

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

**THAÍS SCHÄFER LUIZ**

**ANÁLISE INTEGRADA PETROGRÁFICA-ESTRATIGRÁFICA DOS  
ESTROMATOLITOS MISTOS DA FORMAÇÃO CABOCLO,  
MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA**

**PORTO ALEGRE, 2024**

**THAÍS SCHÄFER LUIZ**

**ANÁLISE INTEGRADA PETROGRÁFICA-ESTRATIGRÁFICA DOS  
ESTROMATOLITOS MISTOS DA FORMAÇÃO CABOCLO,  
MESOPROTEROZOICO DACHAPADA 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.

Orientadores: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer e Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

**PORTO ALEGRE, 2024**

## **CIP- CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO**

**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 **ESTROMATOLITOS MISTOS DA FORMAÇÃO CABOCLO, MESOPROTEROZOICO DA CHAPADA DIAMANTINA, BA** elaborado por Thaís Schäfer Luiz, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

---

Prof. Dr. Juliano Kuchle

---

Msc. Ricardo Maahs

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer imensamente ao universo e aos bons momentos que a geologia me proporcionou. Me encontrar dentro das descobertas do planeta e seu funcionamento, não tem preço.

Minha querida mãe de coração e alma, Neila Rodrigues. Que desde criança me deu todo apoio e amor necessário. Nos bons e maus momentos, sempre comigo. Te amo imensamente.

Minha família. Minha mãe Teresinha e meus irmãos Eduardo, Tatiane e Fernando. Obrigada por serem pessoas incríveis. As risadas, a infância e as batalhas de travesseiro como lutadores de sumô. Fico muito feliz em compartilhar minhas conquistas com vocês e ver vocês crescendo. Amo vocês do tamanho do universo em sua expansão.

As minhas amigas de LIMPETÃO: Luiza, Isadora, Martin, Paula, Elisa. Obrigada pelas risadas, amor e fortalecimento que vocês me proporcionaram durante a graduação. Nada seria o mesmo sem vocês. Nossa amizade não tem fim. Acredito fielmente nisso! Amo vocês.

Mariana e Link Pimentinhas. Obrigada por esses anos doidos, as saídas de campo, as risadas e amor.

Meus amigos Bruno e Dudu, Charex. Obrigada pela grande amizade!

Meus amigos da casa do estudante: Alessandra e Kaio, obrigada pelo apoio, pelas conversas e desabafos. Minhas amizades mais sinceras, sem papas. Estão no meu coração.

Agradeço aos meus orientadores, Luiz Fernando De Ros e Claiton Scherer. Por aceitarem me orientar nesse trabalho e me darem todo apoio necessário.

Ao pessoal da Estratigrafia e DEMIPE, Carlinhos, Alemão, Thiago, João, prof. Amandinha e Mariana. Obrigada.

Agradeço a UFRGS e as cotas. Me proporcionaram uma nova visão de mundo e muito conhecimento. Aos professores do IGEO, por disponibilizarem tamanho conhecimento a nós alunos. Ao PRH/ANP 14.1, por disponibilizar recursos para este estudo.

Agradeço a vida.

## RESUMO

O estudo dos estromatolitos experimentou considerável avanço ao longo dos anos, especialmente devido à sua importância em reconstruções paleoambientais e paleoecológicas. No entanto, são escassas as investigações sobre estromatolitos aglutinantes do Pré-cambriano, especialmente do Mesoproterozoico. A Formação Caboclo, inserida no Supergrupo Espinhaço da Chapada Diamantina, Bahia, possui exemplos de estromatolitos aglutinantes bem preservados. O presente estudo se baseia na análise integrada estratigráfica e petrográfica da Formação Caboclo, concentrando-se na descrição detalhada dos depósitos microbiais estromatolíticos em dois afloramentos (Cristal B e Cristal C). Ambos afloramentos representam a porção inferior das seções Cristal B e Cristal C da Formação Caboclo, e estão separados por 0,9 km, exibindo uma correlação lateral entre as fácies Edg e Eh. Para a classificação dos estromatolitos foram considerados aspectos de meso-, macro- e microescala, incluindo estruturas e texturas internas. Os estromatolitos aglutinantes correspondem a arenitos híbridos siliciclásticos-carbonáticos, finos a muito finos, bem selecionados, intensamente substituídos por dolomita. Com base nas suas características geométricas e estruturais foram identificadas três fácies distintas: Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (Edg), Estromatolitos horizontais (Eh) e Calhas entre os estromatolitos de grande porte (CEdg). Os estromatolitos Edg formam domos de 2 a 3 metros de largura e 1,5 a 2,0 metros de altura, compostos internamente por estruturas colunares ou domos menores, com larguras de até 15 cm que encontram-se ao longo de toda seção. Entre os domos ocorrem calhas preenchidas por arenitos híbridos, muito finos a finos, com laminações onduladas truncadas por ondas de pequeno a médio porte. Todas as fácies tem composição híbrida siliciclástica-carbonática, sendo os detríticos grãos de quartzo, feldspatos e micas e a composição carbonática, é exclusivamente dolomita diagenética. Os estromatolitos se desenvolveram em um contexto de plataforma dominada por ondas, conforme sugerem as fácies sedimentares associadas. Esse contexto deposicional era caracterizado pela alternância no regime energético entre condições de baixa energia, quando ocorria a acreção microbiana, e momentos de mais alta energia, quando tempestades retrabalhavam os domos e depositaram arenitos com laminações onduladas nas calhas entre domos.

**Palavras-chave:** Proterozoico; microbialitos; ambiente misto.

## ABSTRACT

The study of stromatolites has experienced considerable progress over the years, especially due to their importance in paleoenvironmental and paleoecological reconstructions. However, investigations into agglutinative stromatolites from the Precambrian, especially from the Mesoproterozoic, are scarce. The Caboclo Formation, inserted in the Espinhaço Supergroup of Chapada Diamantina, Bahia, has examples of well-preserved agglutinative stromatolites. The present study is based on the integrated stratigraphic and petrographic analysis of the Caboclo Formation, focusing on the detailed description of the stromatolitic microbial deposits in two outcrops (Cristal B and Cristal C). Both outcrops represent the lower portion of the Cristal B and Cristal C sections of the Caboclo Formation, and are separated by 0.9 km, exhibiting a lateral correlation between the Edg and Eh facies. For the classification of stromatolites, meso-, macro- and microscale aspects were considered, including internal structures and textures. The agglutinating stromatolites correspond to siliciclastic-carbonate hybrid sandstones, fine to very fine, well sorted, intensely replaced by dolomite. Based on their geometric and structural characteristics, three distinct facies were identified: Large Domic Stromatolites (Edg), Horizontal Stromatolites (Eh) and Troughs between large stromatolites (CEdg). Edg stromatolites form domes 2 to 3 meters wide and 1.5 to 2.0 meters high, internally composed of columnar structures or smaller domes, with widths of up to 15 cm that are found throughout the entire section. Between the domes there are troughs filled with hybrid sandstones, very fine to fine, with wavy laminations truncated by small to medium-sized waves. All facies have a hybrid siliciclastic-carbonate composition, with the detrital grains of quartz, feldspars and micas and the carbonate composition being exclusively diagenetic dolomite. The stromatolites developed in a wave-dominated platform context, as suggested by the associated sedimentary facies. This depositional context was characterized by alternation in the energy regime between low-energy conditions, when microbial accretion occurred, and moments of higher energy, when storms reworked the domes and deposited sandstones with wavy laminations in the troughs between domes.

**Keywords:** Proterozoic, microbialites, mixed environment.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2. REFERENCIAL TEÓRICO</b>	<b>2</b>
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	2
2.1.1 <i>Cráton São Francisco</i>	2
2.1.2 <i>Supergrupo Espinhaço</i>	4
2.1.3 <i>Formação Caboclo</i>	6
2.2 SEDIMENTAÇÃO MISTA SILICICLÁSTICA CARBONÁTICA	8
2.2.1 <i>Depósitos Híbridos Siliciclásticos-Carbonáticos (Zuffa, 1980)</i>	8
2.3 TIPOS DE MISTURA SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA	9
2.3.1 <i>Mount (1984; 1985)</i>	9
2.3.2 <i>Chiarella et al. (2017)</i>	12
2.4 ESTROMATOLITOS	15
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>21</b>
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
3.2 ETAPA DE CAMPO	23
3.2.1 <i>Levantamento estratigráfico</i>	23
3.2.2 <i>Modelamento tridimensional (3D)</i>	26
3.3 PETROGRAFIA	29
3.4 FOTOMICROGRAFIAS	31
<b>4. RESULTADOS</b>	<b>31</b>
4.1 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DOS ARENITOS HÍBRIDOS	31
4.1.1 <i>Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (Edg)</i>	33
4.1.2 <i>Calhas entre os Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (CEdg)</i>	37
4.1.3 <i>Estromatolitos horizontais (Eh)</i>	40
<b>5. DISCUSSÃO</b>	<b>44</b>
5.1 DEFINIÇÕES	44
5.2 COMPOSIÇÃO DOS ESTROMATOLITOS MISTOS DA FM. CABOCLO	44
5.3 GÊNESE DOS ESTROMATOLITOS MISTOS	45
5.3.1 <i>Processo de trapeamento, aglutinação e precipitação na formação dos estromatolitos</i>	45
5.3.2 <i>Desenvolvimento dos estromatolitos e calhas</i>	47
5.4 AMBIENTE DEPOSICIONAL	50
<b>6. CONCLUSÕES</b>	<b>52</b>
<b>7. REFERÊNCIAS</b>	<b>53</b>



## 1. INTRODUÇÃO

O Grupo Chapada Diamantina ocorre na porção centro-leste do Cráton São Francisco, e é composto por rochas sedimentares marinhas e continentais de idades Meso- e Neoproterozoica (Alkmim & Martins-Neto, 2012). Este Grupo é subdividido em Formação Tombador, Formação Caboclo e Formação Morro do Chapéu, (Alkmim & Martins-Neto, 2012). Na Formação Caboclo, são encontrados estromatolitos mistos depositados num contexto plataformar marinho raso, dominado por ondas de tempestades, de idade mesoproterozoica Babinski et al. (1993). Conforme modelos sugerido por Babinski et al. (1993) e Ferronato et al. (2021), os depósitos estromatolíticos foram formados majoritariamente por processos de aglutinação e trapeamento de grãos, sendo assim classificados como estromatolitos aglutinantes.

A existência de depósitos estromatolíticos é muito comum no registro geológico, mas estromatolitos aglutinantes são comparativamente raros, principalmente no Mesoproterozoico (Riding, 2011a; Suarez-Gonzalez et al., 2019). Existem poucos estudos que identificam o processo de aglutinação e trapeamento nos estromatolitos do Pré-Cambriano, sendo mais comum a formação de estromatolitos pelo processo de precipitação de carbonatos mediado por microorganismos. A raridade dos estromatolitos aglutinantes e sua limitação a ambientes marinhos, sugere sua utilização como marcadores evolutivos desse ambiente (Suarez-Gonzalez et al., 2019).

O presente trabalho fundamenta-se na análise estratigráfica e petrográfica da seção da Formação Caboclo que abriga os referidos depósitos microbiais. Essa análise foi realizada em dois afloramentos distintos da Formação Caboclo, denominados Cristal B e Cristal C, com o objetivo de interpretar características paleoambientais que tenham influenciado na gênese dos estromatolitos. Além disso, busca-se estabelecer analogias com os estromatolitos atuais, com base na estrutura, textura e composição primária.

## **2. REFERENCIAL TEÓRICO**

### **2.1 Contexto Geológico**

#### **2.1.1 Cráton São Francisco**

O Cráton São Francisco é localizado no leste do Brasil (Almeida, 1977; Fig. 1). É composto por um núcleo arqueano e dois seguimentos orogênicos paleoproterozóicos, recobertos por sequências sedimentares proterozoicas e fanerozoicas (Almeida 1977; Fig. 1). Além disso, o Cráton São Francisco é delimitado pelos cinturões orogênicos Araçuaí, Rio Preto, Sergipano, Riacho do Pontal e Brasília (Alkmim & Martins-Neto, 2012; Danderfer,2009).

Uma zona de deformação intracratônica proterozoica (Corredor Paramirim) divide o Cráton em dois domínios tectônicos distintos: Aulacógeno Paramirim e Bacia do São Francisco. O Aulacógeno Paramirim é preenchido por duas unidades proterozoicas: supergrupos Espinhaço e São Francisco (Cruz e Alkmim, 2007).

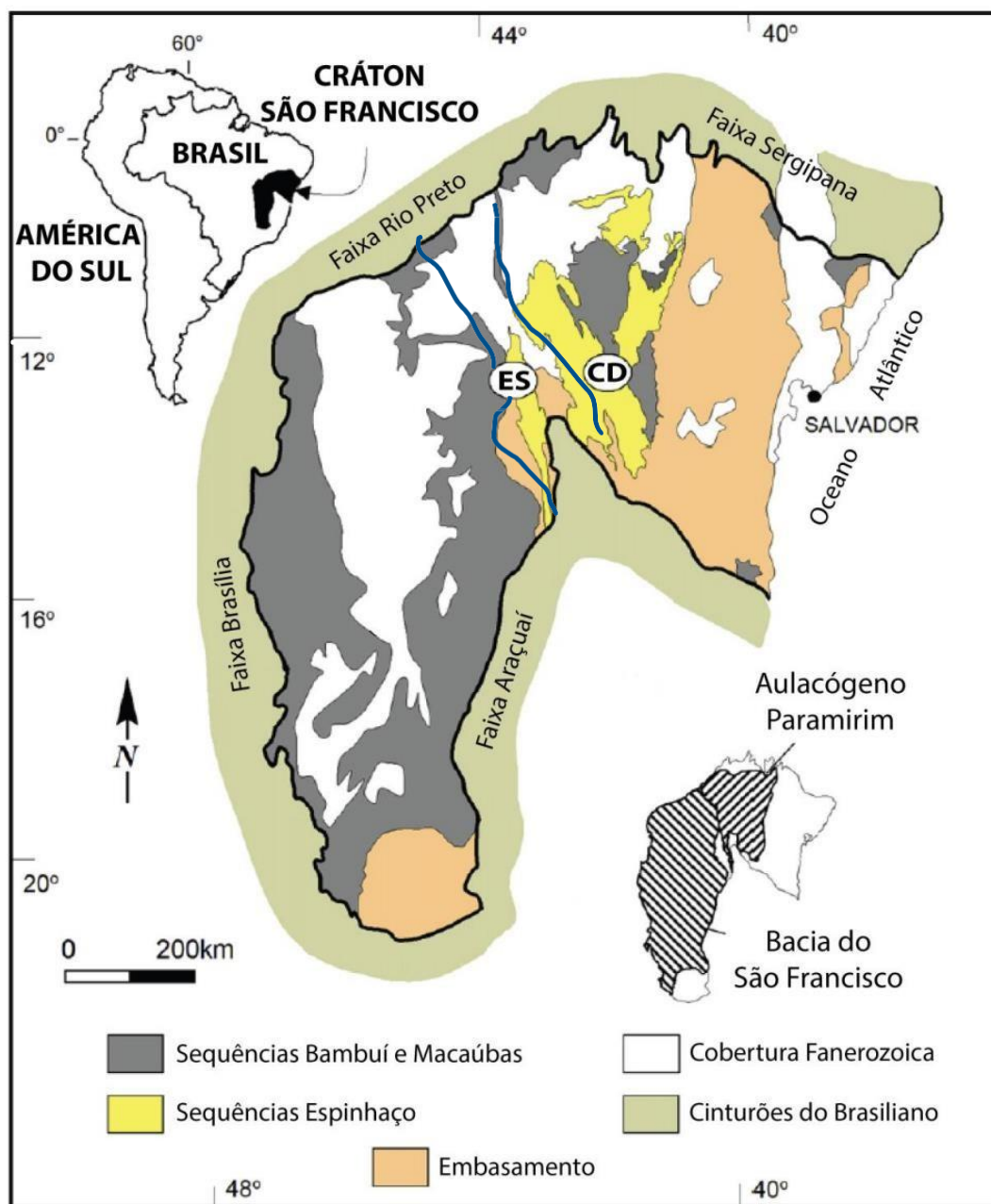


Figura 1. Mapa geológico do Cráton São Francisco. O Supergrupo Espinhaço (em amarelo) é dividido em dois domínios morfotectônicos: Chapada Diamantina (CD) e Espinhaço Setentrional (ES). O corredor Paramirim é indicado entre os traços em azul. Traduzido de Alkmim & Martins-Neto (2012).

### **2.1.2 Supergrupo Espinhaço**

Conforme Danderferetal. (2009), o Supergrupo Espinhaço compreende uma bacia continental com duas sequências de primeira ordem com estágios pré-rifte, rifte, transicional e sag, nomeadas de Espinhaço I e II. A sequência Espinhaço I é composta pelos grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu. A sequência Espinhaço II corresponde ao Grupo Chapada Diamantina (Fig.2).

O Grupo Chapada Diamantina é caracterizado por um ciclo transgressivo-regressivo. O trato transgressivo é representado pelas formações Tombador e Caboco e o regressivo pela Formação Morro do Chapéu (Leal & Brito Neves, 1968).

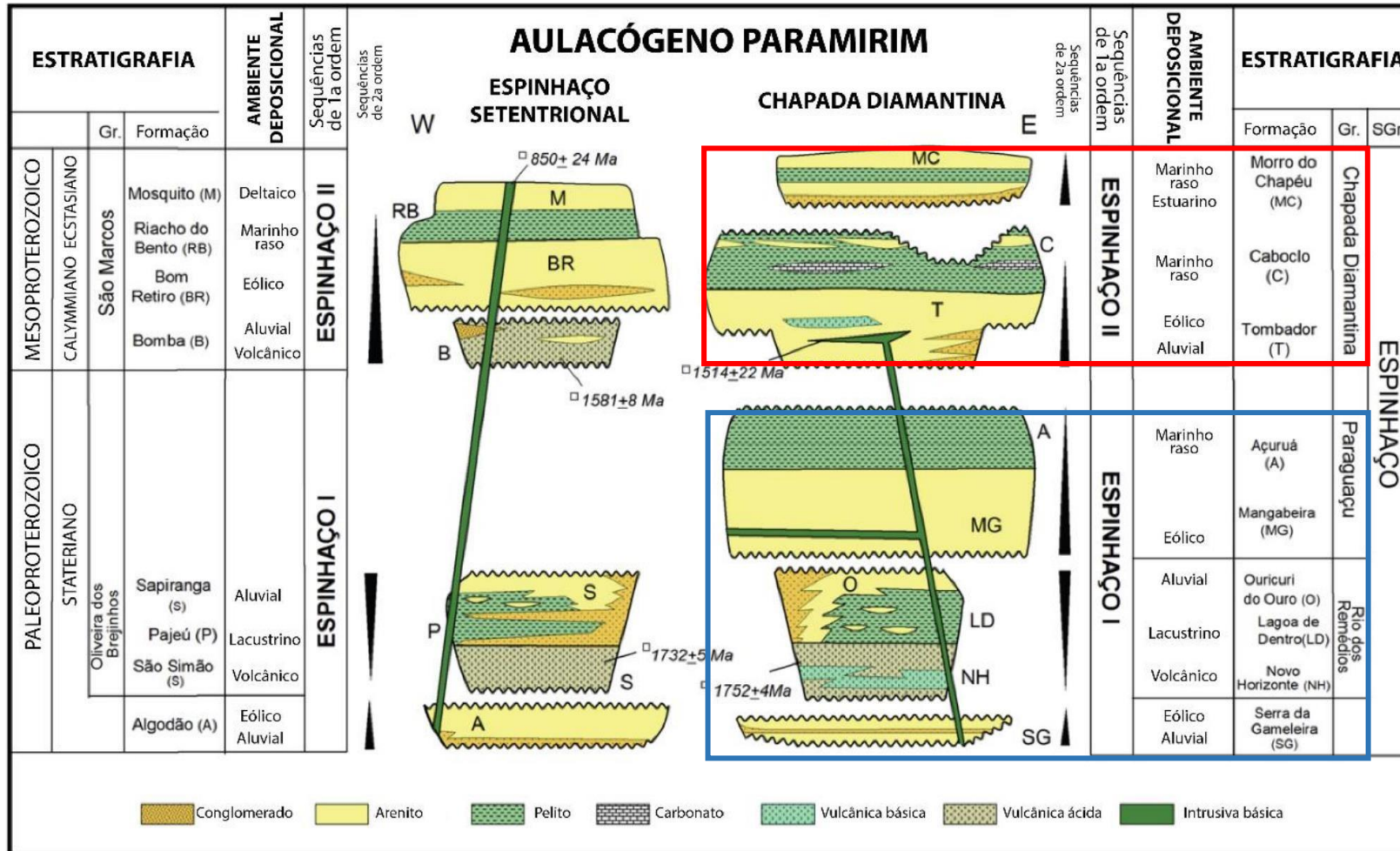


Figura 2. Carta cronoestratigráfica do Aulacógeno Paramirim, correlacionando as sequências Espinhaço I (em azul) e II (em vermelho) no Espinhaço Setentrional e na Chapada Diamantina. Traduzido de Alkmim & Martins-Neto (2012).

### 2.1.3 Formação Caboclo

Desde o século XX, houveram muitos estudos focados na interpretação e nomenclatura litoestratigráfica da Formação Caboclo. Branner (1910) reconheceu intervalos silicificados com oolitos, nomeados como Jacuípe Flints, e folhelhos. Pedreira et al. (1994), descreveram as litologias da Formação Caboclo como uma sequência de folhelhos, argilitos, siltitos, e arenito, com gretas de dissecação, marcas onduladas e estratificação cruzada, e lentes de calcários com estromatolitos.

Para uma melhor organização e entendimento da sequência estratigráfica, Rocha et al. (1992) determinaram cinco associações de fácies para a Formação Caboclo: laminito algal/calcarenito oolítico; laminito algal/estromatolítico colunar; silito lenticular amalgamado; lamito interestratificado com arenito, e arenito conglomerático (Fig. 3). A Formação Caboclo foi interpretada como uma rampa mista carbonática-siliciclástica dominada por tempestades (Branner, 1910; Pedreira, 1994; Ferronato et al., 2021). Babinski et al. (1993) atribuíram idades de  $1140 \pm 140$  Ma para os carbonatos da Formação Caboclo, com base em datação pelo método Pb-Pb.

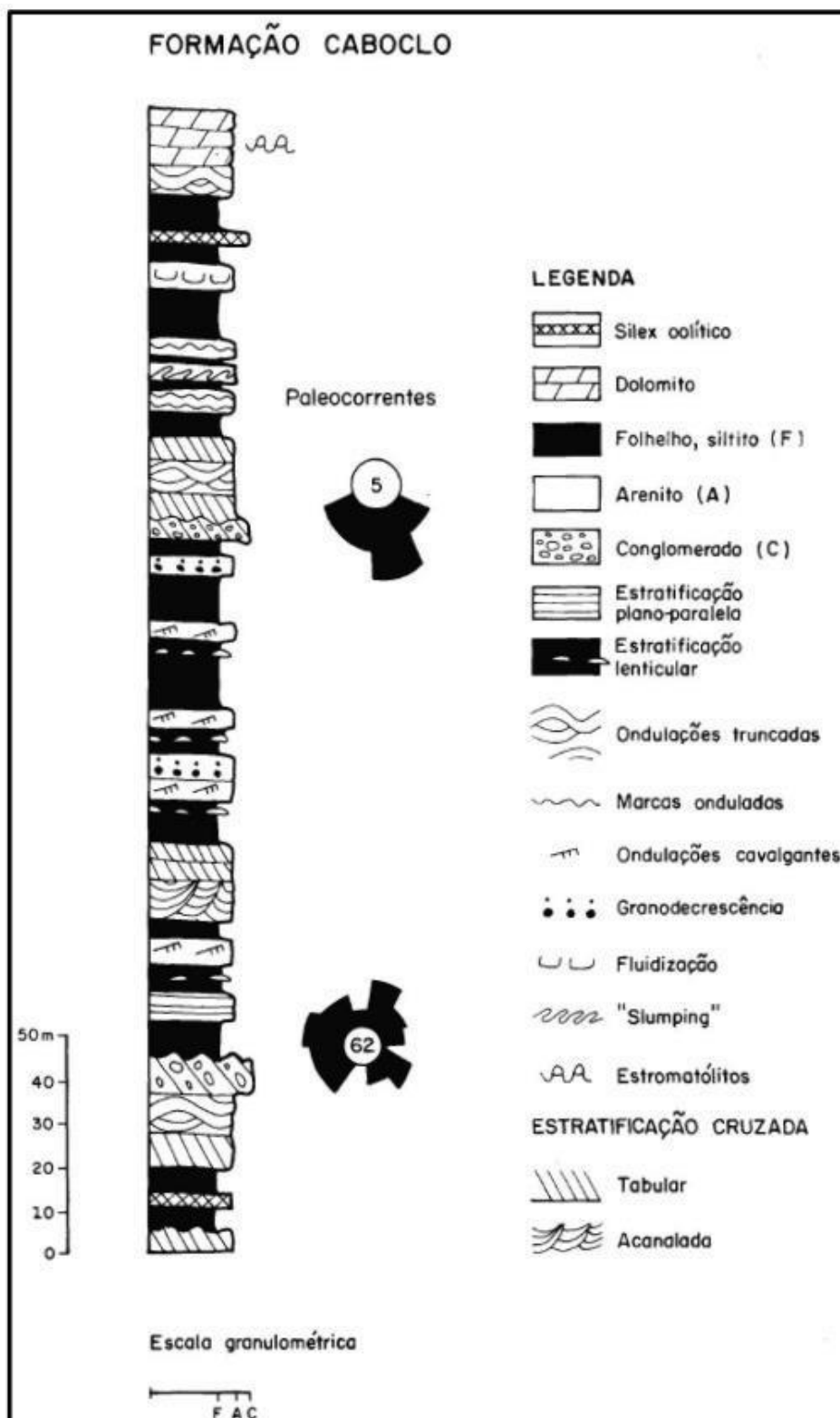


Figura 3. Coluna estratigráfica composta da Formação Caboclo. Retirado de (Pedreira, 1994).

## 2.2 Sedimentação mista Siliciclástica-Carbonática

### 2.2.1 Depósitos híbridos Siliciclásticos-Carbonáticos (Zuffa, 1980)

Zuffa (1980) define depósitos híbridos como aqueles compostos pela combinação de sedimentos extrabaciais e intrabaciais, siliciclásticos e carbonáticos, em uma proporção entre 33% e 66% de mistura (Fig. 4). O autor define as categorias dos tipos diferentes de constituintes do arcabouço das rochas sedimentares entre partículas extrabaciais siliciclásticas e carbonáticas, grãos aloquímicos carbonáticos e outras partículas intrabaciais não-carbonáticas.

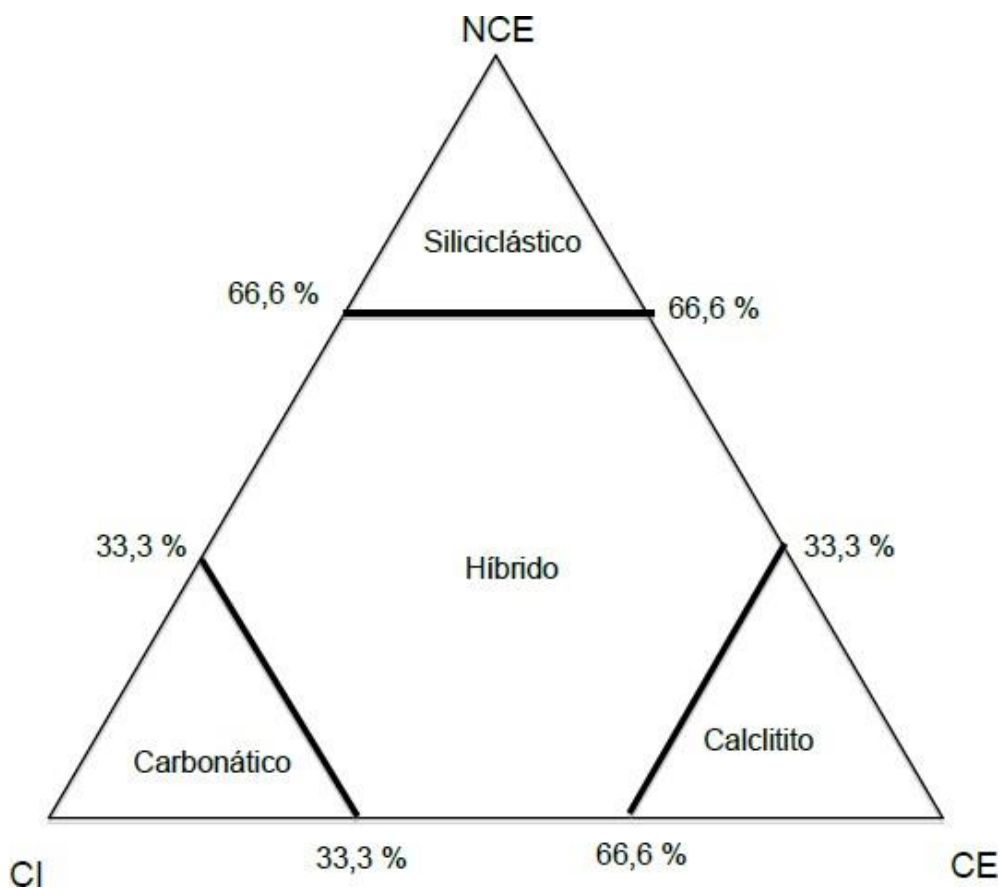


Figura 4. Classificação de arenitos híbridos adaptado de Zuffa (1980; 1985) HA: Arenitos Híbridos; NCE: grãos não-carbonáticos extrabaciais; CE: grãos carbonáticos extrabaciais; NCI: grãos não-carbonáticos intrabaciais; CI: grãos carbonáticos intrabaciais



## 2.3 Tipos de mistura siliciclástica-carbonática

### 2.3.1 Mount (1984; 1985)

Mount (1984) definiu sedimentos mistos siliciclásticos-carbonáticos como aqueles formados pela mistura de sedimentos siliciclásticos extrabaciais e carbonáticos intrabaciais. A mistura desses constituintes se dá principalmente pela interação de processos distintos no mesmo local da bacia.

Levando em consideração a dificuldade em identificar a mistura dos sedimentos, Mount(1984) criou uma classificação onde define tipos de mistura, sendo elas: (I) mistura pontual; (II) mistura de fácies; (III) mistura *in situ*; e (IV) mistura na fonte.

- (I) A *mistura pontual* refere-se à coexistência ocasional e isolada de carbonatos e grãos siliciclásticos. Ocorre em virtude de eventos catastróficos de alta intensidade ou de eventos relacionados a mudanças climáticas de curto prazo (Fig. 5).
- (II) A *mistura de fácies* ocorre ao longo do contato entre ambientes sedimentares siliciclásticos e carbonatos. Nesta zona é mais comum a ocorrência de contato interdigitado. Nesse tipo de mistura, são raros os contatos gradativos laterais, em decorrência da mudança rápida de fácies em relação ao tipo de deposição ou rápida erosão (Fig. 5).
- (III) A *mistura in situ* é caracterizada principalmente pela formação dos sedimentos carbonáticos em locais de sedimentação terrígena. Sua ocorrência é devido à disponibilidade contemporânea das frações siliciclásticas e carbonáticas no tempo e espaço (Fig. 5).

- (IV) A *mistura na fonte* não é tão comum, e se dá quando ambientes carbonáticos sofrem algum tipo de elevação ou erosão do terreno e são depositados em ambientes dominados por sedimentos terrígenos.

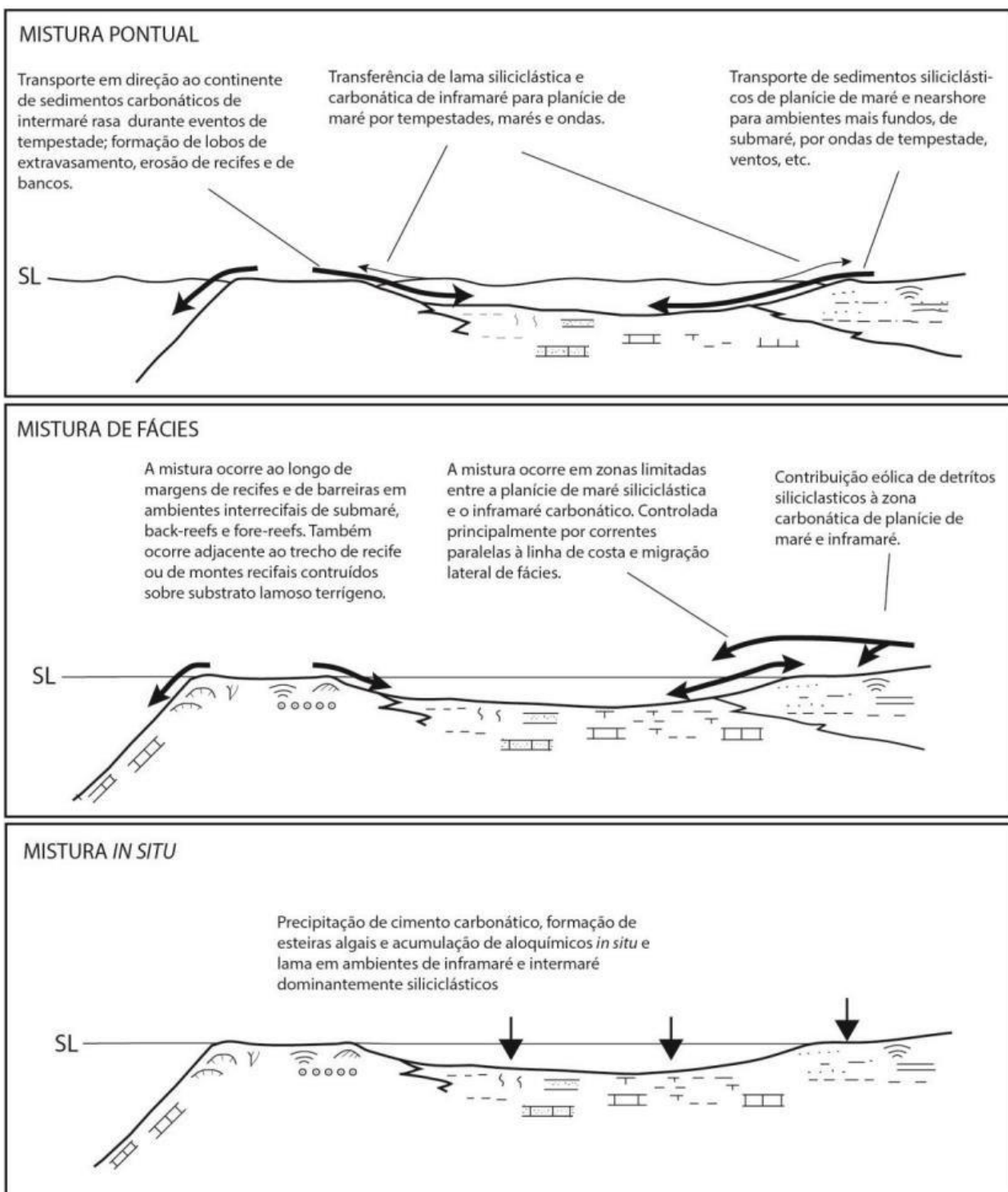


Figura 5. Modelo conceitual mostrando diferentes tipos de processos de mistura. Adaptado de Mount (1984).

### 2.3.2 Chiarella *et al.* (2017)

Chiarella *et al.* (2017) revisaram e atualizaram o sistema proposto por Mount (1984), levando em consideração os fatores alocíclicos e autocíclicos responsáveis pelas misturas de sedimentos. Com isso, procuraram enfatizar a compreensão dos diferentes tipos de mistura e da escala em que ocorrem, o que pode trazer informações muito relevantes sobre processos físicos de sedimentação, fatores que influenciam a geração de sedimentos carbonáticos em relação aos mecanismos dos sedimentos siliciclásticos, e a heterogeneidade interna dos depósitos.

Chiarella *et al.* (2017) entendem que existem dois tipos de mistura sedimentar: a mistura composicional e a mistura de estratos, que ocorrem em 3 escalas de observação: camada, litofácies e escala estratigráfica.

Na *mistura composicional*, as partículas carbonáticas e siliciclásticas se misturam no espaço e tempo, numa mesma camada (Fig. 6A). Como os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos tem comportamento diferente dentro de um mesmo fluído, a mistura pode se dar de forma segregada ou não.

A *mistura de estratos* é definida na escala de litofácies como diferentes camadas de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos (Fig. 6B), que podem significar diferentes processos, envolvendo:

- 1) mudanças de curto prazo no nível do mar (sedimentação recíproca), de mar alto (camada carbonática) para mar baixo (camadas siliciclásticas);
- 2) mudanças climáticas de curto prazo em condições de clima árido (camadas carbonáticas) para clima úmido (camadas siliciclásticas), ou controle tectônico da sedimentação vindo do continente;
- 3) condições climáticas extremas ativas durante a sedimentação (tempestades); e
- 4) segregação heterolítica impulsionada pela gravidade durante o processo deposicional.

*Mistura em escala estratigráfica* pode estar condicionada principalmente por fatores alocíclicos e autocíclicos contemporâneos. Pode ocorrer em contexto transgressivo em que há deslocamento retrogradacional de um ambiente marinho carbonático acima de um leque aluvial siliciclástico” ou “Pode corresponder durante o deslocamento retrogradacional de um ambiente marinho carbonático acima de um leque aluvial siliciclástico, como na Formação Parilla, no sul da Espanha, (Fig. 6C).

Essa alternância de fácies se desenvolve por vários processos: por movimentos tectônicos influenciando a entrada de sedimentos siliciclásticos dentro de uma área carbonática; por mudanças climáticas e mudanças de alta frequência no nível do mar, que podem influenciar no suprimento de sedimento siliciclástico e a quantidade de produção de carbonatos.

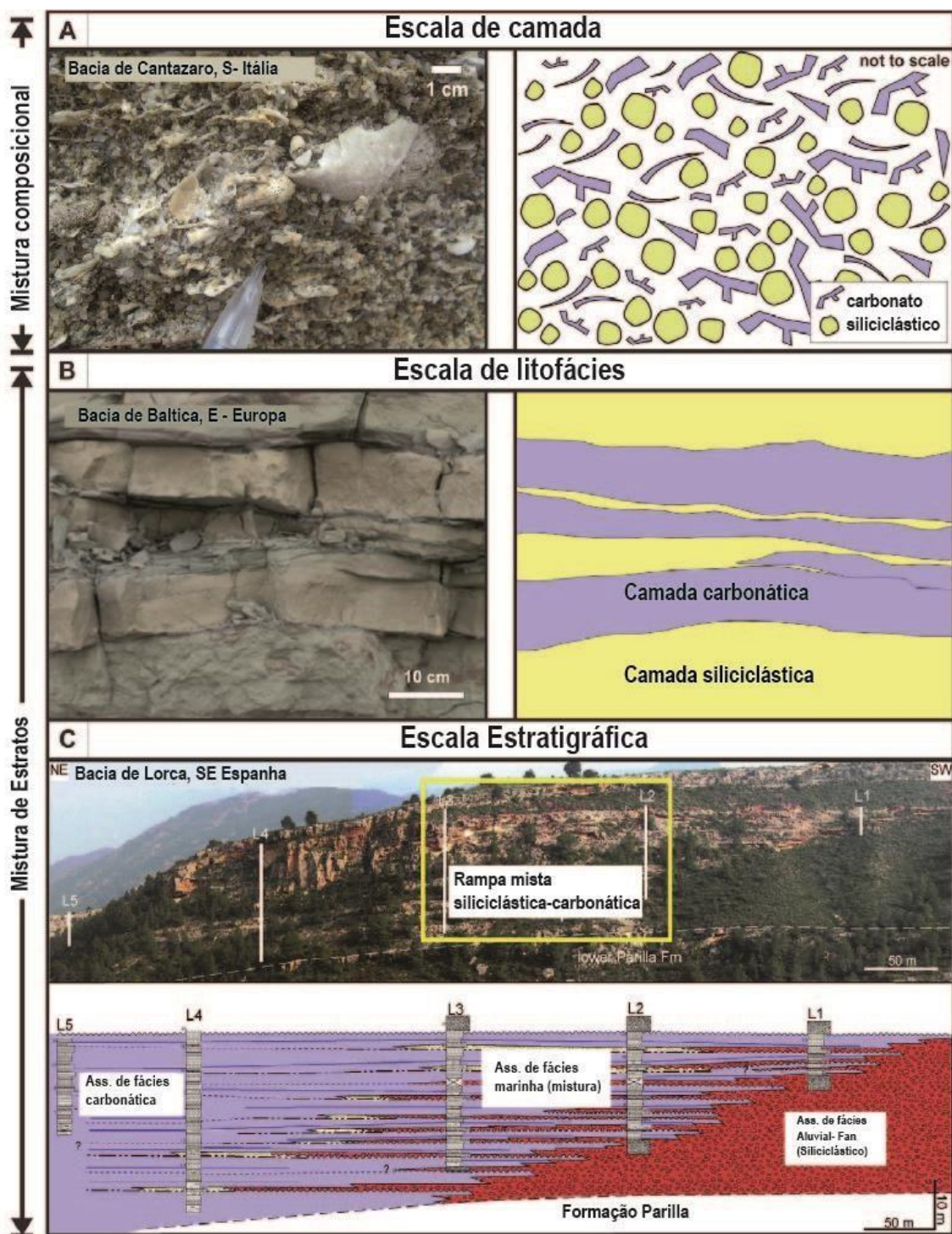


Figura 6. Escala de misturas siliciclásticas-carbonáticas. A) Mistura composicional. B) Mistura de estratos. C) Mistura em escala estratigráfica. Modificado de Chiarella *et al.* (2017).

## 2.4 Estromatolitos

Burne & Moore (1987), definiram microbialitos como depósitos organossedimentares formados pela interação entre comunidades microbiais bentônicas e sedimentos detríticos ou químicos. Os principais organismos formadores desses depósitos são as cianobactérias (Riding, 1991a).

Para melhor compreensão dos diferentes processos formadores de microbialitos é necessário definir alguns conceitos:

Biofilme: é um revestimento orgânico fino construído por micróbios, que se forma ao redor de grãos individuais;

Tapetes microbianos: formam-se quando há grande quantidade de biofilme, que recobrem áreas de sedimentos;

EPS (substância polimérica extracelular pegajosa), é uma mucilagem altamente adesiva produzida pelas bactérias, que forma os biofilmes e tapetes microbianos.

Segundo Riding (2011a), os microbialitos podem ser divididos em quatro macroformas principais, com base na aparência (Fig. 7): trombolitos, dendrolitos, leiolitos e estromatolitos.

Os dendrolitos apresentam estrutura interna dendrítica e/ou como arbustos de escala milimétrica a centimétrica. Os trombolitos têm estrutura em forma de coágulos irregulares geralmente de escala milimétrica, equidimensionais, que podem ramificar. Os leiolitos apresentam estrutura interna maciça e homogênea (Fig. 7). Os estromatolitos, por sua vez, apresentam fábrica interna laminada ou estratificada. A maioria dos estromatolitos são carbonáticos, mas também pode haver ocorrência de composições siliciclástica, fosfática, férrica, magnésiana e sulfática (Riding 2011).

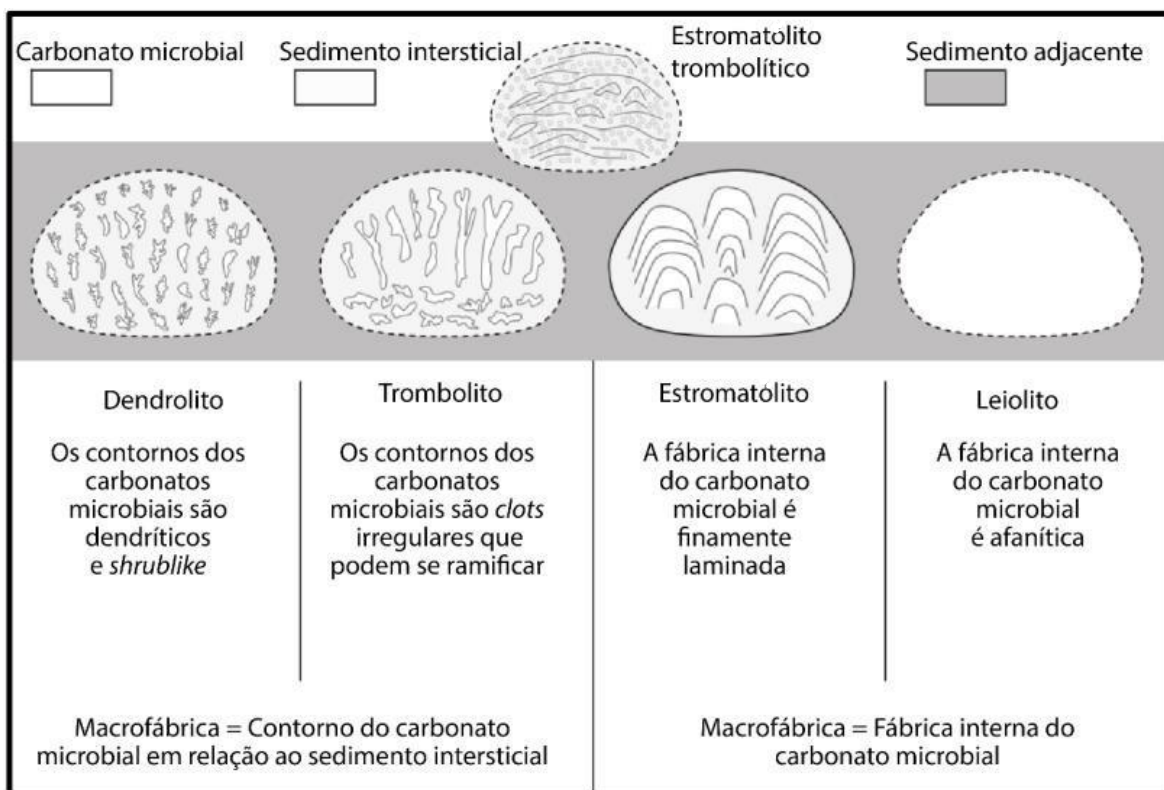


Figura 7. Classificação dos microbialitos em relação à macrofábrica. Traduzido de (Riding, 2011).

A morfologia e a construção dos microbialitos estão intrinsecamente relacionadas a uma interação complexa de fatores biológicos e ambientais. No aspecto biológico, elementos como a taxa de crescimento, a produção de mucilagem, os hábitos de crescimento, a decomposição e a predação por outros organismos desempenham papéis cruciais na formação e desenvolvimento dessas estruturas. Em termos ambientais, uma série de variáveis desempenham um papel determinante, tais como o tipo de substrato disponível, a profundidade do ambiente, o grau de agitação do fluido, a luminosidade, a salinidade, a exposição subaérea, entre outros. Esses fatores, tanto biológicos quanto ambientais, influenciam diretamente as macroestruturas e microestruturas dos microbialitos, contribuindo para a sua diversidade e complexidade (Walter, 1977).



Existem três principais processos formadores de estromatolitos: precipitação microbiana, precipitação abiótica e “*trapping and binding*” (trapeamento e aglutinação) de partículas (Fig. 8).

Correlacionando as figuras 8 e 9, é possível associar o tipo de processo formador e estruturas geradas e preservadas dos microbialitos. O processo de trapeamento de grãos alóctones pode gerar estromatolitos carbonáticos ou siliciclásticos. A precipitação microbial gera estromatolitos e trombolitos de textura microcristalina a criptocristalina, e quando vinculado ao processo de trapeamento e aglutinação, gera estromatolitos e trombolitos aglutinantes. Na precipitação abiótica, são formados estromatolitos na forma de crostas cristalinas. O processo de trapeamento e aglutinação de grãos pode gerar microbialitos carbonáticos, siliciclásticos ou híbridos (Riding, 1991; Burne & Moore, 1987).



Figura 8. Diagrama ternário em que estão dispostos em diversos tipos de estromatólitos, classificados de acordo com os processos de precipitação microbiana, precipitação abiótica e trapeamento de grãos. Modificado de Riding (2011).

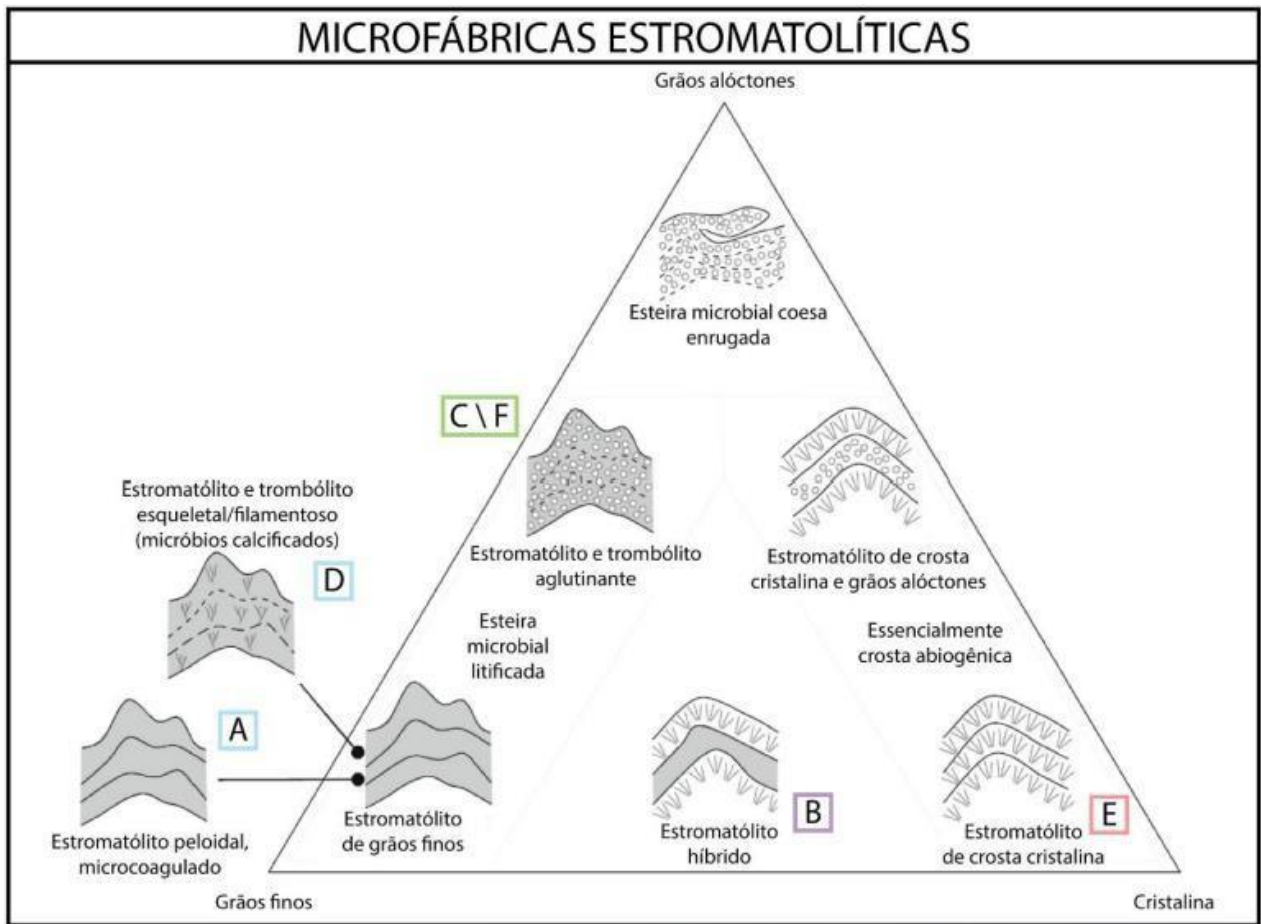


Figura 9. Principais microfábricas estromatolíticas, classificadas de acordo com os processos formadores. Precipitação microbiana, precipitação abiótica e trapeamento de grãos. Modificado de (Riding & Tomas, 2006).

Noffke et al. (2009; 2010; 2013), identificaram outro tipo de microbialitos, denominado: “*microbially induced sedimentary structures*” (MISS) ou estruturas sedimentares microbialmente induzidas. MISS são estruturas sedimentares primárias que se formam sindeposicionalmente a partir da interação física de biofilmes e tapetes microbianos com a dinâmica sedimentar causada por parâmetros hidráulicos em ambientes subaquosos siliciclásticos.

Assim como os estromatolitos, as MISS têm grande importância quando se trata da história de evolução da vida na Terra. Os dois tipos de microbialitos têm seus primeiros registros a partir do Arqueano (3.5 Ga), particularmente em planícies de maré, lagoas e

plataformas continentais. O exemplo mais antigo de MISS (3.2 Ga) ocorre no grupo Moodies, na África do Sul (Noffke et al., 2003; 2006).

Entretanto, é importante saber que microbialitos e MISS têm morfologias diferentes e partem tipicamente de processos sedimentares distintos: estromatolitos são comumente gerados pela precipitação de minerais, e MISS são exclusivamente formados pela captura e aglutinação dos sedimentos (Fig. 10).

Na formação dos estromatolitos, há a precipitação de minerais, principalmente carbonatos. Os cristais desses minerais alojam-se na estrutura pegajosa do biofilme e formam camadas que crescem para cima, facilitando a formação de estruturas tridimensionais (3D). Nas MISS, a precipitação química não existe, por isso sua preservação se dá de forma planar, gerando estruturas de menor porte e comumente bidimensionais (2D) (Noffke, 2022).

Na imagem superior da Figura 10, nas MISS, o tapete microbiano cresce na superfície sedimentar e incorpora grãos sedimentares por “trapeamento”. Durante episódios de erosão, o tapete microbiano bioestabiliza seu substrato e, durante episódios de deposição de sedimentos, ocorre o aprisionamento de partículas sedimentares na superfície do tapete microbiano. Na imagem inferior, correspondente aos estromatolitos, minerais (geralmente carbonatos) se formam dentro das EPS (mineralização), o que pode contribuir para a geração de uma topografia positiva. Existem estromatolitos formados exclusivamente por precipitação mineral, sem sedimentos aprisionados (Noffke, 2013).

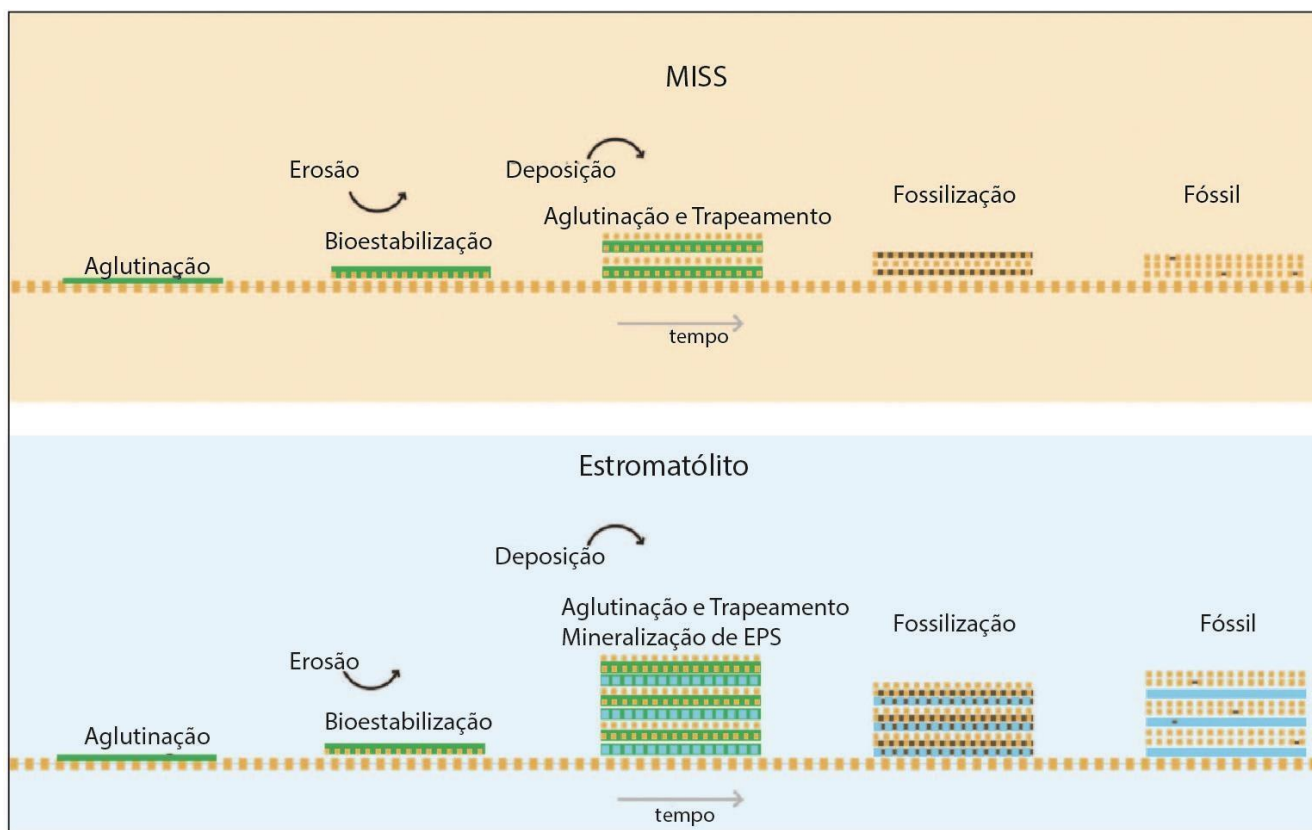


Figura 10. Diferentes processos genéticos de MISS e estromatólitos. Adaptado de Noffke (2013).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Revisão Bibliográfica

Na revisão bibliográfica foram examinados artigos, livros e dados sobre a geologia regional, compreendendo o Cráton São Francisco, o Grupo Chapada Diamantina e a Formação Caboclo, foco do estudo (Fig. 11). Além disso, também foi revisada a bibliografia referente a depósitos formados pela mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, e sobre os arenitos híbridos resultantes, assim como sobre os diferentes

tipos de estruturas microbiais.

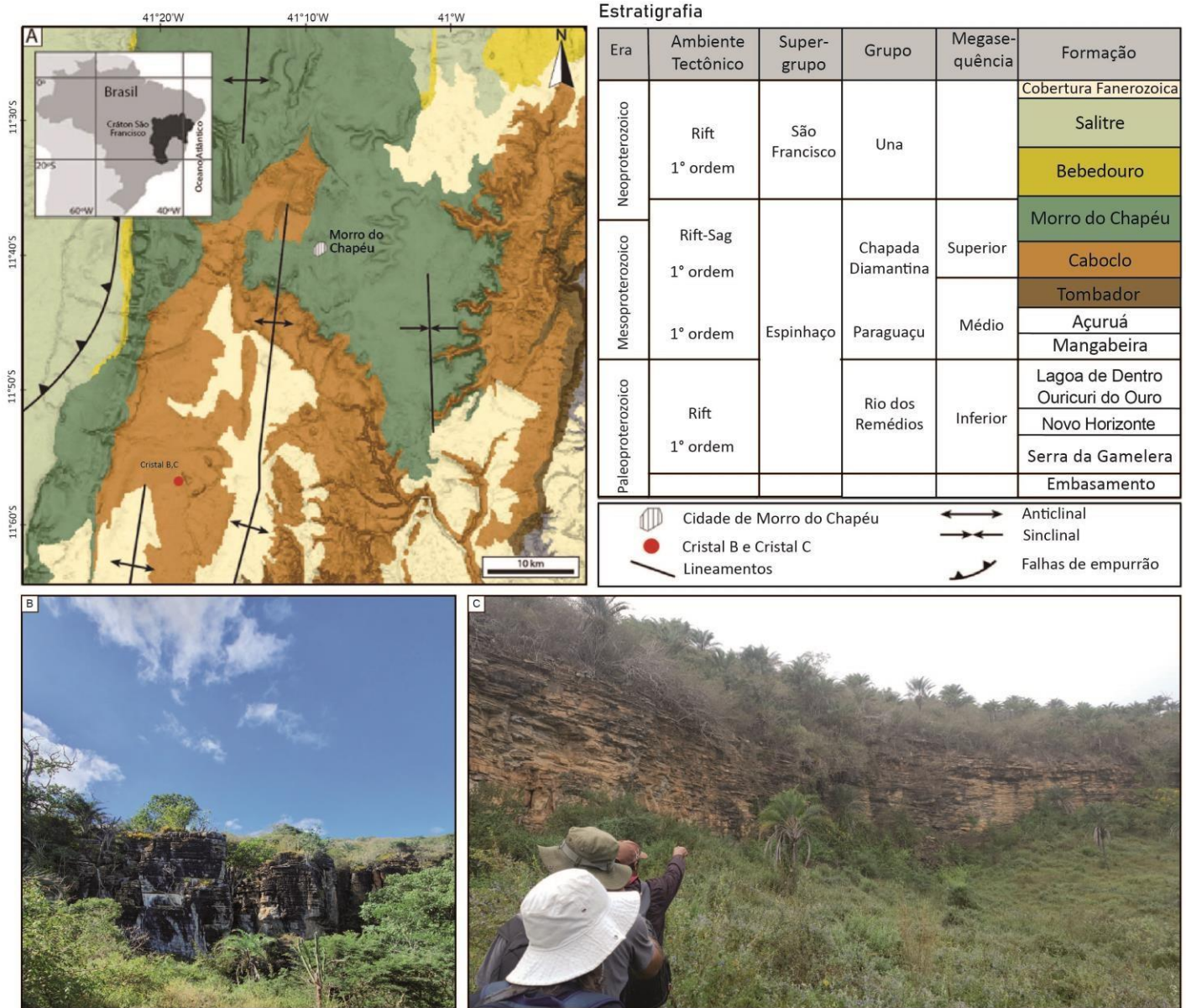


Figura 11. (A) Mapa geológico simplificado. O mapa mostra a localização do município do Morro do Chapéu e dos afloramentos. A inserção mostra a localização do Cráton de São Francisco no Brasil (em preto). (B) Afloramento Cristal B. (C) Escarpa do afloramento C.

### **3.2 Etapa de campo**

As atividades de campo ocorreram entre os dias 23 de Maio e 02 de Junho de 2022, na Região de Morro do Chapéu, Bahia. Foi feita a compilação dos dados pré-existentes sobre o afloramento, como o mapa geológico e cartográfico da região, além da identificação de rotas de acesso pelo software *Google Earth*.

O foco deste trabalho de campo foi um levantamento de perfis estratigráficos para a identificação das fácies e sucessão de fácies. Através disso, se busca a compreensão dos processos deposicionais e suas variações temporais na sucessão estratigráfica. Além disso, as atividades de campo também envolveram o levantamento de painéis fotográficos obtidos a partir de um veículo autônomo não tripulado (VANT), com objetivo da criação de um modelo tridimensional de afloramento e sua interpretação geológica. Isso permitiu inclusive a visualização de feições do afloramento inacessíveis através do levantamento direto dos dados. A seguir serão detalhadas as atividades de campo.

#### **3.2.1 Levantamento estratigráfico**

Para que houvesse a representação das sucessões sedimentares, foi realizado levantamento estratigráfico a partir da utilização de um perfil colunar durante a etapa de campo. O mesmo é representado em duas dimensões, sendo que o eixo horizontal mostra a diferença granulométrica e o eixo vertical a espessura da camada.

Para este trabalho, a folha utilizada era gradada e os eixos sem escala fixa, para que pudesse ser alterado conforme a necessidade. No perfil, é possível representar características sedimentológicas como cor, litologia, espessura, granulometria, texturas,

fósseis e contato entre as camadas. Também foi utilizada para anotações de informações importantes do perfil, como número das fotografias, denominação de fácies e associações de fácies e paleocorrentes (Fig. 12).

O perfil colunar propicia uma análise visual mais rápida da distribuição das camadas, fácies e associações de fácies. Foram realizados levantamentos estratigráficos em escala 1:50 de dois afloramentos compreendendo o perfil CRISTAL B e perfil CRISTAL C, na Gruta do Cristal, Morro do Chapéu-BA.



COLUNA ESTRATIGRÁFICA		SEÇÃO/UNIDADE:		NOMES:			
<b>ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS</b> M Maciço      E Cruzada Planar      Fluidização Lam. Plano Paralela      E Cruz. Tangencial      Lam. Convoluta Lam. Cruz. de ripples      E Cruz. Acanalada      Escorregamento Ripples assimétricas      Lam. Ondulada Truncada Ripples simétricas      Estrutura de Carga E Cruz. Baixo Ângulo      Estrutura em Chama			<b>ALGUMAS ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS</b> Estratificação horizontal Estratificação cruzada de baixo ângulo Estratificação cruzada planar Estratificação cruzada tangencial Estratificação cruzada acanalada Estruturas de adesão			Ponto: Coord. UTM E: N: Data: Escala:	
Área Bi Si Gr Mg O M F Mn S Ag				<b>DESCRIÇÃO LITOLÓGICA</b>			
Cód. Fácies		Paleocorrente Estruturas		Fotos Amostras			
Assoc. de fácies							
Área Bi Si Gr Mg O M F Mn S Ag				Página /			

Figura 12. Folha usada para levantamento do perfil colunar.

### 3.2.2 Modelamento tridimensional (3D)

Para a obtenção das imagens e elaboração do modelo fotogramétrico do perfil Cristal C, foi utilizado o veículo autônomo não tripulado (VANT) DJI Mavic 2 Pro com câmera acoplada *Hasselblad* L1D-20c com abertura focal de 10.26 mm. As imagens foram orientadas da forma oblíqua e horizontal à superfície, para que fosse possível ter recobrimento mínimo de 60% da área conforme indicado por James & Robson (2012). Além disso, todos os pontos de controle tiveram as coordenadas reconhecidas nas imagens.

Para realizar o modelamento 3D, foi utilizado o *software Agisoft Metashape*. O software realiza o processamento fotogramétrico de imagens digitais, gerando subprodutos como nuvens de pontos densas, modelos poligonais e modelos poligonais texturizados. A partir disso, os dados são tratados para a construção de modelos digitais de terreno (MDT) e ortomosaicos. O primeiro passo é fazer a seleção das imagens conforme a qualidade, a partir da função *Estimate Image Quality*, de modo que todas as imagens que estivessem com valores de qualidade inferior a 0,7 fossem removidas. Esse passo permite que o modelo tridimensional seja gerado em zonas de baixa resolução, com nitidez suficiente para a construção de ortofotos em alta resolução.

Logo em seguida, foi realizado o alinhamento das imagens com a função *align fotos*, que consiste na determinação dos parâmetros de orientação e posição das câmeras, gerando uma nuvem de pontos esparsa a partir da resolução original. Como terceiro passo, foi efetuada a construção da nuvem densa de pontos através da aplicação do algoritmo MVS (*Multi-View Stereo*). Esse algoritmo efetua cálculos dos valores de cada

pixel individual das imagens alinhadas com o objetivo de aumentar o preenchimento dos pontos que constituirão o modelo tridimensional.

A penúltima etapa de modelagem foi a etapa de criação da malha triangulada, que por sua vez, consiste no preenchimento dos buracos originados durante a criação da nuvem de pontos densa. O subproduto desta etapa foi um modelo tridimensional não texturizado constituído por uma superfície geométrica, onde os buracos são preenchidos pela método NNR (*nearest neighbour*).

Por fim, foi realizado a texturização da malha triangulada, através da ferramenta *build texture*. A textura é construída a partir das fotos originais, onde foram designadas cores para os pixels individuais. A partir do modelo tridimensional foi possível gerar um ortomosaico, que constitui em uma foto corrigida do afloramento sem as distorções de uma foto planificada. As etapas de geração do modelo estão representadas na Figura 13.

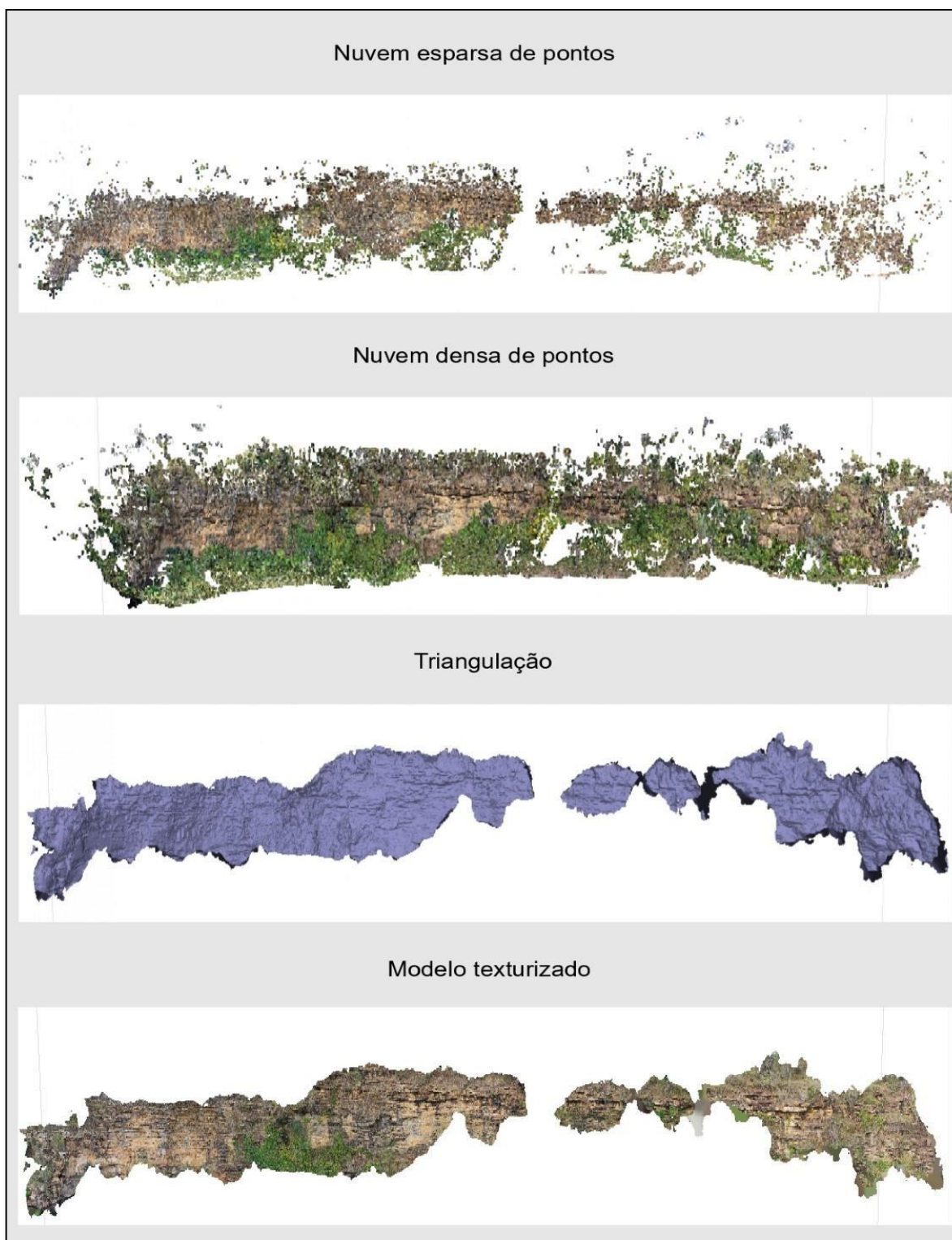


Figura 13. Etapas de criação do modelo 3D do afloramento Cristal C, a partir do software Agisoft Metashape.

### 3.3 Petrografia

Neste estudo foi executada uma análise petrográfica quantitativa e qualitativa de lâminas delgadas de dois afloramentos da Formação Caboclo localizados na Gruta do Cristal. Para essas análises, foram escolhidas amostras aleatórias para a descrição qualitativa como quantitativa. Foram descritas 25 lâminas delgadas, com uso de microscópio petrográfico de luz polarizada Zeiss AXIO imager A2, comparadores visuais (Fig 14.) ,e ferramentas do software Petroledge© (De Ros *et al.*, 2007).

As amostras foram impregnadas sob vácuo com resina epoxy, para confecção das lâminas e identificação da porosidade. As lâminas foram tingidas com solução hidroclorídrica de alizarina-S e ferricianeto de potássio (Dickson, 1965), para a diferenciação entre os minerais carbonáticos.

O *software* Petroledge© consiste em um sistema de armazenamento, processamento e integração de dados. É utilizado para realizar análises e interpretações petrológicas detalhadas de rochas carbonáticas, clásticas e outras rochas sedimentares. No software, as ferramentas são separadas em módulos. O módulo de *identificação* permite ao usuário identificardados de localização das amostras. O Módulo de *Descrição textural* fornece a nomenclatura padrão e formato para a descrição qualitativa e quantitativa das estruturas, texturas, como tamanho e forma das partículas, e fábrica. O Módulo de *Quantificação Composicional* possibilita a descrição e quantificação dos constituintes detríticos, diagenéticos e dos tipos de poros importantes, além dos seus hábitos, localização, relações paragenéticas e modificadores. O Módulo de *Interpretação*, gera automaticamente algumas interpretações geológicas, além de diagramas de composição, textura e ambiente diagenético. E por último, o Modulo *Exportação* permite exportar as descrições completas em diferentes formatos.

Para a interpretação petrológica foram levados em consideração, as texturas, fábrica, tipos de poros, composição detrítica, microbial e diagenética, tendo como suporte atlas petrográficos e literatura sobre depósitos similares.

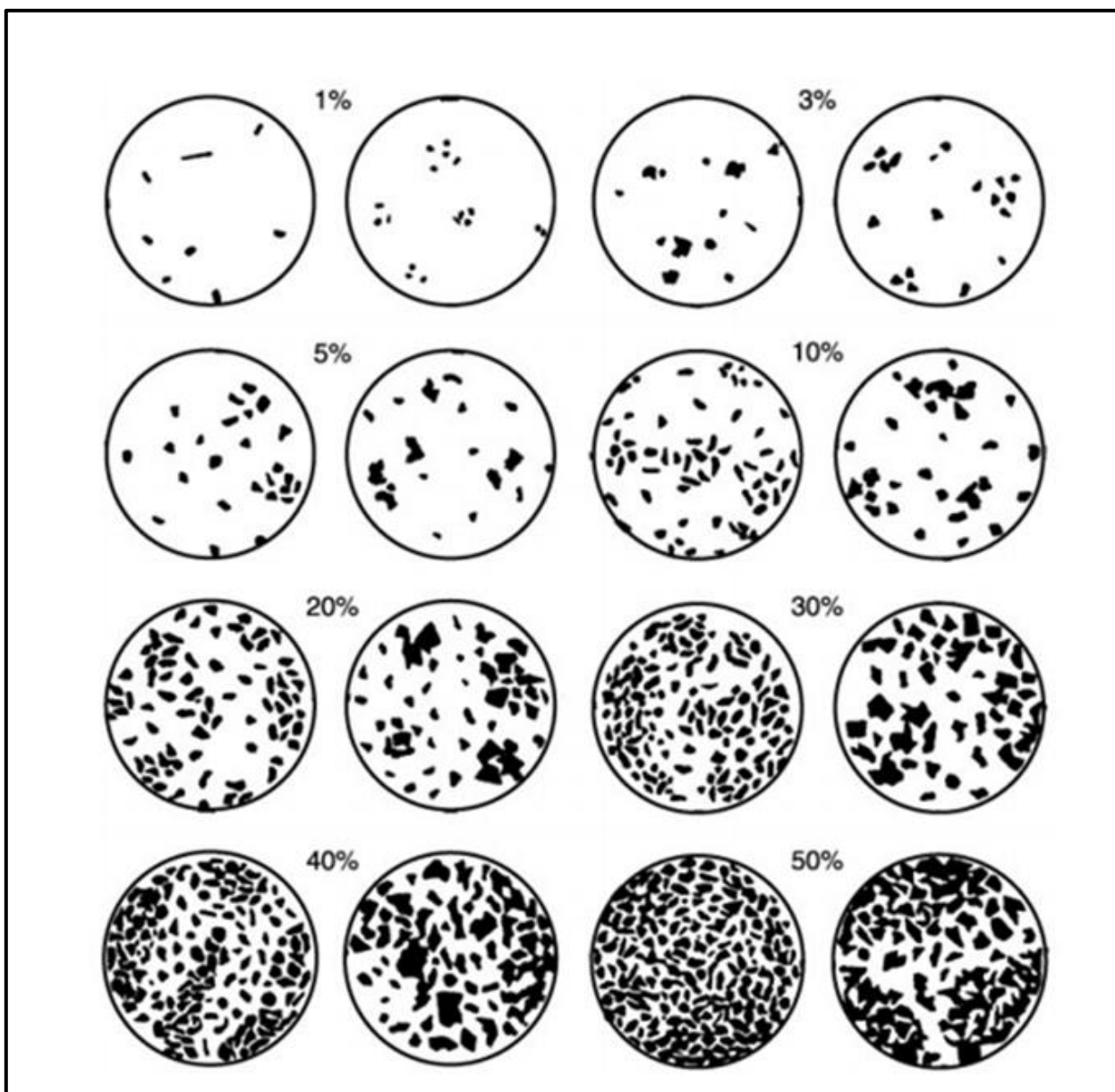


Figura 14. Exemplo de gráfico de comparação visual para estimativa de porcentagem visual (Terry e Chilingar, 1955).

### **3.4 Fotomicrografias**

Fotomicrografias das lâminas descritas foram obtidas através do microscópio Zeiss™ AXIO imager A2 com câmera digital acoplada e uso do software ZEN™ 2011. As imagens contemplam as principais feições composicionais primárias, texturais, estruturais, diagenéticas e de porosidade.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1 Caracterização faciológica dos arenitos híbridos**

Nos afloramentos Cristal B e Cristal C (Fig. 15), foram reconhecidas três litofácies fácies correspondentes a arenitos híbridos. As fácies identificadas foram: (1) Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (Edg), e (2) Calhas Entre os Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (CEdg) e, (3) Estromatolitos Horizontais (Eh), disponíveis no anexo 1. A classificação dos microbialitos considerou aspectos de estrutura, fábrica e composição primária. Foram também analisados os processos e produtos diagenéticos, de forma a desenvolver uma análise abrangente dos principais aspectos dessas fácies. A classificação dessas rochas foi baseada em Zuffa (1980).



Figura 15. Perfis colunares simplificados da Formação Caboclo, referentes aos afloramentos Cristal B e Cristal C. A correlação descrita na imagem, refere-se a maior ocorrência de Edg. Eh tem maior ocorrência na base da seção Cristal C.



#### 4.1.1 Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (Edg)

Essa fácies é caracterizada por grandes domos de coloração cinza escuro, de 30 cm até 1,70 m de altura, exibindo um comprimento de onda entre 50 cm e 2,50 m. Os estromatolitos dômicos se justapõem lateralmente, estando separados por calhas preenchidas por depósitos descritos a seguir (Fig.16).

A estrutura interna desses grandes domos consistem em pequenos domos laminados, abrangendo desde configurações pseudocolunares até colunares. Essas estruturas estão interconectadas lateralmente, estendendo-se por toda extensão lateral dos Edg. Os pequenos domos, exibem uma espessura média de 5 cm, com um comprimento de onda aproximado de 4 cm. Ao longo do seu desenvolvimento vertical, os pequenos domos gradualmente adquirem uma morfologia mais colunar, caracterizada por uma espessura média de 10 cm, largura de 3cm e diâmetro por volta de 3 cm.

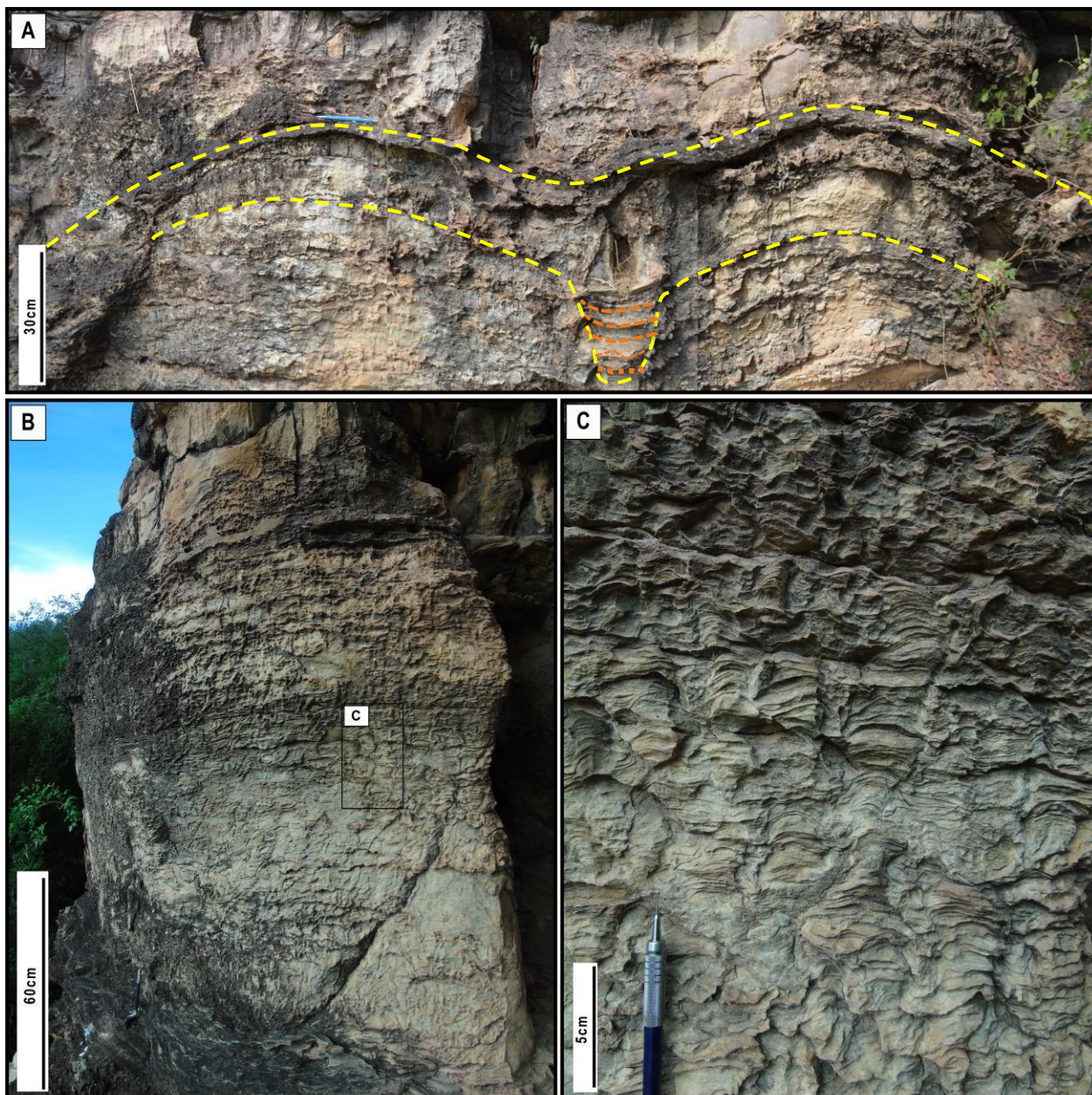


Figura 16. Estromatólitos dômicos de grande porte, separados por calhas preenchidas, em laranja. A) Estromatólito dômico com comprimento de onda de 1,60 cm. B) Porção lateral do domo. C) estrutura laminada dômica de pequeno porte sendo evidenciada.

As lâminas delgadas que correspondem aos estromatólitos dômicos de grande porte são: CRB-03, CRB-05 e CRB-05J.

## Composição Primária

As amostras descritas consistem em arenitos híbridos com geometria dômica e laminada, intercalando textura arenosa e lamosa, e composição híbrida carbonática - siliciclástica (Fig. 17 A, B).

A granulometria das amostras analisadas varia desde partículas do tamanho argila (< 0,002 mm) até areia fina (0,2 mm). A moda dessas rochas compreende principalmente areia muito fina (0,1 mm a 0,2 mm), os grãos são bem selecionados e subangulosos. A fábrica é sustentada pelos grãos e pela matriz lamosa. O empacotamento é de difícil reconhecimento, devido à intensidade da substituição diagenética, e parece variar de normal a apertado, como indicado por cimento preenchendo poros primários, por contatos longos e estilólitos, respectivamente.

Os constituintes primários são grãos siliciclásticos de quartzo (13% a 20%), microclínio (0,5% a 0,7%), outros feldspatos (5% a 6%), biotita e muscovita em quantidades menores ou iguais a 0,2%. Minerais pesados indiferenciados constituem até 0,7%. A matriz lamosa siliciclástica constitui de 3% a 7,6%, sendo que os estilólitos se encontram mais concentrados nessas porções. O aloquímico não é possível mais identificar, mas considerando fatores de substituição, como descritos a seguir, trata-se de calcita em forma de micrita.

## Composição Diagenética

O principal constituinte diagenético é a dolomita, que compõe entre 64,3% e 71,4% dessa fácies. Ocorre nas formas criptocristalina, substituindo matriz (22%) e intraclastos lamosos (1,5%), microcristalina interpartícula, substituindo aloquímicos carbonáticos indiferenciados (27,7% a 60%) e substituindo grãos de quartzo e feldspatos (5,5% a 11,4%). Pirita microcristalina substituindo dolomita e parcialmente oxidada constitui entre 0,3% e 1,7%. Óxidos e hidróxidos de ferro ocorrem entre 0,3% e 0,7%, de forma

disseminada tanto nos constituintes primários quanto nos diagenéticos, substituindo-os. Minerais de titânio indiferenciados ocorrem como cristais blocosos com uma proporção máxima de 0,3% nas rochas.

### Porosidade

A porosidade nessas rochas é muito pequena e exclusivamente secundária, representando menos de 1% do volume total, ocorrendo como finas fraturas (Fig. 17C e 17D).

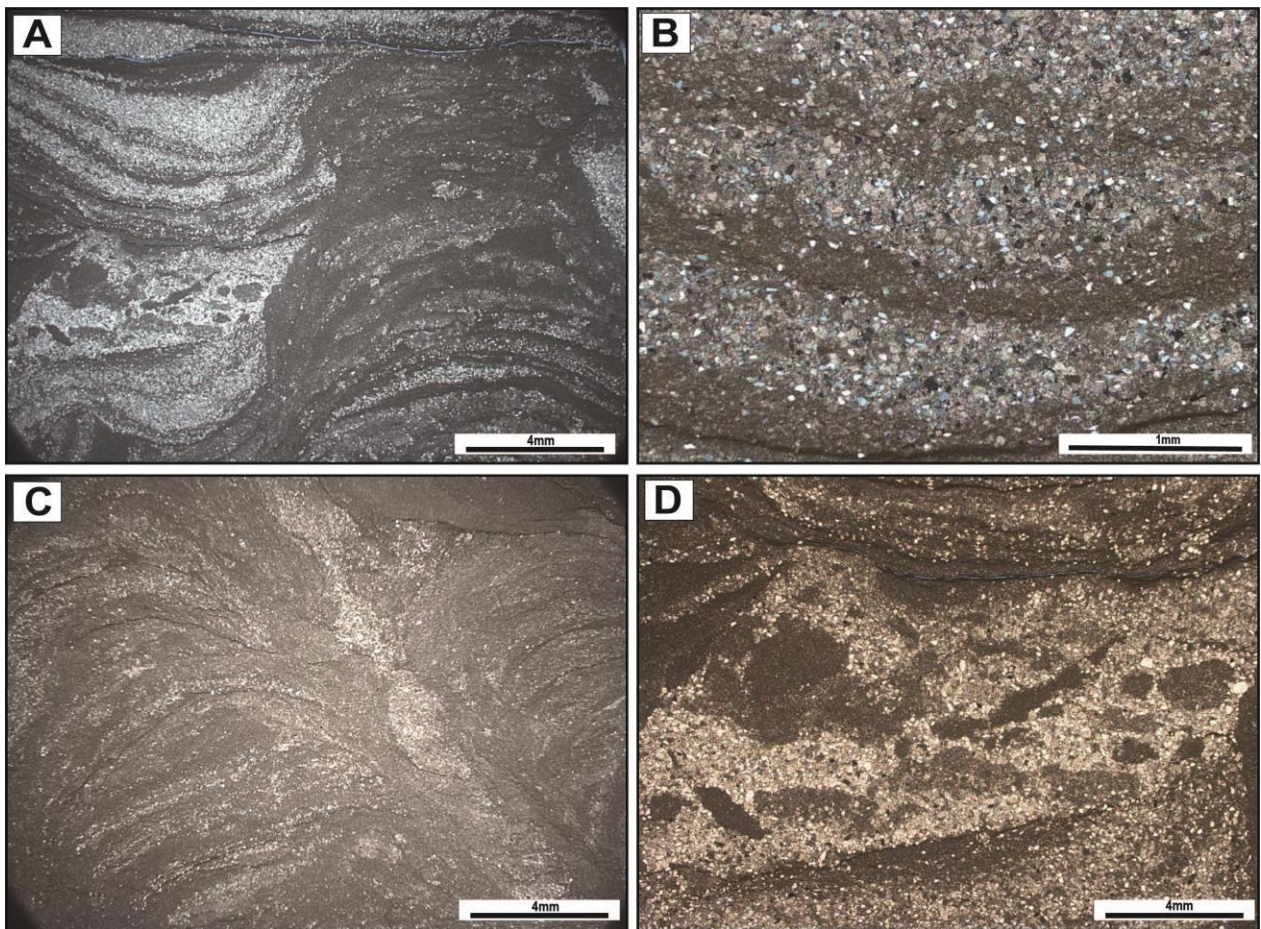


Figura 17. Fotomicrografias da petrofácies Edg. A) Microestrutura dômica laminada, com calhas preenchidas por material intraclástico. Polarizadores descruzados (//P). B) Depósito laminado da calha com maior espessura dos níveis arenosos híbridos do que os lamosos. Polarizadores cruzados (XP). C) Domos laminados com espaço intersticial preenchido por material híbrido maciço. (//P). D) Intraclastos lamosos substituídos por dolomita criptocristalina. (//P).

#### 4.1.2 Calhas entre os Estromatolitos Dômicos de Grande Porte (CEdg)

As calhas que separam as cabeças dos estromatolitos dômicos de grande porte apresentam largura entre 10 e 50 centímetros e alturas equivalentes a das bioconstruções. Elas exibem laminação paralela ou ondulada, truncada ou côncava, com amplitude inferior a 20 centímetros, conforme ilustrado na Fig. 18.

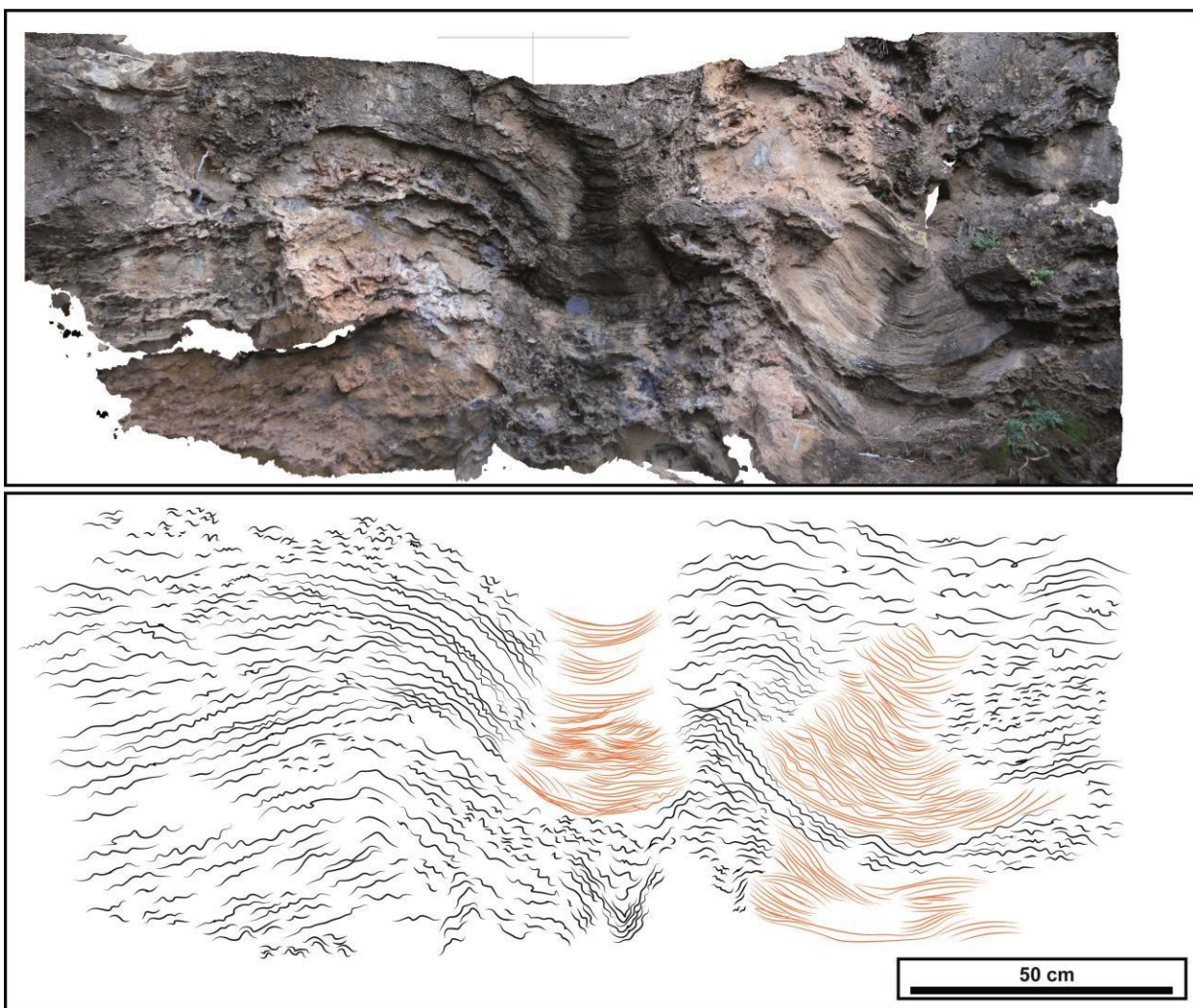


Figura 18. Estromatolitos dômicos de grande porte, separados por calhas preenchidas por arenitos com laminação truncada ondulada (em laranja).

As lâminas delgadas que representam as calhas entre os estromatolitos dômicos de grande porte são: CRB-02, CRB-2J e CRC-02.

## Composição primária

Tratam-se de arenitos muito finos e conglomerados arenosos com uma composição híbrida siliciclástica-carbonática (Fig. 19A). As calhas exibem laminações onduladas truncadas com comprimento de ondas variando de 5 cm a 15 cm. As lâminas individuais apresentam espessuras de 1 a 6 mm (Fig. 19 B,C e D). O empacotamento das partículas é apertado, resultando localmente na formação de estilólitos.

A distribuição granulométrica abrange partículas que vão desde a dimensão argila (<0,002 mm) até tamanho seixo (4,5mm). As amostras exibem uma moda de areia muito fina a fina. Em termos de seleção, a matriz é moderadamente a bem selecionada, com grãos subarredondados e os intraclastos são sub-angulosos com baixa esfericidade. Os grãos de areia compreendem uma proporção significativa, representando entre 62% a 95% do total, enquanto a fração de lama compreende de 3% a 35% e 6% de grânulo. A orientação dos grãos pode ser tanto caótica como paralela.

Os constituintes primários dessas rochas incluem grãos siliciclásticos, tais como quartzo (variando de 7,7% a 25%), microclínio (0,3% a 1,1%), outros feldspatos (1% a 6%), biotita (0,3% a 2%) e muscovita (1% a 6%). Minerais pesados, observados somente em CRC-02, representam cerca de 0,7%. Em CRC-02, ocorre a presença de 6% de intraclastos lamosos. Matriz lamosa siliciclástica constitui originalmente de 5% a 14%, localmente concentrada próximo aos estilólitos, devido compactação.

## Composição Diagenética

A dolomita é o principal constituinte diagenético dos depósitos das calhas, ocorrendo substituindo grãos e matriz e como cimento interpartícula, em teores de 47% a 76%. Com hábito criptocristalino e microcristalino, a dolomita substituiu matriz micrítica

(3,3% e 44%) e intraclastos dolomíticos lamosos (3%). Dolomita microcristalina substituiu aloquímicos carbonáticos indiferenciados (micrita) (35% a 53,7%), quartzo e feldspatos (3% a 20,4%). Pirita framboidal e blocosa constitui entre 0,7% a 1%, substituindo a dolomita, matriz e constituintes detríticos primários, e encontra-se parcialmente oxidada. Óxidos/hidróxidos de ferro (0,7%) ocorrem apenas em CRB-02, substituindo pirita. Minerais de titânio blocosos ocorrem substituindo dolomita (0,7%).

### Porosidade

A porosidade interpartícula das rochas das calhas foi fortemente reduzida pela precipitação da dolomita, representando menos que 1% do volume total.

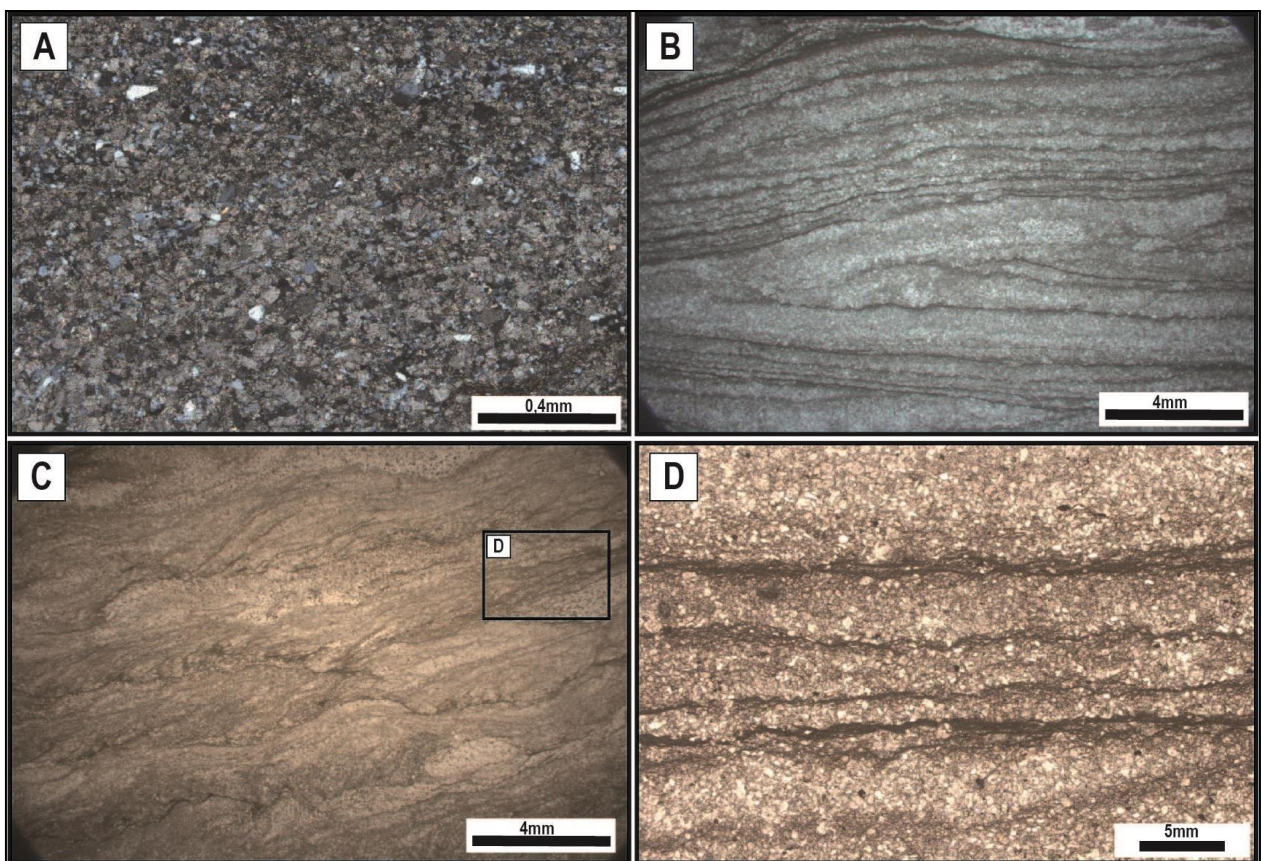


Figura 19. Microtexturas dos depósitos das calhas dos MdG. (A) Detalhe da composição híbrida, com intensa substituição por dolomita. (XP). (B) Laminação ondulada truncada. (//P). (C) Laminação com indícios de fluidização. (//P). (D) Lâminas lamosas castanhas. (//P).

### 4.1.3 Estromatolitos horizontais (Eh)

Nesta fácies, é possível identificar depósitos microbiais horizontais por vezes com topo ondulado ou com domos esparsos. As ondulações de topo têm 3,3 cm de comprimento e 2,5 cm de amplitude. Por vezes gradam para colunas de 1 a 3 cm de largura e 5 a 8 cm de altura. Por vezes, observam-se intraclastos lamosos orientados paralelos a laminação. Esses estromatolitos encontram-se intercalados com os domos de grande porte na sucessão (Fig. 20).

Na análise petrográfica, as seções delgadas que compreendem os estromatolitos horizontais são: CRB-1J, CRC-01 e CRC-06.



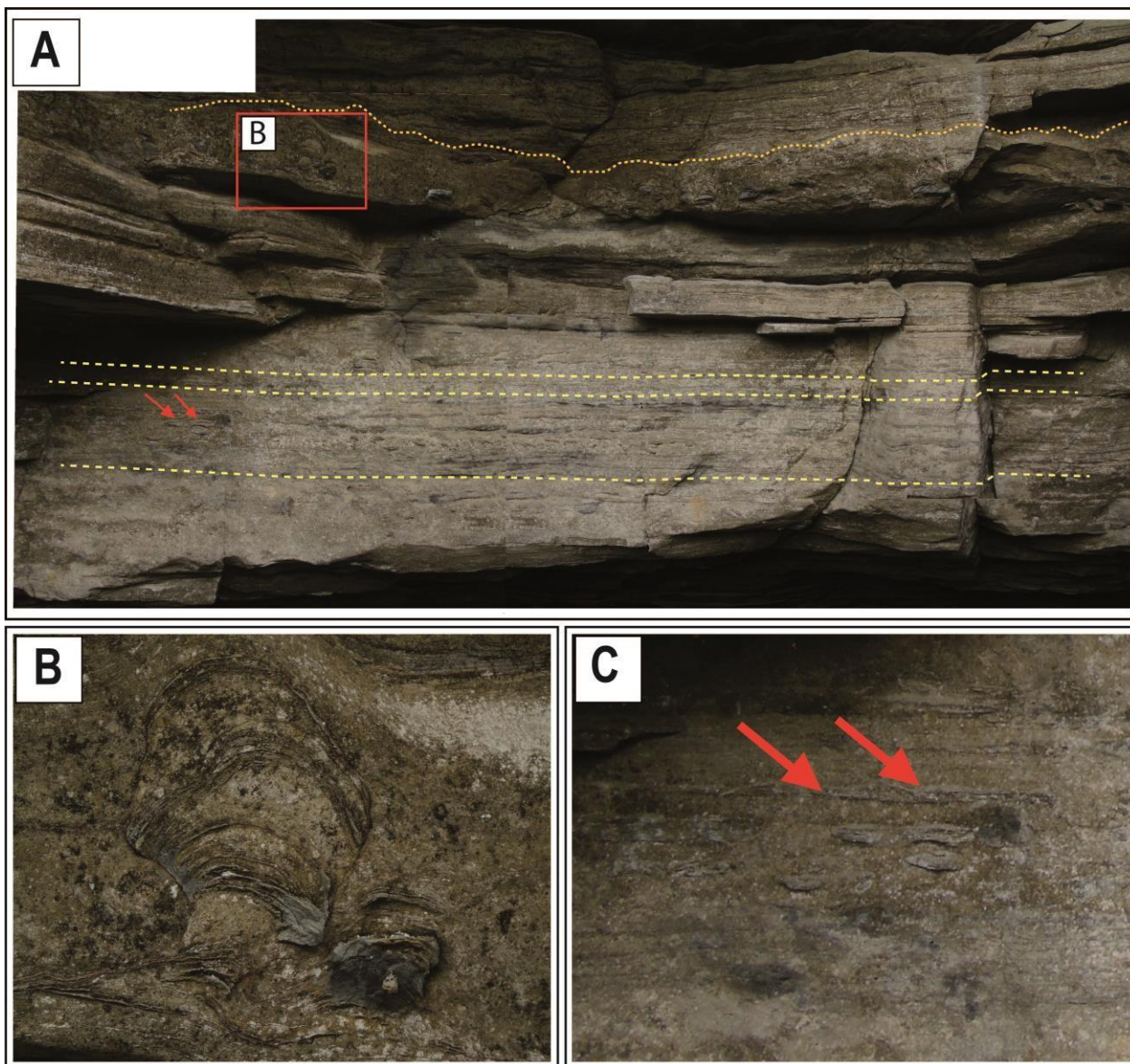


Figura 20. Estromatolitos horizontais. A) Estromatolitos horizontais com laminação milimétrica, que gradam para estromatolitos ondulados e dômicos de pequeno porte. B) Porção de topo com estromatolitos dômico de pequeno porte. C) Intraclastos remobilizados entre as laminações horizontais.

### Composição primária

Em termos descritivos, os Eh foram definidos como arenitos híbridos lamosos. Apresentam estrutura laminada horizontal (Fig. 21A), por vezes irregular e com aspectos microbiais (matéria orgânica amorfa e laminação crenulada). As laminações intercalam sedimentos híbridos (siliciclásticos-carbonáticos) e sedimentos lamosos siliciclásticos. Apresentam intensa substituição por dolomita e fluidização. É normal a ocorrência de intraclastos lamosos de 2 a 10 mm angulosos com orientação sub-paralela.

A granulometria silte (< 0,02 mm) até grãos de areia média (0,4 mm). A moda varia de argila a areia muito fina (0,01 mm a 0,2mm), os grãos e cristais são muito bem selecionados. Esfericidade não é bem definida pois há modificadores de forma (crescimentos de quartzo). A fábrica é sustentada pelos grãos e pelos cristais carbonáticos. O empacotamento varia de normal a apertado.

Os constituintes primários são grãos siliciclásticos de quartzo em média 20%, feldspato potássico (1% a 8%), microclínio (1%), biotitas (1,5%) e muscovitas (2%). Os minerais pesados indiferenciados (0,2% a 0,3%). Também existe ocorrência de matriz lamosa siliciclástica sindeposicional (11%), concentrada ao longo de estilólitos (Fig. 21B). E por fim, há ocorrência de intraclastos lamosos substituídos por dolomita criptocristalina (<1%), angulosos e sem orientação preferencial (Fig. 21C e 21D).

### Composição Diagenética:

Assim como na petrofácies Edg, a dolomita é o constituinte principal da diagênese. Acontece tanto de forma intrapartícula como de forma intragranular, substituindo tanto constituintes detríticos como carbonáticos primários (calcita). Varia de 50% a 72%. Quando criptocristalina, é intragranular e substitui matriz micritica indiferenciada (3% a 33%). Se

microcristalina intrapartícula, substituí aloquímicos indiferenciados (23% a 46%) e intragranular substituí constituintes primários como quartzo (5% a 16%) e feldspato (<1%). Também há ocorrência de pirita framboidal e blocosa, parcialmente oxidadas (<1%), substituindo dolomita micro e criptocristalina e em menores proporções constituintes primários como feldspatos.

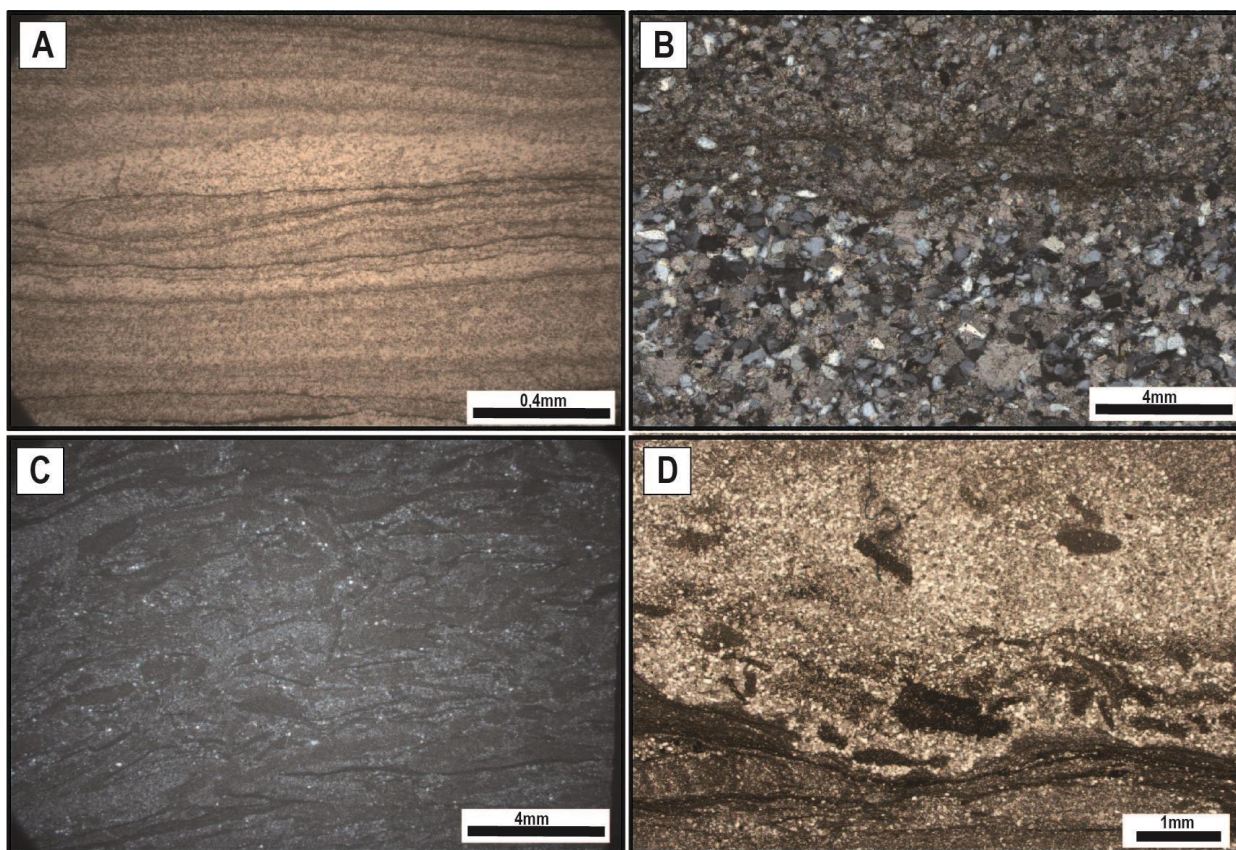


Figura 21. Microtexturas dos Estromatolitos Horizontais (Eh). (A) Laminação Horizontal; (B) Detalhe composição e laminação castanha ondulada composta por lama siliciclástica; (C) Feição de retrabalhamento e intraclastos remobilizados; (D) Intraclastos e laminações ricas em lama concentradas em estilolitos, possível matéria orgânica amorfa.

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1 Composição dos estromatolitos mistos da Fm. Caboclo

O termo estromatolito foi definido para designar rochas biosedimentares laminadas, formadas por atividade microbiana. Apesar das maiorias dos estromatolitos ser de composição carbonática (Noffke, 2013), é comum apresentarem grãos siliciclásticos em proporção variada. Há uma grande confusão entre termos composicionais dos estromatolitos e microbialitos no geral. Isso ocorre devido à classificação empregada nem sempre ser baseada na morfologia. Apesar do termo estromatolito ser aplicado predominantemente a depósitos laminados de composição carbonática, os estromatolitos podem ser de composição siliciclástica, carbonática ou híbrida, ou mesmo silicosos, fosfáticos ou sulfáticos.

Em termos composicionais, os estromatolitos siliciclásticos, são definidos por terem mais de 10% de grãos siliciclásticos (Martín et al., 1993). No entanto, os exemplos de estromatolitos siliciclásticos descritos na bibliografia apresentam grande quantidade de grãos siliciclásticos, que excedem 40%. Isso é evidenciado em exemplos, como na Formação Muth, Noroeste dos Himalaias (Draganits & Noffke, 2004), da Formação Quartzito Eureka nos Estados Unidos (Druschke et al., 2009) e no Membro Sorbas, Sudoeste da Espanha (Braga & Martín, 2000). Os estromatolitos estudados na Formação Caboclo, apresentam composição de até 25% de grãos siliciclásticos e em média 60% de partículas carbonáticas (dolomita diagenética), além de outros constituintes diagenéticos. Apesar de terem uma composição maior que 10% de grãos siliciclásticos, estes não representam os constituintes principais das rochas. Por isso, levando em consideração as definições de Mistura de Sedimentos de Mount (1984; 1985), os estromatolitos da Formação Caboclo encaixam-se melhor no termo *misto*, pois há mistura de sedimentos siliciclásticos- carbonáticos sem uma definição quantitativa rígida.

## **5.2 Gênese dos Estromatolitos mistos**

### **5.2.1 Processo de trapeamento, aglutinação e precipitação na formação dos estromatolitos**

A presença de abundantes grãos siliciclásticos compondo a laminação dos estromatolitos indica que os principais processos de construção foram trapeamento e aglutinação. Os termos trapeamento e aglutinação (*trapping and binding*), se referem ao processo de incorporação permanente dos sedimentos pela colônia bacteriana (Riding, 1999; 2010; Noffke 2013). Esse processo foi descrito pela primeira vez na ilha de Andros Bahamas, por Black (1932).

Estromatolitos aglutinantes como os da Fm. Caboclo são muito raros no registro geológico e dependem da formação das colônias bacterianas e da produção de *extracellular polymeric substances* (EPS), que normalmente são produzidas em grandes quantidades (Burne & Moore, 1987). Essas substâncias consistem em um material gelatinoso que propicia a captura, ligação e aglutinação de sedimentos na esteira de sedimentos transportados (Gerdes et al., 2000; 2010). Quando a estrutura é formada, e o ambiente é propício para a precipitação de carbonatos, facilita a litificação (Burne & Moore, 1987).

O processo de aglutinação, se dá por meio de incorporação total dos grãos, de forma permanente. Ocorre quando a esteira microbial está bem desenvolvida. Quando os grãos são depositados, a esteira microbial os envolve, fazendo com que façam parte de uma “mistura” do EPS com sedimentos (Frantz et al., 2015, Riding, 2000). O EPS ajuda a bioestabilizar os sedimentos depositados sobre o tapete, deixando as camadas mais coesas, mostrando então um comportamento reológico diferente do que se pode esperar normalmente dos sedimentos, e dificultando sua erosão (Schieber 1998, 1999) Estudos de estromatolitos modernos, como de Exumas Sounds, Bahamas (Bowlin et al., 2012), mostram a importância do EPS como fator de preservação das estruturas. Em contextos marinhos, a deposição de sedimentos muitas vezes ocorre de forma episódica, devido a tempestades, inundações e outros fatores. Quando há calmaria no ambiente, a colônia bacteriana volta a se estabilizar, criando uma nova camada de EPS acima desses sedimentos (Schieber 1998). Dessa maneira, geram-se laminações intermitentes, que intercalam de camadas lamosas com camadas de grãos e partículas nos estromatolitos mistos da formação Caboclo (Fig. 17 e fig. 21).

Walsh (2010) afirma que apesar dos microbialitos serem as estruturas mais bem preservadas do Pré-cambriano, este não é o caso da preservação da matéria orgânica presente. Os tapetes microbianos principais indicativos da origem microbial dessas estruturas, tem raras chances de preservação. O autor define então, que uma das características morfológicas mais comuns dos estromatolitos no registro é a laminação ondulada irregular, menores que 1mm, como é comum nas fácies Edg e Eh.

A deposição das lâminas lamosas também ajuda na preservação e identificação das estruturas. Quando a lama é depositada acima dos tapetes microbianos, elas são soterradas e sofrem decomposição, formando essas laminações milimétricas (Schieber, 1988 e 1999).

Os estromatolitos da Formação Caboclo apresentam essas estruturas, tanto em escala macroscópica como microscópica. Nas figuras 17A e 17B, pode-se observar os Edg e sua laminação existente. Na Figura 17C, nota-se que há estrutura interna em forma de pequenos domos. Na Figura 17D, as laminações apresentam-se irregulares, formando domos com intercalação de sedimentos lamosos e finos. As figuras 16 e 20, também trazem informações importantes para identificação dos processos formadores.

### **5.2.2 Desenvolvimento dos estromatolitos e calhas**

A formação de Edg e Eh indica um processo de deposição em um contexto marinho raso, com ondas de energia moderada a alta (Andres & Reid, 2006). Em ambientes rasos, as chances de desenvolvimento de colônias microbianas são significativamente maiores. A entrada de luz favorece a fotossíntese, principalmente por cianobactérias locais que com maior incidência de luz podem ajudar a gerar maiores concentrações mais elevadas dessas colônias (Walter, 1976). As tempestades desempenham um papel crucial ao transportar sedimentos de fora da bacia, aumentando a disponibilidade de grãos que, posteriormente, são capturados pelas colônias microbianas e ligados aos EPS (Andres &

Reid; Dupraz, 2009). A presença de domos em Edg pode ser atribuída aos pontos de aprisionamento de grãos, resultando na formação de um relevo mais proeminente. A morfologia dos estromatolitos dômicos também pode ter sido favorecida pelos fluxos oscilatórios e correntes induzidas por tempestades. As ondulações proporcionam um ambiente propício para o acúmulo desses organismos, onde colônias concentradas são formadas. A parada prolongada das tempestades também desempenha um papel crucial na estabilização de EPS, conforme Ferronato et al. (2021).

As tempestades podem afetar negativamente o relevo dos estromatolitos, arrancando e deformando os domos (Suarez-Gonzalez et al., 2019). Mesmo assim, é possível observar que a escala de preservação dos Edg é muito grande. Isso se dá pela litificação precoce que houve dada a precipitação de carbonatos, que previnem em boa parte a erosão e pelo EPS formado (Walter et al., 1988; Fairchild et al., 1990). Essas evidências são mostradas pelas laminações crenuladas existentes em Edg.

Em Edg, a presença de dolomita micro e criptocristalina é interpretada como uma substituição completa de calcita microcristalina e micrita. Por vezes apresentam-se misturadas com os sedimentos detríticos e como laminações finas de coloração marrom. Essas partículas são um indício de precipitação carbonática, formadas em momentos de quiescência (momento de não-deposição). Durante períodos mais prolongados de quiescência, a colônia microbiana conseguia se desenvolver muito bem, consequentemente gerando grandes quantidades de EPS. O EPS ajudava a isolar a colônia da água marinha, criando um ambiente propício para a precipitação desses carbonatos e logo depois serem litificados. Portanto, a preservação do Edg, se dava devido aos longos períodos entre as tempestades, que ajudavam na formação e na ampla distribuição e crescimento das colônias microbianas.

Os Estromatolitos horizontais (Eh) também apresentam laminações milimétricas, marcadas pela alternância de material misto (siliciclástico-carbonático) e camadas lamosas de coloração castanha. Essa variação textural é um indicativo de mudanças de energia no sistema. Havia momentos de quiescência com maior disponibilidade de sedimentos e momentos com maior desenvolvimento da colônia (Suarez-Gonzalez et al.,



2019). Pode-se entender que a ausência de relevo era causada por múltiplos eventos de tempestades (Ferronato et al., 2021), quando a comunidade microbiana não tinha tempo de se estabelecer de fato no substrato e não geravam cabeças como os Mdg. Sendo assim, as camadas de Eh foram erodidas de forma frequente, e quando havia momentos de tempo bom, a colônia conseguia se estabelecer de forma rápida, criando finas camadas de EPS, possibilitando a evolução de camadas finas laminadas para pequenos domos. Esses múltiplos eventos podem ser registrados nos Eh como superfícies erosivas cobertas por sedimentos mistos, pelas maiores quantidades de intraclastos existentes e pela ruptura das laminações.

### **Calhas entre os estromatolitos**

As tempestades têm outro papel importante quando relacionado aos estromatolitos: preenchimento das calhas que separam os domos em Edg. A evidência de que esses sedimentos são depositados pelas tempestades é a presença de laminações onduladas truncadas de pequeno a médio porte. Os arenitos híbridos que preenchem as calhas têm composição muito similar aos sedimentos precipitados e depositados nos estromatolitos (Figuras 17 e 21).

Nos momentos de tempo agitado, as ondas de tempestade tocam o fundo, remobilizando e redepositando os sedimentos ao longo das calhas existentes entre os domos microbiais. Devido ao fato de não ter havido processo de litificação precoce e as colônias microbianas terem se estabelecido de forma menos concentrada nesses espaços, a remobilização e deposição de sedimentos se dava de maneira mais eficiente. Além disso, durante os episódios de tempestades, são geradas grandes ondas que, combinadas com as fortes correntes unidirecionais, levam areias do ambiente proximal para mais distal (Dumas e Arnott, 2006). Essas areias se depositam nas calhas, gerando as laminações onduladas truncadas (Figuras 18 e 19). No momento de tempo bom, as ondas tendem a ser pequenas e dificilmente tocam o fundo, permitindo a acumulação de

sedimentos finos nas calhas. A quase totalidade desses sedimentos finos será remobilizado e retrabalhado no próximo evento de tempestade, não ficando preservada *in situ*.

### 5.3 Ambiente deposicional

A partir da análise dos elementos composicionais e estruturais, foi possível inferir algumas observações importantes sobre o paleoambiente da Formação Caboclo. Os estromatolitos estudados da Formação Caboclo foram desenvolvidos em um contexto subaquoso dominado por ondas, similar ao modelo proposto por Ferronato et al. (2021). No entanto, deve-se considerar que os estromatolitos associados a contextos dominados por ondas podem ocorrer tanto em ambientes lacustres, como em ambientes marinhos, de acordo com Plint (2010).

Nos estromatolitos da Formação Caboclo, não foram identificados fósseis que pudessem remeter a um ambiente exclusivamente marinho. Entretanto, existem diversos estudos que mostram que os estromatolitos aglutinantes são essencialmente de origem marinha (Tabela 1), afastando a possibilidade de uma origem lacustre para os estromatolitos encontrados nos afloramentos Cristal B e Cristal C na Formação Caboclo.

As estruturas dos estromatolitos também inferem muito sobre o ambiente deposicional. Quanto maior a energia das ondas e tempestades, mais difícil dos estromatolitos se fixarem no substrato. Logo, comparando a quantidade de Edg e Eh existentes (sendo  $Edg > Eh$ ), pode-se inferir que a ocorrência das tempestades se dava de forma episódica e que as ondas não eram fortes suficientes para inibir a acreção microbial de Edg. Os momentos onde ocorrem os Eh indicam raros períodos de incremento na ação das tempestades, inibindo a formação de domos, permitindo somente que os microbialitos se estruturassem na forma de esteiras horizontais. Um contexto de uma plataforma dominado por ondas também é corroborado pela presença de laminações onduladas truncadas nas calhas separando os Edg.

Sendo assim, a partir dos tipos geométricos dos estromatolitos, somado a presença de estruturas sedimentares físicas associadas a ação de ondas de tempestades é possível afirmar que os estromatolitos estudados da Formação Caboclo se desenvolveram em um contexto de shoreface inferior, posicionado abaixo do nível de ação de ondas normais e acima do nível de ação de ondas de tempestades.

Tabela 1. Quadro comparativo dos estromatolitos aglutinantes ao longo do tempo geológico.

AUTOR	UNIDADE / BACIA	IDADE	MACROESCALA	MICROESCALA	PALEOAMBIENTE/ CONTEXTO GEÓLOGICO
(Schieber,1998)	Fm. Mt SHIELDS, Supergrupo Belt	Meso-proterozoico	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
Druschke et al., (2009)	Quartzito Eureka	Ordoviciano	Superfícies microbiais enrugadas gradando para domos pequenos, de 10 cm, para domos maiores que até 2 m de diâmetro e 1,5 m de altura.	Lâminas brancas e cinza-escuro alternadas, compostas primariamente por quartzo arredondado de até 0,5 mm	A formação sedimentar teve início em um ambiente marinho raso sujeito à ação das ondas e evoluiu para um sistema de ilha-barreira com características de maré. Os estromatolitos são predominantemente encontrados no shoreface superior e ocasionalmente no shoreface médio-inferior, na parte inferior da formação

Davis, (1968)	Mb. New Richmond , Fm. Shakopee	Ordoviciano	Biohermas de até 60 cm de diâmetro, LLHC. Laminação tem vários mm a alguns cm.	Laminação obscura de grãos de quartzo médio, bem selecionados, com bandas finas de dolomita paralela à laminação.	A formação apresenta uma sequência mista de siliciclásticos e carbonatos, com características deposicionais de zona intermaré, conforme descrito por Johnson & Simo (2002).
Draganits & Noffke (2004)	Fm. Muth	Devoniano	Estromatolitos 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 exibem uma alternância difusa e ondulada entre camadas brancas (quartzosas) e cinza-verdes (quartzo microcristalino e sericita). Os grãos de quartzo têm tamanho variando de 0,1 a 0,3 mm.	A formação é puramente siliciclástica. As unidades superpostas contêm carbonatos. Sistema ilha-barreira, marinho raso. Estromatolitos e MISS nas associações de fácies de foreshore, shoreface e praia.

Braga et al. (1995); Braga & Martín (2000); Martín et al. (1993)	Membro Sorbas, Bacia de Sorbas	Mioceno	Camadas estromatolíticas de até 5 m de espessura com estromatolitos dômicos, que têm até 3 m de espessura. Existe uma variação considerável no diâmetro dos estromatolitos, 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	Lâminas milimétricas de micrita densa, coagulada ou peloidal, ocasionalmente com fenestras. Grãos siliciclásticos, de tamanho silte a seixo, estão dispersos nas lâminas com coberturas oolíticas. Os grãos representam de 10 a 65% do volume total dos estromatolitos, sendo que até 50% são oóides. O cimento de calcita em mosaico preenchendo fenestras e espaços intergranulares.	Sequência mista siliciclástica-carbonática. Os estromatolitos siliciclásticos se desenvolvem em um ambiente marinho raso, na transição do shoreface inferior para o offshore, coexistindo com leiolitos e trombolitos nas áreas mais rasas.
Bertrand-Sarfati, (1994)	Bacia de Ajjers	Carbonífero	Os estromatolitos 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.	As lâminas predominam em micrita densa, com adição de argila detrítica e quartzo silte (10-50%). Incluem lama carbonática, ocasionalmente oóides, micrita peloidal, coágulos trombolíticos e	A sequência inclui folhelhos carbonosos, arenitos e carbonatos pouco espessos. Os estromatolitos foram formados em planícies deltaicas, protegidas da ação direta das ondas, em condições de baixa energia e sem exposição subaérea.

## 6. CONCLUSÕES

Neste trabalho, ao examinar detalhadamente as características em macro e microescala das rochas da Formação Caboclo e revisar a literatura existente, identificamos evidências importantes que nos permitiram tirar conclusões sobre o contexto deposicional onde ocorreu a deposição dos estromatolitos mistos da Formação Caboclo. Além disso, conseguimos entender melhor como ocorreu a evolução dos estromatolitos e o processo de trapeamento e aglutinação.

Os depósitos estromatolitos mistos se desenvolveram em um contexto de plataforma rasa dominada por ondas e tempestades, conforme sugerem as fácies sedimentares associadas. No perfil estudado, ocorrem dois tipos de estromatolitos: Estromatolitos dômicos de grande porte com maior ocorrência e os estromatolitos horizontais que intercalam com os dômicos. Esse contexto deposicional era caracterizado por alternância no regime energético, de condições de baixa energia onde ocorre a acreção microbiana, e momentos de mais alta energia, onde fortes tempestades retrabalham os domos e depositam arenitos com laminações onduladas nas calhas entre domos. Precipitação carbonática microbiana junto com trapeamento de grãos siliciclásticos foram os principais processos envolvidos na formação dos depósitos microbianos, definindo os estromatolitos da Formação Caboclo como do tipo aglutinante. Estromatolitos aglutinantes são raros do registro geológico, existindo poucos casos descritos na bibliografia do Pré-cambriano. Dessa forma, o presente trabalho posiciona a Formação Caboclo como mais um exemplo de estromatolitos aglutinantes no registro geológico do pré-cambriano.

## 7. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364
- Andres, M.S., Reid, R.P., 2006. Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology* 185, 319–328, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.020>
- 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>
- 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 Tectônica 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)
- Bowlin, E.M., Klaus, J.S, Foster, J.S., Andres, M.S., Custals, L., Reid, R.P., 2012. Environmental controls on microbial community cycling in modern marine stromatolites. *Sediment. Geol.* 263-264, 45-55, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.08.002>
- 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)
- 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>
- Bruto Neves, BB & Leal, A.S. 1968. Elementos de estratigrafia do médio São Francisco. *In: IV Simp. De Geol. Do Nordeste, Recife, Resumos, SBG, Bol. Esp.*, 1:60.
- Burne, R. V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. *Palaios* 2, 241, <https://doi.org/10.2307/3514674>
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F.D., 2007. A história de inversão do aulacógeno do Paramirim contada pela Sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina. *Ver. Bras. Geociências* 37, 92-110.
- Chiarella, D., Longhitano, S.G., and Tropeano, M., 2017, Types of mixing and heterogeneities in siliciclastic-carbonate sediments: *Marine and Petroleum Geology*, v. 88, p. 617–627, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.09.010>.



Danderfer, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton—Brazil. *Precamb. Res.* 170, 116-128, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.002>

De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoretti, F., Mastella, L. & Castro, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the Petroledge® System. In: American Association of Petroleum Geologists Annual Convention and Exhibition 2007, Houston, Extended Abstracts Volume.

Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587. <https://doi.org/10.1038/205587a0>

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>

Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification — the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073–1076, <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>

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)

Fairchild, I.J., Marshall, J.D. and Bertrand-Sarfati, J., 1990. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis. *Am. J. Sci.*, 290-A: 46- 79. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8)

Ferronato, J. P. F., dos Santos Scherer, C. M., Drago, G. B., Rodrigues, A. G., de Souza, E. G., dos Reis, A. D., ... & Cazarin, C. L., 2021. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in a Mesoproterozoic storm-dominated ramp: Depositional processes and stromatolite development. *Precamb. Res.* 361, 106240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106240> Get rights and content

- 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>
- Gerdes, G., Klenke, T., & Noffke, N., 2000. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology*, 47(2), 279-308. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00284.x>
- Gerdes, G., 2010. What are microbial mats? In: Seckback, J., Oren, A. (Eds.), *Microbial Mats, Cellular Origin, Life in extreme Habitats and Astrobiology*. Springer, Netherlands, vol. 14., pp. 3-25.
- Guadagnin, F., Chemale Jr, F., Magalhães, A.J., Santana, A., Dussin, I., Takehara, L., 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup—Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton. *Gondwana Research*, 27, 363-376. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.009>
- James, M. R., Robson, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117. <https://doi.org/10.1029/2011JF002289>
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<432:MOSACS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<432:MOSACS>2.0.CO;2)
- Mount, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first–order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32, 435-442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00522.x>
- 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>
- 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., 2009. The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits. *Earth-Science Reviews*, 96, 173-180. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.08.002>
- Noffke, N., 2010. *Geobiology: Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to Today*. Springer, Heidelberg, p. 194.
- 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., Beraldi-Campesi, H., Callefo, F., Carmona, N. B., Cuadrado, D. G., Hickman-Lewis, K., ... & Xiao, S., 2022. Part B, Volume 2, Chapter 5: Microbially Induced sedimentary structures (MISS). <http://rid.unrn.edu.ar/handle/20.500.12049/9065>

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>

Plint, A.G., 2010. Wave-and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Orgs.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland, p. 167–200.

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.

Riding, R., 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., Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial –algal mats and biofilms. ***Sedimentology***, v. 47, p. 179-214, 2000. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>

Riding, R., 2011a. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. *Encycl. Earth 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)

Schieber, J., 1999. Microbial mats in terrigenous clastics: The challenge of 88 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)

Suarez-Gonzalez, P., Arenas, C., Benito, M.I., & Pomar, L., 2019. Interplay between biotic and environmental conditions in pre-salt Messinian microbialites of the western Mediterranean (Upper Miocene, Mallorca, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 533, 109242. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109242>

Walter, M.R., Bauld, J., Brock, T.D., 1976. Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vacerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, vol. 20. Elsevier, Amsterdam, pp. 273–310. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)71140-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71140-3)

Walter, M.R., 1977. Interpreting stromatolites: these fossils can tell us much about past organisms and environments if we can learn to decode their message. *American Scientist*, 65, 563-571. DOI: <https://www.jstor.org/stable/27848083>

Walter, M.R., Krylov, I.N., Muir, M.D., 1988. Stromatolites from middle and late Proterozoic sequences in the McArthur and Georgina Basins and the Mount Isa Province, Australia. *Alcheringa*, 12, 79-106. <https://doi.org/10.1080/03115518808618998>

Walsh, M.M., 2010. Microbial mats on the early earth: the Archean rock record. *Microbial Mats: Modern and Ancient Microorganisms in Stratified Systems*, pp., 41-51.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites; their composition and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 50, 21-29. <https://doi.org/10.1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. Dordrecht: Springer Netherlands. In *Provenance of arenites* pp., 165-189.

## ANEXOS

Anexo 1: Perfis colunares Cristal Be Cristal C, digitalizados no programa Adobe Illustrator.

# PERFIL COLUNAR CRISTAL B (1:50)

INTÉRPRETE(S): JOÃO PEDRO / CLAITON / EZEQUIEL / BRUNO / FELIPE / THAÍS

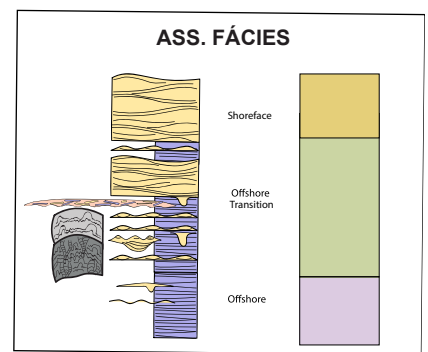
DATA: 15/06/2022

SEÇÃO: CRISTAL

COORD. UTM: 0248094 ME / 8692202 MN

DATUM: SAD-69 / 24S

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		AMOSTRA	CÓDIGO FÁCIES	PALEO CORRENTE	FOTOS	ASSOC. FÁCIES	DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA
<p>ESCALA: 1/20</p> <p>Areia</p> <p>Bl Sx Gr Mg G M F Mf S Ag</p>	21	CRB-6J	G-c Sscs Sw Sscs				Swalley com camadas amalgamadas de baixo ângulo, onduladas truncadas com guttercasts de até 25cm de espessura.
	19	CRB-5J	Ebs		3995 4001		Bioestromas de estromatólitos domicos e pseudo colunares.
	18		Ebs		89-94		Bioestroma de estromatólitos domicos e colunares de (2 a 3cm) com abundantes intraclastos dispersos.
	17		Sscs		79-88		Hummocky de 10 a 20cm separados por pelitos de 10cm. Os arenitos tem wave ripples no topo.
	16		Sscs		73-78		Filmes de lama milimétrica. Arenito lenticular de 2cm com wave ripples.
	15	CRB-4J	Shcs Shcs Gm		61-68		Conglomerado intraclástico com conglomerados de até 6cm, possivelmente microbiais.  Arenitos com wave ripples.
	14		Htw Sscs				
	13	CRB-3J	Htw Shcs Htl		55-57 58-60 69-72		Heterolito com ripples de onda. Intraclastos na base, estratificação ondulada truncada com ripples no topo
	12		Sscs				Swalley.
	11		Slw Fl Shcs Fl Gm Fl Shcs Fl Slw		Ex: Gc:135		CRISTAIS 2B: h: 952m 248445m E 8691835m N  Hummocky aniotrópica.
	10		Fl		45-48		
	9	CRB-09	Sscs		F659-661		Sets amalgamados e arenito muito fino a fino com estratificação cruzada de baixo ângulo suavemente ondulada.
	8		Htl				
	8		Shcs				Arenito com guttercest e wave ripple. Camada maciça com topo ondulado. As camadas do areias ficam mais apertadas em direção ao topo.
	7	CRB-08	Fl				
	7		Htl				Heterolito flaser com camada de arenito muito fino a fino com estratificação cruzada ondulada de baixo ângulo
	6		Gc Shcs		*GEO cron 2		Guttercasts com laminação ondulada incipiente de baixo ângulo.
	6	CRB-07	Fl				Guttercasts preenchido na fase por ripples supercríticas com migração para os dois lados. Intraclastos milimétricos na base. No topo aumento o λ.
	5		Sw/Sd Fl Sd Fl				Bioestroma fino, Intensamente fluidizado. Intraclastos dispersos
	4	CRB-06 CRB-05 CRB-04 CRB-2J	Sd Fl		F663-682 F685-699		Siltito com laminação incipiente, deformado (... erosão?).
	4	CRB-03	Ebs		24-28		Areias com laminação ondulada de pequeno porte, côncavas preenchendo espaço entre os biohermas. 15cm de largura x 15 de comprimento
3		Ebh				Colunas (2 a 5cm de largura x 20 cm de comprimento), por vezes bifurcadas. Largura das cabeças (cm): 70, 55, 70, 75.	
2		Ebh		3910-23		Areias finas laminadas onduladas preenchendo calhas e intercalando com estromatólitos.	
1	CRB-02 CALHA	Ebh		F605-607 F599-604 F623-626		Biohermas híbridos com intercalação de areias muito finas a finas e preenchendo calhas. Pequenos domos ( 5cm x 4cm) que gradam para colunares ( 3cm x 8cm). Rocha amarela.	
1	CRB-01	Ebh		F594-598			



DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA

# PERFIL COLUNAR CRISTAL C (1:50)

**INTÉRPRETE(S):** JOÃO PEDRO / CLAITON / EZEQUIEL / BRUNO / FELIPE/ THAÍS

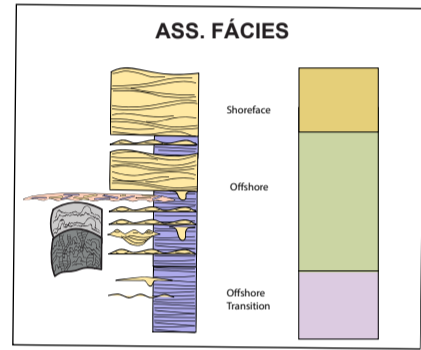
**DATA:** 20/06/2022

**SEÇÃO:** CRISTAL

**COORD. UTM:** 0248547 ME / 8691456 MN

**DATUM:** SAD-69 / 24S

COLUNA ESTRATIGRÁFICA	AMOSTRA	CÓDIGO FÁCIES	PALEO-CORRENTE	FOTOS	ASSOC. FÁCIES	DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA	
		Gm				Arenito com Swalley e conglomerados intraclásticos lenticulares.	
		Sscs					
		Shcs		2067-71			Estromatólitos intercalados e erodidos.
		Sth/ Slw/ Sw/ Gm		2066			Arenito com Swaley com S / W / Sw e conglomerados intraclásticos. Arenito maciço com intraclastos na base, laminações muito irregulares, rompidas.
		Sm		2061-65 Cristal 104-284			
		Sth		2068-63			
		Htw					
		Shcs					
		CRC-09	Shcs				Erodindo os estromatólitos.
		CRC-08	Sth		398-400 Cristal 100-280 393-96		Estromatólitos internamente compostos por domos de 8cm de comprimento de onda e 2 a 2,5, de amplitude com laminação horizontal, por vezes rompidas.
			FI				Pelitos com camadas lenticulares de arenitos finos de 2cm a 5cm, com laminação de wave ripples.
			Slw/FI		391-92		Pelitos microbiais com domos de 2cm de amplitude e 3cm de largura. Lateralmente intraclastos.
			Htw Slw				
			Slw				
			Htw		Cristal 040-220 075-255 110-290		
			FI				Pelitos laminados.
			Htw				
			FI				
			Htw		2058		
			Sh/Sw Htw				
			FI				
			Shcs				Hommocky com guttercasts na base.
			FI				
			Slw Ht Slw Htw				
		CRC-07	FI				Pelitos com guttercasts.
			Sscs Sw				
	CRC-05	Sscs					
				376-90 401-11 354-69		Guttercasts no contato. Biohermas isolados entre arenitos com estruturas de ondas. Domos amplos com curvatura suave com laminação horizontal e pequenas cabeças.	
	CRC-04	Stb		365-68			
	CRC-03						
	CRC-06	Stb				Bioestroma com topo ondulado (ondulação de topo: 3,3m comprimento e 0,25cm amplitude.) composto por colunas de 1 a 3cm de largura e 10 a 30 cm de altura.	
			Bioestroma				
	CRC-02	Stb					
	CRC-01	Stb					
		Stb				Biohermas com arenitos com wave ripples entre as cabeças.	
		Ht					
		Stb/?				Lateralmente heterolitos.	
		Ht					
		Slw					
		Stb				Biohermas com topo Sth	
		Sth				Biohermas com domos suaves esparsos.	
		SI				Arenito muito fino a fino com lâminas microbiais rompidas. Arenito híbrido conglomerático sobreposto por arenito com laminação de baixo ângulo.	
		Stb				Biohermas com base Sth e recoberto por Sth, sendo internamente pseudocolunar.	
		Sm				Arenito maciço conglomerático híbrido amalgamado.	
		Sth				Estromatólitos horizontais com pequenos domos.	
		Sm				Arenito conglomerático híbrido maciço amalgamado com lamina rompidas de microbiais (intraclastos).	
		Slw Ht Slw Gm				Arenito conglomerático com marcas onduladas de laminação milimétrica rompidas de microbiais.	
		Stb				Arenito conglomerático/brechado intraclástico com marcas onduladas de grande porte. Ondas no topo. Estromatólitos laminados, rompidos lateralmente formando pequenos domos. Lateralmente arenitos híbridos.	



**DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA**