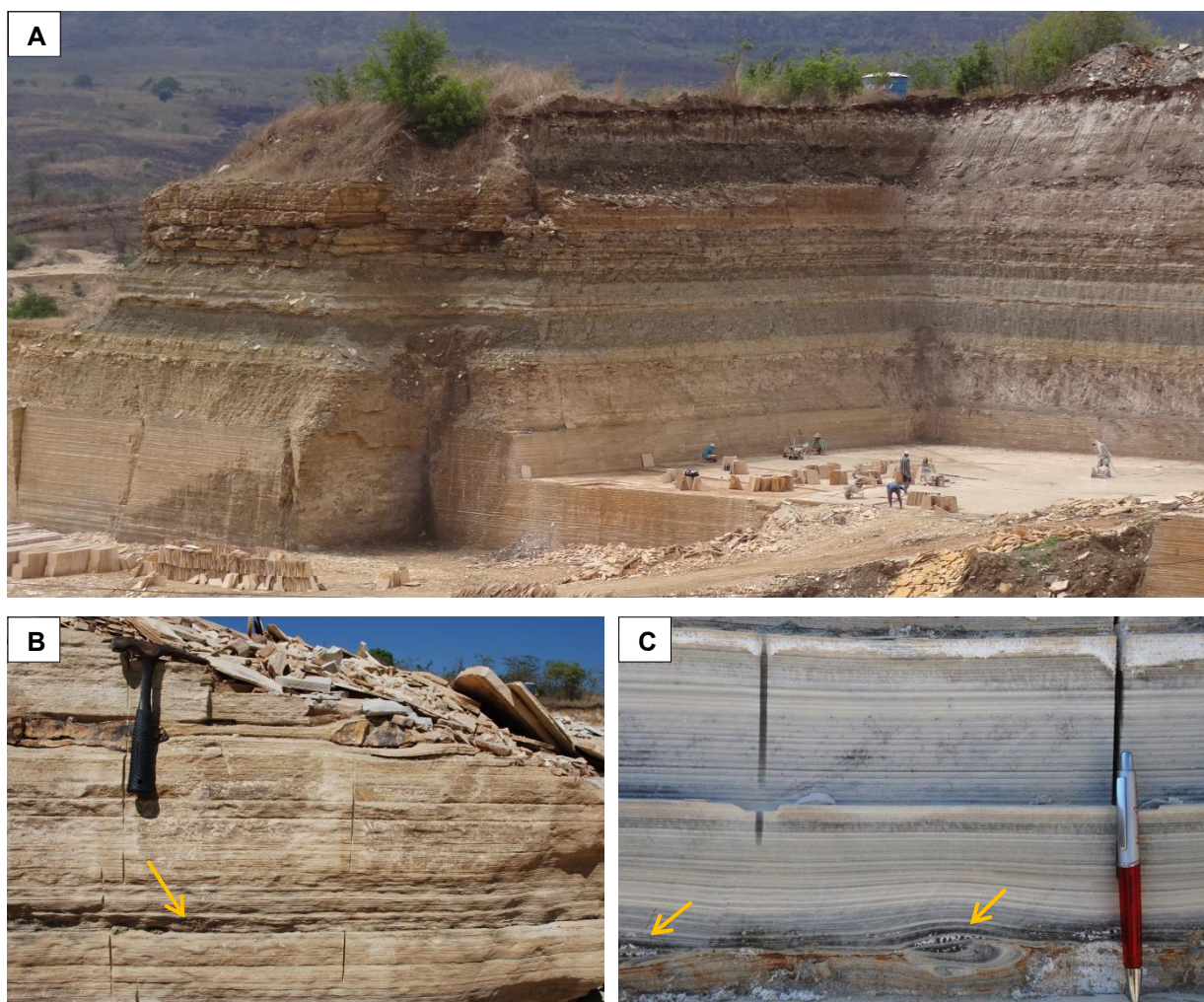


Figura 5. Fácies representativas do Membro Crato. A) Aspecto geral da frente de lavra Três Irmãos do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda; B) laminitos bege com níveis de concreção (seta); C) laminitos com intercalação de lâminas carbonáticas, claras e escuras, e filmes de matéria orgânica. Em alguns intervalos observa-se a presença de concreções (setas).

3.2. Conteúdo fossilífero do Membro Crato

O intervalo estratigráfico do presente estudo insere-se na sucessão considerada o *Fossil Lagerstätte* da Bacia do Araripe, ou seja, pertencente à seção com excepcional preservação dos organismos fósseis (Freire et al., 2013). Por vezes essa preservação ocorre inclusive das partes moles (lábeis) dos organismos, tais como fibras musculares (Barling et al., 2015). Essa rica fauna do Membro Crato é representada por vertebrados (peixes e répteis), invertebrados (foraminíferos, ostracodes, conchostráceos, bivalves, gastrópodes, e insetos) e plantas fósseis

(Figura 6). No entanto, na fácies de calcários laminados do Membro Crato destaca-se a ictiofauna (Wenz e Brito, 1990; Silva-Santos, 1991; Maisey, 1991; 2001), que abriga predominantemente os peixes conhecidos por *Dastilbe crandalli* (Jordan, 1923). Os peixes fazem parte de um gênero eurialino (Davis e Martill, 1999) que possui formas marinhas (Oliveira, 1978), de ambiente litorâneo (Silva-Santos e Valença, 1968) ou lacustre (Maisey, 2001). Também são encontrados os *Cladocycclus gardneri*, considerados controversos, pois ao passo que são considerados como um gênero estenoalino de ambiente marinho litorâneo por Silva-Santos e Valença (1968) e Oliveira (1978), são tidos como lacustres por Maisey (2001). Das mesmas camadas de calcários, Brito e Martill (1999) descreveram restos de um exemplar de um jovem de celacanto, que atualmente é um grupo de peixes exclusivamente marinho, mas que na época de deposição da unidade talvez pudesse apresentar formas não marinhas (Maisey 2001).

Os répteis são outro grupo importante de vertebrados fósseis encontrados na bacia e pertencem a dois grupos taxonômicos, quelônios e crocodilianos. O grupo crocodiliano, representado pelo gênero *Araripemys barretoii*, quando associado a restos de anuros seria de ambiente dulcícola (Oliveira e Kellner, 2005). Os representantes dos gêneros *Araripemys*, *Teneremys* e *Brasilemys* encontrados nessa mesma seção seriam, segundo Broin e Campos (1985) e Broin (2000), pertencentes a “uma rica fáunula não marinha de peixes”.

Os invertebrados encontrados são representados por insetos e conchostráceos, ao passo que no grupo dos microfósseis predominam os ostracodes e palinomorfos. Os conchostráceos são representados por bivalves, cuja maioria das formas conhecidas pertence a gêneros atualmente marinhos, *Yoldia*, *Barbatia* e *Malletia*. Entretanto, nas mesmas camadas ocorrem espécimes do gênero *Pseudohyria*, tipicamente dulceaquícola, indicando que possivelmente as formas fósseis viviam em águas menos salgadas do que as atuais (Barbosa et al., 2004). Os ostracodes e palinomorfos destacam-se devido sua abundância e escalas de referência existentes (Regali et al., 1974; Silva, 1976; Lima, 1978; Arai et al., 1989 e 1997), o que lhes confere grande utilização para o zoneamento ambiental e condições paleoclimáticas.

As coníferas são as plantas mais abundantes no registro do Membro Crato, sendo que esses vegetais são particularmente comuns no Cretáceo médio em

regiões de baixas latitudes (Maisey, 1991). Além dessas, Neumann (1999) também descreve a presença de pteridófitas e gimnospermas.

Bruno e Hessel (2006) apresentam uma análise crítica da fauna e flora dos depósitos cretáceos da Bacia do Araripe e não comprovam que organismos tipicamente marinhos viviam no ambiente de deposição do Membro Crato. Quase consensualmente, os autores que descreveram o conteúdo fóssilífero do Membro Crato admitem que as rochas dessa unidade foram formadas em ambientes lacustres salinos, com eventual influência de águas doces. A flutuação da salinidade provocaria o desenvolvimento de organismos dulceaquícolas e explosões algálicas em períodos de baixa salinidade. Em consequência deste efeito, ocorreriam as mortes de organismos estenohalinos, a exemplo dos peixes *Cladocyclus gardneri* (Bruno e Hessel, 2006).

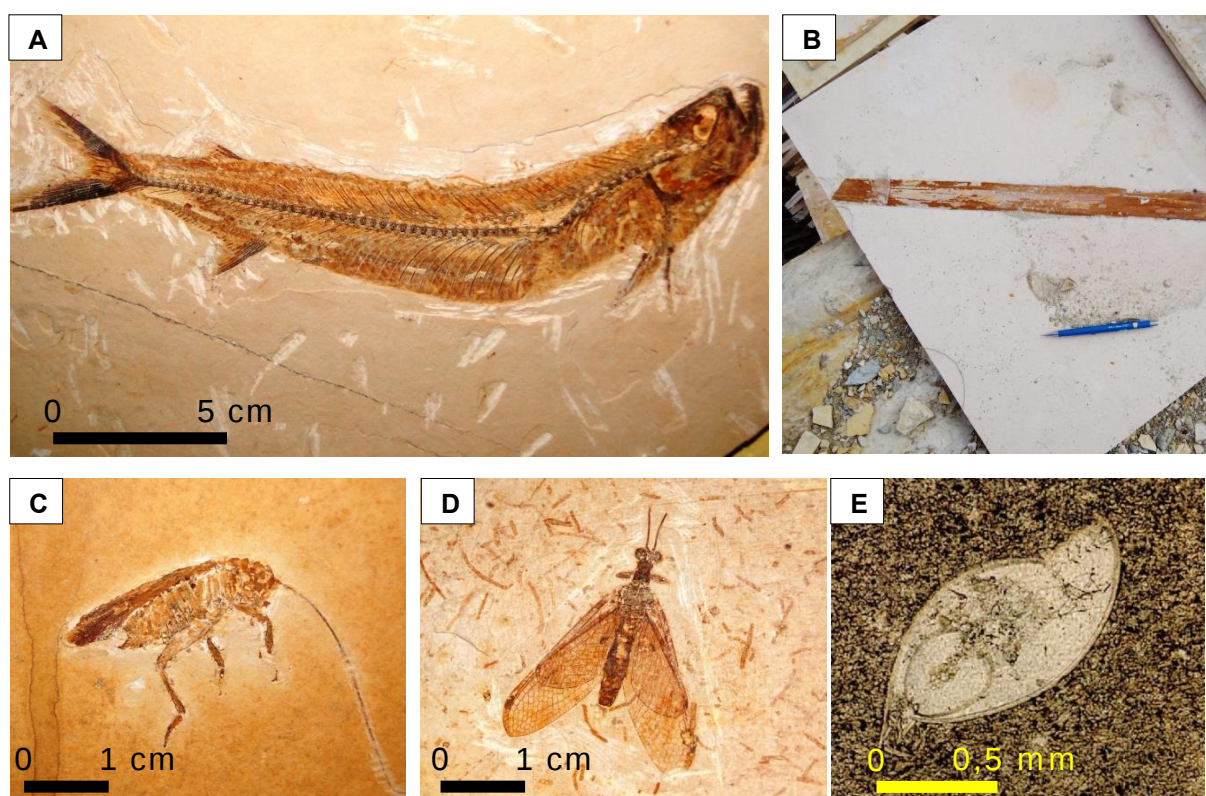


Figura 6. Diferentes representantes fósseis do Membro Crato. A) Peixe do gênero *Cladocyclus gardneri*; B) planta; C) Insecta – Blattoidea; D) Insecta indet. e; E) ostracode observado em lâmina petrográfica. As imagens de (A) a (D) foram obtidas no Museu de Paleontologia da Universidade Regional do Cariri (URCA), em Santana do Cariri/CE. O ostracode (imagem E) foi copiada de Neumann, 1999.

3.3. Geoquímica isotópica do Membro Crato

Os isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram investigados por [Neumann \(1999\)](#) nos calcários laminados do Membro Crato. Esse estudo fornece informações valiosas à interpretação paleoambiental ([Leng e Marshall, 2004](#)), de modo que as razões isotópicas desses dois elementos podem auxiliar tanto na determinação do ambiente deposicional em que as rochas foram depositadas, quanto nas variações climáticas ocorridas nos tempos da deposição ([Hoefs, 2009](#)).

Os valores da composição isotópica das fácies representativas do membro Crato variam de 11,3 e 3,2 ‰ VPDB para carbono e de -8,4 e -1,6 ‰ VPDB para oxigênio. Segundo [Neumann \(1999\)](#) esses valores se enquadram a valores obtidos para carbonatos tipicamente lacustres. Valores semelhantes foram encontrados em carbonatos precipitados em bacias endorreicas ([Talbot, 1990](#)). Além disso, [Neumann \(1999\)](#) considerou que a covariância aparente dos valores dos isótopos estáveis dos carbonatos do Membro Crato sugeriria que o sistema também se comportou como hidrologicamente fechado ([Bohacs et al., 2000](#)).

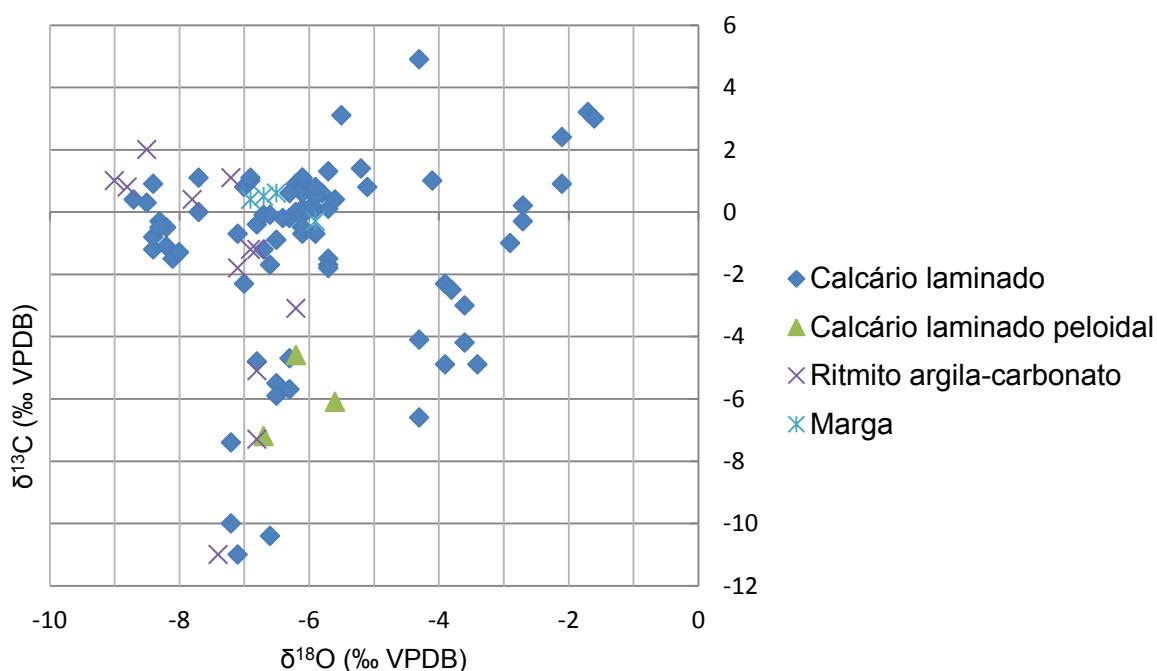


Figura 7. Valores de isótopos estáveis de carbono e oxigênio obtidos em amostras de sedimentos do Membro Crato (Neumann, 1999).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise dos dados foram baseados em dados compilados da bibliografia e geração de novos dados de afloramentos e testemunhos. Os dados obtidos em rochas baseou-se na medição de afloramentos e testemunhos, descrição e análise de fácies, registro fotográfico e coleta de amostras. Os afloramentos foram utilizados para a descrição de colunas estratigráficas essenciais para a visualização e descrição da sucessão estratigráfica, geometria externa, variação lateral das fácies e relação de contato entre os litotipos associados. Os testemunhos foram utilizados para a obtenção de dados específicos, como o imageamento utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV) e análises geoquímicas. Optou-se pela realização dessas técnicas diretas em testemunho, pois em subsuperfície as amostras são pouco afetadas pelo intemperismo, não interferindo nos resultados das análises. As análises realizadas nas amostras de subsuperfície estão sumarizadas na tabela 1.

Tabela 1. Análises realizadas para cada uma das amostras do poço 1-PS-11-CE.

Prof (m)	Petrografia		Geoq. orgânica		Geoq. inorgânica	
	Microscopia óptica	MEV	COT	Palinofácies	DRX	μ-FRX
130,75	✓		✓	✓		
131,15	✓		✓			
131,35	✓	✓			✓	✓
131,60	✓		✓	✓		
132,55	✓					
132,80	✓	✓	✓		✓	✓
134,20	✓		✓	✓		
134,33	✓		✓	✓		
134,50	✓	✓	✓		✓	✓
135,65	✓					
135,90	✓	✓	✓		✓	✓
136,35	✓	✓	✓		✓	✓
136,65	✓	✓	✓		✓	✓

A microscopia óptica convencional utilizou técnicas de tingimento mineral e catodoluminescência óptica; MEV = Microscopia Eletrônica de Varredura; COT = Carbono Orgânico Total; DRX = Difractometria de Raios X; μ-FRX = Microfluorescência de Raios X.

4.1. Análise de fácies sedimentares

O método mais utilizado para interpretar a gênese de uma sucessão sedimentar é através da subdivisão em fácies. O termo fácies foi introduzido por [Gressly \(1838\)](#) para designar a soma de todos os aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica. O conceito atual de fácies tem sido utilizado não apenas como um conjunto de características abstratas da rocha, mas sim as características com significância genética. Ou seja, fácies são formadas por uma combinação particular de litologias e estruturas físicas e biológicas que confere a um corpo um aspecto diferente dos corpos de rocha acima, abaixo e lateralmente adjacentes ([Walker, 1992](#)). A partir dessa abordagem é possível interpretar ambientes deposicionais de acordo com os processos inferidos. A descrição e interpretação das fácies foram realizadas em afloramentos e testemunhos.

Os dados de superfície levantados foram obtidos na seção exposta na frente de lavra Três Irmãos, do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda. Essa mineração está localizada na região norte da Bacia do Araripe, próximo à cidade de Santana do Cariri. Esse afloramento foi escolhido devido à boa exposição e espessura da seção carbonática.

A análise de testemunho foi realizada no poço 1-PS-11-CE, perfurado como parte das atividades do “Projeto Santana”. Atualmente os testemunhos estão armazenados na litoteca do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), na cidade de Recife, PE. O objetivo do Projeto Santana foi estudar a ocorrência e viabilidade econômica de sulfetos de chumbo, zinco e cobre na região da Chapada do Araripe. Os furos foram realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), por solicitação do DNPM. Para esta dissertação o poço 1-PS-11-CE foi escolhido devido à sua proximidade com a seção aflorante da frente de lavra Três Irmãos e, principalmente, pela boa recuperação dos testemunhos do Membro Crato. A análise faciológica dos testemunhos permitiu o empilhamento vertical das fácies bem como a aplicação de métodos analíticos. Em subsuperfície a rocha fica mais protegida da ação do intemperismo, diminuindo, assim, a possibilidade de contaminação por adição ou perda de compostos. Deste modo, os dados analíticos obtidos em amostras de testemunho tendem a refletir melhor as características primárias da rocha. Essas características são ressaltadas nas análises geoquímicas,

na descrição petrográfica com microscópios ópticos convencionais e, sobretudo, no microscópio eletrônico de varredura (MEV).

As fácies descritas tanto em superfície quanto em subsuperfície são caracterizadas por uma série de litologias diferentes, destacando calcários laminados, arenitos, folhelhos e evaporitos, sendo que foi dada ênfase principalmente aos carbonatos.

Para a classificação e nomenclatura das fácies carbonáticas foi adotada a classificação de [Demicco e Hardie \(1995\)](#), na qual estão incluídos termos relativos à gênese dos carbonatos, considerando sua origem intrabacinal e orgânica. Neste sentido, o termo laminito é empregado na acepção desses autores, ou seja, uma rocha carbonática de granulação fina, tanto lamosa quanto peloidal, formada pela recorrência de laminações delgadas. As laminações planoparalelas, com superfície lisa podem ser de origem microbial, ou não, enquanto as laminações crenuladas atestariam a origem genuinamente microbial. Também foi utilizada a classificação de [Dupraz et al. \(2009\)](#) para designar carbonatos diretamente produzidos pela ação de micro-organismos como mineralização biologicamente induzida e para em outros casos mineralização biologicamente influenciada quando não eram inequívocas as evidências de atuação direta dos organismos na gênese dos carbonatos.

4.2. Geoquímica orgânica

Para as análises de carbono orgânico total (COT) foram separadas dez amostras, sendo que dessas foram selecionadas quatro que possuíam material orgânico suficiente para o estudo de palinofácies (tabela 1). O teor de COT foi determinado por meio da combustão das amostras pulverizadas e acidificadas com ácido clorídrico (HCl), utilizando o analisador LECO SC-144 com detector de infravermelho. A alíquota de amostra não eliminada pelo ataque ácido foi utilizada para a análise, bem como, para o cálculo do resíduo insolúvel (RI).

A análise de palinofácies baseou-se no conceito introduzido por [Combaz \(1964\)](#) e estabelecido como: “*o estudo palinológico da associação total de matéria orgânica contida em um sedimento após a remoção da matriz sedimentar mineral*”. A identificação individual dos constituintes da matéria orgânica entre componentes amorfos, palinomorfos e fragmentos de plantas terrestres, bem como suas proporções absolutas e relativas, tamanho das partículas e seus estados de

preservação podem fornecer informações sobre a estratigrafia, paleogeografia, paleoecologia e diagênese da rocha (Combaz, 1964, apud Combaz, 1980; Tyson, 1995). O objetivo da aplicação desse método foi avaliar o conteúdo orgânico presente nas amostras de rochas carbonáticas e inferir sua gênese associada à fração mineral.

Os constituintes orgânicos insolúveis a solventes orgânicos e a meios alcalinos aquosos encontrados nas rochas sedimentares são predominantemente constituídos por querogênio (Tissot e Welt, 1984). O procedimento analítico para a avaliação da qualidade dessa substância é realizado a partir da contagem de 300 partículas por amostra (Mendonça Filho, 1999). O isolamento e concentração do querogênio para confecção de lâminas organopalinológicas e *plugs* inicia-se pelo ataque com ácido clorídrico para eliminação da matriz mineral. Em alguns casos faz-se uso do ácido fluorídrico, porém neste trabalho, especificamente, esse ácido não foi utilizado devido à composição essencialmente carbonática das amostras (solúvel em ácido clorídrico) e pela presença de matéria orgânica amorfa, muitas vezes sensível ao ataque do ácido fluorídrico.

Após a eliminação da matriz mineral foi realizada a etapa de separação da fração orgânica com utilização de cloreto de zinco, que pode ser repetida até dez vezes para concentração de matéria orgânica suficiente para confecção da lâmina (Araújo et al., 1994; Oliveira et al., 2006). A matéria orgânica isolada foi disposta em lâminas de vidro e em seções polidas para análise em luz branca transmitida, refletida e fluorescente.

Para a classificação do querogênio foi utilizada a proposta de identificação de Tyson (1995) para partículas orgânicas não-estruturadas (Figura 8). Segundo o referido autor, os mais importantes agrupamentos distinguidos no grupo da matéria orgânica amorfa são: (1) geles húmicos extracelulares; (2) resinas dispersas; (3) plânctons degradados, ou matéria orgânica amorfa derivada da biodegradação de bactérias (este grupo geralmente não-fluorescente); (4) matéria orgânica amorfa derivada de plânctons não-degradados ou de bactérias (fluorescente) e; (5) matéria orgânica amorfa rica em alginita.

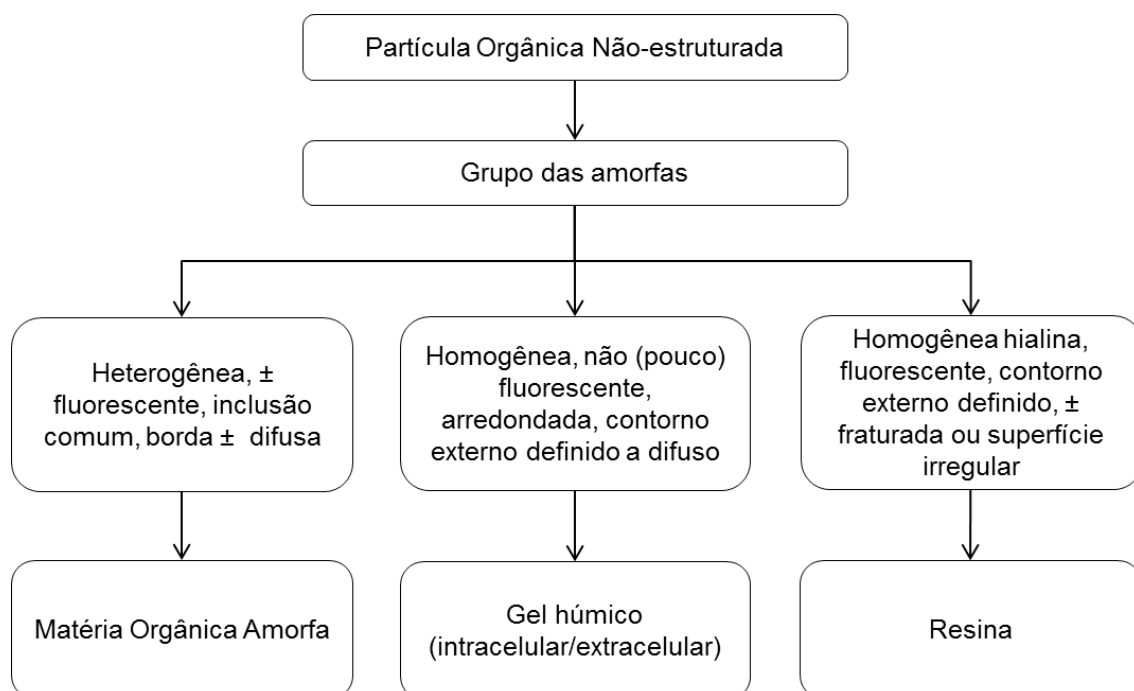


Figura 8. Esquema para identificação de partículas orgânicas não-estruturadas do grupo das amorfas (Tyson, 1995).

O estudo de palinofácies baseou-se na análise das porcentagens dos constituintes orgânicos das amostras e na comparação do material encontrado com um diagrama ternário de caracterização de ambientes deposicionais (Tyson, 1989 *apud* Tyson, 1993, Figura 9). Neste diagrama são discriminados nove tipos de sistemas definidos em função de proximidade relativa da área fonte da matéria orgânica terrestre e as condições de oxidação-redução dos subambientes deposicionais. O diagrama foi construído com dados de amostras de seções marinhas, sendo neste trabalho adaptado para sistemas lacustres a fim de discriminar o constituinte orgânico predominante e as condições de anoxia do ambiente deposicional (ver tabela 2). A principal vantagem da representação de Tyson (1993) é permitir a separação espacial dos dados plotados constituindo, portanto, uma ferramenta útil para discriminar diferentes agrupamentos de associações definidas.

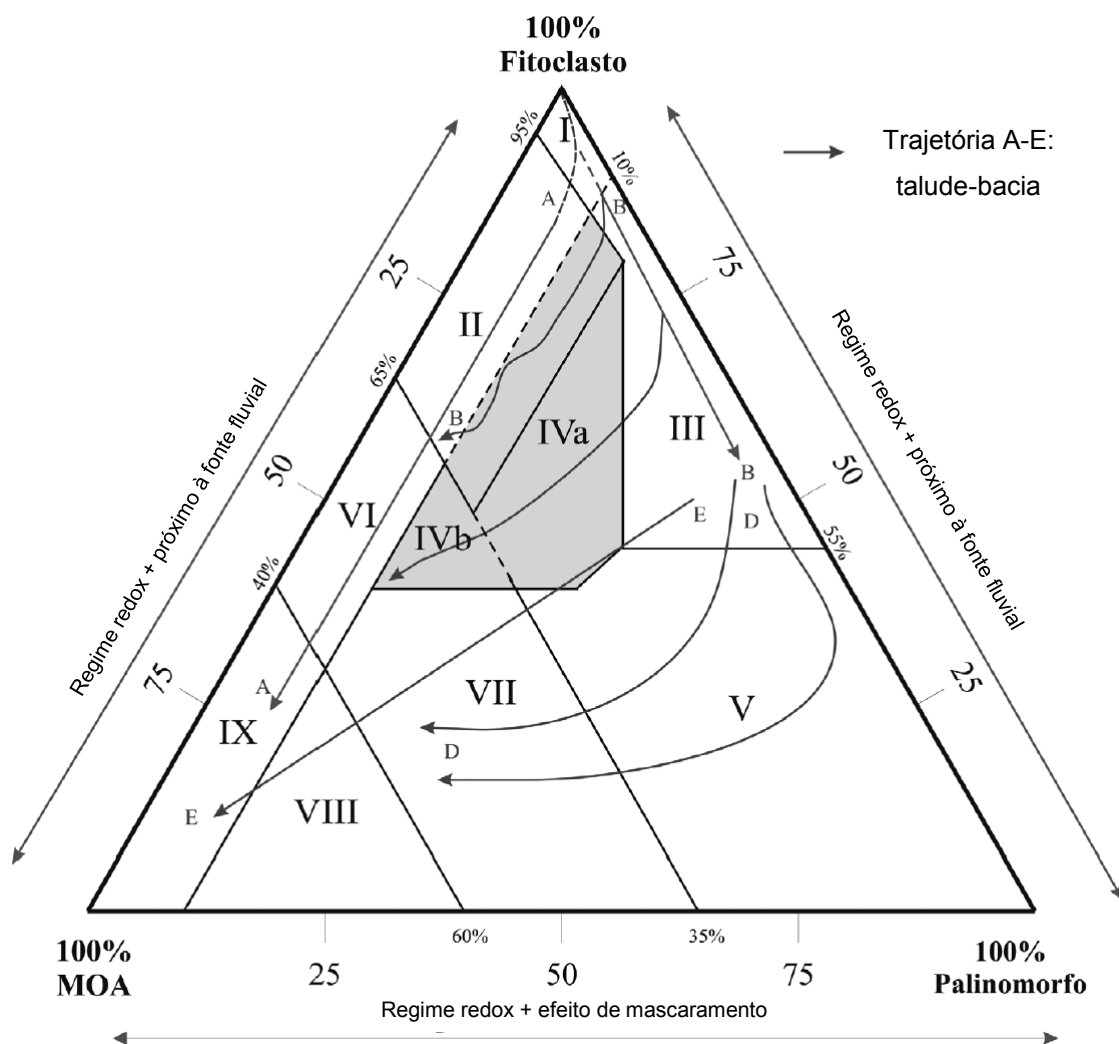


Figura 9. Diagrama ternário de *Fitoclastos*-*MOA*-*Palinomorfo* baseado na frequência numérica relativa (%) de cada grupo particulado. Esse gráfico (Tyson, 1993, 1995) foi utilizado na definição de palinofácies em seções marinhas, porém neste trabalho será utilizado em um sistema lacustre apenas para discriminar o constituinte orgânico predominante e as condições de anoxia do ambiente deposicional (vide tabela 2).

Tabela 2. Distinção dos grupos de palinofácies e ambiente deposicional de acordo com os campos ilustrados pelo diagrama ternário da figura 9 (Tyson, 1993). COT = Carbono Orgânico Total.

PALINOFÁCIES	AMBIENTE E CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONAIS DA MATÉRIA ORGÂNICA
I	Bacia ou plataforma proximal <i>Alto suprimento de fitoclastos diminui a concentração dos demais componentes.</i>
II	Bacia marginal disóxica-anóxica <i>MOA diluída pelo alto suprimento de fitoclastos, mas com moderada a boa preservação. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia.</i>
III	Plataforma óxica heterolítica (plataforma proximal) <i>Geralmente baixa taxa de preservação de MOA, abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade de fontes flúvio-deltaicas. Oxidação e retrabalhamento comuns.</i>
IV	Transição plataforma-bacia <i>Transição plataforma-bacia no tempo (e.g. aumento da subsidência/profundidade da lâmina d'água) ou espaço (talude). Abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade da fonte fluvial e do grau de redeposição. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da bacia. IVa: disóxico. IVb: subóxico-anóxico.</i>
V	Plataforma óxica dominada por lama (plataforma distal) <i>Baixa a moderada MOA (geralmente degradada). Palinomorfos abundantes. Margas de coloração clara, bioturbadas são comuns.</i>
VI	Plataforma proximal subóxica-anóxica <i>Boa taxa de preservação de MOA, bacia apresenta condições redutoras. Conteúdo absoluto de fitoclastos deve ser moderado a alto, devido ao input de turbiditos e/ou proximidade da fonte flúvio-deltaica.</i>
VII	“Plataforma” distal disóxica-anóxica <i>Moderada a boa taxa de preservação de MOA, baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Lamitos escuros bioturbados são comuns.</i>
VIII	Plataforma distal disóxica-óxica <i>MOA dominante, excelente taxa de preservação. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. Folhelhos ricos em matéria orgânica são depositados em condições de coluna d'água estratificada.</i>
IX	Bacia distal subóxica-anóxica/Plataforma carbonática/Marinho Restrito <i>MOA dominante. Baixo conteúdo de palinomorfos. Frequentemente rico em alginítas. Depósitos de águas profundas ou depósitos de condições de coluna d'água estratificada ou sedimentos de bacia faminta.</i>

4.3. Petrografia microscópica

Para a descrição petrográfica pelo método óptico foram utilizadas lâminas delgadas a partir de amostras oriundas do testemunho do poço 1-PS-11-CE. A descrição das lâminas foi realizada em microscópio binocular petrográfico modelo Zeiss Axio Imager A.2 e lupa binocular modelo Zeiss SteREO Discovery V.12 do laboratório e microscopia do “Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo-UNESpetro”. Algumas lâminas confeccionadas pré-selecionadas (com lamínula retirada) também foram utilizadas para as análises de tingimento mineral, catodoluminescência óptica e microfluorescência de Raios X.

Para a caracterização petrográfica foram consideradas feições texturais, morfologia dos cristais, conteúdo fossilífero e feições diagenéticas, com o intuito de definir as microfácies carbonáticas. Esse termo foi originalmente definido para estudos petrográficos e paleontológicos realizados apenas em lâminas delgadas (Brown, 1943 e Cuvillier, 1952). Neste trabalho, será adotado o conceito de Flugel (2004), cujas microfácies são definidas a partir de dados sedimentológicos e paleontológicos obtidos em lâminas delgadas, fragmentos finos, pedaços polidos ou mesmo amostras de rochas. A caracterização microfaciológica das fácies carbonáticas, além de contar com a descrição das lâminas delgadas em microscópio óptico convencional e de técnicas de auxílio, como tingimento mineral e catodoluminescência óptica, também contou com uma exaustiva descrição por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV).

4.3.1. Tingimento mineral

O tingimento mineral em lâminas delgadas foi originalmente concebido para rápida identificação dos principais minerais constituintes. Reid (1969) fornece um amplo protocolo para a aplicação do método que é capaz de determinar certos minerais de forma rápida, prática e com resultados bastante objetivos. O procedimento mais utilizado para a determinação de minerais de rochas carbonáticas emprega uma mistura de alizarina vermelha e ferricianeto de potássio dissolvidos em uma solução de ácido clorídrico (HCl) diluído a 1% (Friedman, 1959; Reid, 1969). O teste consiste em submergir parte da lâmina na solução durante um

período de 20 a 40 segundos e posteriormente, lavar a porção submersa com água destilada para interromper a reação entre o carbonato e a solução ácida.

O corante orgânico de Alizarina Vermelha (ARS) produz colorações que variam de acordo com os minerais carbonáticos reativos a HCl diluído, tais como calcita e aragonita, ao passo que minerais menos reativos, como dolomita e siderita, permanecem incolores. Já o ferricianeto de potássio produz a coloração de acordo com a liberação de ferro. A diferença de cor provocada pela liberação do ferro não está vinculada à concentração desse elemento nos minerais, mas sim à reatividade do carbonato com o ácido. Por exemplo, calcitas e dolomitas ferrosas apresentam cores distintas devido à diferença de reatividade com o ácido, não ao teor de ferro na constituição desses minerais. No caso da siderita (carbonato ferroso), que não reage com HCl a frio e diluído, o ferro não é liberado para a solução e consequentemente este mineral permanece incolor. As diferentes cores provocadas pelo tingimento entre a solução e os diferentes minerais de carbonato estão relacionadas na tabela 3.

Tabela 3. Diferentes cores após o tingimento mineral para cada um dos minerais de carbonato. Fonte: *Department of Earth Cience, Cambridge, 2013*.

Carbonato	Resposta do tingimento
	Vermelho Alizarina + Ferricianeto de K
Calcita/Aragonita	Rosa
Ferro calcita	Roxo / Azul
Dolomita	Incolor
Ferro dolomita	Turquesa / Verde
Siderita	Incolor
Magnesita	Incolor
Rodocrosita	Marron

4.3.2. Catodoluminescência óptica

A catodoluminescência óptica (CL) foi utilizada como método complementar à descrição petrográfica. Amplamente difundida, devido à sua facilidade de utilização e qualidade do resultado, a técnica é capaz de realçar feições que não são distinguíveis à microscopia óptica convencional. A técnica consiste na emissão da luz resultante do bombardeio de raios catódicos em uma amostra, que provoca luminescência variada devida à excitação dos elétrons, ou raios-X (Sommer, 1972). A CL fornece informações sobre a distribuição espacial de alguns elementos traços, em especial Fe^{2+} e Mn^{2+} , em cristais de calcita, dolomita, e cimentos diversos (Scholle, 2003). Desta maneira, a técnica é comumente empregada para o mapeamento petrográfico de zonas cimentadas, determinação da relação temporal de gerações de fraturas e, principalmente, para a caracterização de aspectos diagenéticos (Meyers, 1974).

A resposta fornecida pela CL é normalmente descrita como: brilhantemente luminescente, luminescente, pouco luminescente e não luminescente. Embora existam equipamentos capazes de medir a intensidade da luminescência, essa informação é, em geral, facilmente determinada pela comparação entre feições da própria rocha. A maior luminescência está geralmente associada à incorporação de Mn^{2+} no retículo cristalino da calcita, enquanto a incorporação de Fe^{2+} reduz ou extingue a luminescência (Budd et al., 2000). A CL foi fundamental no trabalho realizado, pois mostrou que as rochas analisadas possuem alto grau de preservação das feições primárias da rocha, assegurando a qualidade dos dados obtidos pelas análises geoquímicas.

4.3.3. Microscopia eletrônica de varredura

A petrografia utilizando o microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi fundamental para caracterização das microfácies carbonáticas. O MEV é capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 1.000.000 de vezes) e boa resolução, com isso, detectar feições que seriam imperceptíveis com o microscópio óptico convencional. O equipamento utilizado foi o ZEISS EVO MA 15 do UNESPetro, no qual foram visualizadas amostras oriundas do testemunho do poço 1-PS-11-CE.

Todas as imagens foram geradas em modo de pressão variável sem a metalização ou qualquer cobertura (*coating*) das amostras.

Para algumas amostras foi realizado ataque com ácido clorídrico (HCl) dissolvido a 1% com o objetivo de remover a fração mineral dos carbonatos laminados preservando seu conteúdo orgânico. Este tipo de procedimento também cria relevo em amostras com superfícies planas, o que facilita a visualização de feições morfológicas no MEV. A capacidade de geração de imagens em escala micrométrica com boa resolução ajudou na identificação morfológica de algumas feições que seriam impossíveis de serem visualizadas por microscópios ópticos convencionais, sobretudo, das porções orgânicas. Foram geradas imagens em escala micrométrica que foram essenciais no entendimento morfogenético dos carbonatos.

4.4. Geoquímica inorgânica

4.4.1. Difractometria de Raios X

Para identificação da composição mineralógica total das amostras foi empregada à técnica analítica de Difractometria de Raios X (DRX). A técnica consiste no bombardeamento por radiação em uma amostra e detecção de fótons difratados. Quando o feixe de radiação definido difrata em um cristal desconhecido, a medida do ângulo de difração do raio resultante reflete a estrutura cristalina, possibilitando assim a identificação da composição mineralógica da amostra.

O equipamento utilizado foi o PW-1830, da marca *Philips/Panalytical* do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) localizado na Universidade Federal do Paraná (UFPR), em Curitiba (PR). Para a análise por DRX, foram utilizadas pastilhas de pó de rocha prensada com queima a 60 °C. Foi utilizada radiação Cu ($\text{Cu-K}\alpha = 1,5406 \text{ \AA}$), com intervalo de varredura com ângulos variando entre 3° a 70°. A interpretação dos difratogramas e determinação dos minerais foi realizada utilizando o *software X'Pert High Score* e a sua quantificação foi pelo método de *Rietveld*.

4.4.2. Microfluorescência de Raios X

As análises geoquímicas por meio de microfluorescência de raios X (μ -FRX) foram realizadas em lâminas delgadas oriundas do poço 1-PS-11-CE. O equipamento utilizado foi o *M4 TORNADO - BRUKER*, localizado no Laboratório UNESPetro, no instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Rio Claro (SP). As análises geoquímicas realizadas com esse aparelho produzem resultados da distribuição elementar rapidamente e com alto grau de confiabilidade. O resultado da análise pode ser obtido em um único ponto da amostra, em um perfil linear (*line scan*) ou em uma área predeterminada, cujo resultado é um mapa com a distribuição dos elementos analisados. O mapa dos elementos químicos analisados propicia a identificação de grãos individuais e constituintes diagenéticos.

5. RESULTADOS

A análise sedimentológica realizada nos laminitos do Membro Crato baseou-se no estudo dos processos sedimentares que controlaram a deposição dos sedimentos, de acordo com sua natureza física, química e biológica. Para a interpretação das fácies foram utilizados métodos descritivos e analíticos. O potencial de preservação e fossilização da bacia foram fatores importantes que ajudaram a abordagem específica em relação à gênese das fácies carbonáticas. A ênfase deste trabalho foi nas rochas carbonáticas de origem química e biológica do Membro Crato.

5.1. Fácies laminito carbonático

A caracterização em afloramentos dos laminitos do Membro Crato foi realizada na frente de lavra Três Irmãos, do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda. A seção estratigráfica medida possui 21,5 m, sendo que a maior parte da sucessão é constituída por laminitos (Figura 10). Os laminitos formam camadas tabulares horizontais que na base chegam a espessuras de 9 m e afinam no topo do perfil chegando a espessuras mínimas de 0,5 m. Essas camadas estendem-se lateralmente sem apresentar variação de espessura ou mudança lateral de fácies, constituindo uma sucessão bastante monótona. Os litotipos terrígenos são constituídos por lamitos, folhelhos, siltitos e arenitos, organizados em camadas com espessuras que raramente ultrapassam dois metros e que estão interdigitadas com as camadas de laminitos em contato bem marcado e horizontal (Figura 11a).

Os laminitos são constituídos pela variação de lâminas com cores claras e escuras e, ocasionalmente, algumas com alto teor de matéria orgânica (Figura 11b). É comum encontrar fragmentos lineares escuros, muitas vezes descritos por [Neumann \(1999\)](#) como algas do gênero *botryococcus*. Também são encontrados restos de vegetais superiores fossilizados. Níveis ondulados delgados e um nível contendo *hoppers* de halita ocorrem a 4 m acima da base da seção (Figura 11c).

Logo acima do nível com os *hoppers* de halita (aproximadamente a 6 m da base da seção) há um nível de mortandade de peixes. Segundo [Martill et al. \(2008\)](#) o aumento da temperatura e salinidade da água é a possível causa da morte dos peixes na Formação Santana. Além disso, essas alterações físico-químicas da água

dizimam boa parte da biota lacustre permanecendo apenas os micro-organismos bacterianos. Acima do nível de mortandade de peixes ocorrem camadas centimétricas maciças de carbonato.

Sobre a camada de laminitos ocorre uma sucessão sedimentar caracterizada pela intercalação de camadas de arenitos com lamitos. Essas fácies heterolíticas são compostas por arenito fino com acamamento tipo *flaser* e topo ondulado coberto por argila preta (Figura 11d). Acima dessas camadas ocorrem arenitos médios com estratificação cruzada tangencial na base e presença de argila nos *foresets*, concentrada na base das clinoformas. Também é possível notar a presença de clastos de pelitos dispersos na fácies de arenitos com estratificação cruzada tangencial (Figura 11e). Essas feições levaram [Neumann \(1999\)](#) a interpretar os arenitos como sendo formados pela deposição em contexto de frente deltaica. Acima do intervalo marcado pela abundância de fácies terrígenas, voltam a aparecer camadas finas de laminitos interdigitadas a folhelhos que se espessam para o topo chegando a espessuras de três metros (Figura 10). No topo da seção predominam camadas de lamitos com alguma recorrência de camadas finas de laminito.

O topo da seção é marcado por uma camada formada por lamitos cinza-esverdeados com veios enterolíticos de cor branca que por vezes estão oblíquos ao acamamento. Esses veios formam pequenos diápiros que deformam a matriz pelítica (Figura 11f). Comumente essas camadas contorcidas são formadas pelo crescimento intrassedimentar de anidrita ([Shearman, 1970](#)), ou devido à substituição de anidrita em crostas de gipsita que crescem sobre tapetes de algas contorcidas ([Hardie, 1986](#)). Essas feições são atribuídas a paleo-ambientes com alta taxa de evaporação, tipo *sabkha*, cujos ciclos repetidos de precipitação e dissolução de minerais evaporíticos destroem as estruturas sedimentares originais ([Kendall e Harwood, 1996](#)). Atualmente os veios enterolíticos brancos possuem composição carbonática.

A presença de laminitos e pelitos sugere deposição em ambiente de baixa energia, com eventuais influxos de sedimento terrígeno. Fácies de arenitos com laminação cruzada e outras estruturas de tração também indicam a incidência de eventos episódicos de alta energia em meio às condições calmas e estáveis da sedimentação de fundo.

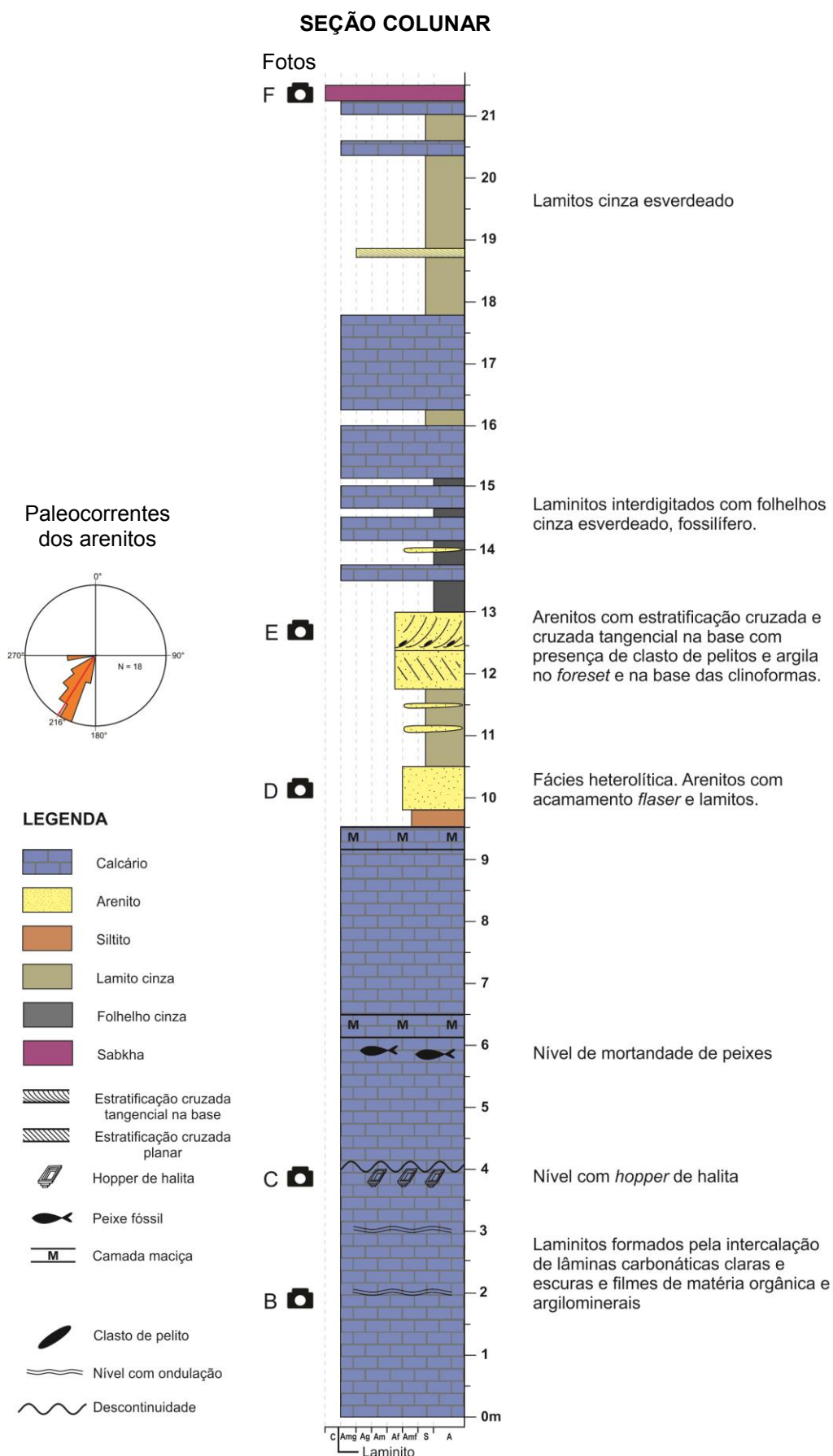


Figura 10. Perfil estratigráfico da frente de lavra Três Irmãos do conjunto de pedreiras da região de Nova Olinda. Na seção estão indicadas a posição das fotografias das fácies apresentadas na figura 11.

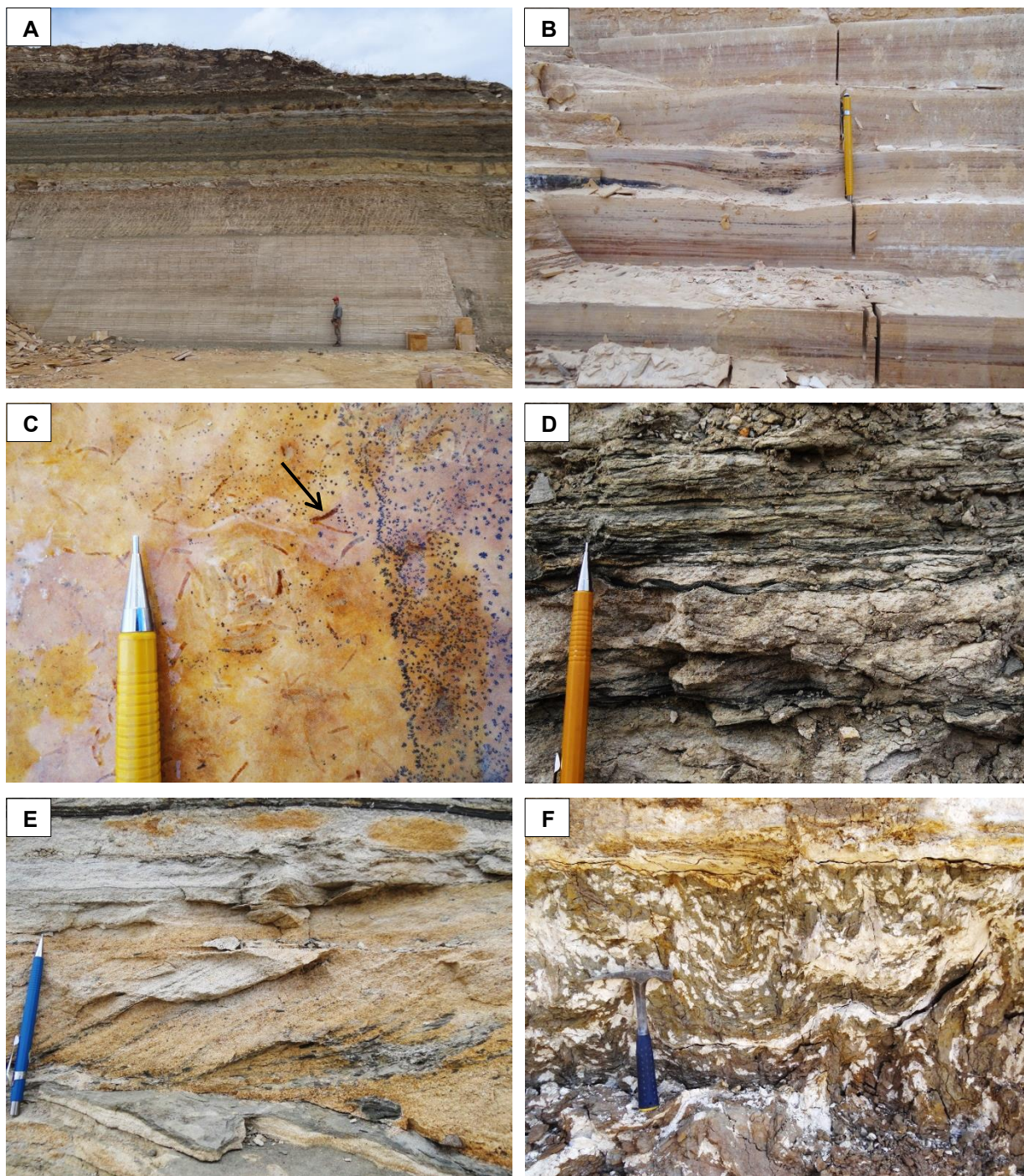


Figura 11. Fácies típicas do Membro Crato encontradas na frente de lavra Três Irmãos. A) Aspecto geral dos laminitos tabulares em contato horizontal com os demais litotipos associados; B) detalhe dos laminitos com camadas milimétricas a centimétricas plano-paralelas regulares; C) detalhe de um *hopper* de halita encontrado na base da seção, com fragmentos lineares escuros de matéria orgânica (seta); D) fácies heterolítica. Arenitos com acamamento *flaser* e laminitos, com pequenas camadas onduladas com argila preta; E) arenito com estratificação cruzada tangencial na base com clastos de pelito e argila no *foreset*; F) laminitos cinza-esverdeados com veios enterolíticos de cor branca oblíquos ao acamamento, essas feições foram encontradas no topo da seção e estão sendo interpretadas como de ambiente de *sabkha*.

O poço 1-PS-11-CE atravessou toda a seção de carbonatos pertencentes ao Membro Crato (base da Formação Santana) e os estratos de topo do segundo ciclo de granodecrescência ascendente de arenitos da Formação Barbalha ([Assine, 2007](#)). Neste poço, os laminitos do Membro Crato ocorrem em cinco camadas carbonáticas distintas com espessuras variadas, intercaladas com camadas de folhelhos negros, ricos em matéria orgânica, folhelhos verdes e arenitos. O topo do Membro Crato é marcado pela presença da Camada Ipubi.

A segunda camada de laminitos, que corresponde ao intervalo de 131 a 136 m do testemunho, foi selecionada para a coleta das amostras em que foram realizadas as descrições petrográficas e as análises geoquímicas. A escolha deste intervalo deveu-se aos seguintes motivos: maior espessura, melhor recuperação e estado de preservação do testemunho e menor argilosidade, como estão atestado pelo perfil de raios gama e resistividade (Figura 12).

O referido intervalo é composto por laminitos, cuja estruturação é marcada pela intercalação de lâminas milimétricas de calcita e lâminas submilimétricas ricas em matéria orgânica e argilominerais. Essas lâminas podem ter origem clástica, química ou orgânica e geralmente correspondem às fácies carbonáticas lacustres mais comuns ([Talbot e Allen 1996](#)).

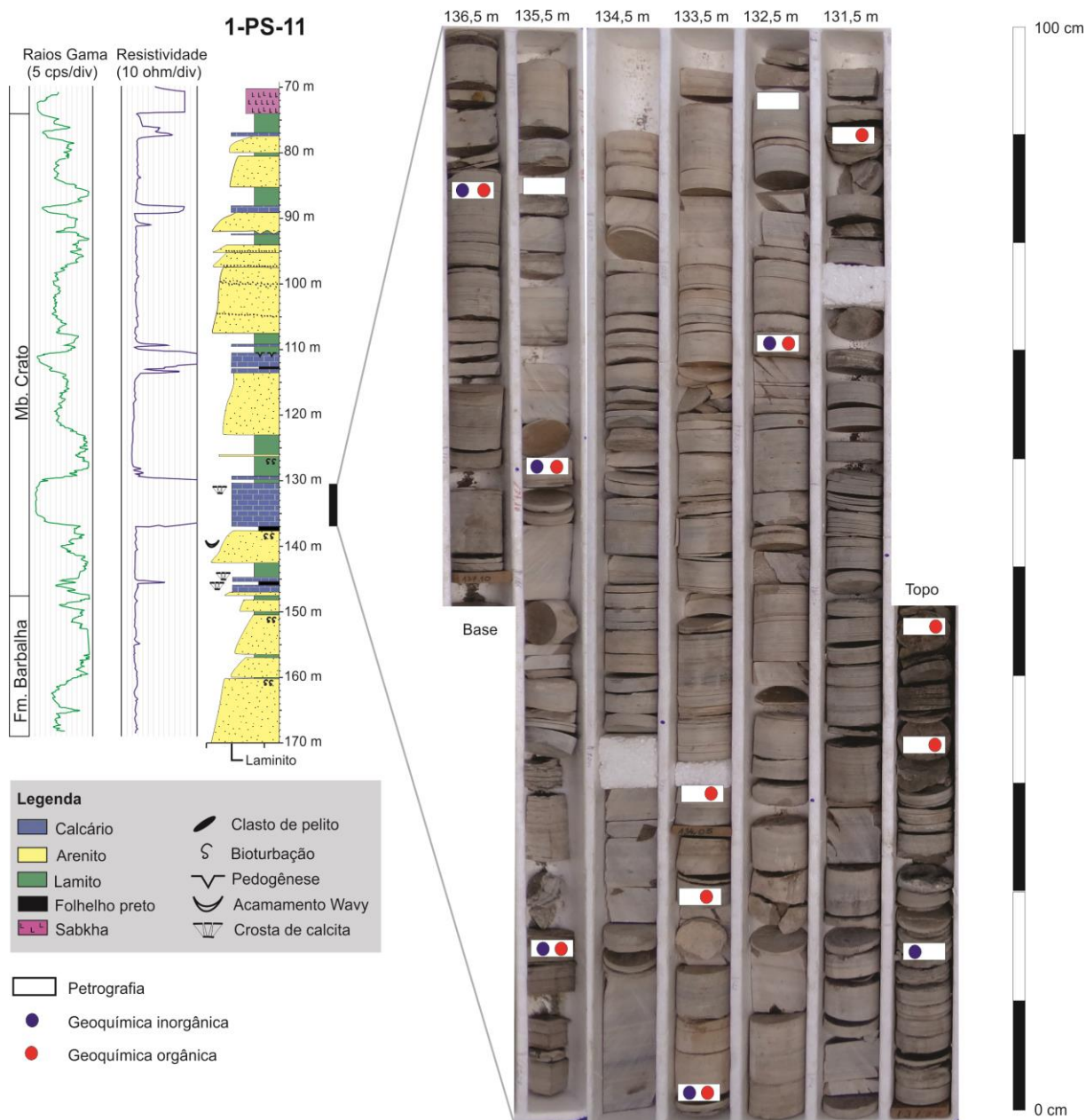


Figura 12. Perfil sedimentológico do poço 1-PS-11-CE com base na descrição de testemunhos e de perfis geofísicos. Os arenitos da base correspondem a Formação Barbalha; o início dos calcários marca o contato da Formação Barbalha com a Formação Santana/Membro Crato; e o topo do perfil é marcado pelos evaporitos da Camada Ipubi. Em destaque está o intervalo do testemunho estudado onde foram realizadas as análises (sumarizadas na tabela 1). Notar os baixos valores de raios gama e os altos valores de resistividade do intervalo constituído por laminitos.

Os constituintes orgânicos que compõem os laminitos do intervalo estudado são essencialmente formados por matéria orgânica amorfa (MOA), com baixa proporção de fitoclastos (FIT) e palinomorfos subordinados. Os palinomorfos foram considerados neste trabalho como miósporos (MI) por serem constituídos apenas de pólen e esporos. De modo geral, os laminitos caracterizam-se por baixos teores de carbono orgânico total (COT) e resíduo insolúvel (RI), com exceção apenas da amostra na profundidade 136,35 m que atinge 6,74% de COT e 17% de RI (Tabela 4).

Tabela 4. Percentual quantificado de carbono orgânico total (COT), resíduo insolúvel (RI) e palinofácies da fácies laminito.

Prof. (m)	COT (%)	RI (%)	MOA (%)	FIT (%)	MI (%)
130,75	0,83	3,00	90,60	7,40	1,90
131,15	0,42	1,00	-	-	-
131,60	0,70	2,00	92,70	3,10	4,20
132,80	0,54	1,00	-	-	-
134,20	0,81	1,00	91,60	6,00	2,40
134,35	0,62	1,00	82,20	7,60	10,20
134,50	0,92	1,00	-	-	-
135,90	0,99	1,00	-	-	-
136,35	6,74	17,00	-	-	-
136,65	1,77	2,00	-	-	-

COT = carbono orgânico total; RI = resíduo insolúvel; MOA = matéria orgânica amorfa; FIT = fitoclasto; MI = miósporo.

Os diferentes tipos de Matéria Orgânica Amorfa (MOA) foram descritos nas amostras dos laminitos do intervalo estudado. A MOA heterogênea com ausência de contornos externos definidos e relativamente alta fluorescência (Figuras 13a e 13b) ocorre preferencialmente nas profundidades entre 134,35 m e 134,20 m. Esse tipo de matéria orgânica possui uma estrutura interna alveolar, semelhante às substâncias poliméricas extracelulares (EPS - *Extracellular Polymeric Substances*). Destaca-se também a ocorrência de MOA homogênea, com contorno externo definido, tons escuros e com pouca fluorescência (Figura 13c e 13d). Nas amostras oriundas do intervalo entre as profundidades 131,60 m e 130,75 m, a MOA possui contorno externo difuso, fluorescência relativamente baixa e também possui

estrutura interna alveolar, semelhante à EPS (Figuras 13e e 13f). Secundariamente, ocorrem fitoclastos opacos, geralmente não estruturados e miósporos (esporos e grãos de pólen) (Figura 14), comumente apresentando alta fluorescência (Figura 13d). Os miósporos frequentemente formam agregados tétrades que sugerem deposição sob condições de baixa energia.

A fluorescência dos constituintes orgânicos também compõe um parâmetro útil para a avaliação do potencial de óxi-redução do sistema deposicional. Em ambientes anóxicos-disóxicos, a preservação de componentes ricos em hidrogênio (querogênio lábil) se relaciona diretamente a intensidade da fluorescência, ou seja, quanto maior a fluorescência do querogênio maior a preservação da matéria orgânica ([Araujo, 2001](#)).

Não só a fluorescência, mas também a relação entre os constituintes orgânicos dos laminitos do Membro Crato conduz à interpretação de ambiente subóxico a anóxico. Ao se plotar os percentuais de cada constituinte no diagrama *Fitoclastos-MOA-Palinomorfo* essa relação se torna mais clara (Figura 15). Apesar de o diagrama ter sido elaborado por [Tyson \(1993, 1995\)](#) para constituintes orgânicos em rochas marinhas, algumas informações podem ser consideradas, como as condições subóxica-anóxica do ambiente deposicional, a predominância de MOA, o baixo conteúdo de palinomorfos e a coluna d'água estratificada (vide tabela 3).

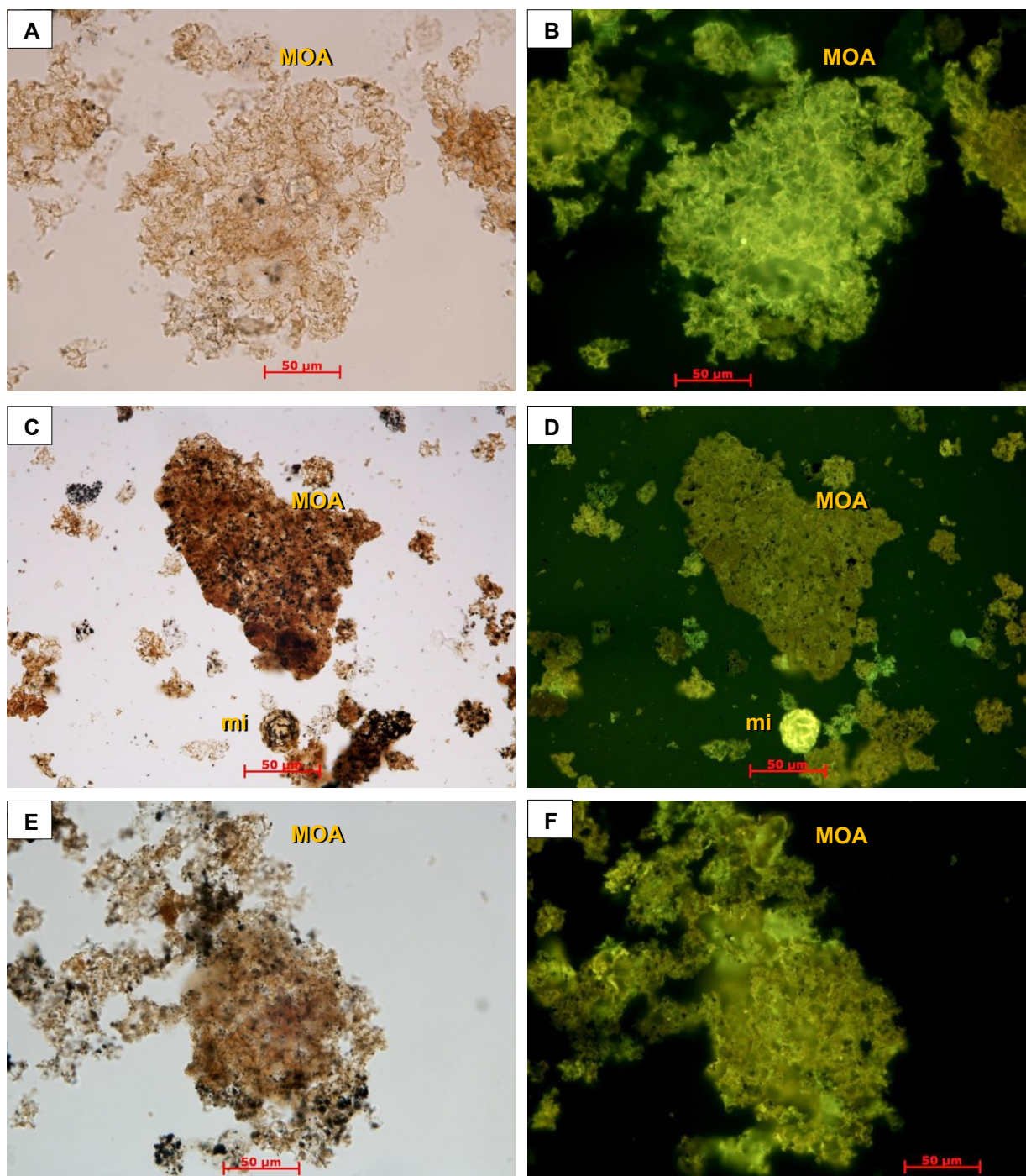


Figura 13. Matéria orgânica amorfa (MOA) dos laminitos do Membro Crato observadas em microscópio óptico. A) MOA heterogênea com ausência de contornos externos e estrutura interna alveolar; B) imagem (A) vista com luz fluorescente mostrando a alta fluorescência desse tipo de MOA; C) MOA homogênea escura e com contorno externo definido. Notar a presença de um miósporo (mi); D) imagem (C) vista com luz fluorescente mostrando a MOA com pouca fluorescência e a alta fluorescência do miósporo; E) MOA com contorno externo difuso e relativamente escura e; F) imagem (E) vista com luz fluorescente mostrando a fluorescência relativamente baixa desse tipo de MOA.

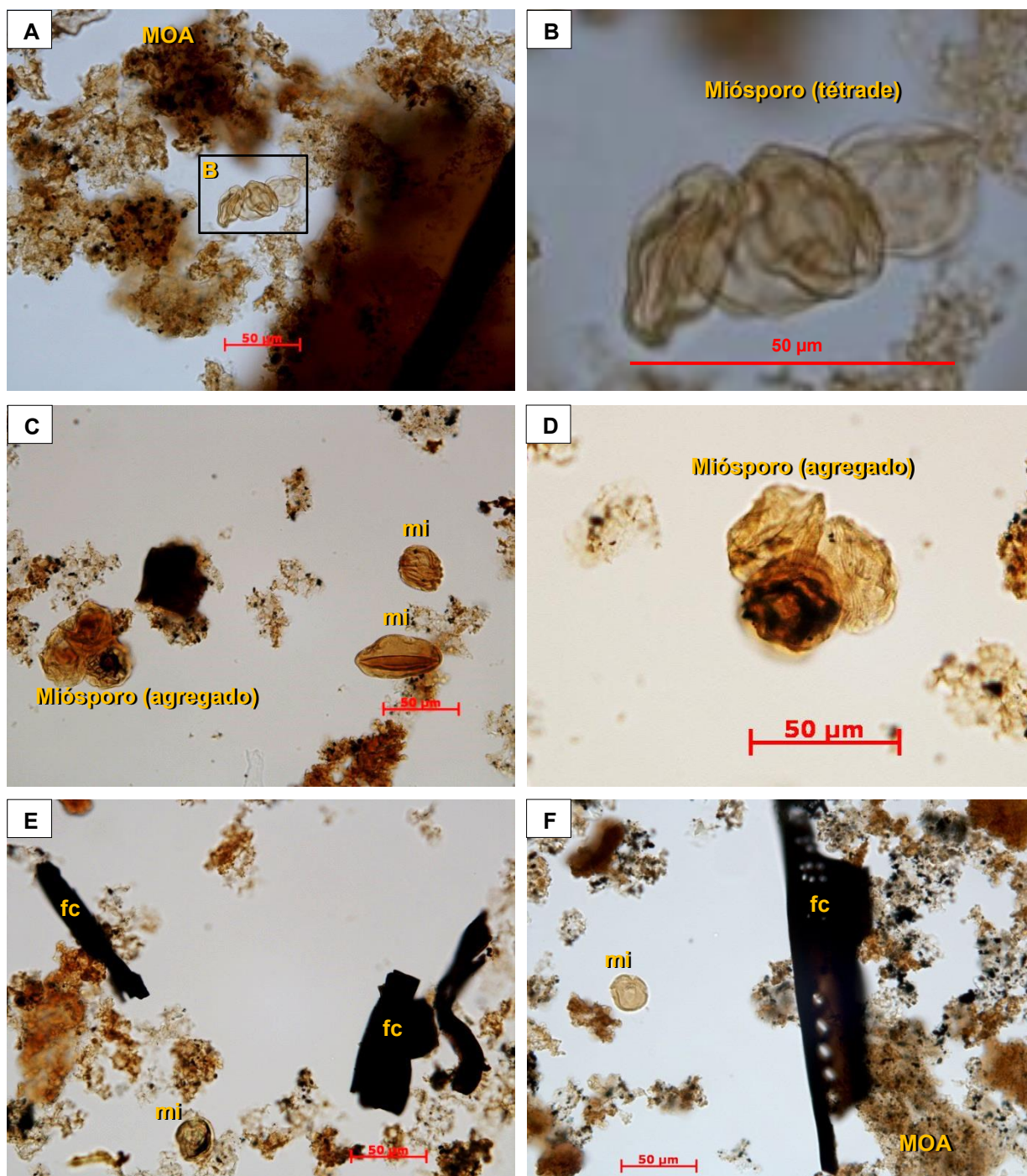


Figura 14. Fitoclastos e miósporos encontrados nos laminitos do Membro Crato observados em microscópio óptico. A) Tétrade de miósporo (mi) em meio a MOA; B) detalhe da imagem (A) mostrando os tétrades; C) e D) miósporos dispersos e formando agregados e; E) e F) fitoclastos opacos (fc).

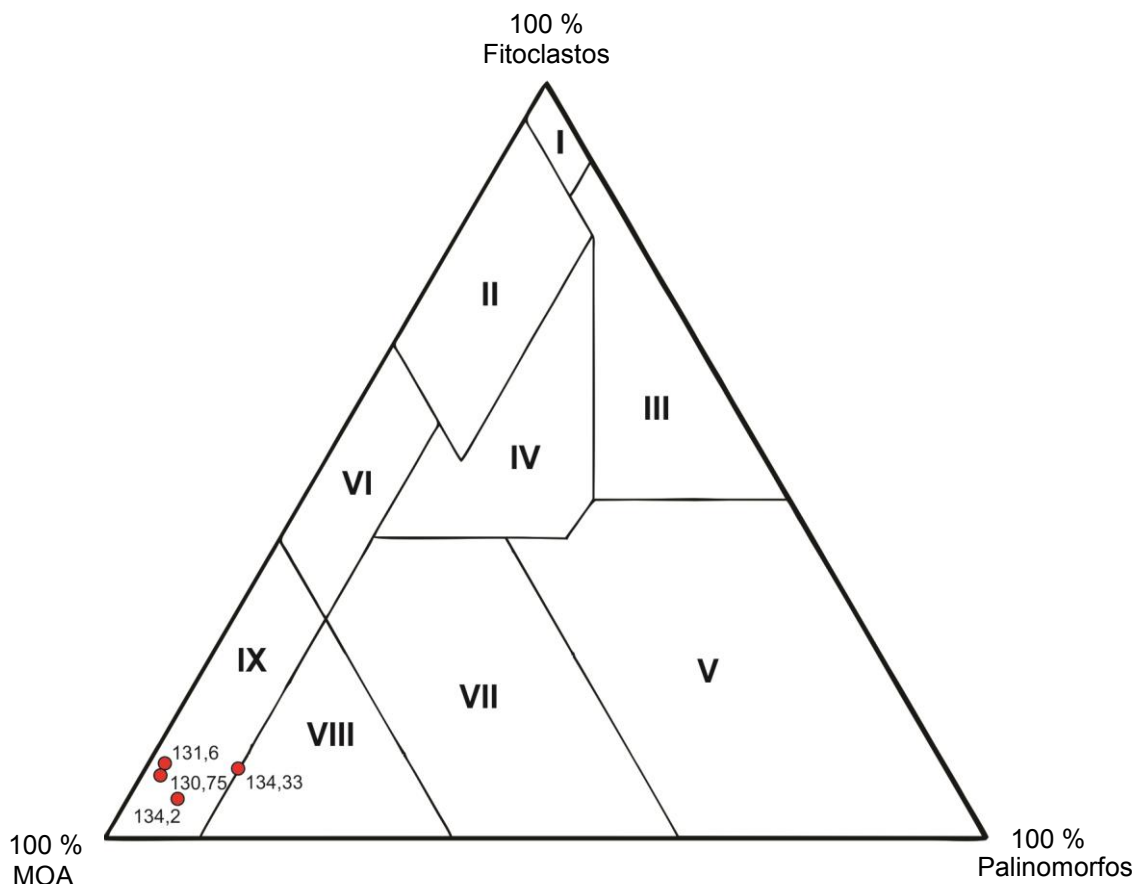


Figura 15. Diagrama ternário de *Fitoclastos-MOA-Palinomorfo* com o resultado dos constituintes particulados individuais das amostras do poço 1-PS-11-CE (Tyson, 1993, 1995). Os números de cada campo referem-se aos ambientes e características deposicionais para o estudo em associações de fácies marinhas. No presente trabalho foi adaptado para os laminitos lacustres do Membro Crato considerando apenas algumas premissas como condições subóxica-anóxica do ambiente deposicional, predominância de MOA, baixo conteúdo de palinomorfos e coluna d'água estratificada (vide tabela 3).

5.2. Microfácies do laminito carbonático

Embora todo o intervalo estudado seja predominantemente constituído por fácies de laminitos, a análise petrográfica revelou que é possível determinar variações de microfácies nas amostras analisadas (Flugel, 2004). As características distintas de cada uma delas com base nos organismos, estruturas, composição e teor da fração mineral foram discriminadas petrograficamente e subdivididas em quatro microfácies denominadas: 1) microfácies rítmica; 2) microfácies nodular; 3) microfácies de laminação planar e; 4) microfácies crostiforme.

5.2.1. Microfácies rítmica

Descrição:

A microfácies rítmica é formada pela intercalação de lâminas submilimétricas a milimétricas constituídas por micrita, matéria orgânica e argilominerais. Em alguns níveis ocorre o desenvolvimento de pequenas crostas milimétricas de calcita prismática (Figura 16a e 16b). Algumas lâminas encontram-se truncadas e com estruturas de deformação do tipo *loop bedding* (Figura 16c). As laminações variam de espessura de 0,5 mm na base, formando pares de matriz micrítica e matéria orgânica, a 2 mm no topo (Figuras 16d e 16e). Parte das porções micríticas encontra-se recristalizada por calcita microcristalina (porção superior direita da Figura 11e). As porções micríticas menos recristalizadas apresentam maior luminescência quando observadas sob o efeito da CL óptica (Figura 16f).

Nas porções escuras, ricas em matéria orgânica, foram descritas estruturas alveolares (Figuras 17a e 17b) de composição calcítica. Formas microesféricas a subsféricas de calcita e um elipsoide oco, parcialmente preenchida pelas microesferas, foram encontradas associadas às lâminas de matéria orgânica. Junto a esses cristais encontram-se filamentos de calcita que em corte transversal assemelham-se a tubos (Figuras 18a e 18b). Essas características foram observadas por MEV em amostras provenientes da profundidade de 136,65 m.

A distribuição espacial dos elementos químicos constituintes dessa microfácies está representada nos perfis da figura 19, que mostram o predomínio do elemento cálcio, com os filmes de matéria orgânica ricos em ferro e enxofre. Os perfis foram obtidos ortogonalmente à laminação da rocha por meio da microfluorescência de Raios X. A fração mineral dessa microfácies é composta por calcita (95,2 %), gipsita (3,3 %) e pirita (1,5 %), como mostra o resultado das análises de DRX realizadas em rocha total em amostras da profundidade 136,65 m (Figura 20).

Interpretação:

Essa microfácies é marcada pela alternância rítmica de lâminas carbonáticas claras e escuras, e filmes de matéria orgânica. Os filmes de matéria orgânica são formados por substâncias poliméricas extracelulares (EPS - *Extracellular Polymeric Substances*) de origem microbial. Sua caracterização deve-se a presença da estrutura alveolar (Pacton et al., 2012; Bahniuk et al., 2014). Essa matriz orgânica é

formada por bactérias bentônicas (De Philippis et al., 1998, 2001; Stal, 2000, 2003; Richert et al., 2005). A presença de gipsita sugere que estes procariontes autotróficos viviam em um ambiente hipersalino evaporítico. A alta salinidade pode gerar um ambiente inóspito para a vida de invertebrados bentônicos, o que reduz a bioturbação do substrato favorece a preservação de ritmitos com lâminas horizontais (Bowler e Teller, 1986). Ademais, esse ambiente hipersalino é hostil aos organismos predadores e pastadores de esteiras microbianas (como gastrópodes e copepodes) propiciando condições ambientais favoráveis ao desenvolvimento e preservação das bactérias (Vasconcelos et al., 2006).

As micro e nanoesferas de calcita podem ser produto da precipitação mineral que ocorreu na matriz orgânica (Braissant et al., 2003; Aloisi et al., 2012), ou mesmo à preservação de bactérias cocoides. Já os filamentos podem ser representativos do processo de calcificação ou incrustação carbonática de bainhas de bactérias filamentosas (Pentecost e Riding, 1986). A boa qualidade da preservação dessas estruturas está relacionada à anoxia do ambiente deposicional, indicada pela fluorescência da matéria orgânica e pela alta luminescência registrada através de catodoluminiscência. Ambientes redutores são capazes de incorporar os elementos de Mn^{2+} e Fe^{2+} nos retículos cristalinos das calcitas, responsáveis por excitar a luminescência (Scholle, 2003).

Esses ambientes são típicos de lagos rasos com alta produtividade orgânica ou ambientes com coluna d'água estratificada e fundo anóxico (Tyson, 1993, 1995). A presença de pirita também indica ambiente com restrição de oxigênio, que segundo Freire et al. (2013) é um dos principais fatores responsáveis pela qualidade de preservação dos fósseis nesse intervalo estratigráfico da Bacia do Araripe, ou seja, o processo de piritização da matéria orgânica.

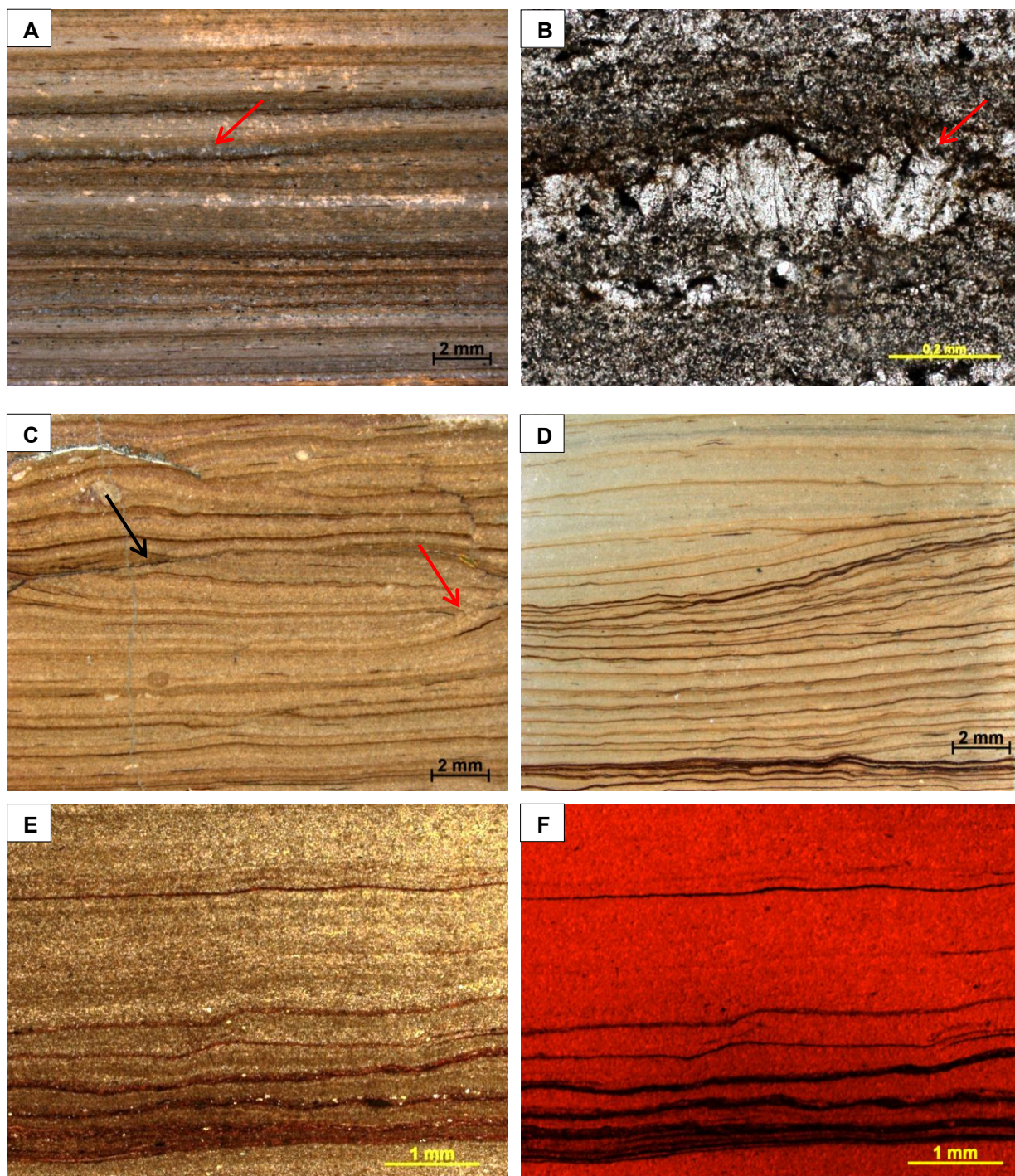


Figura 16. Aspectos da microfácies rítmica observadas em microscopia óptica. A) Intercalação de camadas milimétricas com desenvolvimento de um nível de crosta de calcita (seta vermelha); B) detalhe da foto (A) com destaque a crosta de calcita mostrando os cristais prismáticos; C) laminações truncadas (seta preta) e estrutura de deformação do tipo *loop bedding* (seta vermelha); D) e E) camadas submilimétricas, na base, para camadas milimétricas, no topo; F) Imagem (E) vista pela CL óptica, a matriz micrítica apresenta-se luminescente, porção superior esquerda, enquanto as porções recristalizadas apresentam-se pouco luminescentes, porção superior direita. Imagens de amostras das profundidades 130,75 m (A e B), 136,65 m (C) e 135,90 m (D, E e F).

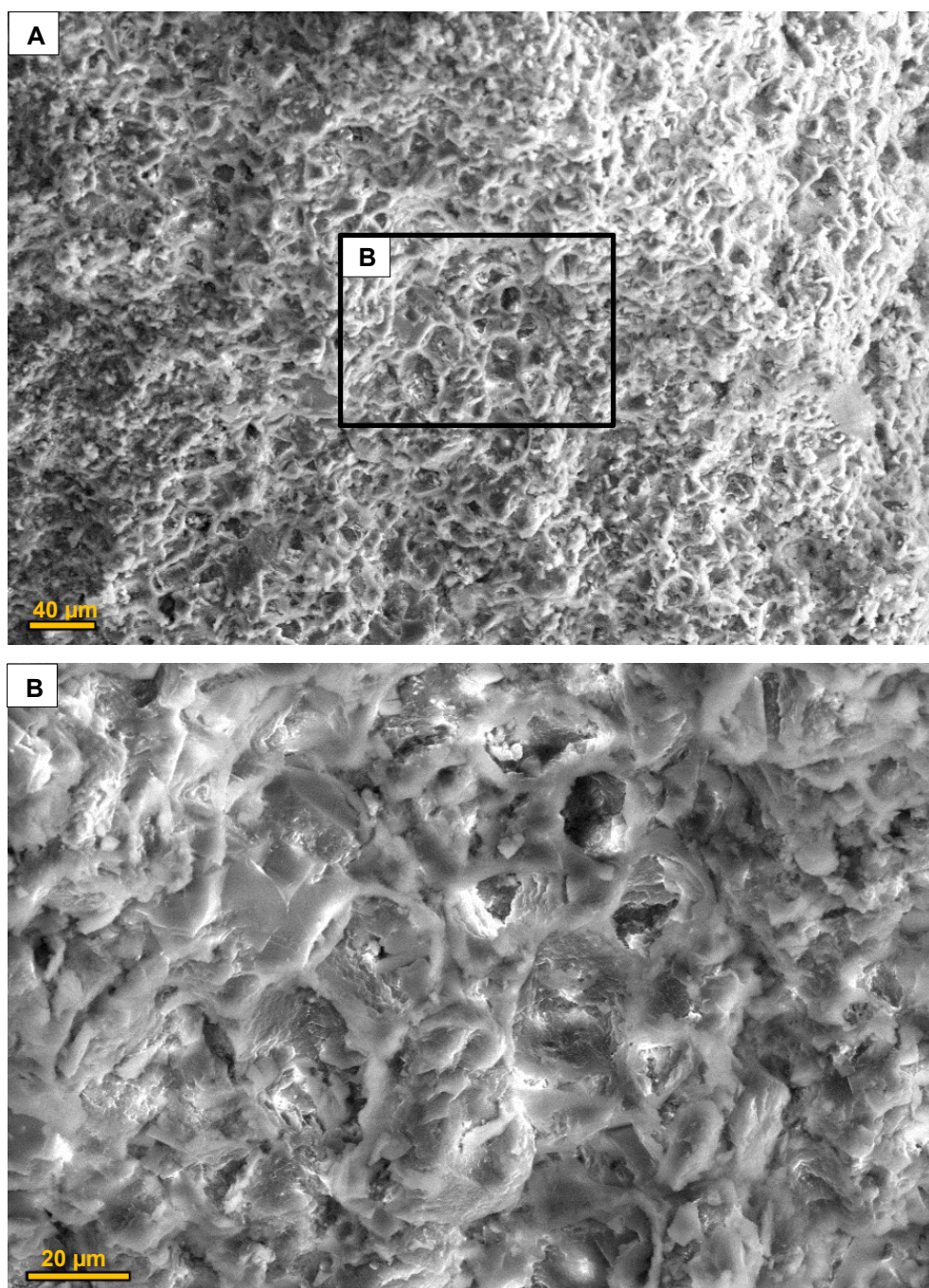


Figura 17. Estrutura alveolar encontrada na microfácies rítmica observada em MEV. A) aspecto geral da estrutura e; B) detalhe da foto (A) ressaltando a característica típica dessa estrutura. Toda a estrutura é formada por calcita. Imagens da amostra da profundidade 136,65 m.

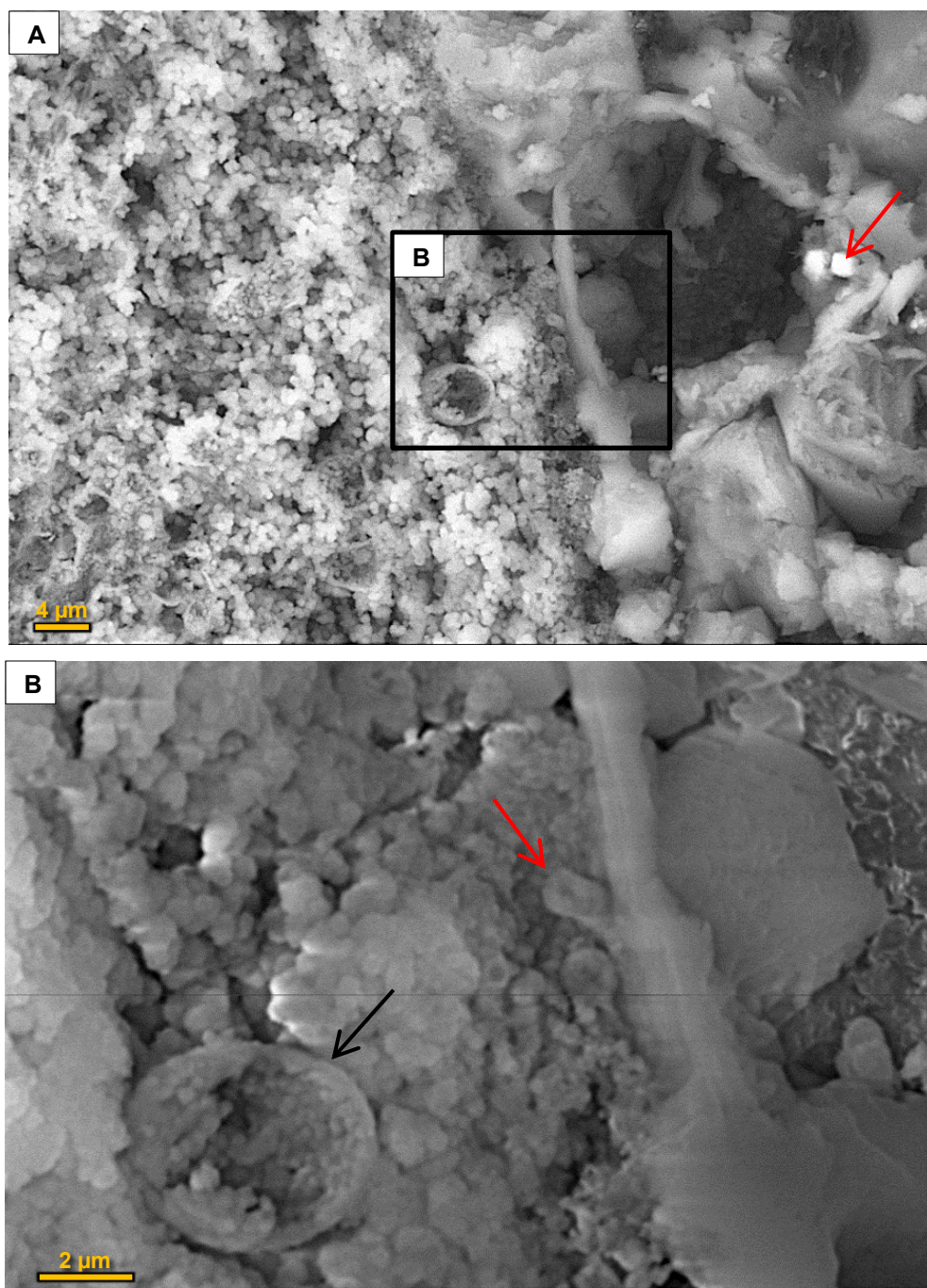


Figura 18. Aspectos típicos de estruturas orgânicas encontradas na microfácies rítmica observadas em MEV. A) Cristais micrométricos esféricos a subsféricos de calcita formando agregados na parte esquerda e cristal de calcita com aspecto de filamento na parte direita. Em algumas partes da rocha observa-se um cubo de pirita (seta vermelha); B) detalhe da foto (A) mostrando o elipsoide oco parcialmente preenchido pelas calcitas esféricas/subesféricas (seta preta) e o corte transversal de uma bainha calcificada (seta vermelha). Imagens da amostra da profundidade 136,65 m.

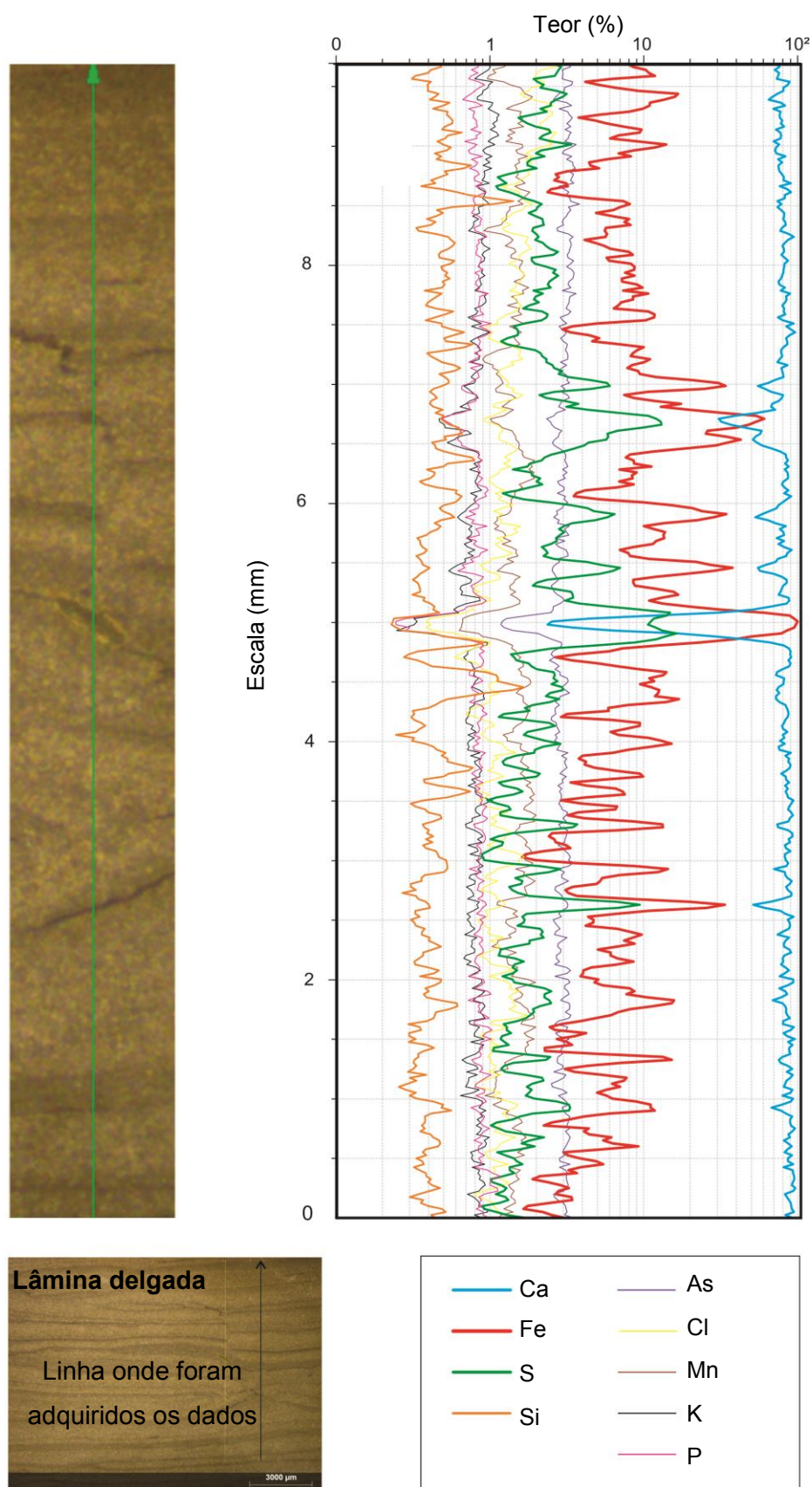


Figura 19. Perfis dos elementos químicos que compõem a microfácies rítmica. Nota-se o predomínio do elemento cálcio em toda a amostra, com exceção dos filmes de matéria orgânica ricos em ferro e enxofre. A escala horizontal representa os valores percentuais com os teores de cada elemento, em escala logarítmica, e a escala vertical é a largura da lâmina, em milímetro. Amostra da profundidade 136,65 m.

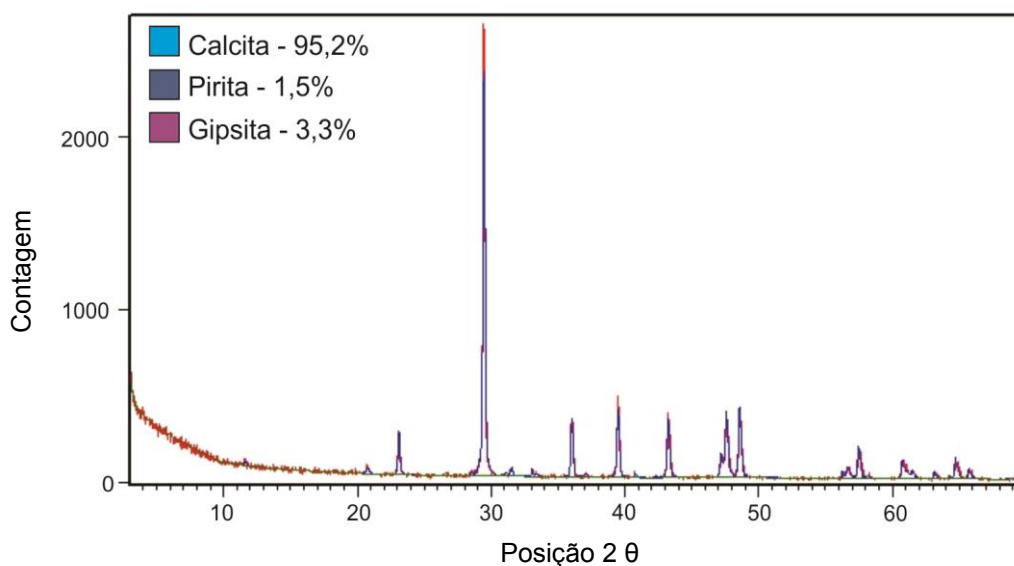


Figura 20. Mineralogia da microfácies rítmica em difratograma da análise de DRX em rocha total. Amostra da profundidade 136,65 m.

5.2.2. Microfácies nodular

Descrição:

A microfácies laminito nodular é formada pela intercalação de lâminas irregulares de carbonato com matriz micrítica e lâminas de matéria orgânica e argilominerais. Nódulos circulares a semicirculares estão presentes por toda a rocha (Figura 21a).

As camadas carbonáticas com feições semelhantes a tubérculos (Figura 21b) são formadas por matriz micrítica, nas quais se desenvolvem formas circulares e alongadas peloidais (Figura 21c). A matriz apresenta expressiva luminescência sob o efeito da catodoluminescência óptica, ao passo que em meio à massa cristalina também ocorrem porções recristalizadas por calcita euédrica a subédrica com baixa luminescência (Figura 21d). As bordas dos tubérculos estão recristalizadas por calcita e em algumas partes chegam a formar esferulitos (Figura 21e).

Os nódulos são compostos internamente por matriz carbonática micrítica e calcedônia e deformam tanto os tubérculos carbonáticos quanto as lâminas de matéria orgânica (Figura 21f). As lâminas têm espessuras milimétricas, chegando a valores expressivos de 6,74 % de COT (vide tabela 4).

Tramas calcificadas com estruturas do tipo cerebróide formam substrato em meio às lâminas de matéria orgânica (Figura 22a). Esferas de calcita com estrutura

interna fibrorradial podem ocorrer associadas a esse substrato, assim como filamentos de calcita (Figura 22b). Formas microesféricas de calcita com superfície lisa ocorrem em grande número e formam agregados em meio a cimento espático.

Algumas das microesferas são unitárias formando esferas perfeitas, enquanto outras se dispõem em pares conjugados de tamanho variável. Essas formas esféricas, únicas ou em pares, também podem ser muito bem visualizadas em moldes internos de cimento espático, em que a equivalência em tamanho dos pares de esferas é mais evidente (Figura 23). Nos filmes de matéria orgânica e argilominerais ocorrem cachos de pirita framboidal (Figura 24), cristais de calcita em formato de agulhas (Figuras 25a e 25b) e cristais espiralados (Figuras 26a e 26b).

O mapeamento dos elementos químicos por meio da μ -FRX revelou que as porções ricas em cálcio estão associadas a manganês. Já as porções ricas em matéria orgânica e argilominerais estão associadas ao ferro e enxofre, além do alumínio, cloro, titânio, zinco e vanádio. O elemento silício ocorre na porção interna dos nódulos, sob a forma de calcedônia. Os nódulos são frequentemente bordejados por fósforo (Figura 27). A fração mineral dessa microfácies é composta por calcita (87,2 %), gipsita (6,7 %), quartzo (3,7 %) e pirita (2,5 %) (Figura 28).

Interpretação:

O desenvolvimento dos nódulos dessa microfácies sugere feição diagenética formada posteriormente a deposição dos laminitos, já que os nódulos deformam tanto as lâminas de matriz micrítica quanto as lâminas de matéria orgânica. A silicificação interna nos nódulos também é interpretada como de origem diagenética, possivelmente relacionada a ambiente com intensa evaporação e pH relativamente baixo, no qual ocorre a concentração de silício em solução e precipitação da calcedônia (Pufahl, 2010). A alta luminescência da matriz micrítica e de cristais de gipsita também reforça a hipótese de ambiente de alta salinidade e baixa concentração de oxigênio para a formação desta microfácies.

Em ambientes redutores, a luminescência é mais pronunciada devido à incorporação de Mn^{2+} no retículo cristalino da calcita (Scholle, 2003). Esses ambientes também são favoráveis à ação de bactérias sulfato-redutoras e à precipitação de pirita nos biofilmes (Figura 28).

As formas peloidais circulares e alongadas presentes na microfácies nodular são interpretadas como aglomerados de bactérias fósseis cuja atividade metabólica

pode alterar as condições físico-químicas do ambiente e proporcionar a precipitação carbonática. A associação dessas bactérias com o substrato com estrutura cerebroide reforça a interpretação de esta estrutura ser o produto da calcificação da matriz EPS. As demais morfologias dos cristais de calcita em forma de agulhas, microesferas, filamentos e a presença inconteste de spirulina, também corroboram essa interpretação. Os gêmeos de calcita esférica com similaridade de forma e tamanho são considerados organismos procariontes de forma cocoide em processo de divisão celular por fissão múltipla.

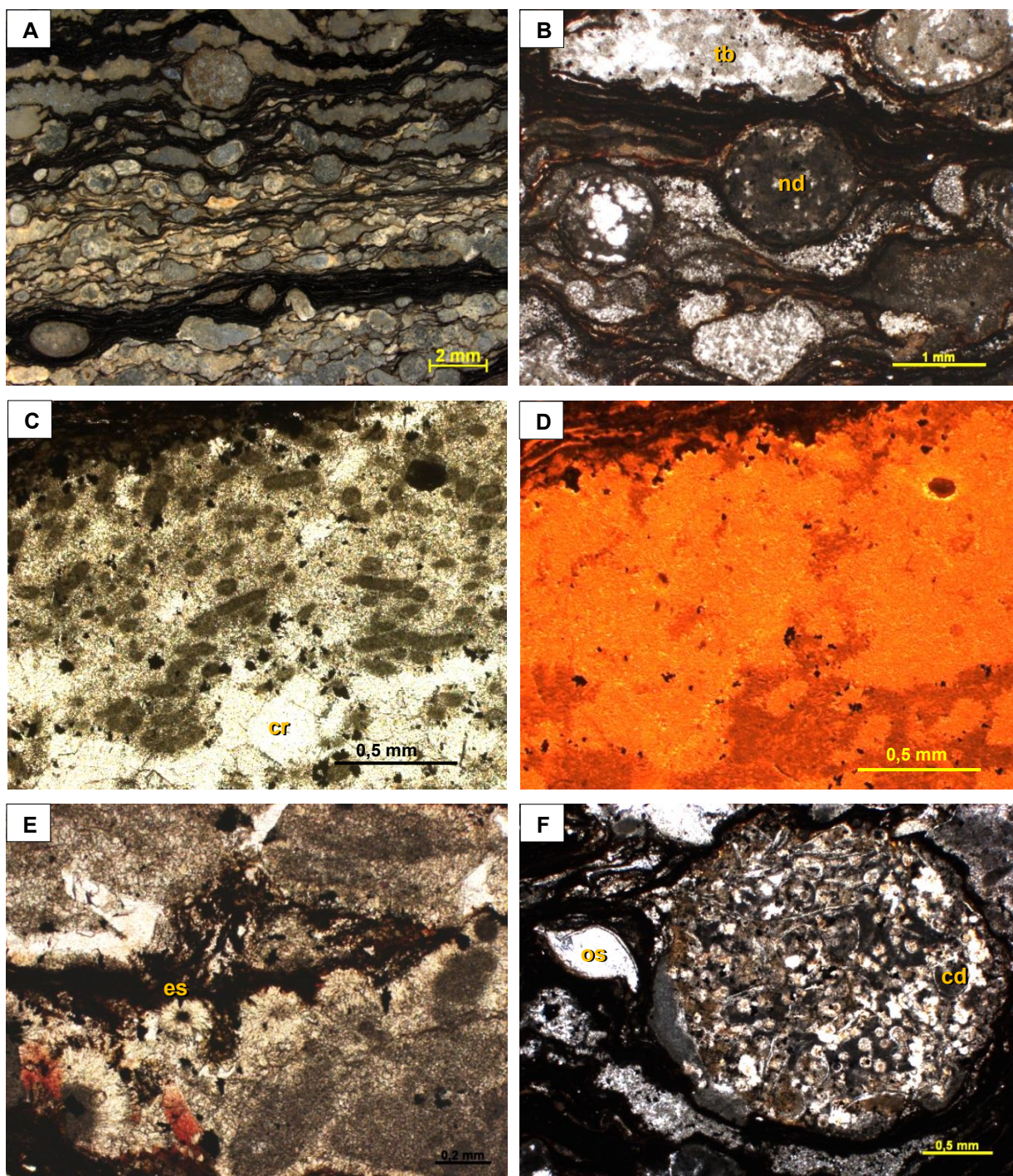


Figura 21. Características da microfácies nodular em microscopia óptica. A) Visão geral mostrando a intercalação das camadas irregulares de carbonato semelhantes a tubérculos, com lâminas de matéria orgânica, argilominerais e nódulos; B) detalhe das feições de carbonato semelhantes a tubérculos (tb) formado por matriz micrítica e um nódulo (nd) deformando tanto os tubérculos quanto as lâminas de matéria orgânica e argilominerais; C) detalhe dos tubérculos micríticos com formas circulares e alongadas peloidais e, em algumas porções, a recrystalização de calcita (cr) euédrica a subédrica; D) imagem (C) vista pela CL óptica mostrando as porções micríticas luminescentes e as porções recrystalizadas pouco luminescente; E) porção dos carbonatos em forma de tubérculo com borda recrystalizada por calcita e esferulitos (es); F) nódulo composto de matriz micrítica e calcedônia (cd), a esquerda do nódulo observa-se um ostracode (os) preenchido por calcita espática. Imagens da amostra da profundidade 136,35 m.

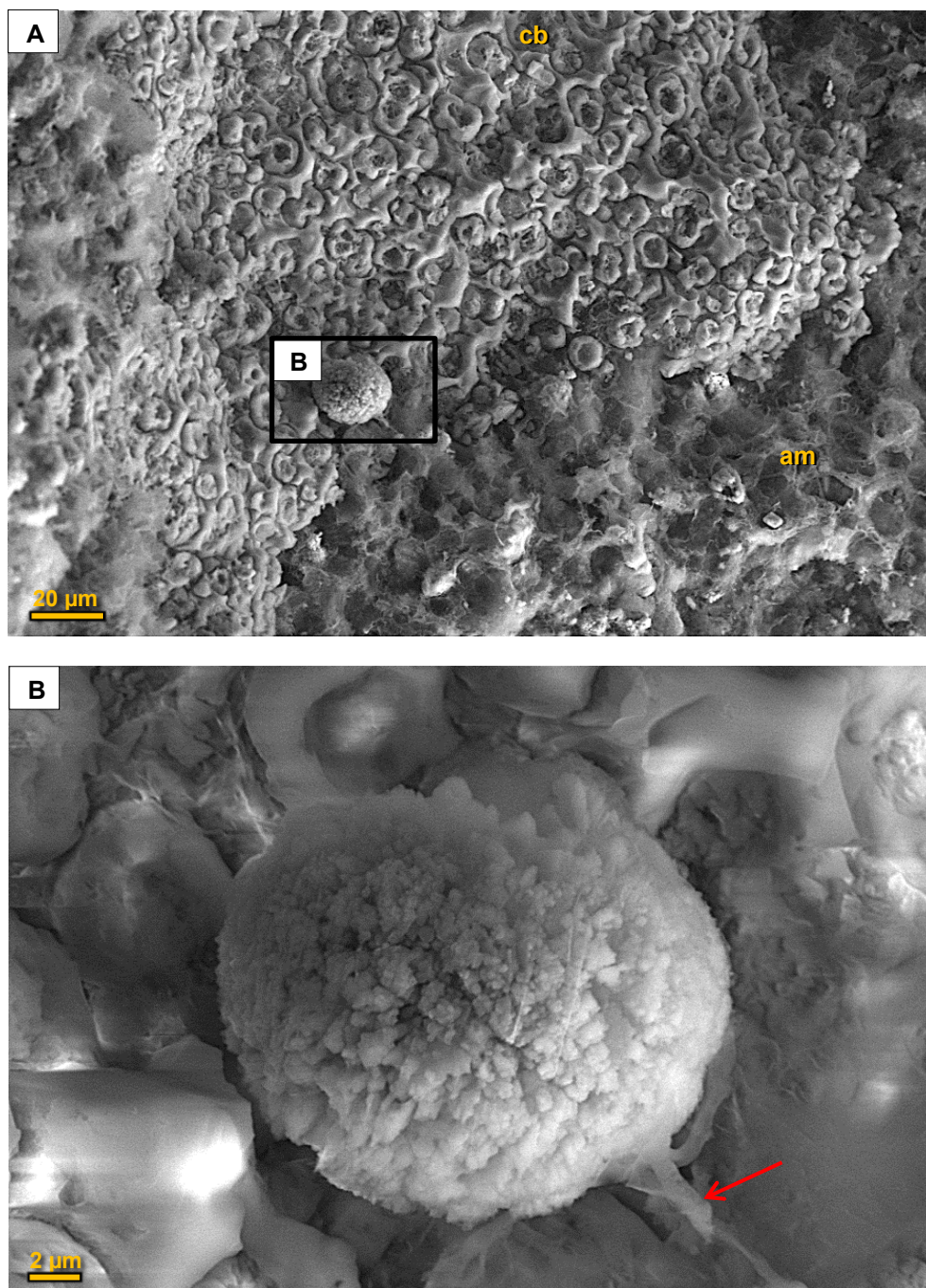


Figura 22. Estruturas e feições características de origem orgânica da microfácies nodular observadas em MEV. A) superfície com estrutura do tipo cerebróide (cb) formada sobre argilominerais (am); B) detalhe da foto (A) mostrando esfera de calcita com estrutura fibrorradial associada a filamentos (seta vermelha). Imagens da amostra da profundidade 136,35 m.

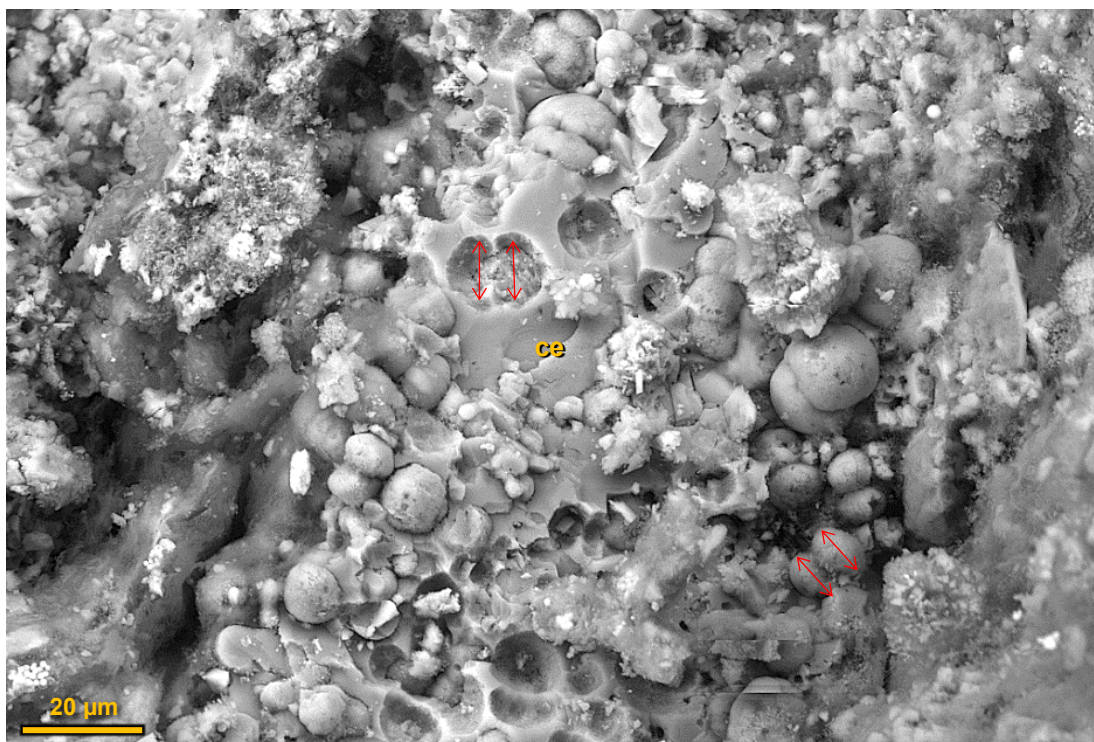


Figura 23. Pares de esferas conjugadas de calcita observadas em MEV. As esferas de calcita do mesmo tamanho em pares conjugados sugerem o processo de divisão celular bacteriana (setas vermelhas). As evidências da presença das bactérias podem ser vista tanto nas esferas quanto nos moldes internos do cimento espático (ce) onde as esferas foram arrancadas. Imagem da amostra da profundidade 136,35 m.

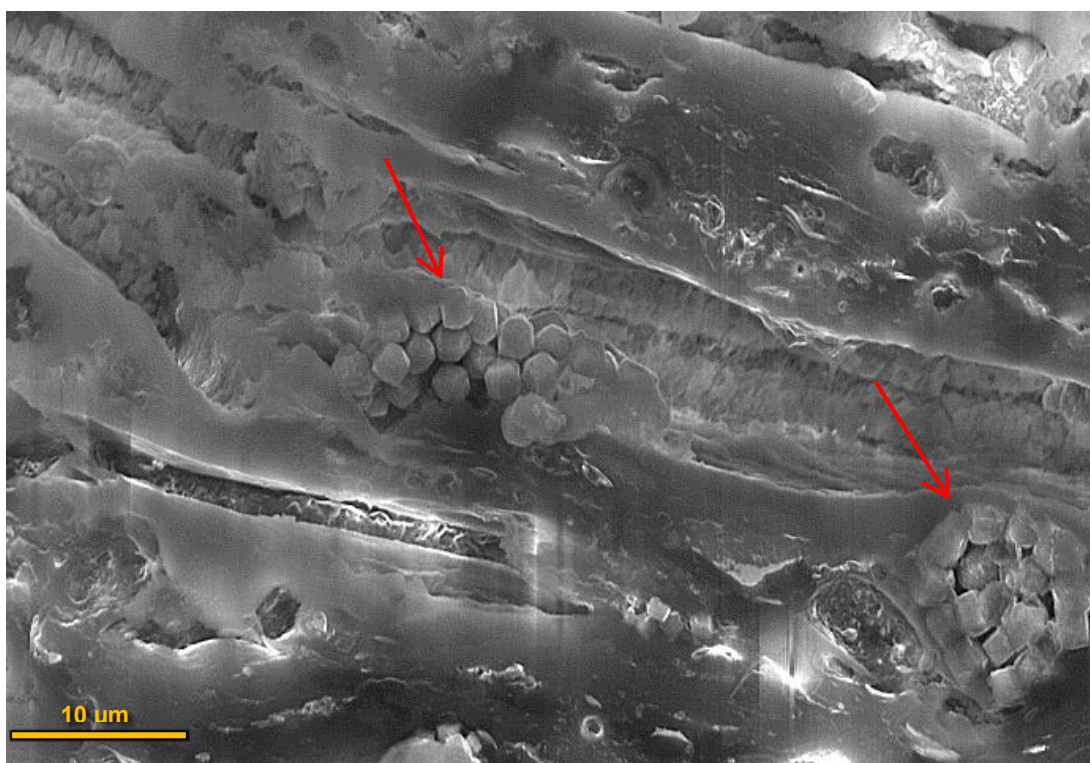


Figura 24. Cachos de pirita framboidal (setas vermelhas) observados em MEV. Imagem da amostra da profundidade 136,35 m.

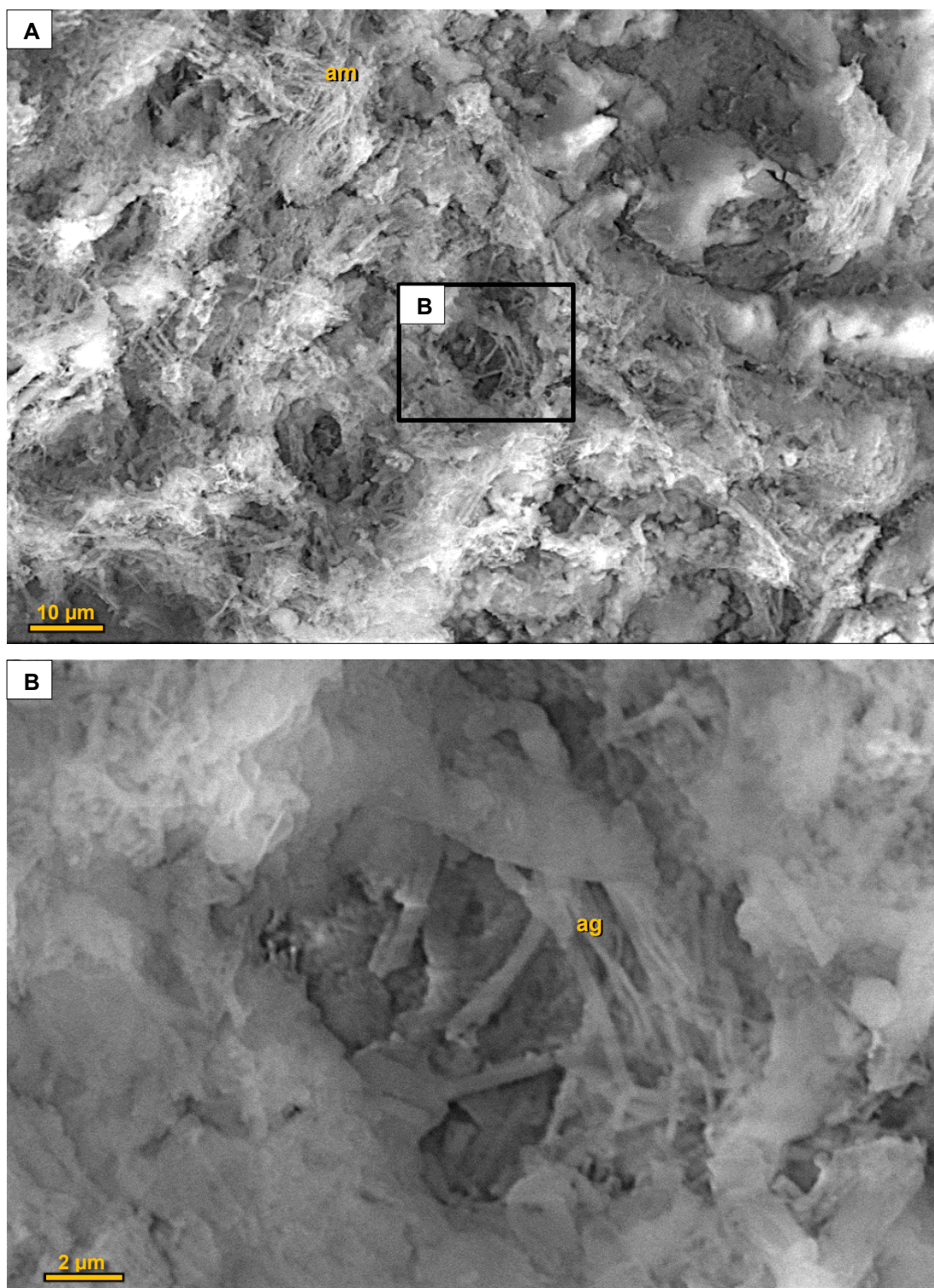


Figura 25. Feições de agulhas em meio aos argilominerais observadas em MEV. A) Aspecto geral dos argilominerais (am) com agulhas associadas e; B) detalhe das agulhas (ag) de calcita. Imagens da amostra da profundidade 136,35 m

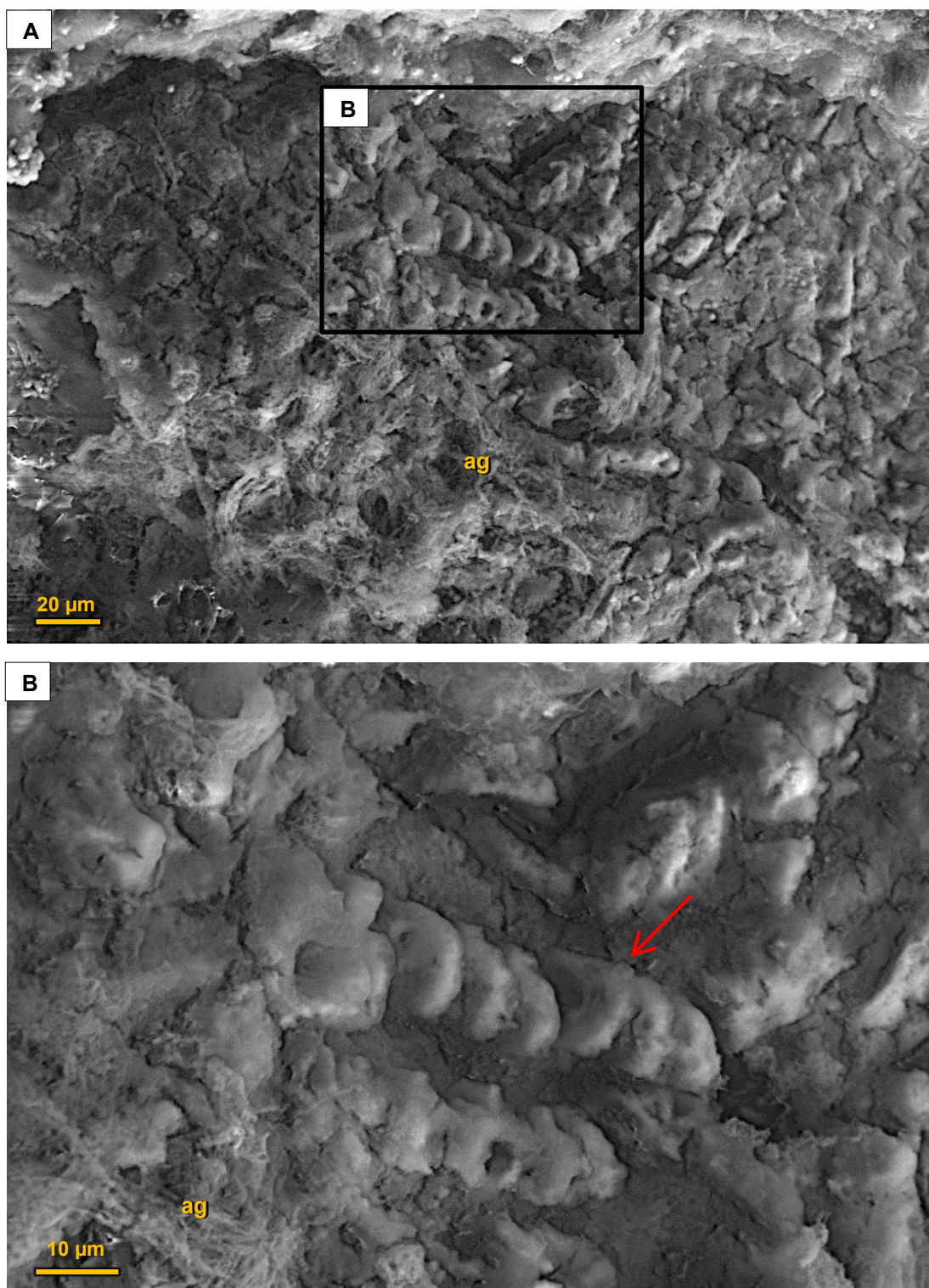


Figura 26. Cianobactérias calcificadas do gênero spirulina observadas em MEV. A) Preservação das spirulina em meio aos argilominerais e agulhas de calcita (ag) e; B) detalhe da spirulina (seta vermelha). Imagens da amostra da profundidade 136,35 m.

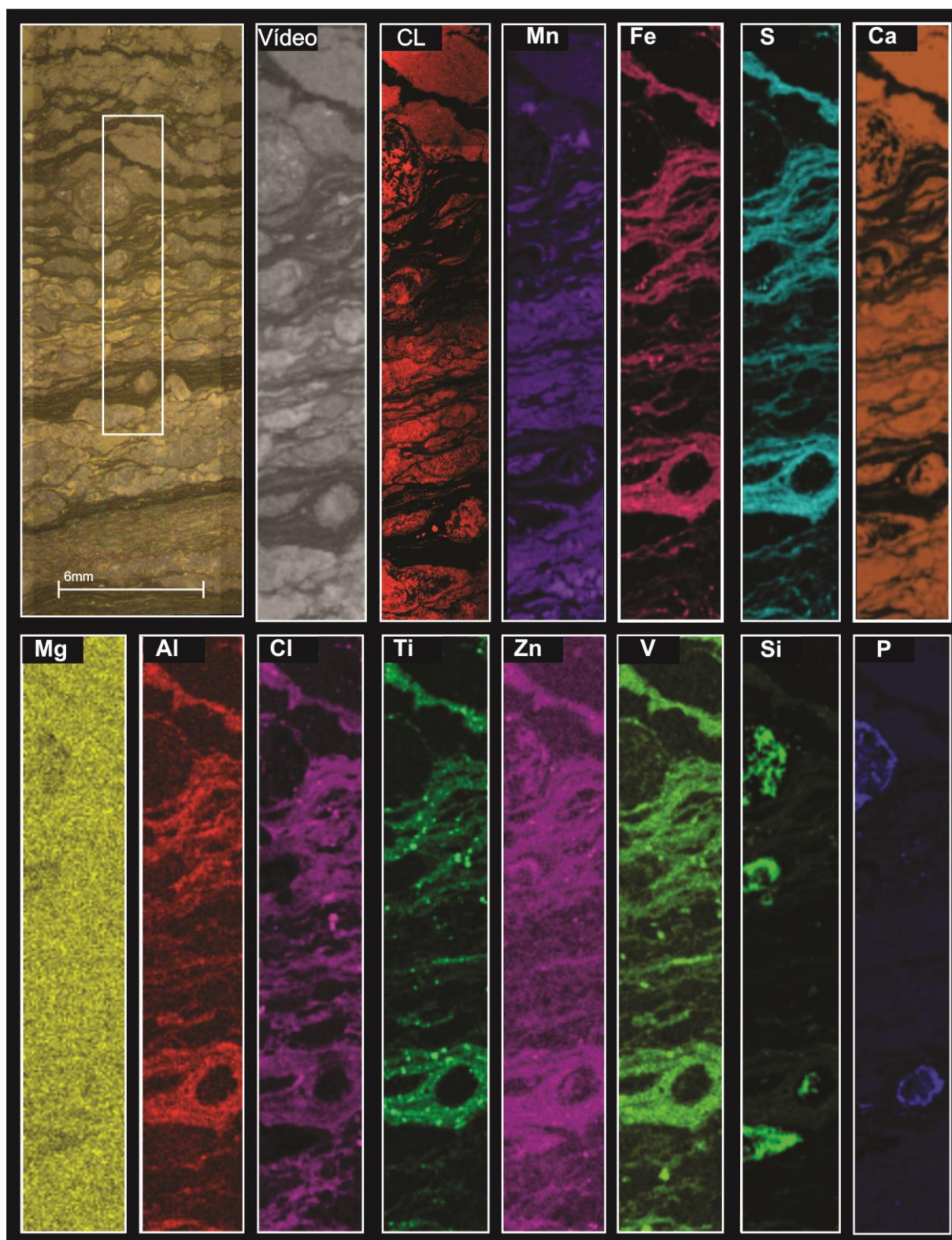


Figura 27. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies nodular por meio da μ -FRX. Os painéis A, B e C referem-se, respectivamente, à lâmina petrográfica da amostra, a porção onde foi realizado o mapeamento elementar e a sua visão por meio da CL óptica. Os demais painéis mostram a distribuição de cada um dos elementos à série calculada. (profundidade 136,35 m).

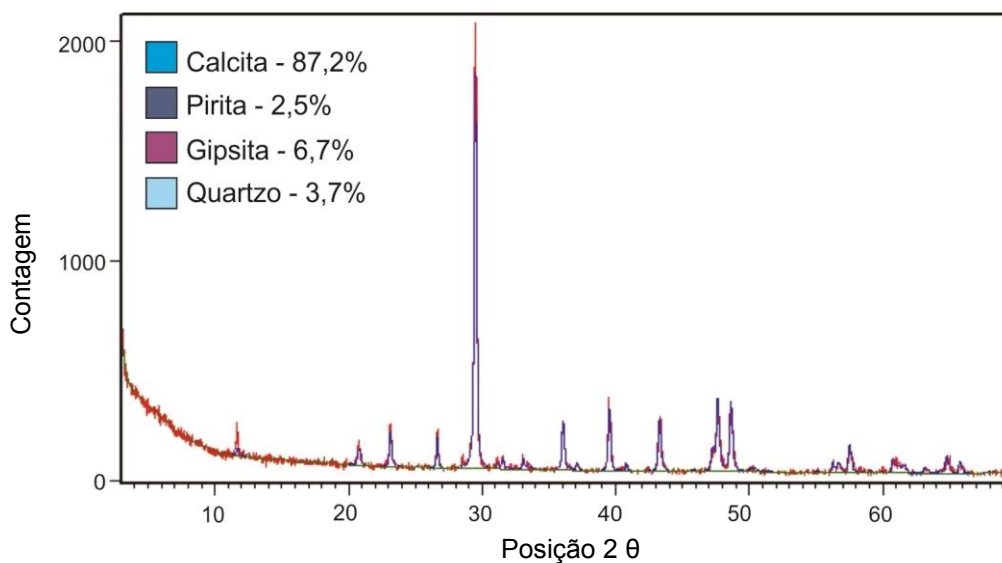


Figura 28. Mineralogia da microfácies nodular em difratograma da análise de DRX em rocha total. Amostra da profundidade 136,35 m.

5.2.3. Microfácies de laminação planar

Descrição:

A microfácies de laminação planar é caracterizada por laminação incipiente e presença de filamentos orgânicos escuros milimétricos concordantes com a laminação (Figura 29a e 29b). Essa microfácies é seccionada por fraturas preenchidas por calcita espática (Figura 29c e 29d). A matriz dessa microfácies é formada por microrromboedros euédricos a subédricos de calcita com pequenas cavidades nas faces dos cristais (Figura 30a) associadas à presença dos filamentos bacterianos e de expressivo volume de biofilmes de EPS (Figuras 30b 30c e 30d). Estruturas alveolares são caracterizadas pela presença de microcristais de calcita arranjados de forma esférica inseridos nos núcleos da trama (Figura 31b) e que também ocorrem em meio aos fragmentos lineares escuros (Figura 31a). Em geral, essa microfácies apresenta baixa luminescência.

O mapeamento dos elementos químicos por meio da μ -FRX revela que a microfácies é essencialmente formada por cálcio e os filamentos castanhos escuros de matéria orgânica contém pigmentos de ferro e enxofre (Figura 32). A fração mineral dessa microfácies é composta por calcita (98,1 %), fluorita (1,0 %) e quartzo (0,9 %), como mostra o resultado das análises de DRX realizadas em rocha total na profundidade 132,80 m (Figura 33).

Interpretação:

Laminação incipiente, pouca matéria orgânica, ausência de gipsita e luminescência relativamente baixa sugerem períodos de expansão do lago. Durante esses períodos diminui a proliferação das comunidades bacteriana e, conseqüentemente, diminui o teor de matéria orgânica. A expansão do lago devido a períodos mais úmidos impossibilita a precipitação de gipsita e aumenta as condições de oxidação e contaminação da água por elementos químicos trazidos pelas chuvas. As formas oxidadas de manganês e ferro, incorporadas aos cristais de calcita, são incapazes de excitar a luminescência ([Scholle, 2003](#)).

A formação dos romboedros de calcita é interpretada como produto de precipitação biologicamente induzida devido às alterações ambientais provocadas pela atividade fotossintetizante de comunidades bacterianas e ao volume de EPS presente. Essa interpretação é embasada na presença de filamentos associados aos romboedros e na matriz EPS bem preservada. A composição dessa matriz orgânica tem impacto distinto sobre a morfologia e mineralogia dos minerais que variam de romboedros a esferas ([Braissant et al., 2003](#)). Em *Shark Bay*, Austrália, ocorre atualmente precipitação de cristais euédricos a subédricos diretamente no EPS microbial ([Jahnert et al., 2012](#)). As pequenas cavidades observadas nas faces dos cristais romboédricos de calcita provavelmente foram causadas pelo ataque ácido realizado durante o tratamento da amostra para a visualização em MEV.

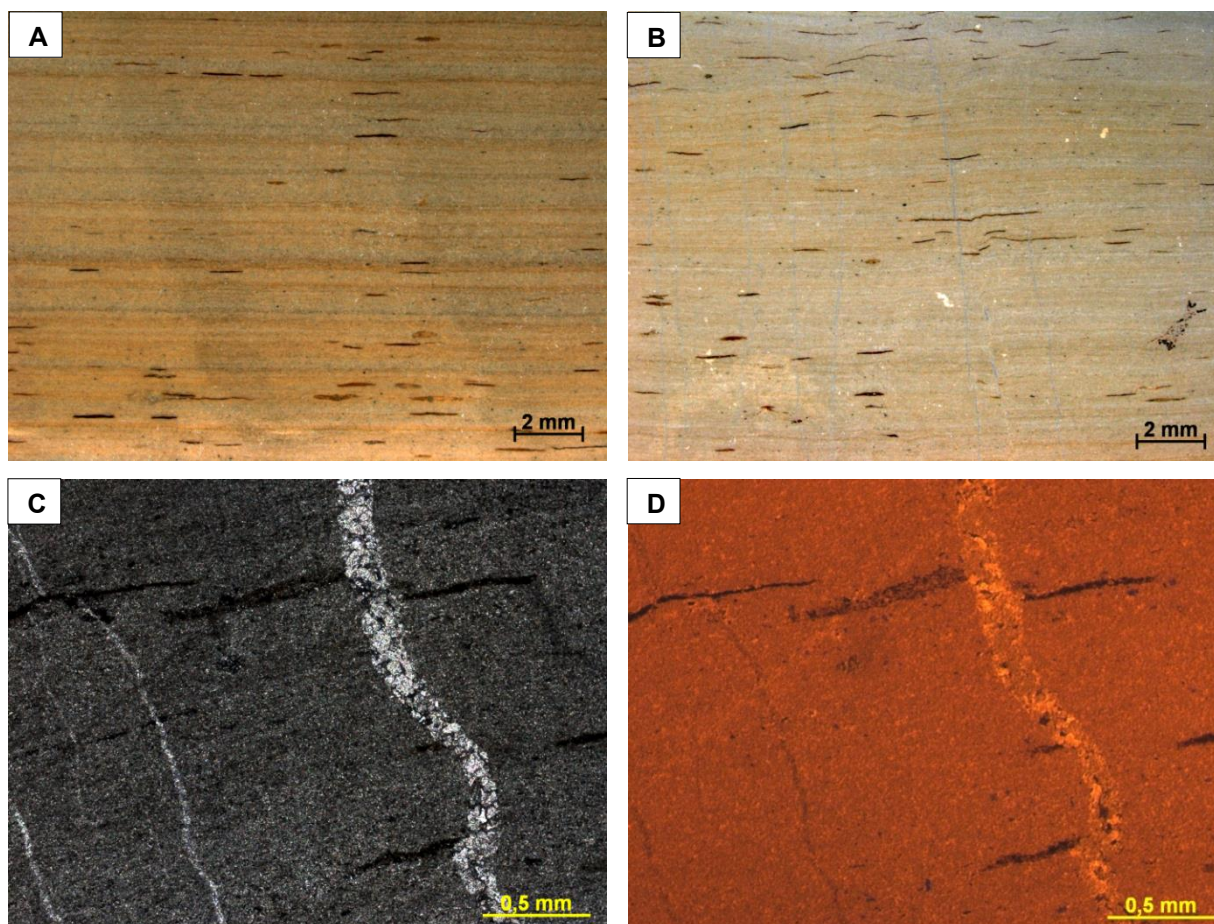


Figura 29. Aspecto geral da microfácies de laminação planar observada em microscopia óptica. A) e B) laminação incipiente com fragmentos lineares escuros de matéria orgânica milimétricos concordantes a laminação; C) fraturas com espessuras distintas preenchidas por calcita; D) imagem (C) vista pela CL óptica, mostrando que as fraturas foram preenchidas por fases diferentes, pois possuem espessura e luminescência distintas. Imagens das profundidades 132, 55 m (A), 132,80 m (B) e 136,65 m (C e D).

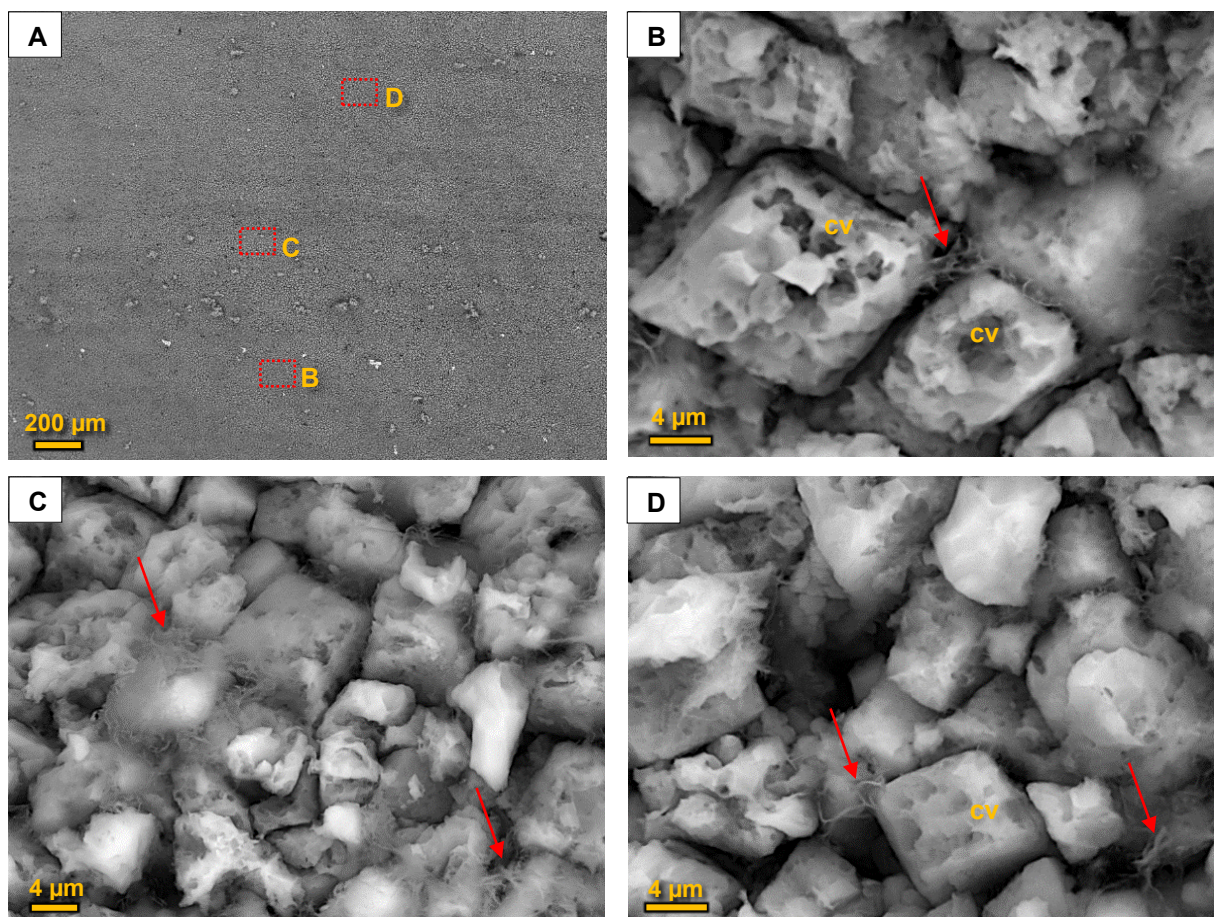


Figura 30. Microrromboedros de calcita euédrica a subédrica da microfácies de laminação planar observadas em MEV. A) Vista geral da porção micrítica da amostra, os quadrados em vermelho são os detalhes das demais imagens; B, C e D) imagens de porções distintas salientando os filamentos intersticiais aos microrromboedros de calcita (setas vermelhas). Na figura (C) pode-se observar parte do EPS preservado. As cavidades (cv) nas faces dos romboedros de calcita provavelmente foram causadas pelo ao ataque ácido durante o processo de tratamento das amostras. Imagens da amostra da profundidade 134,50 m.

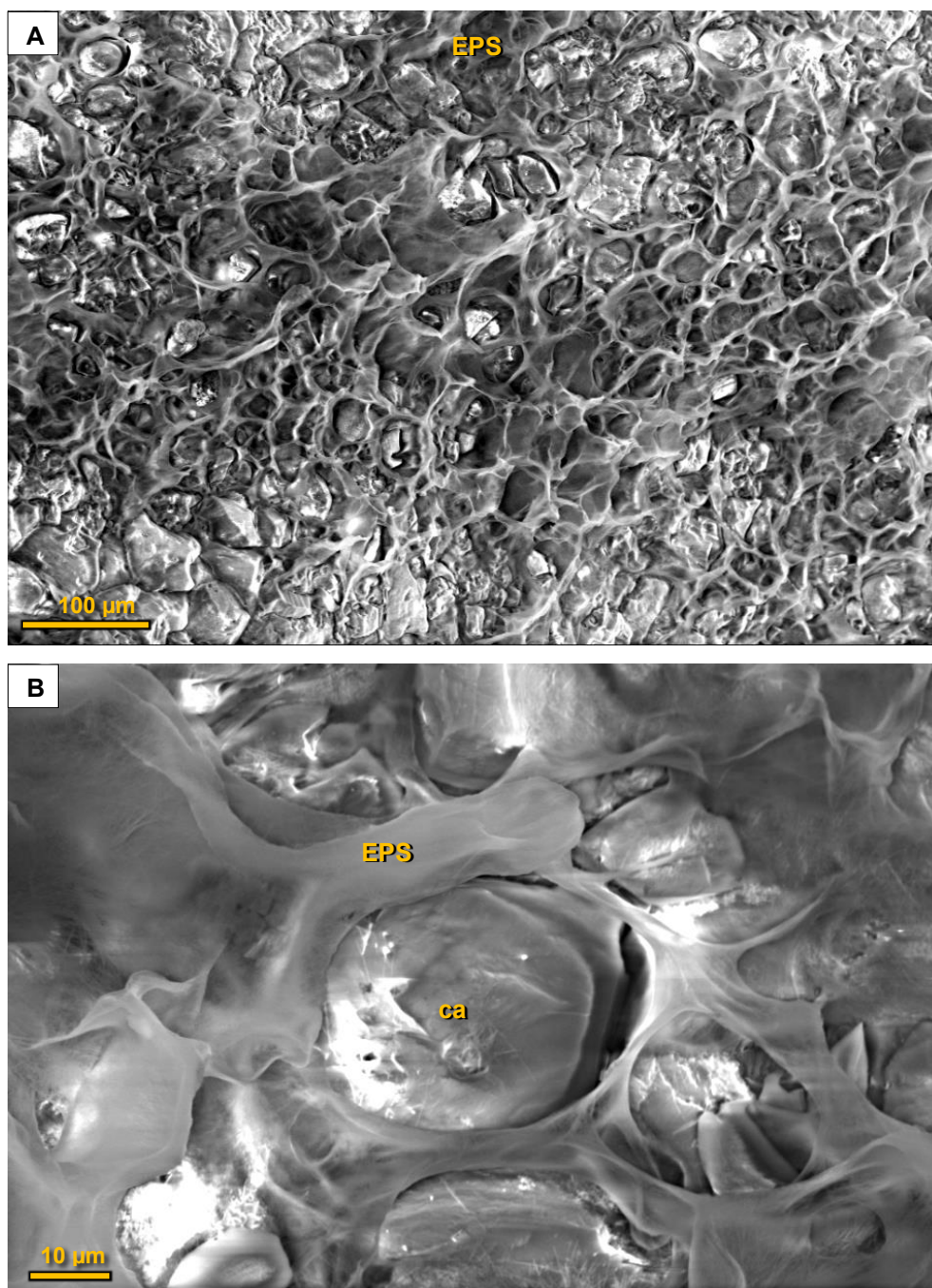


Figura 31. Aspecto alveolar típico da matriz EPS observadas em MEV. A) Estrutura do tipo alveolar com núcleos de cristais de calcita esférica e; B) detalhe da foto (A) destacando o núcleo dos cristais de calcita envoltos pelo impressionante volume de EPS. Imagens da amostra da profundidade 132,80 m.

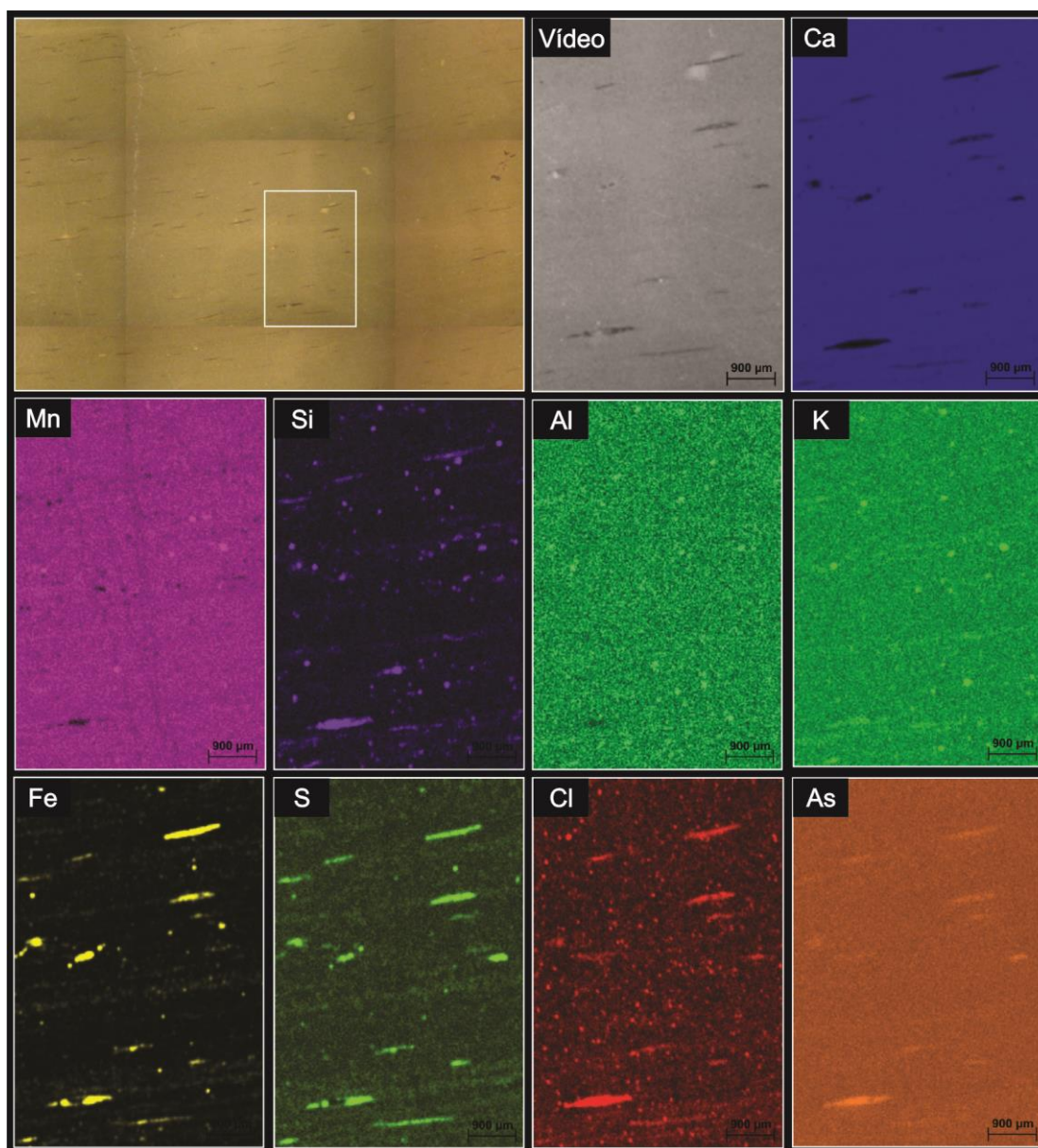


Figura 32. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies de laminação planar por meio da μ -FRX. Os painéis (A) e (B) referem-se, respectivamente, à lâmina petrográfica da amostra e a porção onde foi realizado o mapeamento elemental. Os demais painéis mostram a distribuição de cada um dos elementos à série calculada, (profundidade 132,80 m).

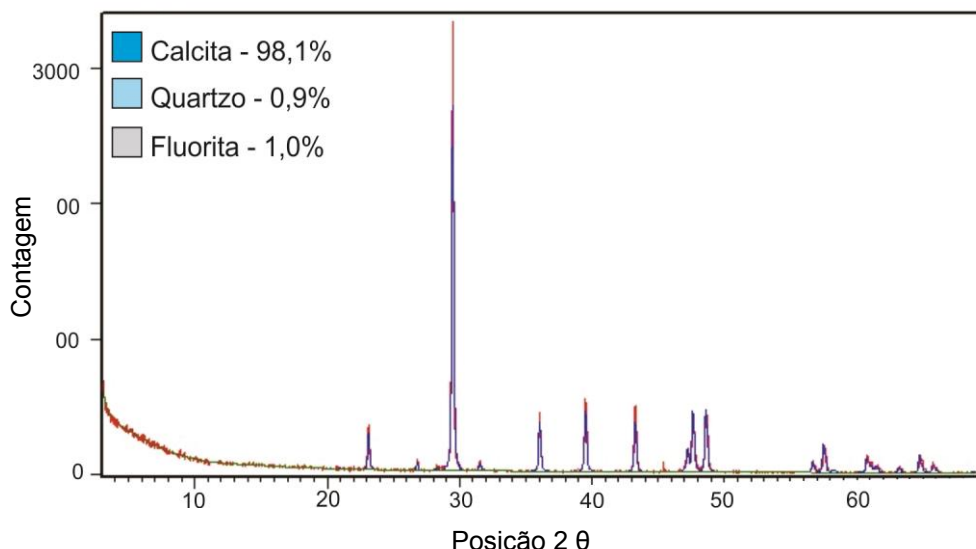


Figura 33. Mineralogia da microfácies de laminação planar em difratograma da análise de DRX em rocha total. Amostra da profundidade 132,80 m.

5.2.4. Microfácies crostiforme

Descrição:

A microfácies crostiforme ocorre em um nível centimétrico da porção superior do intervalo estudado e em um nível milimétrico associado à microfácies rítmica (Figura 11a e 11b). Essa microfácies é caracterizada pelo crescimento de cristais de calcita prismática em forma de paliçada (Figura 34a e 34b). A luminescência da calcita prismática da porção inferior é levemente menor que a luminescência das calcitas prismáticas da porção superior quando observadas em CL óptica. (Figuras 34c e 34d).

Os cristais de calcita prismática ocorrem envelopados por biofilmes e são separados entre si por laminitos com matriz micrítica. Esses cristais apresentam crescimento de calcita radial e são formadas a partir dos biofilmes subjacentes (Figura 35). Em meio aos biofilmes desenvolvem-se cristais, com geometria externa arbustiva, associados a estruturas do tipo alveolar (Figura 36a). Dentro dos biofilmes observam-se agregados de calcita esférica a subesférica (Figura 36b).

O mapeamento elementar por meio da μ -FRX indica que toda a microfácies é formada por calcita e que parte dos filmes de matéria orgânica está piritizado e associado a elementos litófilos (Figura 37). A fração mineral dessa microfácies é composta por calcita (96,9 %), gipsita (2,7 %) e pirita (0,4 %), como mostra o resultado das análises de DRX realizadas em amostra de rocha total obtida na profundidade 131,35 m (Figura 38).

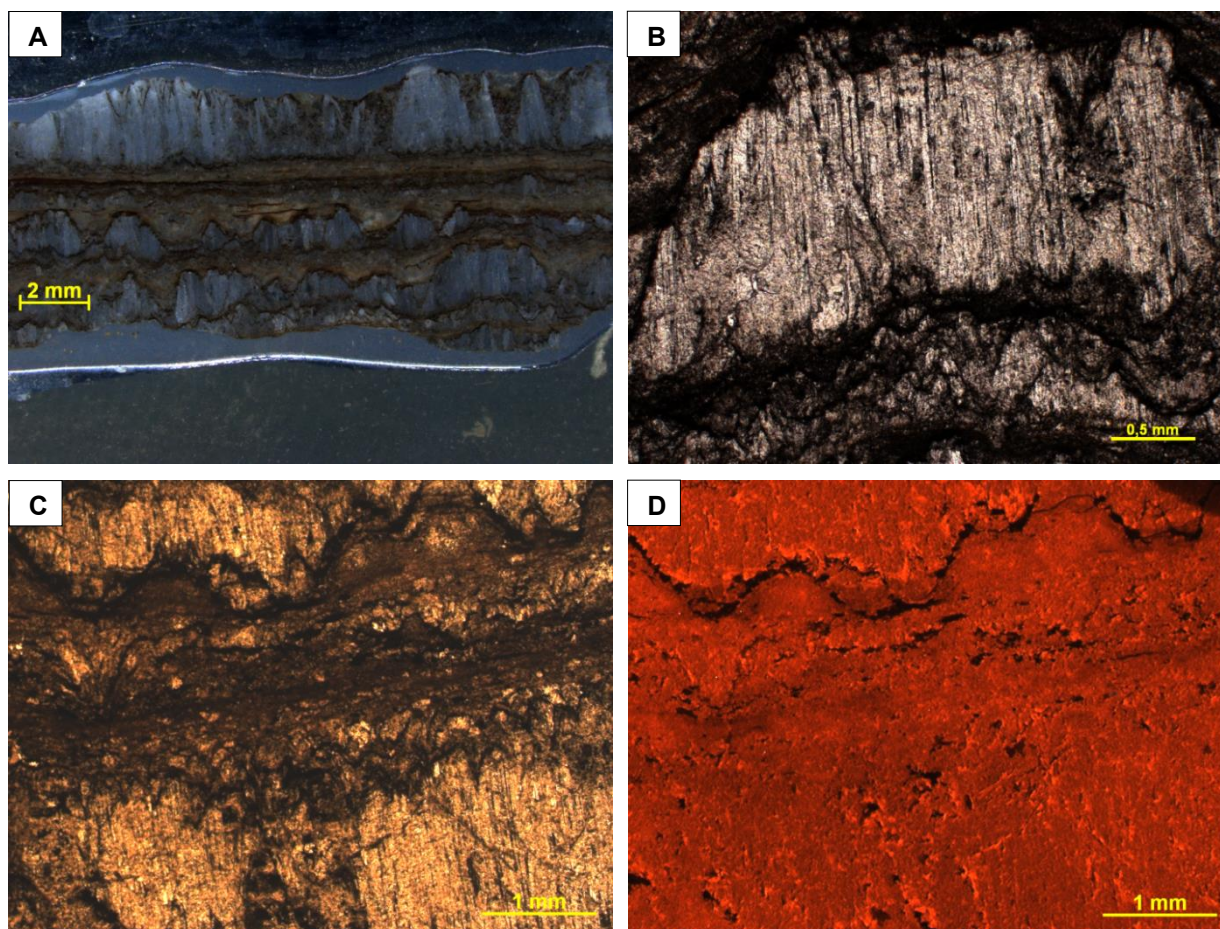


Figura 34. Aspecto geral da microfácies crostiforme observada em microscopia óptica. A) Crostas de calcita prismática envelopadas por biofilmes e intercaladas aos laminitos; B) detalhe para o crescimento dos cristais de calcita prismática; C) detalhe dos laminitos com matriz micrítica deformados pelo crescimento das crostas de calcita; D) imagem (C) vista pela CL óptica. Notar que cristais prismáticos da porção inferior são levemente menos luminescentes que os da porção superior. Imagens da amostra da profundidade 131,35 m.

Interpretação:

O desenvolvimento das feições crostiformes é recorrente, o que sugere que se trate de feição eodiagenética provocada por alterações ambientais. As crostas representam, provavelmente, carbonatos microbiais produzidos por comunidades de bactérias heterotróficas (Riding, 2011b) e as formas arbustivas, com cristais prismáticos de calcita, são arbustos carbonáticos biologicamente influenciados (*Bacterial shrub* na acepção de Chafetz e Guidry, 1999). Essas formas ocorrem em ambientes quimicamente agressivos (Folk e Chafetz, 1983; Chafetz e Folk, 1984; Chafetz e Guidry, 1999) e ecologicamente estressantes, o que impossibilita a vida de metazoários e impede a existência de predação por parte de organismos

pastadores. É importante ressaltar que a presença de gipsita na microfácies crostiforme indica deposição sob condições de aridez e hipersalinidade.

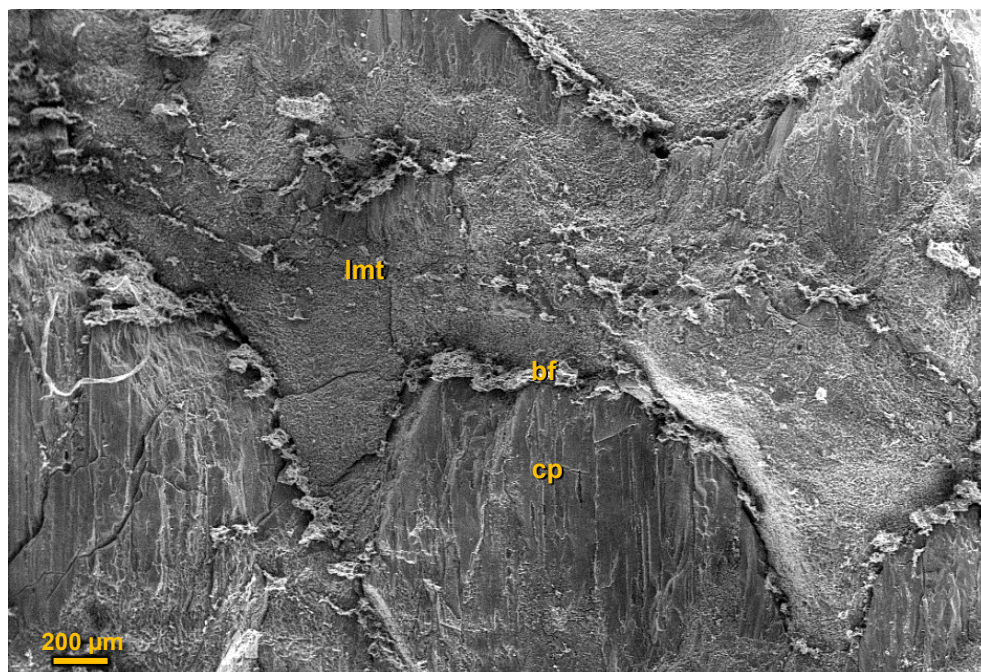


Figura 35. Diferentes formas de calcita prismática da microfácies crostiforme observadas em MEV. A) Crescimento das crostas de calcita prismática (cp) em forma de paliçada envelopadas por biofilmes (bf) e intercalados por laminito (lmt). Imagem da amostra da profundidade 131,35 m.

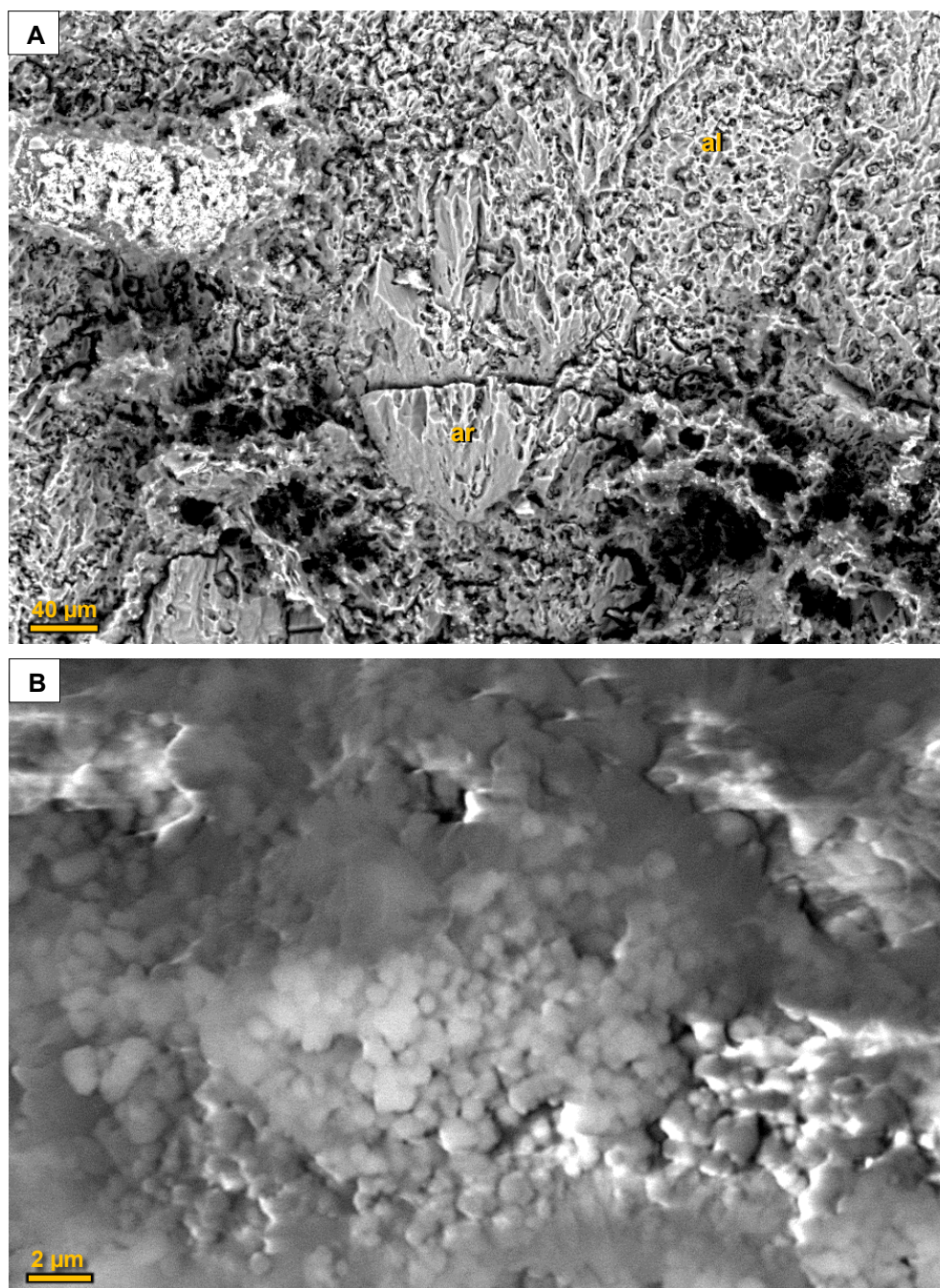


Figura 36. Formas de cristais de calcita associadas à microfácies crostiforme observadas em MEV. A) Arbusto de calcita (ar) associado à estrutura alveolar (al) e; B) agregados de cristais de calcita esférica a subesférica, essas formas se desenvolvem nos biofilmes. Imagens da amostra da profundidade 132,80 m.

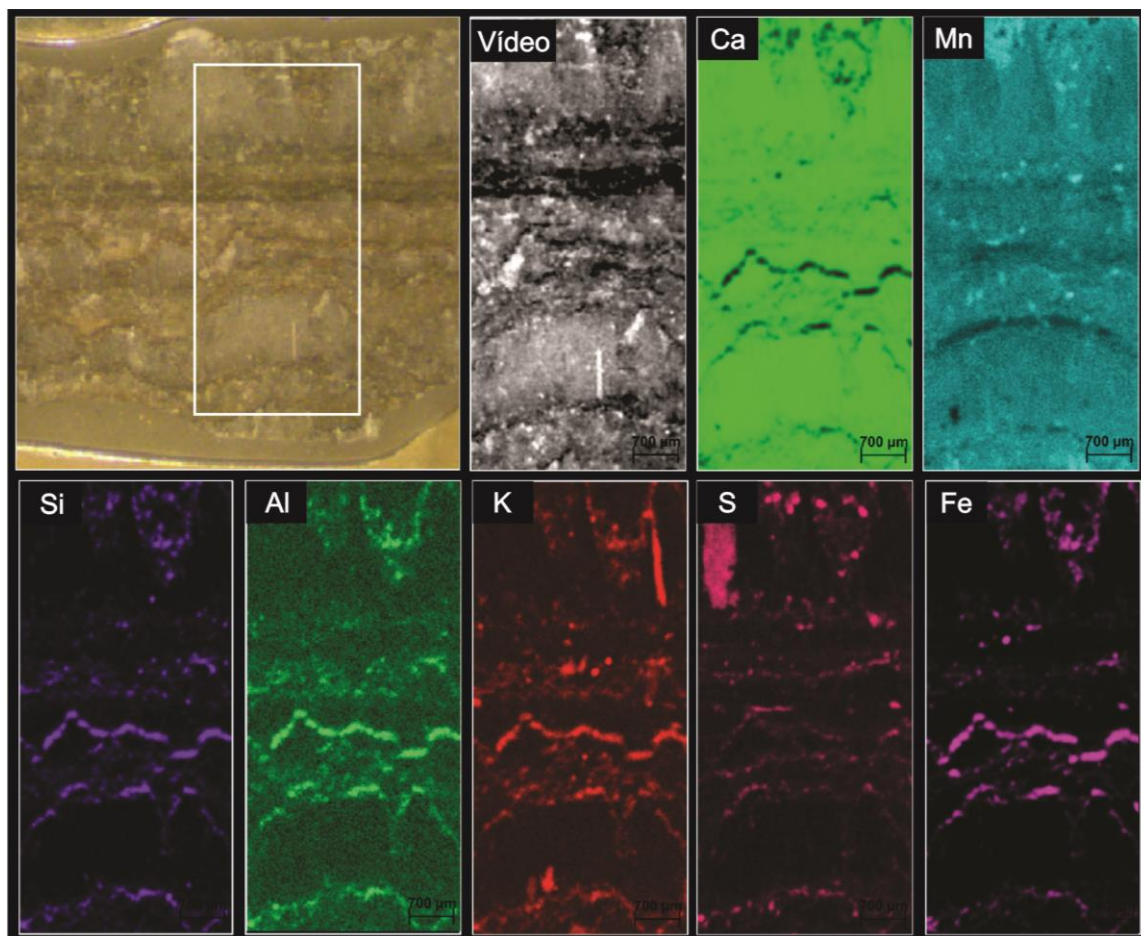


Figura 37. Mapeamento dos elementos químicos da microfácies crostiforme por meio da μ -FRX. Os painéis A e B referem-se, respectivamente, à lâmina petrográfica da amostra e a porção onde foi realizado o mapeamento elemental. Os demais painéis mostram a distribuição de cada um dos elementos à série calculada. (profundidade 131,35 m).

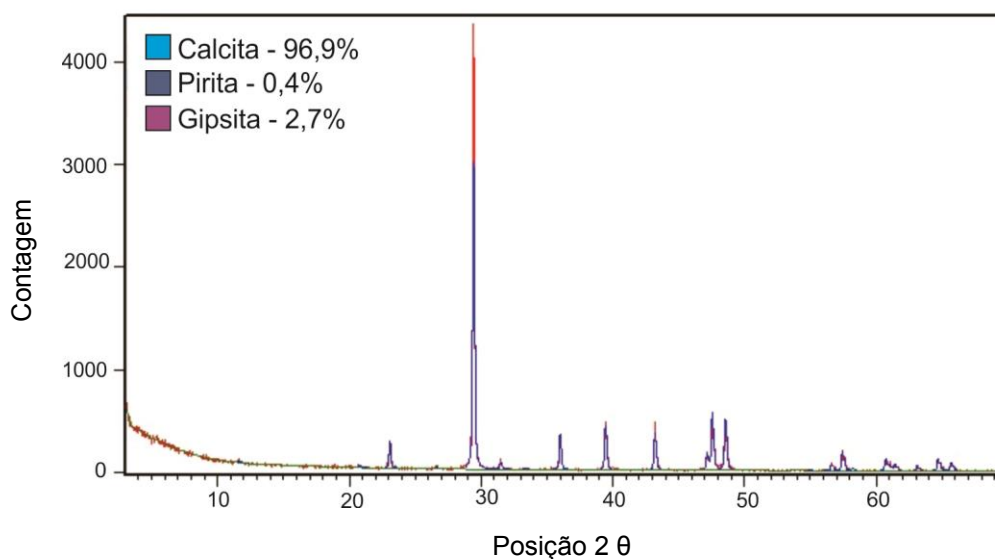


Figura 38. Mineralogia da microfácies crostiforme em difratograma da análise de DRX em rocha total. Amostra da profundidade 131,35 m.

6. DISCUSSÃO

Os resultados obtidos neste trabalho trazem nova interpretação para a origem dos laminitos do Membro Crato da Formação Santana. Tradicionalmente descritos como calcários laminados e muito estudados pelo seu conteúdo fóssilífero, essas rochas carbonáticas não foram abordadas antes especificamente do ponto de vista da gênese dos seus constituintes carbonáticos. A ausência de formas macroscópicas diagnósticas e as laminações plano-paralelas com superfície lisa, que segundo [Demicco e Hardie \(1995\)](#) podem ter ou não origem microbiana, são fatores que dificultam sobremaneira essa abordagem. Entretanto, por meio de estudos microscópicos utilizando microscopia eletrônica foi possível determinar feições que trazem uma nova interpretação para as rochas carbonáticas lacustres do Membro Crato.

A dinâmica dos sistemas deposicionais é controlada pela fisiografia da bacia e pela energia do ambiente. Em sedimentos lacustres esse controle deve-se essencialmente à tectônica e ao clima que exercem influências equivalentes em macro e meso-escala ([Carroll e Bohacs, 1999](#)). As sequências litológicas e o conteúdo fóssilífero encontrados no registro geológico são reflexos basicamente da oscilação tectono-climática. As feições descritas nos sedimentos têm sentido genético e ambiental permitindo interpretar características específicas do ambiente deposicional ([Reading e Levell, 1996](#)).

Os produtos sedimentares descritos nos afloramentos e testemunhos dos laminitos do Membro Crato são diagnósticos dos processos envolvidos durante a sua formação. A seção levantada em afloramento revelou superfícies estratigráficas marcadas pela alteração na composição e salinidade da água. Essas descontinuidades são representadas pelos níveis com *hoppers* de halita e mortandade de peixes (Figura 10). Já a análise sedimentológica e analítica nas microfácies dos laminitos contemplam alteração nas variações texturais e composicionais. As microfácies, ora marcadas por laminações incipientes, pouca matéria orgânica, baixa luminescência óptica e ausência de minerais associados a ambientes hipersalinos (microfácies de laminação planar) foram interpretados representativos de episódios de expansão do lago. A presença de gipsita, silicificação, muita matéria orgânica e alta luminescência óptica nas microfácies

rítmica, nodular e crostiforme são reflexos de flutuações climáticas que alteram as condições do lago e apontam para ambientes de ressecamento e alta evaporação.

A alternância cíclica da variação de cor e composição pode indicar variações de escalas sazonais, como ocorre, por exemplo, no lago Zurique (Kelts e Hsu, 1978) em que são reconhecidos ciclos de aproximadamente 3-5 anos compatíveis com as oscilações do El Niño (ENSO - *El Nino Southern Oscillation*), ou ainda em ritmos lacustres da Formação Green River (Bradley, 1929).

Já as superfícies estratigráficas podem estar relacionadas a ciclos de menor frequência. Na Formação Green River (EUA) foram descritos ciclos de até 5 m de espessura rastreáveis por distâncias superiores a 20 km, sem qualquer alteração significativa de espessura. Esses depósitos são interpretados como resultado de eventos transgressivo-regressivos climaticamente controlados, que causaram flutuações do nível do lago em ciclos de 20 mil anos. Para a mesma formação também foram reconhecidos ciclos de 100 mil anos (Fischer e Roberts, 1991). Ambos os períodos, 20 e 100 mil anos, representam ciclos astronômicos de precessão e excentricidade de Milankovitch, respectivamente. Neumann (1999) atribuiu o empilhamento estratigráfico da seção lacustre Aptiana-Albiana da Bacia do Araripe a ciclos transgressivo-regressivos variando em três frequências distintas (5-15, 30-50 e 200-500 mil anos). A abordagem do presente trabalho, principalmente microscópica, apenas assegura que a variação vertical das microfácies está relacionada a ciclos de altíssima frequência. Os ciclos de alta frequência é que determinam a recorrência de lâminas carbonáticas, claras e escuras, e lâminas de matéria orgânica.

O principal constituinte orgânico dos laminitos do Membro Crato é a matéria orgânica amorfa com fitoclastos e miósporos associados (Tabela 4). Os componentes orgânicos comportam-se como partículas sedimentares, ou seja, sua distribuição é condicionada pelos processos que atuam no transporte e deposição sedimentar (Tyson, 1993). Desta forma, pode-se atribuir que o principal constituinte orgânico dos laminitos do Membro Crato se formaram *in situ*, pois o transporte dificilmente preservaria a MOA, tampouco sua fluorescência. De modo geral, a MOA está associada a: 1) agregados orgânicos, derivado de matéria orgânica dissolvida; 2) material peloidal fecal (Riley, 1970; Porter e Robbins, 1981, *apud* Tyson, 1993); 3) cianobactérias filamentosas bentônicas de águas rasas e; 4) bactérias sulfato-redutoras, bentônicas e pelágicas, associadas a ambientes deficientes em oxigênio

(Williams, 1984, *apud*, Tyson, 1993). A abundância de MOA encontrada nas fácies carbonáticas do Membro Crato já foi descrita anteriormente por Neumann (2003) e Borrego et al. (2009), por meio das análises palinofaciológicas e microbiológicas atribuíram sua origem as bactérias. A alta fluorescência deste constituinte orgânico, facilmente degradado, indica as condições de anoxia do ambiente quando foram depositados os laminitos do Membro Crato.

No mesmo intervalo estratigráfico, Neumann (2003) descreveu fácies de *mudstones* lacustres e ritmitos de argila/carbonato caracterizados por conter matéria orgânica proveniente de algas e bactérias bem preservadas. Neumann (1999) também cita a presença de algas do gênero *Botryococcus* nos carbonatos do Membro Crato. Entretanto, nas investigações palinofaciológicas realizadas no presente trabalho, não foram observados quaisquer exemplares do gênero em questão.

A maior ou menor porcentagem de fitoclastos pode sugerir, respectivamente, a maior ou menor intensidade de aporte continental (Araujo, 2001). Assim, o baixo conteúdo dessas partículas orgânicas (alóctones) indica pouca contribuição terrígena na formação da seção investigada. A presença de tétrades e aglomerados de esporomorfos, assim como o bom estado de preservação sugerem que o transporte do material terrígeno deu-se a curta distância e, ainda, sob regime de baixa energia.

A baixa frequência percentual dos esporomorfos sugere condições climáticas secas com vegetação escassa. Essa interpretação é corroborada por Neumann (2003) que atribui clima árido a semiárido com base na associação florística por ele registrada. A ausência de palinomorfos tipicamente marinhos (dinoflagelados, acritarcas, foraminíferos, escolecodontes, etc.) dão indicações que a deposição ocorreu em ambiente francamente continental.

Partindo-se de algumas premissas da classificação de Tyson (1993) relativas à caracterização do ambiente deposicional, como, por exemplo, a dominância de matéria orgânica amorfa bem preservada, baixo percentual de palinomorfos e ausência de alginita (elemento tipicamente marinho), pode-se afirmar que as fácies carbonáticas do Membro Crato foram formadas em ambiente lacustre com fundo subóxico-anóxico. Os valores percentuais dos componentes orgânicos (tabela 4) plotados no gráfico ternário (Figura 15) corroboram essa interpretação.

Assim as fácies carbonáticas do Membro Crato estariam geneticamente associadas a sistemas lacustres hidrologicamente fechados, de acordo com a conceituação de lagos isolados de [Carrol e Borracs \(1999\)](#). Essas condições submeteram o corpo aquoso a balanços hídricos negativos (evaporação intensa – lagos hipersalinos), tornando o ambiente estressante e favorecendo o desenvolvimento de esteiras bacterianas em um ambiente exposto à zona fótica em que proliferavam comunidades microbiais em um lago raso. Esses micro-organismos foram identificados nos laminitos do Membro Crato como as formas cocoides e filamentosas. As cocoides são representadas pelas microesferas de calcita que formam agregados e se desenvolvem em meio a biofilmes orgânicos, além da esfera fibrorradial associada à superfície de mucilagem (EPS). As formas filamentosas são interpretadas tanto pelos filamentos peloidais quanto pelos filamentos calcificados.

[Pentecost e Riding \(1986\)](#) elaboraram esboço com estágios de deposição de minerais carbonáticos associados a filamentos de cianobactérias, no qual incluem o aprisionamento de sedimentos, calcificação e incrustação de carbonato nas bainhas das bactérias (Figura 39). Tanto a calcificação quanto a incrustação são muito semelhantes às feições de filamentos calcificados encontrados na microfácies rítmica do Membro Crato (Figura 18b). O processo de calcificação de bactérias filamentosas pode ocorrer extra e intracelularmente, sobre bainhas fibrosas de polissacarídeos e mucilagens compostas por substâncias exopoliméricas ([Skinner e Jahren, 2004](#)).

Outra forma encontrada, identificada devido a sua morfologia peculiar, foi a cianobactéria do gênero *spirulina* (Figura 25). Esse exemplar não só é muito semelhante a exemplares atuais, como também foi descrito por [Matsuda et al. \(2014\)](#) no Andar Alagoas (pré-sal) da Bacia de Santos, em intervalos cronocorrelatos aos laminitos do Membro Crato (Figura 40). A determinação desses organismos é baseada na comparação morfológica com o registro de bactérias em estudos anteriores ([Foster et al., 1989, 1990](#); [Kaźmierczak et al., 1996](#); [Tribovillard, 1998](#); [Kremer, 2006](#)). Esses estudos utilizam a comparação com os organismos recentes para a identificação taxonômica. Isso é possível com esses micro-organismos, pois a comparação de microfósseis proterozoicos semelhantes com bactérias recentes determinou que, em grande parte do acervo, tanto formas filamentosas como formas cocoides é praticamente indistinguível ([Mendelson e Schopf, 1992](#)). Esses trabalhos são baseados na compilação de dados

morfométricos (como tamanho, forma, variabilidade celular, estrutura e espessura de bainhas) de diversas espécies de variedades de bactérias vivas com exemplares fósseis. Todos os morfotipos fósseis podem ser referidos a gêneros modernos das bactérias, surgindo, assim, o termo hipobraditelia ([Schopf, 1992](#)), que é aplicado a morfoespécies que aparentam pouca ou nenhuma mudança morfológica em sua história evolutiva (Figura 41).

A hipobraditelia baseia-se em comparações estritamente morfológicas entre táxons fósseis e vivos. Porém, [Golubic e Hofmann \(1976\)](#), comparando exemplares de cianobactérias fósseis (de cerca 2 Ga) com exemplares modernos concluíram que não somente a morfologia das formas fósseis e modernas são comparáveis como também apresentam frequências de distribuição de células em divisão semelhantes. Posteriormente, [Knoll e Golubic \(1979\)](#) compararam à morfologia, os padrões de divisão celular, a ecologia e a sequência de degradação *post-mortem* entre um táxon pré-cambriano (com cerca de 850 Ma) e um moderno concluindo que o micro-organismo fóssil era idêntico em todas as suas características aos membros do gênero vivo. Ou seja, estudos morfométricos, quando relacionados às cianobactérias, permitem comparar formas impressas em sedimentos antigos relacionados, não somente às características morfológicas, como também aos padrões de divisão celular. Desta forma, admite-se que os pares esféricos conjugados das formas cocoides de calcita são uma população de células em processo de reprodução por fissão múltipla (Figura 23). Segundo [Golubic \(informação verbal\)](#), o “*tamanho das células cocoides é compatível com procariotas e eucariotas (bactérias ou algas), no entanto, a distribuição do tamanho das células, na verdade, aponta para as bactérias que se dividem por fissão múltipla*”.

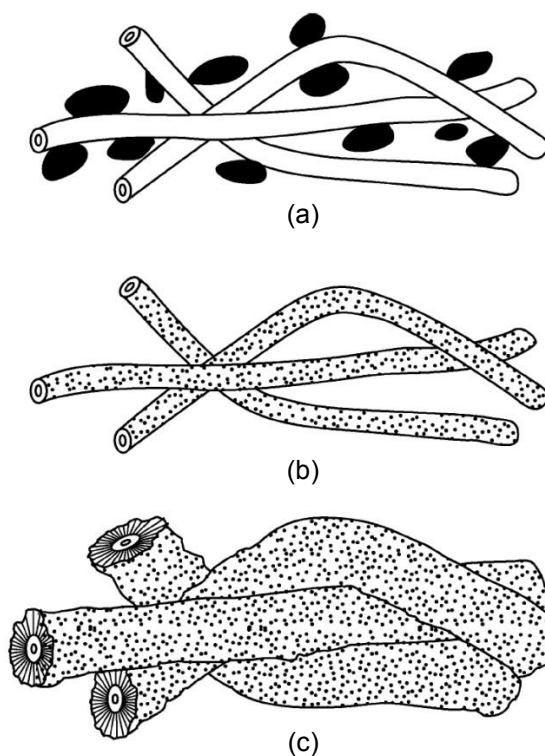


Figura 39. Esboço dos estágios de deposição de carbonato de cálcio associados a bactérias filamentosas. A) Sedimento aprisionado; B) calcificação de bainha e; C) encrustação de bainha. Os processos (B) e (C) são muito semelhantes ao que ocorre em filamentos encontrados na fácies laminito rítmico, Figura 13b (Fonte: Pentecost e Riding, 1986).

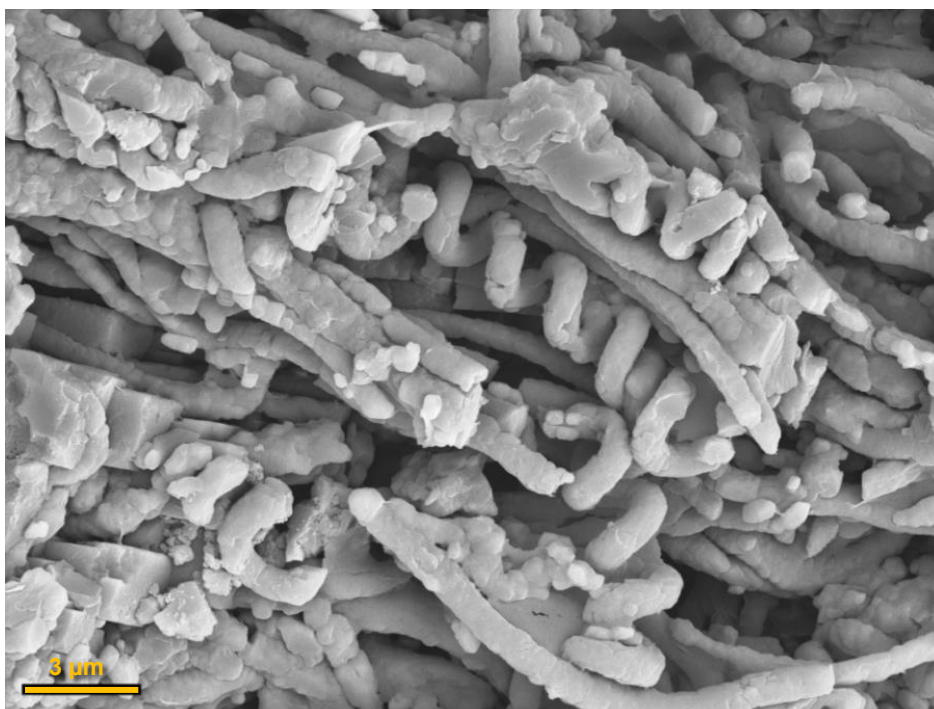


Figura 40. Cianobactérias do gênero spirulina e filamentosas encontradas no pré-sal da Bacia de Santos. O intervalo estratigráfico onde foram encontradas essas cianobactérias é cronocorrelato ao dos laminitos do Membro Crato (Matsuda, 2014).

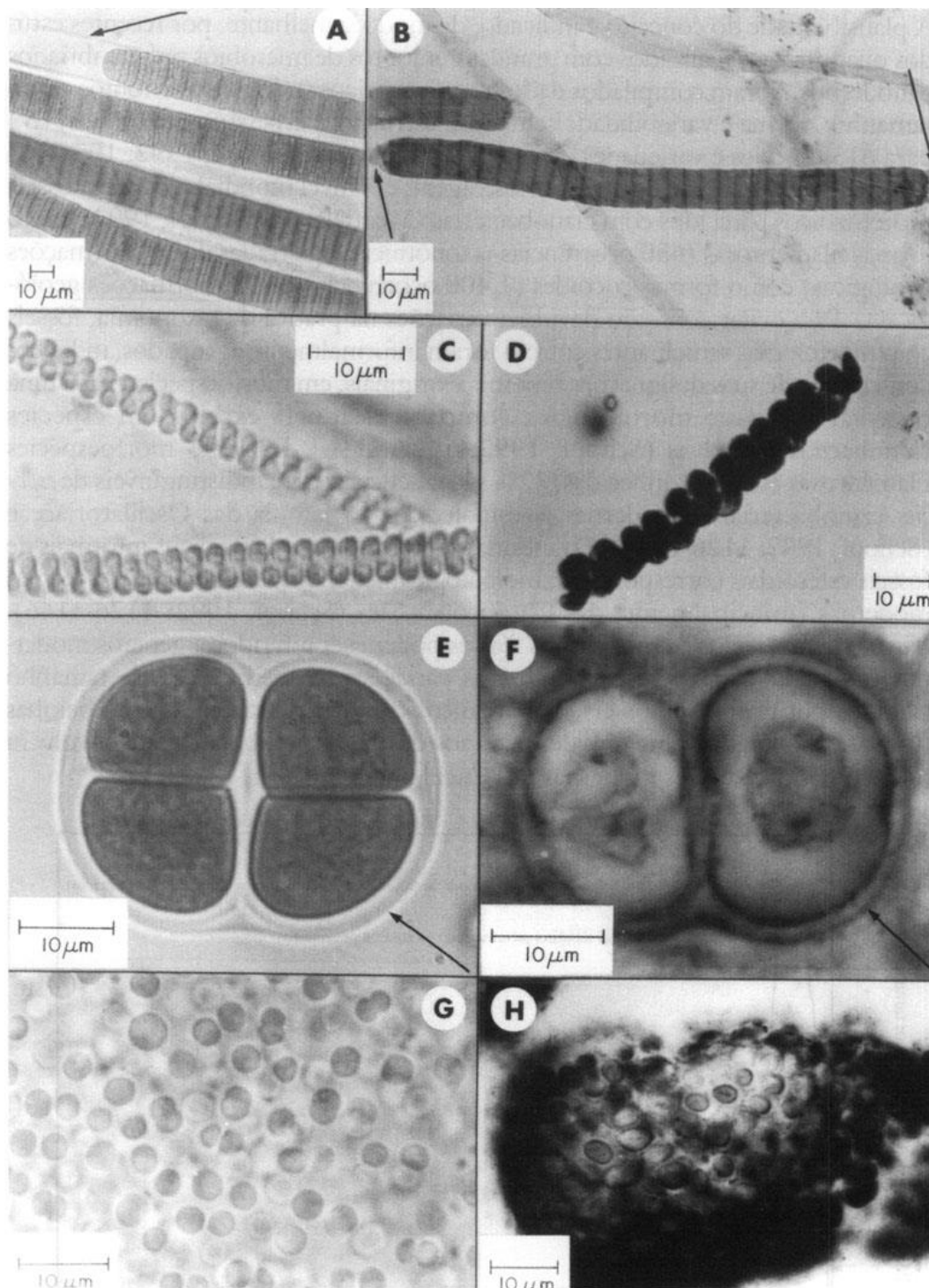


Figura 41. Comparação entre cianobactérias modernas e pré-cambrianas (Schopf, 1995). Os exemplos modernos (A, C, E e G) provêm de esteiras de comunidade estromatolíticas do norte do México. A) *Lyngbya* (Oscillatoriaceae), envelopado por bainha mucilaginosa cilíndrica (seta). B) *Palaeolyngbya*, envelopado da mesma maneira (setas), Formação Lakhanda ~ 950 Ma, leste da Sibéria. (C) *Spirulina* (Oscillatoriaceae). (D) *Heliconema*, cianobactéria semelhante à *Spirulina*, Formação Microedikha ~ 850 Ma, leste da Sibéria. (E) *Gloeocapsa* (Chroococcaceae), colônia de quatro células, envolvidas por bainha distinta e espessa (seta). (F) *Gloeodiniopsis*, cianobactéria fóssil envolvida por bainha à maneira de *Gloeocapsa*, Formação Satka, ~ 1.550 Ma, sul da Bashkíria. (G) *Entophysalis* (Entophysalidaceae). (H) *Eoentophysalis*, cianobactéria fóssil semelhante à *Entophysalis*, Gr. Belcher, 2 Ga, Northwest Territories, Canadá.

Formas esféricas de calcita também foram encontradas em experimentos abióticos. Experiências com matrizes de geles abióticos indicam que formatos esféricos no registro fóssil são obtidos com ou sem a presença de células bacterianas (Ben Chekroun et al., 2004). Ambiente abiótico com matriz formada por exopolissacarídeos purificados (goma xantana) e aminoácidos foi testado por Braissant et al. (2003), no qual se demonstrou a formação de esferas de calcita sem a presença de células de bactérias, apenas devido ao incremento da matriz e aminoácidos (Figura 42). Apesar de a matriz ser fundamentalmente diferente do EPS, esse meio incomum também pode produzir vários tipos de minerais de carbonato (Given e Wilkinson, 1985; Fernandez Diaz et al., 1996). Os experimentos utilizando sílica-gel fornecem uma visão da importância das propriedades semelhantes ao EPS no processo de precipitação, mesmo sem a necessidade de células bacterianas presentes. Para Dupraz et al. (2009) é necessária a comprovação da presença de matriz que, independente da sua origem, orgânica (EPS) ou inorgânica (gel de sílica), influencie os processos de difusão, adsorção/complexação de cálcio. Portanto, são necessários outros critérios para determinar a origem biótica de minerais.

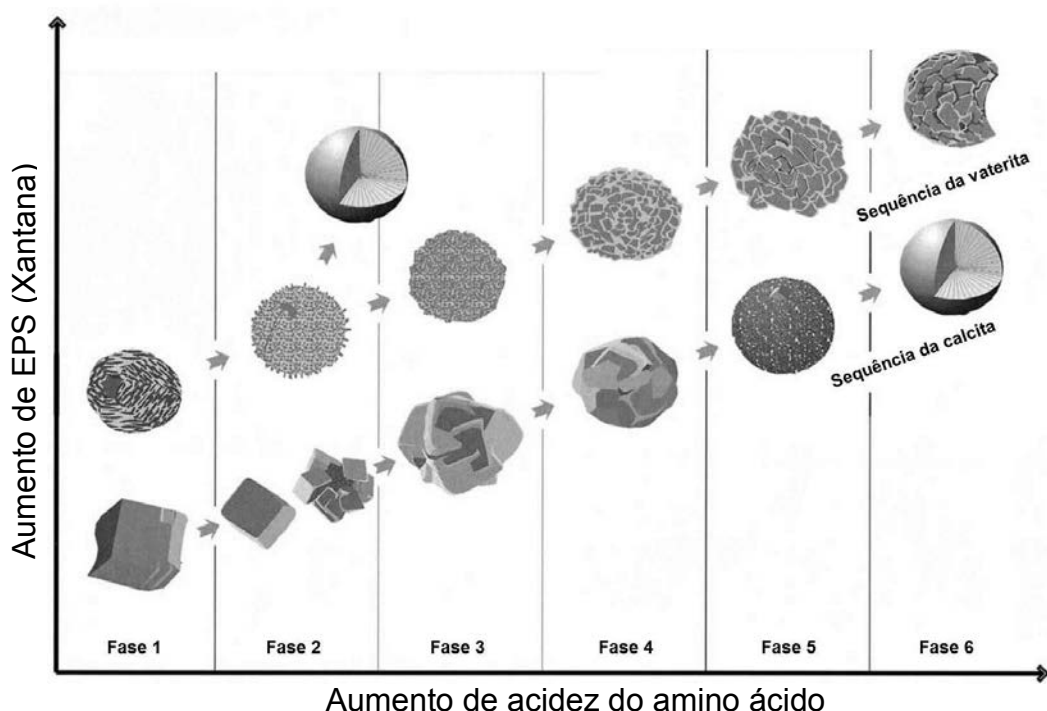


Figura 42. Sequências de transformação morfológica da calcita e da vaterita obtidas durante experimento abiótico. As fases mostram a mudança no formato dos minerais de acordo com o incremento do EPS, representado pela goma xantana, e da acidez com o aumento de aminoácido. As escalas são relativas (Braissant et al., 2003).

Alguns trabalhos descrevem técnicas utilizadas para determinar a origem orgânica de minerais carbonáticos, como o uso de biomarcadores orgânicos relacionados a assinaturas de lipídios ([Jahnke et al., 2001](#)), composição isotópica estável ([Summons et al., 1999](#)), preservação da matriz orgânica EPS ([Barbieri et al., 2004](#); [Barbieri e Cavallazzi, 2005](#); [Altermann et al., 2006](#); [Benzerara et al., 2006](#)) e fracionamento de Elementos Terras Raras (ETR), resultado da sorção preferencial desses elementos nas paredes celulares microbianas ([Takahashi et al., 2003](#); [Tanaka et al., 2005](#)) e análise do conteúdo genético (Woese, 1997). Nesta dissertação foi utilizada a presença da matriz orgânica EPS como critério diagnóstico da origem biótica dos minerais.

A presença de porções muito bem preservadas do EPS foi o fator crucial, considerado nesta dissertação, da influência biótica na precipitação dos minerais carbonáticos dos laminitos do Membro Crato. A sua determinação está vinculada à preservação de sua estrutura clássica alveolar, ou tipo *honeycomb*, conforme descritas por [Pacton et al., 2012](#) e [Bahniuk et al., 2014](#). Esteiras microbiais formadas pela matriz EPS foram descritas em um lago alcalino hipersalino em Eleuthera Island - Bahamas ([Dupraz et al., 2004](#)). As características desse lago recente constituído por bactérias filamentosas e cocoides são muito parecidas com as preservadas nos laminitos do Membro Crato (Figura 43).

Além da identificação de sua estrutura clássica bem preservada, também se admite que a estrutura descrita como cerebróide na microfácies laminito nodular seja resultado da calcificação da própria matriz EPS (Figura 22a). Os processos de litificação do tapete microbiano começam no momento da deposição e persistem durante o soterramento sindeposicional. Essa litificação consiste na precipitação de minerais *in situ* que, progressivamente, aprisionam os grãos e preservam as estruturas biossedimentares ([Dupraz et al., 2009](#)). Esses compostos orgânicos propiciam condições macro e micro ambientais que favorecem a nucleação e crescimento dos minerais. As propriedades físico-químicas da matriz polimérica, tais como a acidez e composição do grupo funcional, são fatores importantes que desempenham um papel duplo, seja inibindo ou promovendo a formação de carbonato ([Dupraz e Visscher, 2005](#)).

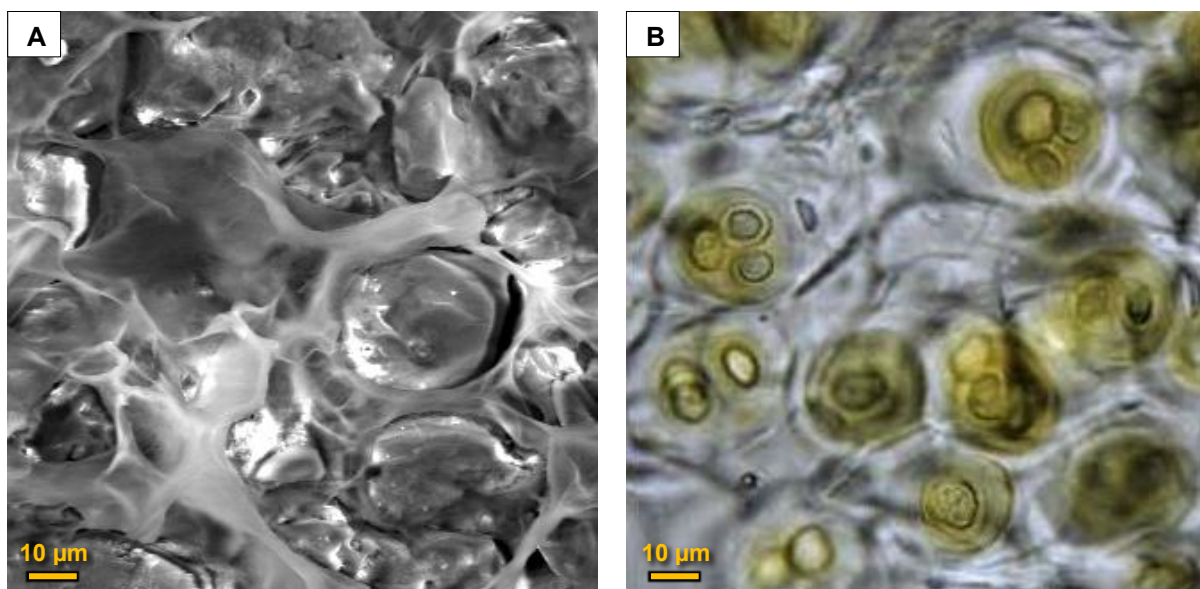


Figura 43. Comparação entre as esteiras microbiais preservadas nos laminitos do Membro Crato (à esquerda) com esteiras microbiais do recente (à direita). Notar a semelhança em escala e morfologia dos exemplares. (A) esteira microbiana na microfácies de laminação planar observada em MEV. Imagem da amostra da profundidade 132,80 m; (B) Esteira microbiana recente de ambiente do tipo salt pan, os organismos da foto são reconhecidas como cianobactérias do tipo *Gloeocapsa* (Dupraz et al., 2004).

Além da boa preservação da estrutura típica de EPS, também se admite que a estrutura descrita como cerebróide na microfácies laminito nodular seja resultado da calcificação da própria esteira. (Figura 22a). Os processos de litificação do tapete microbiano começam no momento da deposição e persistem durante o soterramento sindeposicional. Essa litificação consiste na precipitação de minerais *in situ* que, progressivamente, aprisionam os grãos e preservam as estruturas biossedimentares (Dupraz et al., 2009). Os compostos orgânicos propiciam condições macro e micro ambientais que favorecem a nucleação e crescimento dos minerais. As propriedades físico-químicas da matriz polimérica, tais como a acidez e composição do grupo funcional, são fatores importantes que desempenham um papel duplo, seja inibindo ou promovendo a formação de carbonato (Dupraz e Visscher, 2005).

A matriz orgânica EPS é considerada como extensão das células microbiais (Costerton et al., 1995) e parte integral do tapete microbiano (Decho, 1990, 2000). É composta por polissacarídeos, proteínas e ácidos nucleicos (Lazarova e Manem, 1995; Lawrence et al., 2003), separados por uma rede de canais de água abertos (Stoodley, 2002). Possui importância ecológica fundamental, pois oferece proteção física entre as células e o substrato metabólico, orgânico e inorgânico, proteção contra predadores, agentes antimicrobianos e outras bactérias (Costerton et al.,

1995), além de agir como uma barreira de absorção de nutrientes (Christensen e Characklis, 1990). Além disso, facilita a interação metabólica internamente aos tapetes microbiais (Christensen e Characklis, 1990), são passíveis da criação de microdomínios onde vários tipos de metabolismo possam conviver (Decho 2000), estabilizam fisicamente células microbianas sob regimes hidrodinâmicos variáveis (De Winder et al., 1999; De Brouwer et al., 2002; Decho et al., 2005) e ajudam às comunidades do tapete microbiano a resistir as várias condições de estresse, como escassez de nutrientes, exposição aos raios UV e dessecação (Pots, 1994; Decho, 2000). A matriz EPS pode ser produzida por uma grande variedade de micro-organismos, tendo sido associada à atividade de bactérias heterotróficas e autotróficas, tais como bactérias sulfato-redutoras, metanogênicas, sulfeto-oxidantes (Bosak e Newman, 2005; Braissant et al., 2007), e bactérias de vida livre (Kives et al., 2006).

Um expressivo volume de conteúdo orgânico está preservado como matéria orgânica amorfa (MOA) no intervalo estudado, proveniente das esteiras microbiais. A MOA heterogênea, com ausência de contornos externos definidos, possui a mesma estrutura interna alveolar da matriz EPS (Figuras 13a e 13b). As esteiras microbiais são os substratos formados por comunidades de micro-organismos dos domínios Archaeae e Bactéria principalmente, sendo que as cianobactérias possuem importância crucial, uma vez que são organismos autotróficos e fotossintetizantes; ou seja; produzem material orgânico utilizando apenas CO₂ e energia solar. Segundo a maioria dos estudiosos, foram as cianobactérias as responsáveis pela evolução planetária mudando as condições de óxi-redução da hidrosfera e atmosfera (Des Marais, 1995; Farmer, 2000). Muitas vezes considerados ecossistemas altamente resilientes, os depósitos microbiais são importantes sistemas que servem de modelo para investigar as interações entre micro-organismos e minerais, por exemplo, precipitação e dissolução de carbonatos, silicatos e óxidos (Dupraz et al., 2009).

Tapetes microbianos contemporâneos são a chave para o entendimento do papel dos micro-organismos na precipitação mineral e na interpretação do registro de rochas, principalmente microbiólitos (Krumbein et al., 2003). São nos substratos, formados por esteiras microbiais, que estão envolvidos vários processos metabólicos, tais como fotossíntese, amonificação, desnitrificação e redução de sulfato, oxidação de sulfetos, geração de gases e outros. Esse conjunto de

processos altera as condições de pH, alcalinidade, disponibilidade de íons e conteúdo orgânico do ambiente deposicional e propicia a organomineralização dos minerais carbonáticos.

O termo organomineralização ([Trichet e Defarge, 1995](#)) já determinava um ambiente, cujas condições ambientais de alcalinidade são modificadas por metabolismo microbiano com presença do EPS. Os processos de organomineralização foram subdivididos em mineralização biologicamente induzida e mineralização biologicamente influenciada por [Dupraz et al. \(2009\)](#). Com base nos processos, condições e produtos da organomineralização, foi possível determinar a mineralização relacionada às características das feições dos laminitos estudados (Figura 44). Praticamente todos os produtos relatados, referentes à micro e nanoescala, podem ser encontrados nas microfácies descritas no testemunho dos laminitos do Membro Crato.

	Mineralização induzida biologicamente	Mineralização influenciada biologicamente
Processo		
Nucleação		
Necessidade de organismos vivos	SIM	Não há necessidade para mineralização
Controle na precipitação	Induzida Atividade metabólica induz as condições para mineralização. A matriz orgânica influencia a morfologia e composição dos cristais	Passiva Mineralização passiva da matéria orgânica. A matriz orgânica influencia a morfologia e composição dos cristais.
Produtos (micro a nanoescala)	Microbiolitos - Consiste em organominerais. Evidência indireta de vida.	

Figura 44. Classificação da organomineralização de Dupraz et al. (2009) mostrando os processos, condições, controle e diferentes produtos resultantes da mineralização relacionada a processos bióticos. Todos os produtos mostrados na figura, referentes à micro e nanoescala, foram os mesmos encontrados nas amostras de testemunho dos laminitos do Membro Crato (Adaptado de Dupraz et al., 2009).

Segundo o modelo proposto por [Dupraz et al. \(2009\)](#) a mineralização biologicamente induzida, ou precipitação ativa, ocorre quando a matriz EPS serve como um substrato metabólico, isto é, como fonte de energia e carbono. A fonte de carbono é proveniente da degradação da fração lábil da matriz EPS que também é responsável pelo aumento da alcalinidade do meio. Esse aumento simultâneo da concentração de cálcio e da alcalinidade induz a mineralização (Figura 45). O presente trabalho admite que os exemplos típicos dos processos que controlaram essa mineralização sejam as microesferas de calcita associadas à matriz EPS e as agulhas de calcita. Mineralizações desse tipo também já foram relatadas na formação de estromatólitos em ambientes marinhos ([Reid et al., 2000](#); [Visscher et al., 2000](#)) e, sobretudo, em microbialitos em ambientes hipersalinos ([Jonkers et al., 2003](#); [Dupraz et al., 2004](#); [Vasconcelos et al., 2006](#); [Jahnert et al. 2012](#)).

A mineralização biologicamente influenciada, ou mineralização passiva, ocorre quando um ambiente adquire condições alcalinas locais e presença de cátions livres, gerando a nucleação dos carbonatos. As condições de alcalinidade podem ser modificadas pela ação de bactérias sulfato-redutoras que oxidam o carbono orgânico, produzindo bicarbonato, e cianobactérias que consomem CO_2 e produzem O_2 aumentando, assim, o pH e a alcalinidade. As altas taxas de sulfato-redução em águas anóxicas e estagnadas podem resultar em águas de fundo alcalinas ([Kempe, 1990](#); [Kempe e Kazmierczak, 1994](#); [Arp et al., 2003](#)). Já a presença de cátions livres depende da presença de zonas de ressurgência ou entrada sazonal de águas alcalinas seguidas por evaporação, ou ainda pela alta energia ambiental que gera perda de CO_2 (degassing) enriquecendo proporcionalmente o ambiente em HCO_3 e CO_3 ([Arp et al., 2003](#)). A combinação desses fatores é um argumento a favor da organomineralização ou mineralização biologicamente influenciada, cuja nucleação é controlada pelas características da matriz EPS (Figura 45b). Esta dissertação considera que o exemplo típico dessa mineralização sejam os microrromboedros de calcita (Figura 30). A presença dos filamentos junto a esses cristais sugere que alterações ambientais impostas pelos micro-organismos possam ter sido um dos fatores que desencadearam a precipitação dos cristais romboédricos.

Outros exemplos de mineralização desse tipo foram observados em ambientes marinhos, nos quais o tecido mole de esponjas é degradado ([Reitner, 1993](#)) em crostas microbianas de solos do Sahel ([Defarge et al., 1999](#)), em esteiras

litificadas laminadas, em lagos do atol do Pacífico central (Defarge et al., 1996; Trichet et al., 2001) e na formação de alguns *mounds* de lama do Cretáceo (Neuweiler et al., 1999, 2000).

É provável que as organomineralizações, biologicamente induzidas ou influenciadas, ocorreram de maneira intermitente, controladas pela mudança de temperatura, composição, alcalinidade e salinidade do corpo aquoso. Nos laminitos do Membro Crato essas condições foram obtidas por fatores intrinsecamente relacionados às comunidades microbiais e extrinsecamente impulsionados por alterações físico-químicas do ambiente deposicional.

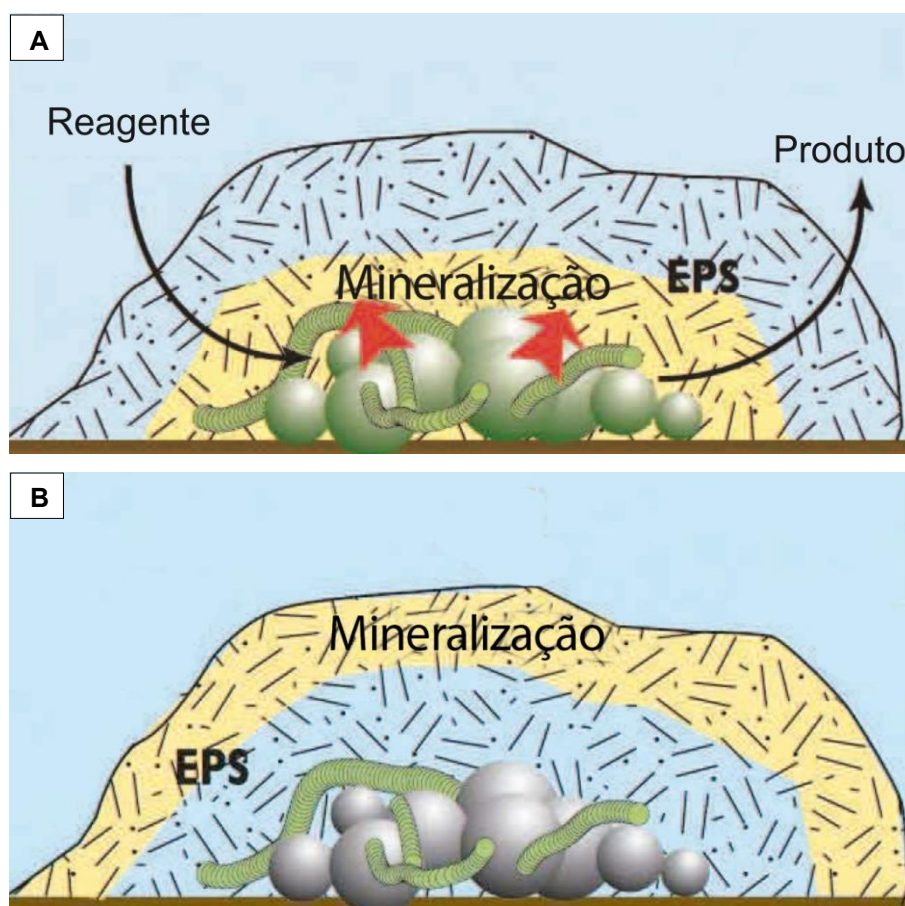


Figura 45. Modelos de precipitação de carbonato associados a biofilmes. A) O metabolismo microbiano é responsável pelo aumento da alcalinidade, ou seja, está relacionado a fatores intrínsecos; B) o aumento da alcalinidade está relacionado às alterações do ambiente deposicional. Em ambos os casos a matriz EPS, que incorpora as comunidades microbiais, tem papel fundamental na determinação da morfologia mineral, composição e mineralogia dos carbonatos (Adaptado de Dupraz et al., 2009).

Outro indício da ação bacteriana na precipitação dos carbonatos do Membro Crato são as feições eodiagenéticas formadas pelas crostas de calcita e os cristais arbustiformes. Muitas vezes tais crostas de calcita são consideradas produto de cimentação, porém ultimamente têm sido interpretadas como carbonatos microbiais produzidos por comunidades bacterianas ([Riding, 2011b](#)). Mesmo os estudos que descreveram as crostas como cimento, já admitem processos bacterianos para explicar sua formação ([Macintyre, 1984](#); [Macintyre e Marshall, 1988](#)). Essa interpretação deve-se a alguns fatores, por exemplo, a presença de calcita rica em magnésio nas crostas, o que sugere o envolvimento biológico dado à dificuldade de obtenção desse mineral sem a ação de bactérias sulfato-redutoras ([Malone et al., 2001](#)). O processo de sulfato-redução também foi inferido a partir de valores de isótopos estáveis em crostas peloidais ([Land e Goreau, 1970](#); [Pigott e Land, 1986](#); [Reitner et al., 2000](#)). Além destas, outras evidências como biomarcadores de bactérias anaeróbicas heterotróficas ([Reitner et al., 2000](#)), presença de ácidos característicos das paredes das células bacterianas ([Camoin et al., 1999](#)), presença de ácidos gordurosos, típicos de bactérias sulfato redutoras ([Heindel et al., 2009](#)) e presença de filamentos bacterianos ([Riding, 2011b](#)) já foram utilizadas para atestar a influência biológica na gênese das crostas.

Os cristais de calcita espática, associados às crostas na microfácies laminito crostiforme, também podem ter sua origem associada às bactérias. Essas formas são comumente formadas em travertinos de águas quentes e foram descritas pela primeira vez em depósitos hidrotermais na Itália ([Folk e Chafetz, 1983](#); [Chafetz e Folk, 1984](#)). Os referidos autores elaboraram uma série de critérios para determinar a origem bacteriana em neste tipo de cristais, como por exemplo: 1) a descoberta de fósseis de bactérias e microporosidade, como sendo antigas instalações de bactérias dentro dos cristais; 2) a grande variabilidade das crostas, características de formas bióticas; 3) a morfologia que não se assemelham a qualquer precipitado abiótico, ou seja, sem nenhum hábito cristalino regular ou repetido; 4) a capacidade bem documentada das bactérias para induzir a precipitação de carbonato de cálcio e agir como um catalisador na formação de cristais prismáticos e; 5) a formação apenas em ambientes estressantes e inabitáveis para outros táxons.

As crostas de calcita possuem ampla distribuição geográfica sendo muitas vezes descritas em cavidades, águas profundas mal iluminadas e ambientes quimicamente agressivos ([Chafetz e Guidry, 1999](#)). Na microfácies crostiforme não

foram encontradas claras evidências da ação biogênica na precipitação dos cristais espáticos, entretanto a morfologia, a associação às demais microfácies e, principalmente, a ausência de formas euédricas, típica de precipitados químicos, sugerem a influência indireta de vida.

O predomínio de comunidade de células procariontes nos laminitos do Membro Crato, provavelmente deve-se à capacidade desses organismos suportarem ambientes hipersalinos, alcalinos e pobres em oxigênio. Além disso, esses organismos microscópicos são capazes de sobreviver durante longos períodos de soterramento ([Kromkamp et al., 2007](#)). Em ambientes estressantes a maioria dos eucariontes, tais como macroalgas e invertebrados, que competem por espaço ou ingerem as comunidades microbiais, não sobrevivem a condições extremas ([Fischer, 1965](#); [Awramik, 1971, 1982, 1992](#); [Walter e Heys, 1985](#); [Riding, 2006](#)).

7. CONCLUSÃO

A abordagem em relação à gênese dos carbonatos do Membro Crato da Formação Santana foi realizada a partir de estudos de processos inferidos, constituintes e produtos responsáveis pela sedimentação e precipitação dos minerais carbonáticos. A interpretação baseou-se em estudos sedimentológicos, em afloramentos e testemunhos, e técnicas analíticas desenvolvidas em laboratório. De acordo com as evidências observadas conclui-se que existiu expressiva participação biológica na mineralização dos laminitos investigados.

A porção mineral dos laminitos é formada principalmente por calcita. Nesta fração da rocha foram identificados cristais com morfologias particulares que foram interpretados como de origem orgânica. Esses minerais são descritos como cristais com geometria micro a nanoesférica, romboédrica e acicular. Na maioria das vezes encontram-se associados a filamentos de bactérias e a substância polimérica extracelular (EPS). Essa substância compreende uma matriz orgânica foi identificada tanto calcitizada quanto em sua forma original preservada.

A fração orgânica é formada predominantemente por matéria orgânica amorfa. Essa matéria orgânica ocorre de duas maneiras: hetero e homogênea. A heterogênea possui estrutura interna alveolar e foi associada à preservação da própria matriz EPS. A homogênea, sem estrutura observável, pode ser o resultado da degradação do EPS ou de qualquer outro constituinte orgânico. Os demais constituintes orgânicos estruturados possuem baixa percentagem e os miósporos encontram-se formando tétrades. Os agregados de miósporos sugerem deposição em regime de baixíssima ou nenhuma energia.

O estudo microfaciológico detalhado buscando observar as diferenças dos constituintes orgânicos e minerais permitiram subdividir o intervalo, constituído por laminitos carbonáticos, em quatro microfácies distintas: rítmica, nodular, de laminação planar e crostiforme. Nas três primeiras microfácies foram encontradas evidências de organominerais precipitados a partir da ação metabólica de cianobactérias e/ou bactérias sulfato-redutoras. Além desses organominerais também foram reconhecidos exemplares de bactérias cocoides, filamentosas e cianobactérias do gênero spirulina, bem como, a presença da matriz orgânica EPS. Na microfácies crostiforme não foi encontrada qualquer evidência direta da ação biogênica nos cristais espáticos. Entretanto, a ausência de formas euédricas,

morfologias repetidas e a associação às demais microfácies sugerem a influência indireta da atuação orgânica em sua precipitação.

A espessura relativamente constante, a geometria tabular, a pouca variação lateral das fácies e a ampla extensão dos depósitos carbonáticos investigados sugerem que essas rochas foram formadas em corpos aquosos que atingiam dimensões da ordem de dezenas a centenas de quilômetros quadrados e apresentavam coluna d'água relativamente rasa. A associação fossilífera dos laminitos, com ausência de fósseis marinhos, também sugerem que esses lagos apresentavam pouca ou nenhuma conexão marinha. Os laminitos foram formados sob regime de baixa energia, e tanto a precipitação dos minerais carbonáticos, quanto o acúmulo de matéria orgânica ocorreram *in situ*.

O tipo e quantidade de matéria orgânica presente nas microfácies reconhecidas permitiram estabelecer algumas relações entre a produtividade biológica e a preservação de matéria orgânica. Neste sentido, a associação das fácies ricas em matéria orgânica com gipsita sugere maior acúmulo e preservação destes constituintes durante os períodos mais secos, de contração do lago. Com o aumento da salinidade e da temperatura da água, o ambiente tornava-se inóspito aos organismos predadores das comunidades bacterianas, o que favoreceria a sua franca proliferação. A matéria orgânica amorfa preservada é o produto dessas comunidades. Durante os períodos mais úmidos, de expansão do lago, os organismos pastadores proliferavam-se e consumiam a matéria orgânica bacteriana. Desta forma, com as condições climáticas mais úmidas, o registro e preservação da matéria orgânica diminuía consideravelmente. Em função da maior disponibilidade de água, não havia precipitação de gipsita. Assim, fácies de laminitos carbonáticos com filmes contínuos de matéria orgânica microbial, em bacias quentes e secas, podem estar associadas à ambientes com pouca energia, estressantes e com coluna d'água rasa.

A partir da integração das informações geológicas, geoquímicas e fossilíferas interpreta-se que ambiente deposicional lacustre encontrava-se em condições de clima quente e seco, com águas com baixo teor de oxigênio. Essas condições, em geral, são propícias para o desenvolvimento das comunidades bacterianas. A excelente preservação desses micro-organismos permite a realização de estudos referentes à taxonomia de formas bacterianas fósseis, não só apenas na comparação morfológica entre espécies atuais, como também no padrão de

desenvolvimento e divisão celular. Este fato faz do Membro Crato uma excelente unidade litoestratigráfica para estudos de paleoecologia.

Finalmente, considera-se que os laminitos microbiais do Membro Crato (Andar Alagoas) da Bacia do Araripe constituem uma excelente oportunidade para a caracterização de litofácies carbonáticas de origem biogênica. A qualidade dos seus afloramentos e a disponibilidade de dados de poços faz com que esta unidade sirva de modelo análogo, lito e cronocorrelato, ao pré-sal das bacias de Santos e Campos.

REFERÊNCIAS

- ALOISI et al. *Nucleation of calcium carbonate on bacterial nanoglobules*. *Geology* 2006; 34; p. 1017-1020, 2012.
- ALTERMANN, W. et al. *Cyanobacterial calcification and its rock-building potential during 3.5 billion years of Earth history*. *Geobiology* 4, 147–166. Aquificales representatives. *Applied and Environmental Microbiology* 67. p. 5179–5189, 2006.
- ARAI, M.; COIMBRA, J.C.; SILVA-TELLES Jr., A.C. *Síntese bioestratigráfica da bacia do Araripe (Nordeste do Brasil)*. II Simp. Bacia do Araripe e Bacias Inter. do NE. *Rev. Geologia*. 1997.
- ARAI, M.; HASHIMOTO, A. T. e UESUGUI, N. *Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil*. *Boletim Geociências Petrobrás* v.3, p. 87-103. 1989.
- ARAUJO, C.V.; HENZ, G.I.; MACHADO, J.C. *Livro de Laboratório: Rotina Laboratorial* Pet 01. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEGEQ. Rio de Janeiro, p.1-3, Versão 1, 1994.
- ARAÚJO, LM. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica nas Seqüências Depositionais Irati*. Porto Alegre, 307 p. Tese de doutoramento em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2001.
- ARP, G., REIMER, A., REITNER, J. *Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia*. *Journal of Sedimentary Research* 73, p. 105–127. 2003.
- ARP, G.; REIMER, A.; REITNER, J. *Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans*. *Science*, 292, p. 1701–1704. 2001.
- ASSINE, M. L. *Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. *Revista brasileira de geociências*, 22: p. 289-30. 1992.

ASSINE, M. L. *Bacia do Araripe*. Boletim de Geociências da Petrobras, 15: p. 371 - 389. 2007.

ASSINE, M. L. *Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas Universidade Estadual Paulista - UNESP, Rio Claro, 124p. 1990.

AWRAMIK, S. M. *Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance*. Science, 174: p. 825-827. 1971.

AWRAMIK, S. M. *Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance*. Science, 216: p. 171–173. 1982.

AWRAMIK, S. M. *The history and significance of stromatolites*. In Schidlowski, M., Kimberley, M.M., McKirdy, D.M., and Trudinger, P.A. (eds.), Early Organic Evolution: Implications for Energy and Mineral Resources. Berlin: Springer, pp. 435–449. 1992.

BAHNIUK, A. et al. *Development of microbial carbonates in the lower cretaceous codó formation (northeast brazil): implications for interpretation of microbialite facies associations and paleoenvironmental conditions*. Sedimentology. 2014.

BARBIERI, R.; CAVALAZZI, B. *Microbial fabrics from Neogene cold seep carbonates Northern Apennine, Italy*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 227, p. 143–155. 2005.

BARBIERI, R.; ORI, G. G.; CAVALAZZI, B. *A Silurian cold-seep ecosystem from the Middle Atlas, Morocco*. Palaios 19, p. 527–542. 2004.

BARBOSA, J. A.; HESSEL, M. H.; NEUMANN, V. H. *Bivalves da Formação Crato, Bacia do Araripe*. Paleontologia em Destaque, Porto Alegre, 20(49). p. 41-42. 2004.

BARLING et al. *High fidelity preservation of fossil insects from the Crato Formation (Lower Cretaceous) of Brazil*. Cretaceous Research, 52; p. 605 – 622. 2015.

BEHAR, F.; BEAUMONT, V.; PENTEADO H. L. B. *Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments*. Oil e Gas Science and Technology - Rev. IFP, Vol. 56, No. 2, pp. 111-134. 2001.

BEN CHEKROUN, K. et al. *Precipitation and growth morphology of calcium carbonate induced by Myxococcus xanthus: implications for recognition of bacterial carbonates*. Journal of Sedimentary Research 74, p. 868–876. 2004.

BENZERARA, K. et al. *Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites*. PNAS 103, 2006. p. 9440–9445.

BISSETT, A. et al. *Microbial mediation of stromatolite formation in karst-water creeks*. Limnology and Oceanography, 53(3), 2008. p. 1159–1168.

BOHACS, K. M. et al. *Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework*. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K. (Eds.), Lake Basins Through Space and Time. AAPG Studies in Geology, vol. 46, pp. 3–34. 2000.

BORREGO, A. G. et al. *Organic Matter in the Carbonatic Sediments of the Aptian Lacustrine System in the Cretaceous Araripe Basin (NE Brazil)*. In: Joint 61st ICCP / 26th TSOP Meeting Advances in Organic Petrology and Organic Geochemistry, Gramado. 2009.

BOSAK, T.; NEWMAN, D.K., *Microbial kinetic controls on calcite morphology in supersaturated solutions*. Journal of Sedimentary Research 75, p. 190–199. 2005.

BRADLEY W. H. *The varves and climate of the Green River epoch*. Prof. Pap. u.s. geol. Surv., 158, p. 87-110. 1929.

BRAISSANT, O. et al. *Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids*. Journal of Sedimentary Research 73, p. 485–490. 2003.

BRAISSANT, O. et al. *Exopolymeric substances of sulfate-reducing bacteria: interactions with calcium at alkaline pH and implication for formation of carbonate minerals*. Geobiology, 5, p. 401–411. 2007.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. *Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil*. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.;

THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: [s.n.] International Geological Congress, 31. p. 151-182. 2000.

BRITO, I. M. *Bacias sedimentares e formações Pós-Paleozóicas do Brasil*. Ed. Interciência. 179p. Rio de Janeiro. 1979.

BRITO, P. M., Séret, B. *The new genus Iansan (Chondrichthyes, Rhinobatoidea) from the Early Cretaceous of Brazil and its phylogenetic relationships*. In: G. Arratia e G. Viohl (eds) *Mesozoic Fishes: Systematics and Paleoecology*. Munchen, Friedrich Pfeil. p. 47-62. 1996.

BRITO, P. M.; MARTILL, D. M. *Discovery of a juvenile coelacanth in the Lower Cretaceous, Crato Formation, Northeastern Brazil*. *Cybium*, Paris, Vol. 23 (3). p. 209-211. 1999.

BROIN, F.L. *The oldest prepodocnemidid turtle (Chelonii, Pleurodira), from the Early Cretaceous, Ceará State, Brazil, and its environment*. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, Barcelona, 9. p. 43-95. 2000.

BROIN, F.L.; CAMPOS, D.A. *Araripemys barretoii, uma tartaruga pleurodira do Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil*. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Fortaleza, Resumos: 14. 1985.

BROWN, J.S. *Suggested use of the word microfacies*. – *Economic Geology*, 38, p. 325. 1943.

BRUNO, A. P. S.; HESSEL, M. H. *Registros paleontológicos do Cretáceo marinho na Bacia do Araripe*. *Estudos Geológicos, Recife*, v. 16, p. 15-34. 2006.

BUDD, D. A. et al. *Cathodoluminescence in calcite cements: new insights on Pb and Zn sensitizing, Mn activation, and Fe quenching at low trace-element concentrations*. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70. p. 217-226. 2000.

CAMOIN, G. et al. *Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times*. *Sed. Geol.*, 113. p. 1-26. 1997.

CAMOIN, G. F. et al. *Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox*. Sedimentary Geology, 126, p. 271–304. 1999.

CARROLL, A.R.; BOHACS, K., *Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls*. Geology 27, p. 99–102. 1999.

CHAFETZ, H. et al. *Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system*. Sedimentology, 38. p. 107-126. 1991.

CHAFETZ, H. S. *Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite*. Journal of Sedimentary Petrology, v. 56, p. 812-817. 1986.

CHAFETZ, H. S.; FOLK, R. L. *Travertines: depositional morphology and the bacterially-constructed constituents*. Journal Sedimentary Petrology, v. 54. p. 289-316. 1984.

CHAFETZ, H. S.; GUIDRY S. A. *Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray crystal shrub: bacterial vs. abiotic precipitation*. Sedimentary Geology, 126. p. 57-74. 1999.

CHAGAS D.B. *Litoestratigrafia da bacia do araripe: reavaliação e propostas para revisão*. Dissertação de mestrado. UNESP. 2006.

CHAGAS, R. B. A. et al. *Caracterização palinofaciológica de uma sucessão sedimentar oligocênica da Formação Tremembé*. Revista brasileira de paleontologia 12(3): p. 257-266, 2009.

CHRISTENSEN, B. E.; CHARACKLIS, W. G. *Physical and chemical properties of biofilms*. In: Biofilms (Eds. Characklis, W.G. and Marshall, K.C.), pp. 93-130, John Wiley e Sons, New York. 1990.

COMBAZ, A. *Les kérogènes vus au microscopie*. In: DURAND B. Kerogen. Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. 1980.

COSTERTON, J.W. et al. *Microbial biofilms*. Annual Review of Microbiology 49, p. 711–745. 1995.

CUVILLIER, J. *Le notion de 'microfacies' et ses applications*. – VIII Congreso Nazionale di Metano e Petroleo, sect. I, p. 1-7. 1952.

DAVIS, S. P.; MARTILL, D. M. *The gonorynchiform fish Dastilbe from Lower Cretaceous of Brazil*. Palaeontology, London, 2(4): p. 715-740. 1999.

DE BROUWER, J. F. C. et al. *Sorption of EPS to sediment particles and the effect on the rheology of sediment slurries*. Biogeochemistry 61, p. 57–71. 2002.

DE PHILIPPIS, R. et al. *Exopolysaccharide-producing cyanobacteria and their possible exploitation: a review*. Journal of Applied Phycology 13, p. 293–299. 2001.

DE PHILIPPIS, R. et al. *Potential of unicellular cyanobacteria from saline environments as exopolysaccharide producers*. Applied and Environmental Microbiology 64, p. 1130–1132. 1998.

DE WINDER, B. et al. *Carbohydrate secretion by phototrophic communities in tidal sediments*. Journal of Sea Research 42, p. 131–146. 1999.

DECHO, A. W. *Exopolymer microdomains as a structuring agent for heterogeneity within microbial biofilms*. In: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), Microbial Sediments. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–9. 2000.

DECHO, A. W. *Microbial exopolymer secretions in ocean environments: their role(s) in food webs and marine processes*. Oceanography Marine Biology Annual Review 28, p. 73–154. 1990.

DECHO, A. W.; VISSCHER, P. T.; REID, R. P. *Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 219, p. 71–86. 2005.

DEFARGE, C. et al. *Texture of microbial sediments revealed by cryo-scanning electron microscopy*. Journal of Sedimentary Research 66, p. 935–947. 1996.

DEFARGE, C.; ISSA, O. M.; TRICHET, J. *Field emission cryo-scanning electron microscopy of organic matter and organomineral associations*. Application to

microbiotic soil crusts. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 328, p. 591–597. 1999.

DEMICCO, R. V.; HARDIE, L. A. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, Atlas, 1, 265p. 1995.

DERENNE, S. et al. *Spectroscopic features of Gloeocapsomorpha prisca colonies and of interstitial matrix in kukersite as revealed by transmission micro-FT-i.r.: location of phenolic moieties*. *Fuel* 73: p. 626–628. 1994.

DES MARAIS, D. J. *The biogeochemistry of hypersaline microbial mats*. In: Jones (Ed.), *Advanced in Microbial Ecology*. Plenum, New York, pp. 251–274. 1995.

DIAS, J. L. *Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira*. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13, p. 7-25. 2005.

DOUGLAS, A.G. et al. *Flash pyrolysis of Ordovician kerogens: unique distributions of hydrocarbons and sulphur compounds released from the fossilized alga*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: p. 275–291. 1991.

DUPRAZ, C. et al. *Microbe mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas)*. *Sedimentology*, 51, p. 745-765. 2004.

DUPRAZ, C. et al., *Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats*. *Earth-Science Reviews*, 96, p. 141-162. 2009.

DUPRAZ, C.; VISSCHER, P.T., *Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats*. *Trends in Microbiology* 13, p. 429–438. 2005.

FARINA, M. *Sequência plumbífera do Araripe. Mineralização singenética sulfatada no Cretáceo sedimentar brasileiro*. CPRM, Recife, 37p. 1974.

FARMER, J. D. *Hydrothermal systems: doorways to early biosphere evolution*. *GSA Today* 10, p. 1–10. 2000.

FERNANDEZ-DIAZ, L. et al. *The role of magnesium in the crystallization of calcite and aragonite in a porous medium*. Journal of Sedimentary Research 66, p. 482–491. 1996.

FISCHER A. G.; ROBERTS L. T. *Cyclicality in the Green River Formation (lacustrine, Eocene) of Wyoming*. sedim. Petrol., 61, p. 1146–1154. 1991.

FISCHER, A. G. *Fossils, early life, and atmospheric history*. In Proceeding National Academy of Science. USA 53, Washington, p. 1205–1215. 1965.

FLUGEL, E. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer, p. 976. 2004.

FOLK, R. L.; CHAFETZ, H.S. *Pisoliths (pisoids) in Quaternary travertines of Tivoli, Italy*. In: Peryt, T.M. (Ed.), Coated Grains. Springer, New York, pp. 474–487. 1983.

FOSTER, C. B.; REED, J. D.; WICANDER, R. *Gloeocapsomorpha prisca Zalesky, 1917: a new study part I: taxonomy, geochemistry, and paleoecology*. Géobios 22: p. 735–759. 1989.

FOSTER, C. B.; WICANDER, R.; REED, J. D. *Gloeocapsomorpha prisca Zalesky, 1917: a new study part II: origin of kukersite, a new interpretation*. Géobios 23: p. 133–140. 1990.

FOWLER, M. G.; DOUGLAS, A. G. *Distribution and structure of hydrocarbons in four organic-rich Ordovician rocks*. Organic Geochemistry 6: 105–114. 1984.

FREIRE P. T. C. et al. *Pyritization of fossils from the langerstätte araripe basin, northeast brazil, from the cretaceous period*. In: Pyrite: Synthesis, Characterization and Uses. Editors: WHITLEY, N. e VINSEN, P. T. Nova Science Publishers, Inc. 2013

FRIEDMAN, G. M. *Identification of carbonate minerals by staining methods*. Journal of Sedimentary Petrology, v. 29, pp. 87–97. 1959.

GIVEN, R. K.; WILKINSON, B. H. *Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates*. Journal of Sedimentary Petrology 55, p. 109–119. 1985.

GOLUBIC, S. *The relationship between blue-green algae and carbonate deposits*. In Carr, N., and Whitton, B. A. (eds.), *The Biology of Blue-Green Algae*. Oxford: Blackwell, pp. 434–472. 1973.

GOLUBIC, S.; HOFMANN, H. J. *Comparison of Holocene and Mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation*. Journal of Paleontology 50, p. 1074–1082. 1976.

GRAMMER G. M. et al. *Integration of Outcrop and Modern Analogs in Reservoir Modeling*. In: The American Association of Petroleum Geologists - Tulsa, Oklahoma. AAPG Memior 80. p. 1-22. 2004.

GRESSLY A. *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*. Neue Denkschr. allg. schweiz, Ges. ges. Naturw. 1838.

GUY-OHLSON, D. *Botryococcus as an aid in the interpretation of palaeoenvironment and depositional processes*. Review of Palaeobotany and Palynology 71: p. 1–15. 1992.

HARDIE L. A. Ancient carbonate tidal-flat deposits. Q. J. Colorado Sch. Mines, 81, p. 37-57. 1986.

HASHIMOTO, A. T. et al. *O Neoalagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental*. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): p. 118-122. 1987.

HEINDEL, K. et al. *Sulfate-reducing bacteria as major players in the formation of reef-microbialites during the last sea-level rise (Tahiti, IODP 310)*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(13), Goldschmidt Conference Abstracts, p. A514. 2009.

HOEFS, J. *Stable isotope geochemistry*, 6th edn. Springer, Berlin, p 285. 2009.

HOFMANN, H. J. et al. *Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia*. Geological Society of America Bulletin 111, p. 1256–1262. 1999.

JAHNERT et al. *Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog*. Sedimentary Geology; 281; p.59-74. 2012

JAHNKE, L. L. et al. *Signature lipids and stable carbon isotope analyses of Octopus Spring hyperthermophilic communities compared with those of Aquificales representatives*. Appl Environ Microbiol. 67(11): p. 5179-89. 2001.

JONKERS, H. M. et al. *Structural and functional analysis of a microbial mat ecosystem from a unique permanent hypersaline inland lake: 'La Salada de Chiprana' (NE Spain)*. FEMS Microbiology, Ecology 44, p. 175–189. 2003.

JORDAN, D. S. *Peixes cretaceos do Ceará e Piauí*. Monog. Serv. Geol. Min. Brasil, Rio de Janeiro. 1997.

KAŻMIERCZAK, J. et al. *Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas*. Acta Palaeontologica Polonica 41: p. 319–338. 1996.

KELTS, K.; HSÜ, K. J. *Freshwater carbonate sedimentation*. In Lerman, A. (ed), Lakes. Chemistry, Geology, Physics: Berlin, Springer-Verlag, p. 295-323. 1978.

KEMPE, S. *Alkalinity: The link between anaerobic basins and shallow water carbonates?* Naturwissenschaften 77, p. 426–427. 1990.

KEMPE, S.; KAŻMIERCZAK, J. *The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems, and biocalcification processes*. Bulletin de l'Institut Océanographique (Monaco) 13, p. 61–117. 1994.

KENDALL, A. C.; HARWOOD, C. M. *Marine evaporites: arid shorelines and basins*, In: Reading, H. G. (ed). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. London: Blackwell Science, p. 281-324. 1996.

KIVES, J.; ORGAZ, B.; SANJOSE, C. *Polysaccharide differences between planktonic and biofilm-associated EPS from Pseudomonas fluorescens B52. Colloids and Surfaces. B, Biointerfaces* 52, p. 123–127. 2006.

KNOLL, A. H.; GOLUBIC, S. *Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite. Precambrian Research*. 10, p. 115-151. 1979.

KNOLL, A.H.; BARGHOORN, E.S.; AND GOLUBIĆ, S. *Paleopleurocapsa wopfnerii gen. et sp. nov.: A Late Precambrian alga and its modern counterpart. Proceeding of the National Academy of Science USA* 72: p. 2488–2492. 1975.

KONHAUSER, K.; RIDING, R. *Bacterial biomineralization*. In: A. H. Knoll, D. E. Canfield, and K. O. Konhauser (eds), *Fundamentals of Geobiology*. John Wiley e Sons, Chichester, UK, pp. 105-130. 2012.

KREMER, B. *Mat-forming coccoid cyanobacteria from early Silurian marine deposits of Sudetes, Poland. Acta Palaeontologica Polonica* 51 (1): 143–154. 2006.

KROMKAMP, J. C. *Resistance to burial of cyanobacteria in stromatolites. Aquatic Microbial Ecology*, 48: p. 123-130. 2007.

KRUMBEIN, W. E., PATERSON, D. M., ZAVARZIN, G. A. *Fossil and recent biofilms: a natural history of the impact of life on planet Earth*. Kluwer Scientific Publishers, Dordrecht, The Netherlands, p. 482. 2003.

LAND, L. S.; GOREAU, T. F. *Submarine lithification of Jamaican Reefs. Journal of Sedimentary Petrology*, 40, p. 457–460. 1970.

LAWRENCE, J. R. et al. *Scanning Transmission X-Ray, Laser Scanning, and Transmission electron microscopy mapping of the exopolymeric matrix of microbial biofilms. Applied and Environmental Microbiology*, 69, p. 5543-5554. 2003.

LAZAROVA, V.; MANEM, J. *Biofilm characterization and activity analysis in water and wastewater treatment. Water Research*, 29, p. 2227-2245. 1995.

LENG, M. J.; MARSHALL J. D. *Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. Quaternary Science Reviews*, 23, p. 811-831. 2004.

- LIMA, M. C. e ARAUJO, M. P. *Preparação de amostras para análise palinológica*. PETROBRAS. CENPES. Rio de Janeiro. 13p. (Manual de Laboratório). 1993.
- LIMA, M. R. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 335p. 1978.
- LIMA, M. R.; PERINOTTO, J. A. J. *Palinologia de sedimentos da parte superior da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe*. Revista Geociências, São Paulo, v. 3, p. 67-76, 1984.
- LOWENSTAM, H. A. *Minerals formed by organisms*. Science, 211, 1126-1131. 1981.
- LOWENSTAM, H. A.; WEINER, S. *On Biomineralization*. Oxford University Press, New-york. 324 pp. 1989.
- MACINTYRE, I. G.; MARSHALL, J. F. Submarine lithification in coral reefs: some facts and misconceptions. Proceedings 6th International Coral Reef Symposium. Townsville, Australia, 8–12 August 1988, Vol. 1, pp. 263–272. 1988.
- MACINTYRE, I. G.; PRUFERT-BEBOUT, L.; REID, R. P. *The role of endolithic cyanobacteria in the formation of lithified laminae in Bahamas stromatolites*. Sedimentology 47, 915–921. 2000.
- MAISEY, J. G. (ed.). *Santana Fossils - An Illustrated Atlas*. T.F.H. Publishers, 459p. 1991.
- MAISEY, J. G. *Distribution patterns among Early Cretaceous fishes of Western Gondwana*. Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 2 [1997], Crato, Comunicações, DNPM/URCA/SBP: 227-237. 2001.
- MALONE, M. J.; SLOWEY, N. C.; HENDERSON, G. M. *Early diagenesis of shallow-water periplatform carbonate sediments, leeward margin, Great Bahama Bank (Ocean Drilling Program Leg 166)*. Geological Society of America Bulletin, 113, 881–894. 2001.
- MANN, S. Mineralization in biological systems. Structure and Bonding, 54, 125-74. 1983.

MATOS, R. M. D. *History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa*. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*, Special Publications of Geological Society of London, pp. 55e73. 1999.

MATOS, R. M. D. *The Northeast Brazilian Rift System*. *Tectonics*, Washington, DC., v. 11, n. 4, p. 766- 791, 1992.

MATSUDA, N. S. et al., *Combining microbial fossil and mineral assemblages to reconstruct paleoenvironmental conditions during formation of Aptian lacustrine carbonate platform, Brazil*. 19° International Sedimentological Congress, Geneva, Switzerland. 2014

MENDELSON, C.V.; SCHOPF, J.W. Proterozoic and selected Early Cambrian microfossils and microfossil-like objects. In: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, NY, pp. 865–951. 1992.

MENDONÇA FILHO, J. G. *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânicas em rochas do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná, sul do Brasil*. Porto Alegre, 157p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1999.

MERZ-PREIB, M.; RIDING, R. *Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes*. *Sedimentary Geology*, 126, p. 103–124. 1999.

MEYERS, W. J. *Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation, Mississippian, Sacramento Mountains, New Mexico*. *J. Sediment. Petrol.*, 44: p. 837-861. 1974.

MILLER, A. G.; COLMAN, B. *Evidence for HCO₃-transport in the blue-green alga (cyanobacterium) *Coccochloris peniocyctis**. *Plant Physiology*, 65, 397–402. 1980.

NEUMANN, V. H. *Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de lá Cuenca de Araripe (Nororeste do*

Brasil). Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, Tese de Doctorado, 233p. 1999.

NEUMANN, V.H. et al., *Organic matter composition and distribution through the Aptian–Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil*: Internat. Jour. Coal Geology, v. 54, p. 21–40. 2003.

NEUWEILER, F. et al. *Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record*. Sedimentology 46, p. 837–859. 1999.

NEUWEILER, F. et al. *Soluble humic substances from in situ precipitated microcrystalline calcium carbonate, internal sediment, and spar cement in a Cretaceous carbonate mud-mound*. Geology 28, p. 851–854. 2000.

OLIVEIRA, A. D. et al. *Inovação no processamento químico para isolamento da Matéria Orgânica Sedimentar*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43°. Aracaju, SE. Anais. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, p. 324. 2006.

OLIVEIRA, A. F. *O gênero Tharrhias no Cretáceo da chapada do Araripe*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 52(3): p. 569-590. 1978.

OLIVEIRA, G. R.; KELLNER, A. W. A. *Note on a plastron (Testudines, Pleurodira) from the Lower Cretaceous Crato Member, Santana Formation, Brazil*. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, 3(63): p. 523-528. 2005.

PACTON, M. et al. *Going nano: A new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation*. Geology, 40, p. 547-550. 2012.

PEDLEY, H. M. *Classification and environmental models of cool freshwater tufas*. Sedimentary Geology, 68, 143–154. 1990.

PENTECOST A.; RIDING R. *Calcification in cyanobacteria*. In Biomineralization in Lower Plants and Animals (eds. B. S. C. Leadbeater and R. Riding). Clarendon Press, Oxford UK, pp. 73–90. 1986.

PENTECOST, A. *The tufa deposits of the Malham district, north Yorkshire*. Field Studies 5, 365–387. 1981.

PENTECOST, A., *Travertine*. Berlin: Springer, p. 445. 2005.

PERRY, R.S. et al. *Defining biominerals and organominerals: direct and indirect indicators of life*. Sedimentary Geology, 201, 157-179. 2007.

PIGOTT, J. D.; LAND, L. S. *Interstitial water chemistry of Jamaican reef sediment: sulfate reduction and submarine cementation*. Marine Chemistry, 19, 355–378. 1986.

PONTE F. C. *Arcabouço estrutural e evolução tectônica da bacia mesozoica do Araripe, Nordeste do Brasil*. In: PONTE F. C. et al. Coords. Geologia da Bacias Sedimentares Mesozoicas do Interior do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás/ CENPES/DIVEX/SEBIPE. (Relatório interno). 1991.

PONTE, F. C.; API, C. J. *Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais... Natal, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 211-226. 1990.

PONTE, F. C.; PONTE FILHO, F. C. *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. Recife, DNPM, 68p. 1996.

PONTE, F.C. *Interpretação Geológica de Linhas de reflexão sísmica na Bacia do Araripe*. Rio Claro, DNPM/CNPq. 15 p., apênd. (Relatório interno). 1993.

POTZ, M., *Desiccation tolerance or prokaryotes*. Microbiological Reviews 58, p. 755–805. 1994.

PUFAHL, P. K. *Bioelemental Sediments*. In: James, N. P. e Dalrymple R. W (eds). Facies Models 4. Canada, Geological Association of Canada, p. 477- 504. 2010.

READING, H. G.; LEVELL, B. K. *Controls on the sedimentary rock record*. In: Reading, H. G. (ed). Sedimentary Enviroments: Processes, Facies and Stratigraphy. London: Blackwell Science, p. 5-36. 1996.

REGALI, M. S. P. *A idade dos evaporitos da plataforma continental do Ceará, Brasil, e sua relação com os outros evaporitos das bacias nordestinas*. Boletim do IG-USP, São Paulo, v. 7, Publicação Especial, p.139-143, 1989.

REGALI, M. S. P. et al. *Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil*. Bol. Técn. PETROBRÁS, 17 (3): 177-191 (Parte I) y 17 (4): p. 263-301 (Parte II). 1974.

REID, R. P. et al. *The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites*. Nature, 406, 989-992. 2000.

REID, W. P. *Mineral staining tests*. Colorado School of Mines, Mineral Industries Bulletin 12, (3) I-20. 1969.

REITNER, J. et al. *Organic and biogeochemical patterns in cryptic microbialites*. In Riding, R. and Awramik, S. M. (eds.), Microbial Sediments. Berlin: Springer, pp. 149–160. 2000.

REITNER, J. *Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) formation and concepts*. Facies 29, 2–40. 1993.

RICHERT, L. et al. *Characterization of exopolysaccharides produced by cyanobacteria isolated from Polynesian microbial mats*. Current Microbiology 51, 379–384. 2005.

RIDING, R. *Calcification in cyanobacteria*. In LEADBEATER, B. S. C e RIDING, R. Biomineralization in Lower Plants and Animals. Clarendon Press, Oxford UK, pp. 73–90. 1986.

RIDING, R. *Calcified cyanobacteria*. In J. Reitner and V. Thiel (eds), Encyclopedia of Geobiology, Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, pp. 211-223. 2011a.

RIDING, R. *Classification of microbial carbonates*. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed. Riding, R.), pp. 21-51, Springer-Verlag, New York. 1991.

RIDING, R. *Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry*. Nature, 299, p. 814–815. 1982.

RIDING, R. *Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time*. *Sedimentary Geology*, 185, 229-238. 2006.

RIDING, R. *Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms*. *Sedimentology*, v. 47, supplement 1, p. 179-214, 2000.

RIDING, R. *Microbialites, stromatolites, and thrombolites*. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds. Reitner, J. and Thiel, V.) pp. 635-654, *Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg. 2011.

RIDING, R. *Reefal microbial crusts*. In D. Hopley (ed.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*, *Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg, pp. 911-915. 2011b.

RIDING, R. *Temporal variation in calcification in marine cyanobacteria*. *Journal of the Geological Society (London)*, 149, p. 979–989. 1992.

RIDING, R.; LIANG, L. *Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v.219, p. 101-115, 2005.

SCHOLLE, P. A. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*, AAPG Memoir 77. 2003.

SCHOPF, J. W. *Fossil evidence of Archean life*. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, B 361, p. 869–885. 2006.

SCHOPF, J.W. *Palaeobiology in the Archean*. In: *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* (Eds. Schopf, J.W. and Klein, C.), pp. 25-39, Cambridge University Press, Cambridge. 1992.

SHEARMAN D. J. *Recent halite rock, Baja California, Mexico*. *Trans. Inst. Min. Metall., Ser. B*, 79, p. 155-162. 1970.

SILVA SANTOS, R.; VALENÇA, J.G. *A Formação Santana e sua paleoictiofauna*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40(3): p. 339-360. 1968.

SILVA, M. A. M. *Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n. 3, p. 306-310. 1986.

SILVA, M. D. *Ostracodes não-marinhas da Formação Santana (Cretáceo Inferior) do Grupo Araripe, nordeste do Brasil*. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Tese de Livre-docência, 326p. 1976.

SILVA, M. D.; ARRUDA, G. P. *Insetos (Hymenoptera) Cretáceos do Grupo Araripe-Nordeste do Brasil*. An. Inst. Ciênc. Biol. 3(1): p. 45-54, 6 Figuras. 1976.

SILVA-SANTOS, R. e Valença, J.G. *A Formação Santana e sua paleoictiofauna*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40(3): p. 339-358. 1968.

SILVA-SANTOS, R. *Fósseis do nordeste do Brasil: paleoictiofauna da Chapada do Araripe*. Rio de Janeiro, UERJ, 64p. 1991.

SKINNER, H. C. W.; JAHREN, A. H. *Biomineralization*. In Biogeochemistry (eds. Schlesinger, W. H.) Treatise on Geochemistry. Ed. Elsevier, p. 117-184. 2004.

SMITH, M., *Lacustrine oil shale in the geological record*, in B.J. Katz, ed., *Lacustrine Basin Exploration—Case Studies and Modern Analogues*: AAPG Memoir 50, p. 43-60. 1990.

SOMMER, S. E. *Cathodoluminescence of carbonates, 1. Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions*. Chemical Geology 9, p. 257-273. 1972.

STAL, L. J. *Microbial mats and stromatolites*. In: Whitton, B.A., Potts, M. (Eds.), *The Ecology of Cyanobacteria. Their Diversity in Time and Space*. Kluwer, Dordrecht. 2000.

STAL, L. J. *Microphytobenthos, their extracellular polymeric substances and the morphogenesis of intertidal sediments*. Geomicrobiology Journal 20, p. 463-478. 2003.

STOODLEY, P. et al. *Biofilms as complex differentiated communities*. Annual Review of Microbiology, 56, p. 187-209. 2002.

SUMMONS, R. E. et al. *Molecular fossils for cyanobacteria recording a geological history of oxygenic photosynthesis*. Nature 400, p. 554–557. 1999.

TAKAHASHI, Y. *Sorption of rare earth elements by Bacillus subtilis*. Geochimica et Cosmochimica. Acta 67 (Supl.1), 475. 2003.

TALBOT, M. R. *A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates*. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), v. 80, p. 261-279. 1990,

TALBOT, M. R.; ALLEN, P.A. *Lakes*. In: Reading, H. G. (ed). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. London: Blackwell Science, p. 5-36. 1996.

TANAKA, T. et al. *Adsorption of rare earth elements onto bacterial cell walls and its implication for REE sorption onto natural microbial mats*. Chemical Geology 219, p. 53–67. 2005.

THOMPSON, J. B.; FERRIS, F.G. *Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water*. Geology 18, 995–998. 1990.

TISSOT, B. P.; WELT, D. H. *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin: Springer-Verlag, 699 p. 1984

TRIBOVILLARD, N. P. *Cyanobacterially generated peloids in laminated, organic-matter rich, limestones: An unobtrusive presence*. Terra Nova 10: 126–130. 1998.

TRICHET, J. et al. *Christmas Islands lagoonal lakes, models for the deposition of carbonate–evaporite–organic laminated sediments*. Sedimentary Geology 140, 177–189. 2001.

TRICHET, J.; DÉFARGE, C. *Non-biologically supported organomineralization*. Bulletin de l'Institut Océanographique, 14, 203-236. 1995.

TYSON, R. V. *Palynofacies Analysis*. In: JENKIN, D. J. (ed) *Applied Micropaleontology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 153-191. 1993.

TYSON, R. V. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman e Hall. London. 1995.

VASCONCELOS, C. et al. *Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics?* *Sedimentary Geology* 185, 175–183. 2006.

VISSCHER, P. T.; REID, R. P.; BEBOUT, B. M. *Microscale observations of sulfate reduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites*. *Geology* 28, 919–922. 2000.

WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (eds.). *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Canadá. 1992.

WALTER, M. R.; HEYS, G. R. *Links between the rise of Metazoa and the decline of stromatolites*. *Precambrian Research*, 29: 149–174. 1985.

WENZ, S.; BRITO, P. M. *L'ichthyofaune des nodules fossilifères de la chapada do Araripe (NE du Brésil)*. Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1, Crato, Atlas, DNPM/ URCA/SBP: 337-349. 1990.

ZALESSKY, M. D. *On marine sapropelite of Silurian age, formed by blue-green alga [in Russian]*. *Izvestiâ Imperatorskoj Akademii Nauk (IV)* 1: 3–18. 1917.