

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**BRUNO SILVERSTON ANGONESE**

**ESTROMATÓLITOS SILICICLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CABOCLO,  
MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA**

**PORTO ALEGRE, 2021**

**BRUNO SILVERSTON ANGONESE**

**ESTROMATÓLITOS SILICICLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CABOCLO,  
MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA**

Trabalho de conclusão do curso de Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Supervisor: Dr. João Pedro Formolo Ferronato

**PORTO ALEGRE, 2021**

### CIP - Catalogação na Publicação

Angonese, Bruno Silverston  
ESTROMATÓLITOS SILICICLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CABOCLÓ,  
MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA / Bruno  
Silverston Angonese. -- 2021.  
92 f.  
Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto  
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,  
BR-RS, 2021.

1. Proterozoico. 2. Marinho-raso. 3. MISS. 4.  
Microbialito. I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos,  
orient. II. Título.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **ESTROMATÓLITOS SILICICLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CABOCLO, MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA** elaborado por **Bruno Silverston Angonese**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Dr. Adriano Domingos dos Reis

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Amanda Goulart Rodrigues

---

Dr. Anderson José Maraschin

## **AGRADECIMENTOS**

Esse trabalho foi feito durante a pandemia do COVID-19, que impactou a vida de milhões de pessoas no mundo. Ele não teria sido concluído sem a ajuda de várias pessoas.

Primeiramente, gostaria de agradecer meu orientador, Professor Claiton, e meu supervisor João Pedro, por acreditarem nesse trabalho.

Agradeço profundamente minha família, minha mãe Riva, meu pai Carlos, minha irmã Júlia, minhas vós Nadir e Lourdes, pois vocês me ajudaram desde o início.

Agradeço aos meus amigos, os de Erechim, os da geologia, e todos mais. João, Luis, Gustavo, Rossi, João, Patrão, Casa, Douglas, Cassi, Drago, Sérgio, Thay, Will, Frodo, Mau, Brose, Dudu, João, Pedro, Luiza, Vini, Max, Pepe, Thaís, Clara, Diogo, Carrel, Adriano, Ronaldo, Gabi, Paul, Link, José, Bernardo, Thai, Elias, e quaisquer outros que esqueci.

Agradeço à UFRGS e à Petrobrás por financiarem os custos do trabalho e da minha formação como geólogo.

Finalmente, agradeço à Terra, nossa casa.

## RESUMO

Estromatólitos siliciclásticos são raros, especialmente no Proterozoico, e têm grande significado paleoambiental. A Formação Caboclo, formada no Mesoproterozoico, contém exemplos de depósitos estromatolíticos muito bem preservados, cuja composição contém abundantes grãos siliciclásticos. A Formação Caboclo localiza-se no Cráton São Francisco, e faz parte do Supergrupo Espinhaço. Nos perfis Rio Preto e Rio Ventura, aflora a porção de topo da formação, composta por estromatólitos siliciclásticos intercalados com arenitos e pelitos depositados em ambiente marinho raso. Este trabalho, através da integração de dados de levantamento estratigráfico de detalhe, análise de lâminas delgadas, busca definir os diferentes tipos de estromatólitos e interpretar os processos que os originaram e, em conjunto com a análise das demais litofácies constituintes, reconstruir o modelo deposicional. Além disso, é feita uma revisão bibliográfica robusta sobre estromatólitos aglutinantes e estromatólitos siliciclásticos, que evidencia os fatores ambientais que controlam a deposição destes na história da Terra. Esse trabalho encontrou 15 fácies sedimentares, quatro delas de origem microbial, que ocorrem em três associações de fácies distintas, *offshore*, *offshore transition* e *shoreface*. Essas associações de fácies representam uma plataforma marinha dominada por ondas e tempestades. As quatro fácies microbiais têm evidências de biogenicidade e são classificados como estromatólitos siliciclásticos. Comparando a Fm. Caboclo com os exemplos da bibliografia, é possível observar que grandes mudanças climáticas no Mesoproterozoico podem ter condicionado o surgimento dos estromatólitos aglutinantes na Terra.

**Palavras-Chave:** Proterozoico; marinho raso; microbialito; MISS.

## ABSTRACT

Siliciclastic stromatolites are rare, especially in the Proterozoic, and have great paleoenvironmental significance. Caboclo Formation, formed in the Mesoproterozoic, contains well-preserved specimens of stromatolites which have plenty siliciclastic grains in their fabrics. Caboclo Formation is located in São Francisco Craton, and is part of Espinhaço Supergroup. In the sedimentary sections studied, Ventura River and Preto River, the upper part of Caboclo Formation is exposed, composed by siliciclastic stromatolites interspersed in sandstones and mudstones, deposited in a shallow marine environment. This work, through the integration of detailed stratigraphic data and thin sections, intends to define the different types of stromatolites and interpret the process that formed them, and with the analysis of all the litofacies, reconstruct the paleoenvironment of deposition. In addition, a robust literary review is made, on the theme of agglutinated and siliciclastic stromatolites, that highlights the environmental factors that control their deposition in Earth's history. This work found 15 sedimentary facies, four of them of microbial origin, that occur in three distinct facies associations, *offshore*, *offshore transition* and *shoreface*. These facies associations represent a wave and storm-dominated marine platform. The four microbial facies have clear evidences of biogenicity and are classified as siliciclastic stromatolites. Comparing Caboclo Fm. to the examples found in the literature, it's possible to observe that big climatic changes in the Mesoproterozoic could have influenced the emergence of agglutinated stromatolites in Earth.

**Keywords:** Proterozoic; shallow marine; microbialite; MISS.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>7</b>
<b>2. REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>9</b>
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	9
2.1.1 <i>Cráton São Francisco</i> .....	9
2.1.2 <i>Supergrupo Espinhaço</i> .....	9
2.1.3 <i>Formação Caboclo</i> .....	12
<b>2.2. ESTROMATÓLITOS.....</b>	<b>14</b>
2.2.1 <i>Aspectos gerais</i> .....	14
2.2.2 <i>Classificação dos estromatólitos</i> .....	15
2.2.3 <i>Trapeamento e aglutinação como processos dominantes na formação de estromatólitos</i> .....	23
<b>3. MÉTODOS.....</b>	<b>29</b>
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	29
3.2 LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO E ANÁLISE DE FÁCIES .....	30
3.3 PETROGRAFIA .....	35
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>37</b>
4.1 ANÁLISE DE FÁCIES .....	37
4.1.1 <i>Litofácies</i> .....	39
4.1.2 <i>Associação de fácies</i> .....	43
4.1.3 <i>Estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo</i> .....	47
4.1.4 <i>Evidências microbiais</i> .....	60
4.2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DE ESTROMATÓLITOS SILICICLÁSTICOS .....	64
4.2.1 <i>Critérios e definição</i> .....	70
4.2.2 <i>Casos problemáticos</i> .....	71
4.2.3 <i>Estromatólitos siliciclásticos encontrados</i> .....	73
4.2.4 <i>Surgimento do processo de trapeamento e aglutinação</i> .....	74
4.3 SISTEMA DEPOSICIONAL .....	79
<b>5 CONCLUSÕES .....</b>	<b>82</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>83</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>90</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O Grupo Chapada Diamantina, pertencente ao Domínio Chapada Diamantina do Supergrupo Espinhaço, na região centro-leste do Cráton do São Francisco, é constituído por rochas sedimentares continentais e marinhas de idade Mesoproterozoica a Neoproterozoica. Da base para o topo, este grupo é dividido em Formação Tombador (depósitos aluviais e eólicos), Formação Caboclo (marinhos rasos) e Formação Morro do Chapéu (estuarinos e marinhos rasos) (Alkmim & Martins-Neto, 2012).

A Formação Caboclo, na qual se inclui o objeto de estudo desse projeto, é uma sucessão mista siliciclástica/carbonática, depositada em ambiente marinho raso, de idade Mesoproterozoica (Babinski et al., 1993; Guimarães et al., 2005). No topo da Formação, são encontrados estromatólitos siliciclásticos nos perfis Rio Ventura e Rio Preto, que contêm grãos de areia e silte siliciclásticos, resultado do trapeamento de grãos por esteiras microbiais (Rocha et al., 1992). Os estromatólitos formados majoritariamente pelo processo de trapeamento e aglutinação são classificados como estromatólitos aglutinantes, segundo Riding (1999).

Enquanto esse processo de acreção é o dominante nos dias atuais (Riding, 2011a), durante o Paleozoico e Mesozoico as ocorrências de estromatólitos aglutinantes são raras, e são limitadas geograficamente a ambientes marinhos (Suarez-Gonzalez et al., 2019). Durante todo o Pré-Cambriano, o trapeamento de grãos era muito restrito, e sempre subordinado à precipitação mineral microbiana e abiótica (Suarez-Gonzalez et al., 2019). Existe apenas uma ocorrência descrita de estromatólito aglutinante no Mesoproterozoico (Riding, 2011a; Schieber, 1998a; Suarez-Gonzalez et al., 2019), o que ressalta a raridade dos estromatólitos da Fm. Caboclo, uns dos mais antigos espécimes de estromatólitos aglutinantes.

O primeiro objetivo desse trabalho é a caracterização faciológica de dois perfis do topo da Formação Caboclo que contêm estromatólitos aglutinantes siliciclásticos, através do levantamento de perfis colunares e descrição de lâminas petrográficas. O segundo é a compilação dos trabalhos que descrevem ocorrências de estromatólitos siliciclásticos, e posterior comparação desses depósitos. Por último, propor uma discussão sobre a evolução dos estromatólitos e do trapeamento e aglutinação, e sua correlação com fatores ambientais.

A hipótese do trabalho é que é possível comparar os estromatólitos da Formação Caboclo e seu paleoambiente com os estromatólitos aglutinantes fósseis e modernos, visando obter informações mais precisas a respeito do paleoambiente deposicional da Fm. Caboclo e da formação dos estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo. Para esse propósito, este trabalho irá associar dados faciológicos em macro e microescala, dados estratigráficos detalhados e dados de paleoclimatologia ( $\text{CO}_2$  atmosférico), e compará-los aos diversos estudos sobre estromatólitos aglutinantes.

## **2. REFERENCIAL TEÓRICO**

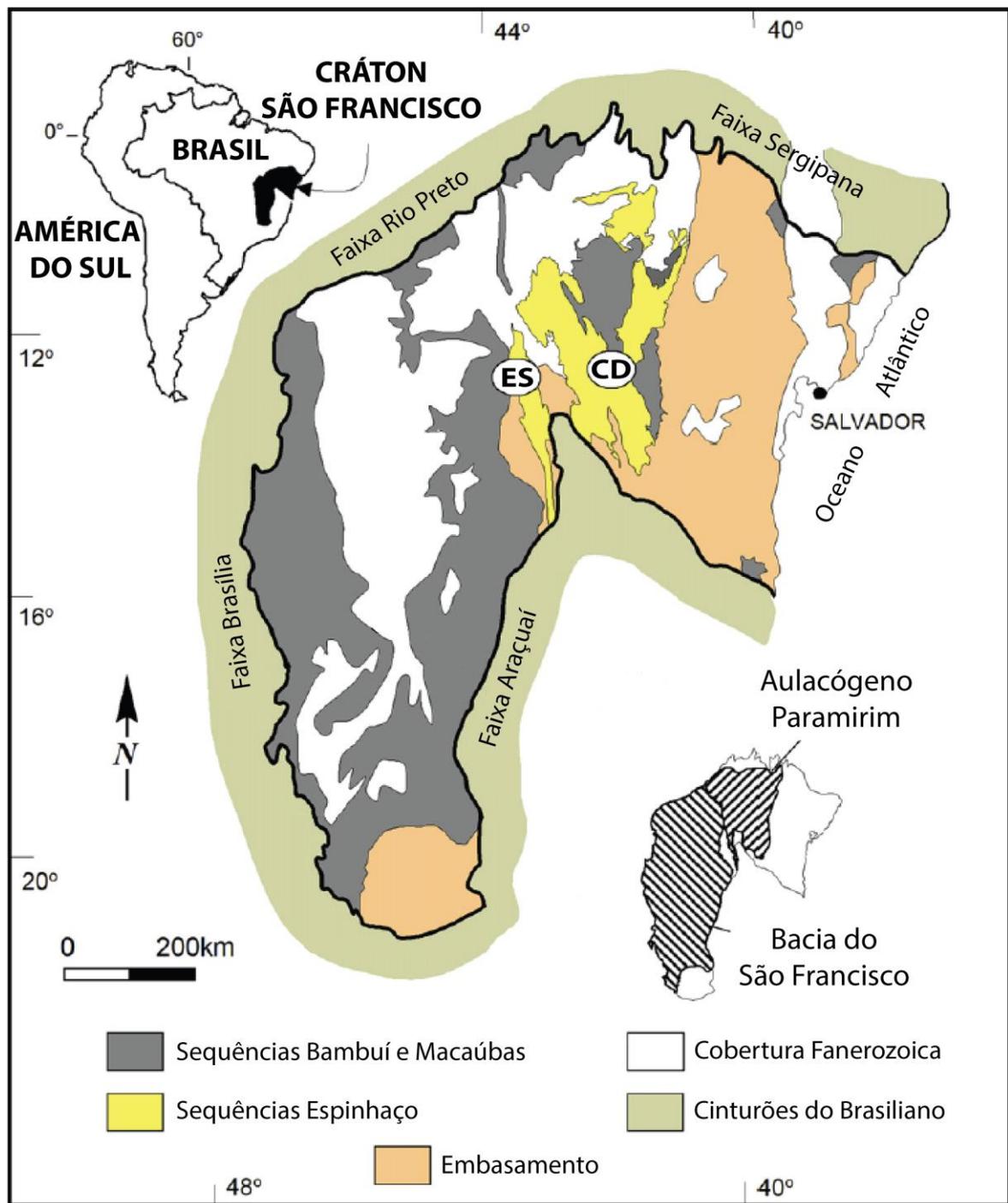
### **2.1. Contexto Geológico**

#### **2.1.1 Cráton São Francisco**

O Cráton São Francisco, localizado na parte leste do Brasil, é delimitado no interior do continente pelas faixas neoproterozoicas Rio Preto, Sergipana, Brasília, Riacho do Pontal e Araçuaí; e ao longo da costa leste brasileira pelas bacias de margem passiva do Cretáceo. O embasamento consiste de um núcleo arqueano e cinturões paleoproterozoicos, que são cobertos por sequências sedimentares proterozoicas e fanerozoicas. O Cráton São Francisco é dividido pelo corredor do Paramirim (uma zona de deformação intracratônica neoproterozoica) em dois domínios tectônicos: Bacia do São Francisco e Aulacógeno Paramirim (Fig. 1) (Alkmim & Martins-Neto, 2012).

#### **2.1.2 Supergrupo Espinhaço**

O Supergrupo Espinhaço ocorre em três domínios morfotectônicos: Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, localizados no Aulacógeno Paramirim e Espinhaço Meridional, localizado na Faixa Araçuaí (Fig. 1) (Alkmim & Martins-Neto, 2012). No domínio Chapada Diamantina, o Supergrupo Espinhaço é dividido em três grupos: Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina (Pedreira, 1994; Pedreira & de Waele, 2008). O Grupo Chapada Diamantina, composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, foi depositado na sequência Espinhaço II (Fig. 2) (Alkmim & Martins-Neto, 2012).



**Figura 1.** Mapa geológico do Cráton São Francisco. O Supergrupo Espinhaço é representado em amarelo e dividido em dois domínios morfotectônicos: CD, Chapada Diamantina e ES, Espinhaço Setentrional. Traduzido de Alkmim & Martins-Neto (2012).

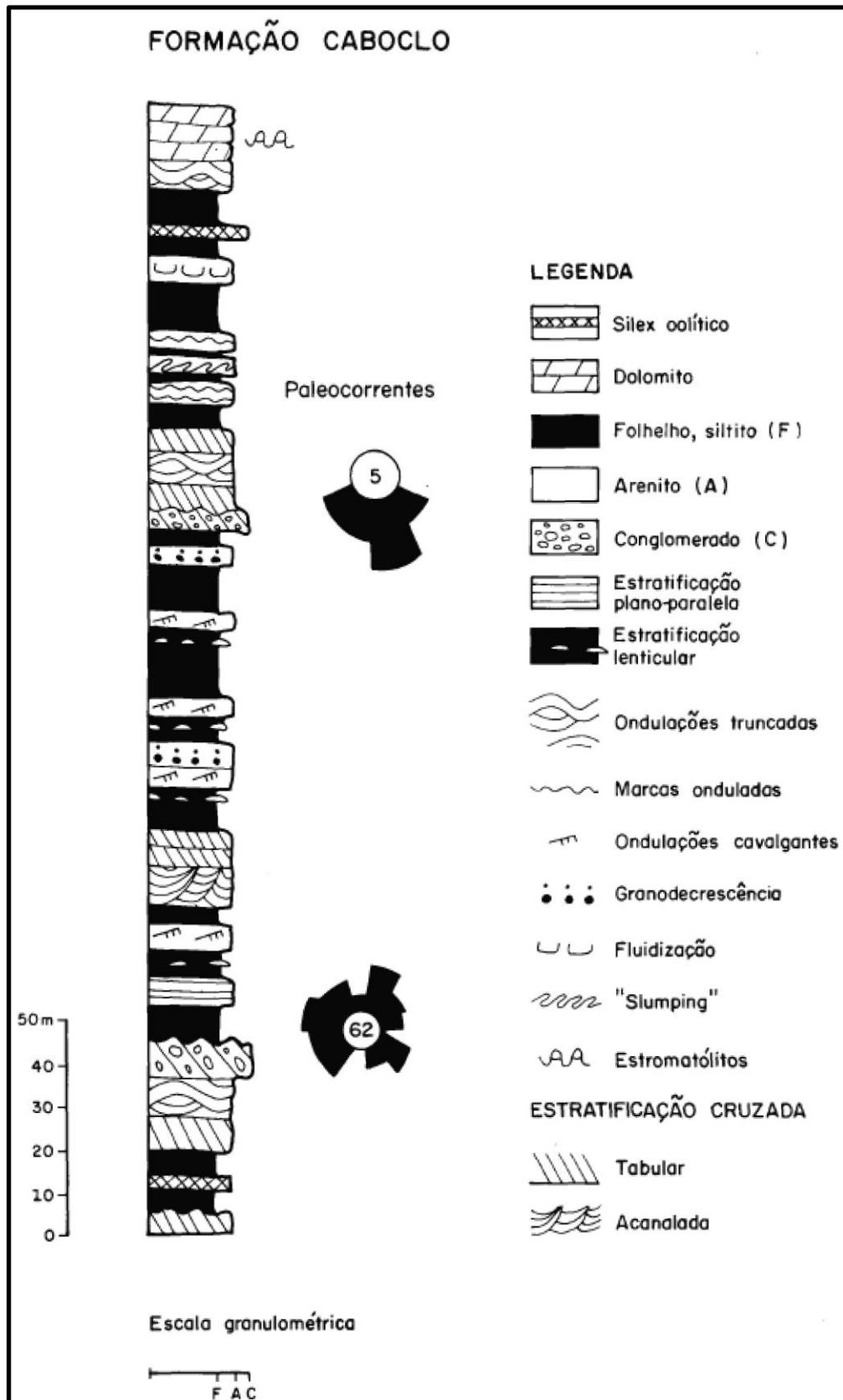


### 2.1.3 Formação Caboclo

Foi nomeada por Branner (1910), podendo ser subdividida em duas unidades informais: Jacuípe *Flints* (intervalo silicificado, com “estrutura oolítica”) e Folhelhos Caboclo (“finamente laminados”), sobrepostas ao Arenito Tombador. A idade mínima de deposição da Formação Caboclo é  $1140 \pm 140$  Ma, determinada nos “calcários estromatolíticos sub-horizontais” que ocorrem no topo da unidade por Babinski et al. (1993). Essa idade corresponde aos períodos Steniano e Ecstasiano. A Formação Caboclo é constituída por depósitos marinhos rasos, de plataforma tipo rampa mista siliciclástica/carbonática (Guimarães et al., 2005).

Rocha et al. (1992) define cinco associações de fácies para a Formação Caboclo: Laminito Algal/Calcarenito oolítico; Laminito algal/Estromatólito colunar; Siltito lenticular; Lamito interestratificado com arenito; e Arenito Conglomerático. Identificam duas discordâncias dentro da formação, interpretadas como momentos de queda do nível do mar. Essas regressões permitiram a exposição subaérea dos depósitos de lamito interestratificado com arenito (*offshore*) e implementação de uma rede de drenagem, com vales incisos. No retorno da transgressão, esses vales são preenchidos pelas associações arenito conglomerático em um contexto fluvial e posteriormente laminito algal/calcarenito oolítico em plataforma rasa.

A associação de fácies laminito algal/estromatólito colunar (composta pelas fácies: laminito algal, estromatólito colunar e calcarenito intraclástico) ocorre na base e no topo da formação (Fig. 3) (Rocha et al., 1992; Pedreira, 1994). Foram descritos estromatólitos colunares e colunares-estratiformes de porte centimétrico, com bioclastos intercolunares, e menos abundantes colunares cilíndricos a subcilíndricos, com pontes entre as colunas. Os estromatólitos contêm constituintes siliciclásticos tamanho silte, que são agregados à bioconstrução pelo trapeamento de grãos pelas colônias microbiais (Rocha et al., 1992).



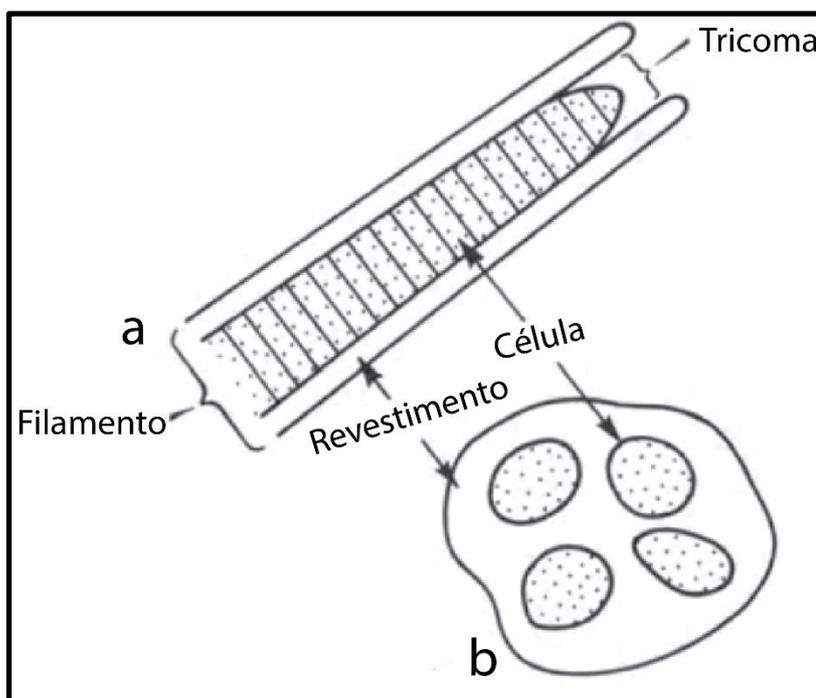
**Figura 3.** Coluna estratigráfica composta da Formação Caboclo. Retirado de (Pedreira, 1994).

## 2.2. Estromatólitos

### 2.2.1 Aspectos gerais

O termo estromatólito vem do grego: *stromata* (plural de *stroma*, “camada”) e *lithos*, “rocha”. Os estromatólitos aparecem no planeta pela primeira vez 3,7 Ga atrás (Nutman et al., 2016), no Arqueano, e continuam existindo até os dias de hoje. São os mais abundantes registros da vida na Terra durante o Pré-Cambriano (Riding, 2011b).

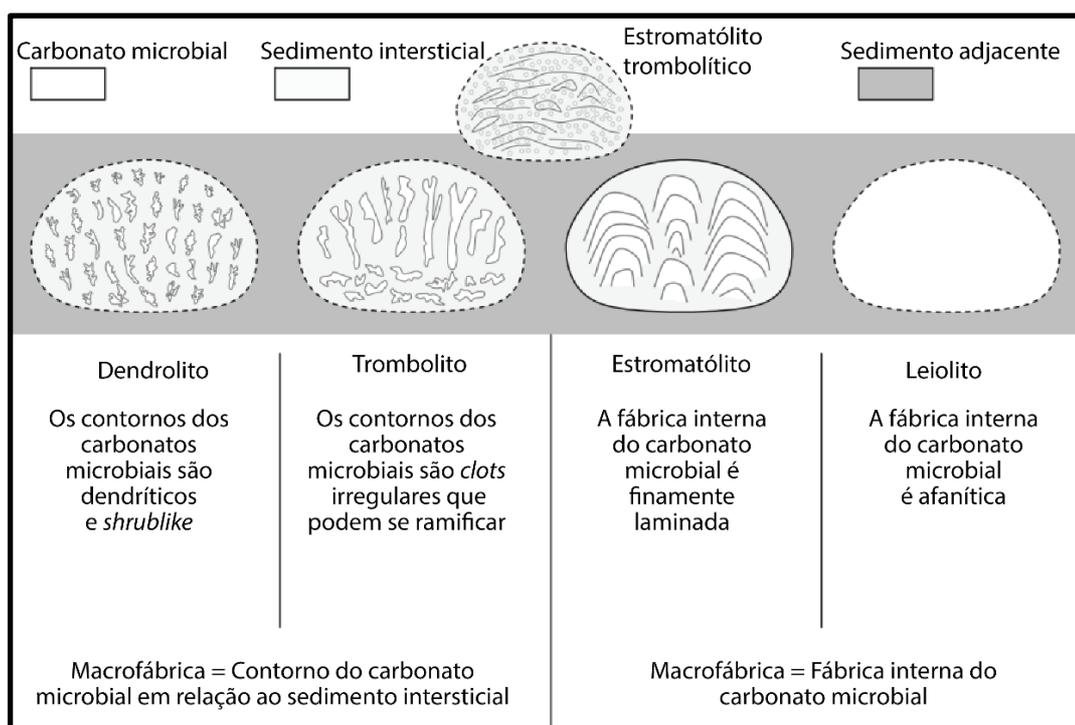
Microbialitos são rochas geradas por comunidades microbiais bentônicas (Riding, 2011a). O termo micróbio se refere a qualquer organismo microscópico, sendo os principais micróbios envolvidos nesses depósitos as bactérias, cianobactérias (especialmente importantes, também chamadas de cianófitas) e algas como diatomáceas, clorófitas e rodófitas (Riding, 1991). As cianobactérias apresentam duas morfologias principais: cocoides e filamentosas (Fig. 4).



**Figura 4.** Morfologia de cianobactérias (a) filamentosa e (b) cocóide. Traduzido de (Riding, 1991).

Essas comunidades microbiais formam camadas planares, não-litificadas que cobrem a superfície deposicional como um tapete, em ambientes deposicionais siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos. Denominadas esteiras microbiais, são compostas por células microbiais e a mucosa produzida por estas, chamada de EPS (substâncias poliméricas extracelulares) (Noffke et al., 2003; Riding, 2011a). Por processos de trapeamento e aglutinação, precipitação mineral microbiana e abiótica, as esteiras microbiais podem se tornar microbialitos (Fig. 5).

Os microbialitos são subdivididos em dendrolitos, trombolitos, estromatólitos e leirolitos, de acordo com a sua macrofábrica (Fig. 5). Estromatólitos, segundo esse critério, são definidos como depósitos microbiais bentônicos laminados (Riding, 1991; Riding, 2011a).



**Figura 5.** Classificação dos microbialitos em relação à macrofábrica. Traduzido de (Riding, 2011a).

## 2.2.2 Classificação dos estromatólitos

Os estromatólitos podem ser classificados levando em consideração a fábrica e os processos de formação (Riding, 2011a). A figura 6 relaciona os processos de

formação com os tipos de estromatólitos, e a figura 7 mostra as principais microfábricas. Os cinco tipos principais de estromatólitos são: (1) Esteiras microbiais litificadas; (2) Crosta cristalina; (3) Crosta híbrida; (4) Estruturas enrugadas e; (5) Estromatólitos siliciclásticos.

#### 1) Esteiras microbiais litificadas

Morfologicamente, formam depósitos estratiformes, dômicos e colunares, e sua microfábrica tende a ser irregular, descontínua, podendo apresentar abundante porosidade fenestral. Dividido em dois subtipos principais: estromatólitos de grãos finos e estromatólitos grossos aglutinantes.

##### a) Estromatólitos de grãos finos

Os estromatólitos de grãos finos apresentam predominantemente duas microfábricas distintas: “grãos finos”, que é tipicamente coagulada e peloidal, composta por micrita e microespatita; e “filamentosa” (também denominada “esquelética”), que consiste de microfósseis tubiformes envoltos por matriz de grãos finos. Ocorrem predominantemente no Neoproterozoico e durante todo o Fanerozoico.

São interpretados principalmente como produtos de precipitação microbiana sinsedimentar. Na classificação anterior (Riding, 1991), o autor atribuiu esses depósitos a processos de trapeamento e aglutinação de grãos finos. Tosti & Riding (2017) atribuem processos de trapeamento e aglutinação de lama carbonática à formação dos estromatólitos de grão fino da Fm. Tieling, evidenciando que os dois processos podem ocorrer associados na formação dessas microfábricas.

##### b) Estromatólitos grossos aglutinantes

Formados pelo trapeamento de partículas arenosas por EPS não-calcificado e filamentos eretos de cianobactérias e microalgas. Frequentemente têm microfábricas grosseiramente laminadas, por vezes sendo chamados de estromatólitos trombolíticos. Sua acreção envolve precipitação microbiana de carbonato e trapeamento e aglutinação de partículas. Ocorrem principalmente do Neógeno até o presente, mas existem exemplos descritos no Proterozoico, Paleozoico e Mesozoico. Suarez-Gonzalez et al. (2019) sugerem que o termo usado para denominar esse subtipo de estromatólitos seja apenas *agglutinated* (traduzido

aqui como “aglutinantes”), para que o termo “grosso” não se confunda com a escala granulométrica de Folk (1954).

## 2) Crosta cristalina (*sparry crust*)

São precipitados abiogênicos *stromatolite-like*, formados exclusivamente por precipitação inorgânica. Têm microfábrica cristalina, composta por cristais radiais/fibrosos. A laminação é isópaca, homogênea e com boa continuidade lateral e vertical. São principalmente comuns do Paleoproterozoico até o Mesoproterozoico, mas ocorrem desde o Paleoarqueano.

## 3) Estromatólitos de crosta híbrida

São formados por precipitação microbiana e inorgânica, e consistem de laminação milimétrica de crostas cristalinas e de crostas de grãos finos, alternando lâminas de coloração clara (crosta cristalina) e escura (esteiras microbianas calcificadas). A laminação é bem desenvolvida e homogênea, porém não é isópaca, tendo uma regularidade intermediária entre as microfábricas de grãos finos e as cristalinas. Estromatólitos de crosta híbrida surgem no Mesoarqueano, e são mais abundantes no Paleo e Mesoproterozoico.

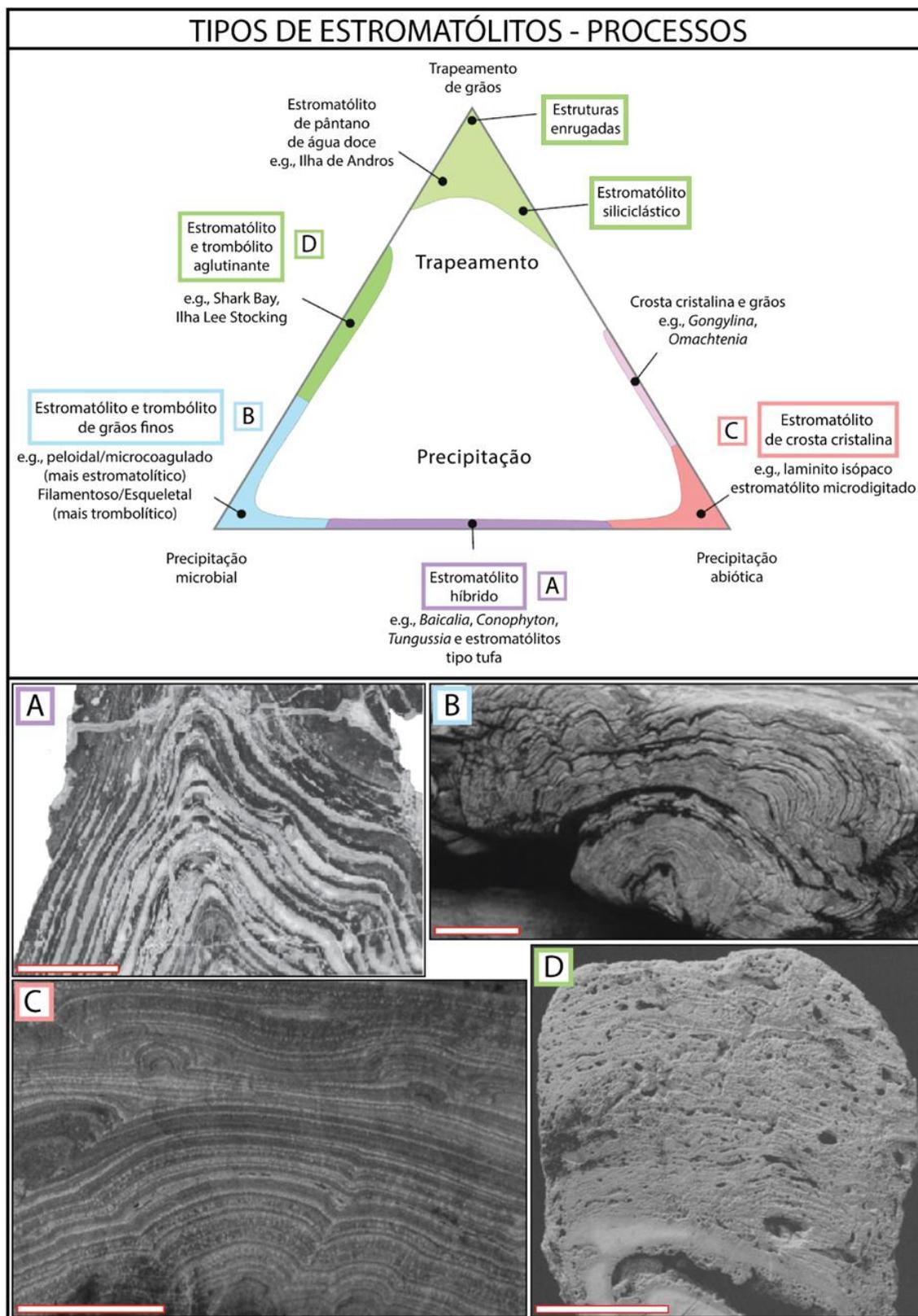
## 4) Estruturas enrugadas (*wrinkle structures*)

As estruturas enrugadas são formadas quando esteiras microbianas coesas, mas com litificação precoce insuficiente (por isso não apresentam acreção significativa) estabilizam camadas de sedimento. Esses depósitos inconsolidados podem ser perturbados pelo movimento da água ou ressecamento (fraturados, enrolados e dobrados), e essas estruturas sindeposicionais podem ser posteriormente preservadas. São também denominadas *MISS* (estruturas sedimentares induzidas por micróbios) (Noffke et al., 2001). As estruturas enrugadas ocorrem do Arqueano até os dias de hoje.

## 5) Estromatólitos siliciclásticos

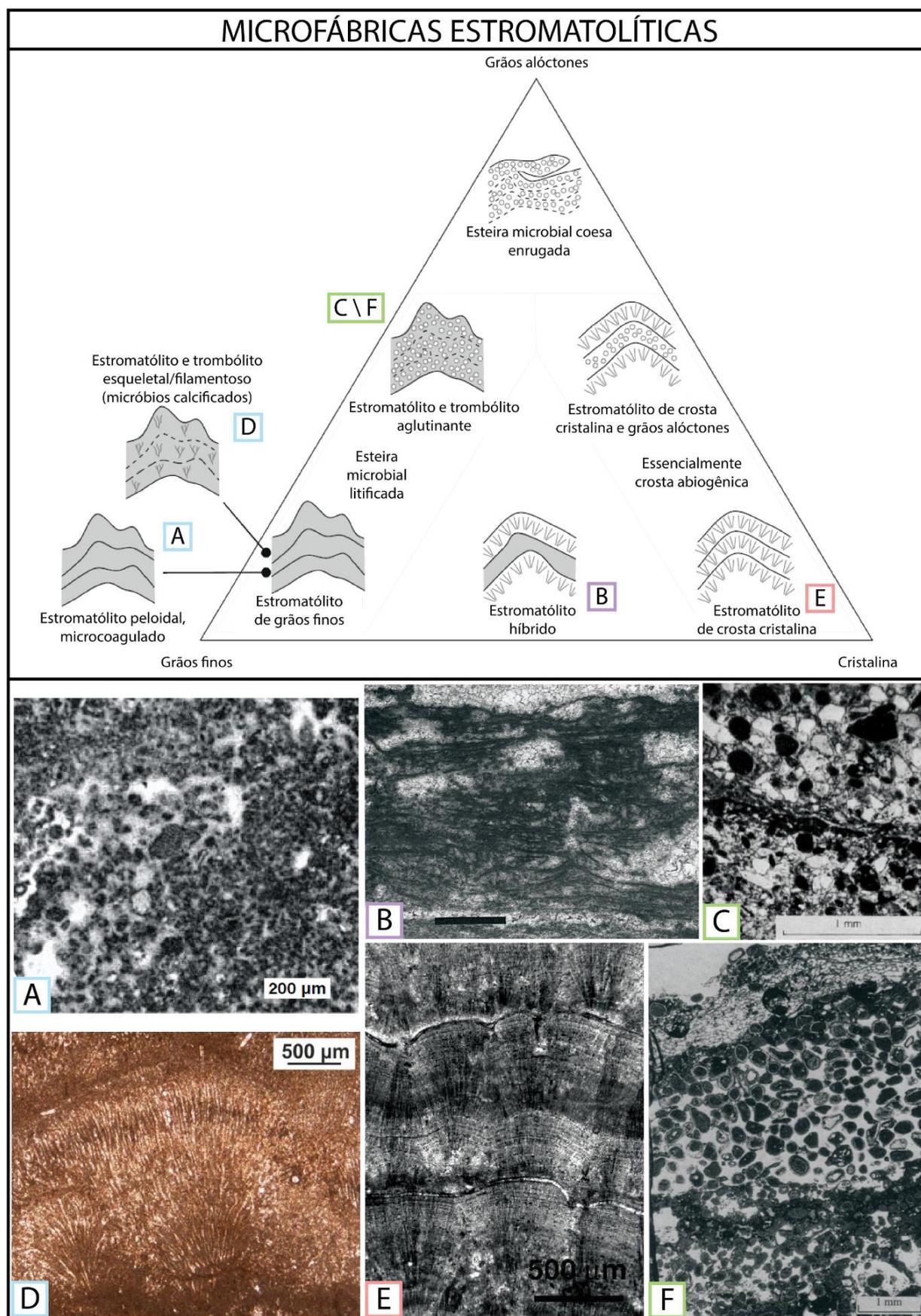
Os estromatólitos siliciclásticos, em contraste com as estruturas enrugadas, podem apresentar taxas de acreção consideráveis. Os estromatólitos siliciclásticos, formados por trapeamento e aglutinação de partículas terrígenas (Fig. 7), também são estromatólitos aglutinantes. Porém, são distintos desses por acrecionarem

sedimento terrígeno ao invés de partículas carbonáticas. Além disso, são mais raros que os estromatólitos carbonáticos, e ocorrem majoritariamente no Paleozoico e no Cenozoico. Martín et al. (1993) define que um estromatólito siliciclástico é composto por mais de 10% de grãos siliciclásticos.



**Figura 6.** No diagrama ternário são dispostos diversos tipos de estromatólitos, classificados de acordo com os processos de precipitação microbiana, precipitação abiótica e trapeamento de grãos que os formam, traduzido de (Riding, 2011a). (A) Estromatólito híbrido: *Conophyton cylindricum* do grupo Vazante, Cabeludo, Minas Gerais. Escala 3 cm. Retirado de (Sallun Filho & Fairchild, 2005). (B) Estromatólito de grão fino: *Cryptozoon* do Calcário Hoyt, Nova Iorque, EUA. Escala 10 cm. Retirado de (Riding, 2011a). (C) Crosta cristalina: Laminito isópaco da Formação *Society Cliffs*,

próximo à ilha de Bylot, Canadá. Escala 2 cm. Retirado de (Riding, 2008). (D) Estromatólito aglutinante: Estromatólito marinho moderno, ilha de Lee Stocking, Bahamas. Escala 3 cm. Retirado de (Feldmann & McKenzie, 1998).



**Figura 7.** No diagrama ternário estão dispostas as principais macrofábricas estromatolíticas, classificadas de acordo com os processos de precipitação microbiana, precipitação abiótica e

trapeamento de grãos que as formam. (A) Microfábrica peloidal/coagulada. No lado direito os pelóides são mais estreitamente espaçados, enquanto no lado esquerdo a fábrica é coagulada com pelóides dispersos. Retirado de (Riding & Tomas, 2006). (B) Microfábrica híbrida composta de filmes escuros de dolomicrospar separados por lentes mais espessas de dolospar. Escala 300  $\mu\text{m}$ . Retirado de (Knoll & Semikhatov, 1998). (C) Microfábrica aglutinada composta por grãos de areia divididos por crosta fina de aragonita. Retirado de (Schwarz et al., 1975). (D) Microfábrica esquelética, formada por leques de microfósseis filamentosos. Retirado de (Suarez-Gonzalez et al., 2019). (E) Microfábrica cristalina, formada por leques cristalinos radiais. Escala 500  $\mu\text{m}$ . Retirado de (Corsetti & Storrie-Lombardi, 2003). (F) Microfábrica aglutinada. A camada do topo mostra a zona habitada pelos micróbios, com grãos sendo aglutinantes e precipitação de micrita. Retirado de (Feldmann & McKenzie, 1998).

### 2.2.3 Trapeamento e aglutinação como processos dominantes na formação de estromatólitos

Nesse item será apresentada uma discussão sobre os mecanismos de trapeamento e aglutinação, visto que a Formação Caboclo contém estromatólitos aglutinantes, que são formados essencialmente por esses processos.

O processo de trapeamento e aglutinação de grãos foi primeiro descrito por Black (1932), quando estudou os estromatólitos da Ilha de Andros, Bahamas, percebendo que “os filamentos são envoltos em um revestimento mucilaginoso, no qual partículas minerais facilmente aderem” e “a colonização de sedimentos recém depositados por algas filamentosas aglutina o sedimento, prevenindo que seja novamente removido”.

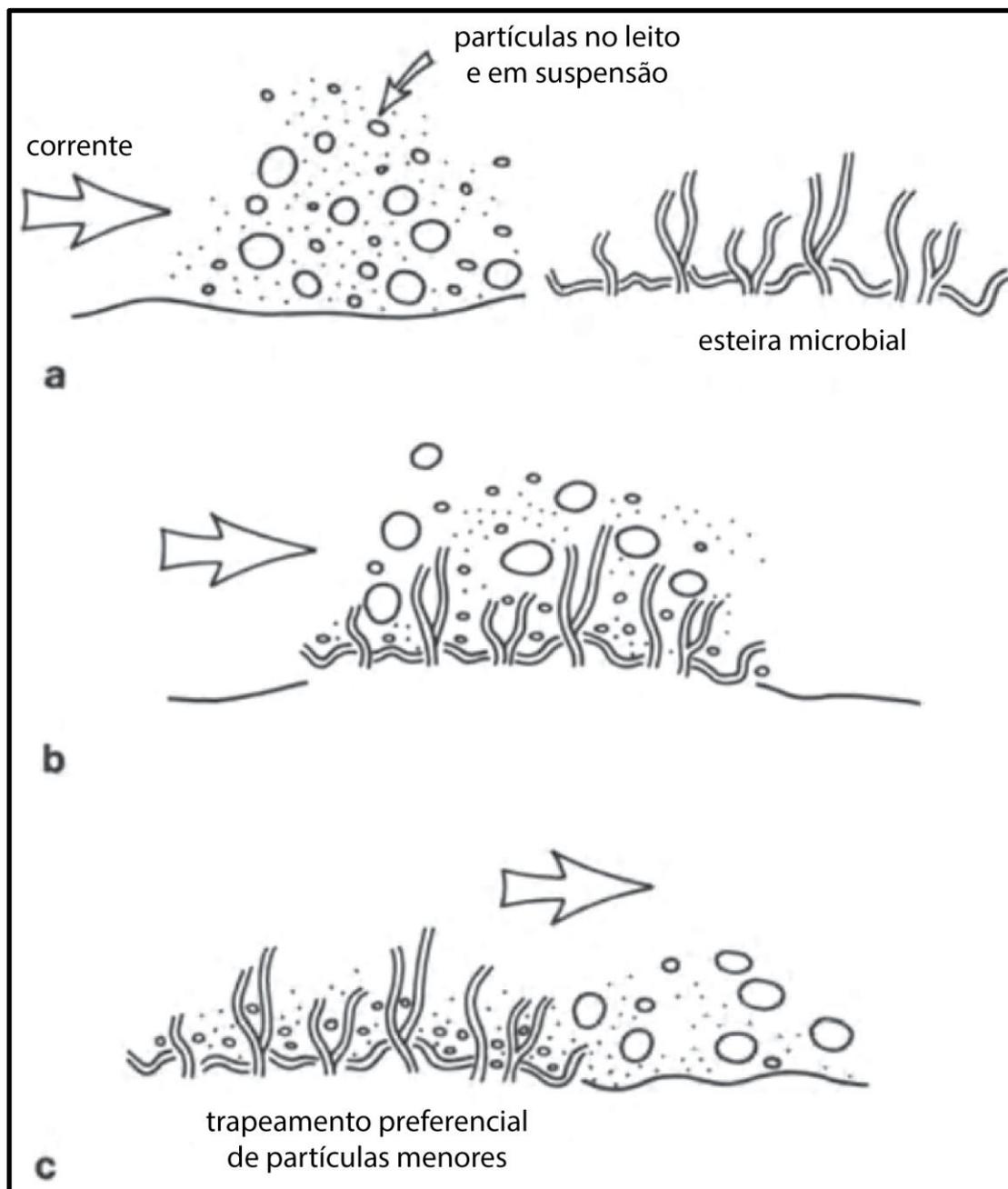
As partículas sedimentares são transportadas por correntes até a superfície do microbialito. Correntes suficientemente fortes podem as remover, ou podem ser **trapeadas**. O trapeamento consiste de dois subprocessos: adesão pela natureza pegajosa do EPS produzido pelos micróbios e obstrução física (*baffling*) gerada pelos filamentos microbiais (Riding, 1991). Esteiras microbiais mais desenvolvidas e compostas predominantemente por cianobactérias e algas eucariontes, tem maior capacidade de trapear grãos médios e grossos. Esteiras microbiais subdesenvolvidas trapeiam majoritariamente grãos finos (Frantz et al., 2015). Isso faz com que exista uma seleção granulométrica intrínseca ao processo, imposta por fatores biológicos (Fig. 8). Os micróbios migram verticalmente para o topo de maneira contínua, através de diversos mecanismos de motilidade, **aglutinando** as partículas trapeadas à esteira microbial e impedindo que a corrente as remova.

Os estromatólitos sempre foram um tema controverso, e opiniões divergentes a respeito da sua nomenclatura (taxonômica ou descritiva), sua origem (microbial ou abiótica), seus processos de formação (trapeamento e aglutinação ou precipitação mineral) continuam ocorrendo até hoje (Allwood et al., 2006; Riding, 2011a; Suarez-Gonzalez et al., 2019). Grotzinger & Knoll (1999) comentam como no século XX o consenso científico mudou, em relação à interpretação da gênese das fábricas estromatolíticas, após a descoberta dos estromatólitos marinhos modernos:

“os primeiros exemplos modernos que foram estudados atentamente ocorriam inteiramente em ambientes de água doce e cresciam principalmente através da precipitação de carbonato sobre filamentos de algas ou cianobactérias. Com base nisso, muitos geólogos concluíram que os estromatólitos fósseis cresceram através de precipitação *in situ* e provavelmente indicavam água doce ou salobra. A descoberta subsequente de esteiras microbiais e estromatólitos colunares crescendo em ambientes marinhos costeiros principalmente pelo trapeamento e aglutinação de lama e grãos carbonáticos causou uma mudança na ênfase interpretativa: estromatólitos fósseis e fácies estromatolíticas passaram a ser vistas como produtos do trapeamento e aglutinação de sedimento. Dado que os estromatólitos fósseis estão geralmente associados a evidências convincentes de crescimento em ambientes marinhos, é compreensível como os análogos não marinhos poderiam ter sido rejeitados em favor dos análogos marinhos.”

O consenso científico mudou novamente no século XXI. Novas publicações (Reid et al., 2000; Suosaari et al., 2016) abordando os estromatólitos aglutinantes de Bahamas e Shark Bay (os exemplos marinhos modernos mais estudados) mostram como a precipitação microbial é um processo importante na formação desses depósitos, que antes era visto como subordinado ao trapeamento e aglutinação. Dupraz (2011) afirma que “[a litificação precoce] consiste de precipitação *in situ* de minerais, que progressivamente cimenta grãos trapeados (se presentes) e preserva as estruturas biosedimentares”, e é “um processo chave na formação dos microbialitos modernos”. Riding (2011a) modifica sua classificação de estromatólitos, considerando a precipitação microbial como principal processo formador dos “Estromatólitos de grãos finos” que anteriormente (Riding, 1991) eram interpretados como produtos do trapeamento e aglutinação de sedimento fino; e mostra que durante a história dos microbialitos, o principal processo de acreção foi

a precipitação mineral (microbial e abiótica), com os estromatólitos aglutinantes se tornando o tipo predominante apenas no Neógeno (20 Ma atrás).



**Figura 8.** Representação do trapeamento de partículas por uma esteira microbiana. As partículas menores são mais facilmente trapeadas. Traduzido de (Riding, 1991).

A revisão de Suarez-Gonzalez et al. (2019) contém um levantamento de todos os estromatólitos aglutinantes modernos e análogos fósseis já publicados (os análogos fósseis, nesse levantamento, se restringem aos espécimes compostos por grãos carbonáticos tamanho areia e silte). Os estromatólitos aglutinantes (carbonáticos) fósseis ocorrem em apenas nove localidades no mundo, três com

idade do Cenozoico, dois do Mesozoico e apenas um do Paleozoico. Os estromatólitos aglutinantes modernos ocorrem em apenas oito localidades. Todos (fósseis e modernos) foram formados em ambientes marinhos rasos e a maioria desses com influência de maré. Isso mostra como os estromatólitos aglutinantes são extremamente raros durante a história da Terra, e que o processo de trapeamento e aglutinação de grãos como processo de formação de estromatólitos é muito restrito quando comparado à precipitação microbial ou abiótica.

Os dois controles fundamentais no trapeamento e aglutinação são (Burne & Moore, 1987; Riding, 2011a):

1. capacidade de fornecimento de grãos à esteira microbial.
2. capacidade da esteira microbial de impedir a remoção dos grãos fornecidos.

Suarez-Gonzalez et al. (2019), com base nos controles fundamentais, define quatro fatores **ambientais** que os influenciam.

A capacidade de fornecimento de grãos à esteira microbial depende de:

- a. presença de grãos no ambiente.
- b. agitação por correntes.

A presença de grãos no ambiente e agitação por correntes não é o suficiente para que se estabeleça o trapeamento e aglutinação. Diversos exemplos de microbialitos formados em ambientes com presença de grãos e frequentemente agitados não mostram quantidade significativa de grãos trapeados em suas fábricas (Suarez-Gonzalez et al., 2019).

A capacidade da esteira microbial de impedir a remoção dos grãos fornecidos depende de:

- c. concentração significativa e diversidade de eletrólitos na água.
- d. baixa saturação em  $\text{CaCO}_3$  da água.

A alta concentração de eletrólitos na água aumenta a adesividade do EPS. Segundo Spears et al. (2008), “a bioestabilização de sedimentos requer um

complexo de interações (íon-íon, íon-dipolo e ligações de hidrogênio) entre as partículas de argila, cátions e grupos funcionais reativos do EPS. Portanto, apenas quando há EPS e cátions em quantidades suficientes os efeitos comuns da bioestabilização são observados”.

Além de ser a superfície na qual os grãos aderem, o EPS também é o lócus de precipitação mineral (Dupraz et al., 2009). A alta saturação em  $\text{CaCO}_3$  na água facilita a precipitação de carbonato no EPS, diminuindo a quantidade de EPS pegajoso, e conseqüentemente diminuindo sua capacidade de aderência.

Suarez-Gonzalez et al. (2019), estudando a Formação Leza, na Espanha, demonstram que só os microbialitos que foram formados em ambientes que atendiam a todos os quatro fatores (acima listados) desenvolveram fábricas aglutinadas. A Fm. Leza apresenta diversos tipos de microbialitos, entre eles oncóides, trombolitos, estromatólitos micríticos-evaporíticos, esqueletais e aglutinantes. Os oncóides, por exemplo, que foram formados em canais fluviais e lagos rasos sem influência marinha (i.e., água doce, com presença de grãos e agitação por correntes) não mostram microfábricas aglutinadas. Essa ausência é explicada pelo autor pela baixa diversidade e concentração de eletrólitos (i.e., salinidade) e alta concentração de  $\text{CaCO}_3$  na água, vinda de fontes com dureza elevada (*hardwater sources*), que inibiram o trapeamento e aglutinação de grãos e favoreceram a precipitação mineral. Os estromatólitos aglutinantes da Formação Leza foram formados em ambientes marinhos com influência de maré, que também continham grãos e eram continuamente agitados. A água marinha/salobra, porém, possui alta abundância e diversidade de eletrólitos (aumentando a adesão do EPS) e relativamente baixa (no Fanerozoico) saturação de  $\text{CaCO}_3$  (inibindo precipitação mineral). Apenas nesse ambiente os quatro fatores foram atingidos plenamente, e apenas nele se desenvolveram estromatólitos aglutinantes. A dificuldade da obtenção e manutenção de um estado favorável em todos os quatro fatores simultaneamente pode explicar a raridade dos estromatólitos aglutinantes no registro geológico.

O levantamento bibliográfico conduzido por Suarez-Gonzalez et al. (2019) observou que todos os estromatólitos aglutinantes (fósseis e modernos) já publicados foram formados em ambientes marinhos rasos, a maioria com influência

de maré. Black (1932), no primeiro estudo sobre estromatólitos aglutinantes, já havia percebido que os espécimes costeiros/marinhos eram aglutinantes, enquanto em áreas adjacentes, água doce, as microfábricas consistiam de “filamentos radiais, sem muito sedimento intersticial”. Essas observações evidenciam como os parâmetros ambientais exercem grande influência sobre as microfábricas microbiais.

### **3. MÉTODOS**

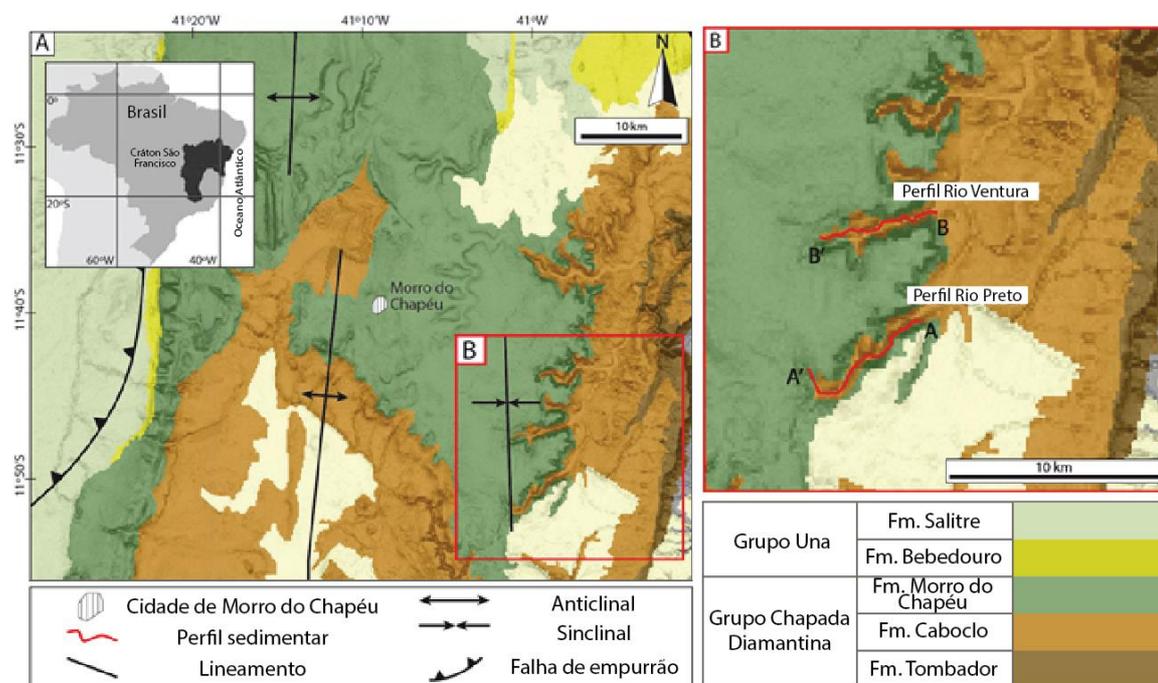
#### **3.1 Revisão bibliográfica**

A revisão bibliográfica foi centrada na busca de estudos referentes a dois tópicos principais: primeiro, foi feita uma procura por artigos que contemplam a geologia regional (Formação Caboclo e suas unidades adjacentes) e a microbialitos (gênese e classificação). Adicionalmente, buscou-se compilar todos os trabalhos já publicados que descrevem ocorrências de estromatólitos aglutinantes siliciclásticos.

Usando os mesmos parâmetros de Suarez-Gonzalez (2019), que compilou os trabalhos de estromatólitos aglutinantes carbonáticos, foi criada uma tabela que sintetiza as características principais de cada depósito. São essas: autor e ano de publicação, idade e localização, ambiente deposicional e principais características na macro, meso e microescala. A partir dessa tabela, foram observadas possíveis correlações entre parâmetros e a existência, ou não, de semelhanças na morfologia e na gênese dos estromatólitos aglutinantes.

### 3.2 Levantamento estratigráfico e análise de fácies

As seções levantadas, Rio Preto e Rio Ventura, totalizam mais de 300m de perfil colunar, e estão marcadas na Fig. 9.



**Figura 9.** Mapa geológico dos arredores da cidade de Morro do Chapéu, com a localização dos perfis sedimentares construídos para o trabalho.

O perfil colunar é uma representação gráfica das fácies sedimentares em uma seção rochosa. Possui dois eixos: o vertical representa a espessura da camada, e o horizontal o tamanho de grão. Para a maior agilidade no levantamento da seção, foram usadas folhas gradadas, nas quais a escala horizontal é constante, e a escala vertical pode ser alterada de acordo com o detalhamento necessário. Na folha de anotação do perfil (Fig. 10) também são registradas informações do afloramento (nome do ponto, coordenadas), a denominação de cada fácies, paleocorrentes, estruturas, fotos, amostras, associação de fácies e descrição litológica.

Segundo James & Dalrymple (2010), uma fácies é “um corpo de rocha caracterizada por uma combinação de litologia, e estruturas físicas e biológicas que a concedem um aspecto que o diferencia de outra fácies acima, abaixo ou lateralmente adjacente”. A análise de fácies baseia-se na ideia de que cada processo atuante (seja ele físico, químico ou biológico) produz um registro

específico (estrutura sedimentar, textura ou conteúdo fossilífero). Portanto, para cada característica de uma rocha sedimentar, conhecendo as relações processo-produto em questão, é possível inferir algo sobre os processos que a formaram.

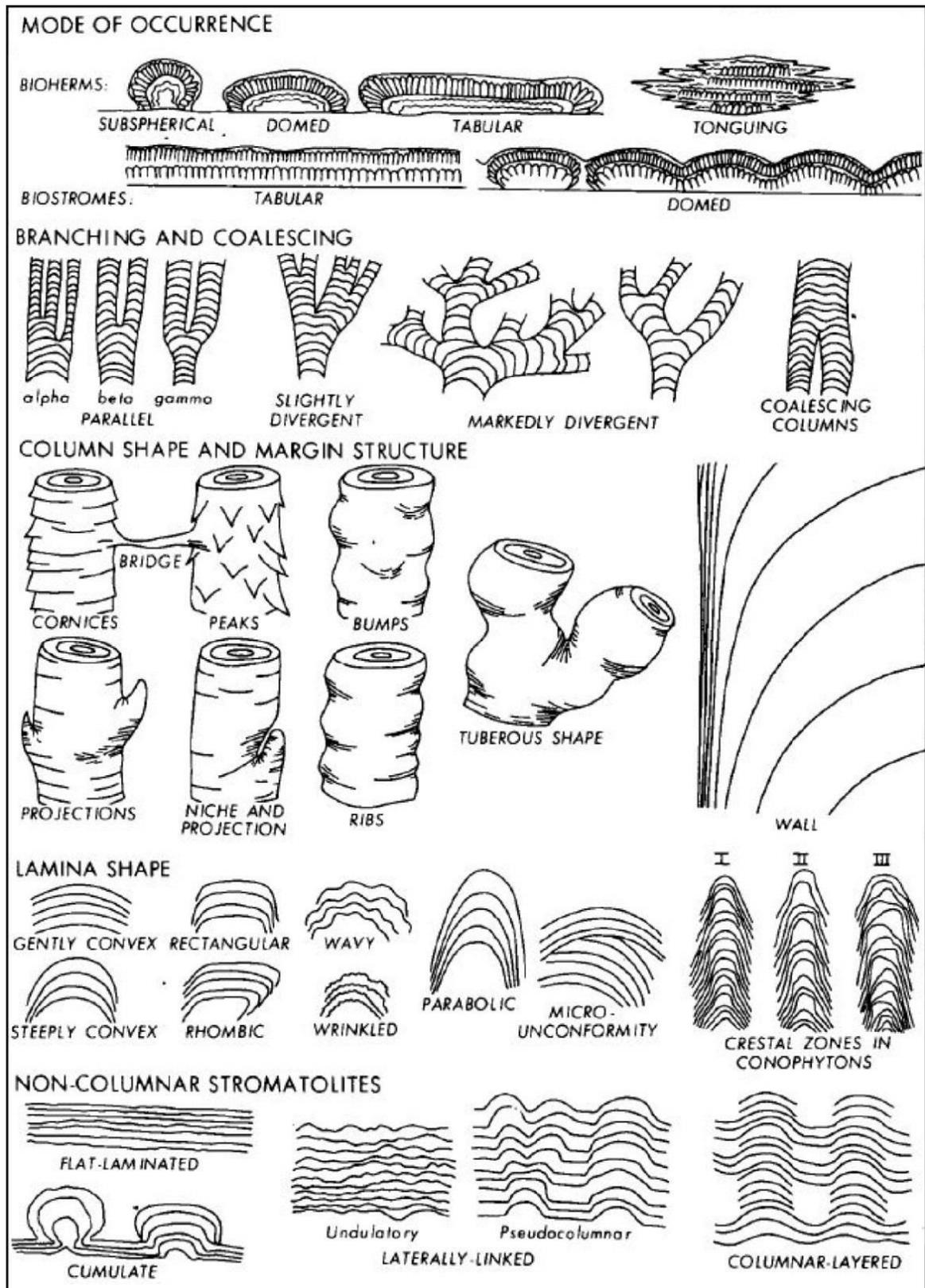


Durante o levantamento dos perfis colunares foram identificadas e descritas as fácies. Em uma descrição de fácies é importante que seja observada a cor, geometria, composição, textura (esfericidade e arredondamento), estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero do pacote sedimentar e continuidade lateral da camada (James & Dalrymple, 2010). Estromatólitos têm diversas características específicas, relacionadas à sua morfologia em campo (Fig. 11), na macro e mesoescala, e às fábricas na microescala, que devem ser levadas em conta para a melhor definição das fácies estromatolíticas (Preiss, 1976; Riding, 2011a; Suarez-Gonzalez et al., 2019).

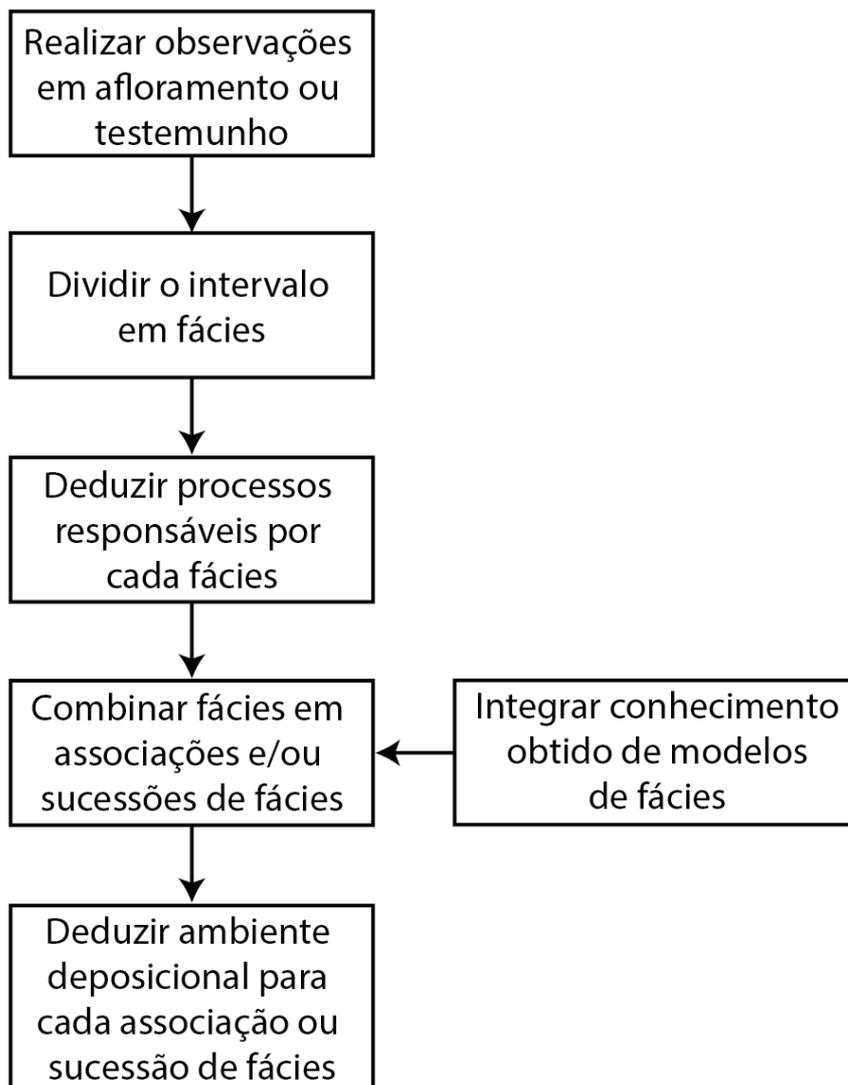
Uma associação de fácies é um conjunto de fácies geneticamente relacionadas, e que possuem algum significado ambiental. Um modelo de fácies, por sua vez, é uma síntese de um sistema deposicional específico, construído pela integração de diversos exemplos de sistemas modernos e antigos. Combinando o conjunto de processos que são deduzidos na análise de fácies com modelos de fácies, é possível inferir o ambiente deposicional no qual o depósito foi formado (James & Dalrymple, 2010), (Fig. 12).

O levantamento dos dois perfis colunares foi feito pelo grupo de pesquisa previamente ao início desse trabalho, sendo utilizada a escala de levantamento 1:50. Para a identificação da composição e textura do pacote sedimentar em campo, foi utilizada uma lupa de mão com aumento de 10 e 20 vezes. Os perfis então foram escaneados e vetorizados. Foi construída uma tabela de fácies, e então definidas as associações de fácies, que foram combinadas para o estabelecimento do modelo deposicional.

As fácies não microbiais foram codificadas conforme Miall (2006, pg. 77): a primeira letra, maiúscula, indica o tamanho de grão predominante [G = *gravel* (cascalho), S = *sand* (areia), F = *fine-grained* (grãos finos: areia muito fina, silte e argila)] , e as letras seguintes, minúsculas, abreviam a principal estrutura ou textura (m = maciço, c = colunar). Para as fácies estromatolíticas, a letra maiúscula usada foi "E", para evidenciar sua origem microbial, mantendo a letra minúscula para a principal estrutura ou textura.



**Figura 11.** Diagrama das diversas morfologias estromatolíticas, em diferentes escalas, e a respectiva nomenclatura usada em sua descrição. Retirado de Preiss (1976).



**Figura 12.** Fluxograma da progressão lógica da interpretação de um depósito sedimentar. Modificado de James & Dalrymple (2010).

### 3.3 Petrografia

Nesse trabalho, a petrografia tem como principal objetivo ajudar na melhor definição e interpretação das fácies estromatolíticas. Devido à pandemia do COVID-19, esse passo foi limitado, pois o acesso ao microscópio foi comprometido, limitando a análise a uma investigação qualitativa. Foram selecionadas oito lâminas, dos estromatólitos e fácies adjacentes, que haviam sido confeccionadas

previamente pelo grupo de pesquisa. As lâminas foram descritas usando o microscópio ótico Zeiss AXIO Imager 2, que também gerou as fotomicrografias das feições principais de cada lâmina. A descrição das lâminas consistiu em identificação dos componentes primários e diagenéticos, através de comparação com atlas de descrição petrográficas (Ulmer-Scholle et al., 2015), observações qualitativas das porcentagens composicionais, que foram estimadas visualmente através de ábacos e de texturas sedimentares microbiais, que foram comparadas com exemplos da literatura (Schieber et al., 2007; Ulmer-Scholle et al., 2015).

## **4 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

### **4.1 Análise de Fácies**

As seções colunares dos perfis Rio Preto e Ventura têm juntas mais de 300 m de espessura, e representam a parte superior da Fm. Caboclo, terminando no contato com a sobreposta Fm. Morro do Chapéu. A Fig. 13 apresenta uma versão reduzida dos perfis, e o Anexo 1 contém os perfis completos, na escala do levantamento.



### 4.1.1 Litofácies

Nos perfis colunares estudados, foram identificadas 15 fácies, que estão dispostas na Tabela 1. Essas fácies podem ser divididas em quatro grupos litológicos principais: pelitos, arenitos quartzosos, conglomerados intraformacionais e estromatólitos aglutinantes.

**Tabela 1 Fácies da Fm. Caboclo.**

<b>CÓDIGO</b>	<b>DESCRIÇÃO</b>	<b>INTERPRETAÇÃO</b>
<b>Edf</b>	Estromatólitos dômicos arenosos. Biohermas de cor cinza escuro, com laminação difusa. Têm formas dômicas, por vezes coalescentes, com 10 a 20 cm de espessura e 10 a 30 cm de extensão lateral, ou estruturas alongadas com até 1 m de extensão lateral. São compostos por grãos de quartzo, feldspato e mica (silte a areia fina), raras lâminas argilosas castanhas, pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita) e dolomita.	Trapeamento e aglutinação de grãos por esteira microbial e precipitação mineral induzida por metabolismo microbial.
<b>Ec</b>	Biohermas de cor rosada, formado internamente por colunas, por vezes ramificadas, de até 5 cm de diâmetro e 20 cm de espessura com laminação evidente, convexa a parabólica. Os biohermas têm formas subesféricas, dômicas, tabulares e/ou cilíndricas, até 1m de espessura e 2 m de largura. São compostos por grãos de quartzo, feldspato e peloides carbonáticos (silte a areia muito fina), lâminas argilosas castanhas, pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita) e dolomita.	Trapeamento e aglutinação de grãos por esteira microbial e precipitação mineral induzida por metabolismo microbial.

<b>Eds</b>	Estromatólito dômico arenoso. Montes arenosos de cor creme a cinza claro, com laminação incipiente. Os montes têm estruturas arqueadas de até 80 cm de espessura e 2 m de diâmetro. Os montes se interdigitam lateralmente com arenitos que tem estratificações de baixo ângulo ondulada ou horizontais. No topo desses montes, ocorrem domos de menor tamanho, com até 20 cm de diâmetro. São compostos por grãos de quartzo, feldspato, mica e peloides carbonáticos (areia muito fina a fina), lâminas argilosas castanhas, pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita e rara dolomita.	Trapeamento e aglutinação de grãos por esteira microbial e precipitação mineral induzida por metabolismo microbial.
<b>Eh</b>	Arenitos finos e muito finos, com laminação horizontal ou ondulada de pequeno porte ou pelitos laminados, ambos enrugados ou corrugados, onde por vezes nucleiam pequenas colunas ou domos < 3 cm. Ocorrem adjacentes aos estromatólitos, e na base dos estromatólitos Edf.	Trapeamento e aglutinação de grãos por esteira microbial, sem precipitação mineral suficiente para gerar morfologias com relevo.
<b>Fl</b>	Camadas tabulares de 2 cm a 2,75 m de pelito, de tamanho de grão argila a silte, com laminação horizontal milimetricamente espaçada. Por vezes ocorrem lentes dispersas de arenito fino a muito fino com espessuras de até 2 cm, com laminação ondulada de pequeno porte.	Deposição de sedimento lamoso por decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. Migração de marcas onduladas subaquosas em regime de fluxo trativo oscilatório.
<b>Fm</b>	Camadas tabulares com espessuras de 20 cm a 33 cm de pelito, de tamanho de grão argila a silte, maciças. Por vezes apresentam dobras convolutas.	Deposição de sedimento lamoso por decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. A ausência de laminação é devido à flocculação da argila em suspensão ou perda/deformação plástica da laminação por fluidização.

<b>Gm</b>	Lentes de até 20 cm de conglomerados de seixos, matriz-suportado, compostos por intraclastos microbiais e de pelitos, de até 4 cm, maciços, com base erosiva. Por vezes é possível observar apenas os moldes dos intraclastos.	Rápida sedimentação de sedimento cascalhoso em fluxos gravitacionais hiperconcentrados turbulentos.
<b>Htw</b>	Pacotes tabulares de 0,1 a 2 m de espessura com intercalação centimétrica de pelitos e arenitos com razões variáveis de areia/lama. Os arenitos são muito finos a finos, bem selecionados, com laminações onduladas truncadas, por vezes maciços. Os pelitos são laminados ou raramente maciços. Feições erosivas do tipo <i>gutter cast</i> ocorrem na base das camadas arenosas.	Alternância entre períodos de fluxos trativos oscilatórios ou combinados com momentos de decantação de sedimentos finos em ambiente subaquoso.
<b>Sh</b>	Camadas tabulares de 5 cm até 1,6 m de espessura, compostas por arenitos muito finos a finos, bem selecionados com laminação horizontal. Por vezes ocorrem ripples simétricas dispersas na laminação.	Formas de leito planas formadas em regime de fluxo combinado com flutuação da energia.
<b>Shcs</b>	Camadas lenticulares de 10 cm a 1 metro de espessura de arenitos finos a muito finos, quartzosos, com raros intraclastos, com estratificação cruzada hummocky. Ripples de onda podem ocorrer no topo da camada. Feições erosivas do tipo <i>gutter cast</i> são comuns na base das camadas.	Formas de leito simétricas, isotrópicas ou levemente anisotrópicas, geradas por fluxos oscilatórios ou fluxos combinados, predominantemente oscilatórios de alta intensidade, com alta taxa de agitação.
<b>Slw</b>	Camadas tabulares de 5 cm até 3,5 m de espessura e com topo ondulado, compostas por arenitos muito finos a finos bem selecionados, quartzosos, com raros intraclastos lamosos. Internamente têm estratificação de baixo ângulo ondulada truncada ou agradacional com comprimento de onda de médio a grande porte (até 1,9 m). Feições erosivas do tipo <i>gutter cast</i> .	Migração de formas de leito subaquosas de médio a grande porte, com elevada razão comprimento de onda/amplitude, sob regime de fluxos trativos combinados (unidirecional e oscilatório).

<b>Sm</b>	Camadas de 5 a 90 cm de arenitos quartzosos muito finos a finos, bem selecionados, maciços. Por vezes têm estrutura primária incipiente, convoluta ou deformada. Feições erosivas do tipo <i>gutter cast</i> podem ser observadas.	Fluxos gravitacionais hiperconcentrados ou fluidizações e deformações que podem apagar a estrutura deposicional primária.
<b>Sscs</b>	Camadas lenticulares de até 80cm de espessura, compostas por arenitos finos a médios, quartzoso com estratificações onduladas truncadas que gradam para estratificações de baixo ângulo (estratificação cruzada swaley).	Formas de leito simétricas, isotrópicas ou levemente anisotrópicas, geradas por fluxos trativos combinados, predominantemente oscilatórios de alta intensidade, onde a erosão predomina sobre a deposição.
<b>Sw</b>	Camadas de 5 a 70 cm de arenitos muito finos a finos, bem selecionados, quartzosos, com laminações onduladas de pequeno porte simétricas. Por vezes ocorrem em duas direções, com as linhas de crista se interceptando em ângulos próximos à 90°, formando marcas onduladas de interferência.	Migração de marcas onduladas subaquosas em regime de fluxo trativo oscilatório. As linhas de crista perpendiculares indicam fluxo combinado.
<b>Sl</b>	Camadas de 5 cm até 1 m de arenitos muito finos a finos, bem selecionados, quartzosos com estratificação cruzada de baixo ângulo.	Migração de formas de leito atenuadas subaquosas, com elevada razão comprimento de onda/amplitude, sob regime de fluxo trativo unidirecional transicional.

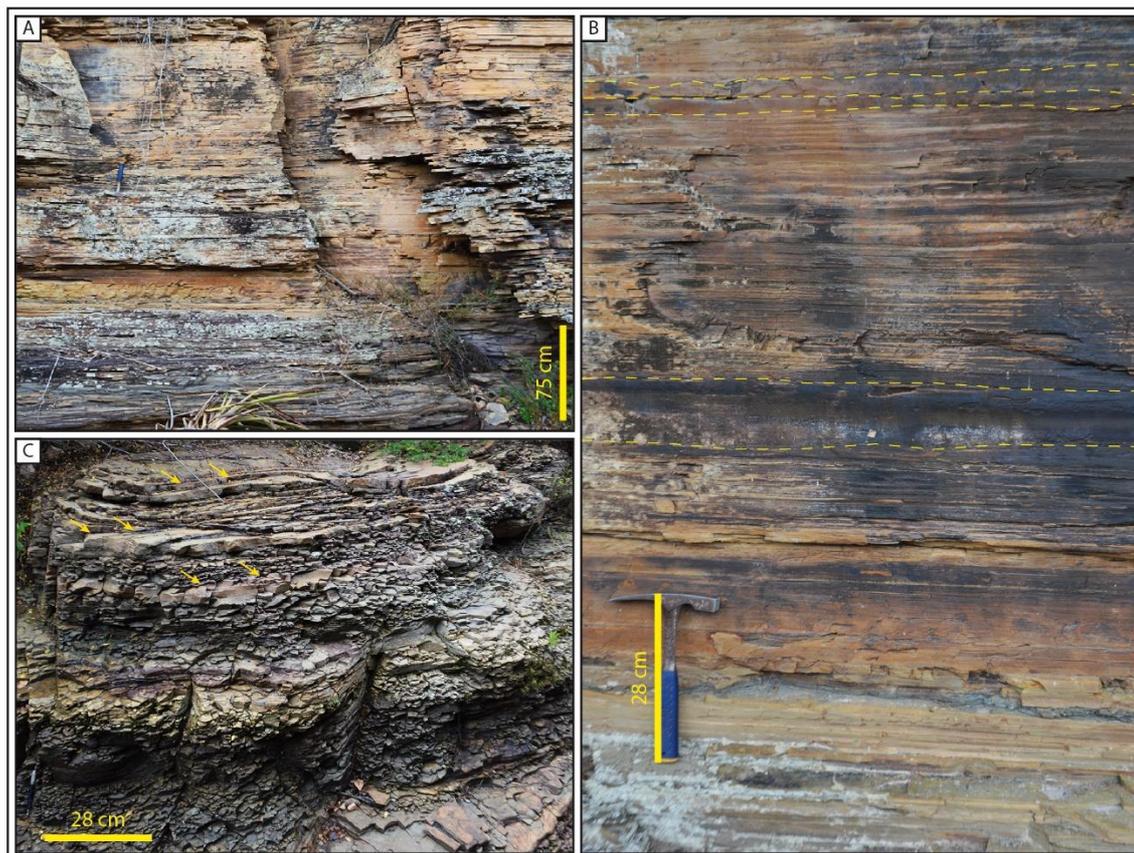
#### 4.1.2 Associação de fácies

As 15 fácies foram agrupadas em 3 associações de fácies distintas: *Offshore*, *Offshore Transition* e *Shoreface*, usando como base o modelo de sucessão de fácies de Plint (2010, Fig. 20A).

##### Associação de fácies de *Offshore*

Essa associação de fácies forma pacotes tabulares de até 13 m de espessura compostos predominantemente pelas fácies pelito laminado (Fl), pelito maciço (Fm), heterolito (Htw) e estromatólito horizontal (Eh). Por vezes ocorrem lentes de até 10 cm de espessura e 10 m de extensão lateral de arenitos muito finos a finos das fácies estratificação cruzada hummocky (Shcs), estratificação cruzada de baixo ângulo ondulada (Slw), laminação ondulada de pequeno porte (Sw) ou maciços (Sm). A Fig. 14 ilustra as principais feições da associação de fácies de *Offshore*.

Essa associação de fácies pode ser interpretada como sendo depositada essencialmente por decantação de sedimento fino, em ambiente permanentemente subaquoso, abaixo do nível de ondas de tempestade de magnitudes normais (Plint, 2010). A ausência de feições de exposição aérea corrobora com essa hipótese. Em eventos de tempestade, as ondas retrabalharam e transportaram sedimento arenoso através de fluxos gravitacionais hiperconcentrados, gerando arenitos maciços. Em eventos de tempestade de grande magnitude, as ondas conseguiram afetar o substrato, gerando estratificação cruzada hummocky, estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação ondulada de pequeno porte (Plint, 2010). Nessa associação de fácies os estromatólitos horizontais ocorrem de maneira pontual, pois a maior profundidade implica em menor concentração de nutrientes e menor quantidade de luz, criando condições pouco favoráveis para o desenvolvimento de esteiras microbiais (Gebelein, 1969).



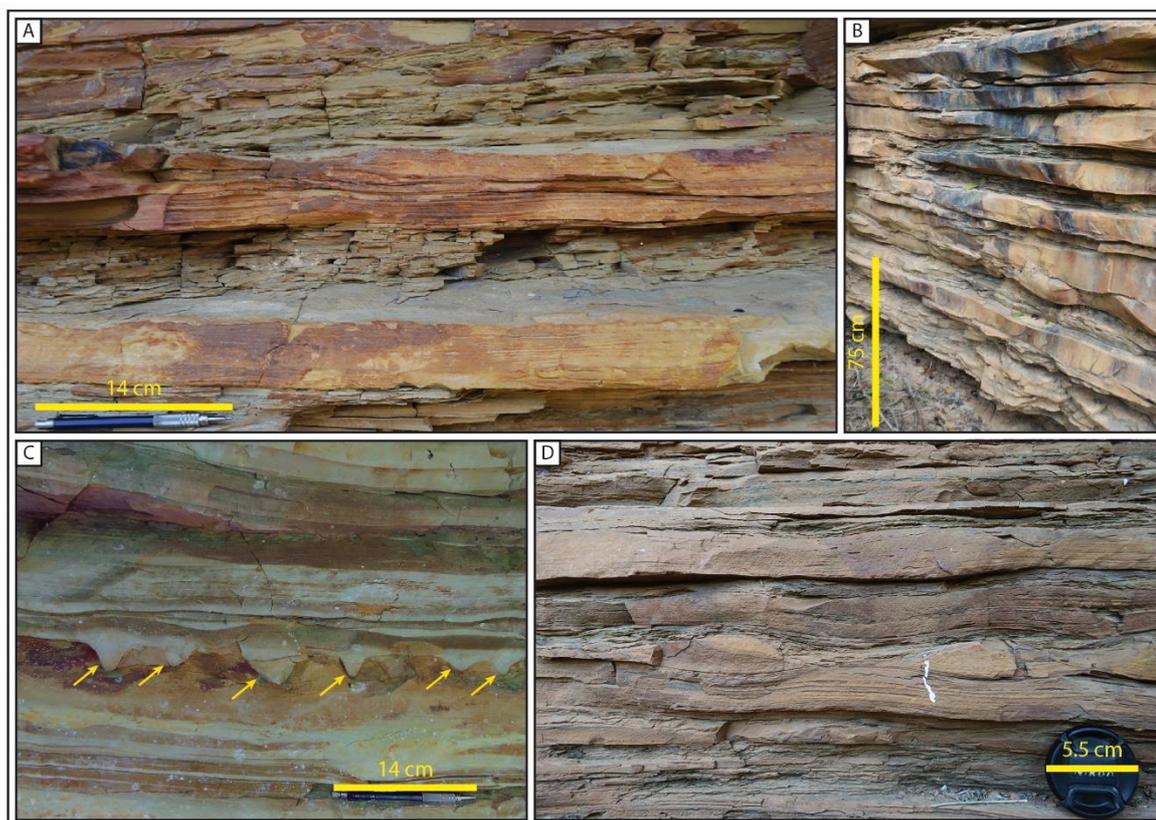
**Figura 14.** Associação de fácies de *offshore*. (A) Pacotes tabulares de pelito laminado; (B) Pelito laminado e camadas delgadas de arenito (linhas tracejadas); (C) Arenitos lenticulares (flechas amarelas).

#### Associação de fácies de *Offshore Transition*

Essa associação de fácies (Fig.15) forma pacotes tabulares de até 8 metros de espessura, compostos pela alternância de intercalação de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ondulada (Slw), laminação ondulada de pequeno porte (Sw), maciços (Sm), estratificação cruzada hummocky (Shcs), laminação horizontal (Sh) e estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl), de 1 a 30 cm de espessura, muito finos a finos, bem selecionados e pelitos e heterolitos (Fl e Htw) de 0,5 a 20 cm de espessura. Por vezes ocorrem estromatólitos (Ec e Eh) e conglomerados maciços intraformacionais (Gm). Estruturas erosivas *gutter cast* são muito comuns na base dos arenitos.

A intercalação de alta frequência de arenitos com estruturas geradas por fluxos oscilatórios, e pelitos gerados por decantação de sedimento fino, juntamente com a ausência de feições de exposição aérea sugere um ambiente deposicional permanentemente subaquoso com mudanças constantes e intensas de energia,

que é compatível com a transição entre o *Shoreface* e o *Offshore* (Plint, 2010). Os pelitos são formados por decantação em momentos de tempo bom, quando as ondas não tocam o fundo, e os arenitos são formados por fluxos oscilatórios e combinados, gerados por ondas de tempestade, que têm dimensões maiores e por isso afetam o substrato (Plint, 2010). Arenitos maciços são formados por fluxos gravitacionais gerados pelo retrabalhamento do *Shoreface* pelas ondas de tempestade, e os conglomerados intraclásticos são formados pelo retrabalhamento dos depósitos lamosos em momentos de tempestade. Os estromatólitos se desenvolviam nos períodos intertempestades, onde a energia do ambiente era reduzida, permitindo a colonização do substrato por esteiras microbiais. Por sua vez, os momentos de alta energia trazem os sedimentos e nutrientes necessários pelos estromatólitos para seu crescimento (Gebelein, 1969).

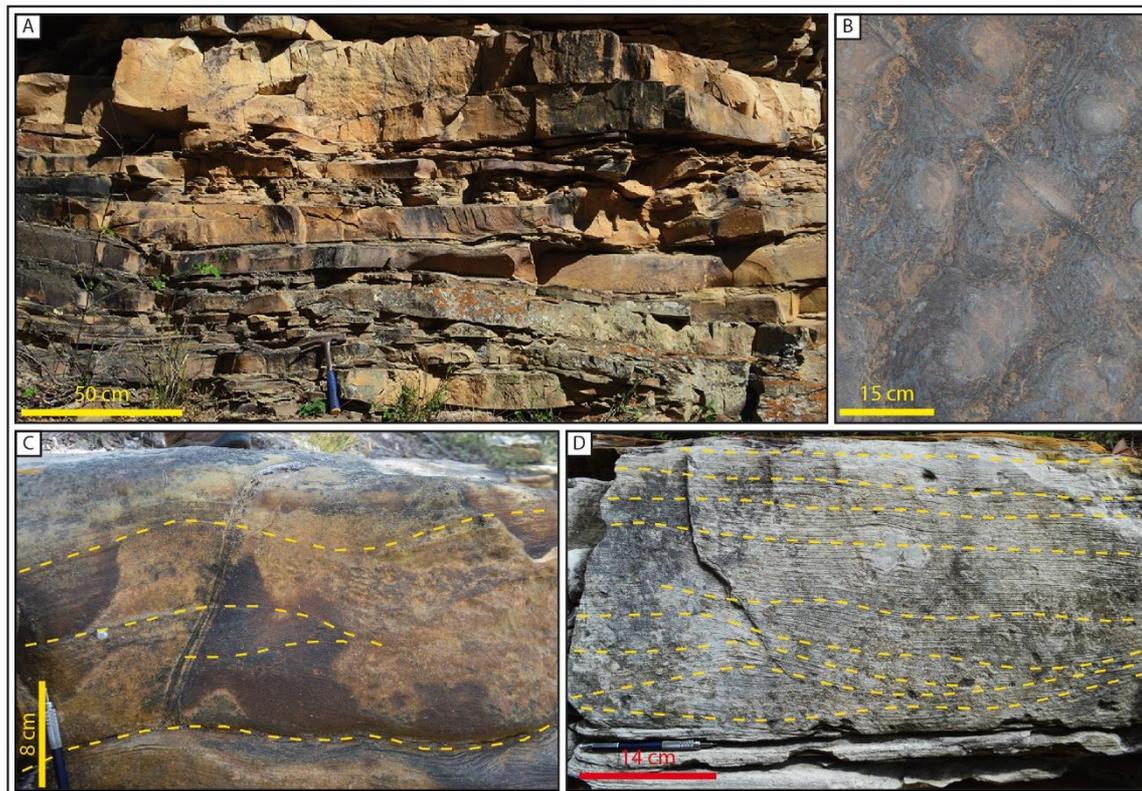


**Figura 15.** Associação de fácies de *offshore transition*. (A) Intercalação de arenitos com estratificação cruzada hummocky e pelitos laminados; (B) Pacotes tabulares e lenticulares de arenitos separados por pelitos; (C) Sucessão de pequenos *gutter casts* (flechas amarelas); (D) Intercalação de alta frequência de pelitos laminados e arenitos com laminação ondulada de pequeno porte e estratificação cruzada hummocky.

### Associação de fácies de *Shoreface*

Essa associação de fácies (Fig. 16) está disposta em pacotes de até 6 m de espessura, compostos por arenitos amalgamados das fácies estratificação cruzada de baixo ângulo ondulada (Slw), cruzada swaley (Sscs), laminação ondulada de pequeno porte (Sw), maciço (Sm), cruzada de baixo ângulo (Sl), laminação horizontal (Sh), conglomerado maciço (Gm). De forma subordinada, ocorrem estromatólitos dômicos ferrosos, dômicos arenosos e horizontais (Edf, Eds e Eh). Por vezes ocorrem feições deformacionais (laminacões convolutas) e de fluidização.

Camadas amalgamadas, com estruturas que indicam fluxos oscilatórios e combinados, sugerem deposição em ambiente de alta energia, permanentemente subaquoso (pela ausência de feições de exposição subaérea), acima da base de ondas de tempo bom (Plint, 2010). Os arenitos com estratificação cruzada swaley e laminação planar são formados por eventos de tempestade de alta frequência, enquanto em momentos de tempo bom, com energia menor, são formadas marcas onduladas de pequeno porte (Plint, 2010). Nessa associação de fácies os estromatólitos ocorrem mais restritos do que na associação de fácies de *offshore transition*, pois a alta energia constante dificulta a fixação das comunidades microbiais ao substrato (Druschke et al., 2009).



**Figura 16.** Associação de fácies de shoreface; (A) Sets amalgamados de arenitos; (B) Marcas onduladas de pequeno porte em duas direções oblíquas; (C) Estratificação cruzada swaley; (D) Estratificação cruzada swaley transicionando para estratificação de baixo ângulo.

#### 4.1.3 Estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo

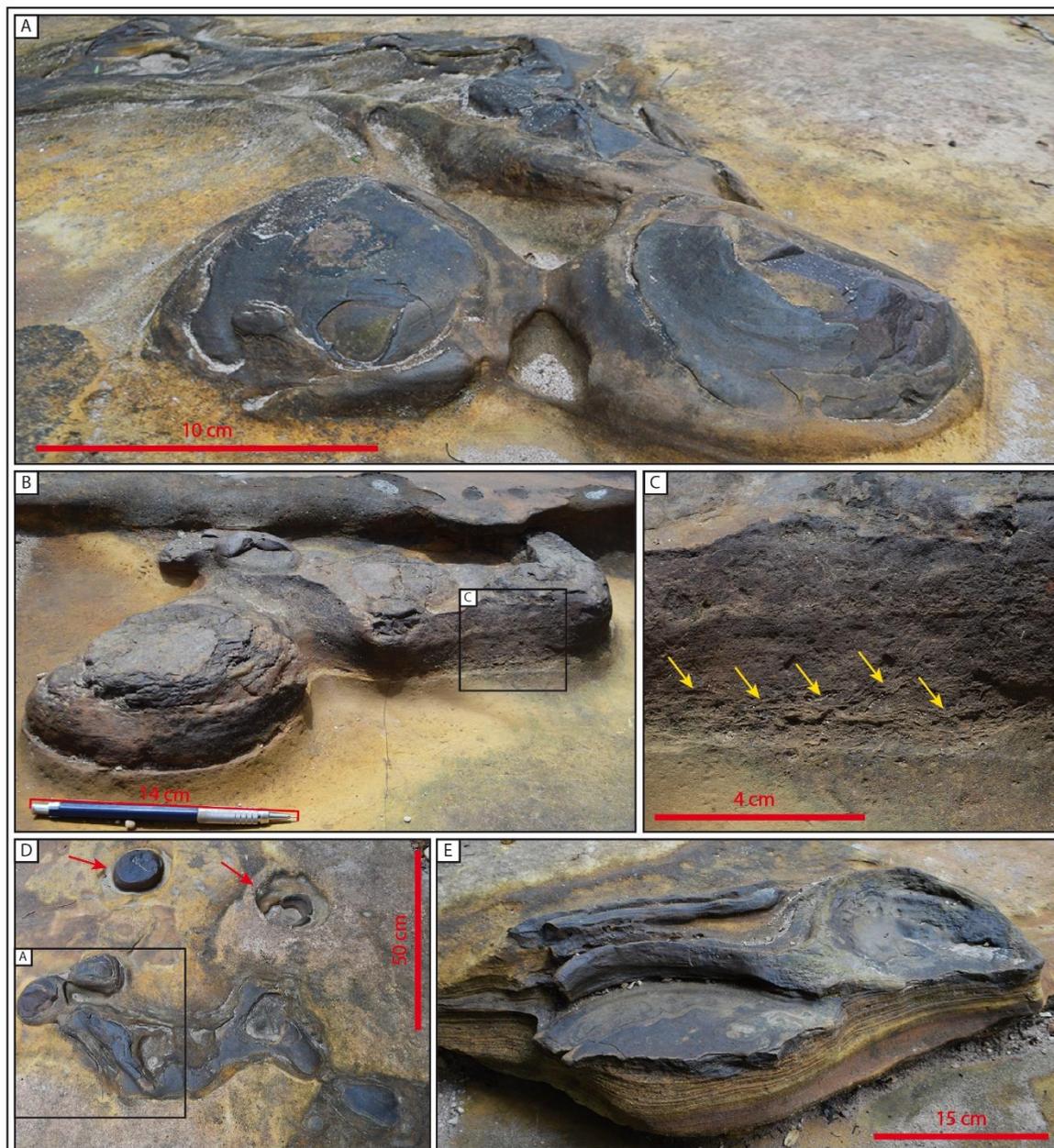
Nos perfis Rio Preto e Rio Ventura, ocorrem quatro fácies estromatolíticas distintas. Essas são denominadas: (1) Estromatólito dômico ferroso (Edf); (2) Estromatólito dômico arenoso (Eds); (3) Estromatólito colunar (Ec); (4) Estromatólito horizontal (Eh). Estas fácies são apresentadas na Tabela 2, e serão descritas e interpretadas em detalhe nessa seção.

##### 1) Estromatólito dômico ferroso (Edf)

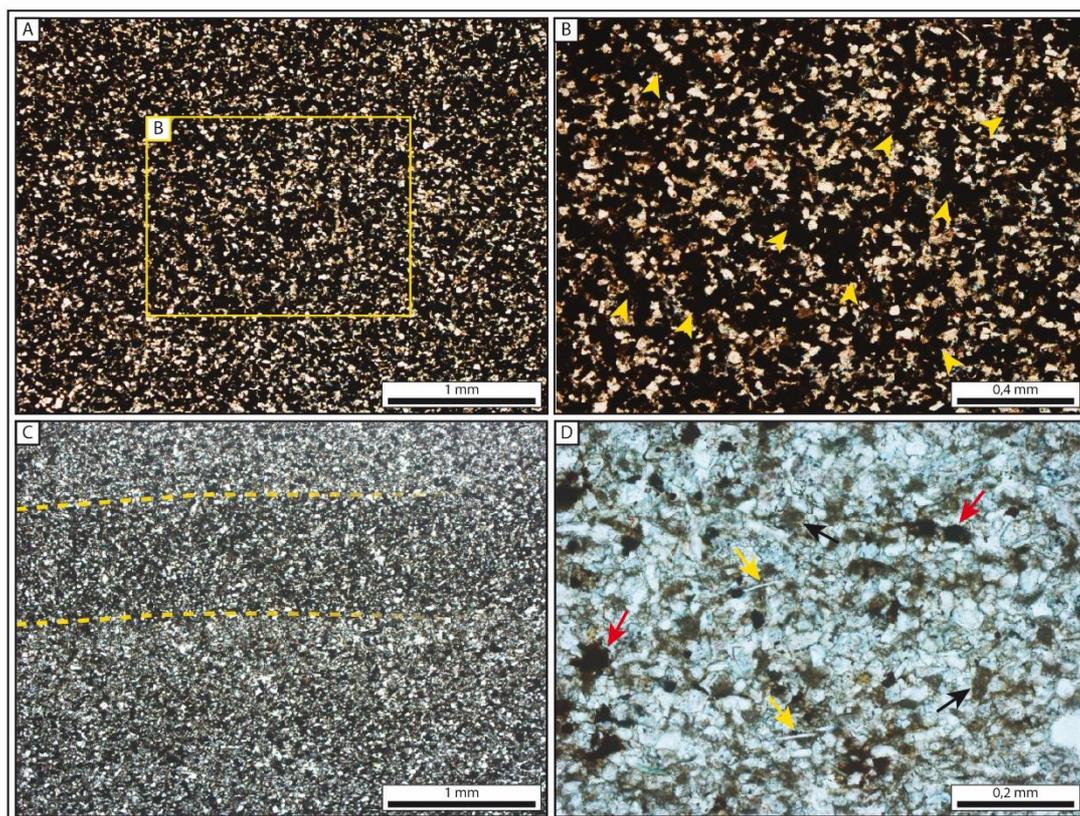
Descrição:

Essa fácies ocorre no perfil Rio Preto em um intervalo de aproximadamente 1 m. Faz parte da associação de fácies de *shoreface*, ocorrendo intercalada com arenitos com estratificação de baixo ângulo (Sl), laminação horizontal (Sh), marcas onduladas de pequeno porte (Sw) e estromatólitos horizontais (Eh). Consiste de biohermas de cor cinza escuro (Fig. 17), com laminação difusa, com ângulos de mergulho que variam de horizontais até aproximadamente 45°, evidenciada em afloramento pela erosão por esfoliação paralela à laminação. Têm formas dômicas, por vezes coalescentes, com 10 a 20 cm de espessura e 10 a 30 cm de extensão lateral, ou alongadas com até 1 m de comprimento. Na base dos domos por vezes ocorrem laminações horizontais corrugadas. Podem ser considerados hemiesferóides verticalmente empilhados “SH”, e ocorrem em modo “C”, raio basal constante e “V”, raio basal variável (Logan et al., 1964).

São compostos por grãos de quartzo, feldspato e mica, de tamanho silte a areia muito fina, representando 60 a 80% do volume total, pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita), 25 a 40% do volume total, dolomita microcristalina, 1 a 15% do total e raras lâminas onduladas castanhas (*wavy-crinkly laminae* (Schieber, 1999). Ocorrem também estruturas inclinadas orientadas em ângulos oblíquos à laminação. Essas estruturas são constituídas de nódulos esféricos de hematita, que são justapostos e constituem formas de geometria alongada (Fig. 18B). A laminação é observável em microescala pela variação na concentração de pirita/hematita.



**Figura 17.** Morfologia macroscópica dos estromatólitos dômicos ferrosos. (A) e (B) Domos coalescentes, em contato com arenitos de *shoreface*. Em (A) é possível observar a laminação evidenciada pela erosão por esfoliação; (C) Contato entre o arenito inferior e o estromatólito, mostrando laminações enrugadas; (D) Domos (setas vermelhas) e estruturas alongadas coalescentes; (E) Dois domos coalescentes acima de arenito com laminação horizontal.



**Figura 18.** Microtexturas dos estromatólitos dômicos ferrosos. (A) Alta concentração de mineral ferroso opaco, hematita; (B) Concentração de hematita alinhados perpendicularmente à laminação, indicados pelas flechas amarelas; (C) Laminação milimétrica difusa, reconhecida pela variação na concentração de pirita e hematita; (D) Flechas vermelhas apontam concentrações de pirita framboidal, parcialmente substituída por hematita. Flechas amarelas apontam grãos de mica. Flechas pretas apontam dolomita microcristalina.

#### Interpretação:

A frequente intercalação da fácies Edf com arenitos com estruturas trativas, indica que as fácies estromatólito dômico ferroso se formou em ambiente de alta energia, no qual o fundo era constantemente afetado por ondas de tempo bom e de tempestade. O principal mecanismo de acreção desses estromatólitos é o trapeamento e aglutinação de partículas, demonstrado pelo volume de grãos siliciclásticos na trama. A presença de lâminas castanhas argilosas pode indicar matéria orgânica, formada durante raros momentos de quiescência no sistema, no qual a comunidade microbial pôde se estabelecer, mesmo que brevemente.

A qualidade oscilatória do fluxo afeta a forma dos estromatólitos, não sendo possível observar uma única direção preferencial de crescimento, ao contrário de alguns estromatólitos formados em ambientes com influência de maré (e.g. Shark Bay, (Reid et al., 2003; Suosaari et al., 2016)). A constante agitação que existe no

*Shoreface* faz com que esses estromatólitos ocorram de maneira muito localizada, pois a colônia microbial tem dificuldade de se estabelecer no substrato. Quando as condições ideais ocorrem, a comunidade consegue colonizar o substrato, mas ainda é vulnerável à ação das ondas. Isso é evidenciado pelas laminações enrugadas na base dos domos. Com o prosseguimento de condições favoráveis, a colônia cresce e o metabolismo microbial que gera litificação (Dupraz et al., 2011) ocorre em maior escala, dando estrutura para a colônia microbial, dificultando sua erosão. Isso facilita com que outras colônias microbiais se instaurem nas proximidades de construções existentes, gerando distribuições localizadas.

Druschke (2009) discute como a precipitação de sulfetos por bactérias anaeróbicas redutoras de sulfato pode ser um mecanismo de litificação importante em ambientes com precipitação de carbonato escassa. Segundo Riding (1991), o tamanho de grão é importante para a permanência de uma colônia microbial, pois se partículas grossas são depositadas rapidamente em uma superfície ocupada por organismos pequenos, de crescimento lento, a sobrevivência da comunidade microbial pode ser ameaçada. O tamanho de grão de silte a areia muito fina corrobora para o crescimento gradual dos estromatólitos. Além disso, a menor porosidade dos estromatólitos, vinda do tamanho de grão fino poderia isolar o microbialito da água marinha, oxidante, e facilitar a criação de um microambiente que propicia precipitação mineral (Dupraz et al., 2009). Além disso, essa precipitação mineral preserva raros filamentos, que aparecem como estruturas orientadas obliquamente à laminação da rocha (Bertrand-Sarfati, 1994; Suarez-Gonzalez et al., 2019).

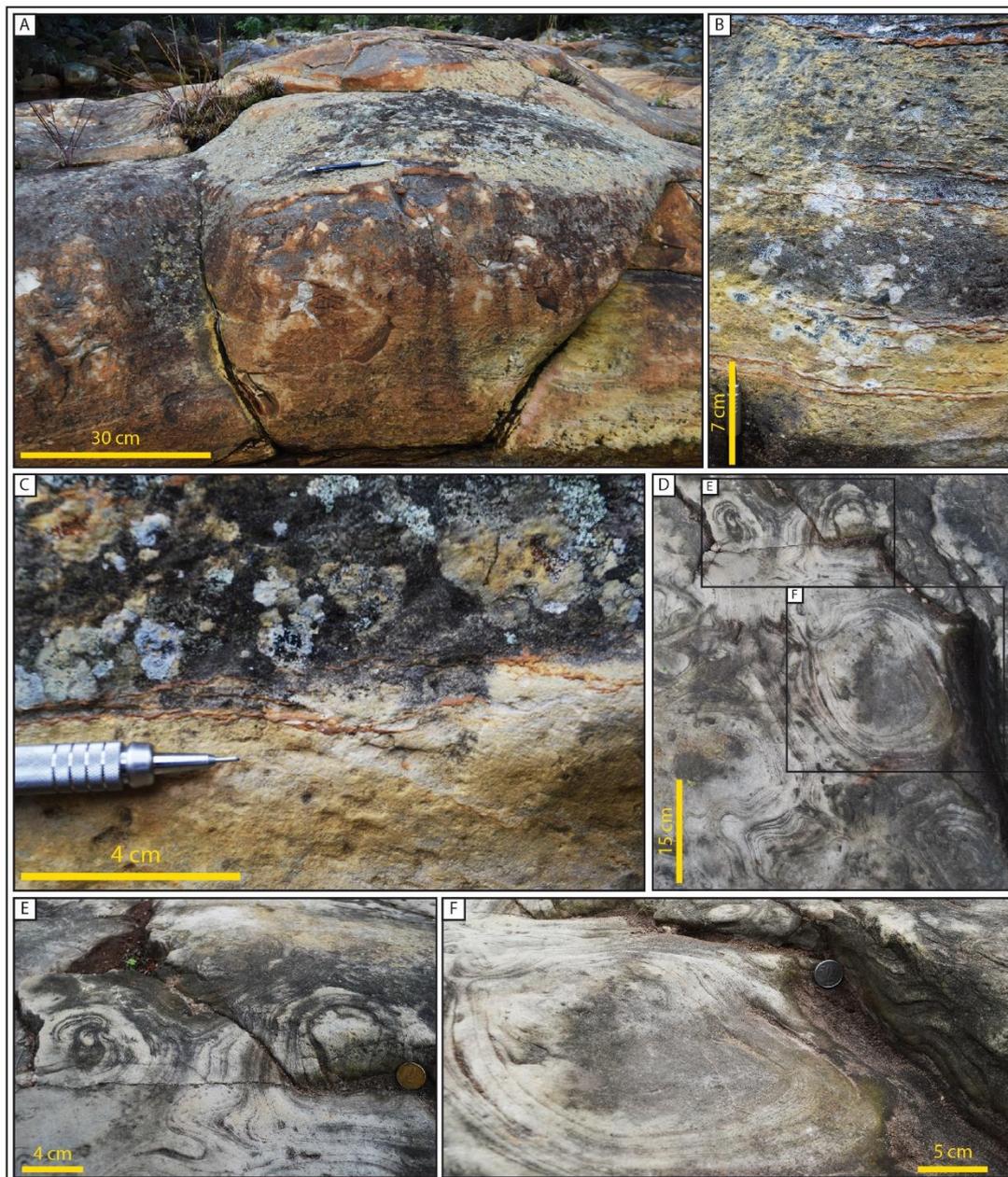
## 2) Estromatólito dômico arenoso (Eds)

### Descrição:

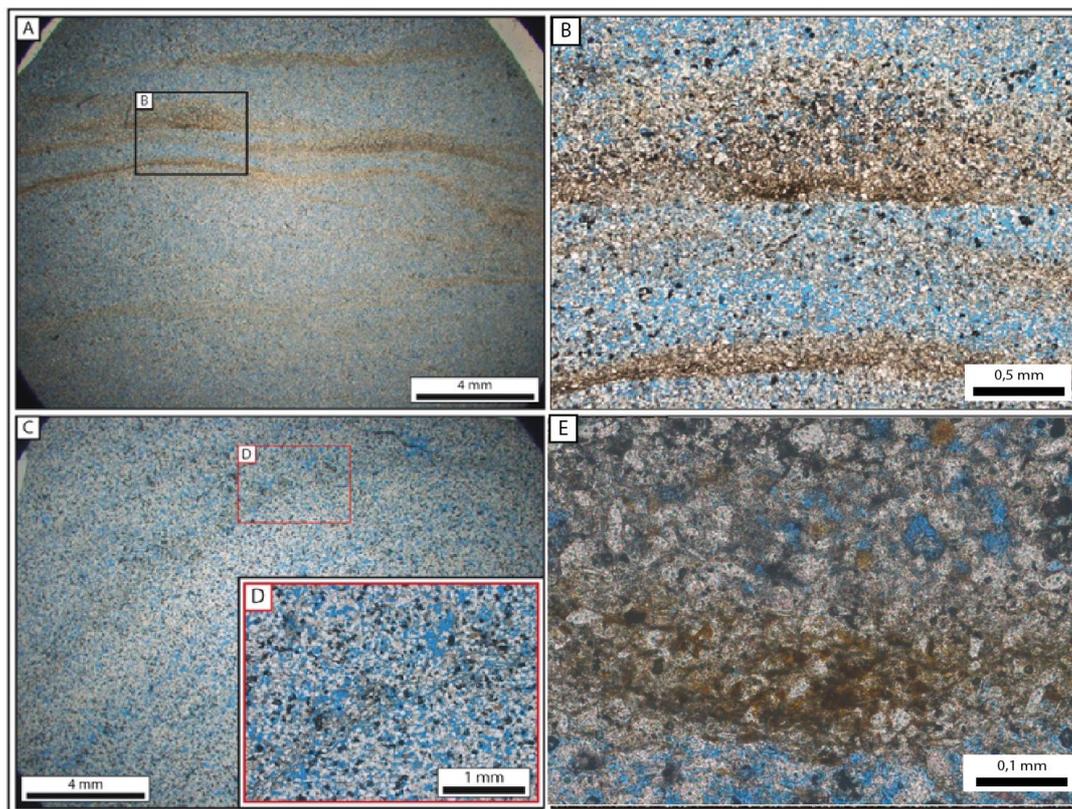
Essa fácies foi identificada nos perfis Rio Preto e Rio Ventura em um intervalo de aproximadamente 1 m de espessura, intercalados com outras litofácies que constituem a associação de fácies de *shoreface*. Esses estromatólitos formam montes arenosos de cor creme a cinza claro, porosos, com laminação grossa a difusa, marcada por lâminas delgadas enrugadas (Fig. 19). Os montes têm estruturas arqueadas de até 80 cm de espessura e 2 m de diâmetro, com ângulos de mergulho suaves ( $< 45^\circ$ ). Os montes se interdigitam lateralmente com arenitos

que tem estratificação de baixo ângulo ondulada ou horizontal. No topo desses montes, ocorrem domos de menor tamanho, com até 20 cm de diâmetro. Segundo Logan (1964), podem ser caracterizados como “LLH” (hemiesferóides lateralmente ligados), com os domos pequenos do topo no modo “C” (próximos) e os montes maiores no modo “S” (espaçados).

Os estromatólitos dômicos arenosos são compostos por grãos de tamanho areia fina a muito fina de quartzo, feldspato, mica, minerais pesados e fragmentos líticos de chert, representando até 90% do volume total, e mais raramente peloides carbonáticos, até 10% do volume total. Lâminas argilosas castanhas, por vezes dissolvidas, pirita framboidal dispersa (parcialmente substituída por hematita) e illita fibrosa (substituindo feldspatos e preenchendo poros intergranulares) podem ocorrer de forma subordinada (Fig. 20).



**Figura 19.** Morfologia dos estromatólitos dômicos arenosos. (A) Estromatólito em forma de monte, com estrutura arqueada; (B) Laminações grossas e enrugadas; (C) Detalhe de laminação enrugada; (D), (E) e (F) Domos lateralmente ligados que crescem acima dos montes, mostrando formas elípticas em vista de planta e laminação convexa para cima em perfil.



**Figura 20.** Microtexturas da fácies estromatólito dômico arenoso. (A) Laminação convexa para cima, levemente arqueada; (B) Lâminas castanhas ondulada, enriquecida em dolomita microcristalina; (C) Laminação arqueada, convexa para cima; (D) Pirita framboidal, parcialmente substituída por hematita, dispersa. (E) Detalhe da lâmina castanha ondulada.

#### Interpretação:

A frequente intercalação com arenitos com estruturas trativas, indica que a fácies estromatólito dômico arenoso indica formação em ambiente de alta energia, onde o fundo era constantemente afetado por ondas de tempo bom e de tempestade. O principal mecanismo de acreção desses estromatólitos é o trapeamento e aglutinação de partículas, demonstrado pelo volume de grãos siliciclásticos na trama. As lâminas castanhas onduladas ocorrem localizadamente, associadas à tamanhos de grão relativamente mais finos (Fig. 21), evidenciando que haviam períodos de quiescência, mesmo que breves no sistema, onde a colônia pode se estabelecer, concentrando matéria orgânica.

Assim como para a fácies estromatólito dômico ferroso (Edf), a constante agitação que existe no *shoreface* faz com que esses estromatólitos ocorram de maneira muito localizada, pois a colônia microbial tem dificuldade de se estabelecer no substrato. Quando as condições ideais ocorrem, a comunidade consegue colonizar o substrato, mas ainda é vulnerável à ação das ondas. Isso é evidenciado

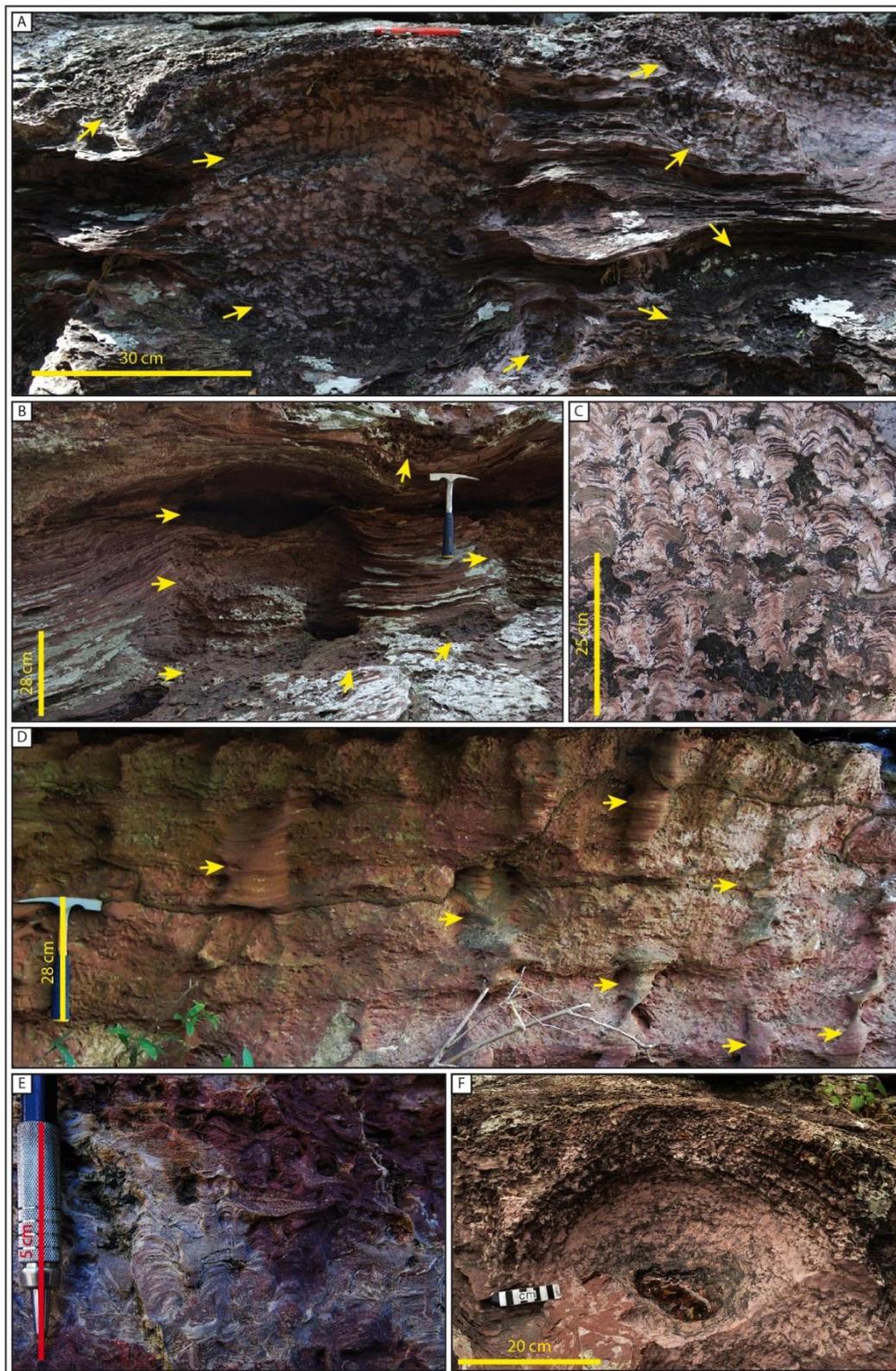
pelas laminações enrugadas na base dos domos. Com o prosseguimento de condições favoráveis, a colônia cresce e o metabolismo microbial que gera litificação (Dupraz et al., 2011) ocorre em maior escala, dando estrutura para a colônia microbial, dificultando sua erosão. Isso facilita com que outras colônias microbiais se instaurem nas proximidades de construções existentes, gerando distribuições localizadas.

Diferente da fácies estromatólito dômico ferroso (Edf), os estromatólitos dômicos arenosos têm abundante porosidade. Como comentado nos estromatólitos dômicos ferrosos, grãos mais finos implicam menos estresse nas colônias microbiais do que grãos mais grossos (Riding, 1991), e contêm relativamente menos porosidade, facilitando a criação de um microambiente redutor, e conseqüentemente facilitando a precipitação mineral e a litificação da bioestrutura (Dupraz et al., 2009). A mudança sutil no tamanho de grão que ocorre entre a fácies Edf e a fácies Eds pode ter resultado em maior porosidade inicial, que permitiu maior circulação de água marinha e impediu a criação de um microambiente redutor e a litificação efetiva desses depósitos. Essa litificação atenuada faz com que esses depósitos sejam mais friáveis, fazendo com que as ondas mais facilmente moldem sua morfologia, e por isso têm formas mais suaves e contatos menos definidos

### 3) Estromatólito colunar (Ec)

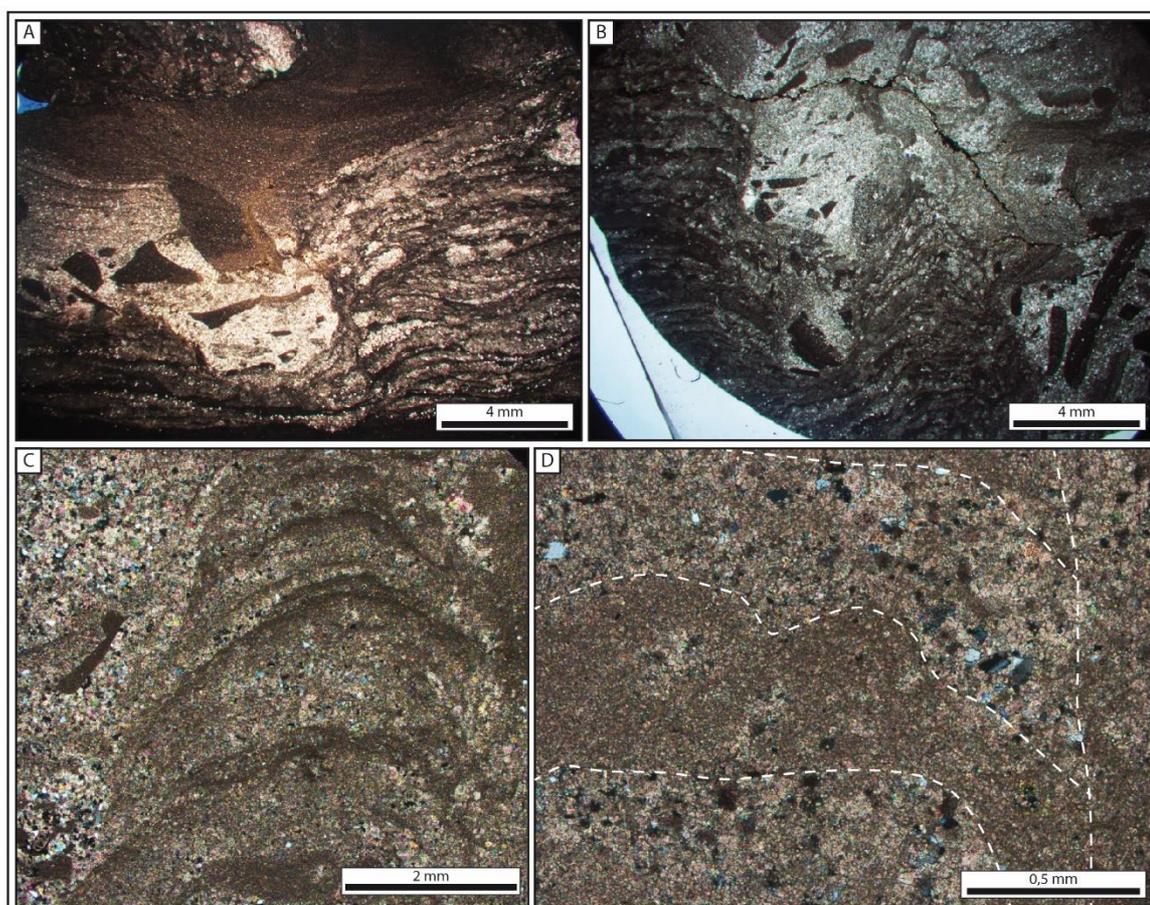
#### Descrição:

Essa fácies ocorre próximo ao contato da Fm. Caboclo com a Fm. Morro do Chapéu, em um intervalo de até 5 m de espessura no perfil Rio Preto e 9 m no Rio Ventura, na associação de fácies de *Offshore Transition*. Nesses intervalos, essa fácies ocorre amplamente, intercalada com as fácies pelito laminado (Fl), pelito maciço (Fm), arenito com laminação ondulada de pequeno porte (Sw), com estratificação cruzada hummocky (Shcs) e estromatólito horizontal (Eh). Consiste de biohermas de cor rosada, dômicos ou cilíndricos com até 1 m de espessura e 2 m de largura. Internamente são compostos por colunas, frequentemente ramificadas de até 15 cm de comprimento e 3 cm de largura, com laminação distinta a grossa, convexa ou parabólica (Fig. 21). Segundo Logan (1964), podem ser caracterizados como “LLH” (hemiesferóides lateralmente ligados), em ambos modos “C” (próximos) e “S” (espaçados).



**Figura 21.** Morfologia dos estromatólitos colunares. (A) e (B) Biohermas (setas amarelas) e depósitos clásticos intercalados; (C) Colunas simples e ramificadas; (D) Biohermas tabulares, compostos de colunas centimétricas. Setas vermelhas indicam os depósitos detríticos intercalados. (E) Colunas centimétricas, com concentração de intraclastos na base; (F) Bioherma domal.

Os estromatólitos colunares são compostos por grãos de silte a areia muito fina de quartzo, feldspato e raros peloides carbonáticos. Os componentes diagenéticos são extensa dolomita microcristalina, lâminas castanhas onduladas e pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita). A laminação é submilimétrica, e caracterizada pela alternância de níveis compostos por grãos e dolomita microcristalina e níveis menos espessos de lâminas castanhas onduladas. Em microescala é possível observar feições erosionais, além de feições de deformação dúctil em intraclastos microbiais (Fig. 22).



**Figura 22.** Microtexturas encontradas na fácies estromatólito colunar. (A) e (B) Feições erosionais em estromatólitos, preenchidos por grãos siliciclásticos e intraclastos lamosos; (C) Intraclastos lamosos na porção intercoluna e construção colunar com alternância de lâminas detríticas e laminae castanhas finas onduladas; (D) Detalhe de lâmina castanha fina, nucleando domos submilimétricos.

#### Interpretação:

Os estromatólitos colunares cresceram em uma zona com mudanças constantes de energia. Isso é evidenciado pela alternância de lâminas espessas detríticas com lâminas castanhas finas e pelas feições erosionais. Nos momentos

de tempo bom, a colônia microbial se estabelece, e durante as tempestades trapeia e aglutina grãos, gerando as lâminas detríticas espessas. Com o fim da tempestade, a colônia que foi soterrada migra verticalmente e volta a se estabelecer, gerando lâminas delgadas ricas em matéria orgânica (Suarez-Gonzalez et al., 2019, Fig. 12). Como as lâminas castanhas delgadas representam o intervalo de tempo entre tempestades, e as lâminas detríticas um evento pontual de tempestade, é possível inferir que a maior parte da acreção vertical dos estromatólitos é pelo trapeamento e aglutinação.

A presença de dolomita microcristalina em lâminas castanhas finas pode indicar carbonato originado de precipitação mineral microbial, formado durante os momentos de quiescência (Druschke et al., 2009). Como os momentos de quiescência eram maiores, a colônia microbial conseguia se desenvolver plenamente, gerando abundante EPS, que ajuda a isolar o microbialito da água marinha, e conseqüentemente criando um microambiente com condições ideais para a precipitação de carbonato, que litifica os depósitos (Dupraz et al., 2009). A interpretação desses depósitos como precipitados abióticos é menos provável pela estrutura das lâminas, que não apresenta a regularidade observada nos depósitos de crosta cristalina (Fig. 7).

Os fluxos de alta energia gerados por tempestades afetam a morfologia dos estromatólitos colunares, arrancando e deformando porções da esteira microbial. Porém, como existia um período de quiescência significativo entre tempestades, a distribuição desses estromatólitos é ampla.

#### 4) Estromatólito horizontal (Eh)

##### Descrição:

Essa fácies ocorre em vários intervalos nos perfis Rio Preto e Ventura. Ocorre associado à outros estromatólitos ou em camadas localizadas, em todas as associações de fácies. São arenitos finos e muito finos, com laminação horizontal ou ondulada de pequeno porte e pelitos laminados, ambos enrugados ou corrugados, onde por vezes nucleiam pequenas colunas ou domos < 3 cm. Ocorrem por vezes na base dos estromatólitos dômicos ferrosos (Edf), intercalados com os

colunares (Ec), ou de maneira geral, próximos dos intervalos com outras fácies estromatolíticas.

São compostos de grãos de areia muito fina a silte, de quartzo, feldspato e mica, além de dolomita microcristalina, pirita framboidal (parcialmente substituída por hematita) e lâminas castanhas onduladas. Raramente ocorrem estruturas incipientes, orientadas em ângulos oblíquos à laminação, localizadas nas lâminas castanhas mais espessas. Essas estruturas são constituídas de nódulos esféricos de hematita e dolomita cristalina, e constituem formas de geometria alongada (Fig. 23E).

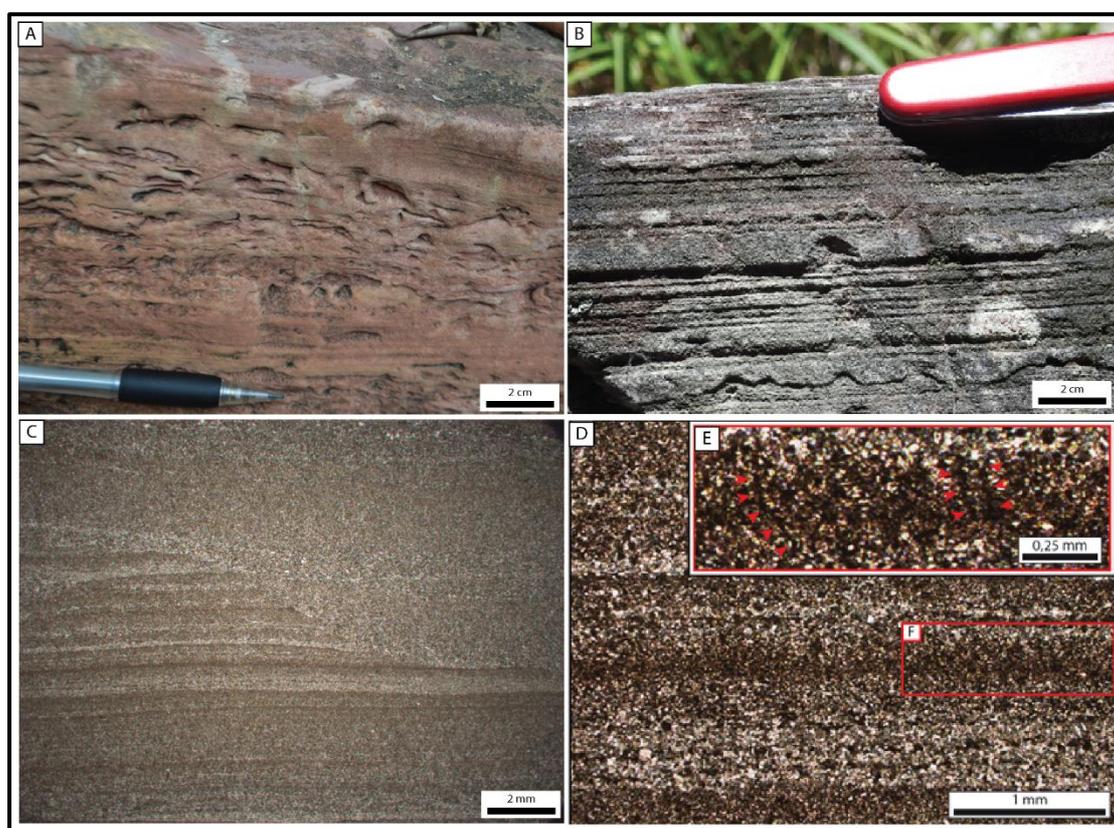


Figura 23 Fácies estromatólito horizontal. (A) Siltito laminado com estrutura enrugada, associado aos estromatólitos colunares; (B) Arenito com laminação horizontal levemente ondulada; (C) Feições erosionais em estromatólito horizontal, com preenchimento posterior por arenito maciço; (D) Laminação constituída por camadas mais espessas detríticas e mais finas castanhas, com grãos mais finos e estruturas perpendiculares à laminação (E) Detalhe da laminação, mostrando estruturas verticais substituídas por pirita e dolomita microcristalina.

#### Interpretação:

Os estromatólitos horizontais, assim como os estromatólitos colunares, também apresentam laminação submilimétrica composta por alternância de camadas mais espessas detríticas com camadas finas de lâminas castanhas,

indicando mudanças na energia do sistema, com momentos deposicionais gerando maior acreção e momentos de quiescência com desenvolvimento da comunidade microbial (Suarez-Gonzalez et al., 2019, Fig. 12). A falta de relevo desses estromatólitos indica que a litificação precoce desses depósitos geralmente não ocorreu, pois é ela que permite a sustentação e previne a erosão das estruturas verticais. Por vezes nucleiam formas com pequeno relevo (Fig. 23), provavelmente formadas pela deformação do substrato estabilizado pela colônia microbial. Apesar da falta da litificação precoce, alguns raros filamentos são preservados, e aparecem como estruturas orientadas obliquamente à laminação da rocha (Bertrand-Sarfati, 1994; Suarez-Gonzalez et al., 2019).

A distribuição dos estromatólitos horizontais evidencia tentativas de colonização do substrato por comunidades microbiais, onde não foi possível estabelecer condições ideais para o crescimento de formas com relevo. Condições hidrodinâmicas muito específicas precisam ser obtidas para o crescimento de estromatólitos, podem promover crescimento de estruturas em um local pontual, e inibir o crescimento em locais muito próximos. Esses estromatólitos podem também ser definidos como MISS (estrutura sedimentar induzida por micróbios), pela maioria da sua laminação não apresentar relevo, devido à falta de litificação (Noffke & Awramik, 2013), mas continuam sendo estromatólitos pela sua fábrica laminada e processos de formação similares (Riding, 2011a).

#### 4.1.4 Evidências microbiais

Existem diversas feições descritas na literatura, na macro e microescala, que indicam origem microbial em rochas sedimentares (Braga et al., 1995; Davies et al., 2016; Frantz et al., 2015; Schieber, 1998a). As feições que sugerem origem microbial nos estromatólitos da Fm. Caboclo serão discutidas abaixo.

Nos estromatólitos de *shoreface* (Edf, Eds), as laminações irregulares incipientes, formando corpos laminados, convexos para cima com ângulos altos de

mergulho, maiores que 45° sugerem estabilização de sedimentos por esteira microbiana. A trama dos estromatólitos é totalmente distinta dos depósitos gerados pelas ondas. As formas de leito geradas por ondas formam lâminas onduladas lisas e simétricas. A ausência de estruturas de carga, ou camadas com laminações deformadas associadas aos estromatólitos indicam que essas estruturas curvas (Fig. 19) não são estruturas deformacionais associadas a processos de fluidização.

Os estromatólitos de *offshore transition* (Ec, Eh) têm a anatomia clássica de um estromatólito, composto de laminações milimétricas e crenuladas convexas para cima distintas, com ângulo de mergulho alto, por vezes > 45, gerando colunas que formam grandes biohermas. Essas características ajudam a diferenciá-los de depósitos detríticos com estruturas laminadas geradas por ondas e decantação de sedimento lamoso.

Na microescala, origem microbiana é registrada na alternância milimétrica de lâminas com composição e tamanho de grão distintos (Fig. 25B). As lâminas detríticas de silte a areia muito fina são interpretadas como trapeamento e aglutinação de grãos pela esteira microbiana. As lâminas castanhas são interpretadas matéria orgânica *in situ* associada à precipitação microbiana de carbonato. Essas características são identificadas em todas as fácies estromatolíticas, mas são melhor reconhecidas nos estromatólitos colunares e estromatólitos horizontais.

A presença de matéria orgânica é um critério chave para determinar biogenicidade em depósitos microbianos (outros critérios são: assinaturas geoquímicas e evidências texturais de estabilização de sedimento) (Davies et al., 2016). As lâminas castanhas onduladas observadas nas lâminas petrográficas são similares às observadas na porção inferior da Fm. Caboclo, que contém estromatólitos e em diversas outras ocorrências no mundo. Noffke et al. (2013) e Ulmer-Scholle et al. (2015, Cap. 8) mostram vários exemplos de lâminas onduladas de origem microbiana, de idades diversas (3.5 Ga até o presente), morfologicamente muito similares às observadas na Fm. Caboclo (Fig. 24).

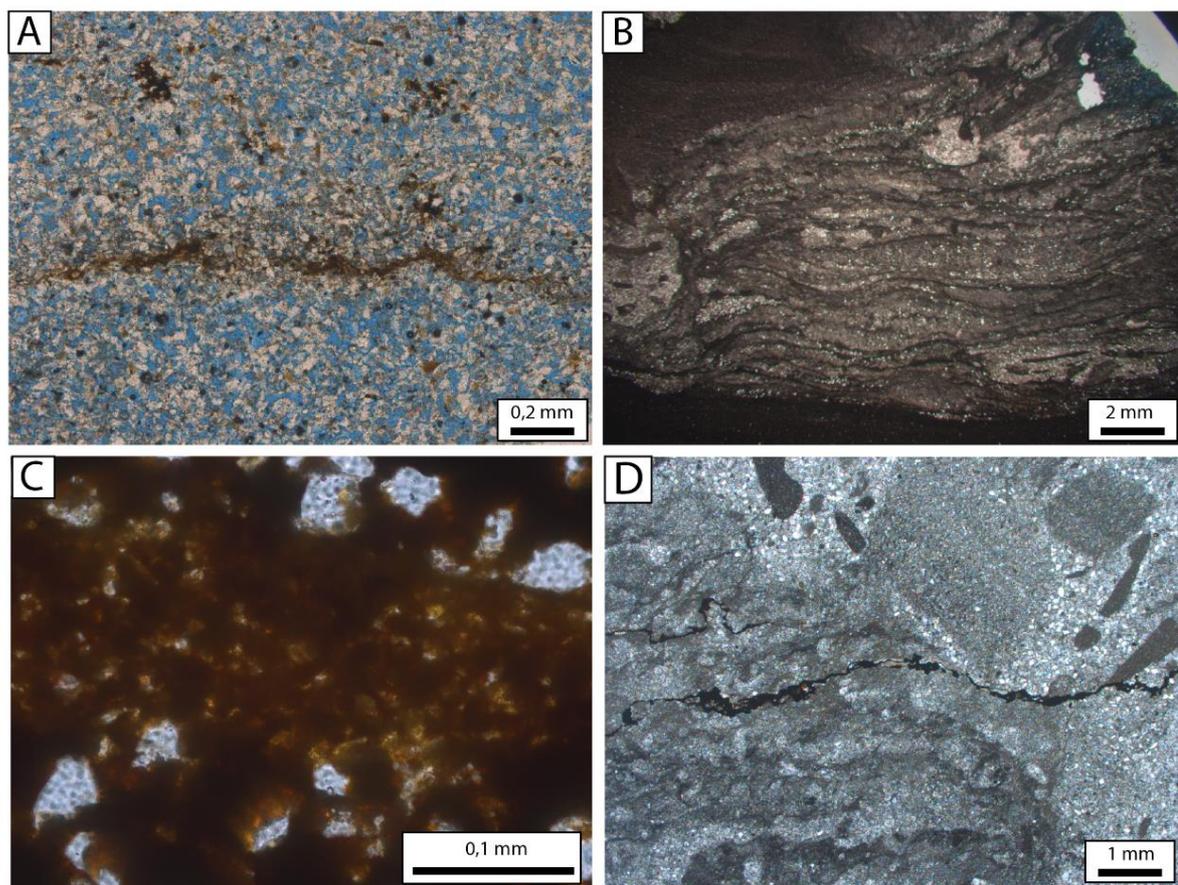
Outra evidência é a presença comum de sulfetos como pirita framboidal diagenética precoce (Fig. 18) gerada em resposta à atividade de comunidades microbianas redutoras de sulfato que são favorecidas pela produção *in situ* de matéria orgânica e da concentração de sulfato na água (Druschke et al., 2009;

Dupraz et al., 2009; Noffke et al., 2006). Com a contínua acreção de sedimento, a colônia migra em direção à superfície superior da construção. Os processos metabólicos dos microrganismos criam uma zona oxidante no topo do depósito, enquanto nas regiões próximas ao núcleo são formadas condições anóxicas. Os níveis de oxigênio caem para zero perto da base da zona fótica, fornecendo um microambiente ideal para decomposição de matéria orgânica via redução de sulfato e outros processos metabólicos microbianos (Dupraz et al., 2009; Grotzinger & Knoll, 1999).

A alta proporção de dolomita, disseminada ou concentrada nas lâminas castanhas, sugere mineralização da esteira por atividade microbiana. A dolomita microcristalina pode ter substituído o carbonato microbial, ou ter sua gênese relacionada à precipitação de dolomita sinsedimentar como resultado da degradação da matéria orgânica por atividades metabólicas microbiais, mas também pode ter sido produto de diagênese mais avançada, onde a dolomita microcristalina é substitutiva (Druschke et al., 2009; Hips et al., 2015).

As estruturas milimétricas verticais, que ocorrem perpendicularmente à laminação da rocha, substituídas por dolomita microcristalina ou pirita framboidal podem ser interpretadas como filamentos fósseis microbianos em posição de vida (Fig. 18B, 23E). Essas características descritas sugerem uma correlação entre as bactérias, a degradação da matéria orgânica e a gênese da pirita framboidal e dolomita microcristalina (Bertrand-Sarfati, 1994; Popa et al., 2004).

Para a confirmação dessas observações, é necessário análises químicas e isotópicas que dão maior certeza nessa interpretação (Noffke et al., 2013; Davies et al., 2016).



**Figura 24** Ocorrência de lâminas onduladas castanhas nos estromatólitos da Fm. Caboclo. (A) Lâmina castanha ondulada, fácies Eds; (B) Estromatólito mostrando laminação intercalando níveis detríticos com lâminas castanhas onduladas, fácies Ec; (C) Lâminas castanhas onduladas incipientes, fácies Edf; (D) Comparação entre aspecto textural de um estilólito, no centro da foto, com concentração de hematita, e lâminas castanhas onduladas dolomitizadas, adjacentes. O estilólito segue a laminação microbial.

## **4.2 Revisão bibliográfica de estromatólitos siliciclásticos**

Durante a revisão bibliográfica, foram reunidas dezenas de artigos que descreviam possíveis estromatólitos siliciclásticos, modernos e fósseis, para a elaboração de uma tabela compilando as ocorrências (Tab. 2). Durante a análise dos artigos para sua inclusão na tabela, foram utilizados critérios para caracterizar estromatólitos siliciclásticos e diferenciá-los de outros estromatólitos e *MISS*. Percebeu-se uma clara falta de padronização da descrição dos depósitos microbiais, o que fez com que a comparação entre os dois tipos de estrutura fosse dificultada. Em alguns casos a distinção entre estromatólito e *MISS* não foi óbvia, e os exemplares que foram considerados “problemáticos” não foram incluídos na tabela, mas são mencionados e discutidos no texto.

Tabela 2 Estromatólitos siliciclásticos encontrados na pesquisa bibliográfica.

AUTOR	UNIDADE / BACIA	LOCAL	IDADE	MACROESCALA/ MESOESCALA	MICROESCALA	PALEOAMBIENTE / CONTEXTO GEOLÓGICO
(Schieber, 1998a)	Fm. Mt. Shields, Super grupo Belt	Montana, EUA	Mesoproterozoico	Domos métricos.	Camadas alternadas de dolomita microcristalina e camadas de grãos de quartzo e micas tamanho silte a areia muito fina e argila detrítica.	Paleoambiente deposicional com influência marinha (Schieber, 1998b).
(Soudry & Weissbrod, 1995)	Fm. Timna	Elat, Sul de Israel	Cambriano	A camada que contém os estromatólitos tem extensão lateral de poucos metros, e crescem na porção superior dos arenitos, onde o tamanho de grão é mais fino. A morfologia principal é pseudocolunar, mas ocorrem colunares. Lâminas cinza-escuro de até 1cm de espessura, mais quartzosas, se alternam com lâminas cinza-claro de espessura < 0,2 mm.	A fábrica estromatolítica é pouco definida. A morfologia colunar é evidenciada pela disposição dos grãos de mica e quartzo alongados. Quartzo, e em menor quantidade, mica e K-feldspato constituem ≈ 70% do volume do estromatólito. Os grãos são finos e bem selecionados, contrastando com os grãos grossos e mal selecionados nos espaços intercoluna. Clementados por spar de calcita e dolomita.	A formação é a única unidade que contém carbonatos em uma sequência siliciclástica. Deposição dos estromatólitos em canais de maré que cortam uma planície arenosa.

(Druschke et al., 2009)	Quartzito Eureka	Sudeste da Califórnia e Sul de Nevada, EUA	Ordoviciano	Superfícies microbiais enrugadas gradando paulatinamente para domos pequenos, de 10 cm, para domos maiores que têm até 2m de diâmetro e 1,5m de altura. Lâminas de 1-5mm, brancas e cinza-escuro, alternadas, com ângulos comumente chegando a 45°, e por vezes 80°.	Lâminas brancas e cinza-escuro alternadas, compostas primariamente por quartzo arredondado de até 0,5 mm. As lâminas escuras são enriquecidas em grãos de quartzo tamanho silte, pirita, óxidos de ferro, caulinita, mica e cimento dolomítico.	A formação é predominantemente siliciclástica, mas ocorrem camadas de dolomito arenoso no topo. A formação foi depositada primeiro em um ambiente marinho raso dominado por ondas, e posteriormente em um sistema ilha-barreira, com feições de maré. Os estromatólitos ocorrem principalmente nas associações de fácies de shoreface superior e mais raramente no shoreface médio-inferior, na porção inferior da formação.
(Davis, 1968)	Mb. New Richmond, Fm. Shakopee	Minnessota, EUA	Ordoviciano	Biohermas de até 60 cm de diâmetro, LLH-C. Laminação tem vários mm a alguns cm.	Laminação obscura de grãos de quartzo médio, bem selecionados, com bandas finas de dolomita paralela à laminação.	Sequência mista siliciclástica-carbonática, com feições deposicionais de zona intermaré (Johnson & Simo, 2002). Os estromatólitos crescem próximos do contato entre um banco carbonático e um fundo quartzoso.

(Draganits & Noffke, 2004)	Fm. Muth	Pin Valley, Himalaia s, Norte da Índia	Devoniano	Estromatólitos que começam como superfícies enrugadas, gradando para LLH-S e então LLH-C. Tem no máximo 80 cm de diâmetro e 30 cm de altura. Contornos lisos, ângulo máximo da laminação 43°. Laminação grosseira, de até 1 cm de espessura.	As lâminas são difusas, onduladas, e com alternância entre lâminas brancas e cinza-verdes. As camadas brancas são compostas de quartzo com crescimentos sintaxiais. As cinza-verde são de quartzo relativamente mais fino com cimento de quartzo microcristalino e sericita. Os grãos de quartzo têm de 0,1 até 0,3 mm.	A formação é puramente siliciclástica. As unidades sobre e superpostas contêm carbonatos. Sistema barreira-ilha, marinho raso. Estromatólitos e MISS nas associações de fácies de foreshore, shoreface e praia.
(Bertrand-Sarfati, 1994)	Bacia de Ajjers	Saara Leste, Argélia	Carbonífero	Os estromatólitos se apresentam em duas morfologias distintas: SH-C com até 1 m de altura e 0,8 m de diâmetro e SH-V com até 1,5 m de altura e 2,5 m de diâmetro. Laminação pseudocolunar de espessura milimétrica, com ótima continuidade vertical (inheritance).	As lâminas são compostas majoritariamente por micrita densa, além de argila detrítica e quartzo de tamanho silte, em quantidades que variam de 10 a 50%, lama carbonática e mais raramente oóides. Também há lâminas com micrita peloidal, "bolhas" similares a coágulos trombolíticos, e fenestras. Em menor quantidade há lâminas com filamentos bacterianos e "arbustos" de óxidos de ferro, de origem microbial.	A sequência é composta de folhelhos carbonosos, arenitos, carbonatos pouco espessos. Os estromatólitos foram depositados em TSNA, em planícies deltaicas, protegida da ação direta das ondas, em condições de baixa energia, sem exposição subaérea. Durante a deposição a paleolatidade da bacia era tropical.

(Harwood, 1990)	Fm. Yates	Novo México, EUA	Permiano	A camada que contém os biohermas têm até 2 m de espessura. Na base dessa camada ocorrem biostromas de até 20 cm de espessura e extensão lateral de vários metros, gradando, no topo para biohermas de até 1m de espessura e diâmetro.	N.A.	A formação contém litologias siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas e foi depositada em ambiente marinho raso (Borer & Harris, 1991). Os estromatólitos crescem acima das superfícies erosivas que ocorrem entre as camadas de arenito e carbonato que se intercalam vertical e lateralmente.
(Marcinowski & Szulczewski, 1972)	N.A.	Cordilheira Jura, Polônia	Cretáceo	Biostroma, menos de 5 cm de espessura. Estromatólitos de até 3cm de diâmetro e até 4 cm de altura, dômicos a cilíndricos, Alguns apresentam ramificações na porção superior.	Alternância de lâminas milimétricas de calcita micrítica com lâminas detríticas compostas por quartzo e glauconita de 0,1 a 0,5 mm. Algumas lâminas de fosfato impregnadas com óxido de ferro.	Depósitos marinhos numa sequência mista carbonática-siliciclástica (Krajewski et al., 2000). Os estromatólitos crescem no topo de um carbonato e de um conglomerado (grânulos e seixos).

(Braga et al., 1995; Braga & Martín, 2000; Martín et al., 1993)	Membro Sorbas, Bacia de Sorbas	Sudeste da Espanha	Mioceno	Camadas estromatolíticas de até 5 m de espessura com estromatólitos dômicos, que têm até 3 m de espessura. Existe uma variação considerável no diâmetro dos estromatólitos, de 10 cm a 11 m. A laminação é distinta a grosseira nos domos mais distais, e grosseira a difusa nos domos mais proximais, com ângulos de mergulho que variam de horizontais a verticais	A laminação é composta de lâminas milimétricas de micrita densa, coagulada ou peloidal, por vezes com fenestras. Grãos siliciclasticos, de tamanho silte a seixo, estão dispersos nas lâminas, e por vezes têm coberturas oolíticas. Os grãos constituem 10 a 65% do volume total dos estromatólitos. Oóides constituem até 50% dos grãos detríticos. Cimento de calcita em mosaico por vezes preenche fenestras e espaços intergranulares.	O Mb. Sorbas é uma sequência mista siliciclástica-carbonática. Os estromatólitos siliciclásticos crescem em um ambiente marinho raso, na transição do shoreface inferior para o offshore. Nas áreas mais rasas ocorrem leiolitos e trombolitos.
(Schwarz et al., 1975)	N.A.	Baía de Saint Jean, Mauritânia	Quaternário	Biostroma, como um tapete de que fica mais fino para o continente. Espessura máxima de 50 cm. O estromatólito é horizontal, com lâminas claras (mais grossas) e escuras (mais finas) de 2 a 7 mm que se alternam. Por vezes ocorrem discordâncias internas na laminação.	As camadas são formadas na base por um filme de aragonita (formado durante emersão) de até 0,1 mm, e imediatamente acima por agregados de filamentos algais finos, porosos, cobertos por cristais de aragonita. A maior parte de uma camada é composta por areia fina, muito fina e silte (quartzo, que compõe 60 a 80% do volume total) e pellets fecais.	Dunas costeiras afogadas. Os estromatólitos crescem em embainhamentos, próximos a zonas de sabkha. A precipitação de carbonato é mínima. O clima é árido e a água tem alta salinidade. Lateralmente aos estromatólitos ocorrem MISS.

#### 4.2.1 Critérios e definição

Para definir critérios que diferenciasssem estromatólitos siliciclásticos de outros depósitos, é necessária a definição de estromatólito: Por estromatólito entende-se “depósitos microbiais bentônicos laminados” (Riding, 1991). Os estromatólitos podem ser subdivididos em relação ao seu processo de formação. Os estromatólitos formados por trapeamento e aglutinação de partículas são chamados estromatólitos aglutinantes (Riding, 1991). Os estromatólitos siliciclásticos são “estromatólitos que contêm mais de 10% de grãos siliciclásticos na sua trama” (Martin et al., 1993).

Por último, os estromatólitos devem ser diferenciados de estruturas sedimentares induzidas por micróbios (MISS). A diferença principal entre esses depósitos é a presença ou não de relevo considerável, gerada pelo grau de litificação precoce desses depósitos (Noffke & Awramik, 2013; Riding, 2011a).

À primeira vista, os critérios parecem simples e claros. Porém, durante o trabalho de compilação começaram a surgir dúvidas a respeito da classificação de alguns depósitos, incluindo alguns que já foram publicados como estromatólitos. Isso se dá pelas definições que desde o início usam critérios que não são diretamente comparáveis. A definição de estromatólito é uma definição essencialmente descritiva: a laminação é a feição mais distinta dos estromatólitos, visto que a parte genética (depósito microbial bentônico) da definição é igual para todos os microbialitos, e a diferença entre estes é a trama somente (Riding, 1991; Riding, 2011a), (Fig. 4). A definição de estromatólito aglutinante é uma definição genética, vinculado ao processo de trapeamento e aglutinação, e os estromatólitos siliciclásticos são definidos por um critério composicional. O critério do relevo nunca foi de extrema importância para a definição dos estromatólitos, o que dificultou a classificação de espécimes publicados antes do termo MISS ser cunhado por Noffke (2001). Durante o século XX, a discussão era sobre a origem microbial ou abiótica e a presença ou não de laminação (Riding, 2011b).

Diversas publicações clássicas usam o termo “estromatólitos horizontais”, depósitos microbiais bentônicos laminados sem relevo (Hoffman, 1976; Logan, 1961; Preiss, 1976).

Apesar das dificuldades, os critérios foram aplicados, e alguns depósitos descritos ou citados como estromatólitos siliciclásticos não entraram na tabela por motivos específicos, discutidos abaixo.

#### **4.2.2 Casos problemáticos**

Como dito anteriormente, algumas ocorrências de depósitos microbiais não foram incluídas na tabela. Nessa seção serão discutidos os detalhes desses casos.

Garlick (1988) descreve estruturas de origem microbial, mineralizadas por dolomita e óxidos de ferro, que ocorrem em arenitos da Fm. Revett, Mesoproterozoico do Supergrupo Belt. O trabalho, porém, fala brevemente sobre esses depósitos, pois o foco é a origem da sulfetação, depósito econômico. Não há imagens de lâminas petrográficas, na única foto dos depósitos microbiais o relevo de um domo é de apenas alguns centímetros, e a representação das estruturas microbiais remetem à MISS (estruturas microbiais induzidas por micróbios) (Schieber et al., 2007). Sendo assim, usando o critério do relevo (Noffke & Awramik, 2013), os depósitos da Fm. Revett podem ser caracterizados como MISS.

Gunatilaka (1975) descreve esteiras microbiais recentes com 3 morfologias distintas: esteiras rompidas, com formato similar à estromatólitos modernos, esteiras deformadas e esteiras horizontais. Pelo relevo das esteiras rompidas ser de poucos centímetros (gerada pela ausência de litificação efetiva), essas esteiras microbiais podem ser classificadas como MISS. Similar à Cameron (1985), Witkowski (1990), Gerdes et al. (1985).

Gradzinski (2010) apresenta uma ocorrência aparentemente única: descreve estruturas microbiais, formando “microterraços” e marcas onduladas de tamanho centimétrico, através do trapeamento e aglutinação de partículas siliciclásticas em uma caverna. Mais uma vez, devido ao relevo e falta de litificação precoce, essa estrutura é melhor classificada como MISS.

Por último, um caso extremamente específico: Squyres (1991) descreve montes arenosos de até 1m que se formam no fundo de um lago na Antártica, cujo substrato é colonizado por esteiras microbiais. Esses montes se formam pelo transporte eólico de sedimento arenoso sobre a camada de gelo que cobre o lago de maneira perene, e que eventualmente cai em buracos e fraturas que atravessam o gelo, gerando os montes pela deposição concentrada abaixo do buraco. Tecnicamente, esses montes atendem todos os pré-requisitos de um estromatólito siliciclástico. São laminados (as camadas detríticas são incrivelmente espessas pois alguns domos são formados por eventos deposicionais essencialmente instantâneos), são formados por trapeamento e aglutinação, mesmo que não controlada pela ação de correntes contínuas de ondas ou marés, e sua composição é siliciclástica. Apesar disso, esses depósitos diferem de estromatólitos aglutinantes clássicos por serem controlados essencialmente por fatores físicos. A acreção microbial corresponde por uma parte ínfima desses depósitos, e os montes poderiam ser formados mesmo sem a esteira microbial presente, o que não acontece em um ambiente de alta energia. Defini-los como MISS também não é evidente, pois a comunidade não altera a forma do monte durante a sua deposição. Eventualmente a colônia coloniza o monte, estabilizando a estrutura, possivelmente evitando sua erosão. Por esses motivos, a denominação desses depósitos é confusa, e tanto o termo estromatólito siliciclástico quanto MISS não os definem de maneira precisa.

### 4.2.3 Estromatólitos siliciclásticos encontrados

Foram encontrados 10 exemplos de estromatólitos siliciclásticos, com idades de formação que vão do Mesoproterozoico até a atualidade. O primeiro exemplo descrito foi por Davis (1968), e o mais recente foi publicado por Druschke et al. (2009). No Neógeno e Quaternário ocorre a maior densidade de estromatólitos siliciclásticos, assim como os estromatólitos aglutinantes carbonáticos (Riding, 2011a; Suarez-Gonzalez et al., 2019), mas diferentes destes, cujo mais antigo exemplo é do Devoniano, os estromatólitos siliciclásticos ocorrem muito mais cedo no registro geológico, no Mesoproterozoico (diferença de aproximadamente 800 Ma). São mais comuns durante o Paleozoico, enquanto os estromatólitos aglutinantes carbonáticos são mais comuns a partir do Mesozoico, passando a ser a trama predominante a partir do Neógeno (Suarez-Gonzalez et al., 2019).

Em relação à morfologia em macroescala, não existe um padrão. Os exemplos ocorrem como biostromas e biohermas, como domos isolados, domos próximos e colunas, com dimensões muito diversas, que variam de centimétricas a decamétricas. Têm laminações milimétricas a centimétricas, com aparência que vai de distinta a difusa (Braga et al., 1995), e ângulos máximos de mergulho muito variáveis. Em microescala, a aparência da laminação também varia, e por vezes é ausente. A porcentagem de grãos siliciclásticos nos espécimes descritos é ampla, de 10% a > 80%. A composição mineralógica inclui grãos detríticos, tamanho silte a areia média, raramente seixos, de quartzo principalmente, mas também feldspato, micas, oóides carbonáticos, raramente argilominerais e pellets fecais. Como cimento, ocorrem principalmente dolomita, calcita, aragonita e micrita (que por vezes é interpretada como componente detrítico), com formas diversas: peloidal, coagulada, densa, ou com porosidade fenestral, e também óxidos de ferro e mais raramente colofano, quartzo microcristalino e gipso. Raramente ocorrem filamentos microbiais preservados.

Diferente da morfologia e trama, que não apresentam padrão claro, o ambiente deposicional de formação dos estromatólitos siliciclásticos é bastante restrito. Todos os

espécimes ocorrem em ambientes com influência marinha, dominados por ondas ou marés, igual ao encontrado para os estromatólitos aglutinantes carbonáticos por Suarez-Gonzalez (2019). A posição específica dos estromatólitos dentro desses sistemas marinhos é variável, podendo ocorrer em porções de alta energia (*shoreface* superior, canais de maré) a baixa energia (planície deltaica, transição para *offshore*).

Tentou-se correlacionar parâmetros descritivos dos estromatólitos (dimensões, estrutura, trama) com o ambiente deposicional, mas não foi observada relação clara. Segundo Suosaari (2019), revisando o modelo de Trompette (1982), em todas as escalas de análise dos estromatólitos (macro, meso e micro), há uma forte interação entre os fatores ambientais e os fatores biológicos na sua gênese. Isso faz com que seja difícil correlacionar processos com produtos de uma maneira isolada. Além disso, todos os ambientes deposicionais encontrados são marinhos, o que dificulta mais ainda estabelecer a causa das diferentes morfologias, pois todas foram formadas em ambientes similares. A associação mais clara é em relação ao volume de grãos trapeados e a energia do ambiente: os espécimes com maior porcentagem de grãos detriticos, ocorrem nas porções do paleoambiente deposicional com energia relativamente mais alta.

#### **4.2.4 Surgimento do processo de trapeamento e aglutinação**

Tentou-se também observar relações entre a concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico com o registro de estromatólitos aglutinantes no tempo geológico. Esse parâmetro é diretamente relacionado à saturação de CaCO<sub>3</sub> na água marinha, e exerce controle sobre o processo de trapeamento e aglutinação (Suarez-Gonzalez et al., 2019).

Na Figura 25 é possível observar a distribuição dos estromatólitos siliciclásticos no tempo, e correlacioná-los com a mudança nas tramas estromatolíticas e a mudança

na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico e saturação de carbonato na água marinha. É possível também notar como as duas primeiras ocorrências de estromatólitos aglutinantes surgem junto com uma queda no nível de CO<sub>2</sub> atmosférico, que em  $\approx 1,1$  Ga chegou a níveis muito próximos à atmosfera atual,  $1,07 \times \text{PAL}$  (Sheldon, 2013). Como indicado na Figura 25, existe uma mudança em grande escala nas tramas estromatolíticas, que param de conter crosta cristalina, em idades similares às em que ocorre a queda na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, e também a ocorrência dos primeiros dois estromatólitos aglutinantes, na Fm. Mountain Shields e na Fm. Caboclo (Tab. 2). Essa observação é consistente com outra mudança nas fábricas estromatolíticas que ocorrem no Cretáceo, quando as tramas filamentosas, passam a ser restringidas aos ambientes deposicionais continentais pela queda na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico (Suarez-Gonzalez et al., 2019). A Fig. 25 também mostra o favorecimento de tramas filamentosas nesse período, propiciado pelo surgimento de MCC (mecanismos de concentração de CO<sub>2</sub>) no metabolismo microbial. Poucos dos estromatólitos siliciclásticos apresentam filamentos microbiais preservados, pois a baixa saturação de carbonato que é necessária para que ocorra o trapeamento e aglutinação é contrária à formação de trama filamentosa, que necessita de alta saturação de carbonato para calcificar os micróbios antes de sua decomposição (Suarez-Gonzalez et al., 2019).

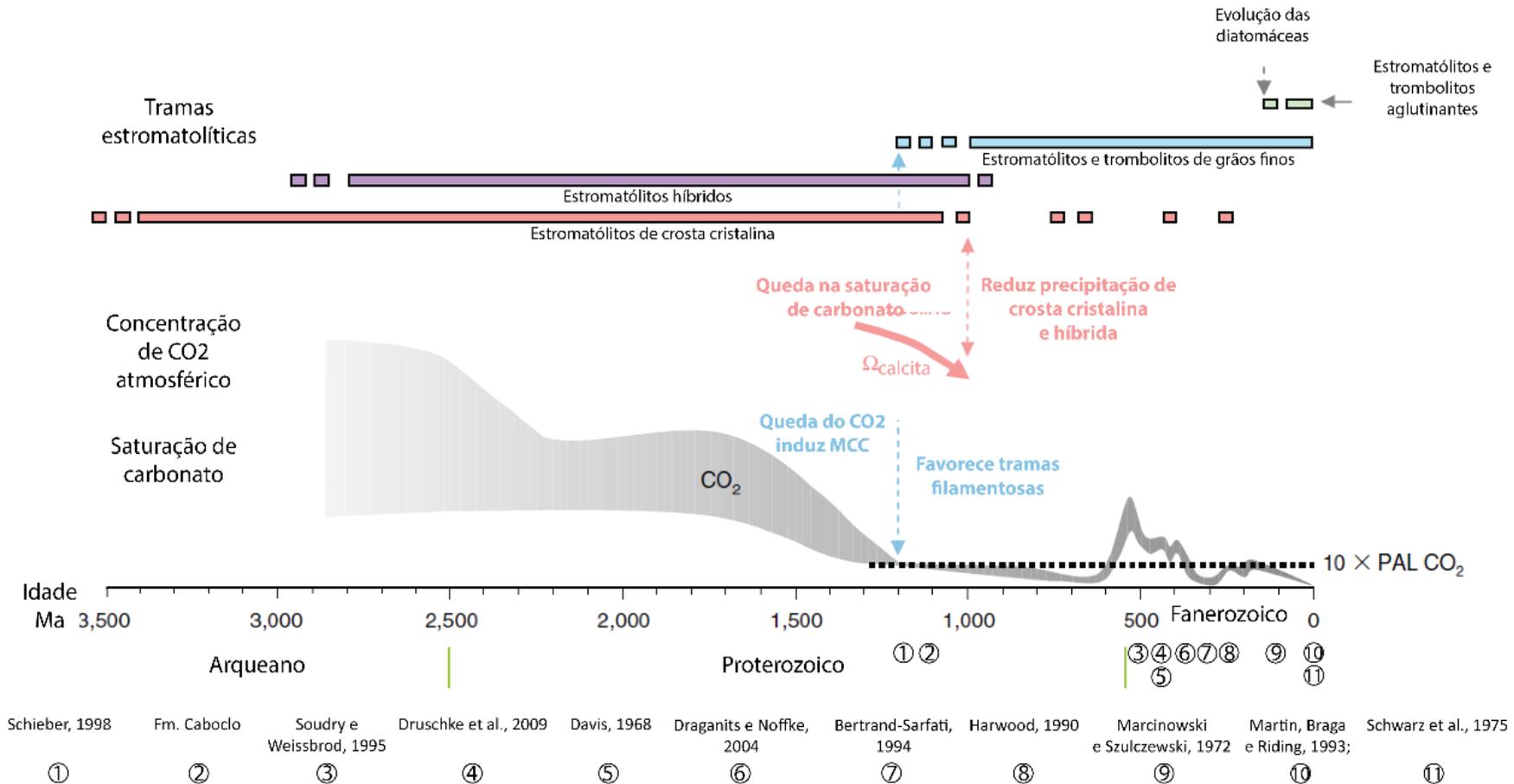
Essas informações mostram que o aparecimento dos estromatólitos siliciclásticos no Mesoproterozoico não foi ao acaso. As condições ambientais de uma Terra em processo de rápida mudança fizeram com que as comunidades microbiais fossem afetadas pelo ambiente onde estavam de maneira diferente. Essa interação biogeológica é o que dá origem à uma nova classe de estromatólitos, formados por um novo processo de acreção que é viável em oceanos oxigenados, com baixa saturação em carbono. A acreção é a maneira das comunidades microbiais marinhas se aproximarem da superfície da água, onde a maior intensidade da luz solar permite maior produção de energia. Antes do Mesoproterozoico, as comunidades microbiais tinham um papel mais passivo em relação à sua acreção, pois a alta saturação de carbonato produzia crostas cristalinas e precipitação microbial em abundância. A comunidade precisava apenas de mecanismos de motilidade para migrar para a superfície do microbialito enquanto este

crescia. Numa comunidade microbial aglutinante a motilidade continua sendo importante. Porém, outros fatores como quantidade de EPS, que é determinada em parte pelas espécies presentes na comunidade e densidade de filamentos, são importantes para o trapeamento e aglutinação. Dessa maneira, poderia existir uma seleção natural, favorecendo espécies, por exemplo, com maior motilidade, que produziam mais EPS ou que tinham filamentos maiores, que eventualmente viriam a favorecer os estromatólitos aglutinantes no futuro, assim como o surgimento das diatomáceas e algas eucariontes (Riding, 2011a).

Por último, qual o motivo de os primeiros estromatólitos aglutinantes serem siliciclásticos e não carbonáticos? Grotzinger & Knoll (1999) atribuem a preponderância de estromatólitos aglutinantes carbonáticos como decorrência da litificação precoce, que é influenciada pelo substrato: “a aptidão de um substrato catalisar precipitação de carbonato de cálcio é muito maior em carbonatos do que em quartzo ou argilas”. É possível que houvesse, durante a diminuição da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico que ocorreu no Mesoproterozoico, um período de tempo onde a saturação de carbonato, ainda alta, não pudesse permitir o trapeamento e aglutinação em substratos carbonáticos por sua maior aptidão em catalisar precipitação de carbonato, enquanto os substratos siliciclásticos, menos aptos, inibiram a precipitação de carbonato, o que favoreceu o trapeamento e aglutinação. No Devoniano, onde existe uma nova queda na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, aparece o primeiro estromatólito aglutinante carbonático (Suarez-Gonzalez et al., 2019). Essa possibilidade, porém, não explica porque não ocorreram estromatólitos aglutinantes carbonáticos no Mesoproterozoico, quando as concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico chegaram próximos dos níveis atuais, tendo em vista que do Neógeno ao presente ocorre a maior densidade de estromatólitos aglutinantes em toda a história da Terra.

Essa questão pode ser explicada pelo surgimento da vida multicelular no Fanerozoico, que implicou em grande quantidade de bioclastos esqueletais e *pellets* fecais em ambientes que previamente eram dominados por precipitação mineral (Pratt, 1982). Esses grãos, especialmente os bioclastos esqueletais, são muito grossos para serem aglutinantes por uma esteira microbial, e Riding (1991) comenta como grãos

grossos podem ameaçar a sobrevivência de uma colônia microbiana, podendo soterrá-la facilmente. Os grãos finos que ocorrem na Fm. Mountain Shields e na Fm. Caboclo podem ter propiciado a formação de estromatólitos aglutinantes, enquanto a grande disponibilidade de sedimento grosso nos ambientes carbonáticos impediu que os estromatólitos aglutinantes carbonáticos ocorressem até o Devoniano. No Mesozoico, surgem as diatomáceas, que são em parte responsáveis pela ascensão desses estromatólitos (Riding, 2011a; Suarez-Gonzalez et al., 2019), por produzirem “enormes quantidades” de EPS (Dupraz et al., 2011). A presença de algas eucariontes também aumenta a capacidade de trapeamento de partículas grossas (Frantz et al., 2015). Essas evidências ajudam a entender o contexto do surgimento dos estromatólitos aglutinantes, e evidenciar como os parâmetros ambientais e a evolução geológica da Terra e a evolução biológica da vida tem influência sobre processos que ocorrem em pequenas escalas, temporais e métricas.



**Figura 25.** Correlação entre mudanças nas tramas estromatolíticas, mudanças na concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, saturação de carbonato na água marinha e a distribuição de estromatólitos siliciclásticos. As dez ocorrências de estromatólitos siliciclásticos encontradas na bibliografia, além da Fm. Caboclo, estão plotadas na linha do tempo, numeradas de mais antiga a mais nova. Modificado de (Riding, 2011a).

### 4.3 Sistema deposicional

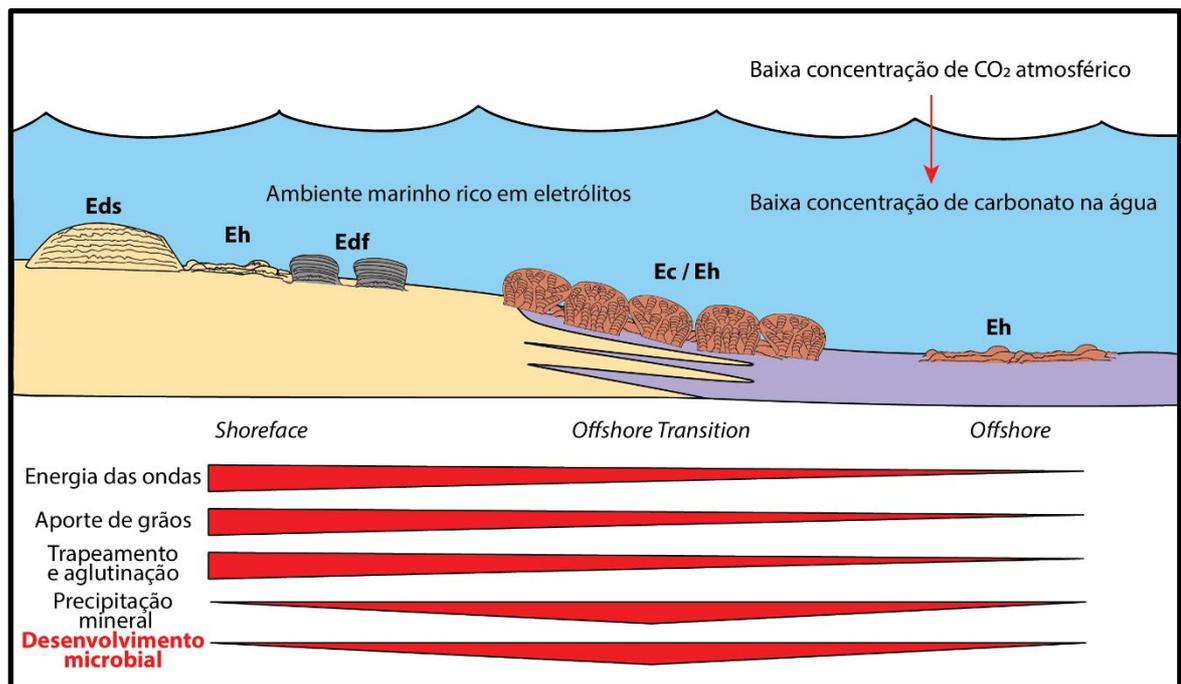
Através da análise de fácies, foi possível definir um paleoambiente deposicional para a Fm. Caboclo. As três associações de fácies concordam com um modelo deposicional de uma plataforma dominada por ondas e tempestades, sem influência de maré. Apesar dos perfis avaliados não corresponderem à seção ideal total de Plint (2010), nessa porção aflorante dos perfis levantados, que abrange a transição de um sistema raso para um profundo, já é possível definir o ambiente deposicional da porção superior da Fm. Caboclo como uma plataforma dominada por ondas e tempestades. Essas plataformas, porém, podem ser formadas tanto em ambientes marinhos quanto lacustres (Martel & Gibling, 1991; Plint, 2010). Pela idade Mesoproterozoica da Fm. Caboclo, não há fósseis que poderiam confirmar origem marinha certa. Entretanto, como visto na revisão bibliográfica de Suarez-Gonzalez (2019) e também na apresentada nesse trabalho, os estromatólitos aglutinantes (mais de 50 exemplos) ocorrem exclusivamente em ambientes com influência marinha. Essa é uma evidência que permite a interpretação dos depósitos da Fm. Caboclo como sendo de origem marinha.

O ambiente marinho raso onde a Fm. Caboclo foi depositada, parece atender todas as condições ambientais favoráveis para o desenvolvimento dos estromatólitos aglutinantes (essas condições são descritas no referencial teórico): (1) presença de grãos no ambiente; (2) agitação por correntes; (3) concentração significativa e diversidade de eletrólitos na água; (4) baixa saturação em  $\text{CaCO}_3$  da água.

Os grãos de silte a areia fina, que são mais facilmente trapeados pelas esteiras microbiais (Fig. 8), são abundantes na Fm. Caboclo, assim como a agitação por correntes, que é constante no *Shoreface*, e eventual no *Offshore Transition* e *Offshore*. A concentração e diversidade de eletrólitos pode ser apenas inferida, mas a água marinha de maneira geral tem maior concentração de íons dissolvidos ( $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$  são os principais nos oceanos modernos) do que a água fluvial ou subterrânea. As variações na concentração de  $\text{CO}_2$  e o efeito no surgimento dos estromatólitos

aglutinantes foi discutida na revisão bibliográfica. A ausência de precipitados carbonáticos, comuns no Arqueano e Paleoproterozoico (Fig. 25), e rara ocorrência de partículas carbonáticas na seção levantada aponta uma baixa saturação de  $\text{CaCO}_3$ . Sheldon (2013) encontra concentrações de  $\text{CO}_2$  atmosférico muito próximas ao nível atual ( $1,07 \times \text{PAL}$ , nível atmosférico pré-industrial) no Mesoproterozoico. A concentração de  $\text{CO}_2$  atmosférico tem relação direta com a concentração de ácido carbônico, bicarbonato e carbonato na água marinha, também permitindo que se infira uma baixa saturação de  $\text{CaCO}_3$  para a água marinha.

O ambiente também influencia a distribuição dos estromatólitos, a sua morfologia e sua composição. A mudança no nível de energia entre o *offshore*, *offshore transition* e *shoreface* tem diversas implicações. Quanto maior a energia de ondas, mais difícil para que uma esteira microbial consiga se fixar no substrato. Porém, a ausência das ondas no *offshore* faz com que menos grãos sejam disponibilizados, o que previne a acreção microbial. O maior desenvolvimento microbial ocorre na associação de fácies de *Offshore Transition*, onde os fatores ambientais necessários (energia de ondas, disponibilidade de grãos) para a formação dos estromatólitos aglutinantes existem, mas também ocorrem períodos de baixa energia onde a comunidade microbial pode se estabilizar (Fig. 26)



**Figura 26.** Modelo de formação dos estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo, e a intensidade dos fatores ambientais que controlam sua gênese.

## 5 CONCLUSÕES

O presente trabalho, juntando a análise de fácies em macro e microescala e a revisão bibliográfica, pôde mostrar evidências importantes que permitem algumas conclusões sobre o ambiente deposicional e os estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo, e também sobre a evolução dos estromatólitos aglutinantes e do processo de trapeamento e aglutinação.

A porção superior da Fm. Caboclo foi depositada em uma plataforma marinha rasa, dominada por ondas e tempestades, com ampla disponibilidade de sedimento fino siliciclástico, onde ocasionalmente ocorrem estromatólitos. No perfil investigado, ocorrem três associações de fácies: *offshore*, *offshore transition* e *shoreface*. Os estromatólitos ocorrem em todas as associações de fácies, e são divididos em quatro fácies: Edf, Eds, Ec e Eh.

As evidências encontradas nos estromatólitos atestam a origem microbial dos estromatólitos siliciclásticos da Fm. Caboclo. Feições macroscópicas, como laminações corrugadas e ângulos de mergulho alto dos biohermas; e microscópicas, como as lâminas onduladas castanhas substituindo matéria orgânica e pirita framboidal e dolomita que são associadas ao metabolismo microbial.

Os estromatólitos siliciclásticos são extremamente raros no registro geológico, ainda mais que os estromatólitos aglutinantes carbonáticos, e assim como esses, também ocorrem apenas em ambientes marinhos. Isso evidencia a influência do ambiente deposicional na formação dos estromatólitos aglutinantes.

O surgimento dos estromatólitos aglutinantes aparenta ser controlado por mudanças climáticas na Terra que ocorrem no Mesoproterozoico, de acordo com o que foi visto na análise das concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico. Isso evidencia a influência das condições climáticas globais na formação dos estromatólitos aglutinantes.

## REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 33, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., Burch, I.W., 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441, 714–718. <https://doi.org/10.1038/nature04764>
- Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Junior, F., Brito Neves, B.B. de, Rocha, A.J.D., 1993. Idade isocrônica “PB” / “PB” em rochas carbonáticas da formação caboclo em Morro do Chapéu, BA, in: Simpósio sobre o Craton do São Francisco Evolução Tectónica e Metalogenética. SBG/SGM, Salvador.
- Bertrand-Sarfati, J., 1994. Siliciclastic-Carbonate Stromatolite Domes, in the Early Carboniferous of The Ajjers Basin (Eastern Sahara, Algeria). *Phaneroz. Stromatolites II* 395–419. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9\\_15](https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_15)
- Black, M., 1932. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. B, Contain. Pap. a Biol. Character* 222, 165–192. <https://doi.org/10.1098/rstb.1932.0015>
- Borer, J.M., Harris, P.M., 1991. Lithofacies and Cyclicity of the Yates Formation, Permian Basin: Implications for Reservoir Heterogeneity (1). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 75, 726–779. <https://doi.org/10.1306/0C9B283F-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Braga, J.C., Martín, J.M., 2000. Subaqueous Siliciclastic Stromatolites: A Case History from Late Miocene Beach Deposits in the Sorbas Basin of SE Spain, in: *Microbial Sediments*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 226–232. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2\\_25](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_25)
- Braga, J.C., Martin, J.M., Riding, R., 1995. Controls on Microbial Dome Fabric Development along a Carbonate-Siliciclastic Shelf-Basin Transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10, 347–361. <https://doi.org/10.2307/3515160>
- Branner, J.C., 1910. Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. J. Sci.* s4-30, 335–343. <https://doi.org/10.2475/ajs.s4-30.179.335>
- Burne, R. V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios* 2, 241. <https://doi.org/10.2307/3514674>
- Cameron, B., Cameron, D., Jones, J.R., 1985. MODERN ALGAL MATS IN INTERTIDAL AND SUPRATIDAL QUARTZ SANDS, NORTHEASTERN MASSACHUSETTS, U.S.A., in: *Biogenic Structures*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 211–223. <https://doi.org/10.2110/pec.85.35.0211>
- Conrad D. Gebelein, 1969. Distribution, Morphology, and Accretion Rate of Recent Subtidal Algal Stromatolites, Bermuda. *SEPM J. Sediment. Res. Vol.* 39. <https://doi.org/10.1306/74D71BE0-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Corsetti, F.A., Storrie-Lombardi, M.C., 2003. Lossless Compression of Stromatolite

- Images: A Biogenicity Index? *Astrobiology* 3, 649–655.  
<https://doi.org/10.1089/153110703322735980>
- Davies, N.S., Liu, A.G., Gibling, M.R., Miller, R.F., 2016. Resolving MISS conceptions and misconceptions: A geological approach to sedimentary surface textures generated by microbial and abiotic processes. *Earth-Science Rev.* 154, 210–246. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.005>
- Davis, R.A., 1968. Algal stromatolites composed of quartz sandstone. *J. Sediment. Res.* 38, 953–955. <https://doi.org/10.1306/74d71ac8-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Draganits, E., Noffke, N., 2004. Siliciclastic Stromatolites and Other Microbially Induced Sedimentary Structures in an Early Devonian Barrier-Island Environment (Muth Formation, NW Himalayas). *J. Sediment. Res.* 74, 191–202. <https://doi.org/10.1306/091903740191>
- Druschke, P.A., Jiang, G., Anderson, T.B., Hanson, A.D., 2009. Stromatolites in the Late Ordovician Eureka Quartzite: implications for microbial growth and preservation in siliciclastic settings. *Sedimentology* 56, 1275–1291. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01033.x>
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Rev.* 96, 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>
- Dupraz, C., Reid, R.P., Visscher, P.T., 2011. Microbialites, modern. *Encycl. Earth Sci. Ser.* 617–635. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1\\_195](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_195)
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., 1998. Stromatolite-Thrombolite Associations in a Modern Environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios* 13, 201. <https://doi.org/10.2307/3515490>
- Folk, R.L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *J. Geol.* 62, 344–359. <https://doi.org/10.1086/626171>
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., 2015. Grain trapping by filamentous cyanobacterial and algal mats: Implications for stromatolite microfabrics through time. *Geobiology* 13, 409–423. <https://doi.org/10.1111/gbi.12145>
- Garlick, W.G., 1988. Algal mats, load structures, and synsedimentary sulfides in Revett quartzites of Montana and Idaho. *Econ. Geol.* 83, 1259–1278. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.6.1259>
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Reineck, H.-E., 1985. The depositional record of sandy, versicolored tidal flats (Mellum Island, southern North Sea). *J. Sediment. Res.* 55, 265–278.
- Gradziński, M., Chmiel, M.J., Lewandowska, A., Michalska-Kasperkiewicz, B., 2010. Siliciclastic microstromatolites in a sandstone cave: Role of trapping and binding of detrital particles in formation of cave deposits. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 80, 303–314.

- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1999. STROMATOLITES IN PRECAMBRIAN CARBONATES: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 313–358. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.313>
- Guimarães, J.T., Martins, A., Andrade Filho, E., Loureiro, H., Arcanjo, J.B.A., Neves, J.P. das, Abram, M.B., Silva, M. da G. da, Melo, R.C. de, Bento, R.V., 2005. Projeto Ibitiara-Rio de Contas. CPRM, Salvador.
- Gunatilaka, A., 1975. Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from mannar lagoon, Northwest Ceylon. *Sediment. Geol.* 14, 275–300. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(75\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(75)90003-2)
- Harwood, G., 1990. Sandstone stromatolites-An example of algal-trapping of sand grains from the Permian Yates Formation, New Mexico, USA, in: Nottingham, England: 13th International Sedimentological Congress. England Abstracts of Posters.
- Hips, K., Haas, J., Poros, Z., Kele, S., Budai, T., 2015. Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): Origin of microcrystalline dolomite. *Sediment. Geol.* 318, 113–129. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.12.002>
- Hoffman, P., 1976. Environmental Diversity of Middle Precambrian Stromatolites, in: *Developments in Sedimentology*. p. 599–611. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)71161-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71161-0)
- James, N.P., Dalrymple, R.W., 2010. Facies models 4. Geological Association of Canada, St. John's, Nfld.
- Johnson, C.L., Simo, J.A., 2002. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Lower Ordovician mixed siliciclastic-carbonate system, Shakopee Formation, Fox River Valley of East-central Wisconsin. *Geosci. Wisconsin* 17, 21–33.
- Knoll, A.H., Semikhatov, M.A., 1998. The Genesis and Time Distribution of Two Distinctive Proterozoic Stromatolite Microstructures. *Palaios* 13, 408. <https://doi.org/10.2307/3515471>
- Krajewski, K., Leśniak, P., Łacka, B., Zawadzki, P., 2000. Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sediment. Geol.* 136, 89–112. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00089-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00089-0)
- Logan, B.W., 1961. Cryptozoon and Associate Stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *J. Geol.* 69, 517–533. <https://doi.org/10.1086/626769>
- Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N., 1964. Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *J. Geol.* 72, 68–83. <https://doi.org/10.1086/626965>
- Marcinowski, R., Szulczewski, M., 1972. Condensed Cretaceous sequence with stromatolites in the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.* 22, 515–540.
- Martel, A.T., Gibling, M.R., 1991. Wave-Dominated Lacustrine Facies and Tectonically Controlled Cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff

- Formation, Nova Scotia, Canada, in: *Lacustrine Facies Analysis*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, p. 223–243. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch11>
- Martin, J.M., Braga, J.C., Riding, R., 1993. Siliciclastic stromatolites and thrombolites, late Miocene, S.E. Spain. *J. Sediment. Res.* 63, 131–139. <https://doi.org/10.1306/D4267AAA-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Noffke, N., Awramik, S.M., 2013. Stromatolites and MISS-Differences between relatives. *GSA Today* 23, 4–9. <https://doi.org/10.1130/GSATG187A.1>
- Noffke, N., Christian, D., Wacey, D., Hazen, R.M., 2013. Microbially Induced Sedimentary Structures Recording an Ancient Ecosystem in the ca. 3.48 Billion-Year-Old Dresser Formation, Pilbara, Western Australia. *Astrobiology* 13, 1103–1124. <https://doi.org/10.1089/ast.2013.1030>
- Noffke, N., Eriksson, K.A., Hazen, R.M., Simpson, E.L., 2006. A new window into Early Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa). *Geology* 34, 253. <https://doi.org/10.1130/G22246.1>
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., Krumbein, W.E., 2001. Microbially Induced Sedimentary Structures: A New Category within the Classification of Primary Sedimentary Structures. *J. Sediment. Res.* 71, 649–656. <https://doi.org/10.1306/2DC4095D-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Noffke, N., Hazen, R., Nhieko, N., 2003. Earth's earliest microbial mats in a siliciclastic marine environment (2.9 Ga Mozaan Group, South Africa). *Geology* 31, 673–676. <https://doi.org/10.1130/G19704.1>
- Nutman, A.P., Bennett, V.C., Friend, C.R.L., Van Kranendonk, M.J., Chivas, A.R., 2016. Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures. *Nature* 537, 535–538. <https://doi.org/10.1038/nature19355>
- Pedreira, A.J., 1994. O supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro - oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. Tese doutorado. Universidade de São Paulo. <https://doi.org/10.11606/T.44.1994.tde-10112015-155542>
- Pedreira, A.J., de Waele, B., 2008. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Craton. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 33–48. <https://doi.org/10.1144/SP294.3>
- Plint, A.G., 2010. Wave-and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland, p. 167–200.
- Popa, R., Kinkle, B.K., Badescu, A., 2004. Pyrite framboids as biomarkers for iron-sulfur systems. *Geomicrobiol. J.* 21, 193–206.

<https://doi.org/10.1080/01490450490275497>

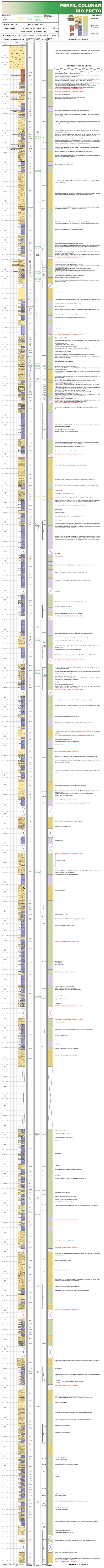
- Pratt, B.R., 1982. Stromatolite decline—A reconsideration. *Geology* 10, 512. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<512:SDR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<512:SDR>2.0.CO;2)
- Preiss, W. V., 1976. Basic Field and Laboratory Methods for the Study of Stromatolites, in: *Developments in Sedimentology*. p. 5–13. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)71124-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71124-5)
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.G., Dupraz, C.P., Burne, R. V., 2003. Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies* 20, 299–324.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J., 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989–992. <https://doi.org/10.1038/35023158>
- Riding, R., 2011a. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. *Encycl. Earth Sci. Ser.* 635–654. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1\\_196](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_196)
- Riding, R., 2011b. The Nature of Stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research, in: *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 29–74. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2_3)
- Riding, R., 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geol. Croat.* 61, 73–103.
- Riding, R., 1999. The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia* 32, 321–330. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1999.tb00550.x>
- Riding, R., 1991. Classification of Microbial Carbonates, in: *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 21–51. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_2)
- Riding, Robert, 1991. Calcified Cyanobacteria, in: Riding, R. (Org.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 55–87. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_3)
- Riding, R., Tomas, S., 2006. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology* 53, 23–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00751.x>
- Rocha, A.J.D., Pereira, C.P., Srivastava, N.K., 1992. Carbonatos da Formação Caboclo (Proterozoico Médio) na região de Morro do Chapéu - Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociências* 22, 389–398.
- Sallun Filho, W., Fairchild, T.R., 2005. Estudo comparativo entre estromatólitos do tipo Conophyton das faixas Ribeira e Brasília. *Rev. do Inst. Geológico* 26, 1–18. <https://doi.org/10.5935/0100-929X.20050001>
- Schieber, J., 1999. Microbial mats in terrigenous clastics: The challenge of

- identification in the rock record. *Palaios* 14, 3–12. <https://doi.org/10.2307/3515357>
- Schieber, J., 1998a. Possible indicators of microbial mat deposits in shales and sandstones: examples from the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, U.S.A. *Sediment. Geol.* 120, 105–124. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00029-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00029-3)
- Schieber, J., 1998b. Sedimentological, geochemical and mineralogical features of the Belt Supergroup and their bearing on the lacustrine versus marine debate, in: *Belt Symposium III-1993: Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication 112*. p. 177–189.
- Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., Catuneanu, O., 2007. *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record*, ISSN. Elsevier Science.
- Schwarz, H.-U., Einsele, G., Herm, D., 1975. Quartz-sandy, grazing-contoured stromatolites from coastal embayments of Mauritania, West Africa. *Sedimentology* 22, 539–561. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00245.x>
- Sheldon, N.D., 2013. Causes and consequences of low atmospheric pCO<sub>2</sub> in the Late Mesoproterozoic. *Chem. Geol.* 362, 224–231. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.09.006>
- Soudry, D., Weissbrod, T., 1995. Morphogenesis and facies relationships of thrombolites and siliciclastic stromatolites in a Cambrian tidal sequence (Elat area, southern Israel). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 114, 339–355. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)00087-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)00087-0)
- Spears, B.M., Saunders, J.E., Davidson, I., Paterson, D.M., 2008. Microalgal sediment biostabilisation along a salinity gradient in the Eden Estuary, Scotland: unravelling a paradox. *Mar. Freshw. Res.* 59, 313. <https://doi.org/10.1071/MF07164>
- Squyres, S.W., Andresen, D.W., Nedell, S.S., Wharton, R.A., 1991. Lake Hoare, Antarctica: sedimentation through a thick perennial ice cover. *Sedimentology* 38, 363–379. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01265.x>
- Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Quijada, I.E., Mas, R., Campos-Soto, S., 2019. 'Trapping and binding': A review of the factors controlling the development of fossil agglutinated microbialites and their distribution in space and time. *Earth-Science Rev.* 194, 182–215. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.007>
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Andres, M.S., 2019. Stromatolites, so what?! A tribute to Robert N. Ginsburg. *Depos. Rec.* 5, 486–497. <https://doi.org/10.1002/dep2.72>
- Suosaari, E.P., Reid, R.P., Playford, P.E., Foster, J.S., Stolz, J.F., Casaburi, G., Hagan, P.D., Chirayath, V., Macintyre, I.G., Planavsky, N.J., Eberli, G.P., 2016. New multi-scale perspectives on the stromatolites of Shark Bay, Western Australia. *Sci. Rep.* 6, 1–13. <https://doi.org/10.1038/srep20557>

- Tosti, F., Riding, R., 2017. Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China. *Sedimentology* 64, 871–902. <https://doi.org/10.1111/sed.12336>
- Trompette, R., 1982. Upper Proterozoic (1800-570 Ma) stratigraphy: A survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations. *Precambrian Res.* 18, 27–52. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(82\)90035-3](https://doi.org/10.1016/0301-9268(82)90035-3)
- Ulmer-Scholle, D.S., Scholle, P.A., Schieber, J., Raine, R.J., 2015. *A Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M1091304>
- Witkowski, A., 1990. Fossilization processes of the microbial mat developing in clastic sediments of the Puck Bay (southern Baltic Sea, Poland). *Acta Geol. Pol.* 40, 1–27.

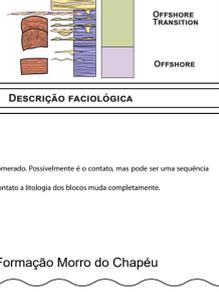
## **ANEXOS**

Anexo 1: Perfis colunares Rio Preto e Rio Ventura digitalizado no programa Adobe Illustrator.



# PERFIL COLUNAR RIO PRETO

**ESTRUTURAS**  
 Ss: Paleocôncavo 154°-324° Eixo gutter cast 154°-324° Eixo ripple de interferência 150°-120° / 100°-200°  
**DATUM: SAD-69 Fuso UTM: 24S**  
**COORD. UTM: 0283959 ME / 8703652 MN 0278795 ME / 8708876 MN**  
**INTÉRPRETE(S): JOÃO PEDRO / EZEQUIEL / CLAYTON / MANUELA / CAMILA**



**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**      **FASÍCIO**      **FOTOS**      **ASSOC. FÁCIAS**      **DESCRIÇÃO FACIOLOGICA**

COLUNA ESTRATIGRÁFICA	FASÍCIO	FOTOS	ASSOC. FÁCIAS	DESCRIÇÃO FACIOLOGICA
150	16250 16272 160-088 027-202*			Aprox. 2,5 m de conglomerado. Possivelmente é contato, mas pode ser uma sequência de blocos caídos. Acima deste contato a litologia dos blocos muda completamente.
154				
153				
152				<b>Formação Morro do Chapéu</b> Cabeças formadas por colunas e entre as cabeças (25-35cm de largura) há estratolitos plano-paralelos. Por vezes há Sw entre as cabeças. Biotritura formada por colunas e com intervalos plano-paralelos. Instatactos dispersos. Colunas com largura de 1 cm e altura de 9 cm. Topo das camadas é ondulado. Arenito muito fino com ripples de onda e porções com laminação corrugada. Há uma cabeça estratolítica no meio com 30 cm de altura e de diâmetro.
151				Estratolitos compostos por colunas (1 cm de largura e 5 cm de altura). É um heterolito de muitos blocos com wave ripples e areolas deformadas e coroadas. Ar: muito fino com wave ripples e laminações corrugadas. Comp. de onda = 8 cm. Arenito muito fino com ripples de onda e porções com laminação corrugada. <b>RP-20 Coord. UTM: 0278795 ME / 8708876 MN h: 817 m</b>
150				<b>RP-19 Coord. UTM: 0278852 ME / 8700722 MN h: 805 m</b> Laminação ondulada na areia.
149				Heterolito de arenito muito fino com wave ripples/flechas. Muito parecido com o perfil Ferro Doador.
148				Laminações corrugadas, por vezes embrião de pequenos domos.
147				Quilómetros com camadas descontínuas de arenito laminado e porções brechadas.OBS: heterolito Doador.
146				Camadas de geometria ondulada/lenticular compostas por arenitos com estratificação de baixo ângulo/interferência. Arenito muito fino com wave ripples e areolas deformadas e coroadas.
145				Camada ondulada formada por arenitos finos com laminações de baixo ângulo e estruturas deformacionais. Heterolito - pelito laminado/arenito com ripples de onda. Ripples de interferência lateralmente. Ar: 15 cm lenticular Sw. Lente de conglomerado intratácico maciço.
144				Arenito fino com estratificação de baixo ângulo, intratácitos orientados, concentrados na base da camada e por vezes na estratificação. A base é ondulada e o topo com wave ripples. Forças deformacionais (dois grupos de estratolitos: (1) arenitos de colunas claras e laminados internamente; (2) Pelitos avermelhados e deformados ductilmente.
143				Arenito fino com laminações de baixo ângulo e porções brechadas com base irregular e descontínua lateralmente.
142				Heterolito wavy formado por pelito laminado com laminação de wave ripples.
141				Camadas amalgamadas de arenito fino com laminação de baixo ângulo ondulada. Por vezes parecem ser corrugadas (Mokobali).
140				*Embainha de fogueira no leito do rio.
139				Pacotes levemente ondulados internamente com laminações de baixo ângulo onduladas. Módios de intratácitos.
138				Pacotes amalgamados de arenito fino ondulado. Internamente laminações de baixo ângulo onduladas. Grandes onduladas sem lama separando sets (swaley).
137				Arenito de granulometria fina formada por laminações horizontais por vezes corrugadas, com espessamento de até 1 cm e porção macia de até 10 cm.
136				Heterolito gradado verticalmente para arenitos amalgamados separados por camadas de lama. Aumenta espessura dos arenitos (30cm) e diminui os pacotes de pelitos (5 cm).
135				Heterolitos, algumas camadas de areia de até 10cm Sw.
134				Ar: Fino com laminações onduladas fluidizadas no topo. Heterolito linsen (FI) Sw, wave ripples, verticalmente os pacotes de areia espessam (até 30 cm) e são formados por laminações de baixo ângulo onduladas com ripples no topo.
133				Heterolito linsen-wavy formados pela intercalação de pelitos laminados e arenitos com laminações de baixo ângulo onduladas. Pelito laminado ondulado e com wave ripples. Topo da camada ondulada e com wave ripples. Ar: 10 cm. Coord. UTM: 0281302 ME / 8701655 MN h: 787 m
132				Conglomerado de intratácitos, maciço. Arenitos amalgamados com estratobreciência (2-4cm). Lentes: em meio ao pelito. Arenito formado por colunas e com intervalos plano-paralelos na base e Sw no topo. Laminado e aglomerado na base. Matriz de areia fina e clastos tabulares de argilite. Heterolito wavy com arenitos com Sw. Arenito Si com ripples no topo e de interferência.
131				Arenito com estratificação de baixo ângulo. Camada quase tabular. Ripples de interferência e ripple no topo.
130				Não se vê estruturas.
129				2 camadas de Sw separadas por ripples no topo. A camada de topo são ripples agradacionais.
128				Pelito laminado com nível de arenito <3 cm no meio.
127				Sh, Sw e Sw no topo.
126				Heterolito wavy com camadas de areia de 4 cm no meio e no topo outra camada < 2 cm.
125				Pelito laminado com alguns níveis de arenito com onduladas.
124				Pelito - difidil acesso.
123				<b>RP-17 Coord. UTM: 0280012 ME / 8699993 MN h: 781 m</b> Última camada tem 8 cm.
122				Propriedade de 4 camadas com Sw (comp. de onda de 80 cm). Camada de topo tem 10 cm Sw com ripples no topo. 4 camadas de Sw quase amalgamadas. Camadas com topo ondulado e Sw na base.
121				Heterolito flaser. Camadas laminares, 2 camadas no centro com 10 cm. Arenito Sh na base e Si no topo.
120				Heterolito linsen passando para flaser em direção ao topo com Sw nas areias. Quatro camadas de Sw com Sw no topo. Estratobreciência de 6 cm, 6 cm, 15 cm e 25 cm. Separadas por filmes de lama.
119				Dois pacotes de Sw amalgamados. Heterolito wavy com arenitos (< 3 cm) com Sw. Sw na base (< 2cm). Acima linsen (SI) e acima ripples de interferência (comprimento de onda = 20 cm). Pelito laminado ondulado e com wave ripples. Arenito Si com ripples no topo e de interferência. Heterolito wavy com Sw (camada de 3 cm). Arenito Si com ripples no topo e de interferência. Pelito laminado com Sw (camada de 3 cm). Silício com laminação rompeda, ondulada, por vezes nucleia domos de até 10 cm de largura e 2 cm de altura, arredondados lateralmente. <b>RP-16 Coord. UTM: 0280581 ME / 8703859 MN h: 780 m</b>
118				Sw com camamento de onda entre 20 e 60 cm. No topo tem 2 filmes de "lama" microbial bem marcados.
117				Estratificação ondulada truncada de grande porte, com comprimento de onda de 1 m. Microbiana no topo. Horizontal plano. Arenito maciço capado por microbiana (domos pequenos 5 cm (altura) x 11 cm). Sem domos, no topo de Sw. Arenito fino com laminação incipiente na base. Nucleia domos com até 5 cm de altura e largura de até 20 cm. 3 Ciclos de estratolitos, com base máx. lisa, horizontal, que conforme grada para o topo tornam-se coroadas, rompedas, formando pequenos domos. Base Sh. Nucleia domos no topo, capando o Sw, até 4 cm de altura. Sw com 2 cm de altura, arredondados lateralmente. Heterolito wavy com arenitos com Sw (<3cm). Arenito Si com ripples no topo e de interferência. Arenito Si com ripples e outros em forma de "balança". Pelito laminado com Sw (camada de 3 cm). Silício com laminação rompeda, ondulada, por vezes nucleia domos de até 10 cm de largura e 2 cm de altura, arredondados lateralmente. <b>RP-15 Coord. UTM: 0281302 ME / 8701655 MN h: 760 m</b>
116				Pelito de baixo que grada para um heterolito wavy/flaser cuja camada de areia são < 5 cm.
115				Pelito laminado com intercalações de camadas de arenito (<2 cm) recorrentes, com laminação ondulada truncada. Presença de gutter cast e deformação. Mudança nítida na arquitetura do afloramento.
114				Pacote de arenitos com laminação ondulada truncada, comprimento de onda de 43 cm. É menor que a camada anterior à Sw. Heterolito flaser.
113				Ondulada truncada com comprimento de onda (< 3 cm) Hw wavy com camadas de areia (< 3 cm) <b>RP-15 Coord. UTM: 0281302 ME / 8701655 MN h: 760 m</b>
112				Arenito Sh com algumas Sw dispersas a partir de algumas Sh.
111				Arenitos com Sw (1 a 3 cm), amalgamados, separados por níveis milimétricos de lama.
110				Arenitos com Sw (1 a 3 cm), amalgamados, separados por níveis milimétricos de lama.
109				Pacotes de Sw amalgamados (< 4cm). Gutter Cast de 6 cm de largura por 1,5 cm de altura, preenchido por arenito.
108				Os últimos 70 cm do Hw tem domínio de areia com estruturas de areia, laminações onduladas truncadas. Começa com camadas de areia de 2 cm chegando até 7 cm.
107				No meio do Hw há uma camada de arenito corado de 4 cm. Pelito maciço. Arenito fino, maciço.
106				Heterolito linsen, com ríveis < 1cm de arenito com Sw. Pelito maciço.
105				Base arenosa formado gutter cast (10 x 50expressão) e 16 x 32expressão) e o preenchimento acompanha a forma da escavação. Estratificação ondulada suave, comprimento de onda de 30 cm formando pacote bem contínuo lateralmente. Pelito laminado com camadas de areia de até 3 cm com laminações onduladas de baixo ângulo. A alternância (deve ser arenito muito fino a silício, pois a granulometria é bem fina na água, formando alternâncias milimétricas a centimétricas, por vezes com ripples. Encoberto. Heterolito linsen.
104				Heterolito variando de wavy linsen, com camadas de arenito < 2cm com Sw.
103				Pelitos laminados com níveis de arenito com onduladas (< 2cm). Camada de 5 cm com ripples de onda. Comprimento de onda de 30 cm. Encoberto.
102				Heterolito wavy com camadas de arenito variando de 1 a 3 cm. Camadas de 7 cm de wave ripples.
101				Heterolito wavy, Arenitos (< 2 cm) com Sw e pelitos FI <b>RP-14 Coord. UTM: 0281595 ME / 8701934 MN h: 759 m</b>
100				Lente de areia macia gerando estruturas de carga no contato com o pelito. Arenito deformando pelito de baixo e gerando estruturas de carga. Pacote superior de 30 cm tem Sw e no topo tem ripples.
99				Camadas de arenito amalgamadas, com Sw sendo a de topo com laminação horizontal/ondulada, rompeda, formando pequenos domos. Base Sh. Pelitos laminados, bastante quebrados em "pastilhas". Heterolito linsen com lentes de arenito fino com laminação ondulada, lentes são < 2cm. <b>RP-13 Coord. UTM: 0281826 ME / 8701813 MN h: 765,7 m</b>
98				Camadas de Sw com topo e base onduladas separados por camadas de FI que afinam para o topo onde espessa a areia. Sucessão de camadas separadas por lama de 4cm. Ondulada truncada dentada e ripples no topo (dependo as Hammock?) Topo do Sw tem ripples de interferência. Quatro camadas de areia separadas por lama com até 5 cm. Comprimento de onda de até 40 cm. Parece ser SI que passa para lamina.
97				Hw flaser. Arenito com baixo ângulo truncada. Heterolito wavy com camadas de areia (<4cm) e ripples no topo. Estratificações onduladas bem suaves alternando com pelitos. <b>RP-12 Coord. UTM: 0282169 ME / 8701997 MN h: 756 m</b>
96				Espessura das lentes de arenito variam lateralmente, chegando até a 20 cm.
95				Heterolito tipo wavy - mesmas proporções areia/lama. Pelitos laminados e arenito lenticular com laminações incipientes e topo onduladas. Arenito com laminação baixo ângulo incipiente. Heterolito linsen roxo. Feições erosivas (gutter cast) e laminações onduladas.
94				4 camadas amalgamadas de arenito com laminação incipiente e topo levemente ondulado. <b>RP-11 Coord. UTM: 0282626 ME / 8702313 MN (camada acima do nível do rio)</b> Arenito com laminação incipiente. Pelitos com laminações suavemente onduladas. Lente de arenito.
93				<b>RP-10 Coord. UTM: 0282624 ME / 8702473 MN</b> Heterolito com acamamento flaser. Pelitos laminados e menos espessos para o topo. Camadas lenticulares de arenito com laminação incipiente. Feições erosivas na base (gutter cast) e topo ondulado.
92				Arenito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo. Feições de erosão (gutter cast) na base. Arenito com laminação incipiente. Topo levemente ondulado. Filos de lama separando as camadas de arenito (3 cm) com 10-5 cm. Feições erosivas tipo gutter cast. Sw na base (< 2cm). Acima linsen (SI) e acima ripples de interferência (comprimento de onda = 20 cm). Arenito maciço com topo ondulado.
91				Arenito maciço lenticular com base ondulada. Pelito laminado com níveis de deformação por fluidização (gutter cast)
90				Arenito fino com laminação de baixo ângulo incipiente. Arenito fino com ripples de onda.
89				Silício laminado. <b>RP-9 Coord. UTM: 0282759 ME / 8702595 MN h: 839 m</b>
88				Lama separando.
87				Camadas de 6-10 cm de Sw com 5 cm de estratobreciência, por vezes filmes de lama (0,5 cm) separando. Ripples no topo de algumas camadas. Variação na orientação da cristali. Interferência.
86				Porções fluidizadas. Ar: 6-7 cm. Domina areia. Horizontal na base, ondulada (hummocky) ripples no topo.
85				Aumenta camada de areia para o topo. <b>RP-8 Coord. UTM: 0283057 ME / 8703304 MN</b>
84				Lama (2-7 cm) Areia (2-8 cm) Igual proporções. Mais lama. Raras camadas de areia isoladas. Camadas lenticulares de arenito (6cm). Feições de corte lama preenchido por lama. Wavy. Ar: de 3 cm no máx. Ripples de interferência no topo.
83				2,1 de areia. <b>RP-7 Coord. UTM: 0283242 ME / 8703224 MN h: 862 m</b>
82				<b>RP-6 Coord. UTM: 0283365 ME / 8703280 MN h: 865 m</b> 4 camadas de areia. Ar: 2-8 cm, com lama separando mas por vezes as areias estão amalgamadas. Aumenta areia para o topo. Mais lama. Alternância centimétrica, dominância de areia. Finos subdominados, alguns separando areias. Alternância centimétrica. Aumenta quantidade de areia. Espessura máx lama de até 5 cm. Domina finos. Domina areia. Domina areia. 3 camadas. Agradada. Lateralmente varia a quantidade de lama/lama. Hummocky. Aumenta espessura e quantidade de areia para o topo (7 cm). Pelitos com 4 camadas de 5 cm. Feições de corte e preenchimento na base. Aumenta quantidade de lama para o topo. Arenito fino com ripples de até 5 cm. Camadas de areia de no máximo 10 cm, lenticular, separadas por filmes (1 cm) de lama. <b>RP-5 Coord. UTM: 0283425 ME / 8703425 MN</b>
81				<b>RP-4 Coord. UTM: 0283308 ME / 8703333 MN</b>
80				Pacote de 50 cm com estratificação de baixo ângulo com topo ondulado. Estratobreciência ascendente. Feições de erosão (gutter cast). Ciclo de estrato crescentes. Arenito fino com camadas lenticulares amalgamadas, laminação de baixo ângulo ondulada. Ciclo marcado pela estratobreciência. Arenito fino com estratificação de baixo ângulo. Hw wavy/flaser - pelito laminado e arenito com laminação ondulada.
79				<b>RP-3 Coord. UTM: 0283571 ME / 8703592 MN</b>
78				Flaser
77				Arenito fino a médio, bem selecionado com laminação ondulada truncada de grande porte do tipo shaley. Hw wavy/flaser.
76				laminações onduladas de grande porte (hummocky) na base passando verticalmente para heterolitos com wave ripples. 270-496 180-340 <b>RP-2 Coord. UTM: 0283676 ME / 8703741 MN</b>
75				*OBS: Pacotes mais espessos de areia também são lenticulares. *OBS: Pacotes de areia também são subdominados (ocorrem em alguns ciclos) Ciclos estrato crescentes Pacotes de lama milimétricos separando areias macias. Estrato crescente. Ciclo estrato crescente com filmes de lama. Areias entre lama tem onda
74				Base de areia erosiva/guttercast
73				Base de areia erosiva/guttercast
72				compr. de onda 20 cm 090°-270°
71				Conexões de tamanho areia média dispersas Areia fina Hw wavy
70				14/26 - wave ripple anisotrópica. 20 cm de areia.
69				Estrato brechada. Lama estratificada brechada entre as areias. Wavy - flaser - pacote areia. 46 cm de onda/270°-90°
68				Ht linsen wavy com laminação ondulada. Arenito topo com baixo ângulo ondulada.
67				Camada centimétrica de lama. 11 cm cristali de ripples / 315° - 145°
66				Flaser na base com wave ripples. Topo camada maciça. Lama centimétrica na base.
65				*OBS: Pelitos largos/silício sempre laminados. Ar: muito fino, bem selecionado com laminação de baixo ângulo. Ciclos marcados por 090°-270° finos de areia. <b>RP-1 Coord. UTM: 0283959 ME / 8703652 MN</b>

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA**      **FASÍCIO**      **FOTOS**      **ASSOC. FÁCIAS**      **DESCRIÇÃO FACIOLOGICA**

