



UFRJ

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E PALEOAMBIENTAL DE  
ESTROMATÓLITOS DA FORMAÇÃO CODÓ (APTIANO, BACIA DO PARNAÍBA)**

**Ana Paula Pires Coura**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientador:

Leonardo Borghi

Ana Paula Pires Coura

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E PALEOAMBIENTAL DE ESTROMATÓLITOS  
DA FORMAÇÃO CODÓ (APTIANO, BACIA DO PARNAÍBA)

Ana Paula Pires Coura

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Aprovada em: 30 de setembro de 2011.

Por:

---

Presidente: Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos, UFRJ

---

Dra. Jane Nobre Lopes, CPRM

---

Dr. Mauro Becker, Petrobras

COURA, Ana Paula Pires Coura

**Caracterização faciológica e paleoambiental de estromatólitos da Formação Codó (Aptiano, bacia do Parnaíba)/ Ana Paula Pires Coura - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2011.**

xviii, 95 f., anexo; 30cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2011.

Orientador: Leonardo Borghi

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Dissertação de Mestrado. I. Leonardo, Borghi. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Caracterização faciológica e paleoambiental de estromatólitos da Formação Codó (Aptiano, bacia do Parnaíba).

Dedico este trabalho ao meu noivo, Carlos, pela compreensão da falta de tempo e aos meus sobrinhos Henrique, Gabriel e Marcelo para que eles cresçam sempre interessados em conhecimento.

## SUMÁRIO

|   |       |
|---|-------|
| AGRADECIMENTOS .....  | viii  |
| RESUMO .....  | ix    |
| ABSTRACT .....  | x     |
| LISTA DE FIGURAS .....  | ix    |
| LISTA DE TABELAS .....  | xvii  |
| LISTA DE QUADROS .....  | xviii |
| 1 INTRODUÇÃO .....  | 1     |
| 2 MATERIAL E MÉTODOS .....  | 2     |
| 3 CONTEXTO GEOLÓGICO .....  | 6     |
| 3.1 A bacia do Parnaíba .....                                     | 6     |
| 3.2 Sequência Cretácica .....                                     | 10    |
| 3.3 Formação Codó .....   | 11    |
| 3.3.1 Características Litoestratigráficas .....                   | 11    |
| 3.3.2 Fácies sedimentares e sistemas deposicionais .....          | 12    |
| 3.3.3 Idades, fósseis e paleoambientes .....                      | 20    |
| 4 ESTROMATÓLITO .....   | 22    |
| 4.1 Esteiras microbiais .....                                     | 24    |
| 4.2 Mecanismos formadores de estromatólitos .....                 | 27    |
| 4.3 Morfologia: aspectos biológicos vs. aspectos ambientais ..... | 31    |
| 4.4 Classificação dos estromatólitos .....                        | 34    |
| 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....                                    | 43    |
| 5.1 Organização espacial dos Microbialitos .....                  | 44    |
| 5.1.1 O problema da escala na análise de fácies microbiais .....  | 44    |
| 5.1.2 Geobiarquitetura (GBA) .....                                | 47    |
| 5.2 Bioermas e biostromas (elementos GBA) .....                   | 50    |
| 5.3 Fácies sedimentares .....                                     | 53    |
| 5.3.1 Fácies Ep – Estromatólito planar-pseudocolunar .....        | 55    |
| 5.3.2 Fácies Ecv – Estromatólito com laminação convexa .....      | 60    |
| 5.3.3 Fácies Ecn – Estromatólitos de laminação cônica .....       | 66    |
| 5.3.4 Fácies Ed – Estromatólito deformado .....                   | 68    |
| 5.3.5 Fácies F – Folhelho .....                                   | 73    |
| 5.3.6 Fácies Ba – Brecha arenosa .....                            | 77    |
| 5.3.7 Fácies Bi – Brecha intraformacional .....                   | 80    |
| 5.3.8 Fácies Ab – Arenito bioturbado .....                        | 81    |
| 5.3.9 Fácies C – Conglomerado .....                               | 82    |
| 5.4 Análise isótopos $\delta C^{13}$ e $\delta O^{18}$ .....      | 82    |
| 5.5 Discussão Paleoambiental .....                                | 84    |
| 6 Conclusões .....  | 86    |
| Referências Bibliográficas .....                                  | 87    |

## AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador professor Leonardo Borghi pela ajuda fundamental para a finalização desta dissertação.

Aos meus gerentes na Petrobras, Jonilton Pessoa e Desidério Pires pela liberação das horas necessárias para o término desta dissertação. e ao ex-gerente Ricardo Defeo pelo incentivo desde o início.

Ao geólogo Alexandre B. L. de Paula Freitas pelo auxílio na coleta das amostras.

Ao LAFO (Laboratório de Palinofácies e Fácies orgânicas) do Departamento de Geologia IGEO-UFRJ, pelas análises de COT.

Ao Professor Dr. Marcelo de Araujo Carvalho, do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, UFRJ, na preparação das amostras e leitura das lâminas palinológicas.

Ao Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da Faculdade de geologia da Uerj pelo estudo de isótopos.

Ao CETEM pela realização da análise de DRX.

Aos colegas do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) do Departamento de Geologia – IGEO – UFRJ, pelas discussões e, em especial ao colega geólogo João Paulo Barros e Tiago Gonçalves Carelli.

## RESUMO

COURA, Ana Paula Pires. **CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E PALEOAMBIENTAL DE ESTROMATÓLITOS DA FORMAÇÃO CODÓ (APTIANO, BACIA DO PARNAÍBA)**. Rio de Janeiro, 2011. xvii, 95f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

As recentes descobertas gigantes de hidrocarbonetos nas bacias da margem sudeste brasileira em depósitos de microbialitos carbonáticos do Aptiano vêm despertando um crescente interesse no entendimento de estromatólitos. A Formação Codó apresenta-se como um importante estudo de caso, uma vez que registra, no mesmo intervalo de tempo, um sistema lacustre hipersalino na bacia do Parnaíba potencialmente análogo. O presente estudo propõe uma abordagem faciológica, inédita, de tais microbialitos, permitindo uma discussão paleoambiental do sistema lacustre sugerido pela literatura. Propõem-se como fácies estromatolíticas *uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela unidade, morfotipo e microestrutura microbiais*. A essa definição podem ainda ser utilizados outros atributos como litologia (mineralogia), cor, fósseis associados e trama (organização espacial). Foram descritas, nas escalas macro- e microscópicas, quatro fácies estromatolíticas, compostas mineralogicamente por calcita. A partir dessas fácies foi possível interpretar, além dos parâmetros ambientais como salinidade, energia, estabilidade do substrato e lâmina d'água, distintamente a sismicidade como um importante mecanismo condicionante para a configuração das fácies estromatolíticas. Cinco outras fácies associadas aos estromatólitos também foram descritas. Análises de (DRX) mostraram que a sucessão de folhelhos é composta, mineralogicamente, pela predominância do grupo das montmorilonitas, com aporte de diferentes micas como muscovita, vermiculita e, minoritariamente, biotita. Os eventos diagenéticos foram melhor identificados através do uso da técnica de epifluorescência, que se mostrou bastante eficaz na identificação da textura pretérita da rocha. Outras técnicas utilizadas são: (a) análise de COT dos folhelhos (1,65 e 6,4%), considerados relativamente baixos para a Formação Codó (até 30%); (b) análise de palinofácies, que revela a predominância de matéria orgânica amorfa e raras ocorrências do pólen *Classopollis classoides* nos folhelhos, indicando deposição em ambiente de baixa energia, hipersalino confinado com baixa oxigenação e com aporte de matéria lenhosa de uma área fonte próxima, sob clima semi-árido/ árido; e (c) isótopos de  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$  sugerem eodiagênese meteórica para as fácies estromatolíticas. Todas essas análises corroboram conclusões faciológicas e apontam para mudanças na evolução tectônica do lago gerando uma sequência de raseamento e tendência a exposição.

Palavras-chave: microbialitos, estromatólitos, Formação Codó

## ABSTRACT

COURA, Ana Paula Pires Coura. **Caracterização faciológica e paleoambiental de estromatólitos da Formação Codó (Aptiano, bacia do Parnaíba)** [*Characterization of faciologic and paleoenvironment stromatolites of Codo Formation, (Aptian Parnaíba basin)*] Rio de Janeiro, 2011. xvii, 95f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

The recent giant hydrocarbon discoveries in carbonatic microbial from the Aptian at the the southeast Brazilian Margin basins has increasing the interesting for stromatolites in such a environments. The Codó Formation, at the Parnaíba Basin, is an interesting case study that registers the occurrence of one hypersaline lake depositional system, analogous and at the same interval of those basins. The current study proposes an original, unpublished, faciological approach of the microbialites, allowing a paleoenvironmental discussion of the lacustrine system suggested by the regional studies of Codó Formation. The stromatolitic facies are described as *a sediment or sedimentary rock body characterized and distinguished from the other facies by microbial unit, morphotype and micro-structures*. To this definition it is possible to add other attributes as lithology (mineralogy), color, fossils and fabric. Four stromatolitic facies were described, considering macroscopic and microscopic aspects. All of these facies are composed by calcite as showed by the X-ray difratometry analysis (DRX). Seismicity, together with environmental parameters as salinity, energy, substratum stability and water level, are the control mechanisms for the stromatolitic facies. Five associated facies were described. DRX analysis show the predominance of clays from the montmorillonite group associated with muscovite, vermiculite and, secondarily, biotite. The diagenetic events were better analyzed by the use of the epifluorescence that emphasized the original rock framework. Other techniques are: (a) TOC analysis of shales indicate rates of 1.65 to 6.4%, low values if compared to the Codó Formation ratios (up to 30%); (b) palinofacies studies that revel the predominance of amorphous organic matter and rare occurrence of pollen of *Classopollis classoides* in the shales, that indicates a deposition confined environment with low energy, hypersaline with low oxygen and woody material in a semi-arid to arid climate; (c)  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$  isotopes suggest meteoric eodiagenesis for the stromatolitic facies at Codó Formation in other regions in the Basin, suggesting a restricted environment for the lake evolution. All analysis corroborate faciological conclusions and indicate tectonic changes in the lake evolution from a shallowing to exposition.

Key-Words: microbial, stromatolites, Codó.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa de localização do afloramento estudado (marcador amarelo, coordenadas UTM 224533.38 E e 9383051.37m S; altitude= 110m) ao sul da Cidade de Imperatriz (ponto vermelho), com elementos de acesso ao afloramento. (Fonte: Google Earth, acesso em jul.2011) ..... 2
- Figura 2** – Visão parcial do afloramento às margens do rio Tocantins (ao fundo). Notar a presença de bioermas (setas vermelhas) sobre um biostroma (seta azul) ..... 3
- Figura 3** – Seção estratigráfica descritas no afloramento estudado. (A) Parte SW do afloramento, contendo os bioermas Bh1 e Bh2 e u biostroma (Bs). Do lado esquerdo, um perfil estratigráfico síntese do afloramento. (B) Parte NE do afloramento estudado, contendo os bioermas Bh3 e Bh4 e, em continuidade, o biostroma (Bs) ..... 4
- Figura 4** – Esboço geológico da bacia do Parnaíba onde se observa a Formação Codó em verde escuro, estendendo-se num cinturão aproximado leste-oeste. (Fonte: ANP, <http://www.bdep.gov.br>, jul.2011) . ..... 6
- Figura 5** - Limites geológicos da bacia do Parnaíba (SANTOS e CARVALHO, 2009) ..... 7
- Figura 6** – Diagrama estratigráfico da bacia do Parnaíba (VAZ et al., 2007). Em destaque (azul) a Sequência Cretácica e suas respectivas formações ..... 9
- Figura 7** – Mapa de isópacas da Formação Codó inferior construído por Fernandes e Della Piazza (1978). As maiores espessuras estão no norte da bacia e as porções expostas ocorrem associadas aos rios. Este intervalo compreende o afloramento aqui estudado ..... 11
- Figura 8** – Mapa com a localização dos dois polos de concentração do estudo da Formação Codó (PAZ e ROSSETTI, 2005). Nota-se que essa concentração ocorre pela presença de pedreiras de gesso e calcário (A-H) que fornece importantes exposições, porém viciadas na abrangência estratigráfica ..... 12
- Figura 9** – Correlação entre os poços (2-IZ-1-MA, 2-SL-1-MA, 2-PM-1-MA, PAF-3-MA e 2-CO-1-MA), atravessando a bacia aproximadamente SW-NE (FERNANDES & DELLA PIAZZA, 1978). Os autores dividem a Formação Codó em três intervalos informais com diferentes paleoambientes deposicionais: “Inferior”, lagunar/ marinho restrito; “Médio”, flúvio-deltaico; e “Superior”, lacustre. O poço 2-IZ-1-MA é o que mais se aproxima da área de estudo ..... 13
- Figura 10** – Sumário das fácies sedimentares descritas na Formação Codó de acordo com a associação de fácies estabelecidas e sua abundância de acordo com a largura de cada linha, segundo Paz e Rossetti (2005) ..... 15

- Figura 11** – Diagrama da distribuição de fácies e o modelo deposicional proposto para a Formação Codó segundo Paz *et al.* (2005) ..... 16
- Figura 12** – Correlação estratigráfica entre os poços estudados por Mendes (2007). Notar que entre as sequências 1 e 2 ocorre uma discordância de caráter tectônico (limite de sequência-LS2) ocasionando uma regressão forçada que depositou fácies conglomeráticas e areníticas erodindo os depósitos carbonáticos e evaporíticos subjacentes e em seguida a retomada do desenvolvimento de um sistema lacustre ..... 17
- Figura 13** – Ilustração da fácies Bls (boundstone laminado estromatolítico) descrita por Rossetti *et al.* (2004), que ocorre próximo à região de Grajaú (MA), como um estromatólito domal, originado a partir da liberação de gases que serviram de nutrientes para as bactérias sulfatorredutoras ..... 19
- Figura 14** – O gráfico acima mostra a abundância relativa de estromatólitos ao longo do tempo geológico. A ocorrência dessas estruturas é notada desde o início do registro geológico, com pico de abundância entre 1,5 Ga e 0,5 Ga (STAL, 2000) ..... 23
- Figura 15** – Estratificação ecológica de uma esteira microbial, mostrada pela variação de cores, em função de pigmentações das diversas comunidades microbiais (escala em centímetros) (Fonte: <http://www.textbookofbacteriology.net>, acessado em jul.2011) ..... 26
- Figura 16** – Diagrama esquemático das variações da morfologia dos estromatólitos relacionadas a ação de onda e escavação pela maré, de acordo com a observação dos estromatólitos em Shark Bay, Austrália. (A) Formas colunares discretas ocorrem em regiões totalmente expostas às ondas. O relevo da coluna é proporcional a intensidade da ação das ondas. (B) As colunas alongadas desenvolvem-se paralelas à direção de ataque das ondas e em regiões de golfo menos expostas, mas ainda na região mais proximal. (C) Estruturas em ponte e escavadas, com pequenos relevos e desenvolvidos em embaiamentos completamente protegidos da ação de ondas. (D) Formas estratiformes ocorrem com relevo de menos alguns milímetros aparecendo em porções completamente protegidas da ação de ondas. (WRIGHT, 1984) ..... 32
- Figura 17** – A Figura acima ilustra a interpretação de Andres e Reid (2006) para os estromatólitos de Highborne Cay (Bahamas), onde o morfotipo do estromatólito é diretamente ligado aos fatores ambientais. (A) Morfotipo colunar em ambientes mais profundos e com menor ação de ondas e (B) morfotipo em ponte, em ambientes com maior energia e mais rasos ..... 33
- Figura 18** – Seções morfológicas de alguns táxons de estromatólitos estratigraficamente importantes no Proterozoico (SRIVASTAVA, 2010) ..... 35
- Figura 19** – Esquema ilustrativo dos critérios propostos por Preiss (1972) para uma classificação perográfica ..... 36
- Figura 20** – Diagrama de classificação de microbialitos de Schimid (1996), enfatizando a microestrutura (LEINFELDER e RAABEN, 2000) ..... 37

- Figura 21** – Esquema adaptado para as classificações de texturas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971) com ênfase da segunda para as texturas equivalentes ao boundstone do primeiro. (<http://www.beg.utexas.edu/lmod/IOL-CM01/cm01-step03.htm>, acessado em ago.2011) ..... 38
- Figura 22** – Exemplos da classificação de Logan *et al.* (1964). (a) Hemiesferoides lateralmente ligados (LLH) nos modos C (fechado) e S (espaçado) e (b) hemisferóides empilhados (SH) nos modos C (constante) e V (variada) ..... 40
- Figura 23** – Esquema de Altermann (2008) baseado em Walter (1972) diferenciando em quatro formas básicas de ocorrência de estromatólitos e suas estruturas internas ..... 42
- Figura 24** – Conglomerado sobre os estromatólitos estudados. A presença do conglomerado marca a discordância nomeada por Mendes (2007) de Limite de Sequência 2 (LS2). (Espessura dos conglomerados ~ 50 cm) ..... 43
- Figura 25** – Modelo conceitual ilustrando a influência microbial e a dos processos físicos do ambiente na formação de estromatólitos nas escalas "micro" (comunidade microbial), "meso" (laminação) e "macro" (forma ou morfologia). Note que a escala microscópica é mais influenciada pela ação microbial do que a escala macro que sofre mais interferência do meio físico. (ANDRES e REID, 2006) ..... 45
- Figura 26** – Ilustração esquemática das quatro escalas de investigação dos microbialitos. A macroestrutura representa a natureza física do depósito; a macroestrutura é descrita pela forma de cada elemento; a mesoestrutura descreve as texturas internas de cada elemento; e a microestrutura, que é caracterizada apenas do ponto de vista petrográfico (GREY, 1989, *apud* SHAPIRO, 2000) ..... 46
- Figura 27** – Ilustração esquemática da escala de observação e dos componentes descritos para a Geobiarquitetura (GBA) ..... 47
- Figura 28** – Corte vertical do estromatólito tipo domal da Lagoa Salgada estudado por Iespa (2010). A divisão deste em quatro microfácies permite identificar diferentes estágios de evolução deste inserido no processo evolutivo da própria lagoa. A microfácies MM1 e MM3 (seta preta) mostra estromatólito estratiforme, enquanto a microfácies MM2 apresenta textura trombolítica e a MM4 aspecto colunar e ocolítico ..... 49
- Figura 29** – Aspecto geral do afloramento estudado, apresentando a intercalação de folhelhos e biostromas e bioermas estromatolíticos. A diversificação do modo de ocorrência dos estromatólitos é interpretada como resposta à variações do meio ..... 50
- Figura 30** – Aspecto geral do biostroma (Bs) basal. Seu aspecto é de uma 'marquise' proeminente no afloramento. Podem ocorrer como corpos amalgamados e pouco espessos e variações das laminações internas ..... 51

- Figura 31** – Ilustração do bioherma Bh3 onde é possível observar sucessivas superfícies descontínuas amalgamadas. Abaixo do bioerma notar a presença do biostroma.....52
- Figura 32** – Aspecto macroscópico da fácies Ep. Estromatólito estratiforme com laminações variando de lisa para crenulada. A laminação crenulada notoriamente trunca as laminações anteriores à direita e tornando-se concordante à esquerda. Notar que a laminação torna-se difusa em algumas porções da estrutura ..... 56
- Figura 33** – Fotomicrografia da fácies Ep (luz refletida, estereomicroscópio). Notar a unidade microbial: variação entre o conjunto de lâminas claras (microesparita) e escuras (textura peloidal) e ainda uma provável textura de cianobactérias filamentosas (seta amarela) ..... 57
- Figura 34** – Fotomicrografia da fácies Ep. Observe a ocorrência de estilólitos ..... 57
- Figura 35** – Fotomicrografia da Fácies Ep (nicol cruzado). Observe a textura peloidal da fácies e microestrutura arbustiva (*shrub*) ..... 58
- Figura 36** – Fotomicrografia da fácies Ep em nicol cruzado (A) e em luz fluorescente (B). Notar que, em (A), as porções originalmente porosas os cristais de microesparita diagenética são mais bem desenvolvidos e maiores em relação ao restante da lâmina onde ocorre a textura grumosa original; e, em (B), a microesparita diagenética não fluoresce, enquanto a textura grumosa original torna-se fluorescente, isso pode dar uma ideia de porosidade original para essas rochas. A seta preta indica um possível cristal de dolomita ..... 59
- Figura 37** – Aspecto macroscópico da Fácies Ep. Observe um tronco fóssil envolvido pelo biostroma, provavelmente trazido durante uma inundação ..... 60
- Figura 38** – (A) Ilustração de estromatólito colunar da fácies Ecv, com a base interligada e diferenciação incipiente para o topo como “proto-colunas”. (B) Esquema da forma *Externia* externa Semikhatov, 1978 para uma comparação (RAABEN *et al.*, 2001) ..... 61
- Figura 39** – Aspecto macroscópico dos estromatólitos da fácies Ecv. (A) Observe as colunas isoladas, paralelas com as lâminas se tornando mais amplas para o topo e o espaço entre as colunas muito pequeno. (B) Observe, na base, laminação ampla curvada associável à forma *Collenia* sp. e, para o topo, o espaço maior entre as colunas (centimétrico), preenchido por fragmentos dos próprios estromatólitos adjacentes, associável à forma *Columnacollenia* SP ..... 62
- Figura 40** – Estromatólito da fácies Ecv com possível ramificação (ou produto da ação intempérica? ..... 63
- Figura 41** – Notar a presença de pseudomorfos de halita (silicificada) no topo do bioerma Bh4 (seta preta) ..... 63
- Figura 42** – Fotomicrografia da fácies Ecv em nicol cruzado (A) e sob luz epifluorescente (B). (A) Observe a silicificação (substituição) presente em (A) que mascara a textura original, peloidal, palimpsestica, em (B) ..... 64

**Figura 43** – Fotomicrografia do veio de quartzo tanto nicol cruzado (A) quanto em luz epifluorescente (B) na fácies Ecv. (A) Notar que sob luz polariza e nicóis cruzados, dificilmente a dolomita é distinguida junto à massa de calcita microespática e, ainda, que a calcita ocorre sobre o veio, como notado dentro do círculo vermelho. (B) Após a formação do veio de quartzo uma fase ocorreu uma fase de dolomitização (reconhecida pelos romboedros de dolomita), seguida dedolomitização e, por fim, substituição por calcita microespática. Notar o veio de quartzo em (B) não fluoresce, como ocorre com o quartzo de substituição ..... 65

**Figura 44**– Aspecto macroscópico da Fácies Ecn. Observar a evolução das lâminas convexas para lâminas cônicas. Observar, também, a alternância entre as lâminas claras (~2 cm) com lâminas escuras milimétricas ..... 67

**Figura 45** – Aspecto macroscópico em planta da Fácies Ecn. Observar a acentuação das lâminas em formas rômbricas, com um relevo destacado no topo dos bioermas Bh3 a Bh5 ..... 68

**Figura 46** – Exemplos de diferentes estruturas sinsedimentares.(A) Estrutura tipo-prato. (B) Material estromatolítico muito deformado. 1 Brecha de deslocamento evoluindo para 2, onde o material ocorreu a homogeneização do material carbonático ..... 69

**Figura 47** – Amostra macoscópica da fácies Ed. Observar a laminação convoluta e gretas preenchidas por micrita argilosa (argilominerais), ora concordante e ora discordante com a laminação. (Escala em centímetros) ..... 70

**Figura 48** – Sumário esquemático modificado de Onasch e Kahle (2002) apresentando as estruturas deformacionais encontrada por eles na área de estudo. Dentre as estruturas apresentadas, no material de trabalho foram encontradas algumas delas: C (dobramento em sedimentos inconsolidados e falhamento mostrando justaposição estruturas compressionais e extensioanis), F (homogeneização de sedimentos), G (comportamento quebradiço de camadas mais litificadas durante extensão, formando brechas de deslocamento), H (separação de camadas) ..... 71

**Figura 49** – Essa porção do bioerma apresenta dois estilos tectônicos diferentes coexistindo. Na porção frontal ocorrem dobras convolutas (seta vermelha) enquanto na porção superior existem falhas de pequeno rejeito (seta amarela) ..... 72

**Figura 50** – A linha vermelha marca uma superfície descontínua, onde abaixo o material estromatolítico sofreu forte influência da atividade sísmica deformando a estrutura (1- brecha de deslocamento e 2- homogeneização do sedimento) e acima dessa superfície os estromatólitos voltaram a crescer sem que fosse muito afetados pelo tectonismo ..... 73

**Figura 51** – Aspecto de campo da fácies F. Observe o folhelho (seta amarela) entre o biostroma (na base) e o bioerma Bh3, no topo ..... 74

**Figura 52** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, polarizada (seção polida). A coloração mais escura representa argilominerais e entremeada a calcita formada por ação bacteriana. Além de calcita também ocorre dolomita (apontada), embora mais rara ..... 75

- Figura 53** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, polarizada (seção polida). Observe a pirita framboidal no centro da imagem. Notar os grumos de calcita microspática espalhados pela amostra (G) ..... 76
- Figura 54** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, epifluorescente (seção polida). No centro da imagem um grão de quartzo sendo envelopado por biofilmes (B) produzidos por ação microbia l..... 76
- Figura 55** – Fotomicrografia de palinomorfos encontrados na fácies F. (A) Pólen da espécie *Classopollis classoides*. (B) Pólen da espécie *Araucariacites australis*, raramente presentes nas amostras. São características das chamadas ‘terras altas’ do Cretáceo. (C) Pólen de *Affropollis* sp., que são marcadores do intervalo Aptiano–Albiano, porém não muito comuns nas amostras estudadas. (D) Fitoclasto lenhoso pouco reelaborado. (E) Aspecto da matéria orgânica amorfa. (F) Raro esporo reticulado indeterminado ..... 78
- Figura 56** – Aspecto macroscópico da fácies Ba. Observe os megaclastos angulosos de estromatólito. (Escala centimétrica) ..... 79
- Figura 57** – Fotomicrografia da fácies Ba em nicois cruzados. Observe a matriz arenosa e cimento de calcita ..... 79
- Figura 58** – Aspecto geral macroscópico da fácies Bi. Notar a variedade de tamanho e a angularidade dos fragmentos de estromatólitos, o que mostra pouco transporte após a fragmentação do material ..... 80
- Figura 59** – Aspecto de campo da fácies Ab (seta amarela). Observar o aspecto maciço da fácies ..... 81
- Figura 60** – Gráfico de razão isotópica de  $O^{16/18}$  ( $\delta O^{18}$ ) e  $C^{12/13}$  ( $\delta C^{13}$ ) das amostras de estromatólito (AM1–AM4) e folhelho (RT-1–RT-4) ..... 83
- Figura 61** –Modelo esquemático sugerido para a evolução do lago a partir dos dados fornecidos na análise de fácies analisadas ..... 85

**LISTA DE TABELA**

|   |    |
|---|----|
| <b>Tabela 1</b> – Análise geoquímica do conteúdo de carbono orgânico total (COT), enxofre (S) e do resíduo insolúvel (RI) ..... | 75 |
|---|----|

## LISTA DE QUADROS

- Quadro 1** – Quadro síntese das sucessões de fácies de Mendes (2007) na Formação Codó, o qual identificou sete sucessões, dentre elas cinco terrígenas (SF1, SF2 e SF5–SF7), uma evaporítica (SF4) e uma terrígeno-evaporítica (SF3) ..... 18
- Quadro 2** – Distribuição de diferentes comunidades microbiais que podem ocorrer numa esteira estratificada e suas respectivas funções metabólicas diurnas noturnas (VISSCHER e STOLZ, 2005, modificado) ..... 27
- Quadro 3** – Escala de descrição proposta nesta dissertação ..... 46
- Quadro 4** – Quadro síntese das fácies sedimentares descritas ..... 54
- Quadro 5** – Quadro síntese da diagnose e descrição das fácies microbiais no estudo de geobiarquitectura. A maior espessura da barra cheia em vermelho salienta o atributo diagnóstico (unidade microbial); as barra cheias menos espessas salientam em importância os atributos descritivos (morfolo e microestrutura microbial); enquanto que a barra pontilhada situa as fácies microbialianas no contexto dos elementos GBA ..... 55

## 1 INTRODUÇÃO

Com as recentes descobertas de hidrocarbonetos realizadas no intervalo Alagoas (~Aptiano, Cretáceo Inferior) das bacias da margem sudeste brasileira, em reservatórios carbonáticos de origem microbial (intervalo “Pré-sal”), cresceu substancialmente o interesse por estudos sobre microbialitos e, em particular, sobre os estromatólitos.

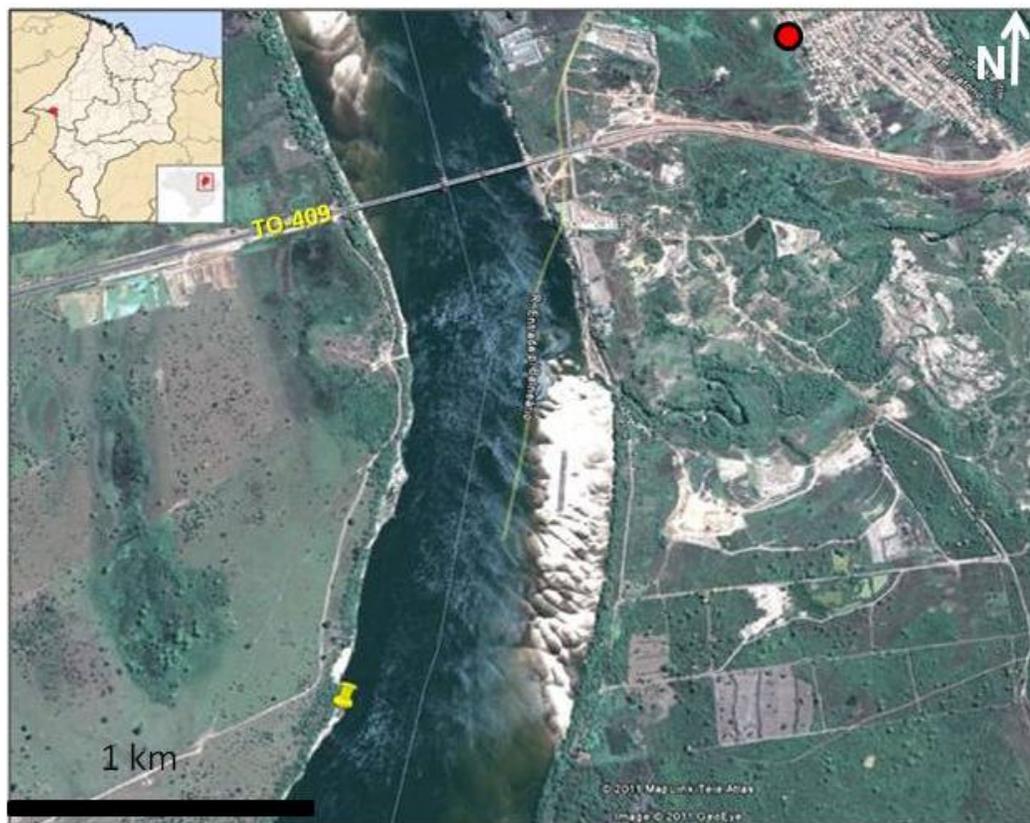
Na bacia do Parnaíba, esse intervalo correlato está registrado nos depósitos das formações Corda, Grajaú e Codó, que se incluem na Sequência Cretácea de Vaz *et al.* (2007), de idade Aptiano–Cenomaniano.

Dentre essas unidades litoestratigráficas, a Formação Codó surge como um interessante estudo de caso análogo por conter estromatólitos coevos (Aptiano) desenvolvidos em um antigo sistema lacustre hipersalino e anóxico, fechado (*q.v.* MENDES, 2007; PAZ e ROSSETTI, 2005).

Tais estromatólitos e o intervalo estratigráfico que os contêm, ainda não foram alvo de estudos sedimentológicos, mais especificamente do ponto de vista das fácies sedimentares, o que constitui no objetivo da presente dissertação, cujo fim é o de compreender seu contexto paleoambiental.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

Como material de estudo foi utilizado um afloramento na margem esquerda do rio Tocantins, Estado do Tocantins, a sudoeste da cidade de Imperatriz, no Estado do Maranhão (Figura 1)



**Figura 1** - Mapa de localização do afloramento estudado (marcador amarelo, coordenadas UTM 224533.38 E e 9383051.37m S; altitude= 110m) ao sul da cidade de Imperatriz (ponto vermelho), com elementos de acesso ao afloramento. (Fonte: Google Earth, acesso em jul.2011).

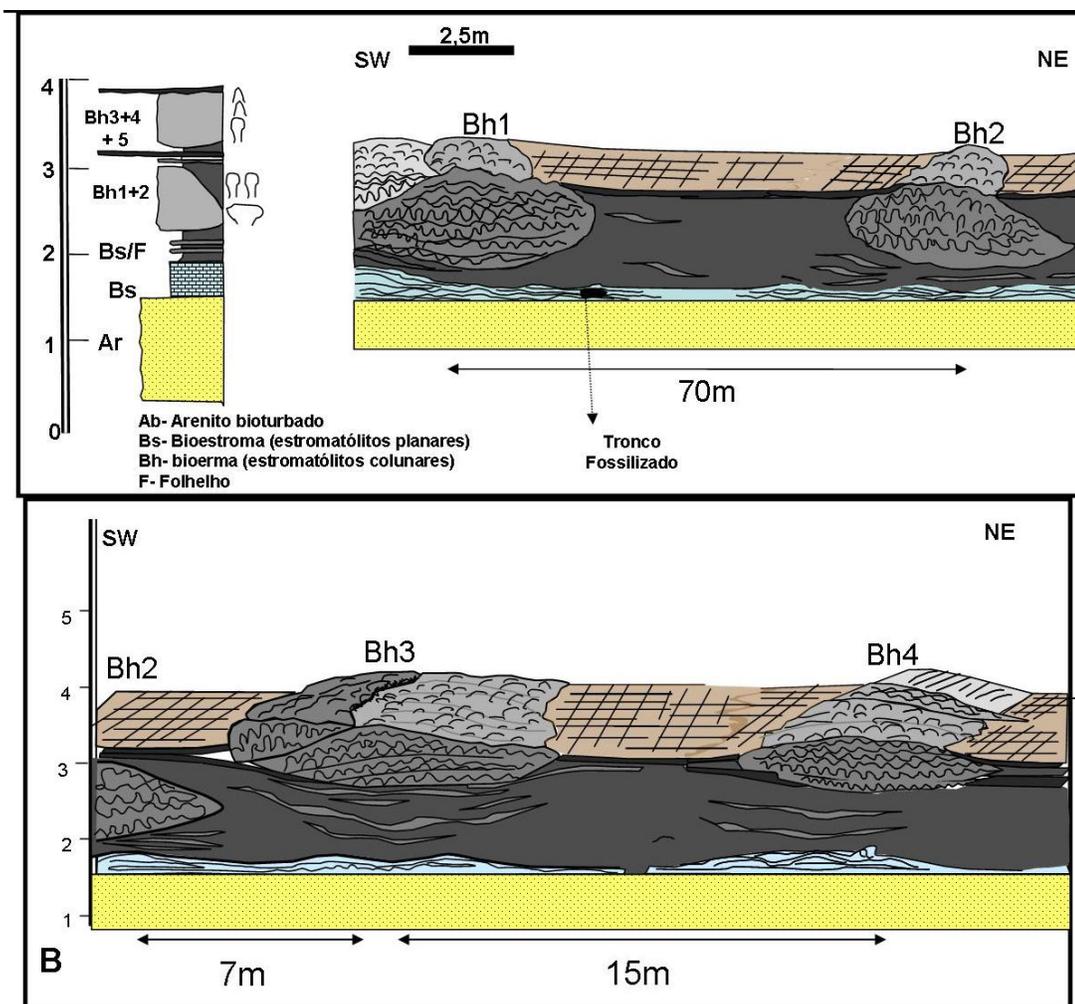
O afloramento, situado na porção noroeste da bacia do Parnaíba, é constituído por bioermas e biostromas carbonáticos estromatolíticos; atinge cerca de pouco mais de 100 metros de extensão e cerca de 4 metros de altura, e contém, intercaladas, camadas decimétricas a métricas de folhelho cinza escuro (Figuras 2 e 3A,B). Neste afloramento, foram descritos um biostroma (Bs) e cinco bioermas que estão esquematizados na Figura 3 (bioermas Bh1 a Bh5).

Para o desenvolvimento do estudo seguiram-se os seguintes passos:



**Figura 2** – Visão parcial do afloramento às margens do rio Tocantins (ao fundo). Notar a presença de bioermas (setas vermelhas) sobre um biostroma (seta azul).

- (1) descrição faciológica (macroscópica) detalhada e documentação fotográfica do afloramento *in loco*, e coleta de onze amostras representativas dos corpos estromatolíticos e quatro dos de folhelho;
- (2) observação microscópica de seções das amostras de estromatólito em estereomicroscópio (ZEISS Discovery v.12);
- (3) observação petrográfica e documentação fotomicrográfica através de microscópio de luz transmitida/polarizada (ZEISS Axioimager A.1) de quatorze lâminas delgadas dos estromatólitos, para descrição de características como composição mineralógica e microestruturas;
- (4) observação petrográfica por luz refletida e fluorescente (epifluorescência) para a descrição diagenética dos estromatólitos nas lâminas delgadas e composicional/textural em seções polidas dos folhelhos;



**Figura 3** – Seção estratigráfica descrita no afloramento estudado. (A) Parte SW do afloramento, contendo os bioermas Bh1 e Bh2 e o bioestroma (Bs). Do lado esquerdo, um perfil estratigráfico síntese do afloramento. (B) Parte NE do afloramento estudado, contendo os bioermas Bh3 e Bh4 e, em continuidade, o bioestroma (Bs).

- (5) análise em difratometria de Raios-X (DRX) de rocha-total (Bruker-D4 Endeavor) de cinco amostras selecionadas dos estromatólitos (após a caracterização petrográfica) e quatro de folhelho, para detalhamento da composição mineralógica;
- (6) análise isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Analisador Kiel IV Carbonate Device, acoplado ao Espectômetro de Razão Isotópica Delta V plus), nas mesmas amostras carbonáticas e de folhelho analisadas por DRX, para auxiliar interpretações paleoambientais;
- (7) análise geoquímica para a avaliação do carbono orgânico total (COT) das quatro amostras de folhelho, para auxiliar interpretações paleoambientais;

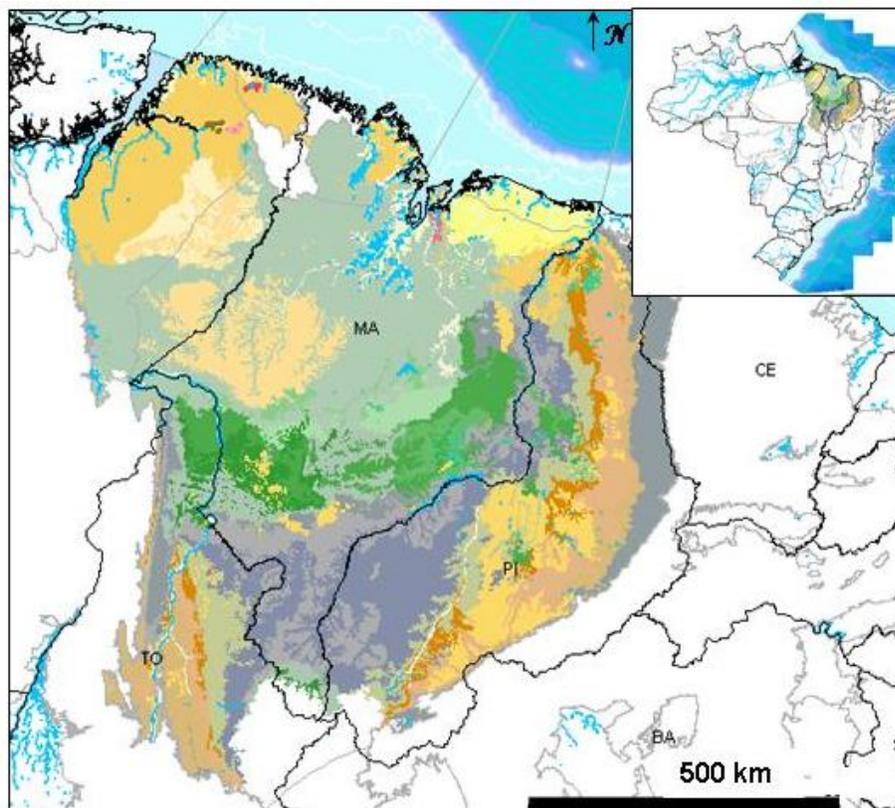
- (8) análise palinológica das amostras de folhelho, na caracterização de palinofácies, para auxiliar interpretações paleoambientais;
- (8) discussão sobre uma geomicrobiarquitetura (seção 5.1), bioermas e biostromas estromatólíticos (seção 5.2) e sobre fácies microbiais (seção 5.3)
- (9) caracterização de fácies microbiais e outras associadas (subseções 5.3.1–9); e, ao final,
- (10) discussão paleoambiental (Capítulo 6).

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1 A bacia do Parnaíba

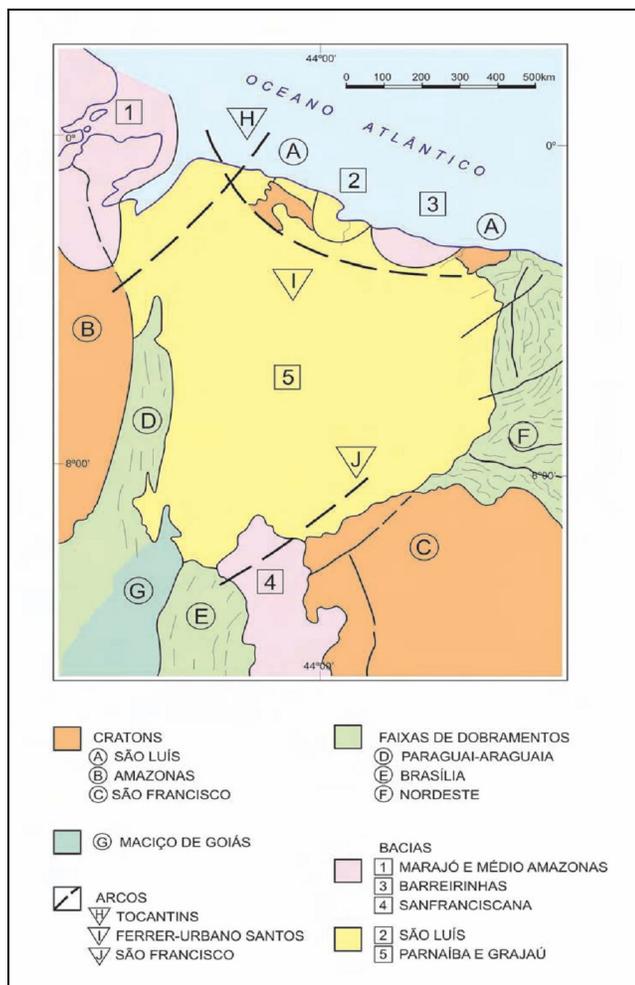
A bacia do Parnaíba começou a ser estudada a partir do início do século XX com a procura por bens minerais, como carvão, petróleo e águas subterrâneas. Classifica-se, de acordo com a classificação de Klemme, como uma bacia de interior cratônico (cf. GABAGLIA e FIGUEIREDO, 1990).

Situa-se nas regiões Norte e Nordeste do país abrangendo quase todos os estados do Piauí e do Maranhão e parte dos estados do Ceará, Goiás, Tocantins e Bahia, numa área de aproximadamente 600 000 km<sup>2</sup> (Figura 4). No depocentro, o empilhamento sedimentar alcança uma espessura aproximada de 3500 metros, sendo, principalmente, rochas do Paleozoico, porém compreendendo rochas do Mesozóico.



**Figura 4** – Esboço geológico da bacia do Parnaíba onde se observa a Formação Codó em verde escuro, estendendo-se num cinturão aproximad Leste-Oeste. (Fonte: ANP, <http://www.bdep.gov.br>, jul.2011).

A bacia é limitada a noroeste pelo Arco de Tocantins, que a separa das bacias de Marajó e Médio Amazonas; a norte, pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, das bacias cretáceas costeiras de São Luís e Barreirinhas; e a sul, da bacia Sanfranciscana, pelo Arco de São Francisco (Figura 5). Está posicionada entre as faixas de dobramento dos crátons Amazônico, São Luís e São Francisco.



**Figura 5** - Limites geológicos da bacia do Parnaíba (SANTOS e CARVALHO, 2009).

Alguns autores utilizam a terminologia Província Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte (cf. GÓES, 1995; GÓES e COIMBRA, 1996; SILVA *et al.*, 2003) como equivalente à unidade geotectônica da bacia do Parnaíba. Esta diferenciação ocorre, pois os autores consideram que a evolução tectonossedimentar deu-se de maneira policíclica, compartimentando a bacia com gênese, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintas e subdividem-na em diferentes compartimentos geotectônicos, tais como as bacias do Parnaíba, das Alpercatas, do Grajaú e do Espigão-Mestre (cf. GÓES, 1995).

Rossetti *et al.* (2001), identificando semelhanças na evolução tectônica e sedimentar das bacias de São Luís e Grajaú, adotam a terminação "bacia de São Luís-Grajaú" para a porção de sedimentação cretácea.

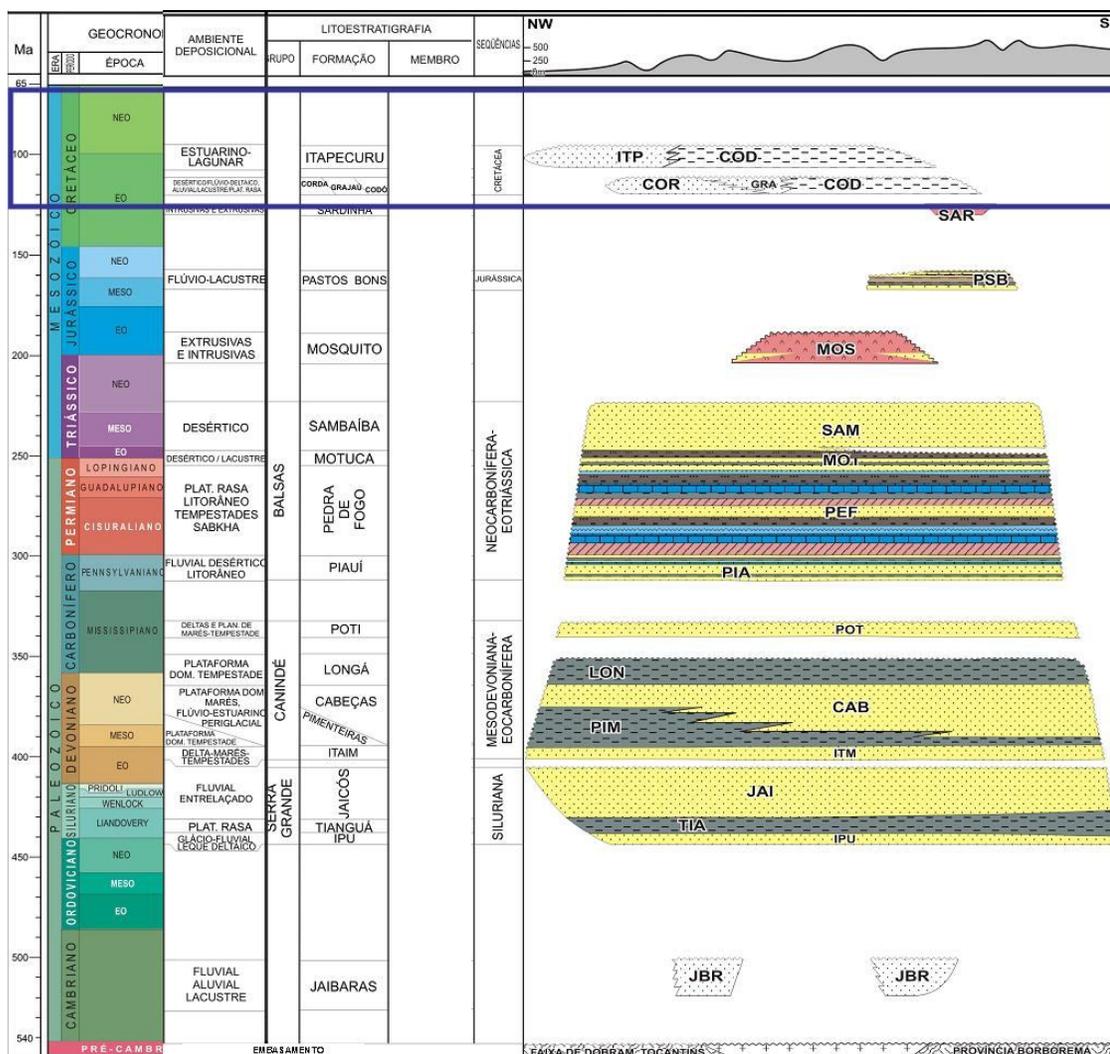
Esta dissertação segue a definição de Góes e Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007), na qual todas as sequências compreendem a evolução da bacia do Parnaíba. Neste caso, os autores entendem que, durante o Cretáceo, houve uma mudança no depocentro da bacia, deslocando-se da porção central para a porção norte e noroeste da bacia, como reflexo dos eventos tectônicos que resultaram na abertura do oceano Atlântico Sul.

O preenchimento da bacia dá-se por sedimentos predominantemente siliciclásticos e, subordinadamente, calcários e evaporitos, depositados desde o Ordoviciano até o Eocretáceo, e por rochas intrusivas e extrusivas do Triássico/Jurássico e do Cretáceo. Na mais recente revisão estratigráfica (VAZ *et al.*, 2007) a bacia foi dividida em quatro "grupos" (Figura 6), que excluem a Formação Pastos Bons (Jurássico):

- (1) Grupo Serra Grande, composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaiacós, equivalente Sequência Siluriana (*sensu* GÓES e FEIJÓ, 1994);
- (2) Grupo Canindé, composto pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, compreendido pela Sequência Devoniana (*sensu* GÓES e FEIJÓ, 1994) ou Sequência Mesodevoniana–Eocarbonífera (*sensu* VAZ *et al.*, 2007);
- (3) Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, equivalente à Sequência Carbonífero–Triássica (*sensu* GÓES e FEIJÓ, 1994) ou à Sequência Neocarbonífera–Eotriássica (*sensu* VAZ *et al.*, 2007); e
- (4) um intervalo composto pelas formações Corda, Codó, Grajaú e Itapecuru, equivalente à Sequência Cretácea (*sensu* VAZ *et al.*, 2007), sem grupo denominado.

A bacia sempre foi alvo de campanhas de pesquisa para recursos hídricos e energéticos (petróleo e carvão) como as realizada pelo CPRM, DNPM e universidades (UFRJ, USP, UERJ e UFPE) e, principalmente, por empresas de prospecção de petróleo.

Os primeiros trabalhos na bacia com objetivo de explorar hidrocarbonetos foram realizados na década de 1950 pelo então Conselho Nacional de Petróleo. Nessa mesma década, os trabalhos de pesquisa entraram numa nova fase com a criação da Petrobras, que realizou mapeamento geológico, interpretação fotogeológica, gravimetria, levantamentos sísmicos e perfuração de poços exploratórios, cujos esforços exploratórios perduraram até a década de 1980 (*q.v.* GÓES *et al.*, 1990).



**Figura 6** – Diagrama estratigráfico da bacia do Parnaíba (VAZ et al., 2007). Em destaque (azul) a Sequência Cretácica e suas respectivas formações.

Atualmente existem 10 blocos licenciados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), em concessão exploratória na bacia. As recentes descobertas de acumulações comerciais de gás, anunciadas em 2010, em reservatórios do Devoniano, sob operação da OGX Maranhão S.A., através dos poços OGX-16 (Capinzal do Norte, MA) e OGX-22 (Santo Antônio dos Lopes, MA), ambos no bloco exploratório PN-T-68 da ANP, trouxe um forte estímulo para a aquisição de novos dados na bacia. Tais acumulações eram conhecidas por indícios subcomerciais obtidos pela Petrobras na década de 1980 no poço 2-CP-1-MA (Capinzal), além de outros não comerciais (1-FL-1-PI e 1-TB-2-MA).

### 3.2 Sequência Cretácea

Após o fim da deposição dos sedimentos na Sequência Jurássica (Formação Pastos Bons), a sedimentação da bacia foi sendo retomada, dando origem à Sequência Cretácea (*sensu* VAZ *et al.*, 2007), que corresponde aos depósitos das formações Corda, Codó, Grajaú e Itapecuru.

A deposição dessas formações possui sua origem relacionada ao final da Fase Rifte de abertura do Oceano Atlântico Sul (Fase Transicional ou do Golfo; ou, mais recentemente, “Pós-rifte” *sensu* PETROBRAS, 2007) e estão relacionadas com a evolução do arco Ferrer-Urbano Santos. A maior espessura da sedimentação cretácica na bacia do Parnaíba concentra-se nas porções norte e nordeste da bacia, para onde o depocentro foi deslocado nessa época (*q.v.* REZENDE e PAMPLONA, 1970; LIMA e LEITE, 1978; PETRI, 1987)

A Formação Corda é caracterizada por arenitos avermelhados e castanho-avermelhados, muito finos e médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxido de ferro e zeólitas. Possuem estratificações cruzadas de grande porte e laminações transladantes. Tais estruturas são típicas de dunas e interdunas eólicas, inseridas em um paleoambiente desértico (VAZ *et al.*, 2007), associado com sistemas flúvio-lacustres (GÓES e FEIJÓ, 1994).

A Formação Grajaú é constituída de arenitos esbranquiçados, finos a conglomeráticos, subangulosos/angulosos, mal selecionados. A presença de estratificação cruzada acanalada e marcas de carga é considerada típica. O paleoambiente interpretado é flúvio-deltaico (ARANHA *et al.*, 1990). Sua relação estratigráfica com a Formação Corda é pouco clara, porém considerada concordante.

A Formação Codó, envolvida neste estudo, será melhor tratada a seguir.

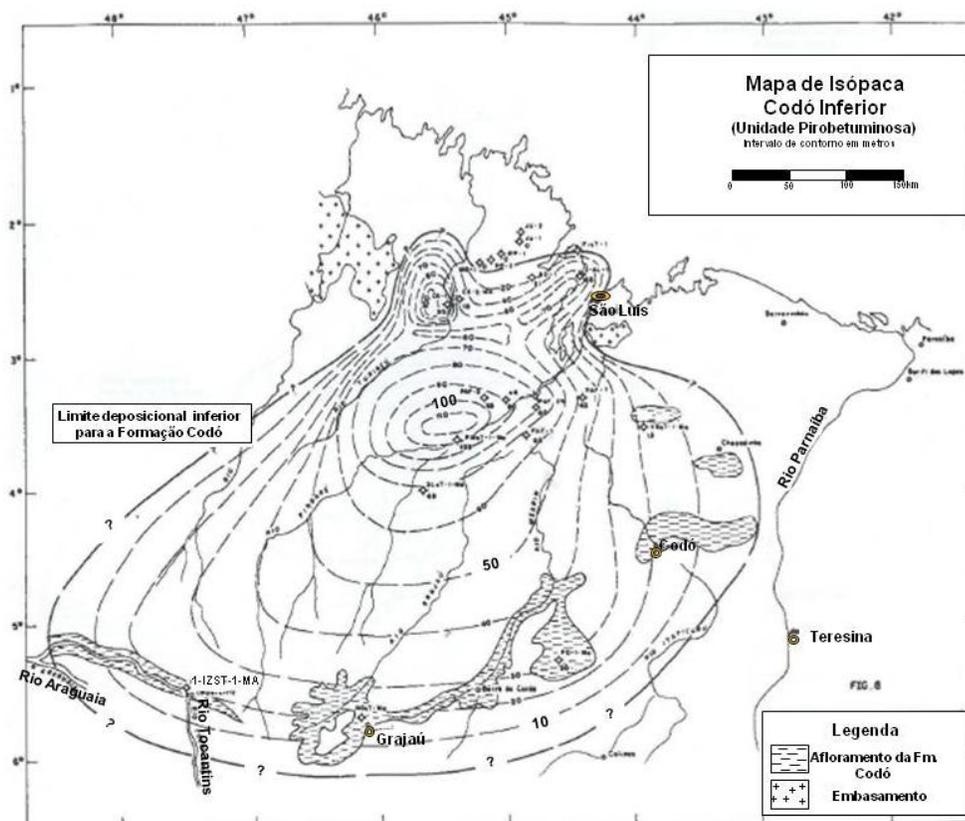
A Formação Itapecuru, que finaliza a Sequência Cretacea, está sobreposta de forma discordante às formações Grajaú e Codó. Esta é composta por arenitos avermelhados médio a grosso e argilito castanho avermelhado, proveniente de um paleoambiente ora considerado lacustre sob clima árido durante o Albiano (GÓES e FEIJÓ, 1994), ora fluvial meandrante (PESSOA, 2007).

Na bacia do Parnaíba houve dois eventos de magmatismo básico durante o Mesozoico; um durante o início Jurássico e outro, no Eocretáceo, sendo reconhecidos, respectivamente, pelas formações Mosquito e Sardinha. Em ambos os casos, encontram-se rochas intrusivas e extrusivas (VAZ *et al.*, 2007).

### 3.3 Formação Codó

#### 3.3.1 Características litoestratigráficas

Formação Codó possui uma espessura máxima aproximada de 180 metros e estende-se por cerca de 170 000 km<sup>2</sup> (LIMA, 1982). A exposição da Formação Codó dá-se de maneira restrita, sendo mais comum ocorrer nas margens dos rios que drenam o centro da bacia, desde a margem oeste, na confluência do rio Araguaia e Tocantins, até próximo à margem do rio Parnaíba, na cidade de Brejo (SANTOS e CARVALHO, 2009). O mapa de isópacas de Fernandes e Della Piazza (1978) mostra a distribuição parte inferior da Formação Codó (Formação Codó inferior) ao longo da bacia (Figura 7), que dá uma boa visão da sua distribuição espacial.



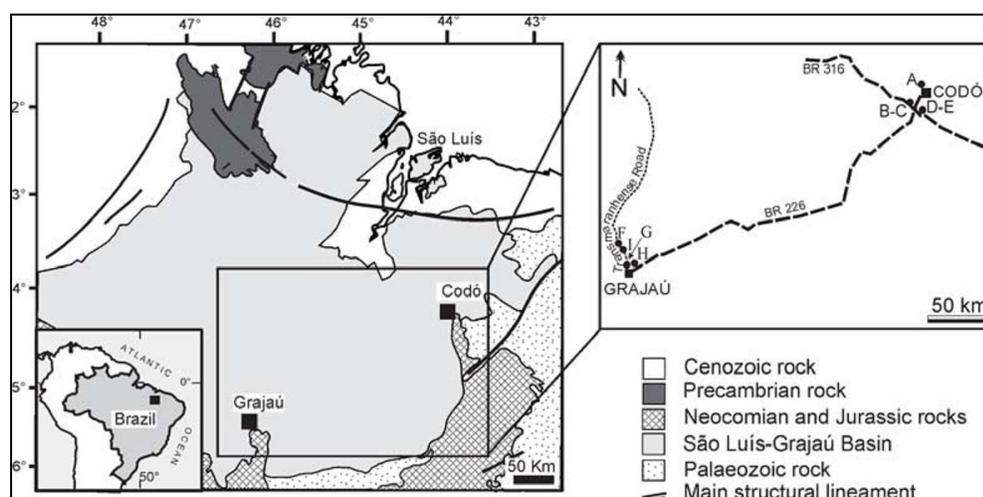
**Figura 7** – Mapa de isópacas da Formação Codó inferior construído por Fernandes e Della Piazza (1978). As maiores espessuras estão no norte da bacia e as porções expostas ocorrem associadas aos rios. Este intervalo compreende o afloramento aqui estudado.

Do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico a unidade teve seus estudos mais detalhados concentrados nas áreas próximas às cidades de Codó (e.g., ROSSETTI *et al.*,

2001; PAZ & ROSSETTI 2001), posteriormente, nas pedreiras próximas à Cidade de Grajaú (ROSSETTI *et al.*, 2004), no Estado do Maranhão (Figura 8) e, mais recentemente, em testemunhos de sondagem na região de Coelho Neto (MENDES, 2007), também neste estado.

A Formação Codó sobrepõe-se concordantemente às formações Corda e Grajaú, particularmente em contato interdigitado com esta, ou discordantemente sobre as rochas do Paleozoico e do Triássico da bacia (*q.v.* MENDES, 2005; VAZ *et al.*, 2007). O contato superior, também concordante, dá-se com a Formação Itapecuru (*q.v.* MENDES, 2005; PESSOA, 2005; VAZ *et al.*, 2007).

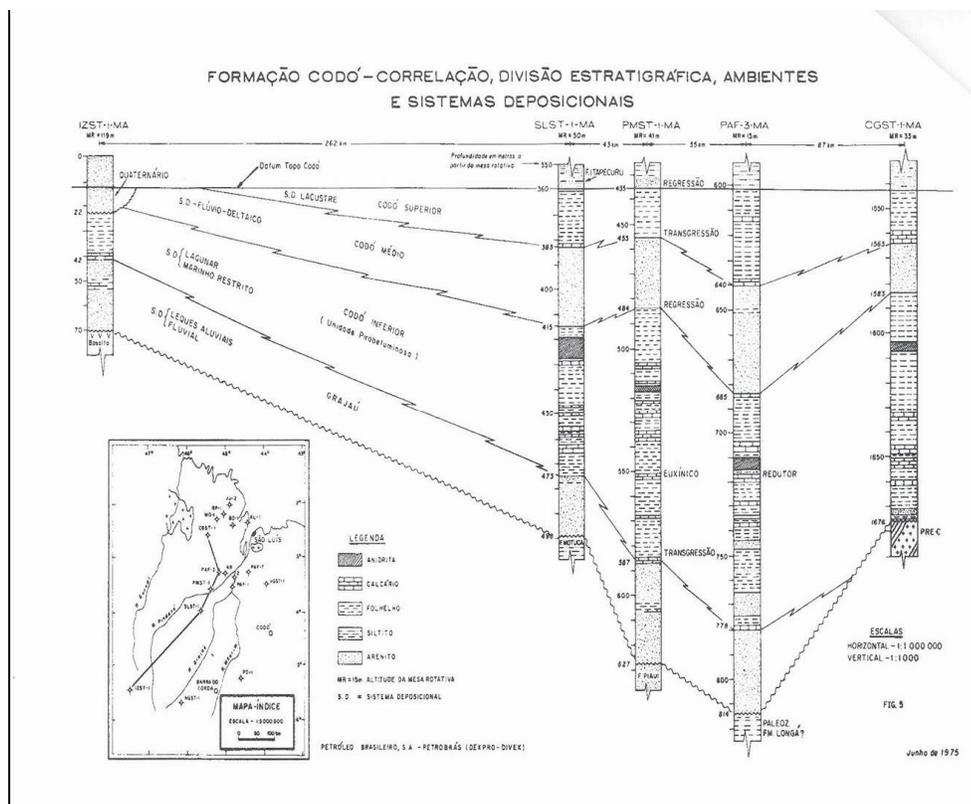
Sua deposição ocorreu em uma bacia tectonicamente subsidente durante os estágios finais do rifte que culminou na abertura do oceano Atlântico Sul e representa o único registro bem exposto desse estágio, durante o Aptiano (ROSSETTI *et al.*, 2004).



**Figura 8** – Mapa com a localização dos dois polos de concentração do estudo da Formação Codó (PAZ e ROSSETTI, 2005). Nota-se que essa concentração ocorre pela presença de pedreiras de gesso e calcário (A-H) que fornece importantes exposições, porém viciadas na abrangência estratigráfica.

### 3.3.2 Fácies sedimentares e sistemas deposicionais

Fernandes e Della Piazza (1978) correlacionaram poços estratigráficos ao longo da bacia e dividiram informalmente a Formação Codó em (i) “Inferior”, com predomínio de folhelho pirobotuminoso, depositado em um paleoambiente lagunar a marinho restrito; (ii) “Médio”, com fácies macroclásticas, interpretadas como uma regressão flúvio-deltaica; e (iii) “Superior”, composta por folhelhos acumulados em um paleoambiente lacustre (Figura 9).



**Figura 9** – Correlação entre os poços (2-IZ-1-MA, 2-SL-1-MA, 2-PM-1-MA, PAF-3-MA e 2-CO-1-MA), atravessando a bacia aproximadamente SW-NE (FERNANDES & DELLA PIAZZA, 1978). Os autores dividem a Formação Codó em três intervalos informais com diferentes paleoambientes deposicionais: “Inferior”, lagunar/ marinho restrito; “Médio”, flúvio-deltaico; e “Superior”, lacustre. O poço 2-IZ-1-MA é o que mais se aproxima da área de estudo.

Rodrigues (1995) dividiu a Formação Codó nas “sequências” ‘basal’ (evaporítica), ‘média’ (conglomerática) e ‘superior’ (arenítica), porém sem estabelecer a natureza dos limites dessas ‘sequências’. A “sequência evaporítica basal” é composta por folhelhos pretos betuminosos e calcilutitos escuros na base, recobertos por folhelhos verdes e avermelhados, recortados por veios de calcita e, no topo, contém “bancos” de gipsita nodular, branca e acinzentada. A “sequência média conglomerática” é composta em sua base por fragmentos de calcilutito, folhelhos e gipsita intercalada, sobreposta por marga acinzentada e folhelho fossilífero. Na “sequência superior”, a sedimentação clástica corresponde basicamente a arenitos quartzosos, amarelos com estratificação cruzada de ângulo baixo. Esta sucessão levou os autores a interpretar a sedimentação como em um paleoambiente marinho raso com precipitação carbonática e evaporítica em um episódio transgressivo.

Alguns trabalhos foram desenvolvidos durante a última década na tentativa de realizar uma análise faciológica detalhada da Formação Codó e diferenciar os diferentes estágios da

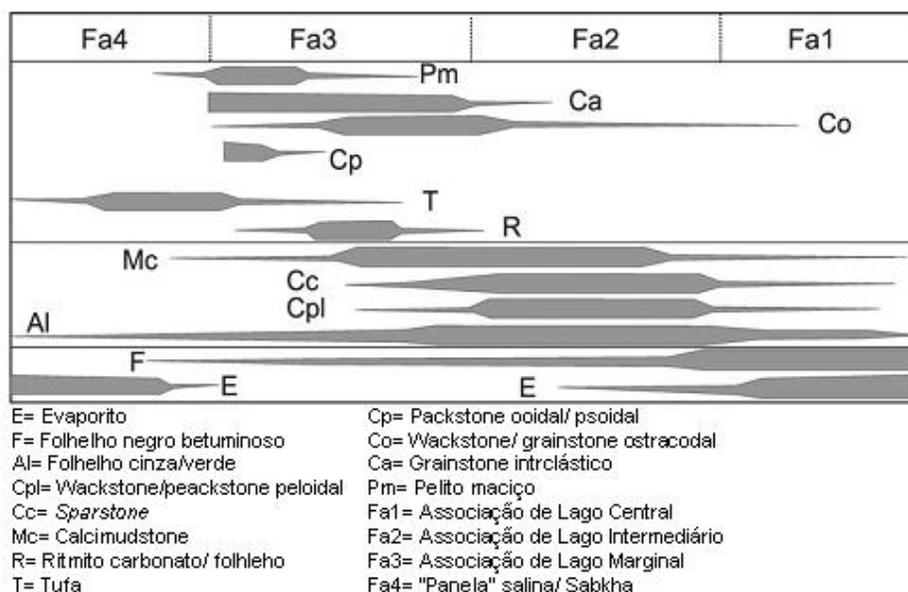
evolução de um 'paleolago' Codó (e.g., PAZ e ROSSETTI, 2001; ROSSETTI *et al.*, 2004; PAZ e ROSSETTI, 2005; MENDES e BORGHI, 2005; MENDES, 2007).

Paz e Rossetti (2001) descreveram afloramentos na borda leste da bacia e identificaram 13 fácies e agruparam-nas em três "associações", sendo (i) a "Associação de Fácies 1", interpretada como um depósito de lago central com ciclos de raseamento; (ii) a "Associação de Fácies 2", como o registro de um lago transicional com pouca influência da ação de ondas; e (iii) a "Associação de Fácies 3", sendo interpretada como depósito de lago marginal com exposição subaérea e retrabalhamento por onda.

Rossetti *et al.* (2004) estudaram alguns afloramentos da borda sudoeste da bacia e descreveram 11 fácies que foram agrupadas novamente em três "associações" denominadas de acordo com a litologia predominante em cada associação: Evaporito, Carbonato e Argilito. A "Associação Evaporito" é composta pelas fácies G1 (gipsita laminada), Gm (gipsita maciça/macronodular) e Gy (gipsarenita) e foi interpretada como um ambiente subaquoso raso e efêmero em painéis salinas marginais e *mud flats*. A "Associação Carbonato" é composta pelas fácies Mn (*mudstone* maciço), Mpl (mudstone-packstone laminado), T (tufa), Bls (boundstone laminado, estromatolítico) e B (brecha), interpretada como um ambiente subaquoso raso, de baixa energia e distante de um aporte significativo terrígenos, com exposição subaérea periódica, provavelmente nas margens de antigas painéis salinas e *mud flats*. A "Associação Argilito" é caracterizada pelas fácies Al (argilito laminado), Am (argilito maciço) e Sb (folhelho negro), interpretada como depósito de em um ambiente subaquoso de baixa energia, a partir de material terrígeno suspensão, antigas painéis salinas e *mud flats*.

Nesse mesmo trabalho, a comparação das fácies das áreas de Grajaú e Codó, revelaram algumas diferenças básicas nos sistemas deposicionais entre as duas áreas. A área de Codó mostra depósitos formados em um paleolago mais estável, bem estratificado com significativos períodos de anoxia e fechamento, onde os evaporitos foram formados quase que exclusivamente em porções centrais e mais profundas; enquanto que, na área de Grajaú, as condições do paleolago seriam "painéis" de água com melhor oxigenação, onde os evaporitos precipitaram somente na margem e ao longo de *mud flats* ao redor.

Segundo Paz e Rossetti (2005), a Formação Codó mostra evidências de ciclos de raseamento refletindo episódios de progradação, como resultado de significativas mudanças no nível do lago sugeridas como originadas por pulsos tectônicos. Os autores dividem a formação em três ciclos lacustres e quatro associações de fácies, sendo elas: lago central, lago intermediário, lago marginal e painél salina/*sabkha*, como podem ser vistos na Figura 10.

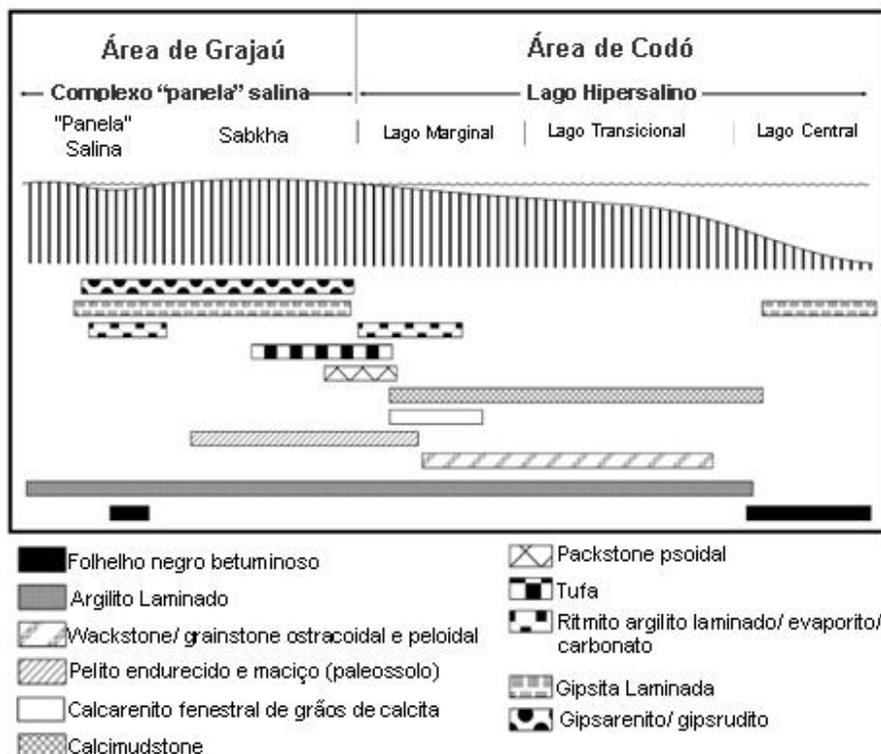


**Figura 10** – Sumário das fácies sedimentares descritas na Formação Codó de acordo com a associação de fácies estabelecidas e sua abundância de acordo com a largura de cada linha, segundo Paz e Rossetti (2005).

De maneira geral, essas associações de fácies de Paz e Rossetti (2005) são organizadas da seguinte forma (Figura 11): (i) depósito central mais profundo, com as fácies de folhelho betuminoso e evaporito formada na base dos ciclos; (ii) depósito intermediário, com depósito de argilito laminado verde, ritmito de calcilito com folhelho e calcilito a packstone peloidal; e (iii) depósito de lago marginal, com lamitos e gipsarenitos/calcarenitos com evidência de exposição subaérea, packstone/grainstone ostracoidal e oolítico/pisolítico, laminito microbial e *chert*. Nesta última associação fácies descrita sugerem-se ciclos de inundação–concentração evaporítica–dissecação em uma panela salina rodeada de planícies evaporíticas lamosas (ROSSETTI *et al.*, 2004).

Os ciclos de menor ordem estão associados a eventos sazonais, mas os ciclos de ordem intermediária ou maiores estão mais relacionados ao tectonismo do que a fatores climáticos (PAZ e ROSSETTI, 2003; PAZ, 2005).

Mendes e Borghi (2005) descreveram testemunhos de dois poços na borda leste da bacia, nos quais identificaram 12 fácies, das quais três de natureza pelítica, três psamíticas, uma psefítica, uma biogênica e quatro químicas. Essas fácies foram organizadas em seis sucessões de fácies:



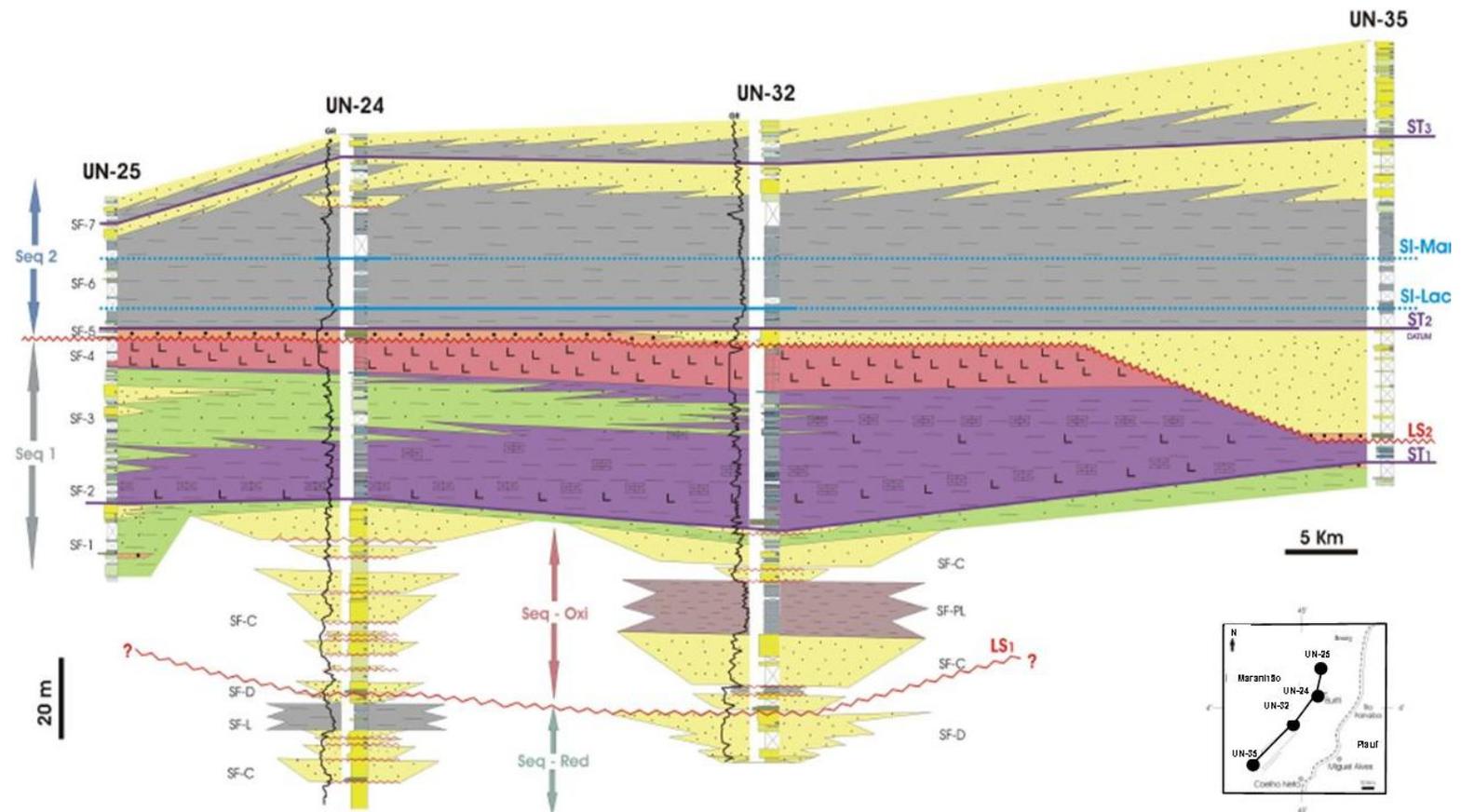
**Figura 11** – Diagrama da distribuição de fácies e o modelo deposicional proposto para a Formação Codó segundo Paz et al. (2005).

A sucessão de fácies 1 caracteriza um paleoambiente lacustre raso marginal, hipersalino e anóxico, subexposto. A sucessão de fácies 2 reflete um paleoambiente lacustre hipersalino. A sucessão de fácies 3 refere-se a um paleoambiente de *sabkha* continental. A sucessão de fácies 4 caracteriza depósitos fluviais psefíticos ou psamíticos. A sucessão de fácies 5 caracteriza um paleoambiente lacustre central. Por fim, a sucessão de fácies 6 caracterizando um paleoambiente lacustre marginal.

Mendes (2007), expandindo o trabalho de Mendes e Borghi (2005), estudou o intervalo formacional Grajaú–Codó em testemunhos de mais dois poços de sondagem na bacia (totalizando quatro poços) e dividiu a Formação Codó em sete sucessões de fácies. Estas sucessões e suas respectivas fácies estão sumarizadas no Quadro 1.

A seção estratigráfica elaborada por Mendes (2007) entre os quatro poços estudados na região da borda leste da bacia (poços 1-UN-24-PI, 1-UN-25-PI, 1-UN-32-PI e 1-UN-35-PI) mostra as sucessões de fácies, superfícies estratigráficas e tectonossequências que envolvem a Formação Codó (Figura 12). As sucessões de fácies de 1 à 4 (SF1–SF4) representam a parte inferior da formação, lacustre hipersalina, compreendendo a

## SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO APTIANO NA BACIA DO PARNAÍBA



**Figura 12** – Correlação estratigráfica entre os poços estudados por Mendes (2007). Notar que entre as sequências Seq.1 e Seq.2 ocorre uma discordância de caráter tectônico Limite de Sequência  $LS_2$  ocasionando uma regressão forçada que depositou fácies conglomeráticas e areníticas erodindo os depósitos carbonáticos e evaporíticos subjacentes e em seguida a retomada do desenvolvimento de um sistema lacustre.

Tectonossequência 1 (Seq.1); enquanto que as sucessões de fácies de 5 à 7 (SF5–SF7), parte superior, com influência marinha, compreendem a Tectonossequência 2 (Seq.2).

**Quadro 1** – *Quadro síntese das sucessões de fácies de Mendes (2007) na Formação Codó, o qual identificou sete sucessões, dentre elas cinco terrígenas (SF1, SF2 e SF5–SF7), uma evaporítica (SF4) e uma terrígeno-evaporítica (SF3).*

| CÓDIGO | DIAGNOSE   | INTERPRETAÇÃO  |
|--------|--|--|
| SF1    | Sucessão de fácies Ao-Ac-Sc-Fe em ciclos de afinamento granulométrico.                     | Passagem de um sistema fluvial (Ac) para um lacustre marginal de pequena lâmina d'água ou subexposto (Ao e Sc), hipersalino e anóxico (Fe)   |
| SF2    | Sucessão de fácies B-Fe-cL-Cs em ciclos de precipitação química mais intensa.              | Deposição de um sistema lacustre hipersalino raso (Fe) em ciclos de raseamento da lâmina d'água (B, cL e cS).  |
| SF3    | Caracteriza-se pela sucessão de fácies Fe-Cs-Sc em ciclos de engrossamento granulométrico. | Conjunto de fácies depositadas na passagem de um sistema lacustre hipersalino raso para um sistema deltaico.   |
| SF4    | Sucessão de fácies Rt-Fe-G-cL  | Sistema deposicional de <i>sabkha</i> em ciclos de raseamento para o topo até a exposição subaérea.  |
| SF5    | Sucessão autoreflexiva de camadas da fácies Ac ou C.                                       | Depósitos fluviais psefíticos ou pasamíticos, possivelmente associados a um sistema fluvial entrelaçado e que marca um evento erosivo em todos os poços estudados.   |
| SF6    | Sucessão autoreflexiva de camadas da fácies Fp.  | Ampla lago de águas continentais com variação da salinidade devido a uma possível conexão com o mar. Tais condições ofereceram oxigenação suficiente para o desenvolvimento de uma fauna de ostracodes e gastrópodes |
| SF7    | Sucessão de fácies Ao-cS-Ff-Ac(c)- Ac em ciclos de engrossamento granulométrico.           | Passagem de um sistema lagunar de pequena lâmina d'água (Ao-Cs e Fp) para um deltaico a fluvial (Cs-Ac e Ac(c)) em pequenos ciclos de afogamento   |

Em termos de evolução paleoambiental, Mendes (2007) considera que um sistema flúvio-deltaico (aproximadamente correspondente à Formação Grajaú) é inicialmente afogado por um paleolago hidrologicamente fechado e sob clima árido (SF2). Posteriormente uma cunha clástica (SF3) prograda em direção ao centro da bacia, formando um delta de trato de lago alto (*highstand*), até que esta fonte de sedimentos é interrompida e começa um longo período de seca com a precipitação de evaporitos (SF4) sob grande influência do clima árido, já em um trato de lago baixo (*lowstand*).

A bacia, sofrendo esforços tectônicos, observou o rebaixando do nível de base dessa extensa planície salina, promovendo uma discordância de natureza tectônica (Limite de Sequência 2, LS2), sobre a qual a subsequente entrada de novo aporte de

terrígenos macroclásticos, em um sistema fluvial entrelaçado (SF5) recobre as camadas de evaporito. Este sistema acaba sendo afogado por um lago hidrologicamente aberto (SF6), com o desenvolvimento de uma extensa fauna de ostracodes e gastrópodes. Começa então a ser implantado um sistema lagunar (SF7), com influência marinha, corroborado pela presença de fósseis de pelecípodes. Um sistema deltaico passa, por fim, a atuar nesse sistema lagunar, e têm-se novamente a continentalização da Formação Codó, até começar definitivamente a deposição de um sistema fluvial (Formação Itapecuru).

A presença de estromatólitos nesta unidade nunca foi propriamente discutida. Apenas Rossetti *et al.* (2004) descreveram, na região de Grajaú, pela primeira vez, a ocorrência de estromatólitos na fácies Bls (Figura 13). Esta fácies é constituída de estromatólitos com forma convexa e domal com aproximadamente 30 centímetros de largura e 15 centímetros de altura, originados a partir da ação de bactérias sulfatorredutoras. Petrograficamente, esta fácies consiste de laminações onduladas de micrita, delineadas por filmes escuros de esteiras microbial (cf. ROSSETTI *et al.*, 2004).



**Figura 13** – Ilustração da fácies Bls (*boundstone laminado estromatolítico*) descrita por Rossetti *et al.* (2004), que ocorre próximo à região de Grajaú (MA), como um estromatólito domal, originado a partir da liberação de gases que serviram de nutrientes para as bactérias sulfatorredutoras.

### 3.3.3 Idades, fósseis e paleoambientes

O conteúdo fóssilífero da formação inclui microfósseis (conchostráceos, ostracodes, pólenes e esporos), macroflora (folhas e troncos), macrofauna (peixes e insetos), sumarizados por Santos e Carvalho (2009). Muito da fauna e flora fósseis pode ser correlacionado com as da bacia do Araripe, nas formações Crato, Ipubi e Santana (*cf.* SANTOS e CARVALHO, 2009), além de correlações de elementos dessas faunas e floras com as bacias do Tucano (Formação Marizal), Sanfranciscana (Formação Areado), Sergipe-Alagoas (Formação Maceió) e Pernambuco (Formação Cabo), o que lhes empresta alto valor paleobiogeográfico. Em termos paleoambientais, a assembléia fóssilífera aponta, de forma geral, para paleoambientes lacustres com salinidade variável, enquanto que, em termos climáticos, aponta para regiões tropicais sujeitas à aridização (*q.v.* SANTOS e CARVALHO, 2009).

No topo da formação, a presença de gastrópodes do gênero *Gymmentone* e da Família Cassiopidae indicam, segundo Cassab (*in* MENDES, 2007) ambientes salinos, possivelmente com conexão marinha. Ostracodes, neste mesmo intervalo, todavia, são tipicamente lacustres (gênero *Harbinia*), segundo Lemos e Do Carmo (2006, *apud* MENDES, 2007).

Müller (1964, *apud* LIMA, 1982) dividiu a Formação Codó em duas zonas bioestratigráficas através da análise de pólenes e esporos. A Zona G, correspondente à base da formação, possui predomínio de pólenes rimulados, especialmente de formas pequenas e médias de *Classopollis*. A Zona F, correspondendo ao topo da formação, é caracterizada pelo decréscimo de *Classopollis* e aumento de *Araucariacites*.

Lima (1982) também analisou pólenes e esporos, e atribui idade final do Alagoas para os depósitos da Formação Codó. Em sua análise, não encontrou nenhum palinomorfo fóssil marinho do Cretáceo, mas apenas os retrabalhados do Devoniano.

Atribui-se à base da Formação Codó idades do início do Aptiano e, ao seu topo, do final do Albiano (*q.v.* ROSSETTI *et al.*, 2001), o que é compatível com os estudos palinológicos de Lima (1982 e 1991) e Lima *et al.* (1980), que lhe indicam o final da Idade Alagoas. Para essas datações, correlacionam-se bioestratigraficamente a formação com as formações Barro Duro e Arpoador (bacia de Barreirinhas), a Formação Santana (bacia de Araripe) e a Formação Riachuelo (bacia Sergipe-Alagoas).

Ramos *et al.* (2006), estudando ostracodes das regiões de Grajaú e Codó (MA), envolvidas nos estudos de Paz e Rossetti (2001, 2005), identificam apenas formas

associadas a *Candona* sp. e diversas espécies do gênero *Harbinia*, de natureza lacustre, hipersalina e idade do final do Aptiano.

Antonioli (2001), em estudo bioestratigráfico e palinofaciológico desta unidade na parte norte da bacia (próxima ao arco Ferrer–Urbano Santos), identificou cinco ‘palinozonas’ (informais), com as quais sugeriu uma idade do final do Aptiano ao início do Albiano (final do Alagoas). As palinofácies apontam uma variação gradual de um paleoambiente flúvio-lacustre, na base, para um parálico a marinho restrito, no topo, sob clima árido a semiárido, em regime de estabilidade tectônica.

Neves (2007) dividiu a Formação Codó estratigraficamente, da base para o topo, em quatro palinofácies:

- (1) a primeira apresentou um predomínio de fitoclasto amorfizado, indicando um ambiente lacustre continental anóxico;
- (2) a segunda foi caracterizado pela presença de fragmentos lenhosos relativamente grandes e densos, além de tétrades de *Classopolis*, indicando um ambiente continental anóxico proximal, o que sugere um sistema deltaico;
- (3) a terceira foi possível determinar a partir da presença de dinocistos atribuídos ao gênero *Subtilisphaera*, interpretado como um ambiente nerítico muito raso; e
- (4) a quarta palinofácies diminui a concentração de dinocistos para o topo, onde é registrada a presença de algas do gênero *Botryococcus* que ocorrem tipicamente em ambientes lacustres de água doce e de baixa energia, registrando a passagem de um paleoambiente marinho para o continental.

## 4 ESTROMATÓLITOS

Desde que foram descritos pela primeira vez por Kalkowsky em 1908, diversos autores propuseram continuamente diferentes definições para os estromatólitos, refletindo a diversidade e a complexidade dessas estruturas (*q.v.* HOFFMAN, 1969, AWRAMIK e MARGULIS, 1974, WALTER, 1976; SEMIKHATOV *et al.*, 1979; KRUMBEIN, 1983; GRÖTZINGER e KNOLL, 1999; RIDING, 2011; entre outros)

Nesta dissertação, entendem-se os estromatólitos como estruturas organossedimentares formadas predominantemente por armadilhamento e aglutinação de sedimentos e/ou por precipitação carbonática *in situ* devido ao crescimento e à atividade metabólica dos organismos microbianos (*cf* AWRAMIK e MARGULIS, 1974; WALTER, 1976).

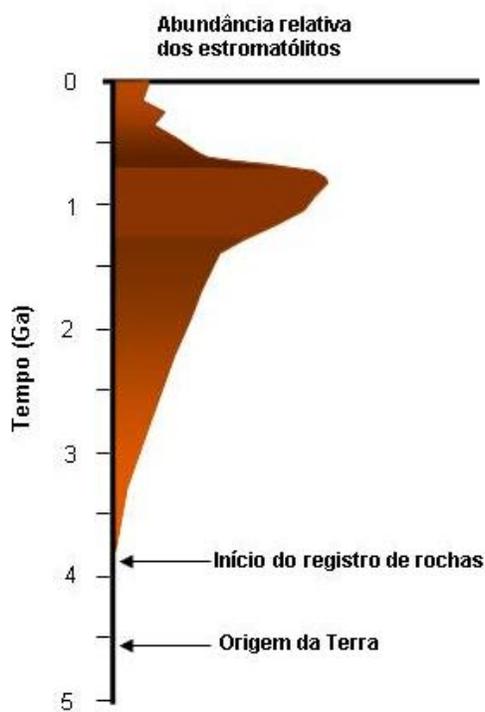
Invariavelmente, dois aspectos são sempre retratados nessas definições: a presença de laminação e/ou a origem biótica *versus* abiótica. Dentro desse contexto, é possível considerar três situações: (1) estrutura microbial e laminada (KALKOWSKY, 1908; HOFFMAN, 1969; KRUMBEIN, 1983); (2) estrutura microbial, mas não necessariamente laminada (AWRAMIK e MARGULIS, 1974) e (3) estrutura laminada, mas não necessariamente orgânica (SEMIKHATOV *et al.*, 1979).

Apesar de descritos no início do século passado, os estromatólitos passaram muitas décadas sem despertar nenhum interesse. Riding (1999) mostra que, em 1910, havia um único artigo publicado com a palavra estromatólito no título e, já na década de 1950, vinte e nove. Muito dessa falta de interesse está relacionada ao fato de que as descobertas de estromatólitos recentes foram ocorrendo aos poucos, ao longo das últimas décadas.

Os estromatólitos podem ser considerados testemunhos das interações entre os processos biológicos e geológicos ao longo dos últimos 3,5 bilhões de anos. Tornaram-se bastante abundantes no Proterozoico, entre aproximadamente 2,5 Ga e 1,0 Ga (com pico entre 1,5 Ga e 0,5 Ga), tendo sua abundância diminuída drasticamente até o Recente (Figura 14). Seu declínio pode estar associado ao surgimento e competição com organismos eucariontes e/ou redução da litificação (STAL, 2000).

Apesar de os estromatólitos do Recente (Hamelin Pool, Austrália; Highborne Cay, Bahamas; lagoas Salgada e Vermelha, Brasil; entre outros) serem usados como análogos para estromatólitos do Pré-cambriano, é preciso levar em consideração que

estes, provavelmente, não passaram pelas mesmas limitações ambientais que os primeiros.



**Figura 14** – O gráfico acima mostra a abundância relativa de estromatólitos ao longo do tempo geológico. A ocorrência dessas estruturas é notada desde o início do registro geológico, com pico de abundância entre 1,5 Ga e 0,5 Ga (STAL, 2000).

Durante todo o tempo geológico, ocorreram modificações tanto na Terra (tais como a evolução dos continentes, composição da atmosfera e dos oceanos, variação climática *etc.*, *cf* MURPHY e SUMNER, 2008) quanto nos mecanismos de formação dessas estruturas. Durante o Pré-cambriano, o principal mecanismo de acreção nos estromatólitos era a precipitação de micrita em suas lâminas, enquanto que os do Fanerozoico são caracterizados pelo mecanismo de armadilhamento e aglutinação de grãos detríticos (*cf* ALTERMANN, 2008).

Vários aspectos ainda não foram muito bem consolidados na discussão dos estromatólitos, como por exemplo, os sedimentológicos, os taxonômicos, os relacionados à sua distribuição temporal e espacial e, sobretudo, os que envolvem a ação microbiana *versus* os aspectos físicos (morfológicos e anatômicos) dos estromatólitos. Alguns desses aspectos serão abordados nos próximos subitens.

Os estromatólitos podem ser, genericamente, chamados de microbialitos. Este termo refere-se a qualquer depósito organossedimentar formado pela interação entre comunidades microbiais bentônicas e sedimentos químicos ou detríticos (SOUZA LIMA, 2001). Além dos estromatólitos outras estruturas organossedimentares encaixam-se nesta definição: os oncólitos, os trombólitos, os leiólitos e os dendrolitos (*cf.* RIDING, 2000; RIDING e AWRAMIK, 2000). Esses microbialitos são definidos a partir de sua mesotrama e distinguidos da seguinte maneira: oncólitos, apresentam-se como esferoides não muito regulares; trombólitos possuem uma mesotrama grumosa (*clotted*); leiólitos, uma mesotrama afanítica (sem estrutura aparente); e os dendrolitos, mesotrama dendrítica, que pode ser distinta ou difusa.

Outros microbialitos são também estudados a partir das impressões que as esteiras microbiais e biofilmes deixam nos depósitos siliciclásticos, recentemente denominados MISS (*Microbially Induced Sedimentary Structures*, *cf.* NOFFKE, 2001).

#### 4.1 Esteiras microbiais

As esteiras microbiais são estruturas organossedimentares acamadadas, formadas por comunidades de micro-organismos bentônicos distribuídos de acordo com sua capacidade metabólica (STOLZ, 2000). Desenvolvem-se em superfícies firmes, de substratos abiogênicos ou biogênicos, em ambientes aquáticos ou semiaquáticos e sob uma variedade de condições ambientais tais como ambientes hidrotermais, extremamente frios, hipersalinos ou ácidos. É, principalmente, a atividade combinada entre cianobactérias e bactérias sulfatorredutoras que resulta na flutuação dos gradientes de nutrientes (*e.g.*, oxigênio e enxofre) ao longo das esteiras.

A ação microbiana é ampla e abundante na superfície da Terra e eficaz na participação da produção, acumulação e diagênese de sedimentos (*cf.* RIDING e AWRAMIK, 2000), onde as cianobactérias são consideradas como as arquitetas de estruturas sedimentares (GOLUBIC, 1976; GOLUBIC *et al.*, 2000), sendo entre os organismos microbiais os mais interessantes do ponto de vista sedimentológico. O próprio registro fóssil das esteiras microbianas pode ser tratado como um microbialito, constituindo até mesmo uma rocha sedimentar (*i.e.*, “folhelho orgânico”).

As esteiras microbiais são consideradas a grande chave para o entendimento do desenvolvimento dos estromatólitos. Essas estruturas ecológicas são consideradas complexas e dinâmicas, do ponto de vista da quantidade da troca de nutrientes e energia que existem nesse microbioma, necessárias para que todos os processos metabólicos vitais ocorram (*q.v.* RIDING, 2000). Essas interações permitem o registro de diferentes calcários microbiais, e não só dos estromatólitos.

Dentro desse contexto sedimentar, as esteiras podem ser consideradas como as precursoras dos estromatólitos, uma vez, que os processos necessários para dar origem a tal estrutura são realizados pelos microorganismos presentes nas comunidades das esteiras. Os principais processos realizados são: armadilhamento (*trapping*) e a aglutinação (*binding*) de partículas, a precipitação mineral e a litificação (STOLZ, 2000).

As esteiras exibem uma heterogeneidade tanto espacial quanto temporal, que são distribuídas em distintos microambientes. Esses microambientes suportam uma grande diversidade de espécies com um amplo espectro de processos metabólicos. Esses processos acabam por resultar em reações e ciclos biogeoquímicos que produzem importantes produtos finais como gases e precipitação de minerais (VISSCHER e STOLZ, 2005). Muitos pesquisadores têm demonstrado que os processos desempenhados pelas bactérias durante a vida e a subsequente decomposição de matéria orgânica nas esteiras microbiais causam mudanças físico-químicas no microambiente.

As diferentes comunidades microbianas causam uma estratificação biológica bem como variações verticais no gradiente químico, na abundância de microorganismos fototróficos e na estratificação de populações microbiais em camadas distintas (STOLZ, 2000), onde os nutrientes difundem-se (CHÁCON, 2010). Essas diferentes comunidades também são capazes de variar as concentrações do meio em que vivem, em microescala, como, por exemplo, concentração em oxigênio variando de insaturada a supersaturada em poucos milímetros (Figura 15).

As atividades metabólicas variam de acordo com o grupo microbial funcional, em um determinado estrato da esteira microbial, e possuem uma relação com o período do dia ou da noite, em que se dão (Quadro 2). Por serem consideradas um sistema bioquímico semifechado, as esteiras permitem a realização de um balanço de massa. Em alguns casos, a precipitação de  $\text{CaCO}_3$  está associada à retirada de  $\text{CO}_2$  do meio durante a fotossíntese; já em outros, os processos que promovem a precipitação de carbonato têm sido também relacionados à degradação de EPS (substância polimérica extracelular,

acumulada do lado externo da célula da cianobactéria para formar uma matriz protetora e adesiva que as fixa no substrato), por bactérias sulfatorredutoras (CHÁCON *et al.*, 2011).



**Figura 15** – Estratificação ecológica de uma esteira microbiana, mostrada pela variação de cores, em função de pigmentações das diversas comunidades microbianas (escala em centímetros) (Fonte: <http://www.textbookofbacteriology.net>, acessado em jul.2011).

Por causa de todos esses fatos, a esteira microbiana pode ser considerada, do ponto de vista ecológico, um verdadeiro ecossistema, mesmo tendo ordem de apenas alguns metros de extensão e poucos centímetros de espessura. As esteiras contêm grupos tróficos essenciais (*e.g.*, produtor primário, consumidor e decompositor) e suas populações são organizadas em comunidades específicas, interagindo entre si e com seus ambientes (STOLZ, 2000; VISSCHER e STOLZ, 2005).

Dessa forma, observa-se que cada comunidade possui uma capacidade metabólica específica, ou seja, para cada comunidade existe um ou mais fatores vitais para o seu funcionamento. Alguns fatores ambientais importantes para esse desenvolvimento, como por exemplo, luz, oxigênio, pH, Eh e composição iônica da água intersticial.

As esteiras são encontradas em ambientes caracterizados por variadas taxas de sedimentação. Vários micro-organismos adaptados a essas condições respondem com crescimento e/ou movimento, rapidamente colonizando novamente partículas depositadas. Sob contínua sedimentação, toda a comunidade se torna gradualmente

deslocada para cima, ajustando sua posição em relação à constante mudança na superfície.

**Quadro 2** – Distribuição de diferentes comunidades microbiais que podem ocorrer numa esteira estratificada e suas respectivas funções metabólicas diurnas noturnas (VISSCHER e STOLZ, 2005, modificado)

| Grupo Funcional                           | Função Metabólica Diurna  | Função Metabólica Noturna   |
|---|---|---|
| Cianobactéria                             | Fixação de carbono (fotossíntese)<br>$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$  | Fermentação (incluindo produção de $\text{H}_2$ ), fixação de $\text{N}_2$ , degradação glicogênica   |
| Heterotróficas aeróbicas                  | Oxidação de carbono (respiração)<br>$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$   | Fermentação, desnitrificação:<br>$5\text{CH}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ + 4\text{CH}_3\text{O}$ e<br>$5\text{CH}_2\text{O} + 4\text{NO}_3^- \rightarrow 5\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ + 2\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O}$ |
| Sulfeto oxidante                          | Oxidação de sulfeto<br>$\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+$<br>(algumas vezes junto com fixação de C)  | Denitrificação, Fermentação:<br>$5\text{HS}^- + 8\text{NO}_3^- \rightarrow 5\text{SO}_4^{2-} + 4\text{N}_2 + \text{H}_2\text{O} + 3\text{OH}^-$   |
| Sulfeto oxidante fototrófica              | Fixação de carbono (fotossíntese anoxigênica com oxidação de sulfide):<br>$2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+$ | Fermentação, síntese de Bchl $a$ , degradação de glicogênio.  |
| Sulfato-heterotrófica anaeróbica redutora | Oxidação de carbono (respiração sulfato):<br>$2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + 2\text{H}_2\text{S}$  | O mesmo que durante o dia   |
| Metanogênica-heterotrófica anaeróbica     |   | O mesmo que durante o dia   |

#### 4.2 Mecanismos formadores de estromatólitos

O equilíbrio entre as condições necessárias para a construção, bem como a litificação e a preservação dos estromatólitos é bastante sensível. Pequenas alterações ambientais podem inibir a ocorrência de alguns processos.

Segundo Golubic (1976) os micro-organismos das esteiras superficiais nos estromatólitos modernos podem contribuir ativa- ou passivamente para sua construção ou destruição. Podem ainda participar do processo de litificação da estrutura, como será visto em seguida.

*Construção.* – Os estromatólitos normalmente formam-se sobre sedimentos carbonáticos litificados precocemente – embora também ocorram sobre depósitos siliciclásticos, como no presente caso de estudo – que lhes fornecem um pavimento firme, a partir do qual mantêm uma topografia positiva, sem haver fácil reelaboração por tempestades e correntes.

Os principais mecanismos responsáveis pela formação e crescimento dos estromatólitos são o armadilhamento e aglutinação de grãos (*trapping and binding*) e a precipitação de minerais. Apesar desses mecanismos serem conhecidos, entender os que transformam as esteiras microbiais com seus grãos e minerais precipitados em estromatólitos não é muito preciso. Hofmann (1973) resumiu as principais condições para a formação de um estromatólito:

- (1) presença de um substrato em que os estromatólitos possam se desenvolver;
- (2) um sistema aberto contendo água;
- (3) presença de nutrientes para a realização dos processos metabólicos;
- (4) fonte de energia para facilitar a atividade metabólica;
- (5) uma população de algas ou micro-organismos bentônicos que colonizem o substrato;
- (6) material carbonático que possa ser trapeado e aglutinado ou precipitado que permita a estrutura crescer e ser preservada;
- (7) um ritmo, tanto episódico quanto periódico, que fornece a descontinuidade no processo de acreção e desenvolvimento das lâminas (esse ritmo pode ter diversas origens, como astronômica, climática, geológica ou biológica); e
- (8) litificação e soterramento permitindo a preservação do registro.

Dentre os mecanismos já citados, responsáveis pela formação dos estromatólitos, o armadilhamento de grãos é o mais mencionado atualmente; porém a precipitação é fundamental tanto na construção quanto na preservação de todos os carbonatos microbiais. O sucesso no armadilhamento dos grãos vai depender de uma série de características da comunidade microbiana, como por exemplo, o tamanho, a mobilidade a orientação e a relação entre elas (RIDING, 2000). As partículas armadilhadas pelas esteiras geralmente são de grãos carbonáticos, normalmente derivados de alguma bioconstrução adjacente; mas ondas, ventos e correntes podem trazer grãos terrígenos que também acabam sendo armadilhados (ALTERMANN, 2008).

Na precipitação de carbonato de cálcio, dois tipos de processos podem estar envolvidos. No primeiro deles, as cianobactérias fotossintéticas elevam o pH do meio (microambiente alcalino), já supersaturado em  $\text{CaCO}_3$ , causando precipitação mineral (calcário) e até litificação, de forma incremental, a partir de lâminas. No segundo, a decomposição da matéria orgânica por bactérias utiliza o  $\text{CO}_2$  do meio e libera íons de  $\text{Ca}^{2+}$ , induzindo a degradação do EPS e, por fim, a precipitação do carbonato de cálcio (DECHO *et al.*, 2005; DUPRAZ e VISSCHER, 2005).

A alcalinidade pode aumentar devido a fatores intrínsecos e extrínsecos. O primeiro (intrínseco) é causado por mudanças no microambiente devido à atividade metabólica das bactérias e o segundo (extrínseco), por variações físico-químicas no macroambiente (as duas principais são: evaporação da água e a degaseificação de  $\text{CO}_2$ ).

Não obstante, da mesma forma com que as atividades metabólicas elevam a alcalinidade e proporcionam a precipitação mineral, outras atividades metabólicas aumentam a acidez (ácidos inorgânicos e orgânicos), que poderia levar a diminuição do pH e a dissolução de carbonatos.

As construções estromatolíticas atuais apresentam três estágios de desenvolvimento, sendo o primeiro a formação de esteiras microbiais, o segundo estromatólitos estratiformes, e o último, estromatólitos domais (SILVA E SILVA, 2002).

Visscher *et al.* (1998) realizaram experimentos com estromatólitos de Highborne Cay (Bahamas) nos quais notaram que os processos responsáveis pela precipitação de  $\text{CaCO}_3$  são a fotossíntese, a sulfatorredução e a oxidação de sulfeto; enquanto que a respiração aeróbica, por bactérias heterotróficas, é responsável pela dissolução de carbonato.

Muitos autores destacam que pode haver a precipitação mineral por indução biológica ou por influência biológica (LOWENSTAM e WIENER, 1989 *apud* BERTRAND SARFATI *et al.*, 1994; DUPRAZ *et al.*, 2008). Ambos os processos são tratados por eles como organomineralização. Na natureza há um amplo espectro de possibilidades em que esses controles podem ocorrer em diferentes graus de interação.

A expressão “mineralização induzida biologicamente” é usada quando a precipitação mineral é resultante de interações entre a atividade biológica e o meio ambiente, por fim chamada de mineralização ativa, que resulta em estromatólitos.

A expressão “mineralização influenciada biologicamente” é usada numa mineralização passiva da matéria orgânica, na qual parâmetros externos ambientais, junto com a atividade microbiana, são responsáveis pela criação das condições propícias à precipitação mineral, como, por exemplo, aumento da alcalinidade (neste caso, prescinde-se até da presença de organismos vivos). Os componentes-chave para esse processo são: alcalinidade (metabolismo microbiano e condições ambientais impactando no índice de saturação de carbonato) e uma matriz orgânica compreendida de EPS, que promove o local de precipitação de carbonato.

A lâmina é a unidade fundamental no reconhecimento do processo de formação dos estromatólitos. Ela resulta das acreções episódicas ou periódicas, mostrando sempre uma alternância de diferentes texturas. A configuração espacial (forma e continuidade) de uma lâmina individual, ou perfil sinótico, revela a superfície ativa do estromatólito (GOLUBIC, 1976), sendo assim um registro preservado de sucessivas superfícies de equilíbrio entre a interação de fatores físicos, químicos e biológicos (HOFMANN, 1973). As lâminas diferem umas das outras em tamanho dos grãos, composição, trama, cor e espessura (PROFFITT, 2011).

É sempre importante lembrar que são as lâminas que revelam a história do registro, o que faz com que em cada ambiente elas tenham diferentes significados. A própria disposição das lâminas leva os pesquisadores a tentarem entender algum padrão de periodicidade para o seu desenvolvimento.

*Litificação.* – A litificação é um balanço delicado entre os processos físico-químicos (fatores extrínsecos) e as atividades microbiais (fatores intrínsecos).

O grau de litificação depende do equilíbrio entre dissolução e precipitação, controlados pelo balanço entre fotossíntese, sulfato redução, respiração e oxidação de sulfeto (SPADAFORA *et al.*, 2010).

Existem diversas explicações para a litificação, desde totalmente microbiana à totalmente química. Outras atividades, tais como sulfatorredução por bactérias, favorecem a precipitação de calcita, litificação e, ainda a estabilização dos sedimentos agregados (ARENAS e POMAR, 2010).

Uma interação complexa entre fatores físicos e biológicos é responsável por uma variada composição, forma de crescimento, estrutura interna e textura dos microbialitos e ainda alguns processos químicos ligados a atividades microbiais induzem ou mediam processos de precipitação e litificação dos depósitos microbiais (GOLUBIC *et al.*, 2000).

*Preservação.* – Reid e Browne (1991) demonstraram pelo estudo dos estromatólitos das Bahamas que a rápida cimentação garante sua preservação, enquanto que os organismos bioturbadores podem destruir a laminação. A destruição da laminação leva a formação de trombólitos como se sugere na Lagoa Salgada (IESPA, 2010)

Como o processo de litificação ocorre quase contemporaneamente à deposição dos sedimentos, o potencial de preservação dos microbialitos em ambientes carbonáticos é muitas ordens de magnitude superior do que em ambientes siliciclásticos.

Condições dinâmicas, como a taxa da produção orgânica *versus* a taxa de deposição sedimentar, bem como fatores físicos e químicos e a presença de organismos predadores determinam o tempo de permanência da esteira numa dada camada sedimentar (KRUMBEIN, 1983); ou seja, o tempo de duração que qualquer interação biogeoquímica pode afetar a morfologia da esteira microbial sem destruí-la.

A diferença entre produção primária e a taxa total de decomposição produzida pela própria comunidade microbial determina a quantidade de resíduo da matéria orgânica como potencial para sua preservação e fossilização.

#### **4.3 Morfologia: aspectos biológicos vs. aspectos ambientais**

A interação entre os fatores biológicos e ambientais resulta na construção da forma de um estromatólito. O entendimento dessa interação é complexo e motivo de inúmeras discussões e pouco consenso.

Sabe-se que essas estruturas registram importantes informações tanto paleoambientais como biológicas e, por isso, apesar de não serem eficientes como “fósseis-guias” têm sido bastante utilizadas na caracterização de fácies, paleoambientes deposicionais, paleocorrentes, paleogeografia e até em mudanças eustáticas do nível do mar e em correlações intrabaciais (*cf.* RAABEN, 2006).

Caracterizar e distinguir entre os fatores biológicos e físicos que controlam a morfologia dos estromatólitos e a microestrutura possui importantes implicações para o entendimento dos estromatólitos não só modernos quanto os antigos (ANDRES e REID, 2006), sendo considerada tal caracterização e distinção, por muitos, uma peça chave no estudo dos estromatólitos (*q.v.* SRIVASTAVA, 2010; ARENAS e POMAR, 2010).

Johnson e Grötzinger (2006) admitem que para entender a evolução dos sistemas carbonáticos que contêm os estromatólitos é necessário, primeiramente, abordar a dinâmica de crescimento dos estromatólitos e sua resposta às condições (paleo-) ambientais.

Para Grotzinger (1989), alguns atributos ambientais de curta duração, como mudanças no nível da água, podem afetar o desenvolvimento da morfologia dos estromatólitos. Porém, a variabilidade dos organismos das esteiras microbiais pode ajudar a ditar a textura (*i.e.*, microestruturas e estruturas, micro- e mesoescala) e as possíveis respostas morfológicas do depósito microbial (GRÖTZINGER, 2000 *apud* JOHNSON e GRÖTZINGER, 2006).

Stolz (2000) expõe que a morfologia final será determinada por fatores físicos (luz, temperatura, composição da água, entre outros) e fatores químicos (pH, Eh, salinidade e concentração de O) do meio ambiente, afora os biológicos. Esses fatores terminam por influenciar diretamente na abundância e na distribuição das comunidades microbiais nas esteiras; porém o próprio meio ambiente acaba sendo influenciado pela atividade microbiana através dos processos metabólicos, o que envolve um sistema complexo de interações (q.v. BURNS *et al.*, 2004).

Outros mecanismos externos que atuam ativamente nesse controle morfológico são ação de correntes, energia de ondas e influxo sedimentar, entre outros. Wright (1984) mostra que as variações na morfologia dos estromatólitos estão fortemente relacionadas aos efeitos físicos do ambiente como ação de ondas (Figura 16).

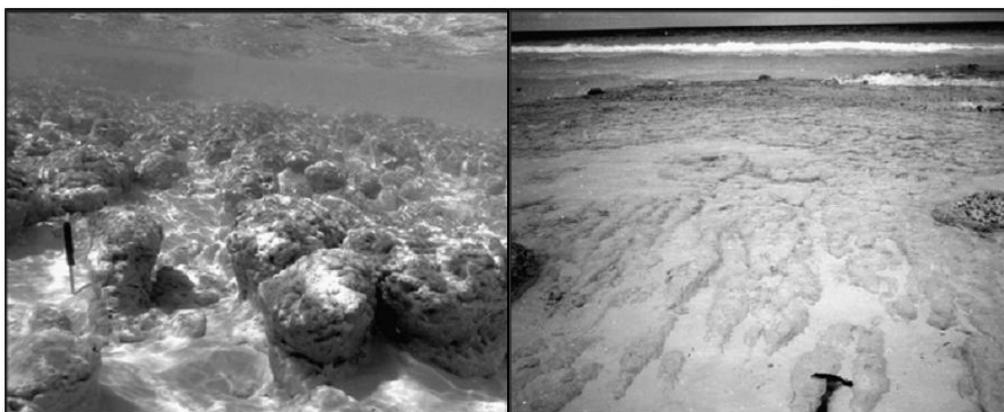


**Figura 16** – Diagrama esquemático das variações da morfologia dos estromatólitos relacionadas a ação de onda e escavação pela maré, de acordo com a observação dos estromatólitos em Shark Bay, Austrália. (A) Formas colunares discretas ocorrem em regiões totalmente expostas às ondas. O relevo da coluna é proporcional a intensidade da ação das ondas. (B) As colunas alongadas desenvolvem-se paralelas à direção de ataque das ondas e em regiões de golfo menos expostas, mas ainda na região mais proximal. (C) Estruturas em ponte e escavadas, com pequenos relevos e desenvolvidos em embaimentos completamente protegidos da ação de ondas. (D) Formas estratiformes ocorrem com relevo de poucos milímetros aparecendo em porções completamente protegidas da ação de ondas. (WRIGHT, 1984.)

Os estromatólitos que ocorrem associados a lagunas hipersalinas em Shark Bay (Austrália), são formados tanto nas zonas intermaré como inframaré, sendo a sua geometria muito afetada pela energia do ambiente. Em áreas protegidas as estruturas são alongadas e amplas; porém nas regiões inframaré as colunas alcançam maiores dimensões, crescendo a profundidades de até 3,5 metros. Em direção às zonas mais rasas, perdem gradualmente o seu relevo, de tal forma que na zona intermaré superior predominam as esteiras microbiais estratiformes (SOUZA LIMA, 2001).

Os estromatólitos de Shark Bay (Austrália) desenvolvem-se tanto em situação de grande *stress* na linha de costa com quebra de ondas, como em regiões protegidas e com baixíssimo nível de *stress* ambiental. Na primeira situação ocorrem as estruturas mais bem desenvolvidas sob o controle de processos físicos e na segunda os estromatolitos menores e as esteiras microbianas, sob controle de processos bióticos.

Andres e Reid (2006) exemplificam a influência de fatores físicos do ambiente sobre a morfologia pelos estromatólitos nas Bahamas (Highborne Cay). Distintamente do modelo da Figura 16 (*cf.* WRIGHT, 1984), os autores colocam os estromatólitos com morfologia colunar desenvolvendo-se nas regiões mais profundas e com menor ação das ondas, enquanto os estromatólitos em forma de ponte, nas porções com mais energia e mais rasas. Eles ainda observam outros fatores importantes, como (1) o espaço de acomodação (uma vez que os colunares estão em porções relativamente mais profundas que os em forma de ponte); (2) fluxos hidrodinâmicos; e (3) soterramento (Figura 17). Esses três fatores seriam os principais controladores físico-ambientais da altura, da forma e da distribuição dos estromatólitos.



**Figura 17** – A figura acima ilustra a interpretação de Andres e Reid (2006) para os estromatólitos de Highborne Cay (Bahamas), onde o morfotipo do estromatólito é diretamente ligado aos fatores ambientais. (A) Morfotipo colunar em ambientes mais profundos e com menor ação de ondas e (B) morfotipo em ponte, em ambientes com maior energia e mais rasos.

Que a morfologia dos estromatólitos é controlada por fatores biológicos e ambientais, não resta dúvida; porém Nehza e Woo (2006) consideram ainda fatores diagenéticos e de exposição subaérea para interpretar a morfologia dos estromatolitos cretácicos estudados na Coreia.

Independentemente de como cada autor se expressa, sabe-se que a morfologia vai ser definida a partir dos controles bióticos e abióticos, podendo um ter mais influência do que o outro em determinadas situações, mas não são excludentes.

De maneira geral, os aspectos ambientais determinam a forma macroscópica do estromatólito, enquanto que a composição microbial define sua mesoestrutura e microestrutura (WALTER, 1977).

#### 4.4 Classificação dos estromatólitos

A nomenclatura no estudo de estromatólitos é uma tarefa inicial importante para estudos tanto bioestratigráficos quanto sedimentológicos e estratigráficos, auxiliando a reconstrução paleoambiental. Contudo, a taxonomia dos estromatólitos é uma atividade controversa.

A ausência de um sistema classificatório e até mesmo descritivo unificado em estudos de depósitos microbiais tem sido bastante discutida (SOUZA LIMA, 2001) e impede a formação de um grupo de estudos internacional, ocasionando confusões na classificação e taxonomia, uma vez que muitas terminologias acabam sendo aplicadas para diferentes atributos espaciais da estrutura (SHAPIRO, 2000).

O emprego de classificações para estromatólitos foi inicialmente criticada por aqueles que acreditavam que os morfotipos resultantes eram condicionados apenas pelo meio ambiente. Porém, outros pesquisadores admitem a necessidade de uma classificação para que os estromatólitos possam ser utilizados como indicadores bioestratigráficos e paleoambientais (SEMIKHATOV e RAABEN, 2000). Por se tratar de um material multidisciplinar (abordado pela Paleontologia e pela Sedimentologia e, mais recentemente, pela Geomicrobiologia/Geobiologia/Biossedimentologia) os estromatólitos podem ser classificados a depender do tipo de abordagem necessária.

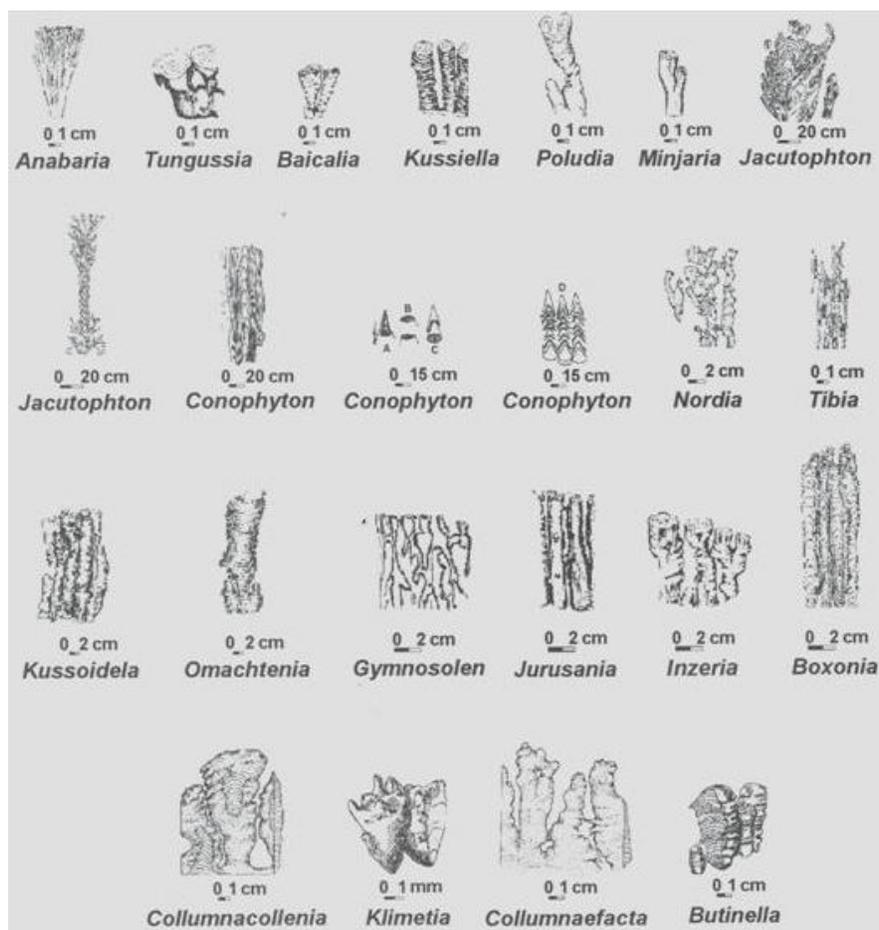
Os principais modos de classificação de estromatólitos são aqui abordados como taxonômico, petrográfico (micro- e mesoscópico) e morfológico, como será visto em seguida.

*Taxonômica.* – O uso da classificação taxonômica é a mais tradicional na literatura e foi muito usada até as décadas de 1960 e 1970. É baseada no conceito paleontológico de taxonomia e chamada de nomenclatura Lineana Binominal. Essa nomenclatura é aplicada usando a hierarquia de táxons tabelados: “grupos” (equivalente

a “gênero”, definidos pela macroestrutura; “formas” (equivalente a “espécie”), definidos pela micro- e mesoestrutura (KRYLOV, 1976, PREISS, 1977, TROMPETTE, 1982; SEMIKHATOV e RAABEN, 2000).

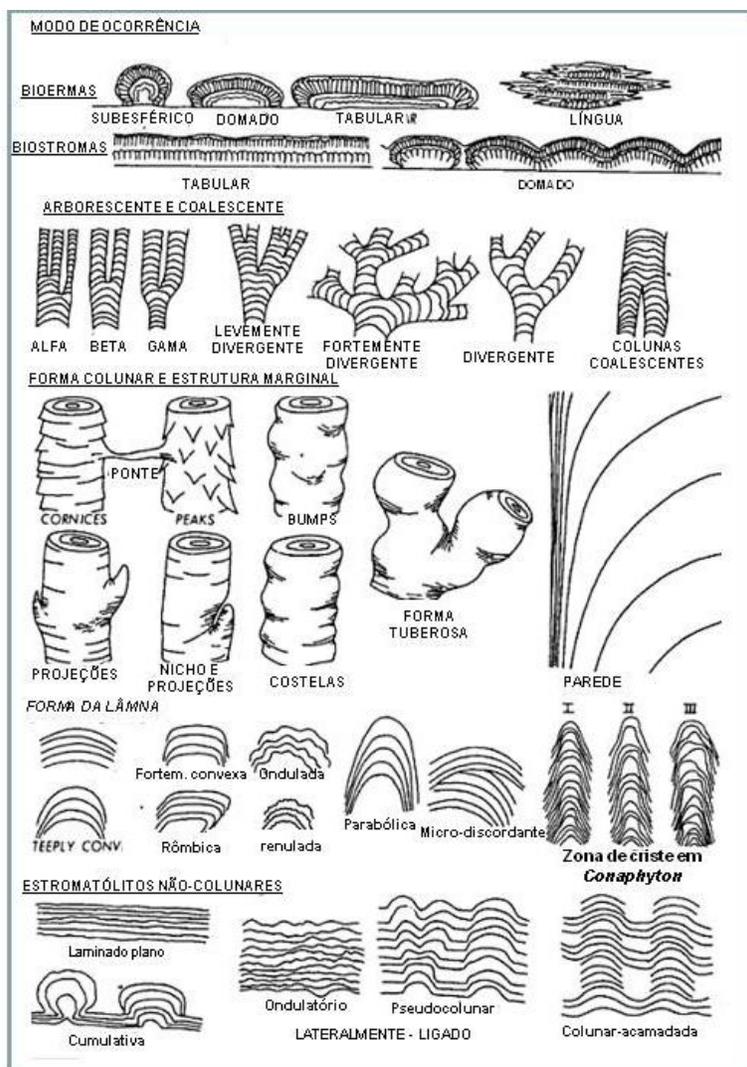
Existem casos de classificação bastante específicas, como é o da criada por Raaben (1969), que concebeu uma classificação apenas de estromatólitos colunares e ramificados compreendendo quatro “supergrupos” (Conophytinida, Kussiellida, Tungussida e Gymnosolenida), que representam suas formas e o modo de ramificação.

Há aproximadamente 1.500 táxons de estromatólitos (Figura 18), que, embora considerados artificiais, seguem as regras convencionais da classificação paleontológica, sendo muito utilizados para estudos do Proterozóico (SEMIKHATOV e RAABEN, 2000).



**Figura 18** – Seções morfológicas de alguns táxons de estromatólitos stratigraficamente importantes no Proterozóico (SRIVASTAVA, 2010).

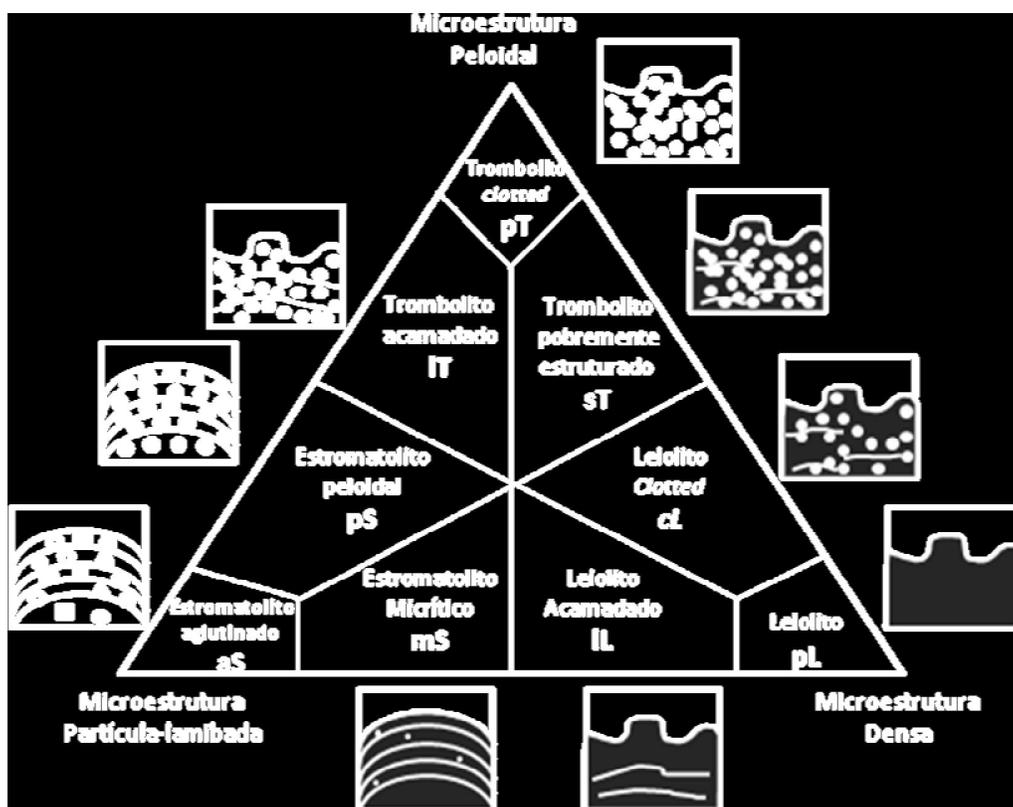
*Petrográfica.* – Das classificações propostas com base em elementos basicamente descritivos destacam-se os estudos de Hofmann (1969) e Preiss (1972). Os critérios, por eles, utilizados são principalmente: (i) modo de ocorrência (bioermas, biostromas, corpos isolados, tabulares, etc); (ii) o arranjo e forma das colunas (ornamentação marginal das colunas, ramificações, etc) e (iii) laminação (forma e arranjo) (Figura 19).



**Figura 19** – Esquema ilustrativo dos critérios propostos por Preiss (1972) para uma classificação petrográfica.

A classificação de Schmid (1996 *apud* LEINFELDER e SCHMID, 2000) é baseada na descrição microscópica dos microbialitos em geral. Os estromatólitos são classificados microscopicamente como “estromatólito aglutinado” (aS), “estromatólitos

micrítico” (mS) e “estromatólito peloidal” (pS), sempre pelo reconhecimento da laminação interna (Figura 20). Esse sistema foi criado para microbiais do Jurássico, podendo ser aplicado para todo o Mesozóico; mas, aparentemente, não é aplicável ao Pré-cambriano e ao início do Paleozóico, devido à variabilidade de formas destes (LEINFELDER e SCHMID, 2000).

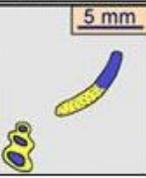
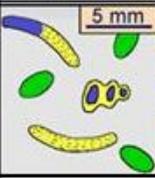
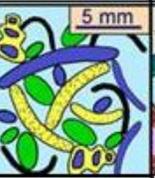
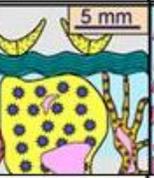
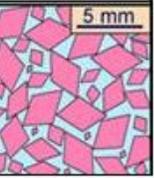
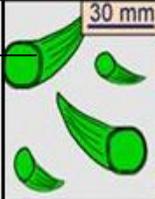
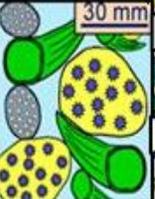
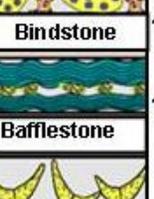


**Figura 20** – Diagrama de classificação de microbialitos de Schmid (1996), enfatizando a microestrutura (LEINFELDER e SCHMID, 2000).

A classificação textural de rochas carbonáticas proposta por Dunham (1962) e mais tarde refinada por Embry e Klovan (1971) é a mais genérica de todas e pode ser usada tanto na descrição macro- quanto na microscópica (respectivamente meso- e microescalas), pois não classifica cada morfotipo e suas microestruturas. A proposta de Embry e Klovan (1971) foi detalhar as construções carbonáticas (*boundstones*) de Dunham (1962) conforme a relação genética de seus elementos ligantes.

Embry e Klovan (1971) expandiram a classificação de *boundstone*, com base nas diferentes tramas (Figura 21), em *framestone* (organismos construídos sobre um substrato rígido), *bindstone* (organismos encrustantes e aglutinadores de grãos

detríticos) e *bafflestone* (organismos que aprisionam, como anteparos ao transporte, grãos sedimentares).

|               |                       | Texturas Depositionais reconhecidas   |  |  |   |  | Textura deposicional não reconhecida  |
|---------------|-----------------------|---|--|--|---|--|---|
|               |                       | Componentes não-ligados durante a deposição                                       |  |  | Componentes ligados durante a deposição   |  |   |
|               |                       | Conteúdo de lama carbonática (argila/ silte fino)                                 |  | Grão Suportado   | Ausência de lama e grão suportado   |  |   |
|               |                       | Matriz suportada  |  |  |   |  |   |
|               |                       | Menos que 10% de grãos  | Mais que 10% de grãos  |  |   |  |   |
|               |                       | Mudstone  | Wackstone  | Packstone  | Grainstone  | Boundstone   | Cristalina  |
| Dunhan (1962) |                       |  |   |   |   |   |  |
|               | Embry & Klovan (1971) | Mudstones<br>Wackstones<br>Packstones<br>Grainstones                              |  |  |  |  |  |

**Figura 21** – Esquema adaptado para as classificações de texturas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971) com ênfase da segunda para as texturas equivalentes ao *boundstone* do primeiro. (<http://www.beg.utexas.edu/lmod/IOL-CM01/cm01-step03.htm>, acessado em ago.2011).

Wilson (1975 *apud* FLÜGUEL, 2004), baseado em estudos pretéritos, criou uma classificação petrográfica padronizada para microfácies carbonáticas em geral, inclusive, microbial. Essas microfácies receberam códigos numéricos e foram chamadas de SMF (*Standard Microfacies Types*). Estas são baseadas em características dominantes, compreendendo tipos de grãos, matriz, fósseis, biota e textura deposicional. Wilson (*op. cit.*) distinguiu 24 tipos de SMF para serem usadas como critério adicional no estudo de fácies, a partir de uma plataforma carbonática bordejada por recifes em latitudes tropicais. As microfácies SMF-19 (*bindstone* densamente laminado) e SMF-20

(*bindstone/boundstone* estromatolítico laminado) são as que mais se encaixam no estudo de estromatólitos.

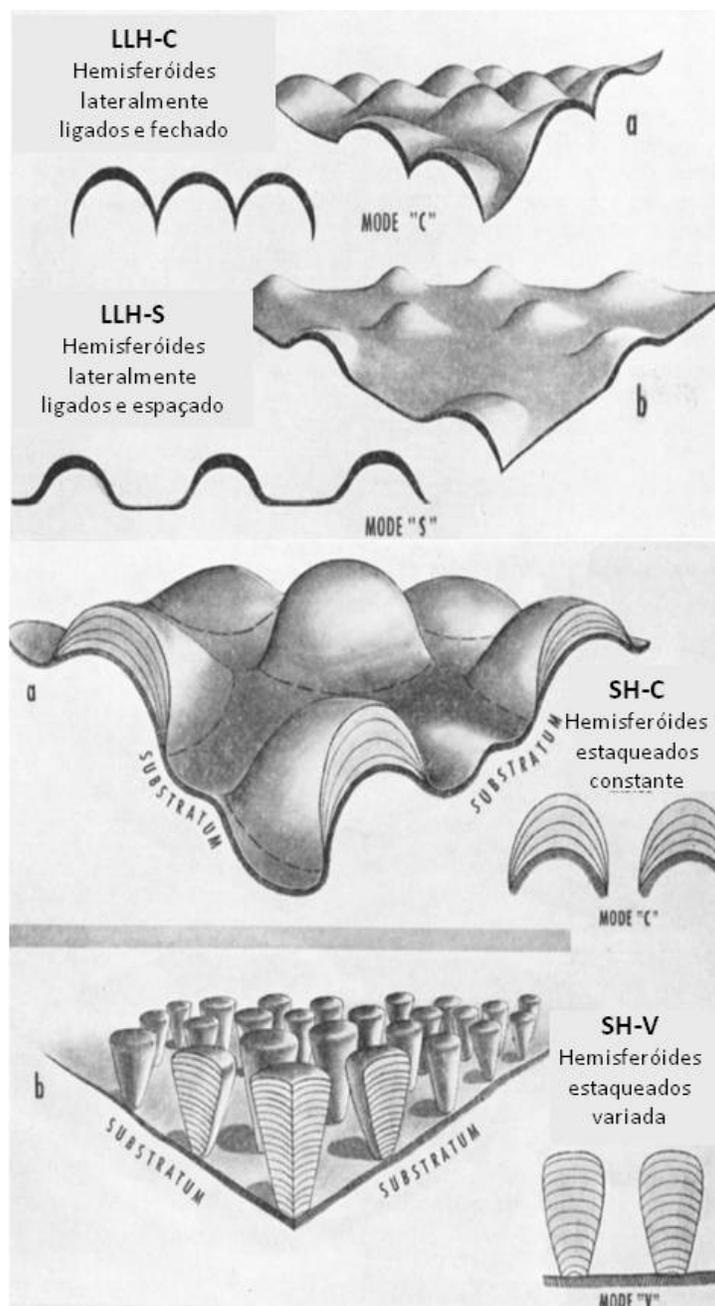
Para estromatólitos de mesma descrição macroscópica pode haver diferentes microestruturas associadas, dependendo da composição da rocha hospedeira e condições físicas locais do ambiente de formação. Podem ocorrer microestruturas semelhantes em estromatólitos em um mesmo nível estratigráfico em regiões diferentes (RAABEN,1969). Estes aspectos dificultam o estudo dos estromatólitos, pois feições distintas podem ser interpretadas como correspondentes a ambientes de sedimentação diferentes. Somente um estudo que considere diversas estruturas observadas em campo, em conjunto com o estudo meso e microestrutural, poderá minimizar interpretações errôneas.

*Morfológica.* – As classificações morfológicas e petrográficas podem ser utilizadas em conjunto e, muitas vezes, misturam-se, como abordado por Valdiya (1969, *apud* SRIVASTAVA e TERAW), que considera os seguintes aspectos:

- (1) forma ou estrutura geral;
- (2) modo ou tipo de ramificação;
- (3) natureza das superfícies laterais ou limites;
- (4) grau de convexidade das lâminas (largura/altura);
- (5) presença de pontes conectando as lâminas de colunas adjacentes;
- (6) características e números de camadas em lâminas elementares; e
- (7) largura do espaço interior da coluna.

Logan *et al.* (1964), a partir da observação em estromatólitos do Recente, propuseram uma classificação baseada no aspecto descritivo morfológico tendo as formas “hemiesferoide” e “esferoide” como unidades geométricas básicas (Figura 21). Os três principais tipos de arranjo para essas formas nos estromatólitos são: (1) hemiesferoides lateralmente ligados (LLH), característicos de ambientes com mais baixa energia e áreas protegidas, como planície lamosa de intermaré; (2) hemiesferoides empilhados verticalmente e em unidades distintas (SH), em intermaré superior; e (3) estruturas esferoidais (SS; oncoides), em condições de intermaré inferior mais agitado.

As formas LLH foram divididas em: C (*closed*), quando o espaço entre as estruturas é menor do que o diâmetro das estruturas; S (*spaced*), se o espaço entre as colunas for maior do que o diâmetro entre as estruturas. As formas SH foram divididas em: C (*constant*), quando as lâminas do hemiesferoide alcançam ou sobrepõem a base do substrato sem que haja incremento da base radial, e V (*variable*), em que as lâminas do hemiesferoide não alcançam o substrato (Figura 22).



**Figura 22** – Exemplos da classificação de Logan et al. (1964). (a) Hemisferóides lateralmente ligados (LLH) nos modos C (fechado) e S (espaçado) e (b) hemisferóides empilhados (SH) nos modos C (constante) e V (variada).

Pode ocorrer a passagem de uma forma para outra durante o crescimento da estrutura como resposta à mudanças nas condições ambientais na redondeza.

Hoffman (1974) divide em cinco as formas morfológicas básicas dos estromatólitos: coniforme, colunar, lateralmente ligadas, estratiforme e esferoidal. As quatro primeiras formas morfológicas podem variar lateralmente de uma para outra.

Rabben (2006) simplifica a classificação de Hoffman (1974) em estromatólitos colunares, estratiformes e nodulares.

Altermann (2008) baseado no trabalho de Preiss (1972 *apud* Walter, 1976) – aqui considerado de natureza petrográfica – amplia a visão dos critérios a serem observados e sintetiza cinco formas básicas dos estromatólitos em (Figura 23):

- (1) Colunar coniforme – Formam-se como colunas solitárias ou em colônias, onde a laminação pode ser lateralmente ligada ou as colunas estão solitárias. As lâminas cônicas são estaqueadas verticalmente com direção de ápice para o topo.
- (2) Colunar – Colunas isoladas ou em bioermas com variações de tamanho e forma podendo ou não ser ramificadas, com uma base mais estreita e ampliando para o topo. São compostas por lâminas estaqueadas verticalmente, convexa e subesferoidal.
- (3) Hemisferóides lateralmente ligados – estromatólitos pseudocolunares com ligação lateral, verticalmente estaqueado, alternando entre convexo e subesferóide côncavo e laminação variando entre plana, ondulada e crenulada.
- (4) Estratiforme – Estromatólitos laminados, com laminação plana, ondulada e crenulada;
- (5) Estromatólito esferoidal (oncoidal ou oncolítico, não incluído na Figura 23).

Um padrão para a distinguir entre as bioconstruções colunares e não-colunares é a amplitude limitada de diâmetros característicos das formas. Os diâmetros máximos variam de poucos decímetros, o que é o mais típico das formas colunares, a alguns poucos metros em largura. Ao contrário, a extensão lateral dos estromatólitos estratiformes e nodulares varia sem um limite definido, algumas vezes dentro de várias ordens de magnitude (se abaixo de 20 milímetros sugere-se o termo microestromatólito) (RAABEN, 2006).

De modo geral, o padrão de crescimento vertical de um estromatólito consiste de uma base laminada plana seguido por um crescimento dômico e por formas ramificadas, refletindo os estágios de colonização e diversificação do bioerma e ainda, condições de raseamento ou aprofundamento com aumento ou diminuição da energia e variação do influxo de detritos (ALTERMANN, 2008).

| Forma Básica  | Estrutura Interna   | Exemplos |
|---|---|----------|
| <b>Coniforme</b>  | <p>(a) Colunas solitárias, isoladas de base circular ou alongada</p> <p>(b) Esteiras de pequenas colunas cônicas, parcialmente LL</p> <p>(c) Suporte tipo-pináculo em esteiras microbiais formando trama 3D</p> |          |
| <b>Colunar</b><br>↑<br>Pode construir grandes domos de base circular ou alongada<br>↓                                 | <p>Colunas bifurcadas (a) paralelas e (b) divergentes</p> <p>(c) Colunas solitárias, isoladas, paralelas com crescimento para o topo</p> <p>(d) Colunas emparedadas e esporadicamente LL</p>                    |          |
| <b>Lateralmente Ligadas (LL) Pseudocolunar</b><br>↑<br>Pode construir grandes domos de base circular ou alongada<br>↓ | <p>(a) Laminação Flat</p> <p>(b) Laminação Ondulada</p> <p>(c) Laminação Crenulada</p>  |          |
| <b>Estratiforme</b>   | <p>(a) Laminação Flat</p> <p>(b) Laminação Ondulada</p> <p>(c) Laminação Crenulada</p>  |          |

**Figura 23** – Esquema de Altermann (2008) baseado em Walter (1972) diferenciando em quatro formas básicas de ocorrência de estromatólitos e suas estruturas internas.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O afloramento estudado nesta dissertação está posicionado imediatamente abaixo da discordância que divide a Formação Codó em inferior e superior, denominada por Mendes (2007) de Limite de Sequência 2 (LS2). Este fato é aqui evidenciado pela presença de um conglomerado (Figura 24), que ocorre estratigraficamente logo acima dos estromatólitos (Figura 3). Abaixo da discordância, a Formação Codó inferior, aqui tratada, apresenta, então, os bioermas e biostromas estromatolíticos e folhelhos cinza escuros.



**Figura 24** – Conglomerado sobre os estromatólitos estudados. A presença do conglomerado marca a discordância nomeada por Mendes (2007) de Limite de Sequência 2 (LS2). (Espessura dos conglomerados ~ 50 cm).

Na análise estratigráfica de Mendes (2007), realizada em poços da borda leste da bacia (região de Coelho Neto, MA), estromatólitos não foram observados na sucessão de fácies correlata (SF4), por ele descrita ou mesmo por outros autores, provavelmente tendo sido erodida (lacuna) pela discordância em questão (Figura 12).

O poço 2-IZ-1-MA, perfurado próximo a confluência entre os rios Tocantins e Araguaia, tendo a Cidade de Imperatriz (MA) como referência, perfurou apenas 70 metros da Formação Codó até atingir basaltos, nos quais a sondagem foi interrompida. Nessa região, a Formação Codó foi interpretada por Fernandes e Della Piazza (1978) como pertencendo ao intervalo ‘inferior’ destes autores e ainda considerada extremidade de um paleolago. Esses autores não constataram a presença dos seus intervalos médio e superior da formação,

erodidas por uma discordância com depósitos de conglomerado considerados do Quaternário (Figura 9).

## 5.1 Organização espacial dos microbialitos

Os carbonatos de origem microbial (microbialitos) possuem diversas peculiaridades inerentes ao seu processo de formação, como visto no Capítulo 4. O contínuo aumento no interesse por rochas microbiais é marcante no campo da Geomicrobiologia; porém ainda são escassos de estudos focados na Sedimentologia – no caso, no campo da Biossedimentologia.

De maneira generalizada, as classificações de microbialitos levam em consideração apenas uma descrição macroscópica; porém, a descrição microscópica é quase sempre utilizada em seu apoio. Assim, muitas vezes é necessário lançar mão de mais de um tipo de classificação para contemplar todas as descrições possíveis, pois as feições a serem observadas podem variar com a escala de observação.

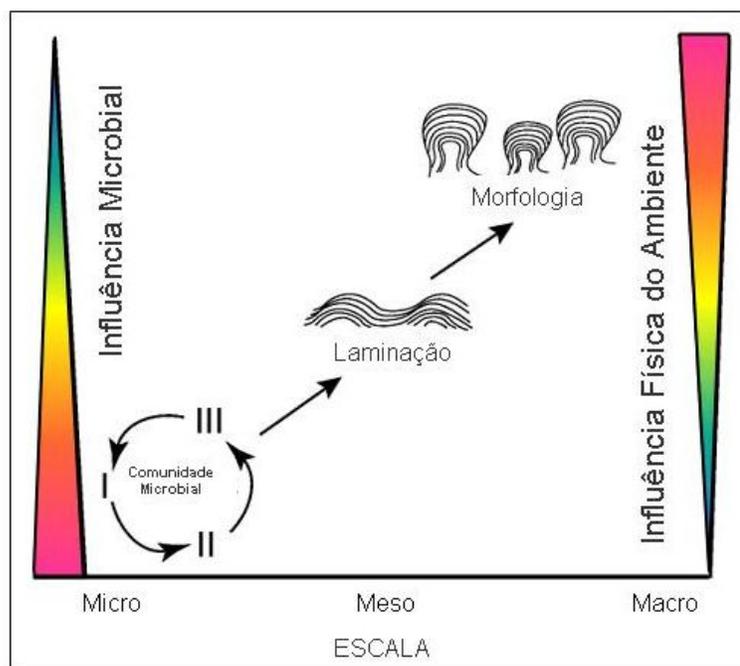
Ao iniciar o trabalho de descrição faciológica, alguns problemas conceituais foram surgindo, como uma definição própria para ‘fácies microbiais’, como será visto na seção 5.2. A partir da discussão conceitual desse tipo de fácies, evoluiu-se para a concepção de uma arquitetura (organização espacial) dos depósitos microbiais, tratada nesta seção.

### 5.1.1 O problema da escala na análise de fácies microbiais

É inerente à concepção da arquitetura deposicional a ideia de escalas de observação (*q.v.* BORGHI, 2000). Porém, para depósitos microbiais isso não é tão simples. Estromatólitos já foram descritos na literatura com escalas variando de milimétrica (LANIER, 1985) à decamétrica (KAH *et al.*, 2006). Será que depósitos microbiais são ‘estruturas’ de aspectos fractais de processos biossedimentológicos, sem uma escala própria?

A noção de escala, no entanto, é fundamental no estudo de microbiais tanto na classificação de fácies sedimentares (‘fácies microbiais’) quanto na caracterização genética da estrutura. Andres e Reid (2006) mostram a importância da visão das diversas escalas no estudo dos carbonatos microbiais para identificar os processos envolvidos. Eles contrapõem a intensidade da ação microbial à ação dos fatores físicos do ambiente no produto final – um microbialito – em diversas escalas. Nota-se que a maior influência microbial dá-se nas menores escalas (*cf.* AWRAMIK *et al.*, 1976; PREISS, 1977; SALLUN FILHO, 1999;

SRIVASTAVA, 2000); enquanto as maiores escalas estão sob maior influência dos fatores físicos ambientais, sejam auto- ou alocíclicos, resultando numa ‘morfologia’ (Figura 25).



**Figura 25** – Modelo conceitual ilustrando a influência microbiana e a dos processos físicos do ambiente na formação de estromatólitos nas escalas "micro" (comunidade microbiana), "meso" (laminação) e "macro" (forma ou morfologia). Note que a escala microscópica é mais influenciada pela ação microbiana do que a escala macro que sofre mais interferência do meio físico. (ANDRES e REID, 2006)

De uma forma geral, os autores não relacionam tamanho, ramificação ou outros detalhes da macroescala a uma determinada comunidade ou a um ambiente específico (AWRAMIK *et al.*, 1976), mas tal ponderação não é unânime (*e.g.*, HOFFMAN, 1973).

A proposição de uma escala numérica, como a do Quadro 3 ajuda na organização da arquitetura microbiana (geobioarquitetura) para o encadeamento das hierarquias, que serão vistas na próxima seção.

Na literatura não são encontrados muitos trabalhos sobre a observação da escala nos microbialitos. Um dos trabalhos de destaque é o de Grey (1989 *apud* SHAPIRO, 2000) que propõem a descrição dos microbialitos em quatro escalas de observação (Figura 26):

- (1) megaestrutura, que se refere-se ao padrão de maior escala na camada dos microbialitos, tais como construções de bioermas e biostromas;
- (2) macroestrutura, que descreve a forma “grosseira” dos corpos microbiais com dimensões tipicamente variando entre dezenas de centímetros a metros;
- (3) mesoestrutura, que é a categoria usada para descrever as texturas internas dos elementos da macroestrutura e que são visíveis a olho nu, sendo crítica para a

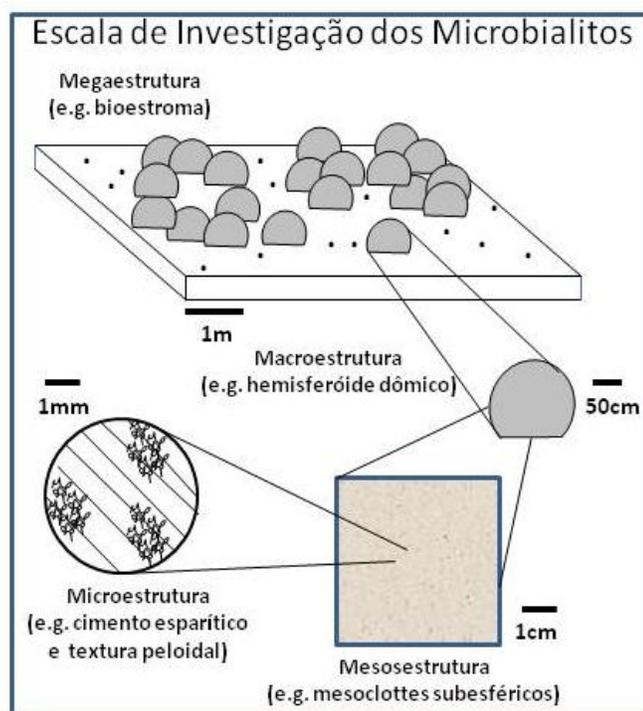
interpretação do microbialito a diferenciação da macroestrutura e da mesoestrutura; e,

- (4) microestrutura, que se refere à textura microscópica, como cimento, cristais neoformados e constituintes microbiais.

**Quadro 3** – Escala de descrição proposta nesta dissertação.

| ESCALAS |        |              | FEIÇÕES                     | OBJETOS        |
|---------|--------|--------------|-----------------------------|----------------|
| Giga    | dam/hm | > 3 m        | Sistema Microbial           | Formação       |
| Mega    | m      | 3 m – 30 cm  | Elemento Geobioarquitetural | Afloramento    |
| Macro   | dm     | 30 cm – 3 cm | Morfotipo Microbial         |                |
| Meso    | cm     | 3 cm – 3 mm  | Unidade Microbial           | Amostra de mão |
| Micro   | mm     | < 3 mm       | Microestrutura              | Lâmina         |

Apesar de Grey (*op. cit.*) não expressar limites numéricos para suas escalas de observação, ele sugere a magnitude dos padrões descritos e definidos em cada um das suas quatro escalas através de barras de escala que se veem na ilustração do seu trabalho (Figura 26).



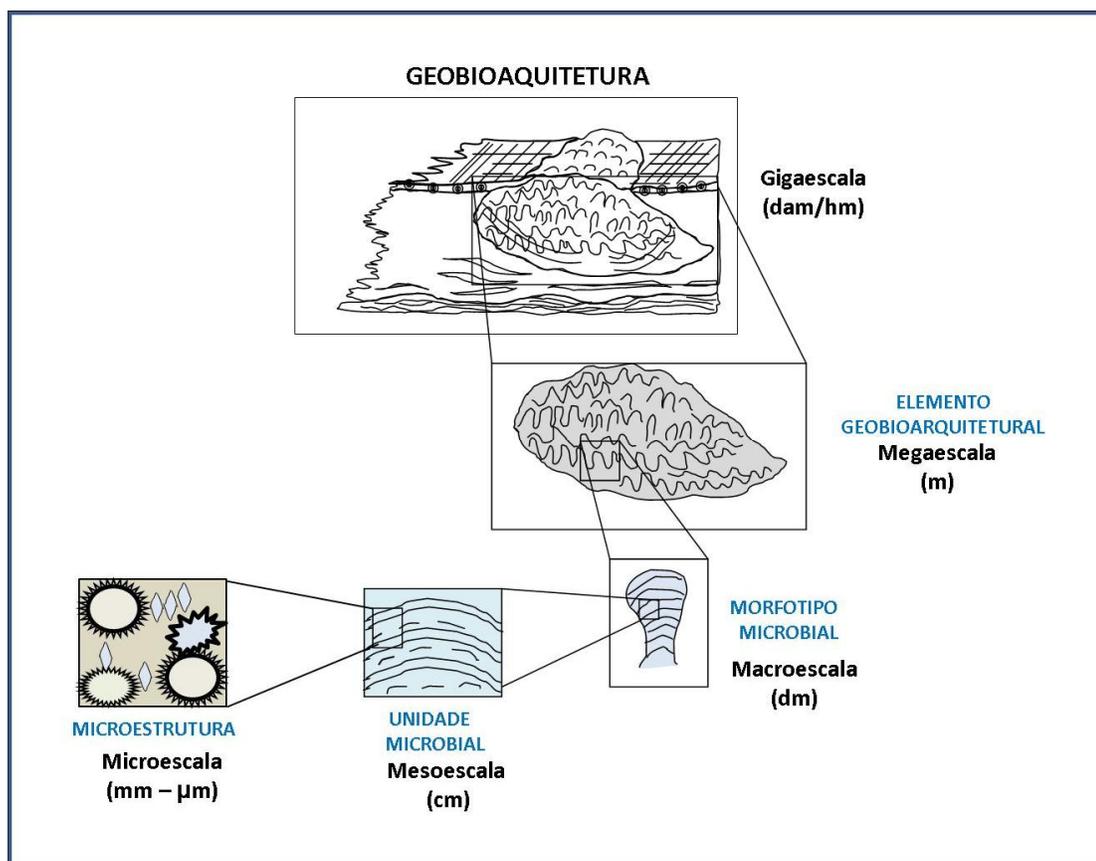
**Figura 26** – Ilustração esquemática das quatro escalas de investigação dos microbialitos. A macroestrutura representa a natureza física do depósito; a macroestrutura é descrita pela forma de cada elemento; a mesoestrutura descreve as texturas internas de cada elemento; e a microestrutura, que é caracterizada apenas do ponto de vista petrográfico (GREY, 1989, apud SHAPIRO, 2000).

Nota-se, assim, que a organização estratigráfica dessas estruturas difere de práticas já solidificadas e maduras na Geologia Sedimentar, as quais podem ser tratadas sob o ponto de vista da ‘arquitetura deposicional’.

### 5.1.2 Geobioarquitetura (GBA)

Propõem-se nesta dissertação a expressão GBA para auxiliar na compreensão de um padrão de organização tão peculiar dos microbialitos (Figura 27). O conceito inerente é baseado no de arquitetura deposicional (*cf.* BORGHI, 2000). Serão aqui discutidos quatro aspectos da GBA: a microestrutura, a unidade e o morfotipo microbiais, além de um elemento geobioarquitetural.

Aliando a descrição de Grey (1989, *apud* SHAPIRO, 2000; Figura 26) com a noção de escala aqui proposta (Quadro 3), pode-se construir uma hierarquia das escalas de observações da como a da Figura 27.



**Figura 27** – Ilustração esquemática da escala de observação e dos componentes descritos para a Geobioarquitetura (GBA).

O elemento geobioarquitetural (Figura 27) refere-se à estrutura maior, formada por um ou mais tipos de depósitos microbiais. A morfologia geral do elemento geobioarquitetural é o resultado do conjunto de morfotipos microbiais que o constituem e da organização espacial entre eles. Sua descrição dá-se em afloramento. Estes elementos podem ser, por exemplo, bioermas, biostromas, recifes isolados, entre outros, e geneticamente respondem por mecanismos autocíclicos (microbianos e ambientais) e, sobretudo, alocíclicos (variação da lâmina d'água/espaco de acumulação, tectônica e clima). Estão inseridos na megaescala de observação, métrica (30 cm a 3 m).

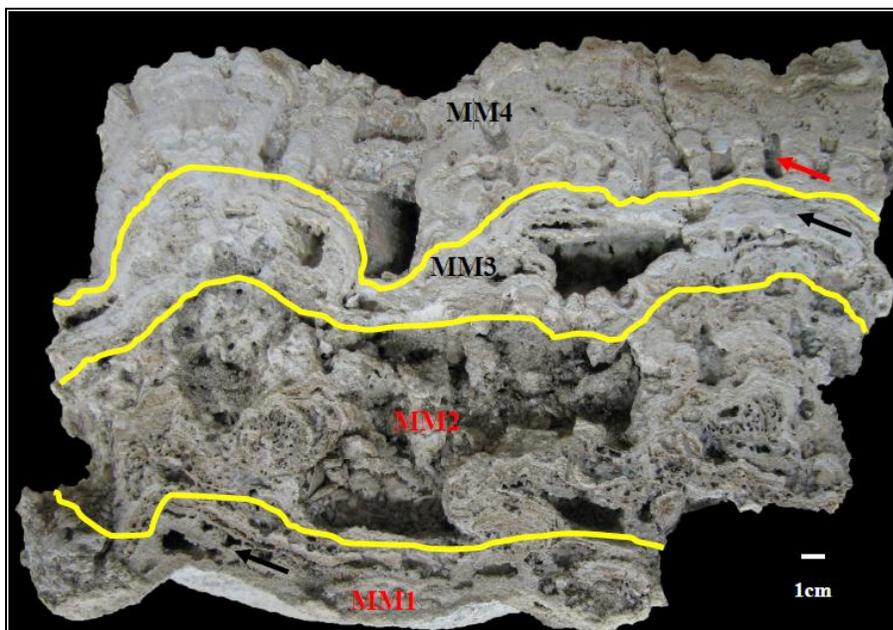
O morfotipo microbial (Figura 27) refere-se às morfologias dos microbialitos que preenchem o elemento geobioarquitetural, e sua descrição dá-se em afloramento. Diferentes microbialitos podem apresentar morfotipos iguais ou muito semelhantes, como é o caso dos trombólitos e estromatólitos que podem apresentar as formas de colunas isoladas, ramificações, lençóis estratiformes e hemisferóides dômicos e outras (*q.v.* SHAPIRO, 2000), ou num mesmo elemento geobioarquitetural podem ocorrer apenas estromatólitos, mas que possuam morfotipos diferenciados. Sua gênese está relacionada a mecanismos tipicamente autocíclicos, associados a parâmetros ambientais.

Algumas vezes, a análise do morfotipo pode conter mais de uma unidade microbial. Iespa (2010) coloca uma situação um pouco mais complexa que ocorre com os conhecidos "estromatólitos" da Lagoa Salgada (RJ). O autor identifica num mesmo morfotipo domal uma sucessão de quatro "microfácies microbianas" (MM1 a MM4), em três diferentes "estágios morfológicos" (1, estromatólito; 2, trombólito; e 3, oncólito), aqui considerados 'unidades microbiais', que estão contidas em diferentes morfotipos (estromatólitos estratiforme, colunar e domal, trombólito e oncólito), como se observa na Figura 28. A partir desses critérios Iespa (2010) propôs o termo Plexo Estromatólito–Trombólito–Oncólito (PETO), ou seja, numa mesma estrutura de aproximadamente 30 cm de altura, diferentes unidades microbiais evoluem continuamente na vertical. Estão inseridos na macroescala de observação, decimétrica (3 cm a 30 cm).

É fundamental também desassociar a descrição da microestrutura microbial do morfotipo, pois não há relação claramente estabelecida entre essas escalas (*cf.* BERTRAND SARFATI *et al.*, 1994).

As unidades microbiais (Figura 27) são distinguidas segundo uma descrição detalhada da textura interna, via de regra petrográfica macroscópica (amostra de mão e testemunho). Nessa escala, a observação da presença ou não de lâminas, da variação da forma das lâminas em direção ao topo, das terminações das lâminas contra a margem das estruturas, da presença

de textura do tipo ‘mesogrumosa’ (*mesoclotted*) dos trombólitos, entre outros, é fundamental. Estão inseridas na mesoescala de observação, centimétrica (3 mm a 3 cm). Sua gênese está relacionada a mecanismos tipicamente autocíclicos, associados a parâmetros ecológicos da esteira microbiana.



**Figura 28** – Corte vertical do estromatólito tipo domal da Lagoa Salgada estudado por Iespa (2010). A divisão deste em quatro microfácies permite identificar diferentes estágios de evolução deste inserido no processo evolutivo da própria lagoa. A microfácies MM1 e MM3 (seta preta) mostra estromatólito estratiforme, enquanto a microfácies MM2 apresenta textura trombólica e a MM4 aspecto colunar e oncolítico.

As unidades são definidas a partir de suas texturas – que tipificam os os grandes grupos de microbialitos – como (i) laminada (estromatólito); (ii) *grumosa* (trombólito); (iii) dendrítica (dendrólito) e (iv) afanítica (leiólito); e não por sua macroforma (ou morfologia externa) como já sugerido anteriormente (AITKEN, 1967 *apud* SHAPIRO, 2000).

A microestrutura (Figura 27) refere-se à observação das características, via de regra petrográficas microscópicas (lâminas delgadas, seções polidas e amostras de calha). Para a interpretação de carbonatos microbiais é fundamental a descrição da textura e de seus componentes. Está inserida na microescala de observação, milimétrica (300  $\mu\text{m}$  a 3 mm) a submilimétrica (< 300  $\mu\text{m}$ ), e sua gênese está relacionada a parâmetros estritamente ecológicos da esteira microbiana.

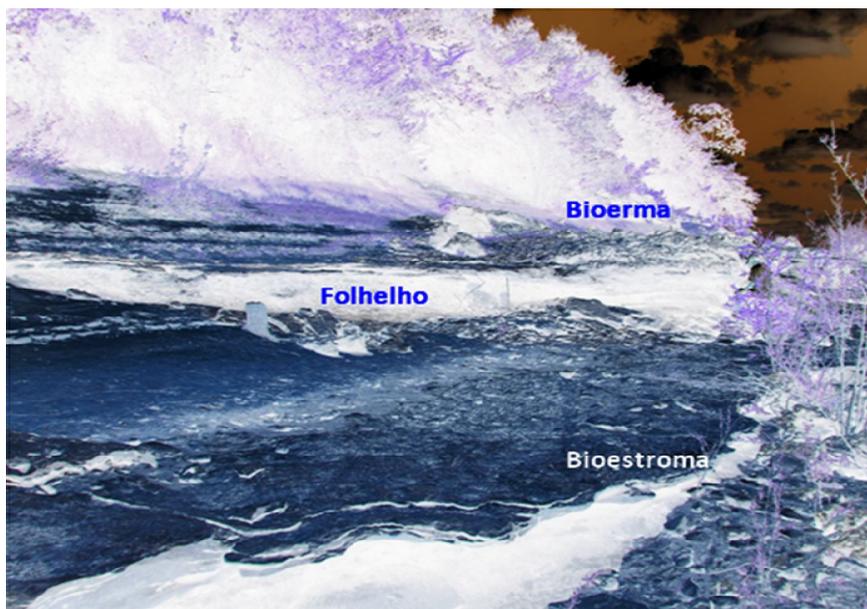
Bertrand Sarfati *et al.* (1994) classificaram a microestrutura em: (i) Grupo A, contendo evidências de cianobactérias filamentosas preservadas; (ii) Grupo B, contendo lâminas micritizadas, sem evidência de cianobactérias filamentosas preservadas, (iii) Grupo C,

contendo microesparita em lâminas e fibrosa; e (iv) Grupo D, microestrutura biogênica não microbial.

## 5.2 Bioermas e biostromas (elementos GBA)

Os microbialitos podem crescer em diversos ambientes/paleoambientes e, independentes destes, podem compartilhar morfologias e texturas internas muito semelhantes. Ou seja, apenas com o estudo dos depósitos microbiais sem a sua integração com os depósitos a eles associados é difícil definir um paleoambiente, já que esses depósitos não caracterizam nenhum paleoambiente deposicional específico, mas se constituem numa importante ferramenta de detalhamento da investigação paleoambiental.

O afloramento estudado organiza-se em uma sucessão de biostromas, folhelhos e bioermas isolados (Figura 29) ou ancorados sobre outros biostromas. A formação desses elementos GBA é bastante comum em ocorrências estromatolíticas. Todos esses elementos estão esquematizados na Figura 3.



**Figura 29** – Aspecto geral do afloramento estudado, apresentando a intercalação de folhelhos e biostromas e bioermas estromatolíticas. A diversificação do modo de ocorrência dos estromatólitos é interpretada como resposta à variações do meio.

Existem diversas conceituações para bioerma e biostroma (*q.v.* WALTER, 1976; KERSHAW, 1994; McLANE, 1995), que, em geral, denotam apenas um caráter descritivo e não genético. Aqui se adota um conceito de bioermas como construções aloquímicas ou

biogênicas 3D, em formas do tipo monticulado (*mound*), dômico e até ‘lenticular’ (plano-convexo); enquanto os biostromas apresentam formas em lençol (*sheet*), tabular (*tabular/blanket*) ou lenticular estendido (cf. GERDES e KRUMBEIN, 1995).

Os biostromas da Formação Codó, de maneira geral, possuem base e topo ondulado ou ligeiramente ondulado e contêm laminação. Vários biostromas ocorrem separados por camadas muito delgadas de folhelho, mas seu conjunto atinge, no máximo, 40 centímetros de espessura; ancoram-se sobre arenitos ou ocorrem associados a camadas de folhelhos (Figura 30).



**Figura 30** – Aspecto geral do biostroma (Bs) basal. Seu aspecto é de uma ‘marquise’ proeminente no afloramento. Podem ocorrer como corpos amalgamados e pouco espessos e variações das laminações internas.

Os bioermas ocorrem em elementos GBA isolados de aproximadamente 1 metro a 1,5 metros de altura. Dois dos bioermas (Bh1 e o Bh2) são subsféricos (seção subcircular), estando posicionados estratigraficamente abaixo de outros três (bioermas Bh3, Bh4 e Bh5), que se desenvolveram em forma cilíndrica orientada na direção N–S, com seção lenticular côncavo-convexa de até 5 metros de largura (Figura 3), mas de comprimento não definido. Os bioermas são separados entre si por folhelhos em distâncias que variam de alguns poucos metros a 70 metros.

Os bioermas esféricos (Bh1 e Bh2) podem ter sofrido menor exposição à energia do meio (correntes?) do que os alongados (cilíndricos), que, provavelmente, refletem a direção de supostas correntes (*q.v.* ALTERMANN, 2008). Em ambientes de baixa energia, o crescimento dos bioermas ainda é balizado pela profundidade da lâmina d'água, que em geral é relativamente mais alta do que o topo da estrutura. Os bioermas iniciam seu desenvolvimento em uma lâmina d'água maior do que em relação ao biostroma.

Os bioermas exibem uma complexa geobioarquitetura que registra a interação entre o crescimento dos estromatólitos e mudanças no espaço de acumulação, muito provavelmente, por mudanças na lâmina d'água (espaço de acomodação) causada por variações climáticas, muito embora não se descartem por ora outros mecanismos.

Internamente são compostos predominantemente por morfotipos pseudocolunares, colunares, cônicos e raros morfotipos domais. As duas primeiras formas básicas dos estromatólitos constroem efetivamente os grandes domos de base circular e alongada. A visualização em planta dos morfotipos é variada, podendo ser circular, subcircular a rômbrica, característica dos estromatólitos colunares.

O bioerma Bh3, em particular, apresenta uma GBA mais complexa, em que é possível observar várias lâminas de folhelho (?) separando elementos com arranjos espaciais distintos (Figura 31). Assim, o bioerma Bh3 pode ser entendido como um conjunto de elementos GBA.



**Figura 31** – Ilustração do bioerma Bh3 onde é possível observar sucessivas superfícies descontínuas amalgamadas (seta amarela). Abaixo do bioerma notar a presença do biostroma.

### 5.3 Fácies sedimentares

O uso do conceito de fácies sedimentares é amplamente utilizado nos estudos sedimentológicos, sendo esse definido por Borghi (2000), com base em Selley (1970), como “*uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais*”.

As estruturas sedimentares são um dos atributos mais importantes levados em consideração durante a caracterização de uma fácies sedimentar. Os estromatólitos também são, por definição, estruturas sedimentares ou, melhor, ‘organossedimentares’ (q.v. WALTER, 1976; COLLINSON e THOMPSON, 1989)

Na literatura não há uma proposição de classificação de fácies baseadas em estromatólitos; o que se observa, são diferentes estudos discutindo aspectos sedimentológicos ou petrográficos com ênfases em atributos diversos, seja a estrutura interna, o morfotipo ou até os constituintes minerais e partículas da amostra.

Assim, a ideia da uma ‘fácies microbial’ foi aqui trabalhada apoiada na definição de fácies sedimentares de Borghi (2000), adaptando-as às necessidades de estudo biossedimentológico das estruturas microbiais. Dessa maneira, fácies microbiais são aqui definidas como *uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela unidade, morfotipo e microestrutura microbiais*. Outros atributos como litologia (mineralogia), cor, fósseis associados e trama (organização espacial), podem ser complementares.

Neste trabalho foram reconhecidas oito fácies sedimentares, sendo quatro microbiais (Ep, estromatólito planar-pseudocolunar; Ecv, estromatólito laminação convexa; Ecn, estromatólito cônico; Ed, estromatólito deformado) e cinco terrígenas (F, Folhelho, Bi, Brecha intraformacional; Ba, Brecha arenosa; Ab, Arenito bioturbado; C, Conglomerado). As fácies sedimentares estão sintetizadas no Quadro 4.

As análises de DRX mostram que as quatro fácies microbiais são mineralogicamente compostas por calcita (Anexo 2). Portanto, tanto para as fácies mais afetadas diageneticamente (Ecv), quanto para a menos afetada (Ep), podendo-se afirmar que todas as fácies microbiais eram mineralogicamente semelhantes e compostas por calcita, não obstante a presença palimpsestica de cristais de dolomita em áreas silicificadas.

A identificação das quatro fácies microbiais (Ep, Ecv, Ecn e Ed) teve como critério diagnóstico fundamental, neste estudo, a unidade microbial (Quadro 5). Na descrição, seguiram-se, em importância, o morfotipo e a microestrutura. Cada uma das fácies microbiais

foi tentativamente associada às classificações petrográficas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971); às classificações morfológicas de Preiss (1972), Hoffmann (1974), Schmidt (1996) e Altermann (2008); e, por fim, às classificações taxonômicas apresentadas em Walter (1972, 1976) e Raaben *et al.* (2001). Já as fácies terrígenas foram associadas às de Mendes (2007).

**Quadro 4 – Quadro síntese das fácies sedimentares descritas.**

| <b>CÓDIGO</b> | <b>DIAGNOSE</b>  | <b>INTERPRETAÇÃO</b>  |
|---------------|--|---|
| Ep            | Estromatólitos planares-pseudocolumnares com lâminas variando entre lisa e crenulada.  | Acumulação carbonática mantiforme sobre o leito por comunidades microbiais ricas em cianobactérias filamentosas (?), em ambiente de lâmina d'água muito rasa e energia baixa.   |
| Ecv           | Estromatólitos com laminação variando de suavemente a fortemente convexa e, raramente, romboédrica.  | Acumulação de carbonato por ação microbial em águas relativamente agitadas e lâmina d'água rasa.  |
| Ecn           | Estromatólitos com laminação cônica lisa   | Acumulação de carbonato por indução microbial em águas relativamente agitadas, em lâmina d'água alta  |
| Ed            | Estromatólito com laminação lisa (também pseudocolunar?) deformada por estruturas sinsedimentares.   | Acumulação de carbonato por ação microbial em águas relativamente rasas. As estruturas de deformação sinsedimentares encontradas em alguns estromatólitos foram, provavelmente, originadas a partir de sismos (sismitos).               |
| F             | Folhelhos calcíferos de coloração cinza contendo, intercaladas, lâminas submilimétricas a milimétricas de calcita microespática e de arenito muito fino a fino | Decantação de finos (silte argila) em ambiente subaquoso de baixa energia e anóxico, com esporádico aporte de areias por fluxos hipopícnais diluídos, alternado com breves acumulações esteiras microbianas e de carbonatos microbiais. |
| Ba            | Brecha grossa arenosa, monomítica, sem estrutura aparente  | Deposição a partir por um fluxo hiperconcentrado, como em um inundito catastrófico (inundito) ou, alternativamente, por tsunamis (tsunamiitos) gerados por abalos sísmico   |
| Bi            | Brecha grossa, monomítica, com orientação planar dos clastos.  | Deposição a partir por um fluxo hiperconcentrado por tsunamis (tsunamiitos) gerados por abalos sísmicos ou, alternativamente, por em um inundações catastróficas (inundito).  |
| Ab            | Arenito fino a médio, argiloso, muito bioturbado (mosqueado), cor cinza, por vezes acastanhado, com algumas concreções carbonáticas                            | Ação intensa de organismos invertebrados sobre um substrato arenoso/lamoso em ambiente de baixa energia   |
| C             | Conglomerado grosso, oligomítico, clasto suportado por matriz (pouca) ou clasto, com coloração variando entre marrom e amarelo castanho.                       | Deposição por processos trativo subaquoso de alta energia, evoluídos de fluxo de detritos   |

**Quadro 5** – *Quadro síntese da diagnose e descrição das fácies microbiais no estudo de geobioarquitetura. A maior espessura da barra cheia em vermelho salienta o atributo diagnóstico (unidade microbial); as barra cheias menos espessas salientam em importância os atributos descritivos (morfotipo e microestrutura microbial); enquanto que a barra pontilhada situa as fácies microbianas no contexto dos elementos GBA.*

| Atributos \ Fácies                | Ep   | Ecv  | Ecn   | Ed  |
|-----------------------------------|--|--|---|---|
| Elemento GBA<br>.....             | Biostroma  | Bioerma  | Bioerma   | Bioerma                                     |
| Morfotipo Microbial<br>_____      | Não-colunar/<br>estratiforme                               | Colunar e domal  | Colunar   | Colunar e domal                             |
| Unidade Microbial<br>_____        | Laminação planar<br>ou pseudocolunar.<br>Lisa ou crenulada | Laminação suave ou<br>fortemente<br>convexa. Raramente<br>rômbica. Lisa. | Laminação cônica<br>de zona de crista l.<br>Lisa. | Laminação<br>Deformada. Lisa e<br>ondulada. |
| Microestrutura Microbial<br>_____ | Peloidal Grumosa   | Micrítica<br>recristalizada  | Micrítica<br>recristalizada                       | Micrítica<br>recristalizada                 |

### 5.3.1 Fácies Ep – Estromatólito planar-pseudocolunar

Boundstone (DUNHAM, 1962)

Estromatólito estratiforme (HOFFMAN, 1974)

Estromatólito estratiforme/ pseudocolunar (ALTERMANN, 2008)

Estromatólito não colunar (PREISS, 1971)

Estromatólito peloidal – pS (SCHIMDT, 1996)

Framestone (EMBRY e KLOVAN, 1971)

*Irregularia* Korolyuk, 1960

*Diagnose* – Lâminas planares-pseudocolunares variando entre lisa e crenulada.

*Interpretação* – Acumulação carbonática mantiforme sobre o leito por comunidades microbiais ricas em cianobactérias filamentosas (?), em ambiente de lâmina d'água muito rasa e energia baixa.

*Descrição* – Esta fácies ocorre sob a forma de biostromas, com morfotipo não-colunar ou estratiforme composta por unidades microbiais laminadas, variando entre lisa e crenulada. As lâminas crenuladas podem ocorrer sobre lâminas lisas truncadas durante a evolução do estromatólito (Figura 32).

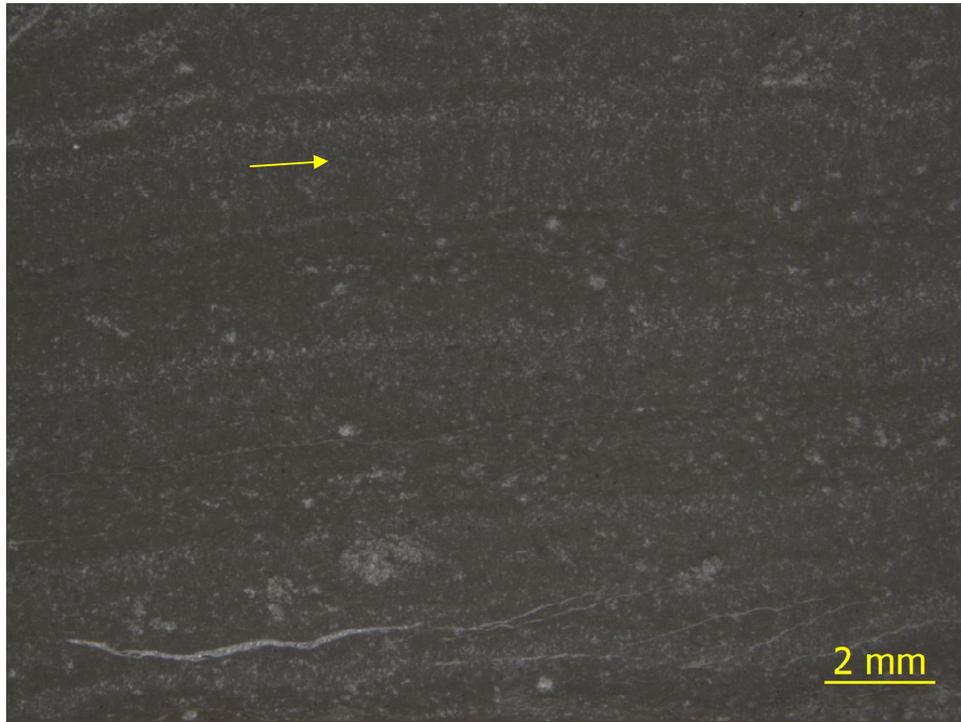


**Figura 32** – *Aspecto macroscópico da fácies Ep. Estromatólito estratiforme com laminações variando de lisa para crenulada. A laminação crenulada notoriamente trunca as laminações anteriores à direita e tornando-se concordante à esquerda. Notar que a laminação torna-se difusa em algumas porções da estrutura.*

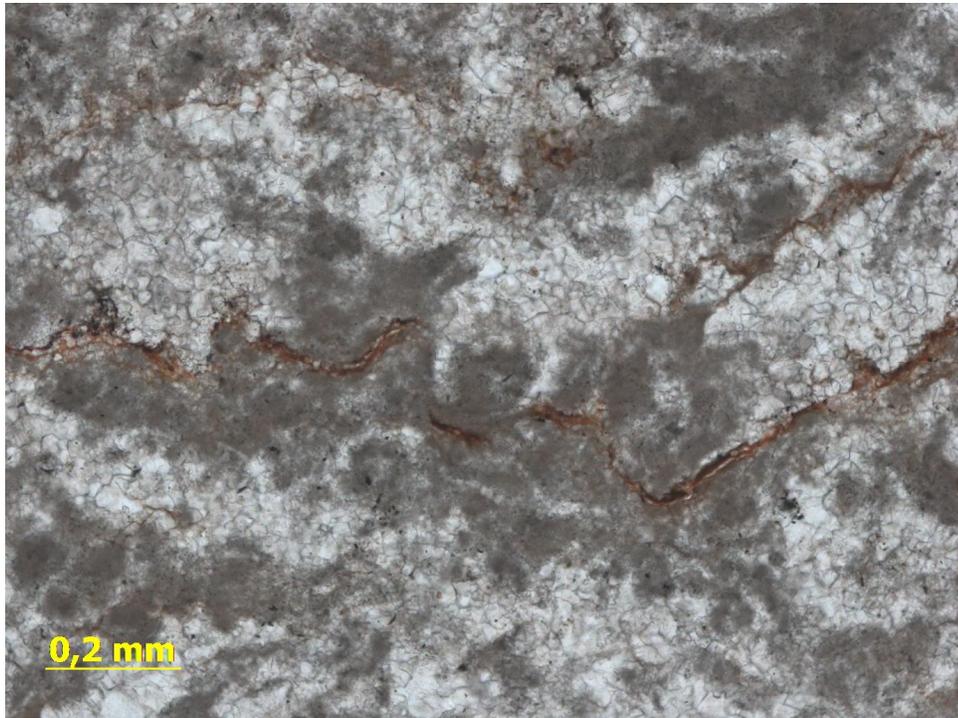
A unidade microbiana organiza-se em laminações difusas ou fracamente laminada a laminada. Conjuntos de lâminas claras e escuras também podem ser observadas. As lâminas claras, milimétricas, são compostas de microesparita; enquanto as mais escuras, de peloides. Textura de cianobactérias filamentosas preservadas com direção perpendicular às lâminas também estão presentes (Figura 33). Ocorrem estilólitos (Figura 34) texturas micronodulares e, como o último evento pós-deposicional nesta fácies, ocorrem fraturas perpendiculares à laminação preenchidas por calcita.

Petrograficamente é composta essencialmente por grãos peloidais na fração silte grosso. Para Flügel (2004) trata-se de uma textura peloidal grumosa (rede “tipo-esponja” de micrita). Os peloides ora apresentam-se espaçados ou com aspecto arbustivo (*shrub*) formando uma textura com crescimento em direção ao topo (Figura 35).

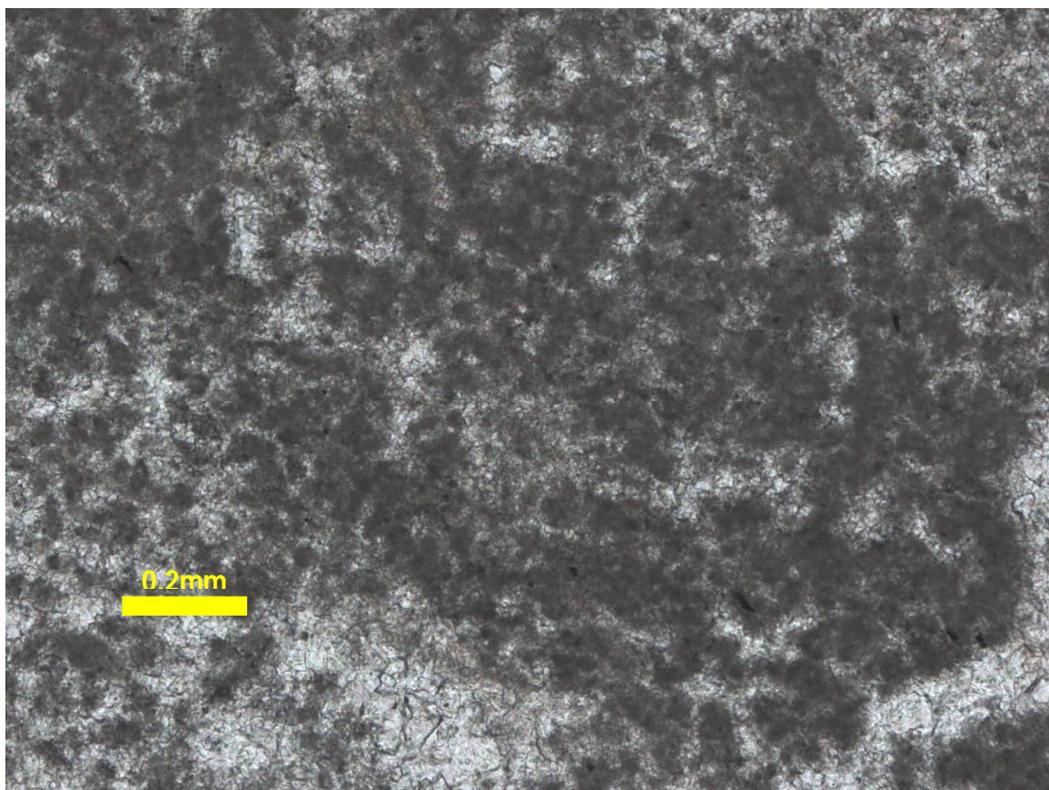
O processo diagenético não foi muito intenso, pois mesmo a formação de microesparita não obliterou totalmente a textura original, tendo sido mais eficiente em regiões originalmente porosas. Sob luz fluorescente, a textura peloidal apresenta uma boa fluorescência, enquanto a microesparita não fluoresce, fornecendo indícios de que a textura é original (Figura 36A e B).



**Figura 33** – Fotomicrografia da fácies Ep (luz refletida, estereomicroscópio). Notar a unidade microbial: variação entre o conjunto de lâminas claras (microesparita) e escuras (textura peloidal) e ainda uma provável textura de cianobactérias filamentosas (seta amarela).



**Figura 34** – Fotomicrografia da fácies Ep (nicol cruzado). Observe a ocorrência de estilólitos.



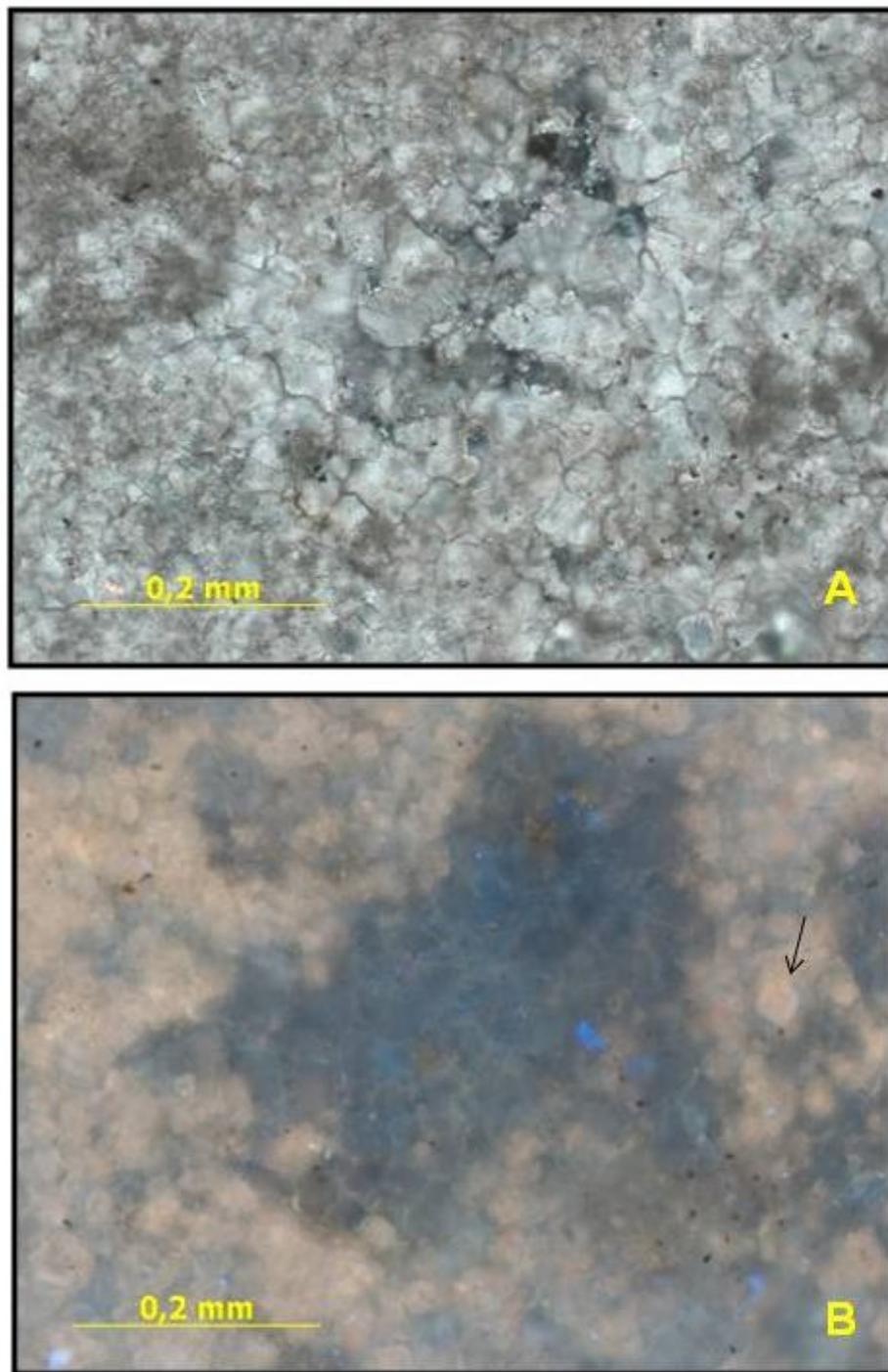
**Figura 35** – Fotomicrografia da Fácies Ep (nicol cruzado). Observe a textura peloidal da fácies e microestrutura arbustiva (*shrub*).

*Discussão* – Mudanças na forma da superfície das lâminas, como o aumento da rugosidade (variando entre lisa e crenulada), bem como o topo ondulado desse corpo indica relativo aumento na energia do ambiente (*cf* ALTERMANN, 2008). Arenas e Pomar (2010) sugerem, contudo, outra interpretação, como a simples variação da comunidade que compõem as esteiras como agente dessas alterações.

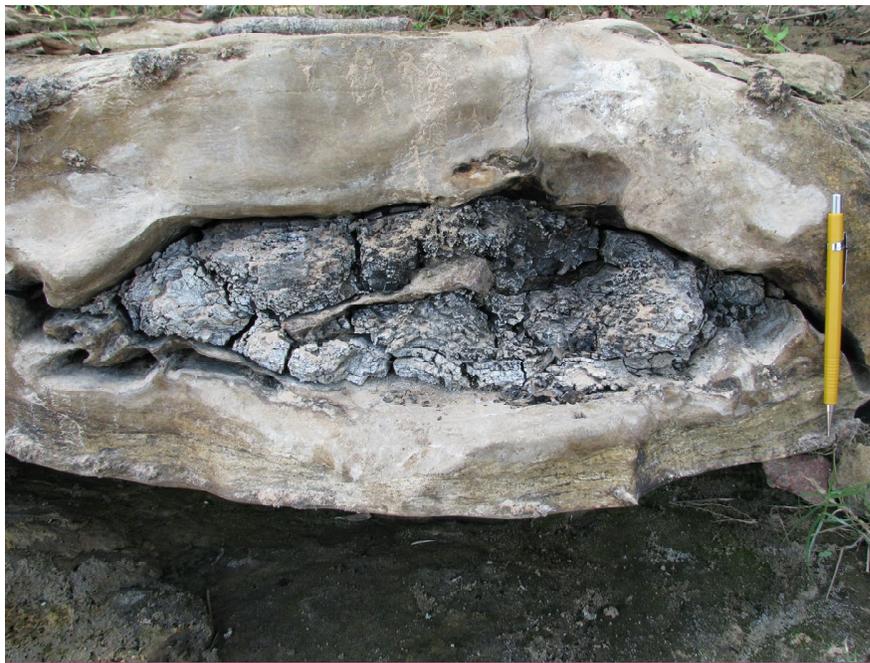
Mudanças morfológicas na unidade microbial (hábitos de planar a pseudocolunar) permitem sugerir a classificação taxonômica de *Irregularia* Korolyuk, 1960.

A textura peloidal é tipicamente de indução microbial na formação de grãos *in situ* dentro das esteiras, em baixa energia (SHAPIRO, 2000) e a microestrutura arborescente, águas quentes (CHAFETZ e GUIDRY, 1999)

Eventualmente, a construção desses estromatólitos estratiformes pode ter sido perturbada pelo aumento da agitação da água, talvez por chuvas esporádicas, sendo estas provavelmente as responsáveis pelo transporte de um tronco fóssil de aproximadamente 45 cm que, após seu assentamento no leito, foi envolvido pelo crescimento dos estromatólitos estratiformes (Figura 37).



**Figura 36** – Fotomicrografia da fácies Ep em nicol cruzado (A) e em luz fluorescente (B). Notar que, em (A), as porções originalmente porosas os cristais de microesparita diagenética são mais bem desenvolvidos e maiores em relação ao restante da lâmina onde ocorre a textura grumosa original; e, em (B), a microesparita diagenética não fluoresce, enquanto a textura grumosa original torna-se fluorescente, isso pode dar uma ideia de porosidade original para essas rochas. A seta preta indica um possível cristal de dolomita.



**Figura 37** – Aspecto macroscópico da Fácies Ep. Observe um tronco fóssil envolvido pelo biostroma, provavelmente trazido durante uma inundação.

### 5.3.2 Fácies Ecv – Estromatólito com laminação convexa

Boundstone (DUNHAM, 1962)

Estromatólito colunar (ALTERMANN, 2008; HOFFMAN, 1974; PREISS, 1971)

Estromatólito micrítico – mS (SCHIMDT, 1996)

Estromatólito SH-V (LOGAN *et al.*, 1964)

Framestone (EMBRY e KLOVAN, 1971)

*Collenia* sp.

*Columnacollenia* sp.

*Externia externa* Semikhatov, 1978

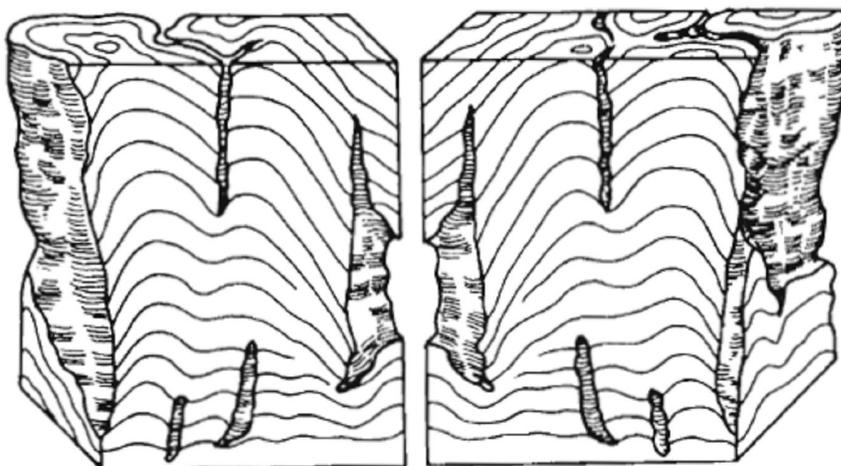
*Diagnose* – Lâminas variando de suavemente a fortemente convexa e, raramente, romboédrica.

*Interpretação* – Acumulação de carbonato por ação microbial em águas relativamente agitadas e lâmina d'água rasa.

*Descrição* – Esta fácies ocorre nos bioermas, onde predominam os estromatólitos de morfotipo colunar e, raramente domal, com altura aproximada de 30 a 40 centímetros e diâmetro máximo aproximado de 10 centímetros para os colunares e entre 25 e 35 centímetros para os domais.

Os estromatólitos domais são encontrados na base dos bioermas e podem ser associados ao gênero *Collenia* Krylov, 1960. Acima, a morfologia muda para colunas

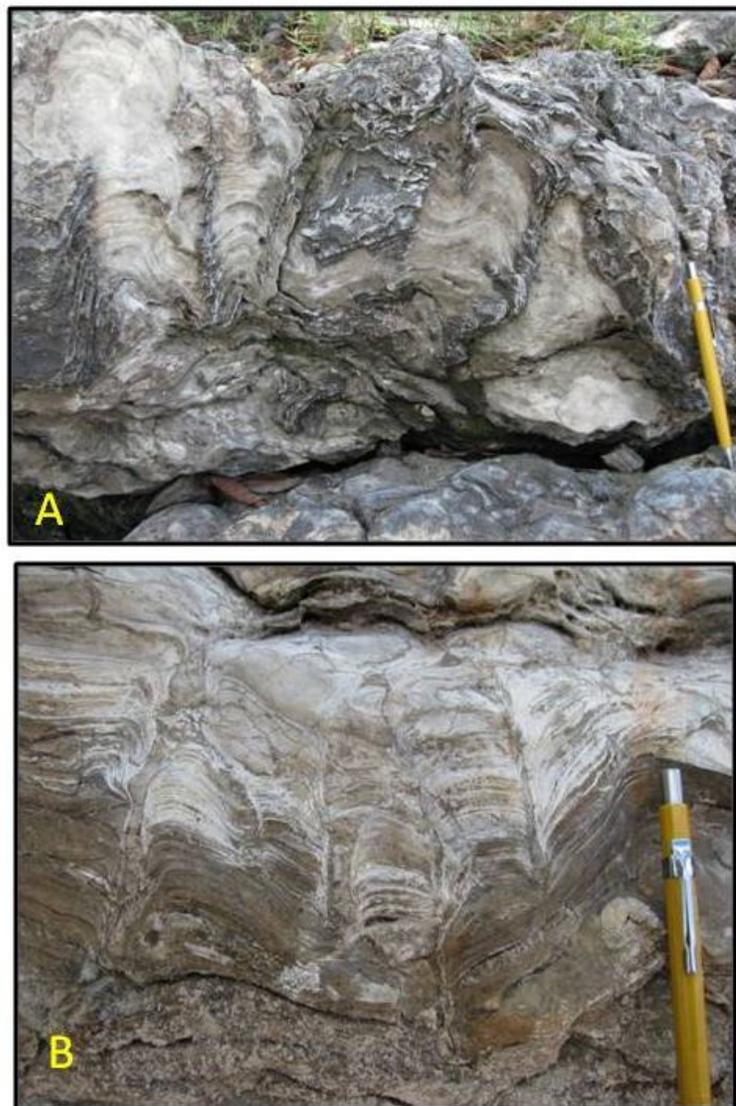
solitárias, paralelas a subparalelas com crescimento para o topo (Figura 38A), as quais podem ser associadas ao gênero *Columnacollenia* Korolyuk, 1960 e à forma *Externia externa* (Figura 38B).



**Figura 38** – (A) Ilustração de estromatólito colunar da fácies Ecv, com a base interligada e diferenciação incipiente para o topo como “proto-colunas”. (B) Esquema da forma *Externia externa* Semikhatov, 1978 para uma comparação (RAABEN et al., 2001).

As formas em planta são basicamente circulares ou elípticas. A unidade microbiana é composta por lâminas milimétricas (1 a 2 mm) que variam de fortemente a suavemente convexa, raramente rômbrica. A laminação alterna entre contínua e difusa, esta principalmente em porções silicificadas. O relevo sinótico dessas lâminas é baixo a médio.

As colunas podem ocorrer separadas com espaçamento centimétrico, preenchido por fragmentos das colunas adjacentes (Figura 39A,B).



**Figura 39** – *Aspecto macroscópico dos estromatólitos da fácies Ecv. (A) Observe as colunas isoladas, paralelas com as lâminas se tornando mais amplas para o topo e o espaço entre as colunas muito pequeno. (B) Observe, na base, laminação ampla curvada associável à forma *Collenia sp.* e, para o topo, o espaço maior entre as colunas (centimétrico), preenchido por fragmentos dos próprios estromatólitos adjacentes, associável à forma *Columnacollenia sp.**

Ramificações bem desenvolvidas nessa fácies não são muito claras. Um dos poucos exemplos de colunas aparentemente ramificadas, como o da Figura 40, deixam dúvidas quanto à origem dessa ramificação, uma vez que podem ser apenas o efeito de alguma erosão diferencial mascarando a morfologia original.



**Figura 40** – Estromatólito da fácies Ecv com possível ramificação (ou produto da ação intempérica?)

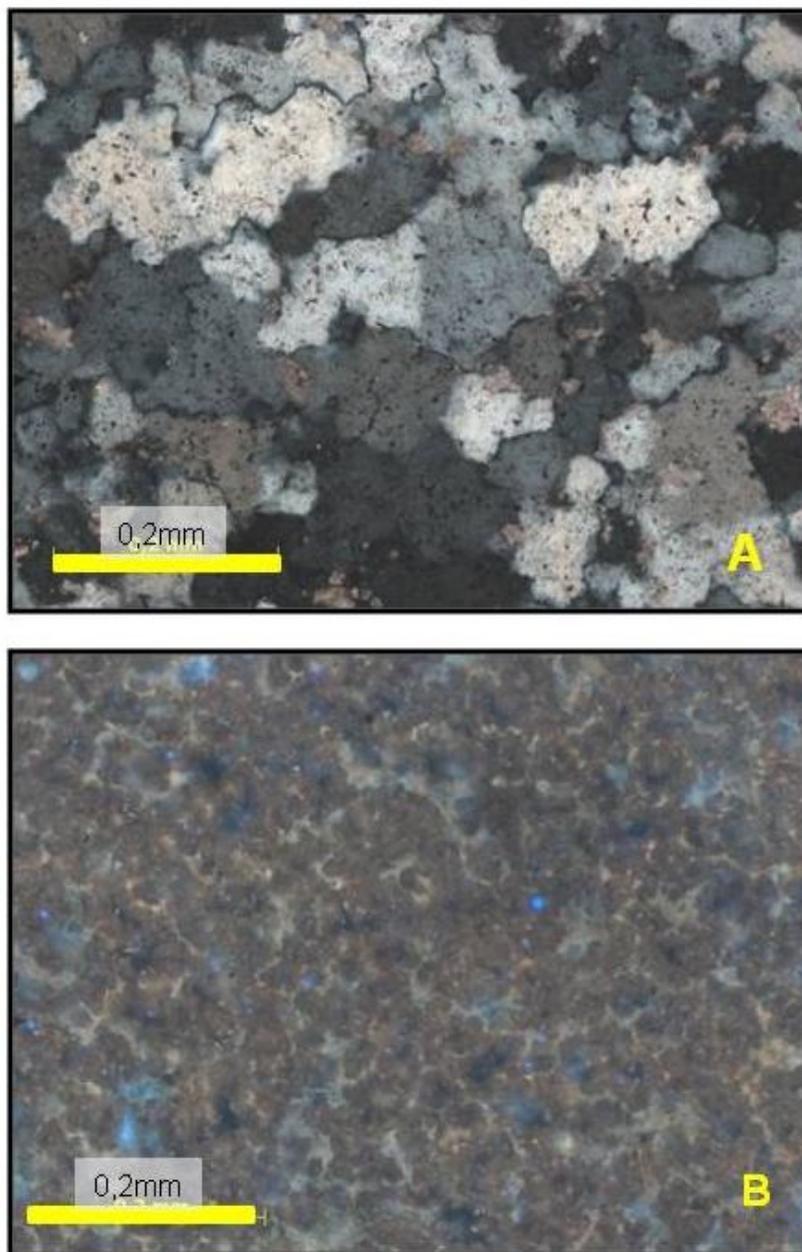
Os estromatólitos desta fácies também podem apresentar alguma deformação rúptil como falhas sedimentares normais de pequeno rejeito, deslocando as lâminas por não mais que um centímetro, ou com pequenos empurrões, que deformam um pouco a estrutura, mas que não necessariamente caracterizam-nas.

No topo de um dos bioermas que contem a fácies (bioherma Bh4) foram observados pseudomorfos de halita (Figura 41).



**Figura 41** – Notar a presença de pseudomorfos de halita (silicificada) no topo do bioerma Bh4 (seta preta), fácies Ed.

Petrograficamente são estromatólitos grã fina, com textura original obliterada por processos diagenéticos, como silicificação e recristalização (calcita microespática); porém, a observação em lâmina delgada por epifluorescência permitiu a identificação de uma textura peloidal original como um palimpsesto da silicificação (substituição) que acometeu grande parte da amostra (Figura 42). Apesar disso, a fácies Ecv exibe uma textura micrítica atual, como resultado de sucessivos processos diagenéticos de substituição (dedolomitização?) ou recristalização.



**Figura 42** – Fotomicrografia da fácies Ecv em nicol cruzado (A) e sob luz epifluorescente (B). (A) Observe a silicificação (substituição) presente em (A) que mascara a textura original, peloidal, palimpséstica, em (B).

Nesta fácies ocorrem veios de quartzo, que preencheram espaços vazios (fraturas?), que são posteriormente substituídos parcialmente por calcita microespática, dolomitizada (Figura 43). Os quartzos do veio e os de substituição são facilmente diferenciados, uma vez que os primeiros são maiores (100–200  $\mu\text{m}$ ) e sem inclusões fluidas (límpidos).

Apenas na observação sob epifluorescência é que se foi capaz de distinguir romboedros de dolomita formados posteriormente ao veio de quartzo; porém a análise de DRX não apontou a presença destes (Figura 43) o que sugere dedolomitização, por substituição pela calcita microespática.



**Figura 43** – Fotomicrografia do veio de quartzo tanto nicol cruzado (A) quanto em luz epifluorescente (B) na fácies Ecv. (A) Notar que sob luz polariza e nicóis cruzados, dificilmente a dolomita é distinguida junto à massa de calcita microespática e, ainda, que a calcita ocorre sobre o veio, como notado dentro do círculo vermelho. (B) Após a formação do veio de quartzo uma fase ocorreu uma fase de dolomitização (reconhecida pelos romboedros de dolomita), seguida dedolomitização e, por fim, substituição por calcita microespática. Notar o veio de quartzo em (B) não fluoresce, como ocorre com o quartzo de substituição.

*Discussão* – O desenvolvimento do morfotipo da fácies Ecv inicia-se sobre lentes carbonáticas semelhantes às da fácies Ep, que controla biostromas. Isso sugere a necessidade de algum grau de rigidez do substrato para a ancoragem dos estromatólitos. A partir da nucleação e crescimento de estromatólitos colunares e domais, forma-se um plexo de colunas bem desenvolvidas que resultarão em bioermas.

Apesar de ter sido interpretado um paleoambiente de águas relativamente agitadas para a fácies, não há indícios sedimentológicos de ação permanente de corrente ou onda.

A coexistência da evolução entre diferentes morfotipos de estromatólitos pode ser explicada, conforme a literatura, neste caso, mais por mudanças nas condições ambientais em macroescala, do que mudanças ecológicas ou mesmo alocíclicas como, como variação no espaço de acumulação/acomodação, variação do influxo de detritos, entre outros. O relevo sinótico, que indica o tamanho das colunas informa variações da profundidade mínima da lâmina d'água existente durante a deposição das estromatólitos.

O uso da morfologia dos estromatólitos na identificação de ambientes sedimentares é um assunto muito divergente. McInnish *et al.* (2002, *apud* NEHZA e WOO, 2006) consideram a morfologia como um efeito cumulativo das mudanças ambientais ao longo do tempo e sugere que estromatólitos com alto relevo sinótico comumente ocorrem em lâminas d'água profundas, enquanto uma morfologia mais plana é tipicamente reconhecida como de águas mais rasa. Dessa forma, transforma a morfologia em um potencial indicador de ambiente.

A presença de pseudomorfos de halita no topo de um dos bioermas (Bh4) indica tanto aumento da salinidade (hipersalinidade) do ambiente, quanto redução da lâmina d'água.

Não foram encontrados macro- ou microfósseis associados a estes estromatólitos, tais como ostracodes, muito comuns na formação.

### 5.3.3 Fácies Ecn – Estromatólitos de laminação cônica

Boundstone (DUNHAM, 1962)

Estromatólito cônico (ALTERMANN, 2008; HOFFMAN, 1974)

Estromatólito micrítico – mS (SCHIMDT, 1996)

Framestone (EMBRY e KLOVAN, 1971)

cf. *Conophyton* sp.

*Diagnose* – Laminação cônica lisa (Figura 44).

*Interpretação* – Acumulação de carbonato por indução microbiana em águas relativamente agitadas, em lâmina d'água alta.



**Figura 44**– *Aspecto macroscópico da Fácies Ecn. Observar a evolução das lâminas convexas para lâminas cônicas. Observar, também, a alternância entre as lâminas claras (~2 cm) com lâminas escuras milimétricas.*

*Descrição* – Ocorre, principalmente, nas porções superiores dos bioermas Bh3 a Bh5. O morfotipo microbial é o colunar, com dimensões de 20 a 30 centímetros de altura e aproximadamente 10 centímetros de largura. Grande parte da unidade microbial da fácies Ecn desenvolveu-se a partir de lâminas convexas.

Os estromatólitos cônicos são tentativamente relacionados ao gênero *Conophyton* Maslov, 1938. O fato de a unidade microbial cônica evoluir a partir de outra unidade, não impediria que este estromatólito seja assim classificado (Figura 18). Em planta, essas colunas assumem formas rômbricas, com expressão topográfica “pontagudas”, em um relevo diferenciado no topo dos bioermas (Figura 45).

A unidade microbial é composta, predominantemente, por lâminas de coloração clara (~2 cm) com intercalações milimétricas das coloração escura (Figura 44).



**Figura 45** – Aspecto macroscópico em planta da Fácies Ecn. Observar a acentuação das lâminas em formas rômbricas, com um relevo destacado no topo dos bioermas Bh3 a Bh5.

*Discussão* – Yanamoto *et al.* (2011) relacionam o crescimento dos estromatólitos com a profundidade da lâmina d'água em que estes se desenvolveram, como já discutido nas fácies Ep e Ecv. Dessa forma, quanto mais planar a lâmina, menor a lâmina d'água. No outro extremo estão os estromatólitos de laminação cônica. Estes são, geralmente, interpretados como de lâmina d'água relativamente, mais profunda (DAVAUD *et al.*, 1994). Esse indicativo de profundidade é baseado no relevo sinótico da laminação cônica, onde esse relevo pode atingir 10 metros (Kah *et al.*, 2006).

#### 5.3.4 Fácies Ed – Estromatólito deformado

*Diagnose* – Laminação lisa (também pseudocolunar?) deformada por estruturas sinsedimentares.

*Interpretação* – Acumulação de carbonato por ação microbiana em águas relativamente rasas. As estruturas de deformação sinsedimentares encontradas em alguns estromatólitos foram, provavelmente, originadas a partir de sismos (sismitos).

*Descrição* – Esta fácies ocorre nos bioermas, com predomínio de estromatólitos de morfotipo colunar e, raramente, domal (Fácies Ecv), com altura aproximada de 30 a 40 centímetros e diâmetro máximo aproximado de 10 centímetros para os 'colunares'. Fragmentos decimétricos de folhelho são encontrados concordantes com a laminação.

Esta fácies contém estruturas deformacionais de diferentes estilos tectônicos, como por exemplo: falhas de pequenos rejeitos, estruturas tipo “prato” (Figura 46A), brechas de deslocamento, homogeneização de sedimentos (Figura 46B), gretas e lâminas convolutas (Figura 47). As brechas de deslocamento são compostas por intraclastos angulosos e mal selecionados derivados da fragmentação da fácies laminadas justapostas. Nessa brecha não há transporte efetivo dos clastos.



**Figura 46** – Exemplos de diferentes estruturas sinsedimentares. (A) Estrutura tipo-prato. (B) Material estromatolítico muito deformado. 1 Brecha de deslocamento evoluindo para 2, onde o material ocorreu a homogeneização do material carbonático.

As gretas podem ser classificadas como de sinérese (PRATT, 1998) ou diástase (COWAN e JAMES, 1992). A presença de uma micrita argilosa preenchendo as gretas resulta do fato de que algumas porções do estromatólito já pudessem apresentar um certo grau de

litificação. Nessa lama terrígeno-carbonática ainda ocorrem grãos de areia fina–muito fina, ooides(?) e material lenhoso. A análise por DRX dessa lama (Anexo 2, amostra Am3/M) aponta para uma composição calcítica contendo muscovita, montmorillonita e caolinita, além de quartzo.



**Figura 47** – Amostra macroscópica da fácies Ed. Observar a laminação convoluta e gretas preenchidas por micrita argilosa (argilominerais), ora concordante e ora discordante com a laminação. (Escala em centímetros).

Apesar de bastante sutil, é possível identificar uma variação entre lâminas claras e escuras. Medem, em média, respectivamente, 0,61 mm e 0,57 mm, portanto consideradas praticamente isópacas. Na microestrutura esta fácies está parcialmente obliterada pela silicificação e posterior recristalização por microcalcita, mas mesmo assim é possível reconhecer um pouco da textura peloidal pretérita.

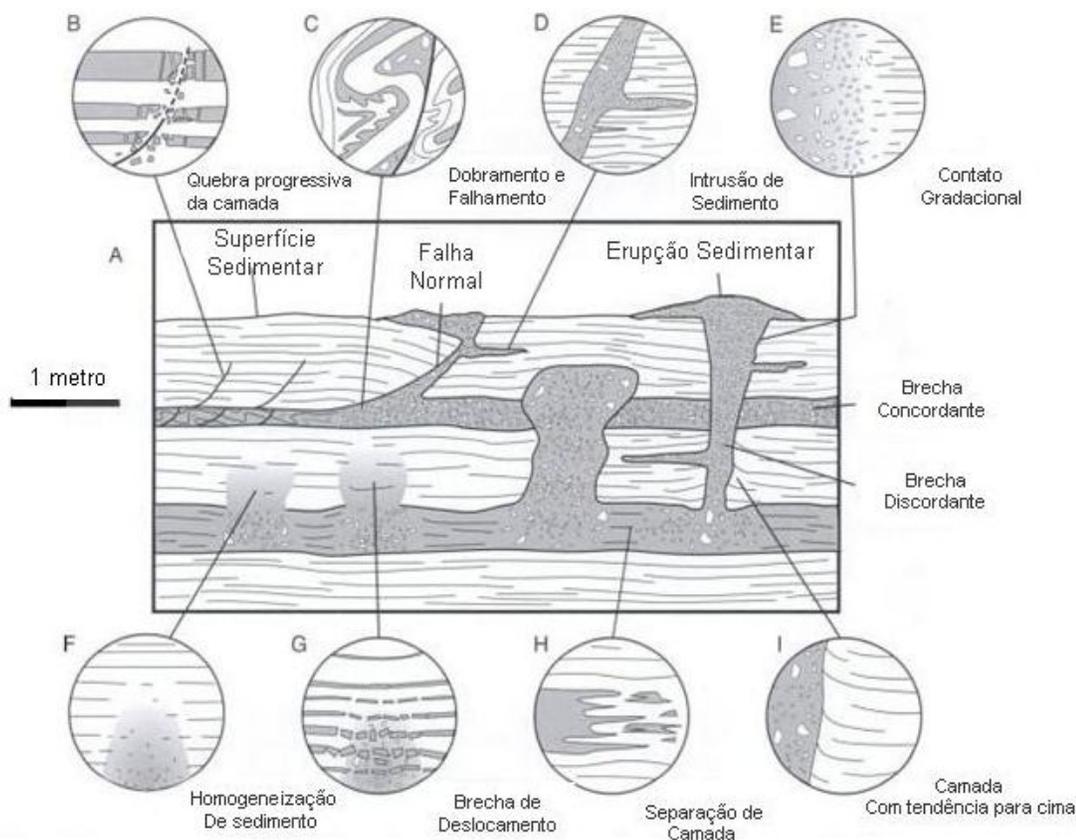
*Discussão* – A hipótese de sismicidade como o agente da formação de estruturas deformacionais é aventada pela combinação de alguns critérios: (1) o intervalo deformado está entre camadas que não apresentam deformação; (2) a Formação Codó possui camadas com estruturas deformacionais ligadas a sismos; (3) as estruturas observadas indicam que a deformação foi contemporânea à deposição, mesmo o sedimento estando parcialmente litificado; e (4) a deformação ocorreu num curto intervalo de tempo, capaz de permitir o crescimento de estruturas acima do intervalo deformado.

Trabalhos anteriores como o de Rossetti e Góes (2000) reconhecem a ocorrência de atividades tectônicas na bacia e o registro dessa atividade na Formação Codó, que foi dividida

em quatro zonas de deformação com diferentes estilos que variavam entre compressional e extensional. São elas: (1) zona de estruturas *molar-tooth*; (2) zona de dobras convolutas complexas; (3) zona de falhas e fissuras e (4) zona de laminações convolutas irregulares.

Paz e Rossetti (2005) associaram as quatro zonas supracitadas às sucessões de fácies e concluíram que os ciclos de raseamento poderiam ser o resultado de pulsos tectônicos contemporâneos à deposição dos sedimentos criando espaço de acomodação para a deposição dos sedimentos.

Estudos de Onasch e Kahle (2002) e Kahle (2005) elucidam bem o comportamento de carbonatos sob diferentes regimes de tensão produzindo estruturas deformacionais (Figura 48)



**Figura 48** – Sumário esquemático modificado de Onasch e Kahle (2002) apresentando estruturas deformacionais. Dentre as estruturas apresentadas, no material de trabalho foram encontradas algumas delas: C (dobramento em sedimentos inconsolidados e falhamento mostrando justaposição estruturas compressionalis e extensionalis), F (homogeneização de sedimentos), G (comportamento quebradiço de camadas mais litificadas durante extensão, formando brechas de deslocamento), H (separação de camadas).

A formação de estruturas de diferentes estilos tectônicos é uma consequência do variado grau de cimentação durante o tempo da deformação (Figura 49) (ONASCH e

KAHLE, 2002) e a coexistência entre elas pode ser interpretada como um processo de escorregamento (*slump*) disparado por abalos sísmicos onde ocorre extensão na parte frontal e compressão na cauda da camada segundo (MARTÍN CHIVELET *et al.*, 2011). Associada a essa estruturação ocorrem brechas de deslocamento no interior das camadas. A brecha de deslocamento mostra que havia diferentes padrões reológicos no momento da deformação, onde apenas parte do material, geralmente das camadas mais inferiores, romperam-se formando uma brecha que pode ser considerada *in situ*, ou seja, através de uma diferenciação de litificação pode-se produzir diferentes estruturas.



**Figura 49** – Essa porção do bioerma apresenta dois estilos tectônicos diferentes coexistindo. Na porção frontal ocorrem dobras convolutas (seta vermelha) enquanto na porção superior existem falhas de pequeno rejeito (seta amarela).

Um detalhe interessante é a existência de superfícies descontínuas de deposição dentro dos bioermas, onde abaixo desta os estromatólitos estão homogeneizados e possuem brechas de deslocamento, não sendo um exercício fácil o reconhecimento destas estruturas. Estas superfícies, possivelmente, representam uma parada no crescimento dos estromatólitos. Acima dela, as estruturas voltam a crescer sem a interferência dos abalos (Figura 50). É importante ressaltar, que pelo contexto, o termo brecha é aplicado para conceituar uma estrutura que caracteriza um determinado evento e não como uma fácies (ONASCH e KAHLE, 2002; KAHLE, 2005).



**Figura 50** – A linha vermelha marca uma superfície descontínua, onde abaixo o material estromatolítico sofreu forte influência da atividade sísmica deformando a estrutura (1- brecha de deslocamento e 2- homogeneização do sedimento) e acima dessa superfície os estromatólitos voltaram a crescer sem que fosse muito afetados pelo tectonismo.

### 5.3.5 Fácies F – Folhelho

Fácies Fe (MENDES, 2007)

*Diagnose* – Folhelhos calcíferos de coloração cinza contendo, intercaladas, lâminas submilimétricas a milimétricas de calcita microespática e de arenito muito fino a fino (Figura 51).

*Interpretação* – Decantação de finos (silte argila) em ambiente subaquoso de baixa energia e anóxico, com esporádico aporte de areias por fluxos hipopícnais diluídos, alternado com breves acumulações esteiras microbianas e de carbonatos microbiais.



**Figura 51** – *Aspecto de campo da fácies F. Observe o folhelho (seta amarela) entre o biostroma (na base) e o bioerma Bh3, no topo.*

*Descrição* – Os folhelhos possuem coloração cinza escura e ocorrem em pacotes centimétricos a métrico (Figura 51). A razão carbonato:siliciclástico nos folhelhos aumenta para o topo, entre o biostroma (Bs) e os bioermas (Bh1–Bh5).

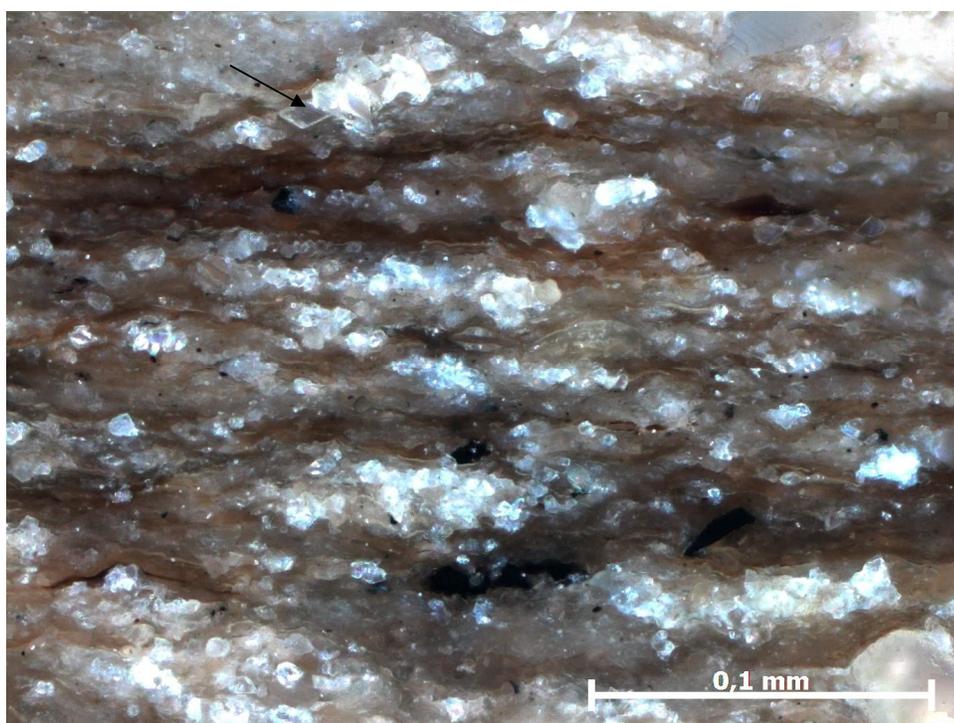
*Discussão* – Segundo os dados de DRX, a fácies é composta principalmente por montmorilonita – como já constatado por Gonçalves (2006). Em direção aos bioermas (topo) a fácies revela um aumento de Mg-calcita e quartzo. O influxo de material detrítico fica claro pela presença de diversas micas (biotita, muscovita e vermiculita) e quartzo, também identificados em DRX, e de fragmentos lenhosos nas amostras de folhelho, identificados lâminas palinológicas e seções polidas.

A fácies F apresenta conteúdo orgânico total (COT) variando de 1,65% a 6,4% (Tabela 2), com aumento do COT da base para o topo. O conteúdo de resíduo insolúvel varia entre 50% e 70% para os folhelhos.

**Tabela 1** – Análise geoquímica do conteúdo de carbono orgânico total (COT), enxofre (S) e do resíduo insolúvel (RI).

| Amostra | COT (%) | S (%) | RI (%) |
|---------|---------|-------|--------|
| RT-1    | 2,28    | 0,33  | 61     |
| RT-2    | 1,80    | 0,57  | 63     |
| RT-3    | 2,10    | 0,45  | 53     |
| RT-4    | 6,40    | 0,32  | 71     |

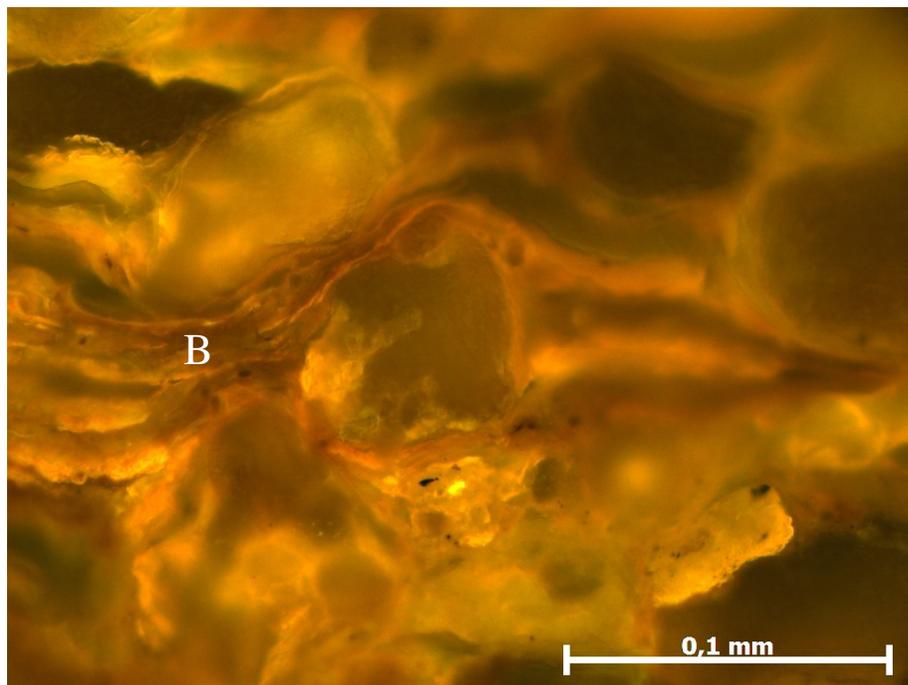
A calcita microespática presente (Figura 52) possui, provavelmente, origem microbiana, aparentemente desassociada da presença de esteiras e até de biofilmes. Também foram notados raros cristais de dolomita (Figura 52). A presença de piritas framboidais é também atribuída à atividade microbiana (Figura 53). Biofilmes puderam ser observados envelopando grãos de quartzo (Figura 54).



**Figura 52** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, polarizada (seção polida). A coloração mais escura representa argilominerais e entremeada a calcita formada por ação bacteriana. Além de calcita também ocorre dolomita (apontada), embora mais rara.



**Figura 53** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, polarizada (seção polida). Observe a pirita framboidal no centro da imagem. Notar os grumos de calcita microspática espalhados pela amostra (G).



**Figura 54** – Fotomicrografia da fácies F em luz refletida, epifluorescente (seção polida). No centro da imagem um grão de quartzo sendo envelopado por biofilmes (B) produzidos por ação microbial.

A análise palinológica mostrou a predominância de matéria orgânica amorfa (Figura 55E); o que implica na deposição em ambiente calmo e de baixa energia. Apresenta fluorescência de moderada a forte, o que, além de estar indicando uma origem bacteriana, também indica um paleoambiente marinho/hipersalino mais confinado, com baixa oxigenação. Fitoclastos ocorrem de variados tamanhos, sem opacidade e pouco reelaborados (Figura 55D), indicando que a fonte não estava muito distante e que havia a constante entrada de água doce no ambiente. Essas indicações são compatíveis com as análises de DRX e COT.

A ocorrência de palinóforos é rara, tendo sido encontrado apenas a espécie *Classopollis classoides* (Figura 55A), que, apesar de não ser um marcador estratigráfico, é comumente observado nas bacias marginais brasileiras no intervalo Aptiano-Albiano e característico de ambientes costeiros, hipersalinos sob clima semiárido. Outros pólenes, com raras observações, pertencem à espécie *Araucariacites australis* (Figura 55B), muito comum das terras altas do Cretáceo, e à *Affropollis* sp. (Figura 55C) ambos de angiospermas, também característicos do intervalo Aptiano-Albiano. Apenas um esporo reticulado foi encontrado nas amostras (Figura 55 F)

O conteúdo de matéria orgânica sugere alta produtividade orgânica e boa preservação desta pela, provável, ausência de organismos ali residentes. As observações de campo mostram o papel do folhelho no crescimento dos carbonatos. Estes parecem inibir a nucleação dos estromatólitos e seu crescimento lateral (*q.v.* JOHNSON e GRÖTZINGER, 2006). De maneira geral, percebe-se que, com raras exceções, os bioermas não crescem imediatamente sobre o material rico em material argiloso.

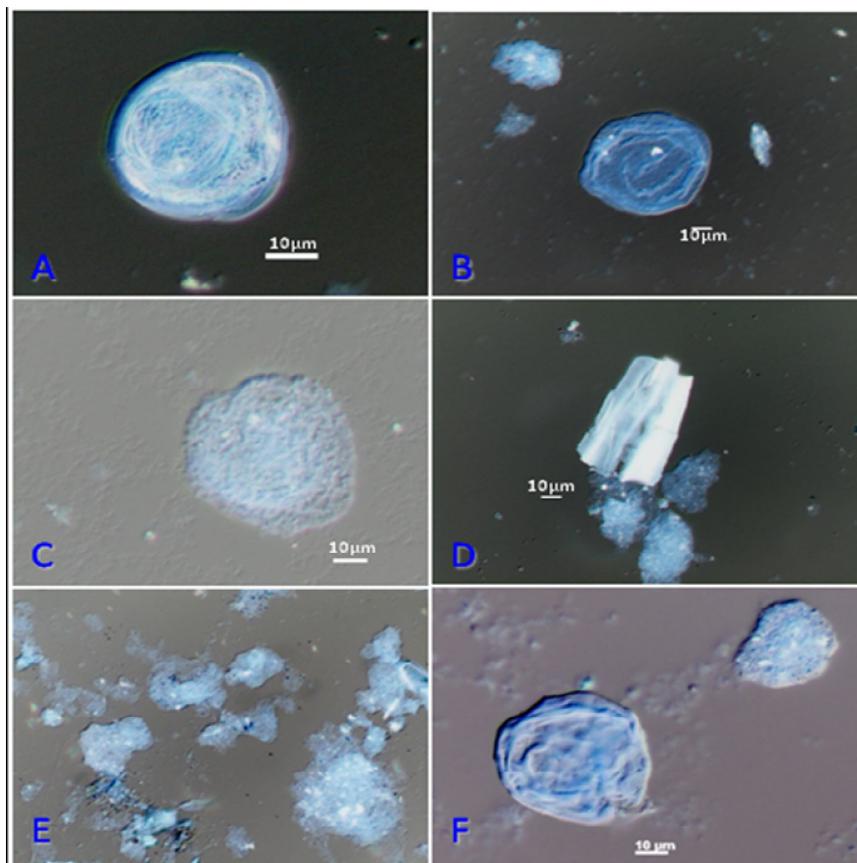
Por fim, o aporte de terrígenos, marcado pela fácies F, implica em aumento da lâmina d'água, em decorrência da umidificação do clima.

### 5.3.6 Fácies Ba – Brecha arenosa

aff. Fácies B (MENDES, 2007)

*Diagnose* – Brecha grossa arenosa, monomítica, sem estrutura aparente (Figura 56).

*Interpretação* – Deposição a partir por um fluxo hiperconcentrado, como em um inundito catastrófico (inundito) ou, alternativamente, por tsunamis (tsunamiitos) gerados por abalos sísmicos.



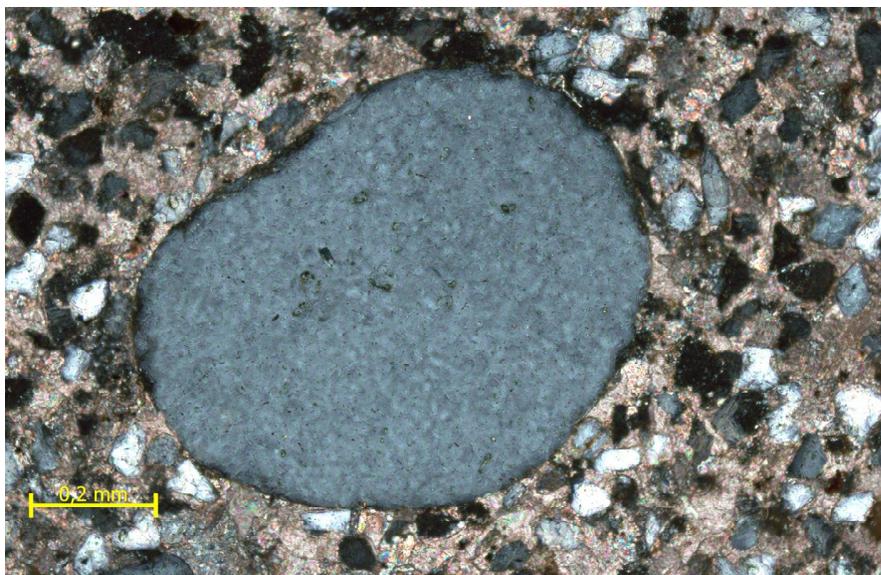
**Figura 55** – Fotomicrografia de palinórfos encontrados na fácies F. (A) Pólen da espécie *Classopollis classoides*. (B) Pólen da espécie *Araucariacites australis*, raramente presentes nas amostras. São características das chamadas ‘terras altas’ do Cretáceo. (C) Pólen de *Affropolis sp.*, que são marcadores do intervalo Aptiano–Albiano, porém não muito comuns nas amostras estudadas. (D) Fitoclasto lenhoso pouco reelaborado. (E) Aspecto da matéria orgânica amorfa. (F) Raro esporo reticulado indeterminado.

*Descrição* – A matriz da brecha é composta por areia fina–muito fina, subangulosa, quartzosa, contendo raríssimo oncoide. Os megaclastos que compõem a brecha são, predominantemente, de fragmentos centimétricos de estromatólitos, angulosos (Figura 56). Outros clastos, raros, são lenhosos e até de material ósseo fosfatizado (peixes?). A rocha está cimentada por calcita (Figura 57). A brecha ocorre em camadas de aproximadamente 10–15 centímetros de espessura sobre os bioermas.



**Figura 56** – *Aspecto macroscópico da fácies Ba. Observe os megaclastos angulosos de estromatólito. (Escala centimétrica).*

*Discussão* – Essa fácies, pela ausência de estruturas trativas, foi depositada possivelmente um evento “catastrófico” que trouxe o material alóctone (vegetal e areia). A origem por inundações catastróficas parece ser a hipótese mais simples, suportada pela introdução de material extrabacia (terrígeno), não obstante a possibilidade de sismos – aventados para a fácies Ed e corroborado pela literatura (PAZ e ROSSETTI, 2005) – terem originando tsunamis, daí configurando tsunamiitos.



**Figura 57** – *Fotomicrografia da fácies Ba em nicois cruzados. Observe a matriz arenosa e cimento de calcita.*

### 5.3.7 Fácies Bi – Brecha intraformacional

*Diagnose* – Brecha grossa, monomítica, com orientação planar dos clastos. (Figura 58).

*Interpretação* – Deposição a partir por um fluxo hiperconcentrado por tsunamis (tsunamiitos) gerados por abalos sísmicos ou, alternativamente, por em um inundações catastróficas (inundito).

*Descrição* – Brecha mal selecionada, suportada localmente por matriz, composta, principalmente, por fragmentos angulosos centimétricas de estromatólitos. Alguns possuem megaclastos apresentam calcita fibrorradial nas bordas. A matriz contém raros grãos de areia fina–muito fina.



**Figura 58** – *Aspecto geral macroscópico da fácies Bi. Notar a variedade de tamanho e a angularidade dos fragmentos de estromatólitos, o que mostra pouco transporte após a fragmentação do material.*

*Discussão* – A presença de matriz e a orientação planar dos clastos, e a ausência de estruturas trativas, sustentam a natureza de fluxos hiperconcentrados, semelhantemente ao que ocorre com a fácies Ba. Contudo, a natureza intraformacional (intrabacial) tanto do arcabouço quanto da matriz, favorecem, distintamente, como hipótese mais simples, a ação de tsunamis (tsunamiitos) sobre as inundações catastróficas.

### 5.3.8 Fácies Ab – Arenito bioturbado

Fácies Ab (MENDES, 2007)

Fácies H (MOURA, 2007)

Fácies Po (PAULA FREITAS, 2010)

*Diagnose* – Arenito fino a médio, argiloso, muito bioturbado (mosqueado), cor cinza, por vezes acastanhado, com algumas concreções carbonáticas (Figura 59).

*Interpretação* – Ação intensa de organismos invertebrados sobre um substrato arenoso/lamoso em ambiente de baixa energia.

*Descrição* – A intensa bioturbação e a elevada grau de alteração intempérica do afloramento permite o reconhecimento apenas de icnitos meniscados sugerindo a presença de *Taenidium* isp. O intervalo, que ocorre desde a base do afloramento (ao nível baixo do rio Tocantins) até o contacto com a base do biostroma (Bs), possui uma espessura, mínima, de 1 metro.



**Figura 59** – *Aspecto de campo da fácies Ab (seta amarela). Observar o aspecto maciço da fácies.*

*Discussão* – Esta fácies ocorre com frequência na Formação Grajau (bacia do Parnaíba), descrita por Mendes (2007) como fácies Ab; na Formação Rio da Batateira (bacia do Araripe), descrita por Paula Freitas (2010) como fácies Ab; e na base da Formação Santana (bacia do Araripe), descrita por Moura (2007), como fácies Po. Em todas elas, de Idade Aptiano, ocorrem icnitos meniscados semelhantes, associados ao icnogênero *Taenidium* Heer, 1877, apenas identificado com segurança por Paula Freitas (2010), em um contexto de paleossolos, tal como Mendes (2007).

### 5.3.9 Fácies C – Conglomerado

Fácies C (MENDES, 2007)

Fácies R (MOURA, 2007)

*Diagnose* – Conglomerado grosso, oligomítico, clasto suportado por matriz (pouca) ou clasto, com coloração variando entre marrom e amarelo castanho (Figura 24).

*Interpretação* – Deposição por processos trativo subaquoso de alta energia, evoluídos de fluxo de detritos.

*Descrição* – O intervalo, que ocorre na parte superior do afloramento, não tem seu contato basal (com os bioermas e folhelhos) observado, possuindo uma espessura, mínima, aflorante de 1,5–2 metros, já que seu limite superior também não se registra, por erosão atual.

A composição dos megaclastos envolve grânulos e seixos de quartzo e, menos frequentemente, calcário

*Discussão* – Este conglomerado, análogo às fácies C de Mendes (2007), na Formação Codó, e R de Moura (2007), na base da Formação Santana (bacia do Araripe), coeva, têm uma posição estratigráfica bem definida, correlacionáveis entre si.

## 5.4 Análise isótopos $\delta C^{13}$ e $\delta O^{18}$

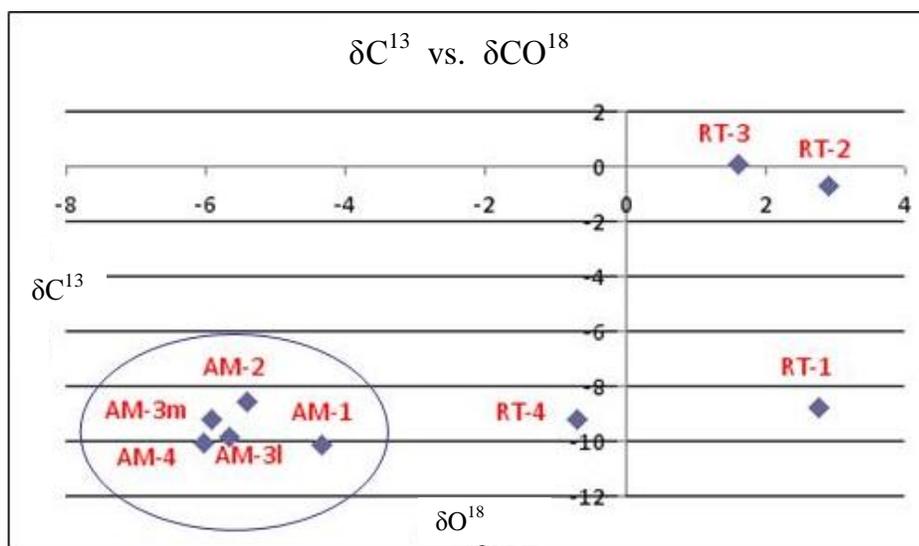
Os microbialitos comumente asseguram uma assinatura isotópica tanto da biomassa microbial quanto do carbonato da matriz sedimentar no entorno; porém se sabe que isso é verdade e confiável apenas para amostras recentes, nas quais a diagênese não tenha produzido mudanças nas razões entre isótopos (*q.v.* SCHIDLOWSKI, 2000). Para tentar um resultado com interferência mínima desses efeitos, as amostras de volume pequeno ( $\sim 1 \text{ mm}^3$ ) foram obtidas com controle petrográfico em partes da rocha com menos efeito de diagênese visível.

Em geral, os valores de isótopo  $\delta C^{13}$  variam pouco para as amostras dos estromatólitos analisados, aproximadamente entre  $-10,1\%$  e  $-9\%$  (Figura 60). Já para as amostras de folhelho essa variação foi muito maior entre o máximo de  $+0,08\%$  e o mínimo de  $-9,2\%$ . Os valores do  $\delta O^{18}$  variam entre  $-6\%$  e  $-4\%$  para os carbonatos e  $+2,7\%$  e  $-0,7\%$  para os folhelhos.

Paz e Rossetti (2003) estudaram isótopos  $\delta C^{13}$  e  $\delta O^{18}$  para amostras de carbonatos da Formação Codó nas regiões das cidades de Grajaú e Codó (MA) e obtiveram valores, de maneira geral, semelhantes com os aqui apresentados, sendo interpretados como não-marinhos (lacustre). Os valores de isótopo de  $\delta O^{18}$  desses autores variam de  $-0,57\%$  à  $-10,80\%$  e, de  $\delta C^{13}$ , de  $-2,27\%$  a  $-14,02\%$ . A partir da observação dos dados isotópicos nessas regiões, em separado, Paz e Rossetti (2003) interpretaram que, para a região de Codó, o paleolago apresentou características de um sistema lacustre fechado, com, praticamente, nenhuma influência de aporte de terrígeno; enquanto que, na região de Grajaú, o paleolago apresentou características de um sistema aberto.

Apoiando-se, então, numa interpretação paleoambiental lacustre, carbonático a hipersalino, os dados isotópicos aqui produzidos para os estromatólitos (Figura 60) sugerem que estes sofreram uma eodiagênese meteórica, o que explicaria aspectos de dedolomitização, recristalização da calcita e silicificação, observados em lâminas petrográficas das fácies Ep e Ecv.

Os dados isotópicos dos folhelhos foram inconclusivos.



**Figura 60** – Gráfico de razão isotópica de  $O^{16/18}$  ( $\delta O^{18}$ ) e  $C^{12/13}$  ( $\delta C^{13}$ ) das amostras de estromatólito (AM1–AM4) e folhelho (RT1–RT4).

## 5.5 Discussão paleoambiental

A partir da interpretação dos dados faciológicos, petrográficos e isotópicos, propõe-se uma evolução deposicional a partir de seis diferentes cenários, onde os dois (cenários 1 e 6) regidos por tectônica (controle alocíclico), enquanto que os demais (cenários 2 a 5) são regidos por controles climáticos (alocíclico) e mecanismos especiais (recalque gravitacional).

Cenário 1 – A deposição da fácies Ab indica uma fase de trato de lago alto (TLA), com alto suprimento de material terrígeno, através de influxo fluvial, em um contexto de clima mais úmido. A redução do espaço de acumulação no lago produziria localmente um cenário continentalizado, estável, sujeito à bioturbação intensa que se observa.

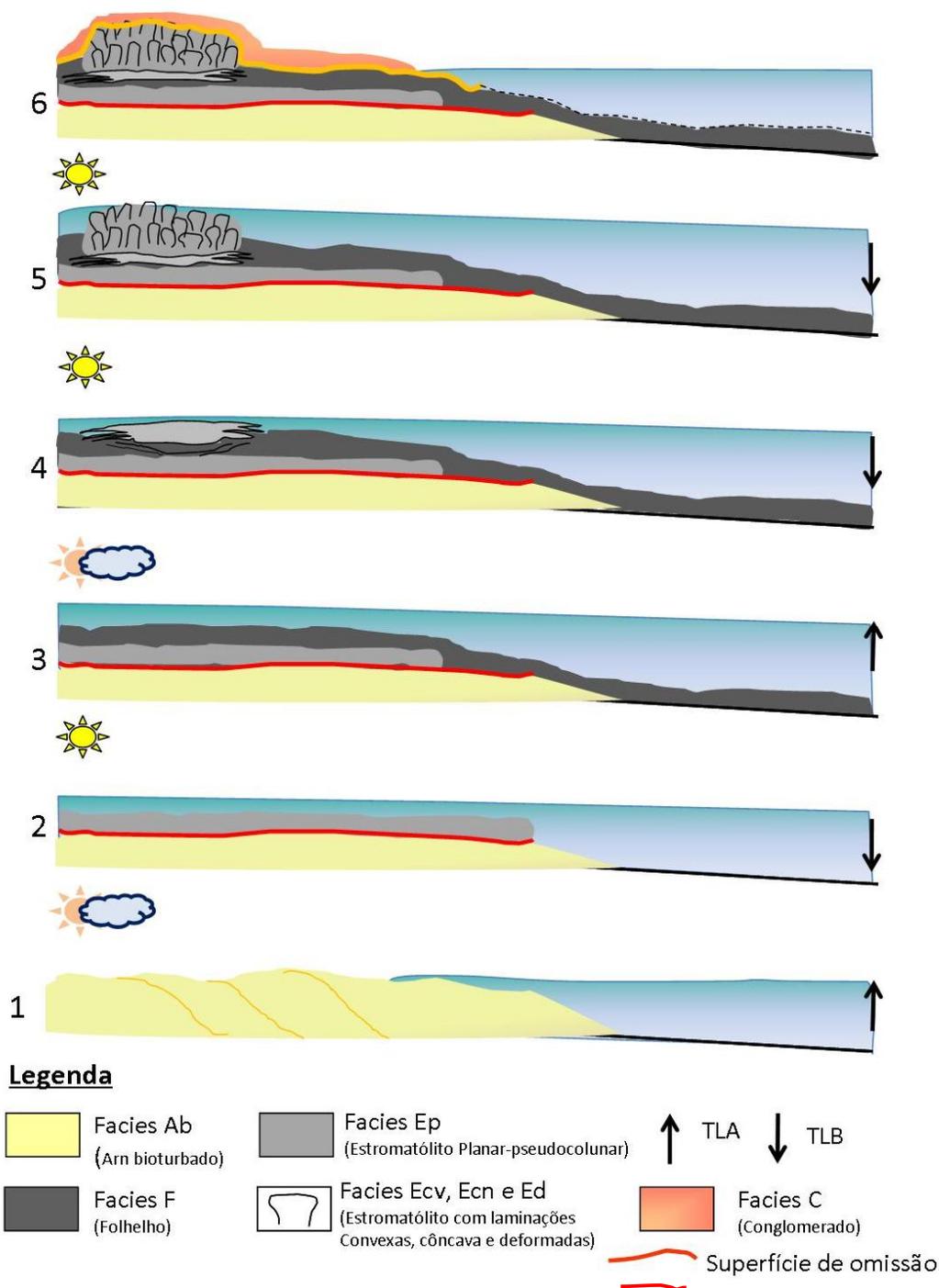
Cenário 2 – Um abrupto seccionamento (tectônico?) da fonte terrígena e a criação de novo espaço de acomodação por subsidência, levando a uma expansão (transgressão) lacustre, permitiria a instalação dos biostromas (fácies Ep) sobre os arenitos (fácies Ab) em trato de lago baixo (TLB), num lago fechado, em clima árido. O contato entre as fácies Ab e Ep pode ser considerado uma superfície de omissão (hiato deposicional).

Cenário 3 – A retomada do aporte de material terrígeno microclástico via fluxos hipopícnais, associado com subida do nível do lago sob clima que se umidifica, permitiu a deposição dos folhelhos (fácies F) sobre os biostromas (fácies Ep). Nesse cenário interpreta-se o máximo de expansão (inundação máxima) do lago, ainda fechado.

Cenário 4 – Uma queda do nível do lago (TLB), fechado, sob clima árido, dá início à formação localizada de ‘biostromas’ lenticulares (“*patchstromes*”, ao modo de *patchreefs*), precursores dos bioermas. Há redução do aporte terrígeno microclástico (fácies F). O peso dos carbonatos induz compactação das lamelas (folhelhos) de forma diferencial, iniciando um processo de criação de espaço local por recalque gravitacional.

Cenário 5 – Com o recalque gravitacional e a criação de espaço para acumulação, fatores ecológicos propiciaram o surgimento de bioermas (fácies Ecn e Ecv). Esses possuem dimensões laterais e verticais bem delimitadas. O processo de acomodação pode também ter sido acentuado por sismos, como sugeridos pela ocorrência de estruturas deformacionais sinsedimentares (fácies Ed). Como o nível do lago estava relativamente estável e baixo (TLB), o folhelho alcançou sua máxima curva de compactação e o crescimento dos bioermas atingiu o topo da lâmina d’água, tornando-se subexposto, com a formação de pseudomorfos de halita e feições de gretamento por dessecação. Com essa subexposição dos bioermas, eventos catastróficos (inundações? tsunamis?) produziram as fácies brechadas (Ba e Bi).

**Cenário 6** – Um pulso tectônico de maior magnitude soergueu a área fonte, produz erosões, sobre as quais se depositam conglomerados ( fácies C) em discordância sobre os bioermas.



**Figura 61** – Modelo esquemático sugerido para a evolução do lago a partir dos dados fornecidos na análise de fácies analisadas.

## 6 CONCLUSÕES

A partir de uma abordagem geomicrobiarquetural, aqui proposta, em que se determinaram atributos e escalas próprias para uma análise de fácies microbiais, foi possível a caracterização sedimentológica dos estromatólitos da Formação Codó que afloram às margens do rio Tocantins (TO), próximo à Cidade de Imperatriz (MA) e sua interpretação paleoambiental.

Em termos das técnicas empregadas (descrição petrográfica e análises geoquímicas, isotópicas e mineralógicas), a análise petrográfica por epifluorescência forneceu resultados acima dos esperados para se identificar texturas originais (deposicionais) e eventos diagenéticos, em apoio à caracterização das fácies microbiais. A epifluorescência ainda não é uma técnica difundida de análise de rochas microbiais.

Do ponto de vista genético, a percepção de que eventos sísmicos e de que a criação de espaço para acumulação por recalque diferencial do substrato interferem na gênese de fácies microbiais e mesmo na evolução de biostromas e bioermas estromatolíticos mostra-se como uma informação nova para a Biossedimentologia. A identificação de feições deformacionais associáveis à sismicidade é corroborada por outras observações, prévias da literatura.

Finalmente, o posicionamento estratigráfico do afloramento imediatamente abaixo de uma discordância correlacionada a um limite de tectonossequência aventada por autores prévios, sugere que os estromatólitos desenvolveram-se, provavelmente, em um contexto geológico de tectônica ativa no Aptiano, que se somaria aos controles autocíclicos (ecologia geomicrobial) e alocíclicos de alta frequência (variações climáticas/nível de lago) abordados, mas já esperados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, J.D. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 37, n. 4, p. 1163-1178, 1967.

ALTERMANN, W. Biosignatures: Morphological Biosignatures Accretion, Trapping and Binding of Sediment in Archean Stromatolites—Morphological Expression of the Antiquity of Life. **Journal Space Science Review**, v.135, nos 1–4, p. 55-79, 2008

ANDRES, M. S. e REID, R. P. Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. **Sedimentary Geology**. v. 185, p. 319-328, 2006.

ANP, 2011. Agência Nacional do Petróleo. Disponível em < <http://www.bdep.gov.br>, jul.2011

ANTONIOLI, L. **Estudo palino-cronoestratigráfico da formação Codó-Cretáceo inferior do Nordeste Brasileiro**. 2001. Dissertação (Mestrado em Geologia) –Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ARANHA, L. G. F., LIMA, H.P., SOUZA, J.M.P., MAKINO, R.K. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILLANI, E.J. (Eds.) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p.221–232.

ARENAS, C. e POMAR, L. Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.297, p465-485, 2010.

AWRAMICK, S.M., MARGULIS L. e BARHOORN, E.S. Evolutionary processes in the formation of stromatolites. In: Walter, M.R. (ed). **Stromatolites Dev. in Sedimentology**, **20**, p. 149–162, 1976.

AWRAMIK, S. e L. MARGULIS, Definition of stromatolite: *Stromatolite Newsletter* (unpublished): v.2, p.5, 1974.

BDEP 2011. Banco de dados de exploração e produção..Fonte: <http://maps.bdep.gov.br/website/maps/viewer.htm>). Acessado julho de 2011.

BERTRAN-SARFATI, J., FREYTET, P. e PLAZIAT, J.C. Microstructures in Tertiary nonmarine stromatolites (France). Comparison with Proterozoic. In: Bertrand-Sarfati, J. e Monty, C. Kluwer (ed). **Phanerozoic Stromatolites II**. Academic Publishers. Printed in the Netherlands.,p: 155-191, 1994

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**., Rio de Janeiro, n.53, p.1–26, 2000.

BURNS, B. P. *et al.* Microbial diversity of extant stromatolites in the hypersaline marine environment of Shark Bay, Australia. **Environmental Microbiology**, v.6, n. 10, p. 1096-1101, 2004.

CHÁCÓN, E. Microbial mats as a source of biosignatures. In: Seckbach, J. e Aharon, O. (eds). **Microbial Mats. Modern and ancient microorganisms in stratified systems**. New York: Springer Dordrecht Heidelberg London. p.151-181, 2010.

CHÁCON, E. B., et al. Are Cyanobacterial Mats Precursors Stromatolites? In: Tewari, V.C e Seckbach, J (eds). **STROMATOLITES: Interaction of Microbes with Sediments. Cellular origin, life in Extrema Habitats and Astrobiology.**, cap18, p. 313-341, 2011.

CHAFETZ, H.S. e GUIDRY, S.A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal crusts: bacterially induced vs abiotic mineral precipitation, **Sedimentary Geology**, v.126, p.57-74, 1999

COLLINSON, J.D. e THOMPSON, D.B., **Sedimentary Structures**. Unwin Hyman, London. 2º edição.p.207, 1989.

COWAN, A.C. e JAMES, N.P. Diastasis cracks: mechanically generated syneresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates. **Sedimentology**, v.39, p.1101-1118, 1992.

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

DONALDSON, J.A. Paleocology of *Conophyton* and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lakes and Rae Groups, Canada. In: WALTER, M.R. (ed) **Stromatolites**, Amsterdam: **Elsevier Sci. Publ. Co.**, p. 523-534, 1976.

DAVAUD, E., STRASSER, A. & JEDOUI, Y. Stromatolite and Serpulid bioherms in a Holocene restricted lagoon (Sabkha El Melah, Southeastern Tunisia). In: Phanerozoic Stromatolites II. Ed: Bertrand-Sarfati, J. & Monty, C. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. Pp: 131- 151. 1994.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks. **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, p. 108-121, 1962

DUPRAZ, C., et al. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. **Earth-science Reviews**. 2008.

DUPRAZ, C., e VISSCHER, P. T. 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. **Trends in Microbiology**, v.13, n.9, 2005.

EMBRY, A.F, e KLOVAN, J.E. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: **Canadian Petroleum Geology Bulletin**, v.19, p.730-781, 1971.

FERNANDES, G. e DELLA PIAZZA, H. D. O Potencial Oleogénico da Formação Codó. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.1, n.21, p.3-16, 1978.

FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and application**. New York Springer Berlin Heidelberg, Elsevier. 976p, 2004.

GABAGLIA, G. P. R. e FIGUEREDO, A. M. F. Evolução dos conceitos acerca das classificações das bacias sedimentares. In: GABAGLIA, G.P.R & MILLANI, E.J. (Eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p.31-45.

GERDES, G e KRUMBEIN, W. Peritidal Potencial Stromatolites- A synopsis. In: Bertrand-Sarfati, J. e Monty (ed). **Phanerozoic Stromatolites II.**, C. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands, p.101-129, 1995

GÓES A.M. **A Formação Potí (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. Instituto de Geociências – USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 180p. 1995.

GÓES, A.M. e COIMBRA, A.M. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, Belém, SBG, p.186-187, 1996.

GÓES, A. M. O. e FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n.8, p.57-67, 1994.

GÓES, A. M. O., SOUZA, J. M. P. & TEIXEIRA, L. B. Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.4, n.1, p.55-64, 1990.

GOLUBIC, S. Taxonomy of extant stromatolite-building cyanophytes. In: Walter, M.R., ed., **Stromatolites**, Amsterdam: Elsevier Sci. Publ., p. 127-140. 1976.

GOLUBIC, S., SEONG-JOO, L. e BROWNE, K.M. Cyanobacteria: architects of sedimentary structures. In: Riding R. and Awramik S.M. (eds), **Microbial Sediments**. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, New York, p.57-67, 2000

GONÇALVES, et al.. Argilominerais da Formação Codó (Aptiano Superior), Bacia de Grajaú, Nordeste do Brasil. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**. v.13, n.1, p: 59-75, 2006

GROTZINGER, J.P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: Emergence of the modern platform archetype. In: CREVELO, P.D.; Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F., (eds.) **Controls on carbonate platforms and basin development**: Special Publication of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, v. 44, p. 79-106, 1989.

GROTZINGER, J.P. e KNOLL, A.H. STROMATOLITES IN PRECAMBRIAN CARBONATES: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v.27, p. 313-358, 1999.

HOFFMAN, H.J. Attributes of stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy. **Geol Surv Can Pap**. v.39, p.58-69, 1969.

HOFMANN, H. J. Stromatolites. Characteristics and Utility. **Earth-Science Reviews**. v.9, p.339-373, 1973.

HOFFMAN, P. Shallow and Deepwater Stromatolites in lower Proterozoic Platform-to-basin Facies Change, Great Slave Lake. **Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.58, n.4, p.856- 867,1974.

JOHNSON, J. e GROTZINGER, J.P. Affect of Sedimentation on Stromatolite Reef Growth and Morphology, Ediacaran Omkyk Member (Nama Group), Namibia. **South African Journal of Geology**. V.109, p.87-96, 2006.

IESPA, A. A. C. **O Plexo Estromatólito–Trombólito–Oncoide, Lagoa Salgada, RJ, Brasil**. 105f. 2010. Tese (Doutorado em geologia) – programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

KAH, C. L., et al. Reconstructing sea-level change from the internal architecture of stromatolite reefs: an example from the Mesoproterozoic sulky Formation, Dismal Lakes Group, Artic Canada. **Journal of Earth Science**. v.43, p.653- 669, 2006.

KAHLE, C.F. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, Northwestern Ohio, USA. **Journal of Sedimentary Research**. v.72, n.1, p.201-216, 2005.

KALKOWSKY, E., 1908. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. **Z. Dtsch. Geol. Ges.** v.60, p.68–125.

KERSHAW, S. Classification and geological significance of biostromes. **Facies**. v.31, p.81-92, 1994.

KNORRE, H. V. & KRUMBEIN, W. E. Bacterial Calcification. In: Riding, R. & Awramik, S., (eds). **Microbial Sediments**. Springer- Verlag Berlin Heidelberg. p.25-31. 2000.

KRYLOV. I. N. Approches to the classification of stromatolites. In: Walter, M. R. (ed). **Developments in Sedimentology, 20. Stromatolites** Ed. Elsevier Scientific Publishing Company. Cap. 2.4, p. 31-43, 1976.

KRUMBEIN, W.E. Stromatolites- The challenge of a term in space and time. Precambrian Research n 20. **Elsevier Science Publishers**, B.V. Amsterdam-Printed in the Netherlands. p 493-53, 1983.

LANIER, W. P. Structure and morphogenesis of microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.58. n.1.p: 88-89. 1988 – CONFERIR SE É 1985 ou 88.

LEINFELDER, R. R. & SCHIMD, D. U. Mesozoic Reefal Thrombolites and Other Microbiolites. In: Riding, R. & Awramik, S., (eds). **Microbial Sediments**.Springer- Verlag Berlin Heidelberg. p. 289-294. 2000.

LIMA M.R. Palinologia da formação Codó na região de Codó, Maranhão. **Boletim do Instituto de Geociências da-USP**, v.13, p.116-128, 1982.

LIMA, M. R. Estudo palinológico das Camadas Nova Iorque, Terciário do estado do Maranhão, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA. 12. Boletim de Resumos, São Paulo, p. 45, 1991.

LIMA, M.R., V.J. FÚLFARO e A. BARTORELLI. Análise Palinológica de sedimentos cretáceos da região de Marabá, estado do Pará. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, v.11, p.155-161, 1980.

LIMA, E.A.A. e LEITE, J.F. Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração Geológica-metalogenética. Recife, DNPM/CPRM. p. 437. 1978.

LOGAN, B. W., REZAK, R. e GINSBURG, R.N. Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. **The Journal of Geology**, v.72, n 1. p.68-83, 1964.

MARTÍN-CHIVELET, J., et al. Earthquake induced soft-sediment deformation structures in Upper Jurassic open-marine microbialites (Neuquén Basin, Argentina). **Sedimentary Geology**, v. 235, p. 210-221, 2011.

McLANE, M. **Sedimentology**. Oxford University Press, New York. 423 p. 1995

MENDES, M. S. **Análise Faciológica da Formação Codó (Aptiano/Albiano), na bacia do Parnaíba**. 2005. 67f. Trabalho de Conclusão de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDES, M. **Análise Estratigráfica do Intervalo Formacional Grajaú-Codó (Aptiano) da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil** 214p, 2007. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDES, M. S. e BORGHI, L. Análise faciológica da formação Codó (Cretáceo, bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. In: Congresso Brasileiro de P&D em Óleo e Gás, 3, 2005, Salvador. Resumos... Salvador: IBP, 2005. 1CD-ROM, 6p.

MOURA, M. V. **Análise Estratigráfica do Andar Alagoas na Borda Leste da Bacia do Araripe**. 74f, 2007. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MURPHY, M. A. & SUMNER, D. Y. Variations in Neoproterozoic microbialite morphologies: clues to controls on microbialite morphologies through time. **Sedimentology**, v.55, p.1189-1202, 2008.

NEHZA, O. e WOO, K. S. The effect of subaerial exposure on the morphology and microstructure of stromatolites in the Cretaceous Sinyangdong Formation, Gyeongsang Supergroup, Korea. **Sedimentology**, v.53, p.1121–1133, 2006.

NEVES, I. A. **Caracterização da Faciologia Orgânica de uma Seção Sedimentar da Formação Codó, Bacia do Parnaíba, Brasil**. 2007. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

NOFFKE et al. Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures. **Journal of Sedimentary Research**, v.71, n.5, p.649-656, 2001.

ONASCHE, C. M. & KAHLE, C. F. Seismically induced soft-sediment deformation in some Silurian carbonates, eastern U.S, Midcontinent. In: F. R. Effensohn, N. Rast e C. E. Brett (Eds) **Ancient Seismites**. The Geological Society of America, Inc. Special Paper 359, 2002.

PAULA FREITAS, A. B. L. **Análise estratigráfica do intervalo siliciclástico Aptiano da bacia do araripe (formação rio da Batateira)**. 9f, 2010. Dissertação (Mestrado em geologia) – programa de Pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

PAZ, J.D.S. **Fácies, Petrografia e Geoquímica da Formação Codó, Neo-Aptiano, Bacia de São Luís-Grajaú**. 2005. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

PAZ, J.D.S. e ROSSETTI, D.F. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: D.F. Rossetti, A.M. Góes, W.Truckenbrodt (Eds.), **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Museu Paraense Emílio Goeldi (Coleção Friedrich Katzer), Belém, p. 77-100, 2001.

PAZ, J. D. S. & ROSSETTI, D. F. Integrated fácies and isotope analysis of the Codó Formation (Aptian, Northern Brazil) as a key for reconstructing lake paleohydrology. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4º, 2003, Salvador. Resumos. Salvador: SBG/UERJ, 2003. 1 CD-ROM.

PAZ, J. D. S, ROSSETTI, D. F. e MACAMBIRA, M. J. B. An upper Aptian saline pan/lake system from the brazilian equatorial margin: integration of fácies and isotopes. **Sedimentology**, v 52, p.1303-1321, 2005.

PAZ, J. D. S. & ROSSETTI, D. F. Linking lacustrine cycles with syn-sedimentary tectonic episodes: an example from the Codó Formation (late Aptian), Northeastern. **Brazil Geol. Mag.** v,142, n.3, p.269–285, 2005.

PESSOA, V. C. O. **Análise Faciológica da Formação Itapecuru (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em Testemunhos de Sondagem**. 2005. 56f. Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

PESSOA, V. C.O. **Estratigrafia e Arquitetura Depositional da Formação Itapecuru (Cretáceo, Bacia do Parnaíba) em Testemunhos de Sondagem**. 2007. 94 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

PETRI, S. Cretaceous paleogeographic map of Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology**. V.59, p.117-168, 1987.

PETROBRAS, 2007 – ver c o borgh- pag 10.

PRATT, B. R. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake – induced dewatering. **Sedimentary Geology**, v.117, p.1-10, 1998.

PREISS,W.V. Stromatolite biostratigraphy in the late Precambrian. Geol. Notes, **Geol. Surv. South Aust.**, n.38, p. 3–11, 1971.

PREISS, W.V. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites, **Trans. R. Soc. South Aust.**, n. 96, p 67–100, 1972.

PREISS, W. V. The biostratigraphic potencial of Precambrian stromatolites. **Precambrian Research**, v.5; n.2, p.207 – 219, 1977.

PROFFITT, J.V. Patterns in Lamination of Eocene Lacustrine Stromatolites: Lamination as indicators of Local Climatic conditions. Rocky Mountain (63rd Annual) and Cordilleran (107th Annual) Joint Meeting (18–20 May 2011). **Geological Society of America, Abstracts with Programs**, v.43, n.4, p.12, 2011.

RAMOS, M. I. F., ROSSETTI, D. F. e PAZ, J. D. S. Caracterização e significado paleoambiental de ostracodes da Formação Codó (Neoptiano), leste da bacia de Grajaú, MA, Brasil. **Revista brasileira de paleontologia**. V.9, n.3, p.339-348, 2006

RAABEN, M.E. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. **American Journal Science**. v.267, p.1-18,1969

RAABEN, M. E., SINHA, M. e SHARMA, M. Precambrian Stromatolites of India and Riussia (a catalogue of a Type-Form-Genera) Birbal Sahani Institute of Palaeobotany, Army Printing Press, 125p, 2001.

RAABEN, M. E., Dimensional Parameters of Colunar stromatolites as a result of Stromatolite Ecosystem Evolution. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v.14, n. 2, p. 150-163, 2006.

REID, P. e BROWNE, K.M. Intertidal Stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. **Geology**, v. 19, p. 15-18, 1991.

REZENDE, W. M. de e PAMPLONA, H. R. P. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer–Urbano Santos. **Boletim Técnico da. Petrobras**. Rio de Janeiro, v.13, n. 2, p. 5-14, 1970.

RIDING, R. The term stromatolite: towards an essential definition. **Lethaia**, Oslo, v.32, pp.321-330, 1999.

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

RIDING, R. The Nature of Stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research. In: **Advances in Stromatolite Geobiology**. Lecture notes in Earth Sciences. Springer- Verlag Berlin Heidelberg , 2011.

RIDING e AWRAMIK, 2000

RODRIGUES, R. **A Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba**. 1995. 225f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. & TRUCKENBRODT, W (eds.) **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém, Museu Paraense Emilio Goeldi, 264 p. 2001.

ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an exemple from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. **Sedimentary Geology**. v.135, p.137-156, 2000.

ROSSETTI, D. F., PAZ, J. D. S. & GÓES, A. M. Fácies analysis of the Codó Formation (Late Aptian) in the Grajaú Área, Southern São Luís-Grajaú Basin. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.76, n.4, p.791– 806, 2004.

SALLUN FILHO, W. **Análise dos estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozóico), ao sul de Itapeva**, SP. 126 p, 1999. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANTOS, M.E. de C. M. e CARVALHO, M.S.S. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Reconstituições Paleobiológicas. Rio de Janeiro: CPRM, 2009. 215p.

SCHIDLOWSKI, M. Carbon Isotopes and Microbial Sediments. In: Riding, R. E. & Awramik, S. M (eds), **Microbial Sediments**, Ed Springer- Verlag Berlin Heidelberg. p: 84 – 95, 2000.

SEMIKHATOV, M.A. et al. Stromatolite morphogenesis—progress and problems. **Canada Journal of Earth Science**. v.19, p.992-1015, 1979.

SEMIKHATOV, M. A. e RAABEN, M. E. Proterozoic Stromatolite Taxonomy and Biostratigraphy. In: Riding e Awramik **Microbial Sediments**. Ed Springer- Verlag Berlin Heidelberg p.295-306, 2000.

SHAPIRO, R. S. A Comment on the systematic confusion of thrombolites. **Palaios**, v.15, p. 166–169, 2000.

SCHMIDT (1996)

SILVA e SILVA, L.H. **Contribuição ao conhecimento da composição microbiana e química das estruturas estromatolíticas da lagoa Salgada, Quaternário do Rio de Janeiro, Brasil**. Rio de Janeiro. 176 p, 2002. Pós-graduação em Geologia. UFRJ, Tese de Doutorado – programa de Pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SILVA, A.J.P. *et al.* Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. .

SOUZA-LIMA, W. Os fósseis da bacia de Sergipe-Alagoas Algas e construções algais. **Phoenix**, ano 3, n.32, 2001.

SPADAFORA, A. *et al.* Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. **Sedimentology**, v.57, p.27-40, 2010.

SRIVASTAVA, N. K. Estromatólitos. In: Carvalho, I. S. (ed). **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência. p. 229-259, 2010.

SRIVASTAVA, P. e TEWARI, V. C. Morphological changes in microscopic-megascopic life and stromatolites recorded during late Paleoproterozoic-Neoproterozoic transition: The Vindhyan Supergroup, India. In: Tewari, V., Seckbach, J. (eds). **STROMATOLITES: Interaction of microbes with sediments**. New York, Springer. p.87-114, 2011.

STAL, L.J. Cyanobacterial mats e Stromatolites. In: Whitton, B.A. e Potts, M. (eds). **The Ecology of Cyanobacteria**. Kluwer academic Publishers. Netherland: p.61-120, 2000.

STOLZ, J.F. Structure of microbial mats and biofilms. In: Riding, R.E. and Awramik, S.M. (eds): **Microbial Sediments**. 1.9. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York p. 1-8, 2000.

TROMPETTE, Upper Proterozoic (1800-570 Ma) stratigraphy: A survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations. **Precambrian Research**, n.18, p.27-52, 1982.

VAZ, P.T. *et al.* 2007. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

VISSCHER, P. et al. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas): The role of sulfur cycling. **American Mineralogist**, v.83, p. 1482-1493, 1998.

VISSCHER, P.T. E STOLZ, J.F. Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.219, p. 87-100, 2005.

YANAMOTO, A., LEE, K. & ISOZAKI, Y. Lower Cretaceous Stromatolites in far East Asia: examples in Japan and Korea. In: Tewari, V.C e Seckbach (eds), **STROMATOLITES: Interaction of Microbes with Sediments. Cellular origin, life in Extrema Habitats and Astrobiology 18**, p: 273-287, 2011.

WALTER, 1972

WALTER, M. R. (ed.) **Stromatolites. Developments in Sedimentology**, 20. Amsterdam: Elsevier. 790p, 1976.

WALTER, M.R. Interpreting stromatolites. **American Scientist**, v. 65, p.563-571. 1977

WALTER, M. R., GROTZINGER, J. P. e SCHOPF, J. W. Proterozoic Stromatolites. In: Shopf W. e Klein C. (eds) **The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study**. Press Syndicate of the University of Cambridge. cap. 6, p. 253-342, 1992.

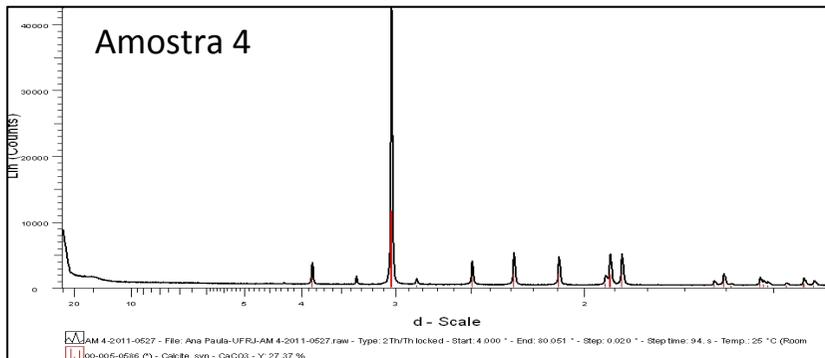
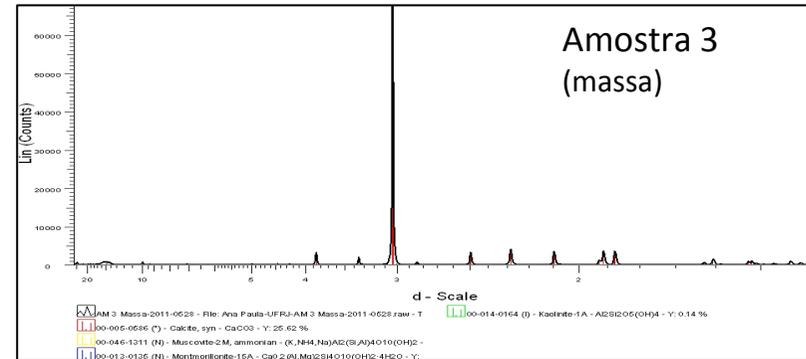
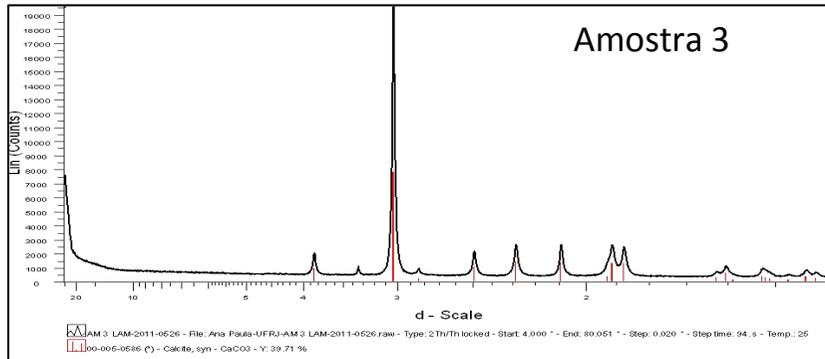
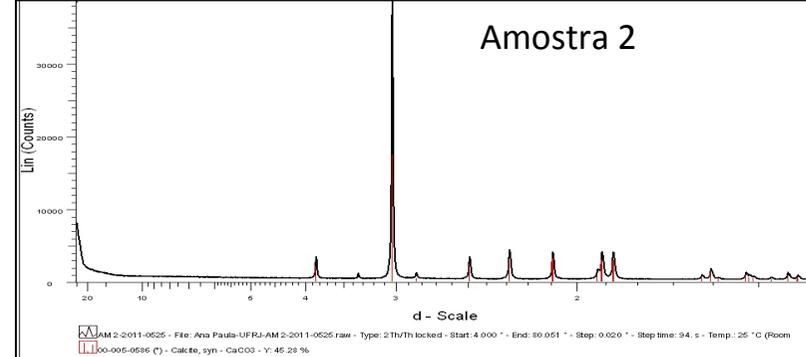
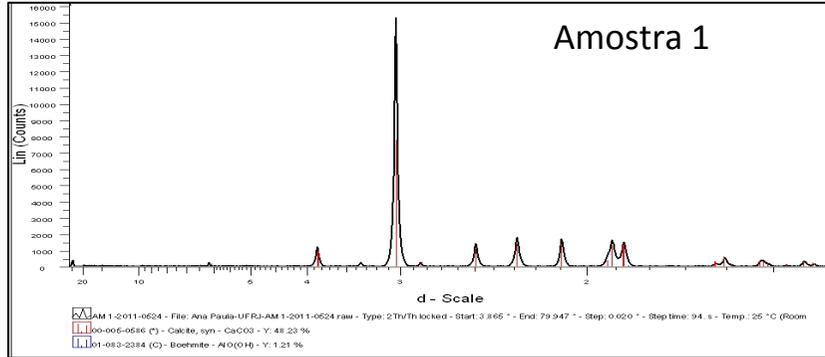
WRIGHT, V. P. Peritidal carbonate facies models: a review. **Geological Journal**. v.19, n.4, p.309-325, 1984.

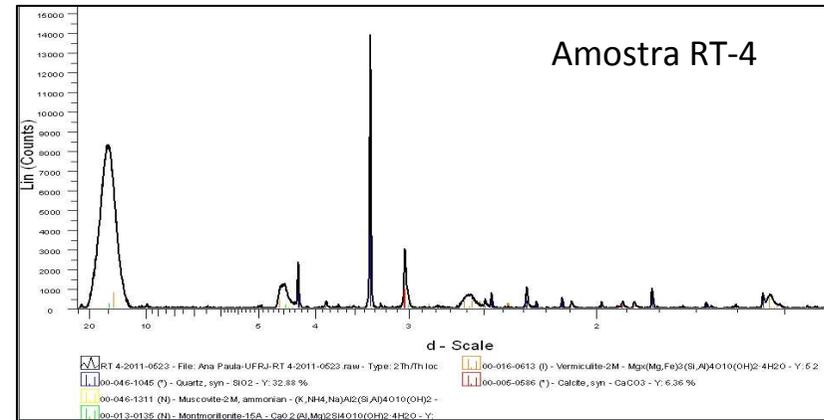
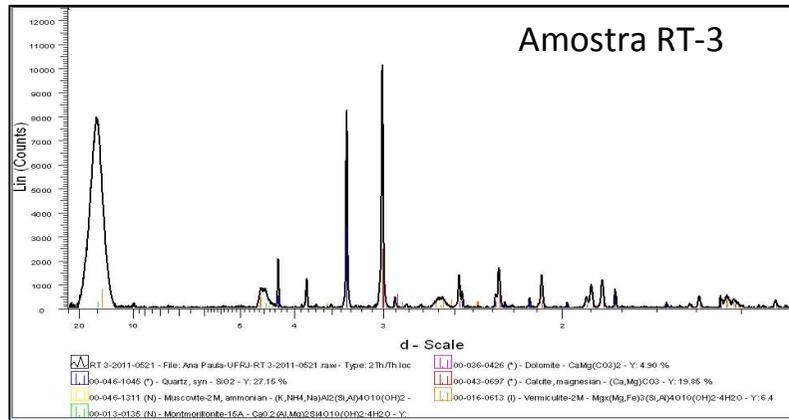
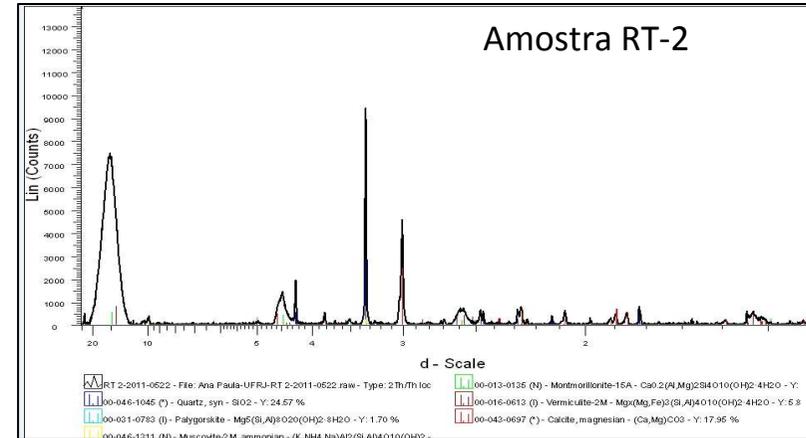
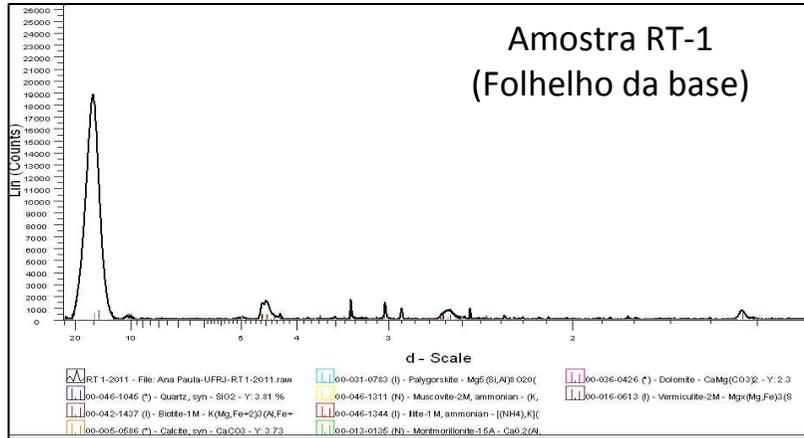
[www.googleearth.com](http://www.googleearth.com). Acessado julho de 2011.

[www.textbookofbacteriology.net](http://www.textbookofbacteriology.net). Acessado julho de 2011.

[www.beg.utexas.edu/lmod/IOL-CM01/cm01-step03.htm](http://www.beg.utexas.edu/lmod/IOL-CM01/cm01-step03.htm). Acessado julho de 2011.

# **ANEXO**





ANEXO 1 cont.