

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO
SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP,
LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA**

ROSSANO DALLA LANA MICHEL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2023

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO
SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP,
LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA**

ROSSANO DALLA LANA MICHEL

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dr. Amanda Goulart Rodrigues –Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS);

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza –Universidade Federal do Pampa (Unipampa);

Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior – Universidade Federal Fluminense (UFF).

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do
Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2023

CIP - Catalogação na Publicação

Michel, Rossano Dalla Lana
A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO
SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP, LIMITE
TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA / Rossano Dalla
Lana Michel. -- 2023.
76 f.
Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2023.

1. Estratigrafia. 2. Gondwana. 3.
Triássico-Jurássico. 4. Fm. Sambaíba. 5. Bacia do
Parnaíba. I. Scherer, Claiton Marlon dos Santos,
orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família. Pai, manos, sobrinhas, amo vocês! Apesar da distância, carrego vocês comigo em todos os momentos.

À Gabriela, grande companheira que a vida me trouxe. Obrigado pelo apoio, pela parceria, pela compreensão, pela paciência e por todo amor. Tu tornaste esse caminho mais agradável!

Ao meu orientador, Claiton, pela amizade, pelos conselhos, pela paciência e confiança.

Aos colegas de campo, por tornarem o trabalho mais leve e divertido.

Aos amigos, pelo suporte, mesmo que através de um copo de cerveja.

Ao prédio da estratigrafia, uma segunda casa para mim. Agradeço especialmente ao Carlos e ao Rodrigo, pelo carinho e prestatividade diária.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Instituto de Geociências pelo aprendizado oportunizado.

Ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional de Petróleo PRH 14.1 – ANP pela bolsa de estudo.

E por fim, te agradeço pela vida Mãe, seja onde estiver, te agradeço pela vida!

Resumo

Sistemas eólicos são construídos e moldados pelos ventos predominantes incidentes em uma determinada área da superfície da Terra. Assim, esses sistemas se consolidam como importantes indicadores das condições climáticas durante sua formação. Devido à relação entre o ângulo de cavalgamento das formas de leito eólico e a taxa de acreção vertical do sistema, a preservação das formas de leito é limitada a aproximadamente 10% de sua altura original. Por esse motivo, a preservação da morfologia das formas de leito é uma ocorrência rara, pois elas são facilmente erodidas ou obscurecidas por sua própria dinâmica. No entanto, há registros de processos geológicos subsequentes responsáveis por preservar a altura original da forma de leito eólica ou até mesmo a sua morfologia. Um desses registros é o recobrimento de *ergs* ativos por fluxos de lavas, comumente relacionados a grandes províncias ígneas. A Formação Sambaíba, posicionada no Triássico da Bacia do Parnaíba, registra uma espessa sucessão siliciclástica predominantemente eólica, que é sobreposta pelos derrames vulcânicos da Formação Mosquito. Derrames estes associados à Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), com idade de ~200 Ma, decorrente da fragmentação do Pangeia. Através de mapeamento e levantamento estratigráfico, foram identificadas a presença de diversas feições de interação sedimento-lava e a preservação de formas de leito eólica entre a porção superior da Formação Sambaíba e os derrames da Formação Mosquito, indicando assim sua contemporaneidade. A constância das paleocorrentes para W-NW das dunas eólicas sugere que os ventos alísios dominaram nesse sistema, fornecendo evidências sobre a aridez em baixas latitudes na região central do supercontinente Gondwana Ocidental no Triássico tardio. A interação entre as dunas eólicas e os fluxos de lava indica que pelo menos a porção superior da Formação Sambaíba pode ser posicionada de forma confiável no limite T-J.

palavras-chave: Gondwana, paleoventos, limite Triássico-Júrrássico, Fm. Sambaíba.

Abstract

Eolian systems are built and shaped by the prevailing winds incident on a given area of the Earth's surface. Thus, these systems are consolidated as important indicators of the climatic conditions during their formation. Preservation of the bedforms is limited to approximately 10% of their original height, due to the relationship between the bedforms climbing angle and the vertical accretion rate of the system. For this reason, the preservation of bedform morphology is rare, as the bedforms are easily eroded or obscured by their own dynamics. However, there are records of subsequent geological processes responsible for preserving the original height of the eolian dunes or even its morphology. One such record is the covering of active ergs by lava flows, commonly related to Large Igneous Provinces. The Sambaíba Formation, positioned in the Triassic of the Parnaíba Basin, records a thick siliciclastic dominantly eolian succession, which is overlain by volcanic flows of the Mosquito Formation (~200 Ma). These volcanic rocks are associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), resulting from the fragmentation of Pangea. Fieldwork investigation and stratigraphic analysis revealed the presence of several sediment-lava interaction features and the preservation of aeolian bedforms between the upper portion of the Sambaíba and the Mosquito Formation, thus indicating their contemporaneity. The interaction between aeolian dunes and lava flows indicates that at least the upper portion of the Sambaíba Formation can be reliably positioned at the T-J boundary. The constancy of eolian paleocurrents to W-NW suggests that trade winds prevailed and attests the arid conditions in the low latitudes of Gondwana at the Triassic-Jurassic boundary.

key words: Gondwana, paleowinds, Triassic-Jurassic boundary, Sambaíba Fm.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| FIGURA 1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. A) LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARNAÍBA COM DESTAQUE PARA OCORRÊNCIAS DO CAMP (MANCHAS PRETAS); B) ZOOM NA ÁREA DE ESTUDO, COM DESTAQUE PARA AS FORMAÇÕES SAMBAÍBA E MOSQUITO, INDICANDO OS PONTOS VISITADOS EM CAMPO (VERMELHO), PONTOS AONDE FORAM LEVANTADAS SEÇÕES VERTICAIS (VERDE) E PONTOS DISCUTIDOS NOS RESULTADOS DESSE TRABALHO (AMARELO). | 14 |
| FIGURA 2. LOCALIZAÇÃO E COMPARTIMENTAÇÃO DA PROVÍNCIA PARNAÍBA. (RETIRADO DE SILVA ET AL., 2003)..... | 15 |
| FIGURA 3. CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAÍBA (VAZ ET AL., 2007). | 17 |
| FIGURA 4. DIAGRAMA DA EVOLUÇÃO DA COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO PERMO-TRIÁSSICO DA BACIA DO PARNAÍBA (EXTRAÍDO DE ABRANTES JR., 2013) | 19 |
| FIGURA 5. RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA TERRA PARA O LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO (CRIADO COM GPLATES UTILIZEO A BASE DE SCOTESE, 2016). | 22 |
| FIGURA 6. IDEALIZAÇÃO DAS ZONAS CLIMÁTICAS DURANTE TRIÁSSICO TÁRDIO (EXTRAÍDO DE ZENG ET AL., 2022)..... | 22 |
| FIGURA 7. PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMA DO TRIÁSSICO TARDIO (EXTRAÍDO DE IKEDA ET AL., 2020)..... | 23 |
| FIGURA 8. HIERARQUIA DE FORMAS DE LEITO EÓLICAS (EXTRAÍDO DE SCHERER 2004, MODIFICADO DE WILSON, 1972). | 25 |
| FIGURA 9. RELAÇÃO ENTRE O ÂNGULO DE CAVALGAMENTO E INCLINAÇÃO DO DORSO DA FORMA DE LEITO, COM ILUSTRAÇÃO DAS ESTRUTURAS GERADAS. (EXTRAÍDO DE SCHERER 2004, MODIFICADO DE HUNTER, 1977)..... | 26 |
| FIGURA 10. PROCESSOS DE DEPOSIÇÃO NA FACE DE ESCORREGAMENTO DE UMA DUNA EÓLICA. (MODIFICADO DE WEBER, 1987; HUNTER, 1977). | 26 |
| FIGURA 11. REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS ELEMENTOS DE <i>TOPSET</i> , <i>FORESET</i> E <i>BOTTOMSET</i> | 27 |
| FIGURA 12. POSSÍVEIS SUPERFÍCIES LÍMITROFES DE ORIGEM EÓLICA (EXTRAÍDO DE KIFUMBI, 2023. MODIFICADO DE KOCUREK, 1988). | 28 |
| FIGURA 13. RELAÇÃO ENTRE REGIME SEDIMENTAR E CICLO CLIMÁTICO, DIAGRAMA IDEALIZADO DO REGIME SEDIMENTAR DA REGIÃO DO SAARA (KOCUREK, 1999)..... | 29 |
| FIGURA 14. AFLORAMENTO NO MORRO DO TALHO. A) ORTOIMAGEM DE TODO O AFLORAMENTO GERADO A PARTIR DE AQUISIÇÃO FOTOGRÁFICA COM <i>DRONE</i> ; B) INTERPRETAÇÃO DA FIGURA A; C) ZOOM NA PORÇÃO SUPERIOR DO AFLORAMENTO, ILUSTREO A RELAÇÃO ENTRE <i>FORESET</i> E <i>TOPSET</i> ; E D) VISTA EM PLANTA DA SUPERFÍCIE DE TOPO DO AFLORAMENTO, IMEDIATAMENTE ACIMA DA FIGURA C, DETALHES PARA FEIÇÕES DE INTERAÇÃO ENTRE SEDIMENTO E LAVA. | 41 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 15. AFLORAMENTO NO MORRO DO VÃO DA MANGABA. A) FOTOGRAFIA DO TOPO DA SEÇÃO COM INDICAÇÃO DA IRREGULARIDADE DA SUPERFÍCIE; B) FOTOGRAFIA OBLÍQUA MOSTREO FEIÇÕES DE INTERAÇÃO E <i>RIPPLES</i> EÓLICAS PRESERVADAS NA SUPERFÍCIE ACIMA DA SEÇÃO EÓLICA; C) FOTOGRAFIA DA SEÇÃO DO TOPO DO MORRO COM INTERPRETAÇÕES. | 42 |
| FIGURA 16. AFLORAMENTO DE DARCIÓPOLIS. A) E B) ORTOIMAGEM DE TODA EXTENSÃO DO AFLORAMENTO E INTERPRETAÇÃO, RESPECTIVAMENTE, DEMONSTRANDO A RELAÇÕES ENTRE DUAS FORMAS DE LEITO EÓLICAS E PREENCHIMENTO DE INTERDUNAS POR BASALTOS; C) ZOOM NA PORÇÃO NORDESTE DO AFLORAMENTO, DEMONSTRANDO A PRESERVAÇÃO DA FACE DE ESCORREGAMENTO DE UMA DUNA EÓLICA; E D) ZOOM NA PORÇÃO SUDOESTE DO AFLORAMENTO, DEMONSTRANDO A PRESERVAÇÃO DO DORSO DE OUTRA DUNA EÓLICA. | 43 |
| FIGURA 17. ILUSTRAÇÕES DE FEIÇÕES DE INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA. A) GRANDE PAVIMENTO NO TOPO DO MORRO DO TALHO COM PRESERVAÇÃO DE <i>RIPPLES</i> EÓLICAS FEIÇÕES DE INTERAÇÃO SEDIMENTO-LAVA, COMO ESTRIAS, CALHAS E MARCAS EM CRESCENTE; B) DORSO DE UMA FORMA DE LEITO COM <i>RIPPLES</i> EÓLICAS E LOBO DE LAVA PRESERVADOS; C) PAVIMENTO COM MARCAS EM CRESCENTE E IMPRESSÃO DE MORFOLOGIA DE LAVA EM CORDA SOBRE O SEDIMENTO; D) ZOOM EM FEIÇÕES AMARROTADAS E <i>RIPPLES</i> EÓLICAS PRESERVADAS NO DORSO DE UMA FORMA DE LEITO EÓLICA; E E) ZOOM NA IMPRESSÃO DE MORFOLOGIA EM CORDA SOBRE OS SEDIMENTOS. | 44 |
| FIGURA 18. PALEOCORRENTES MEDIDAS EM CAMPO NA FORMAÇÃO SAMBAÍBA. | 46 |
| FIGURA 19. LÂMINA PETROGRÁFICA DE ARENITO EÓLICO APRESENTANDO GRADAÇÃO INVERSA E HETEROGENEIDADE DE POROSIDADE EM DEVIDO A VARIAÇÃO GRANULOMÉTRICA ENTRE LÂMINAS. | 48 |
| FIGURA 20. LÂMINA PETROGRÁFICA. A) E B) ARENITOS EÓLICOS, COM POROSIDADES HETEROGÊNEAS. C) BASALTO. | 48 |
| FIGURA 21. MODELO DE ACUMULAÇÃO E PRESERVAÇÃO DE DEPÓSITOS EÓLICOS DAS FORMAÇÕES BOTUCATU E SERRA GERAL (MODIFICADO DE SCHERER, 2002) | 49 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| TABELA 1. RELAÇÃO ENTRE FÁCIES EÓLICAS DO SISTEMA EÓLICO E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO. ESTUDO DE CASO DO CAMPO RESERVATÓRIO DE PAINTER (MODIFICADO DE SLATT, 2013). | 33 |
| TABELA 2. DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS LITOFÁCIES. | 38 |

LISTA DE ABREVIações

CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*. Em tradução livre: Província Magmática do Atlântico Central. Optou-se por utilizar o acrônimo da frase em inglês, pois este já está consolidado na literatura;

CCS – *Carbon Capture and Storage*. Em tradução livre: Captura e Armazenamento de Carbono. Optou-se por utilizar o acrônimo da frase em inglês, pois este já está consolidado na literatura;

CFB – *Continental Flood Basalts*. Em tradução livre: Basaltos de inundação continentais. Optou-se por utilizar o acrônimo da frase em inglês, pois este já está consolidado na literatura;

Drone – termo usual para designar um Veículo Aéreo Não-Tripulado (VANT);

Fm. – Formação;

PNCM – Parque Nacional da Chapada das Mesas;

VANT - Veículo Aéreo Não-Tripulado;

SUMÁRIO

| | |
|--|-------------|
| RESUMO ----- | V |
| ABSTRACT ----- | VI |
| LISTA DE FIGURAS ----- | VII |
| LISTA DE TABELAS ----- | VIII |
| LISTA DE ABREVIações ----- | IX |
| SUMÁRIO ----- | X |
| ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO ----- | XI |
| 1. INTRODUÇÃO ----- | 12 |
| 1.1. OBJETIVOS----- | 14 |
| 1.2. ÁREA DE ESTUDO----- | 14 |
| 2. CONTEXTO GEOLÓGICO ----- | 15 |
| 3. ESTADO DA ARTE ----- | 19 |
| 3.1. FORMAÇÃO SAMBAÍBA – UMA REVISÃO ESTRATIGRÁFICA ----- | 19 |
| 3.1. CAMP ----- | 21 |
| 3.2. PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMA----- | 21 |
| 3.3. SISTEMAS EÓLICOS----- | 24 |
| 3.3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS----- | 24 |
| 3.3.2 <i>Superfícies Limítrofes</i> ----- | 27 |
| 3.3.3 <i>Construção x Acumulação</i> ----- | 28 |
| 3.4. PRESERVAÇÃO DO SISTEMA----- | 31 |
| 3.5. HETEROGENEIDADE DE RESERVATÓRIOS----- | 32 |
| 4. MATERIAL E MÉTODOS ----- | 35 |
| 4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA ----- | 35 |
| 4.2. MAPEAMENTO E LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO ----- | 35 |
| 4.3. IMAGEAMENTO COM <i>DRONE</i> E GERAÇÃO DE ORTOMOSAICOS----- | 36 |
| 4.4. LÂMINAS ----- | 37 |
| 5. RESUMO DOS RESULTADOS ----- | 38 |
| 5.1. LITOFÁCIES----- | 38 |
| 5.2. ESTRATIGRAFIA ----- | 40 |
| 5.2.1. <i>Discussão</i> ----- | 45 |
| 5.3. HETEROGENEIDADES----- | 47 |
| 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS ----- | 50 |
| 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ----- | 51 |
| 8. ARTIGO CIENTÍFICO ----- | 60 |
| 8.1. COMPROVANTE DE SUBMISSÃO ----- | 60 |
| 8.2. ARTIGO SUBMETIDO EM INTEIRO TEOR ----- | 61 |

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado “***Latest Triassic active eolian dune field preserved by CAMP lava flows***”, submetido ao periódico *Geology* da Sociedade Geológica da América (*Geological Society of America* - GSA), em julho de 2023.

A estruturação da dissertação se dá da seguinte forma:

- a) Texto Integrador: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão descritos os objetivos, localização e geologia da área de pesquisa, o estado da arte sobre o tema de pesquisa e a metodologia aplicada no estudo;
- b) Síntese dos principais resultados obtidos, interpretações desenvolvidas nos artigos e discussão integradora dos resultados;
- c) Conclusões;
- d) Referência bibliográfica utilizadas para embasar os capítulos anteriores;
- e) Comprovante de submissão do artigo ao periódico;
- f) Artigo científico submetido ao periódico.

1. INTRODUÇÃO

Durante o Triássico, as massas continentais estavam unidas em um único supercontinente denominado de Pangeia, que ocupava aproximadamente uma faixa vertical entre as latitudes 90°N e 85°S (Ziegler et al., 1982). Essa configuração gerou condições paleoclimáticas específicas, condicionando os padrões de circulação atmosférica. O clima na região central desse supercontinente era árido, até mesmo em regiões de baixa latitude, próximas à linha do equador. Diversos modelos paleoclimáticos preveem a existência de um padrão climático monsonal para o período (Parrish e Curtis, 1982; Parrish e Peterson, 1988)

Os sistemas eólicos podem ser utilizados como indicadores de condições paleoclimáticas áridas, e a sua dinâmica é controlada pelos padrões de ventos dominantes em determinada região. Devido à relação entre o ângulo de cavalgamento e a taxa de acreção vertical das formas de leito eólicas, a preservação da forma de leito original é limitada a aproximadamente 10% de sua altura original (Rubin e Hunter, 1982). Por esse motivo, a preservação da morfologia das formas de leito é uma ocorrência rara, pois elas são facilmente erodidas pela própria dinâmica de migração e cavalgamento de dunas eólicas. No entanto, em alguns casos, os processos geológicos subsequentes são responsáveis por preservar a altura original da forma de leito eólica ou até mesmo do campo de dunas eólicas (Benan e Kocurek, 2000; Cardenas et al., 2019).

No Triássico tardio, o supercontinente começava a se romper. Associado a essa ruptura, está a criação de novos oceanos. Na região central do Pangeia, em baixas latitudes, essa abertura dará origem ao futuro Oceano Atlântico Central. Durante o rompimento, é comum ter extensa atividade magmática e vulcânica, ocorrendo a geração grande quantidade material efusivo, que podem dar origem a grandes províncias magmáticas (LIP, acrônimo do termo em inglês Large Igneous Provinces).

Um evento específico que pode preservar um sistema eólico ativo no registro geológico é o afogamento de um campo de dunas (erg) por fluxos de lava. Ergs ativos preservados por fluxos de lava foram documentados anteriormente na Formação Eriksfjord (Clemmensen, 1988); Formação Botucatu (Scherer, 2002); e sua contraparte na Namíbia, a Formação Etjo (Mountney et al., 1999). Quando isso ocorre, é necessário um grande volume de fluxos de lava para cobrir o campo de dunas. Por isso, na história do planeta, ela é comumente associada a Grandes Províncias Ígneas

- LIPs (Scherer, 2002; Waichel et al. 2008; Mountney et al. 1999; Jerram et al. 1999). Essa interação torna possível inferir as condições paleoclimáticas durante a colocação desses LIPs.

Durante o Triássico Superior da Bacia do Parnaíba, no norte do Brasil, há uma expressiva sucessão eólica denominada Formação Sambaíba. Ela é sobreposta pela Formação Mosquito, composta por rochas vulcânicas relacionadas à Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). O evento CAMP, responsável por uma das maiores LIPs do mundo, ocorreu no limite Triássico-Jurássico, durante a abertura do Oceano Atlântico Central ($201,6 \pm 0,3$ Ma, Schaltegger et al., 2008). Essa época é caracterizada pela conhecida extinção do final do Triássico (Tanner et al., 2004) e por mudanças expressivas no paleoclima do planeta devido à fragmentação do Pangeia (Donnadieu et al., 2006). Na Bacia do Parnaíba, esse evento é representado por rochas intrusivas em subsuperfície e por um grande platô magmático (CFB, acrônimo do termo em inglês Continental Flood Basalts), localizado no centro-sudoeste da bacia. Esse platô é composto predominantemente por basaltos toleíticos, com uma idade de $199,7 \pm 2,4$ Ma, relacionados ao evento CAMP (Merle et al. 2011).

Fluídos como água, petróleo e gás, são comumente encontrados em rochas eólicas em muitos lugares do mundo, e os depósitos eólicos geralmente formam bons reservatórios ou caminhos para a migração de hidrocarbonetos devido à sua alta porosidade e permeabilidade iniciais e à continuidade lateral geralmente grande dos elementos preservados. Porém, a heterogeneidade nessas sucessões eólicas, por exemplo, decorrente da justaposição de elementos de dunas e interdunas, pode ser problemática.

Então, as questões que se apresentam são: existe a preservação de um sistema eólico ativo pelo recobrimento desse sistema por fluxos de lava? Se existir, o que essa interação permite inferir sobre as condições geográficas e climáticas durante essa ocorrência? E por fim, quais as possíveis heterogeneidades existentes nesses sistemas e em suas interações?

1.1. Objetivos

O objetivo dessa dissertação é o de evidenciar a existência de contemporaneidade entre os depósitos eólicos do topo da Formação Sambaíba e os depósitos vulcânicos sobrepostos, da Formação Mosquito, discutindo assim a influência desse evento na preservação do sistema eólico, e as consequentes evidências paleoclimáticas dessa interação.

Somado a isso, pretende-se discutir as heterogeneidades deposicionais na porosidade e permeabilidade existentes em sistemas eólicos, visando entender possíveis direções preferenciais de fluxo e potenciais reservatórios.

1.2. Área de Estudo

A área de estudo do presente projeto localiza-se na divisa entre os estados do Maranhão e Tocantins. Está situada no domínio geológico da Bacia Sedimentar do Parnaíba, localizada na região norte-nordeste do Brasil (Fig. 1), nas imediações do Parque Nacional da Chapada das Mesas (PNCM).

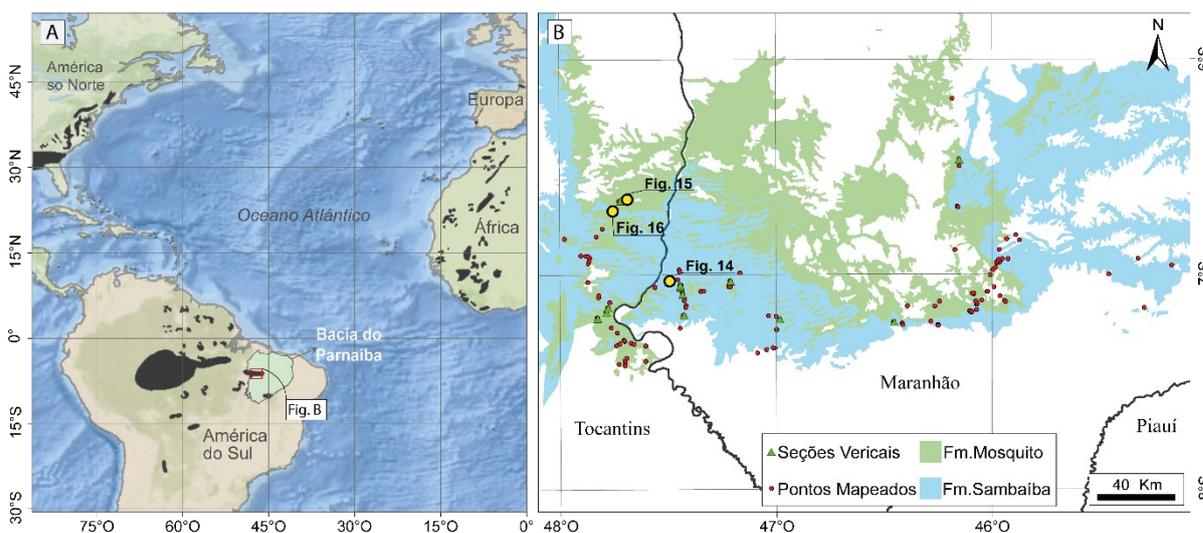


Figura 1. Localização da área de estudo. A) Localização da Bacia do Parnaíba com destaque para ocorrências do CAMP (manchas pretas); B) Zoom na área de estudo, com destaque para as Formações Sambaíba e Mosquito, indicando os pontos visitados em campo (vermelho), pontos aonde foram levantadas seções verticais (verde) e pontos discutidos nos resultados desse trabalho (amarelo).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo do presente projeto está inserida no contexto geológico da Província Parnaíba, que se localiza geograficamente na região norte-nordeste do Brasil. A designação de província se mostra pertinente uma vez que a evolução dessa área se deu de modo compartimentado em bacias com gênese, evolução tectônica, preenchimento e idades distintas (Silva et al., 2003). Esta província cobre uma área de aproximadamente 600.000 km², sendo composta por quatro bacias sucessivas (Fig. 2). A Bacia do Parnaíba representa o primeiro destes quatro ciclos, tendo seu preenchimento sedimentar iniciado no Ordoviciano e se estendendo até o Jurássico inicial. O segundo ciclo seria representado pela Bacia de Alpercatas, com preenchimento do Jurássico ao Cretáceo, com intercalações entre rochas sedimentares e vulcânicas. Por fim, as bacias do Grajaú e Espigão Mestre, ambas de idade Cretácea, representam o terceiro e quarto ciclo. O preenchimento da Bacia do Espigão-Mestre tem seu preenchimento relacionado a arenitos da extensão do domínio Urucuaia, da Bacia Sanfranciscana (Silva et al., 2003).



Figura 2. Localização e Compartimentação da Província Parnaíba. (retirado de Silva et al., 2003)

A Bacia sedimentar do Parnaíba, por vezes denominada de Bacia do Maranhão ou Piauí-Maranhão, desenvolveu-se sobre o embasamento continental durante o período de estabilização da Plataforma Sul-Americana. A subsidência inicial da bacia deu-se por deformação e eventos térmicos relacionados ao fim do Ciclo Brasileiro, com estruturas grabeniformes controlando os depocentros iniciais. Estas estruturas são representadas na bacia pelos depósitos da Formação Jaibáras (Oliveira e Mohriak, 2003).

O preenchimento da Bacia do Parnaíba pode ser subdividido em três supersequências representadas por três grandes Grupos: Serra Grande (Siluriano); Canindé (Devoniano); e Balsas (Carbonífero-Triássico) (Góes e Feijó, 1994).

O Grupo Balsas é composto pelas Formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba. Esse grupo representa a deposição na bacia em uma fase de sinéclise entre o Carbonífero e o Triássico (Fig. 3). A Formação Piauí aflora nas regiões centro-sul e partes das regiões oeste e leste-nordeste da bacia (Vaz et al., 2007), sendo composta por depósitos continentais com breves incursões marinhas, associados a um clima semiárido a desértico. A Formação Pedra-de-Fogo registra depósitos em um ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de sabkha. A Formação Motuca é composta por rochas de granulação fina, avermelhadas, depositadas em um sistema desértico com lagos associados. A Formação Sambaíba encerra o ciclo sedimentar do Grupo Balsas, sendo composta predominantemente por arenitos depositados em um ambiente desértico dominadamente por processos eólicos, com algumas ocorrências fluviais (Vaz et al., 2007; Caputo, 1984; Góes e Feijó, 1994).

Formação Sambaíba foi a denominação adotada por Plummer (1946) para descrever um intervalo de arenitos que formam uma paisagem em forma de mesetas na região do município de Sambaíba, no estado do Maranhão (Caputo, 1984). A seção completa dessa formação atinge espessuras de até 400 metros, sendo composta por arenitos, geralmente fino a médios, rosa-amarelados, por vezes avermelhados e esbranquiçados. Comumente registram sucessivas camadas com estratificações cruzadas, apresentando bimodalidade, grãos foscos, sub- a arredondados, e tendência esférica.

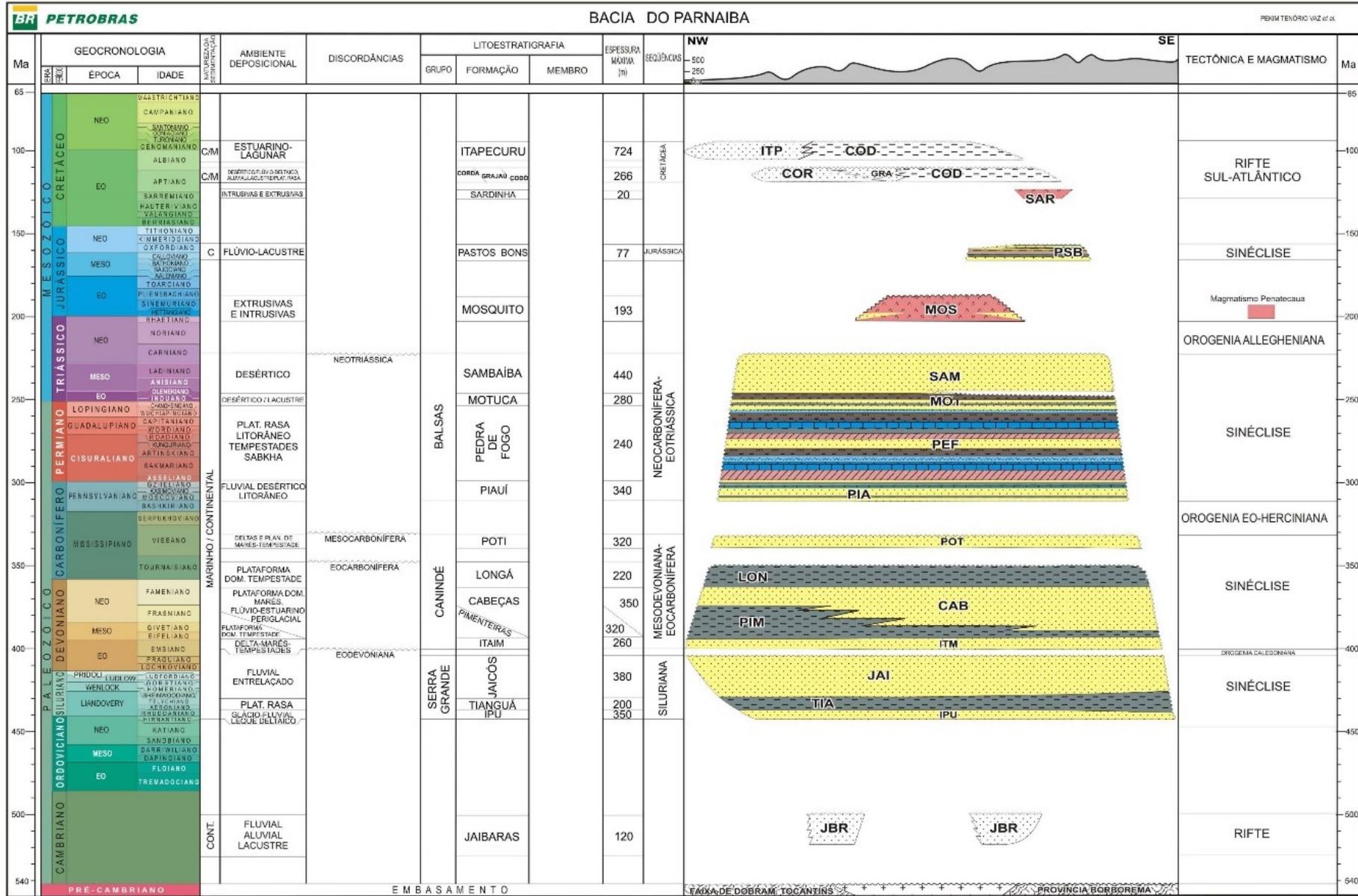


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba (Vaz et al., 2007).

A Formação Sambaíba é interpretada como uma sucessão eólica, com depósitos fluviais efêmeros subordinados. É caracterizado pela repetição de conjuntos (sets) de estratos cruzados de grande escala representando elementos de dunas eólicas, alternando localmente com camadas horizontais de interdunas. Por vezes também ocorrem camadas de arenitos médios, que se interdigitam com os depósitos eólicos, representando depósitos fluviais de Wadi (Caputo, 1984).

Estratigraficamente sobreposto aos depósitos do Grupo Balsas, encontra-se os depósitos vulcânicos da Formação Mosquito. Formação Mosquito foi o termo proposto por Aguiar (1971) para designar os derrames basálticos que se intercalam com rochas sedimentares (*intertraps*). Os depósitos dessa formação foram subdivididos em 5 membros, sendo eles: Basalto Inferior, Membro Macapá, Basalto Intermediário, Tinguí e Basalto Superior (Northfleet e Neves (1966) apud Caputo (1984)). Os sedimentos intercalados com os basaltos dentro da Formação Mosquito, são interpretados como tendo sido depositados em ambientes eólicos e lacustre, sob um clima árido e quente.

Através da datação de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e geoquímica de Sr-Nd-Pb-Os, Merle et al. (2011) correlacionam os depósitos vulcânicos da Formação Mosquito, com idade de $199,7 \pm 2,4$ Ma, ao evento magmático que originou a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), que representa uma Grande Província Ígnea (LIP) que se desenvolveu na transição entre os Períodos Triássico e Jurássico, resultante dos processos de abertura do Oceano Atlântico Central.

3. ESTADO DA ARTE

3.1. Formação Sambaíba – uma revisão estratigráfica

A idade dessa formação ainda é motivo de discussão. Devido à ausência de fósseis, sua posição estratigráfica se baseia em um viés relativo, sobreposta aos depósitos sedimentares da Formação Motuca e sotoposta aos depósitos vulcânicos da Formação Mosquito, o que indicaria que a acumulação dessa unidade poderia ter se estendido do final do Permiano até o Triássico.

No ano de 1946, Plummer (1948), posiciona o Membro Sambaíba como estando incluso na extinta Formação Melancieiras. A época, essa formação era posicionada no sistema Cretáceo. Junto com os Membros Pastos dos Bons e São João dos Patos.

Mesner e Wooldridge (1964) propuseram que a sequência Permo-Pensilvaniana-Triássica seria composta pelas Formações Piauí, Pedra do Fogo, Motuca, Pastos Bons e Sambaíba. Estando essa sequência sobreposta discordantemente sobre os estratos do Período Carbonífero, enquanto a unidade superior (Fm. Sambaíba) poderia ser encontrada discordantemente sob os basaltos Jurássicos (Fig. 4). Esses mesmos autores pontuaram que haveria uma discordância sem angularidade pronunciada inserida nessa sequência, entre a Formação Motuca e as Formações sobrejacentes, Pastos dos Bons e Sambaíba, com o hiato correspondendo possivelmente ao Triássico Inicial.

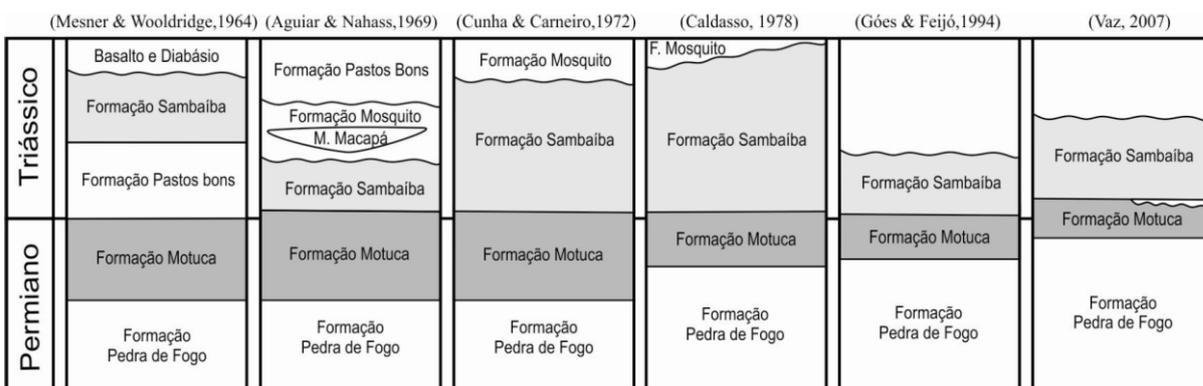


Figura 4. Diagrama da evolução da coluna estratigráfica do Permo-Triássico da Bacia do Parnaíba (Extraído de Abrantes Jr., 2013)

Aguilar e Nahas (1969) e Mabesoone (1977) desconsideram a Formação Pastos dos Bons como pertencente ao Grupo Balsas, mesmo ela estando sobreposta em

discordância as formações Piauí, Pedra-de-Fogo e Motuca. Ela seria mais jovem, sendo sobreposta concordantemente pela Formação Corda, com idade estimada para o Cretáceo (Caputo, 1984). Posteriormente, as rochas que reúnem o complexo clástico-evaporítico que sobrepõem em discordância o Grupo Canindé e estão sotopostas, também em discordância, pelas Formações Mosquito, Grajaú, Codó e Itapecuru, foram agrupadas no Grupo Balsas, que se mantem até hoje compreendendo as Formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba (Góes et al., 1992).

Para Mabesoone (1977) a Formação Sambaíba constitui a unidade mais alta do estágio de estabilização na sinéclise Piauí-Maranhão. A formação apresentaria uma transição mais ou menos gradual da Formação Motuca subjacente e sua superfície superior teria sido erodida ou truncada por fluxos de basalto jurássico.

Na porção central da Bacia do Parnaíba, através de testemunhos de sondagem, Caputo (1984) pontua que a Formação Sambaíba sobrepõe concordantemente a Formação Motuca, aonde depósitos finos avermelhados da Formação Motuca mudam para camadas de arenito fino a médio, branco-rosados da Formação Sambaíba. Na porção sudeste da bacia, os depósitos da Formação Sambaíba sobrepõem em contato discordantemente os depósitos mais antigos das formações Piauí e Pedra-de-Fogo, sugerindo um período de erosão ao menos em uma porção da bacia (Kegel, 1956).

Caputo (1984) pontuou que o contato superior da Formação Sambaíba é concordantemente sobreposto pelos basaltos e sedimentos de intertraps da Formação Mosquito. Intercalações entre basaltos e arenitos na zona entre as Fm. Sambaíba e Mosquito indicariam uma contemporaneidade entre as duas formações (Barbosa et al., 1966; Lima e Leite, 1978). Entretanto, essa natureza transicional não é consenso, com diversos autores assumindo uma discordância entre as Fm. Sambaíba e Mosquito. A última atualização da carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba posiciona a Fm. Sambaíba no topo do Grupo Balsas, no Triássico intermediário, em contato parcialmente erosivo com os depósitos da Fm. Motuca sotopostos e discordante dos depósitos da Fm. Mosquito (Vaz et al., 2007). Mesmo assim, esses mesmos autores pontuam que há necessidade de estudos focados no entendimento da localização estratigráfica da Fm. Sambaíba.

3.1. CAMP

É comum durante eventos de rompimento de continentes a ocorrência de grande volume de vulcanismo, gerando grandes províncias vulcânicas (LIP). Estas províncias são compostas por um grande volume de rochas ígneas máficas, predominantemente de composição basálticas, vulcânicas e sub-vulcânicas. Geralmente, esses são eventos que ocorrem em curtos intervalos de tempo, da ordem de alguns milhares a poucos milhões de anos. Um desses grandes eventos vulcânicos consiste na Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), posicionada na porção central do supercontinente de Pangeia, com ocorrência na América do Sul, América do Norte, África e Europa (ver Fig. 5). Esse evento magmático é associado ao rompimento da Pangeia, levando à abertura inicial do Oceano Atlântico Central na área da Flórida-Guiana-Libéria (Marzoli et al., 1999).

O CAMP compartilha algumas características com outras LIPs conhecidas, como o Deccan Traps, o Karoo e o Paraná-Etendeka (Melluso et al. 2006; Jourdan et al. 2007; Peate 1997). Por outro lado, uma peculiaridade do CAMP é sua enorme extensão em área e volume de magmas intrusivos, ao mesmo tempo em que as ocorrências de lava preservadas são pouco espessas e relativamente raras (Marzoli et al., 2018).

A ocorrência do evento que gerou o CAMP se deu no limite Triássico-Jurássico, com o pico da atividade magmática ocorrendo em cerca de 201 Ma e durando menos de 1 Ma (Marzoli et al. 2018). Na Bacia do Parnaíba, as rochas da Formação Mosquito, representam um dos poucos registros vulcânicos relacionado ao CAMP (Merle et al., 2011).

3.2. Paleogeografia e Paleoclima

Durante o Período Triássico, o supercontinente Pangeia atingiu sua máxima amalgamação, com a porção terra exposta do supercontinente ocupando de cerca de 90°N a 85°S (Fig. 5.; Ziegler et al., 1982; Lottes e Rowley, 1990; Scotese, 2016). Essa aglutinação afetou o clima global, levando a um aumento da aridização no interior do continente, mesmo em baixas latitudes (Fig.6, Parrish, 1993; Cheler et al., 1992; Zeng et al., 2022). Esta configuração global levou ao desenvolvimento de um padrão não zonal com predominância de sistemas de ventos monsonais em baixas a médias latitudes (Parrish e Peterson, 1988; Kutzbach e Gallimore, 1989; Sellwood e Valdes,

2006). Isso teria causado sazonalidade climática entre condições relativamente mais úmidas e mais secas no Pangeia (Parrish e Peterson, 1988; Dubiel et al., 1991; Mutti e Weissert, 1995).

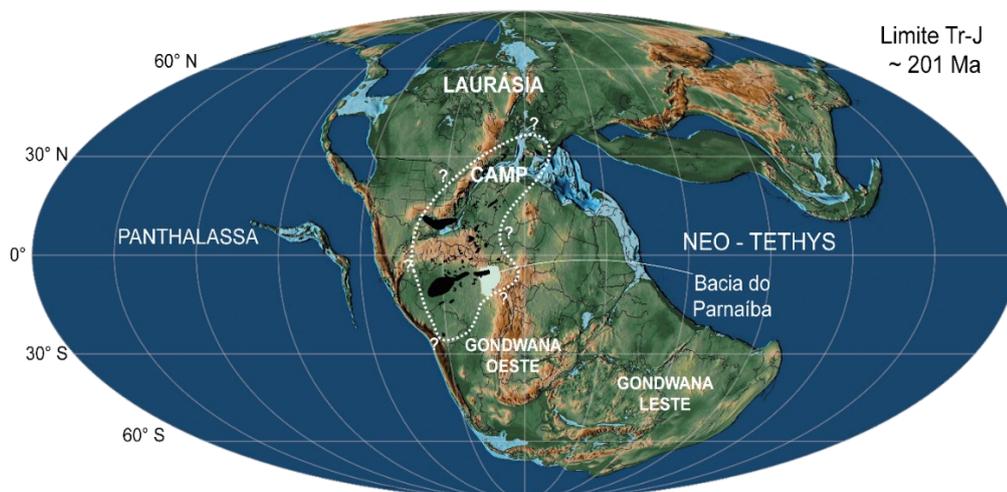


Figura 5. Reconstrução paleogeográfica da Terra para o limite Triássico-Jurássico (criado com GPlates utilizando a base de Scotese, 2016).



Figura 6. Idealização das zonas climáticas durante Triássico Tardio (extraído de Zeng et al., 2022)

As células atmosféricas de circulação de vento se formam em decorrência do contraste de temperatura entre massas oceânica e continentais (Parrish e Peterson, 1988). A força dos ventos gerados é proporcional à magnitude desse contraste. Há dois padrões de circulação atmosférica resultantes, zonal e monsonal. No padrão zonal, o contraste se dá entre a região polar e a região polar, com a rotação da terra controlando as rotas de circulação dos ventos. Como resultado, criam-se zonas de circulação bem definidas e recorrentes. No padrão monsonal, a diferença de

temperatura entre massas de terra e oceano geram diferenças barométricas que irão se sobrepôr às outras forçantes, controlando assim a circulação de ventos. Essa circulação passa a ser controlada pelas condições de incidência solar, que varia entre inverno e verão, trazendo a variação dos padrões de ventos entre essas estações, podendo variar em até 180° o sentido dos ventos incidentes (Parrish, 1993; Compagnucci, 2011; Parrish e Peterson, 1988).

Como consequência dessa dinâmica, o aumento do contraste térmico e barométrico que ocorrem durante períodos de aglutinação de massas de terras (como aconteceu no Pangeia), promove circulações atmosféricas mais intensas e ventos mais fortes. Diversos trabalhos preveem a instalação de uma dinâmica monsonal durante a existência do Pangea (Ikeda et al. 2020; Bahr et al., 2020; Preto et al. 2010; Parrish e Petterson, 1988; Parrish, 1993). Este clima monsonal é evidenciado pelo depósito alternado de ambientes úmidos e secos durante o Triássico, em decorrência das mudanças sazonais na localização da Zona de Convergência Intertropical (Fig. 7). O desenvolvimento dessas “mega-monções” originou-se do forte aquecimento da Laurásia (Hemisfério Norte) em relação a Gondwana (Hemisfério Sul) durante o verão boreal e vice-versa (Kutzbach e Gallimore, 1989; Kutzbach, 1994).

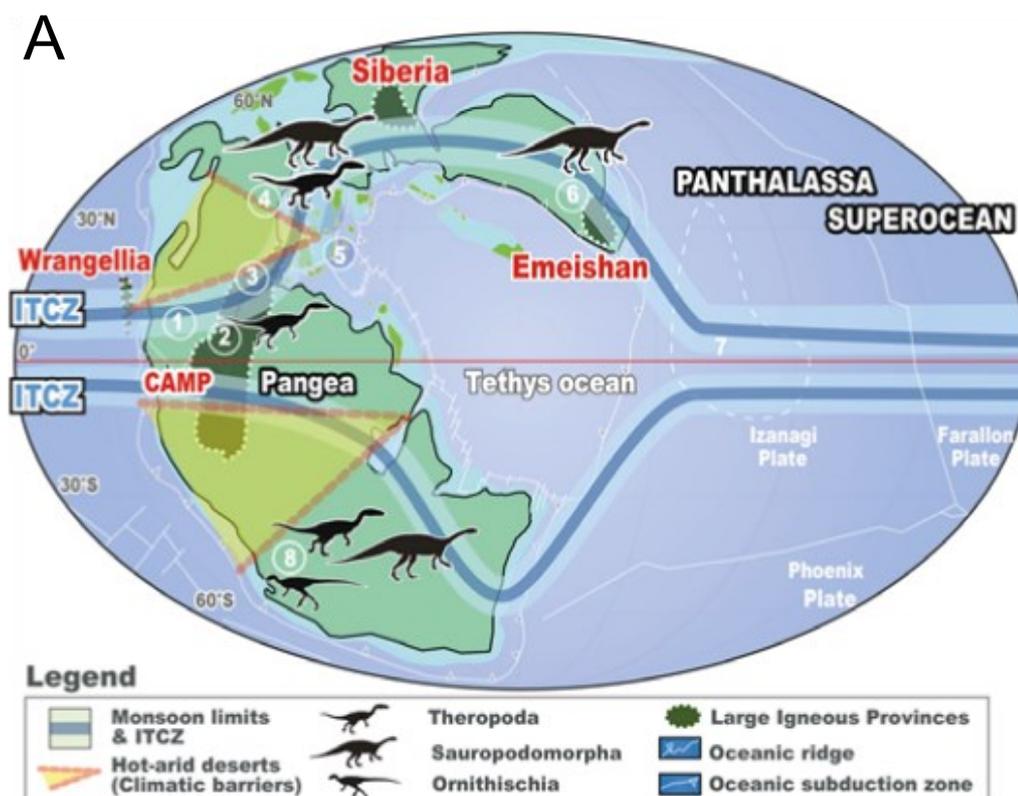


Figura 7. Paleogeografia e paleoclima do Triássico tardio (extraído de Ikeda et al., 2020)

Na Bacia do Parnaíba, o Grupo Balsas marca mudanças ambientais e estruturais profundas na região. Os mares abertos, com ampla circulação e clima temperado deram lugar a mares com circulação restrita e clima quente (Caputo, 1984). O grupo marca um ciclo transgressivo-regressivo, mas sob condições marinhas rasas e restritas, caracterizando mais propriamente uma sedimentação controlada pela aridez severa, culminando na implementação de extensos desertos no seu início (Fm. Piauí) e fim (Fm. Sambaíba) desse ciclo. O término da sedimentação é atribuído a um soerguimento generalizado resultante da Orogenia Gonduanide (Zalán, 1991). Caputo (1984) pontua que o clima ativo durante a deposição da Formação Sambaíba era seco, quente e desértico, localizado na região do cinturão dos ventos alísios do hemisfério sul do supercontinente Pangeia.

3.3. Sistemas Eólicos

3.3.1 Características Gerais

Um sistema eólico desenvolve-se quando uma região da superfície da Terra possui incidência de vento e disponibilidade de sedimentos condizentes para desencadear processos de erosão, transporte e deposição eólica. A deflação – erosão eólica – possui baixa capacidade de causar erosão de rochas. Porém, o vento tem capacidade para remover e transportar de modo eficiente sedimentos inconsolidados de menor calibre (silte e areia). Considerando que os ventos atuam em ampla área da superfície do planeta, a capacidade de transporte resultante é ampliada, tornando o vento um importante agente de redistribuição de sedimentos ao redor do planeta.

Os processos deflacionários, devido a essa natureza seletiva do calibre dos sedimentos a serem transportados, geram diferentes feições erosivas a depender da composição do substrato suscetível a ação. Como a atuação do vento se dá em grande área, geralmente os processos deflacionários tendem a formar feições planares. Quando o vento atua sobre sedimentos previamente depositados por outros agentes geológicos, o vento tende a retirar os sedimentos de menor calibre, gerando um pavimento concentrado com sedimentos mais grossos (*lag* de deflação). Nos casos aonde o vento atua sobre sedimentos condizentes com a sua capacidade de transporte, os ventos geram superfícies planares de erosão eólica, podendo ser classificada como uma supersuperfície (Kocurek, 1988).

Depois de erodidos, os sedimentos em transporte eólico podem deslocar-se conforme três mecanismos: suspensão, rastejamento ou saltação (Bagnold, 1941). O transporte consecutivo de diferentes partículas promove a geração de formas de leito eólicas. Wilson (1972) identificou três diferentes hierarquias de formas de leito eólicas, *ripple*, dunas e *draas*, com os termos intermediários ausentes (Fig. 8).

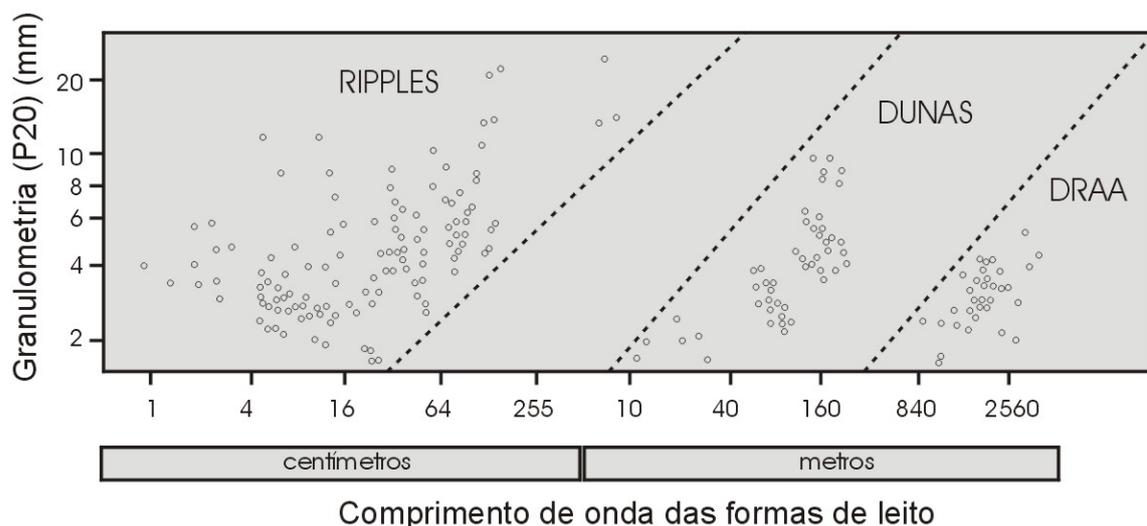


Figura 8. Hierarquia de formas de Leito Eólicas (extraído de Scherer 2004, modificado de Wilson, 1972).

Dunas eólicas são forma de leito trativas unidirecionais. Em uma seção paralela ao sentido de migração, essas formas apresentam uma assimetria, com uma face de barlavento maior e menos inclinada denominada de dorso (usualmente denominada de *stoss-side*); e uma face de sotavento menor e mais inclinada chamada de face frontal (ou *lee-side*).

A relação entre o ângulo de cavalgamento e a inclinação do dorso das formas de leito permite classificar as formas de leito em supercríticas, críticas ou subcríticas (Fig. 9). Essa classificação evidencia a relação entre as taxas de acreção vertical e taxa de migração das formas de leito (Hunter, 1977; Kocurek, 1996). Em sistemas eólicos, o ângulo de cavalgamento das formas de leito é essencialmente subcrítico, caracterizado por um ângulo de cavalgamento menor do que o ângulo de inclinação do dorso da duna. Isso significa que a taxa de migração dessas formas de leito é maior do que a taxa de acreção vertical. Como consequência, a migração da forma de leito gera a erosão de boa parte da forma de leito subsequente. Considerando os baixos ângulos de cavalgamento das formas de leito eólicas, a espessura preservada das formas de leito é, em geral, 10% de seu tamanho original (Rubin e Hunter, 1982; Cosgrove et al., 2021).

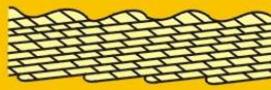
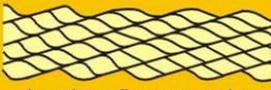
| | | Estruturas transladantes | Laminações das marcas onduladas |
|---|-----------------------------------|---|---|
| Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e a inclinação do dorso das formas de leito (β) | Subcrítico ($\alpha < \beta$) |  Estratos transladantes cavalcamento subcrítico |  Laminações cruzadas truncadas |
| | Crítico ($\alpha = \beta$) |  Estratos transladantes cavalcamento crítico |  Laminações cruzadas inteiramente preservadas |
| | Supercrítico ($\alpha > \beta$) |  Estratos transladantes cavalcamento supercrítico |  Preservação do dorso e da parte frontal das formas de leito |

Figura 9. Relação entre o ângulo de cavalgamento e inclinação do dorso da forma de leito, com ilustração das estruturas geradas. (extraído de Scherer 2004, modificado de Hunter, 1977).

As estratificações de dunas eólicas são formadas por três processos deposicionais: migração de *ripples* eólicas, fluxo de grãos e queda livre de grãos (Fig. 10). No dorso da duna eólica o único mecanismo de transporte de sedimento se dá por processos trativos que resultam na migração das *ripples* eólicas, formando estratos transladantes cavalgantes. Nas porções superior e intermediária da face frontal (de escorregamento) da duna eólica, na zona de separação de fluxo, dominam processos gravitacionais de fluxo e queda livre de grãos, respectivamente. Enquanto em direção ao ‘pé’ da duna – porção inferior da face de escorregamento – há novamente domínio de migração de *ripples* eólicas (Hunter, 1977).

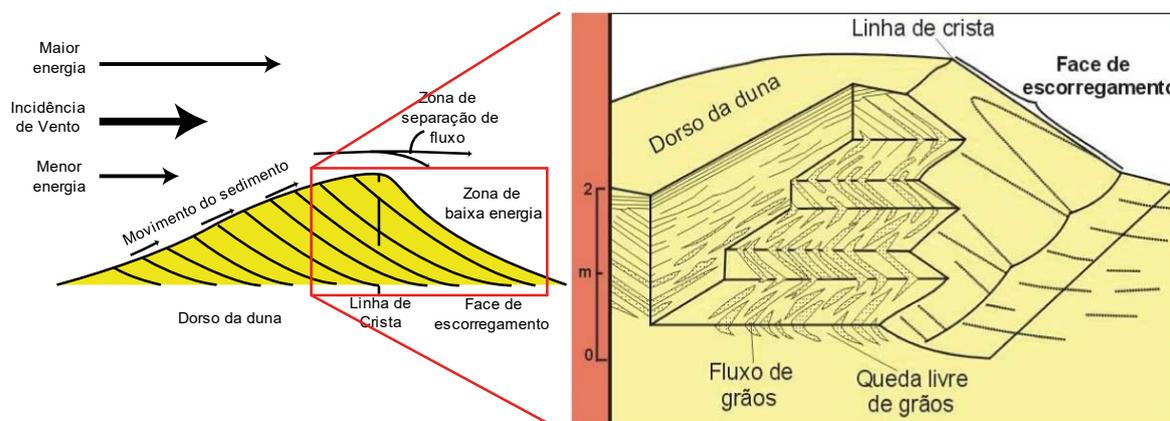


Figura 10. Processos de deposição na face de escorregamento de uma duna eólica. (Modificado de Weber, 1987; Hunter, 1977)

Hunter (1977), analisando uma seção vertical de dunas eólicas ativas, propôs a subdivisão da arquitetura de uma duna eólica em *bottomset*, *foreset* e *topset*, de acordo com a variação no ângulo de mergulho das estratificações resultantes dos processos deposicionais (Fig. 11). O *foreset* é composto pelos estratos cruzados que se desenvolvem na face frontal da duna, com maior ângulo de inclinação, na mesma direção dos ventos incidentes. Em faces de escorregamento bem desenvolvidas, os contatos entre esses três elementos tendem a serem abruptos. Tendo em vista que os depósitos de *topset* ocupam o dorso de uma duna eólica, esses depósitos são comumente erodidos pela migração da forma de leito subsequente, permanecendo os depósitos de *bottomset* e porções do *foreset*.

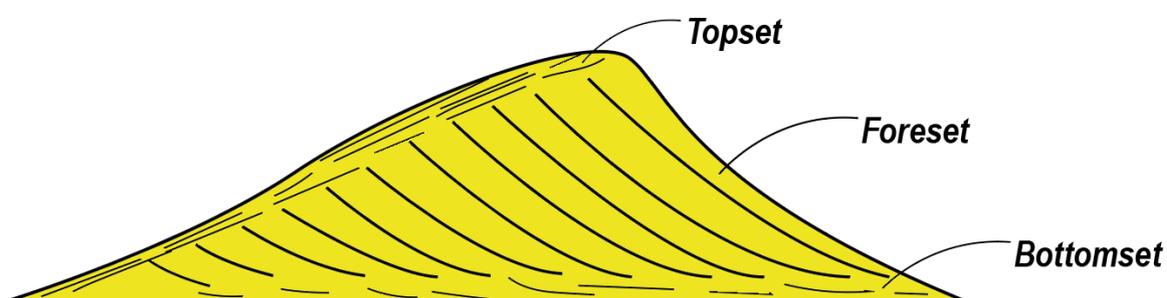


Figura 11. Representação esquemática dos elementos de *topset*, *foreset* e *bottomset*.

3.3.2 Superfícies Limítrofes

Durante a evolução de um sistema eólico, o vento como agente de transporte sobre a superfície pode depositar sedimentos, através da migração de formas de leito; ou pode retirar o sedimento do sistema, gerando um sistema deflacionário. Durante a construção e acumulação do sistema eólico, os processos migração e cavalgamento de formas de leito geram diferentes superfícies genéticas (Brookfield, 1977). Kocurek (1996) propôs classificar estas superfícies em: superfície de interdunas ou 1º ordem; superfície de superimposição ou 2º ordem; e superfícies de reativação ou 3ª ordem. Kocurek (1988) propôs ainda que uma superfície que represente o fim de um evento de acumulação eólica seja denominada de supersuperfície (Fig. 12).

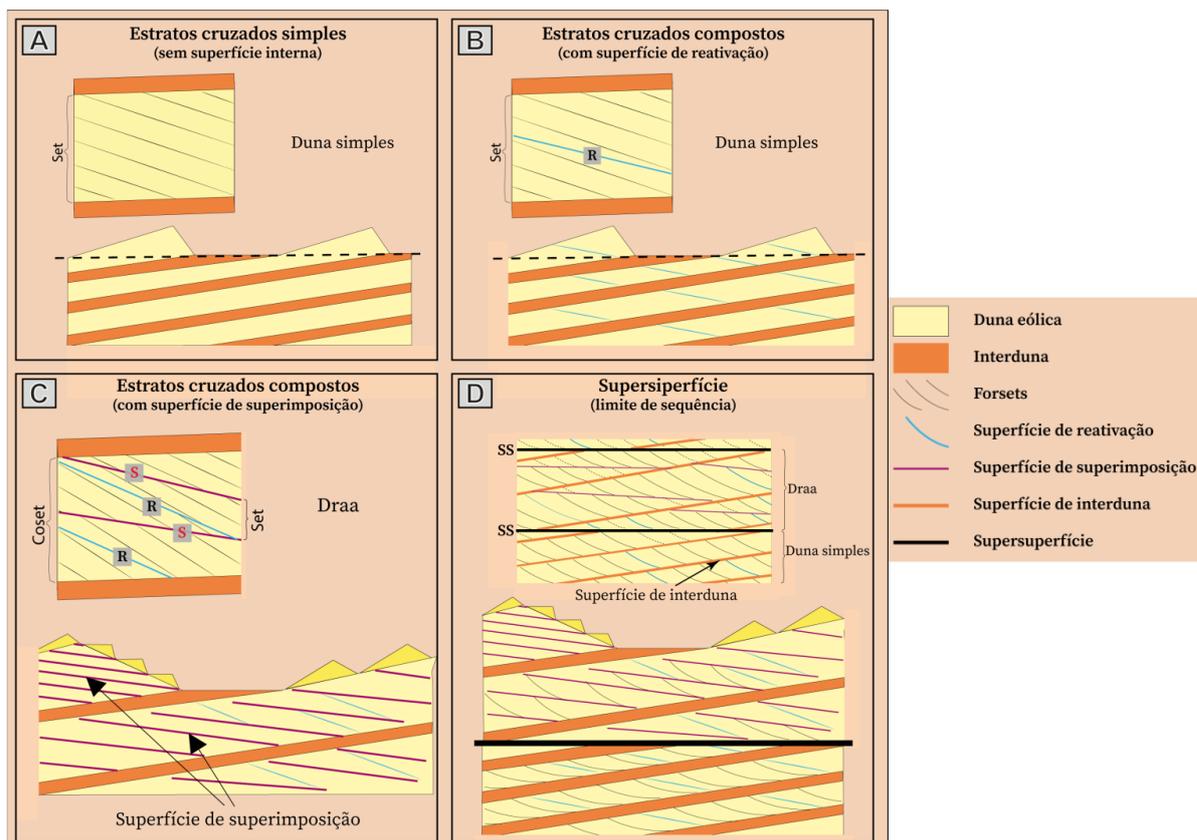


Figura 12. Possíveis superfícies limítrofes de origem eólica (extraído de Kifumbi, 2023. Modificado de Kocurek, 1988).

As superfícies de 1ª ordem marcam a migração e cavalgamento de dunas ou um draa, representado pela própria superfície de migração da interduna. São superfícies planas, sub-horizontais que cortam todas as estruturas deposicionais subjacentes. Superfícies de 2ª ordem, denominadas então de superfícies de superimposição, são originadas pela migração de dunas menores na face frontal de um draa. São truncadas na base e no topo por superfícies de 1ª ordem. Superfícies de 3ª ordem ocorre dentro de um set de estratificação cruzada, sendo sua gênese atribuída ao efeito de erosão de ventos subordinados seguida por nova deposição eólica devido a flutuações locais nas direções e velocidades do vento, representando superfícies de reativação. São truncadas por superfícies de 1ª e de 2ª ordem.

3.3.3 Construção x Acumulação

As regiões desérticas onde ocorre o desenvolvimento de extensos campos de dunas são denominadas de ergs (o mesmo que mares de areia - *se seas*). Considerando o aspecto evolutivo temporal, para ser incorporado ao registro

geológico, um erg precisa necessariamente percorrer três etapas: construção, acumulação e preservação.

A construção de um erg é condicionada pela relação independente entre o suprimento sedimentar, a disponibilidade de sedimento para ser remobilizado pelo vento e a presença de energia eólica suficiente para desencadear os processos de erosão e transporte. Esses elementos constituem o regime sedimentar eólico (Kocurek e Lancaster, 1999). O regime sedimentar, em última instância, é controlado pela tectônica, pelo clima e por variações no nível relativo do mar. Esses elementos comportam-se de maneira distinta durante períodos úmidos e áridos, com essa variação gerando as condições necessárias para o estabelecimento do sistema eólico (Fig. 13).

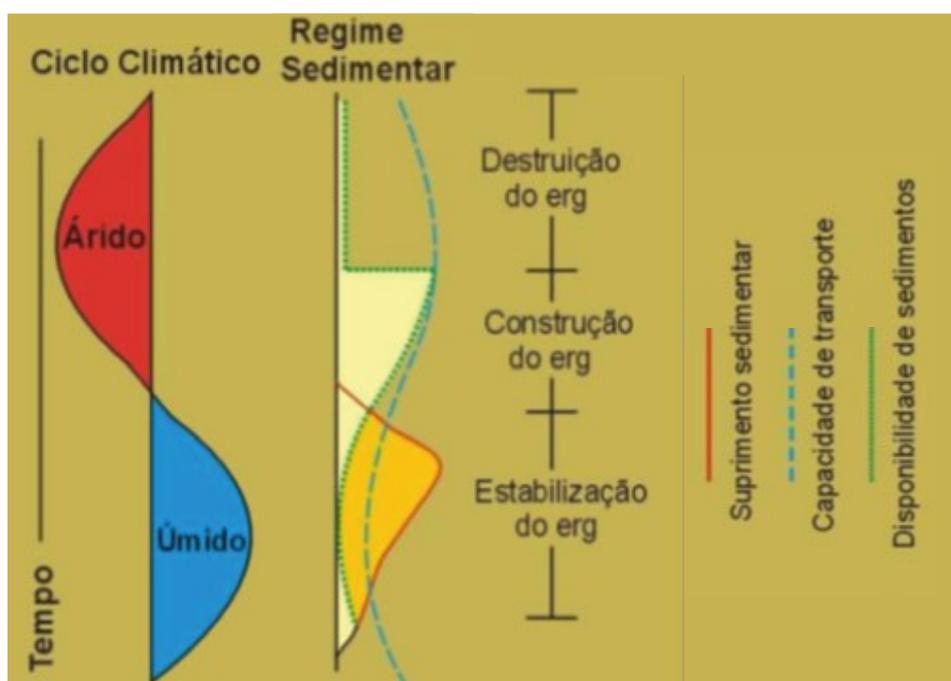


Figura 13. Relação entre regime sedimentar e ciclo climático, diagrama idealizado do regime sedimentar da região do Saara (Kocurek, 1999)

Durante períodos úmidos, o suprimento sedimentar atinge seu ápice, com o intemperismo acentuado e o transporte por sistemas fluviais e aluviais gerando volume de sedimentos que serão potenciais fontes para o transporte eólico. Durante períodos áridos, esse suprimento cessa. Um comportamento aproximadamente inverso é observado para a capacidade transporte dos ventos e para a disponibilidade de sedimentos. Durante períodos úmidos, o sedimento que está sendo gerado, não é disponibilizado para o transporte devido às condições de umidade darem coesão para os sedimentos e impossibilitando que o vento tenha capacidade suficiente para erodir e transportar esse sedimento. Outro fator importante durante épocas úmidas é a

presença de vegetação que tende a trazer estabilidade para os sedimentos, retirando-os do ciclo sedimentar eólico. Com a diminuição da umidade há a diminuição da vegetação. Durante a transição entre períodos úmidos e secos, a taxa de erosão superficial se torna mais efetiva, pois há menos vegetação mais ainda há escoamento superficial, fazendo com que os sedimentos armazenados em outras áreas sejam disponibilizados para a bacia (Perlmutter e Matthews, 1989).

Com a instalação de um período árido, o sedimento fornecido nas etapas anteriores torna-se disponível para ser retrabalhado pelo sistema eólico. Assim, se a energia de vento for suficiente para o transporte desse sedimento, um sistema eólico se desenvolve. A capacidade de transporte dos ventos (energia e direções de incidência) é condicionada por diversos fatores como clima, configuração tectônica e incidência solar. A configuração dos continentes condiciona a velocidade dos ventos gerando barreiras (orogênicas) ou contrastes barométricos (amalgamações extremas). É comum que em períodos de aridez, essa capacidade seja acentuada, como por exemplo em períodos *icehouse* a energia dos ventos é maior do que em períodos *grandenhouse* (Glennie, 1987).

Assim, durante o período de aridez, um sistema eólico pode atingir seu ápice. Entretanto a disponibilidade de sedimento é baixa, visto que a fonte de sedimento estocada por sistemas fluviais ou marinhos é exaurida. A continuidade do período árido mantém a capacidade de transporte de sedimento pelos ventos, porém, o sistema passa então a deflacionar o sistema eólico, entrando em um período de destruição desse erg. Essas variações cíclicas fazem com que acumulações eólicas sejam intermitentes, marcados por períodos de acumulação e deflação eólicas, formando diferentes unidades eólicas.

Então, após o estabelecimento de um sistema eólico, a acumulação de sedimentos requer um balanço sedimentar positivo no sistema. Esse processo pode ser influenciado por dois fatores principais: uma alta disponibilidade de sedimentos e a criação de espaço para acomodar esses sedimentos. A acumulação eólica é responsável pela deposição gradual de sedimentos ao longo do tempo através do sucessivo cavalgamento de dunas eólicas, resultando na formação de um corpo tridimensional de estratos que pode ser registrado geologicamente (Kocurek e Havholm, 1993).

3.4. Preservação do sistema

A acumulação de um sistema eólico não garante automaticamente sua preservação. Durante períodos de balanço sedimentar negativo, os sedimentos acumulados podem ser erodidos e reintroduzidos no sistema (Kocurek, 1999). Para garantir a preservação desse sistema, é necessário que eles sejam retirados do ciclo sedimentar, seja sendo colocados abaixo do nível de base da erosão ou sendo recobertos abruptamente por outro sistema deposicional.

A colocação abaixo do nível de base de erosão é favorecida por dois principais fatores. O primeiro é a subsidência associada ao soterramento desse sistema, que envolve o afundamento das camadas acumuladas, gerando maior espaço de acomodação que posteriormente poderá ser preenchido por camadas adicionais de sedimentos (Porter, 1986; Kocurek, 1999). O segundo fator é a subida do lençol freático, elevando o nível de base de erosão, o que pode contribuir para a preservação dos estratos. A elevação do lençol freático pode estar diretamente relacionada a subsidência da bacia, mas também pode ser resposta a variações climáticas ou do nível relativo do mar.

O recobrimento de um sistema eólico ativo por fluxos de lava é outro mecanismo que possibilita que esse sistema seja preservado e incorporado ao registro geológico. Eventos como esse foram descritos na Formação Eriksfjord (Clemmensen, 1988); na Formação Botucatu (Scherer, 2002); e em sua contraparte na Namíbia, a Formação Etjo (Mountney et al., 1999). Essa ocorrência gera uma dinâmica sedimentar única, pois nesse caso, o sistema eólico não foi necessariamente colocado abaixo do nível de base de erosão naquela área, mas foi retirado do ciclo pela estabilização do sistema que não é suscetível a erosão e transporte eólico. Assim, se o recobrimento do erg for parcial, os processos eólicos continuam atuantes naquela região, gerando uma interação entre processos sedimentares e processos vulcânicos, gerando feições singulares de interação entre sedimento e lavas.

Campos de dunas eólicas geralmente se desenvolvem ocupando uma vasta área da superfície do planeta, logo, é necessário grande volume de lava para cobrir o sistema deposicional. Na história do planeta, as ocorrências já registradas são

comumente associadas a LIPs (Scherer, 2002; Waichel et al. 2008; Mountney et al. 1999; Jerram et al. 1999).

3.5. Heterogeneidade de Reservatórios

Quando se fala em sistemas reservatórios é comum a associação à reservas de petróleo. Porém, sistemas porosos podem ser reservatórios de diferentes produtos além do petróleo, como água subterrânea e, mais atualmente, potenciais para reservar gás carbônico (CO₂) em sistemas de captura e armazenamento. Para que haja a ocorrência de um sistema petrolífero, é necessário a existência em uma bacia sedimentar dos seguintes componentes: rochas geradoras ricas em matéria orgânica, rochas com propriedades de porosidade e permeabilidade capazes de transportar e armazenar os fluídos (rochas reservatórias) e rochas com propriedades de porosidade e permeabilidade capazes de barrar o transporte desses fluidos (rochas selantes). Além disso, a evolução dessa bacia deve passar por processos térmicos e tectônicos que permitam a geração desses fluidos e sua posterior migração e armazenamento (PGT, 2013).

Quando não há a ocorrência de todos esses componentes, o sistema não será um bom prospecto petrolífero. Porém, a existência de rochas reservatórias e/ou rochas selantes, ainda podem ser importantes sistemas para outras utilidades, tornando-se assim a sua caracterização relevante.

O intervalo que compreende o Grupo Balsas na Bacia do Parnaíba é estéril em relação à combustíveis fósseis (Mesner e Wooldridge, 1964). Porém, a Formação Sambaíba é um importante reservatório de água para a região. Além disso, as rochas do Paleozoico da Bacia do Parnaíba, apresentam diversas características favoráveis para a existência de sistemas petrolíferos, com a descoberta e exploração de importantes reservas de gás natural até o momento.

Devido ao fato de o vento ser um agente eficaz na seleção granulométrica em determinada área, retirando do sistema as partículas mais finas como argila e silte, arenitos depositados por processos eólicos tem o potencial formar excelentes reservatórios de água, petróleo e/ou gás. Como regra geral, é sabido que uma boa seleção indica boas propriedades de porosidade e permeabilidade (Slatt, 2013). Porém, os diferentes elementos arquiteturais de um sistema eólicos podem apresentar

diferentes graus de seleção e por consequência diferentes propriedades petrofísicas (Tab. 1).

Tabela 1. Relação entre fácies eólicas do sistema eólico e qualidade de reservatório. Estudo de caso do campo reservatório de Painter (modificado de Slatt, 2013).

| Fácies | Permeabilidade | | Permeabilidade | | |
|------------------|----------------|-----------------|----------------|-------|----------|
| | Porosidade (%) | Horizontal (md) | Vertical (md) | | |
| | Média | Média | Range | Média | Range |
| Duna | | | | | |
| Avanço | 14,5 | 22,5 | 0,2-1450 | 7,5 | 0,19-631 |
| Mistura | 12 | 6,7 | 0,04-363 | 1,6 | 0,06-275 |
| Interduna | | | | | |
| Seca | 9,9 | 1,8 | 0,06-120 | 0,36 | 0,04-30 |
| Úmida | 9 | 0,49 | 0,04-10 | 0,22 | 0,04-10 |

Com os cenários de mudanças climáticas atuais, há um esforço internacional visando as reduções de emissão antropogênica de CO₂, ou até buscar reduzir sua concentração já presente na atmosfera (Orita e Cruz, 2022). Assim, tecnologias de Captura e Armazenamento de Carbono (CCS do inglês Carbon Capture e Storage) vem se desenvolvendo nos últimos anos. Essas tecnologias visam capturar o CO₂ e armazená-los em reservatórios seguros, impedindo que este retorne para a atmosfera num intervalo de tempo compatível com a vida humana (Gibbins e Chalmers, 2008; Boot-Heford et al., Scott et al., 2013).

O conjunto de tecnologia denominados como CCS envolvem três etapas de execução: a captura, o transporte e a injeção desses componentes em sistemas reservatórios (Matter et al., 2016; Snæbjörnsdóttir et al., 2020). Devido ao fato de a produção de CO₂ ser um subproduto comum em diversos processos industriais, a maneira mais eficiente de realizar esse procedimento de captura é inserir tecnologias em usinas e plantas industriais, que já possuem estrutura para outros fins, utilizando essa estrutura para inserir o CO₂ em subsuperfície.

A principal característica necessária para que um determinado intervalo geológico seja utilizado nesse processo de CCS é a existência de um sistema reservatório com porosidade e permeabilidade capazes de armazenar esses produtos. Além dessas características, o esse sistema reservatório deve apresentar condições

que aprisionem e impeçam que o fluido retorne a superfície. Essa condição de aprisionamento pode se dar por diferentes processos, sendo alguns deles: aprisionamento estrutural/estratigráfico, onde um meio menos poroso impede o fluxo ascendente do próprio CO₂ injetado em um reservatório (e.g. rocha selante, estrutura tectônica); solubilidade, onde o CO₂ consegue se dissolver em águas subterrâneas; residuais, onde o CO₂ pode ser injetado sob pressão e armazenado em regiões porosas que possuem baixa permeabilidade (e.g. 'gargantas' de poros); e mineral/carbonatação, onde o CO₂ tem capacidade de reagir com o meio e formar minerais (Orita e Cruz, 2022; Snæbjörnsdóttir et al., 2020).

Os reservatórios geológicos mais utilizados para aplicação de CCS são rochas sedimentares porosas, em especial, as rochas relacionadas a regiões produtoras de petróleo. Recentemente tem sido explorado também as possibilidades de armazenamento em rochas máficas/ultramáficas, que devido a sua composição química, favorecem a precipitação de minerais carbonatados (Orita e Cruz, 2022; Matter e Kelemen, 2009; Matter et al., 2016; Snæbjörnsdóttir et al., 2020).

Os processos diagenéticos aos quais um depósito eólico é submetido podem obliterar ou consolidar as propriedades reservatório de um determinado depósito. A intercalação entre depósitos eólicos e depósitos com diferentes gênese também gera heterogeneidades. Além dos efeitos das superfícies limítrofes, as variações na diagênese dentro das lâminas com diferentes tamanhos de grãos também resultam em variações de pequena escala na porosidade e na permeabilidade. Esses fatos enfatizam ainda mais a importância da caracterização detalhada do reservatório (Slatt, 2013).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi o método base do desenvolvimento de toda essa monografia. A compreensão do contexto geológico bem como a compreensão e caracterização do problema de pesquisa foi embasada nesse método. Essa abordagem permitiu uma análise mais completa e embasada do tema em questão, contribuindo para a construção de uma base sólida de conhecimento e para a compreensão dos resultados obtidos no presente trabalho. Devido a importância desse método, a sua aplicação se deu ao longo de todo o desenvolvimento do projeto.

Depois de revisada a bibliografia básica sobre a Bacia Sedimentar do Parnaíba, foi escolhido como alvo de pesquisa a Formação Sambaíba, que representa o registro estratigráfico do Período Triássico da bacia. Com a percepção de que o posicionamento estratigráfico dessa formação era tema de debate científico, focamos os esforços em compreender as relações de contato entre o topo da Formação Sambaíba e os depósitos vulcânicos da Formação Mosquito. Esta última, que por se tratar de depósitos vulcânicos, possui idade bem definida e por consequência pode ser usada como um marco cronoestratigráfico para o desenvolvimento desse projeto.

4.2. Mapeamento e Levantamento Estratigráfico

A zona de contato entre as formações Sambaíba e Mosquito aflora em uma faixa aproximadamente leste-oeste, na região centro-oeste da bacia (ver Figs. 1 e 2). Assim, essa foi a área determinada para a realização das etapas de aquisição de dados em campo. Ao total foram realizadas 4 saídas de campo. A primeira etapa do trabalho de campo foi a de mapear locais aonde aflora a porção superior da Formação Sambaíba, deo prioridade para as regiões aonde, potencialmente, também poderia estar registrado o contato com a Formação Mosquito.

A partir desse mapeamento realizado, este estudo buscou detalhar o contato entre os estratos eólicos da Formação Sambaíba e os fluxos de lava da Formação Mosquito, por meio de levantamento e descrições estratigráficas, imageamento de exposição verticais e laterais com um *drone* e geração e interpretação de ortoimagens; seguindo a metodologia clássica de análise de fácies (Miall, 1991; Walker, 1992).

Para realização do levantamento estratigráfico, os afloramentos foram descritos utilizando seções colunares em escala 1:50. Nessa seção foram registrados os dados de espessura de camadas, descrição das fácies, orientações de paleocorrentes, fotografias obtidas, amostras coletadas, relações de contato, e quaisquer informações julgadas pertinentes para uma interpretação sedimentar e estratigráfica mais apropriada. A descrição das fácies foi realizada seguindo o método proposto por Walker (1992), em que as fácies são reconhecidas com base na sua textura, estrutura sedimentar, geometria e continuidade lateral.

4.3. Imageamento com *drone* e geração de ortomosaicos

Na área de estudo afloram diversos morros, geomorfologicamente denominado de mesas, que dão origem ao nome do Parque Nacional da Chapada das Mesas (PNCM). Por vezes, essas elevações formam paredes verticais de difícil acesso. Mas comumente exibem uma vasta exposição das rochas preservadas nesse sistema. Devido a essas características, foi aplicado o método de imageamento desses afloramentos com um Veículo Aéreo não-Tripulado (VANT ou *drone*). Esse levantamento consiste na aquisição de uma série de fotografias do alvo visando a posterior reconstrução tridimensional do afloramento através de técnicas fotogramétricas em ambiente computacional (Tavani et al., 2014).

O pré-requisito para que essa técnica seja aplicada de maneira satisfatória é de que as fotografias cubram a totalidade do afloramento, com sobreposição de 60% a 80% entre fotografias vizinhas. Assim, através da aplicação de algoritmos denominados de Structure from Motion – Multi View Stereo (SfMMVS) (Carrivick et al., 2016; Viana et al., 2018), foi possível gerar um modelo tridimensional em ambiente virtual, que permitiu a geração de ortoimagens dos afloramentos de interesse para a realização de interpretações e correlações estratigráficas. Nesse trabalho, para a realização desses processos, foi utilizado o software *Agisoft Metashape®*.

A geração das ortoimagens a partir de um modelo tridimensional permitiu a confecção de painéis laterais de alta resolução, mesmo de afloramento de grandes dimensões, permitindo a interpretação da arquitetura sedimentar presente no registro.

4.4. Lâminas

Diversas amostras foram coletadas ao longo dos trabalhos de campo, visou principalmente a confecção de lâminas delgadas. A descrição petrográficas destas lâminas auxiliou na caracterização de fácies, bem como permitiu a avaliação qualitativa da porosidade de algumas amostras.

5. RESUMO DOS RESULTADOS

A partir do trabalho de campo e da interpretação dos resultados, alguns pontos específicos foram selecionados para discussão e apresentação nessa monografia. Os afloramentos escolhidos foram os mais representativos que registram o contato entre o sistema de dunas eólicas da Formação Sambaíba e os fluxos de lava da Formação Mosquito.

5.1. Litofácies

Por meio da descrição de afloramentos e análise faciológica detalhada na escala 1:50, foram caracterizadas e interpretadas as litofácies encontradas em campo. Na tabela 2 estão resumidas as litofácies eólicas e vulcânicas encontradas no topo da Formação Sambaíba.

Tabela 2. Descrição e interpretação das litofácies.

| Litofácies | Descrição | Interpretação |
|----------------------|---|---|
| SI /Sh (e) Sr (e) | Arenitos finos a médios, quartzosos, subarredondados a arredondados, moderadamente a bem selecionados. É comum a presença de segregação de grãos gerando bimodalidade, e por vezes, gradação inversa. Sets de 0,20 a 0,5 m de espessura. SI/Sh (e) - Estratificação de baixo ângulo (5-10°) a sub-horizontais (<5°), milimetricamente espessadas (<i>pinstripe</i>). Sr (e) - estratos cruzados de pequeno porte (1- 3 cm). | Migração e cavalgamento de <i>ripples</i> eólicas sobre superfícies com inclinações de baixo ângulo (>15°). Durante o cavalgamento subcrítico, preserva-se laminações <i>pinstripe</i> , e durante cavalgamento críticos, preserva-se os estratos cruzados formados na face frontal das pequenas formas de leito (Hunter, 1977a; Kocurek, 1981; Mountney, 2006). |

| | | |
|----------------|---|---|
| St (e) | <p>Arenitos finos a médios, quartzosos, bem a moderadamente selecionados, bimodais, com grãos arredondados. Eventualmente percebe-se a existência de gradação inversa. Caracterizado por estratificação cruzada tangencial, Estratos inclinados (12-30°) com alguns cm de espessura (1-6 cm). É possível observar uma variação do ângulo de mergulho dos <i>foresets</i>, diminuindo do topo para a base da camada, até se interdigitarem com depósitos de <i>bottomset</i>. Geralmente, os sets apresentam espessuras de 0,50 a 5m (Pontualmente ocorre a preservação de espessuras maiores)</p> | <p>Alternância de processos de queda livre e fluxo de grãos na face frontal de forma de leito eólica durante processos de migração e cavalgamento. Depósitos de dunas eólicas com superfícies de deslizamento bem desenvolvidas (Hunter, 1977a; Hunter & Rubin, 1983; Kocurek, 1991).</p> |
| Sd/Sm | <p>Arenito finos a médios, bem selecionados, quartzosos, com as estruturas deposicionais deformadas e ou obliteradas, formando estruturação convoluta ou até mesmo obliterando feições primárias tornando-o maciço.</p> | <p>Obliteração ou deformação da estrutura deposicional primária devido à liquefação e escape de fluido pelo aumento da poro-pressão quando o sedimento está saturado em água. O aumento da pressão pode se dar pela sobrecarga das camadas inferiores pelo cavalgamento de outra forma de leito ou ter origem sísmica. (Doe & Dott, 1980, Horowitz, 1982; Obermeier, 2009).</p> |
| Bm / Br | <p>Basaltos maciços ou brechados, com textura fanerítica fina, geralmente equigranular, mas por vezes porfiritica. Trama rica em cristais de plágioclásico com alguma presença de augita. Autobrechas em regiões específicas. Na área de estudo, as espessuras preservadas dos depósitos são pequenas (< 0,5 m), por vezes mais espessas em regiões de interdunas eólicas.</p> | <p>Derrames pahoehoe por vezes confinados em interdunas. A ausência nas variações de topografia ao longo do tempo indica taxas de efusão mais elevadas durante deposição de autobrechas (<i>rubbly</i>).</p> |

5.2. Estratigrafia

O primeiro afloramento apresentado, denominado de Morro do Talho, é exposto em uma orientação leste-oeste, orientada levemente oblíquo à direção de migração das formas de leito. A porção inferior é composta por uma série de conjuntos estratificados menores, compostos predominantemente por depósitos de fluxos de grão e laminações de *ripples* eólicas, delimitados por superfícies de interdunas, levemente inclinadas a favor do vento. Essa porção é truncada no topo por uma superfície extensa subhorizontal (Fig. 14 A, B).

A porção superior preserva em sua base uma série de sets sobrepostos de estratificação cruzada separados por superfícies de interduna sub-horizontais, as quais são sobrepostas por um espesso set de estratificações cruzadas, com espessura de cerca de 70 metros, que representa uma grande forma de leito preservada (Fig. 14 B). As estratificações cruzadas internas desse grande set superior mergulham 24° em direção a 315°, com superfícies truncantes internas, representando superfícies de ordem 3ª (sensu Brookfield, 1977). A porção mais íngreme do *foreset* é composta de lâminas alternadas de fluxo e queda de grãos, enquanto a base do *foreset* é caracterizada por laminações de *ripples* eólicas (Hunter, 1977). A porção superior dessa espessa forma de leito é caracterizada por uma camada de 30 a 40 cm de espessura de arenito com laminação de baixo ângulo, o que representa a preservação do *topset* da forma de leito (Fig. 14 C).

A superfície sobre o afloramento é composta por um pavimento de arenitos endurecidos, que expõem a preservação da morfologia de *ripples* eólicas, caracterizadas por linhas de crista assimétricas, retas a contínuas, com espaçamento entre 10 e 20 cm e amplitude de onda < 1 cm, com sentido de migração para 220°.

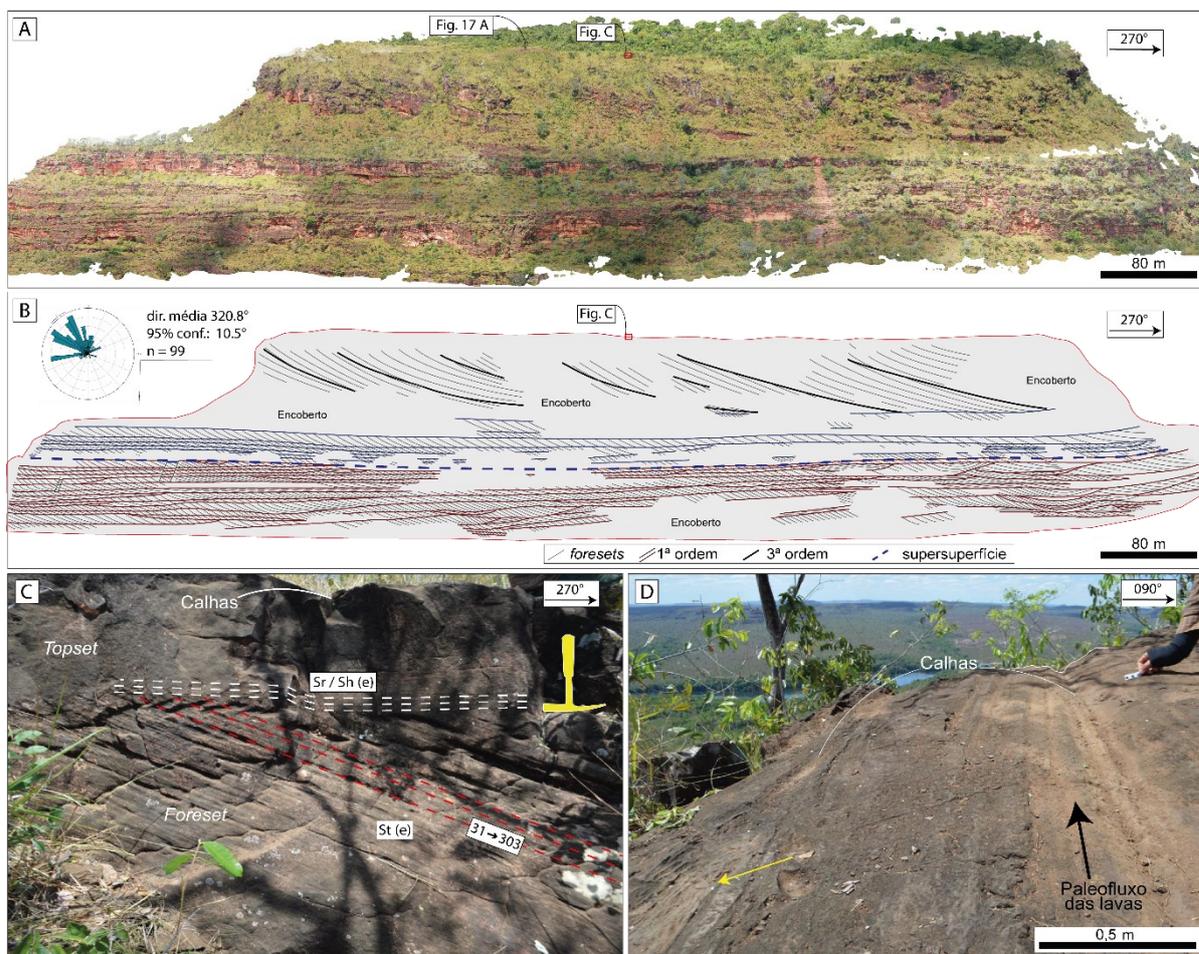


Figura 14. Afloramento no Morro do Talho. A) Ortoimagem de todo o afloramento gerado a partir de aquisição fotográfica com *drone*; B) Interpretação da Figura A; C) Zoom na porção superior do afloramento, ilustro a relação entre *forest* e *topset*; e D) Vista em planta da superfície de topo do afloramento, imediatamente acima da Figura C, detalhes para feições de interação entre sedimento e lava.

O morro Vão da Mangaba, também preserva a porção superior da Formação Sambaíba. O afloramento registra cerca de 50 m de exposição vertical com uma superfície irregular em seu topo. O registro vertical desse afloramento mostra uma sucessão de arenitos eólicos, intercalando camadas de arenitos com estratificação cruzada e intervalos de arenitos maciços ou com estruturas contorcidas (Fig. 15C). No topo da seção, há uma camada com 20 a 30cm de espessura de arenito com estratificação de baixo ângulo. O pavimento sobre esses depósitos registra um arenito endurecido, apresentando áreas com feições onduladas lado a lado com arenitos deformados, formando uma topografia amarrotada (Fig. 15 B).

Essa superfície superior é irregular em toda a área do morro e, em alguns locais, é possível ver uma morfologia semelhante a uma duna preservada no topo da sucessão (Fig. 15 A). Em alguns locais, essa superfície sobre os depósitos eólicos apresenta áreas sem vegetação com arenitos silicificados, apresentando pavimento ondulado e sedimentos deformados, assim como visto no Morro do Talho.

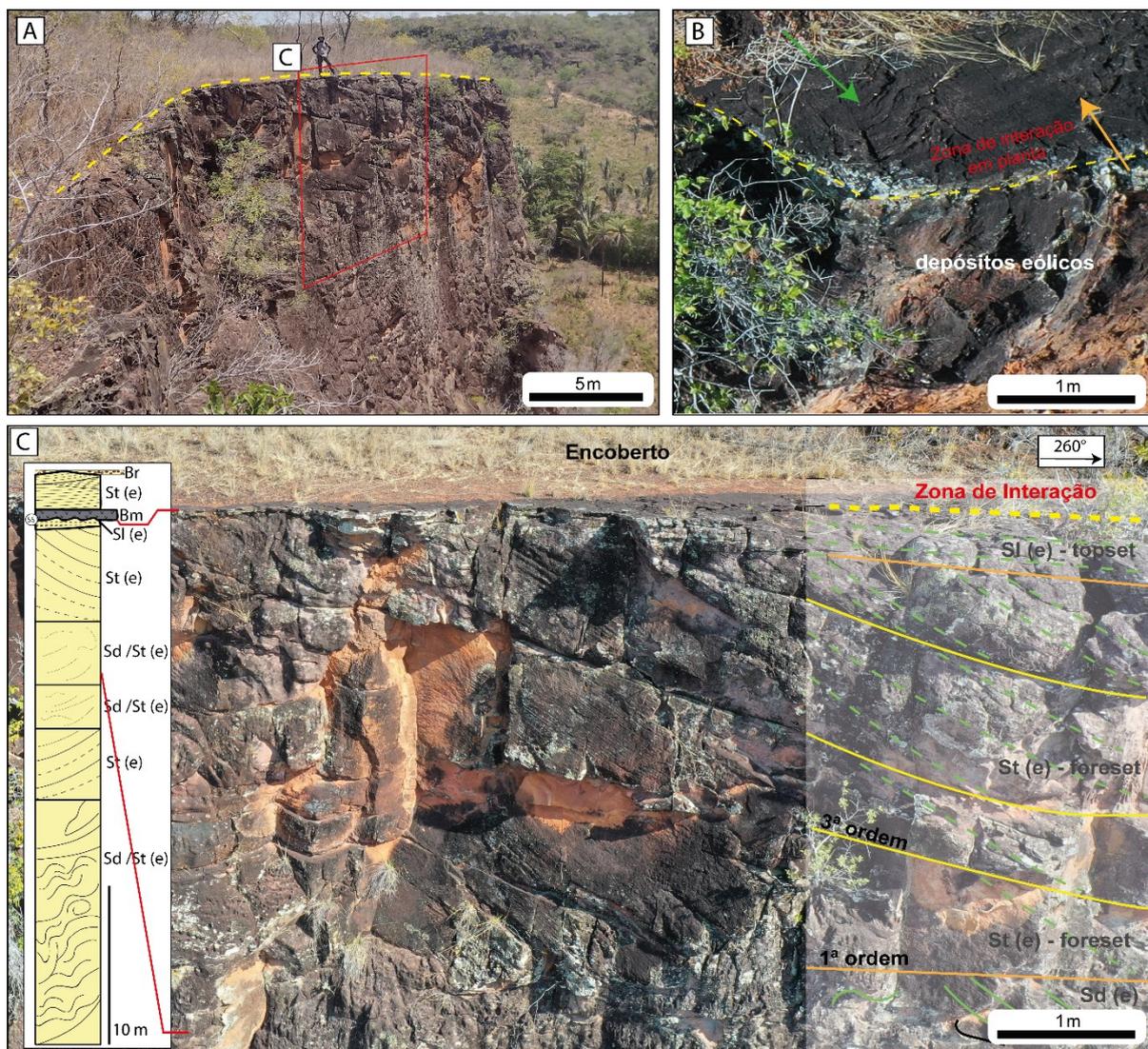


Figura 15. Afloramento no Morro do Vão da Mangaba. A) Fotografia do topo da seção com indicação da irregularidade da superfície; B) Fotografia oblíqua mostro feições de interação e *ripples* eólicas preservadas na superfície acima da seção eólica; c) Fotografia da seção do topo do morro com interpretações.

O terceiro ponto apresentado aqui, está localizado no município de Darcinópolis, à beira de uma rodovia, em uma orientação nordeste-sudoeste (Fig. 16 E). Na porção a nordeste do afloramento (Fig. 16 C) está exposta a face frontal de uma duna eólica. A forma de leito tem uma altura preservada de pelo menos 10 m. A face frontal da forma de leito mergulha 32° em direção a 234° e é recoberta por fluxos de lava que preenchem a região de interdunas (Fig. 16 C). Internamente, os *foresets* são compostos de lâminas de fluxo de grãos, com 1-3 cm de espessura, inversamente gradadas. Pode-se observar superfícies de reativação truncando os *foresets* (Fig. 16 C). A porção sudoeste do afloramento é caracterizada pelo dorso da próxima duna (Fig. 16 D). O dorso bem exposto da forma de leito mergulha 10° em direção a 059° e é recoberto por fluxos basálticos. A estrutura interna é caracterizada por estratificações cruzadas que mergulham 20° em direção a 272° . Separei os estratos cruzados dos

fluxos de lava, ocorre uma camada de 10 a 20 cm de espessura, composta de laminação de baixo ângulo, represente o *topset* da forma de leito (Fig. 16 D).



Figura 16. Afloramento de Darcinópolis. A) e B) Ortoimagem de toda extensão do afloramento e interpretação, respectivamente, demonstrando a relações entre duas formas de leito eólicas e preenchimento de interdunas por basaltos; C) Zoom na porção nordeste do afloramento, demonstrando a preservação da face de escorregamento de uma duna eólica; e D) Zoom na porção sudoeste do afloramento, demonstrando a preservação do dorso de outra duna eólica.

As formas de leito apresentadas nos afloramentos do Talho, Vão da Mangaba e Darcinópolis foram cobertas por fluxos de lava que imprimiram uma série de feições de interação sedimento-lava, tais como estrias, calhas erosivas e uma topografia amarrotada, às vezes gerando marcas crescentes (Fig. 17). Pontualmente, uma fina camada de rochas basálticas está preservada recobrendo as dunas eólicas (Fig. 17B).

De acordo por Cechetti (2023), as estrias e os canais são morfologias alongadas semelhantes, sendo diferenciadas por suas dimensões. As estrias têm menos de 1 cm, tanto em largura quanto em profundidade, enquanto as calhas têm larguras de até 15 cm e profundidades que variam entre 1 e 5 cm (Fig. 14D, 17A). As marcas crescentes são compostas por cristas de areia maciças, com 0,5 a 3 m de largura e até 20 cm de altura (Fig. 17 A, C e D). Entre as marcas crescentes ocorrem estrias rasas (<0,5 cm de profundidade), contínuas e finamente espaçadas, que modificaram apenas ligeiramente as areias, às vezes preservando as marcas onduladas presentes no dorso das dunas eólicas (parte central da Fig. 17 B, C e D). Outra característica observada em campo foram as protuberâncias na superfície do arenito, com relevos da ordem de 1 cm de altura e morfologia curva, formando cristas de até 70 cm de comprimento que ocorrem espaçadas centimetricamente, apresentando uma textura

similar a feições em corda comuns em lavas do tipo *pahoehoe* impressa sobre os sedimentos (Fig. 17E)

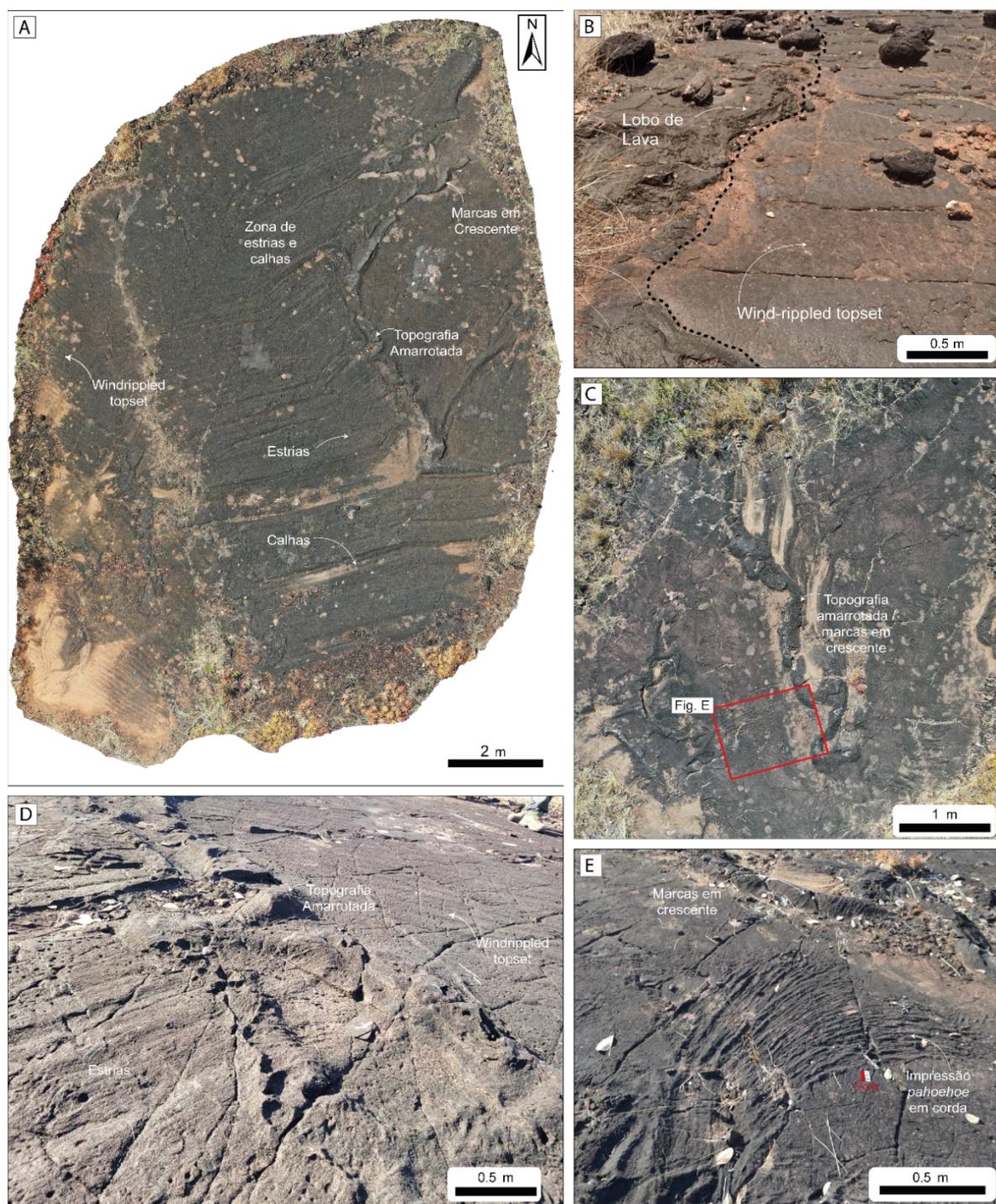


Figura 17. Ilustrações de feições de interação sedimento-lava. A) Grande pavimento no topo do Morro do Talho com preservação de *ripples* eólicas feições de interação sedimento-lava, como estrias, calhas e marcas em crescente; B) Dorso de uma forma de leito com *ripples* eólicas e lobo de lava preservados; C) Pavimento com marcas em crescente e impressão de morfologia de lava em corda sobre o sedimento; D) Zoom em feições amarrutadas e *ripples* eólicas preservadas no dorso de uma forma de leito eólica; e E) Zoom na impressão de morfologia em corda sobre os sedimentos.

5.2.1. Discussão

Como o ângulo de cavalgamento de grandes formas de leito eólico é baixo - menos de 2°, devido às baixas taxas de acumulação vertical em comparação com suas taxas de migração, a preservação do tamanho original por processos autóctones é impossível (Rubin e Hunter, 1982, Kocurek, 1996). Portanto, apenas a interação desses sistemas com agentes geológicos alóctones pode preservar uma porção maior da forma de leito. No Morro do Talho, é possível ver um *set* de estratos cruzados de aproximadamente 70 m preservado, sem nenhuma superfície de 1º ordem interna. Isso indica que a forma do leito está preservada em seu tamanho original - ou aproximadamente isso.

A Formação Sambaíba é uma formação espessa, representativa da acumulação eólica, que muito provavelmente não foi depositada em um único evento de deposição. Em uma base relativa, a Formação Sambaíba data entre os depósitos do Permiano Final e do Triássico Inicial da Formação Mutuca e os depósitos vulcânicos Jurássico-Triássicos da Formação Mosquito. A superfície contínua e sub-horizontal que separa o afloramento do Morro do Talho em duas porções pode ser interpretada como uma supersuperfície. Isso permite que a parte inferior da formação seja mais antiga do que a parte superior.

Os afloramentos analisados do topo da Formação Sambaíba apresentam orientações de mergulho unidirecionais para W-NW (Fig. 18), sugerindo morfologias de dunas eólicas crescentes. O predomínio de estratos de fluxo de grãos em *foresets* indica a presença de formas de leito eólico com faces de escorregamento bem desenvolvidas (Hunter, 1977). A presença de superfícies de reativação pode indicar mudanças na altura da duna, mudanças em sua assimetria e/ou flutuações locais na direção e/ou velocidade do vento (Kocurek, 1981, 1996; Hunter e Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991). A presença de *topset* em todos os afloramentos apresentados indica que a morfologia das formas de leito imediatamente abaixo dos fluxos de lava foi totalmente preservada.

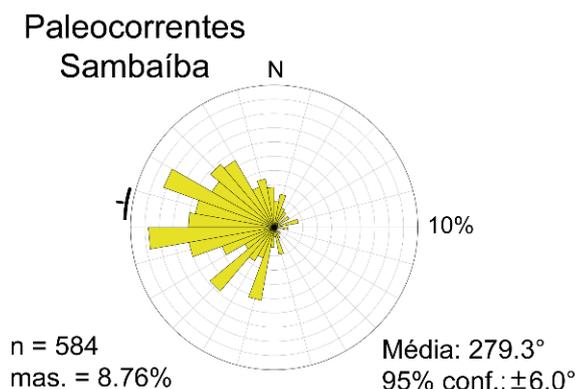


Figura 18. Paleocorrentes medidas em campo na Formação Sambaíba.

No Morro do Talho, a espessa forma de leito preservada está sobre de uma série de outros *sets* menores de estratos cruzados que são delimitados por superfícies de 1ª ordem, indiceo a migração e cavalgamento de dunas eólicas antes da inundação por lava. A pequena espessura dos conjuntos indica que, durante a migração e cavalgamento, grande parte do tamanho original das formas de leito foi removida, preserveo apenas a porção basal dos *sets* inferiores (Mountney et al., 1998; Scherer 2002). No afloramento de Darcinópolis, estão preservados um par de dunas eólicas cavalgantes, com a região de interduna entre essas duas formas de leito inundada por lava.

As características de interação sedimento-lava representam as diferentes dinâmicas dos fluxos de lava que avançam sobre sedimentos eólicos não consolidados. As marcas crescentes foram interpretadas como uma deformação na areia não consolidada em frente ao avanço dos lóbulos de lava (Cechetti, 2023; Scherer, 2002; Waichel et al., 2008; Jerram et al. 1999). As estrias e depressões foram geradas por fluxos erosivos de lava, com uma morfologia de lóbulos coalescidos, movendo-se como fluxos de lençol (Cechetti, 2023; Jerram e Stollhufen, 2002; Waichel et al., 2008). A textura *ropy-pahoehoe* sobre os sedimentos pode ser interpretada como resultado do movimento do fluxo de lava (*slabby*)-*pahoehoe* sobre o substrato arenoso. O resfriamento da morfologia *pahoehoe* geralmente gera uma crosta curvada sobre o fluxo (Duraiswami et al., 2014). Com o avanço desse fluxo, algumas placas dessa crosta podem se romper e ser levadas para frente e para baixo no fluxo (Duraiswami et al., 2014; Harris et al., 2017). Esse processo imprimiu ao sedimento não consolidado a morfologia da lava do tipo *pahoehoe* (Cechetti, 2023).

A rápida cobertura das dunas eólicas por fluxos de lava permitiu a preservação da morfologia original das dunas eólicas do topo da Formação Sambaíba e sua

incorporação ao registro geológico (Scherer, 2002; Jerram et al. 1999). Além disso, as características de interação sedimento-lava demonstram a contemporaneidade do sistema eólico no topo da Formação Sambaíba e o sistema vulcânico da Formação Mosquito, indicando que o limite Triássico-Jurássico foi caracterizado por condições desérticas nas baixas latitudes - cerca de 10° Sul - da região central do Gondwana (Scotese, 2016), onde extensos campos de dunas eólicas foram congelados por fluxos de lava relacionados ao CAMP.

As direções de mergulho dos estratos cruzados eólicos da Formação Sambaíba para WNW são compatíveis com os ventos alísios que sopram nas baixas latitudes de Gondwana, com condições climáticas secas, quentes e desérticas (Caputo, 1984). Evidências da América do Norte mostram que o clima monçônico do Pangeia teve maior intensidade durante o Triássico (Parrish, 1993). Apesar disso, a ausência de intervalos úmidos assim como o sentido e a baixa variabilidade nas direções das paleocorrentes dos depósitos eólicos da Formação Sambaíba não indicam que as condições climáticas monçônicas dominaram a parte centro-sul da Pangeia no final do Triássico. Uma vez que a sedimentação eólica é um bom indicador do paleoclima, essa informação pode corroborar os modelos de paleogeografia, mostrando a aridez mesmo em baixas latitudes, propostos para o limite T-J no contexto da Pangeia.

5.3. Heterogeneidades

A migração de fluídos é condicionada por variações na porosidade e permeabilidade dos sedimentos. É comum em sistemas eólicos a existência de condições favoráveis de porosidade e permeabilidade para percolação de fluídos. Depósitos eólicos também tendem a apresentar continuidade lateral, e por vezes verticais de suas camadas. Comumente, essas características tornam essas rochas ótimos sistemas reservatórios. Diferentes elementos arquiteturas (e.g. dunas e interdunas) que compõem um sistema eólico podem apresentar diferentes valores de permo-porosidade, modificando a capacidade de migração de fluídos (ver tabela 1). As diferentes estratificações dentro de um mesmo elemento arquitetural (e.g. depósitos de queda livre e fluxos de grãos) também podem condicionar a migração de fluído, vertical e lateralmente (Fig. 19).

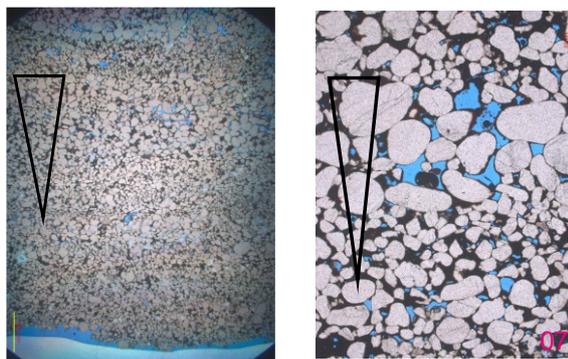


Figura 19. Lâmina petrográfica de arenito eólico apresentando gradação inversa e heterogeneidade de porosidade em devido a variação granulométrica entre lâminas.

Variações nos processos diagenéticos geraram heterogeneidades bruscas na porosidade entre depósitos eólicos semelhantes (Fig. 20 A e B). Os depósitos vulcânicos apresentam porosidade ainda mais reduzida, porém mostra conjunto mineralógico favorável a reações termodinâmicas que facilitam a precipitação de carbonatos (Fig. 20 C).

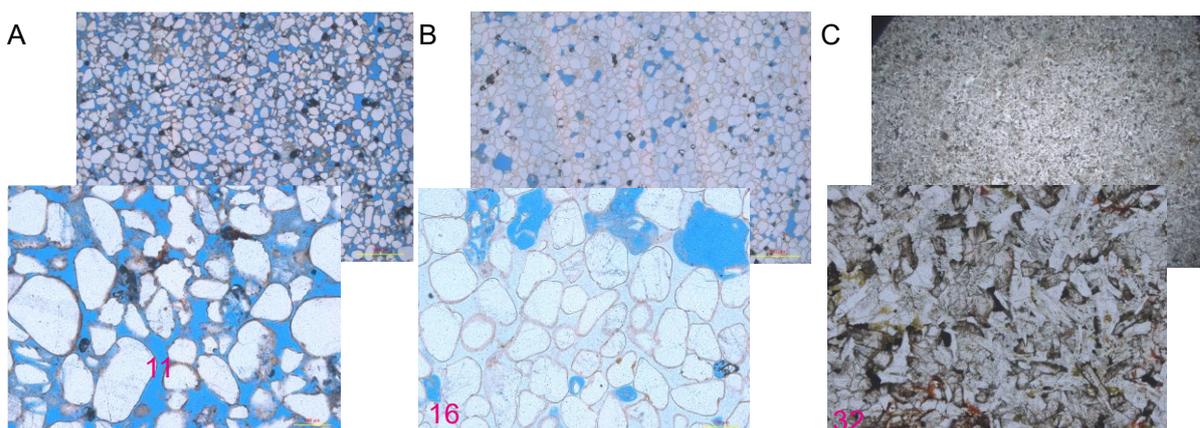


Figura 20. Lâmina petrográfica. A) e B) Arenitos eólicos, com porosidades heterogêneas. C) Basalto.

A intercalação entre depósitos eólicos e não-eólicos, são possíveis geradores de heterogeneidades em reservatórios (Al-Masrahy, 2020). O fato de as rochas vulcânicas estarem preservando um sistema ativo, pode trazer condições para que a porosidade do sistema eólico seja preservada, favorecendo esse sistema como reservatório. As relações entre os depósitos eólicos da Formação Sambaíba e os depósitos vulcânicos da Formação Mosquito constituem dois elementos essenciais de um sistema reservatório, sendo a primeira a rocha reservatório e a segunda o a rocha selante (Fig. 21), formando assim caminhos preferenciais de fluxo.

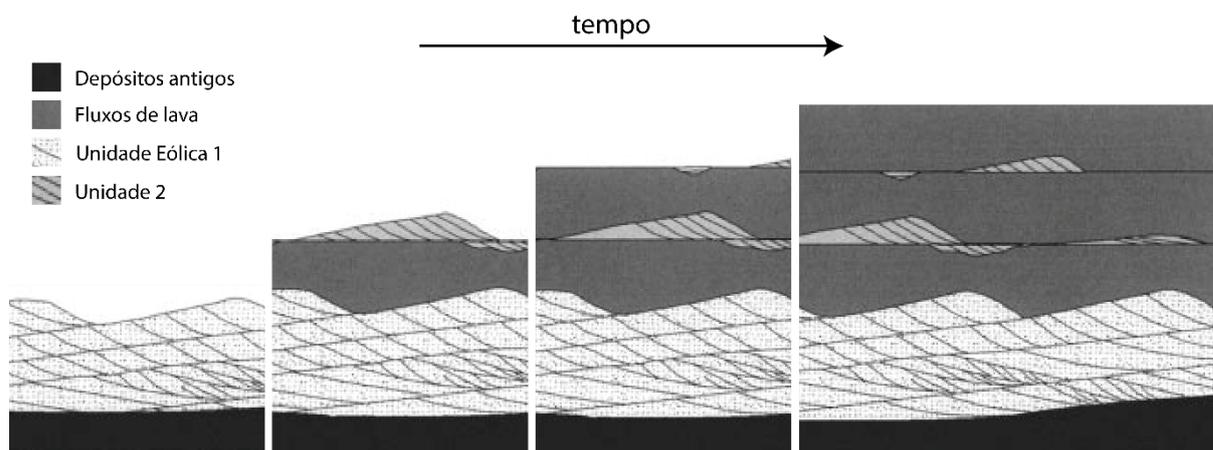


Figura 21. Modelo de acumulação e preservação de depósitos eólicos das Formações Botucatu e Serra Geral (modificado de Scherer, 2002)

Em relação à aplicação de técnicas de CCS, Orita e Cruz (2022) demonstraram que as rochas vulcânicas básicas do Grupo Serra Geral, na Bacia do Paraná, representam um excelente potencial para serem utilizadas como reservatório no armazenamento de CO₂, através de mecanismos de carbonatação *in-situ*. Assim, essa relação entre as formações Sambaíba e Mosquito na Bacia do Parnaíba também se demonstra promissora, uma vez que preenche pré-requisitos tanto para o trapeamento físico quanto químico.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- A Formação Sambaíba, posicionada no Triássico da Bacia do Parnaíba, registra uma espessa sucessão siliciclástica predominantemente eólica, que é sobreposta pelos derrames vulcânicos da Formação Mosquito. Derrames estes associados à Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), com idade de ~200 Ma.
- Através de mapeamento e levantamento estratigráfico, foram identificadas a presença de diversas feições de interação sedimento-lava e a preservação de formas de leito eólica entre o topo da Formação Sambaíba e os derrames da Formação Mosquito, indiceo assim sua contemporaneidade.
- A constância das paleocorrentes para W-NW das dunas eólicas sugere que os ventos alísios dominaram nesse sistema, fornecendo evidências sobre a aridez em baixas latitudes na região central do supercontinente Gondwana no Triássico tardio.
- A interação entre as dunas eólicas e os fluxos de lava indica que pelo menos a porção superior da Formação Sambaíba pode ser posicionada de forma confiável no limite T-J.
- As relações entre as Formações Sambaíba e Formação Mosquito se apresentam com potencial elevado para sistemas reservatórios, principalmente em um viés de aplicação de técnicas de CCS, pois satisfazem pré-requisitos tanto para o trapeamento físico quanto químico de CO₂.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar G.A. & Nahass S., 1969. Mapa Geológico da Bacia do Maranhão. Petrobrás, Renor-Direx, Relatório 371, 1p.
- Aguiar, G.A., 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 3: 113 – 122.
- Al-Masrahy, M., 2020, Significance of aeolian deposits resultant drift direction, implications for reservoir prediction, utilizing subsurface and analogue data: *International Petroleum Technology Conference 2020, IPTC 2020*.
- Bagnold, R.A., 1941, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*: 302 p.
- Bahr, A., Kolber, G., Kaboth-Bahr, S., Reinhardt, L., Friedrich, O., and Pross, J., 2020, Mega-monsoon variability during the late Triassic: Re-assessing the role of orbital forcing in the deposition of playa sediments in the Germanic Basin: *Sedimentology*, v. 67, p. 951–970.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A., Gomes F.A., e Hembold, R. 1966. Geologia estrutural e econômica da área do “Projeto Araguaia”: Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia Mineral, Monografia nº 19, 94 p.
- Barboza, E.G.; Dillenburg, S.R.; do Nascimento Ritter, M.; Angulo, R.J.; da Silva, A.B.; da Camara Rosa, M.L.C.; Caron, F.; de Souza, M.C. 2021. Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. *Geosciences* 11: 326. [https:// doi.org/10.3390/geosciences11080326](https://doi.org/10.3390/geosciences11080326)
- Benan, C.A., and Kocurek, G., 2000, Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA: *Sedimentology*, v. 47, p. 1069–1080.
- Boot-Handford, M. E., Abanades, J. C., Anthony, E. J., Blunt, M. J., Brandani, S., Mac Dowell, N., Fernández, J.R.; Ferrari, M.C.; Gross, R.; Hallett, J.P.; Haszeldine, R.S.; Heptonstall, P.; Lyngfelt, A.; Makuch, Z.; Mangano, E.; Porter, R.T.J.; Pourkashanian, M.; Rochelle, G.T.; Shah, N.; Yao, J.G.; Fennell, P. S. (2014). Carbon capture and storage update. *Energy & Environmental Science*, 7(1), 130-189.
- Boucot, A.J., Xu, C., Scotese, C.R., and Morley, R.J., 2013, Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate, *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*: 484 p.

- Brookfield, M.E., 1977, The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones: *Sedimentology*, v. 24, p. 303–332.
- Caputo, M. V., 1984, Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil: UNIVERSITY OF CALIFORNIA 576p.
- Cardenas, B.T., Kocurek, G., Mohrig, D., Swanson, T., Hughes, C.M., and Brothers, S.C., 2019, Preservation of autogenic processes and allogenic forcings in set-scale aeolian architecture II: The scour-and-fill dominated Jurassic Page Sandstone, Arizona, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 89, p. 741–760.
- Carrivick, J.L., Smith, M.W., and Quincey, D.J., 2016, Structure from Motion in the Geosciences: 206 p.
- Cechetti, R. P. 2023. Interação sedimento-lava em dunas eólicas recobertas por derrames do Camp-limite Jurássico-Triássico da Bacia do Parnaíba. Trabalho de Conclusão de Curso.
- Clemmensen, L.B., 1988, Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartut Member, Eriksfjord Formation, South Greenland: *Bulletin - Geological Society of Denmark*, v. 37, p. 105–116.
- Compagnucci, R.H., 2011, Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: *Biological Journal of the Linnean Society*, p. 229–249.
- Cosgrove, G.I.E., Colombera, L., and Mountney, N.P., 2021, A database of Aeolian Sedimentary Architecture for the characterization of modern and ancient sedimentary systems: *Marine and Petroleum Geology*, v. 127.
- Doe, T. W., & Dott, R. H. 1980. Genetic significance of deformed cross bedding; with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 50(3), 793-812.
- Donnadieu, Y., Goddérís, Y., Pierrehumbert, R., Dromart, G., Jacob, R., and Fluteau, F., 2006, A GEOCLIM simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea breakup: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7.
- Dubiel, R. F., Parrish, J. T., Parrish, J. M., & Good, S. C. 1991. The Pangaean megamonsoon: evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaios*, 347-370.

- Duraiswami, R.A., Gadpallu, P., Shaikh, T.N., and Cardin, N., 2014, Pahoehoe-a'a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 84, p. 146–166.
- Gibbins, J. & Chalmers, H. 2008. Carbon capture and storage. *Energy Policy*, v. 36, n. 12, p. 4317-4322. <https://doi.org/10.1016/j.enpol.2008.09.058>
- Glennie, K.W., 1987, Desert sedimentary environments, present and past-A summary: *Sedimentary Geology*, v. 50, p. 135–165.
- Góes, A. M., Travassos, W. A., Nunes, K. C., 1992. Projeto Parnaíba: Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. PETROBRAS (relatório interno), Belém.
- Góes, A.M.O., and Feijó, F.J., 1994, Bacia do Parnaiba: Boletim de Geociências Da Petrobras, v. 8, p. 57–67.
- Harris, A. J., Rowle, S. K., Villeneuve, N., e Thordarson, T. 2017. Pāhoehoe, 'a 'ā, e block lava: an illustrated history of the nomenclature. *Bulletin of Volcanology*, 79, 1-34.
- Horowitz, D. H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29(2), 155-180.
- Hunter, R., 1977, Basic types of stratification in small eolian dunes.: *Sedimentology*, v. 24, p. 361–387.
- Hunter, R.E., and Rubin, D.M., 1983, Interpreting Cyclic Crossbedding, with An Example from the Navajo Sandstone: *Developments in Sedimentology*, v. 38, p. 429–454.
- Ikeda, M., Ozaki, K., and Legrand, J., 2020, Impact of 10-Myr scale monsoon dynamics on Mesozoic climate and ecosystems: *Scientific Reports*, v. 10, p. 1–10.
- Jerram, D.A., and Stollhofen, H., 2002, Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, p. 231–249.
- Jerram, D.A., Mountney, N., and Stollhofen, H., 1999, Facies architecture of the Etjo Sandstone Formation and its interaction with the Basal Etendeka Flood Basalts of northwest Namibia: implications for offshore prospectivity: *Geological Society Special Publication*, v. 153, p. 367–380.

- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., & Watkeys, M. K. 2007. From flood basalts to the inception of oceanization: Example from the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2).
- Kegel, W. 1956. As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. Ministério da Agricultura. DNPM.
- Kocurek, G., 1981, Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*, v. 28, p. 753–780.
- Kocurek, G., 1988, First-order and super bounding surfaces in eolian sequences- Bounding surfaces revisited: *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 193–206.
- Kocurek, G., 1991, Interpretation of ancient eolian sand dunes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19, p. 43–75.
- Kocurek, G., 1999, The Aeolian Rock Record (Yes, Virginia, it Exists, But it Really is Rather Special to Create One): Aeolian Environments, Sediments and Landforms, p. 239–259.
- Kocurek, G., and Havholm, K.G., 1993, Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, p. 393–409.
- Kocurek, G., and Lancaster, N., 1999, Aeolian system sediment state: Theory and Mojave Desert Kelso dune field example: *Sedimentology*, v. 46, p. 505–515.
- Kocurek, G.A., 1996, Desert aeolian systems, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.*, 3rd ed.: London, Oxford, Blackwell Science, p. 125–153.
- Kutzbach, J. E. 1994. Idealized Pangean climates: sensitivity to orbital change. *Geological Society of America Special Papers*, 288, 41-56. <https://doi.org/10.1130/SPE288-p41>
- Kutzbach, J.E., and Gallimore, R.G., 1989, Pangaeen climates: Megamonsoons of the megacontinent: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 3341.
- Lima, E. de A.M., and Leite, J.F., 1978, Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba: p. 413.

- Lottes, A.L., and Rowley, D.B., 1990, Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea: *Geological Society Memoir*, v. 12, p. 383–395.
- M Chandler, D.R.R.R., 1992, Pangaeian climate during the Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate.: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 104, p. 543–559.
- Mabesoone, J.M., 1977, Paleozoic-mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão syncline (Brazil): geological history of a sedimentary basin: *Sedimentary Geology*, v. 19, p. 7–38.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H.F.L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., and Jourdan, F., 2018, *The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review*: 91–125 p.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, v. 284, p. 616–618.
- Matter, J. e Kelemen, P. 2009. Permanent storage of carbon dioxide in geological reservoirs by mineral carbonation. *Nature Geosciences*, v. 2, p. 837–841. <https://doi.org/10.1038/ngeo683>
- Matter, J.; Stute, S.; Snæbjörnsdóttir, S.O; Oelkers, E.H.; Gíslason, S.R.; Aradóttir, E.S.; Sigfusson, B.; Gunnarsson, I.; Sigurdardóttir, H.; Gunnlaugsson, E.; Axelsson, G.; Alfredsson, H.A.; Wolff-Boenisch, D.; Mesfin, K.; Reguera Taya, D.F.; Hall, J.; Dideriksen, K.; Broecker, W.S. 2016. Rapid carbon mineralization for permanent disposal of anthropogenic carbon dioxide emissions. *Science*, v. 352, n. 6291, p. 1312-1314. DOI: 10.1126/science.aad8132
- Melluso, L., Mahoney, J. J., e Dallai, L. 2006. Mantle sources and crustal input as recorded in high-Mg Deccan Traps basalts of Gujarat (India). *Lithos*, 89(3-4), 259-274.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., and Ernesto, M., 2011, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil): *Lithos*, v. 122, p. 137–151.
- Mesner, J.C., and Wooldridge, L.C., 1964, Estratigrafia Das Bacias Paleozóica E Cretácea Do Maranhão: Bol. Téc. PETROBRÁS, v. 7, p. 137–164.

- Miall, A.D., 1991, Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate: The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery, p. 6–12.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., and Jerram, D., 1999, Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia: *Geology*, v. 27, p. 159–162.
- Mutti, M., & Weissert, H. 1995. Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 65(3b), 357-367.
- Northfleet, A. A., & Neves, S. B. 1966. Semidetalhe da região sudoeste do Alto Parnaíba. Petrobras, Região de Exploração do Norte, Belém do Pará, Internal Report.
- Obermeier, S. F. 2009. Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic analysis. *International Geophysics*, 95, 497-564.
- Oliveira, D.C. de, and Mohriak, W.U., 2003, Jaibaras trough: An important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 351–383.
- Orita, G.K.L; Cruz, V.G.P. 2022. Captura e armazenamento de CO₂: revisão das tecnologias existentes, carbonatação in situ de basaltos e avaliação do potencial do Grupo Serra Geral como reservatório de CO₂. *Revista Geociências. São Paulo, UNESP*, Geociências, v. 41, n. 3, p. 779–795.
- Parrish, J.T., 1993, Climate of the supercontinent Pangea: *Journal of Geology*, v. 101, p. 215–233.
- Parrish, J.T., and Peterson, F., 1988, Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States-A comparison: *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 261–282.
- Peate, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. *Geophysical Monography*. American Geophysical Union, 100, 217-246.

- Perlmutter, M.A., and Matthews, M.D., 1989, Global cyclostratigraphy – A model., in Cross, T.A., ed., *Quantitative Dynamic Stratigraphy*: Englewood, Prentice Hall, p. 233–260.
- PGT. Petroleum Geoscience Technology. 2013. Geologia do Petróleo. Disponível em: http://albertowj.files.wordpress.com/2010/03/geologia_do_petroleo.pdf.
- Plummer, F. B., Prince, L. I., Gomes, F. A., 1948. Estados do Maranhão e Piauí. In: Relatório do Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro. p.87-134.
- Porter, M.L., 1986, Sedimentary record of erg migration.: *Geology*, v. 14, p. 497–500.
- Preto, N., Kustatscher, E., and Wignall, P.B., 2010, Triassic climates - State of the art and perspectives: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, p. 1–10.
- Rubin, D.M., e Hunter, R.E., 1982, Bedform climbing in theory and nature: *Sedimentology*, v. 29, p. 121–138.
- Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A., Schoene, B., & Ovtcharova, M. 2008. Precise U–Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 266-275.
- Scherer, C.M.S. 2004. Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos. Apostila 1, 78 P.
- Scherer, C.M.S., 2002, Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, Southern Brazil: *Sedimentology*, v. 49, p. 97–116.
- Scotese, C. 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates e the PaleoDataPlotter program: Geological Society of America Abstracts with Programs. Geological Society of America.
- Scotese, C. R., Boucot, T. A. J., Mckerrow, W. S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1): 99-114.
- Scott, V.; Gilfillan, S.; Markusson, N.; Chalmers, H.; Haszeldine, R.S. 2013. Last chance for carbon capture and storage. *Nature Climate Change*, v. 3, p. 105-111. <https://doi.org/10.1038/nclimate1695>

- Sellwood, B. W., & Valdes, P. J. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary geology*, 190(1-4), 269-287.
- Silva, A.J.P. da, Lopes, R. da C., Vasconcelos, A.M., and Bahia, R.B.C., 2003, *Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Do Brasil*, v. 581, p. 55–85.
- Slatt, R. M. 2013. Eolian (Windblown) Deposits and Reservoirs. *In Developments in Petroleum Science*. Vol. 61, pp. 371-399.
- Snæbjörnsdóttir, S. Ó., Sigfússon, B., Marieni, C., Goldberg, D., Gislason, S. R., & Oelkers, E. H. 2020. Carbon dioxide storage through mineral carbonation. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(2), 90-102.
- Tanner, L. H., Lucas, S. G., e Chapman, M. G. 2004. Assessing the record e causes of Late Triassic extinctions. *Earth-Science Reviews*, 65(1-2), 103-139.
- Tavani, S., Granado, P., Corradetti, A., Girundo, M., Iannace, A., Arbués, P., Muñoz, J.A., and Mazzoli, S., 2014, Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran): *Computers and Geosciences*, v. 63, p. 44–53.
- Totman Parrish, J., and Curtis, R.L., 1982, Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 40, p. 31–66.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., and Silva Travassos, W.A., 2007, Bacia do parnaíba: *Boletim de Geociencias Da Petrobras*, v. 15, p. 253–263.
- Viana, C.D., Grohmann, C.H., Busarello, M.S.T., and Garcia, G.P.B., 2018, Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion - Multi-View Stereo: A case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil: *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, p. 839–852.
- Waichel, B.L., Scherer, C.M.S., & Frank, H.T., 2008, Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 171, p. 59–72.
- Walker, G. P. L. 1971. Compound e simple lava flows e flood basalts: *Bulletin Volcanologique*, v. 35, p. 579-590.

- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada.
- Wilson, I.G., 1972, Aeolian Bedforms—Their Development and Origins: *Sedimentology*, v. 19, p. 173–210.
- Zalán, P. V., 1991. Influence of Pré-Andean orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South América. In: *Anais do 4º Simpósio Bolivariano*, Bogotá. Association Colombiana de Geólogos y Geofísicos Del Petróleo. Tomo I, Trabajo 7.
- Zeng, S., Wang, J., Zeng, Y., Song, C., Wang, D., Zhan, W., and Sun, W., 2022, Episodic volcanic eruption and arid climate during the Triassic-Jurassic transition in the Qiangtang Basin, eastern Tethys: A possible linkage with the end-Triassic biotic crises: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 237, p. 105345.
- Ziegler, A. M., Scotese, C. R., & Barrett, S. F. 1982. Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps. In *Tidal Friction and the Earth's Rotation II: Proceedings of a Workshop*, University of Bielefeld, September 28–October 3, 1981 (pp. 240-252).

8. ARTIGO CIENTÍFICO

8.1. Comprovante de Submissão

GEOLOGY G51543 Manuscript Approved

1 mensagem

geology@geosociety.org <geology@geosociety.org>

7 de julho de 2023 às 13:33

Responder a: geology@geosociety.org

Para: rossanodlm@gmail.com

Dear Dr. Dalla Lana Michel,

On July 7, 2023, you approved your GEOLOGY submission: "Latest Triassic active eolian dune field preserved by CAMP lava flows" by Rossano Dalla Lana Michel, Claiton dos Santos Scherer, Adriano Domingos dos Reis, Carrel Kifumbi, Ronaldo Pinto Cechetti, and Fabio Herbert Jones.

The manuscript has been assigned the Manuscript #: G51543, and it has gone to the journal office for a quality check. You will be contacted if any changes are needed.

You may check on the status of this manuscript by selecting the "Check Manuscript Status" link under the following URL:

<https://geology.msubmit.net/cgi-bin/main.plex?el=A4Nb1LpR7A5jxz2F2A9ftdNFIPeMukk4DysXTz9ijpgZ>

(Press/Click on the above link to be automatically sent to the web page.)

Sincerely,

GEOLOGY Staff

8.2. Artigo Submetido em inteiro teor

Latest Triassic active eolian dune field preserved by CAMP lava flows

**Rossano D. L. Michel¹, Claiton M. S. Scherer², Adriano D. dos Reis³, Carrel Kifumbi⁴,
Ronaldo P. Cechetti⁵ and Fábio H. Jones⁶**

¹*Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Geosciences Institute, Agronomia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil. rossanodlm@gmail.com*

²*Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Geosciences Institute, Agronomia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil. claiton.scherer@ufrgs.br*

³*University of Brasilia (UnB), Geosciences Institute, ICC central, Asa Norte, Brasilia, DF, Brazil. a_d_reis@hotmail.com*

⁴*Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), Geosciences Institute, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil. carrelkifumbi@gmail.com*

⁵*Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Geosciences Institute, Agronomia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil. ronaldocechetti@gmail.com*

⁶*Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Geosciences Institute, Agronomia, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil. fabioherbertjones@gmail.com*

ABSTRACT

During the Triassic, the Pangea supercontinent reached its maximum amalgamation. This paleogeographic configuration led to the establishment of an increase of aridization in the hinterlands, even at low latitudes, developing eolian systems. Towards the end of the Triassic, Pangea began to break up, generating the placement of the CAMP in the central part of the supercontinent. The inundation of active eolian depositional systems by lava flows frozen this system in parts, allowing the reconstruction of the paleoenvironmental and paleoclimatic

conditions extant during volcanism. Fieldwork investigations and stratigraphic analyses in the Parnaíba Basin revealed an interaction of the uppermost part of Triassic Sambaíba erg with the Early Jurassic CAMP-related Mosquito lava flows (~201 Ma). The lava flows covered eolian dunes recording a series of features that include an especially large cross-stratified set of an eolian bed form; external dune morphology showing lee side and stoss side; and the wind-rippled topsets of the eolian bed forms preserved in the full amplitude. At the interface between the lava flows and the dune topset, several features of sediment-lava interaction are preserved, including striations, troughs, and a crumpled topography, sometimes generating crescentic marks. The sediment-lava interaction indicates that at least the upper portion of the Sambaíba Formation can be positioned reliably at the T-J boundary. The constancy of eolian paleocurrent to W-NW suggests trade winds prevailed and attests the arid conditions in the low latitudes of Gondwana at the Triassic-Jurassic boundary.

INTRODUCTION

Eolian landscapes are shaped by prevailing wind-driven processes and are important indicators of past climate and environmental conditions. Due to the interplay between the climbing angle and the vertical accretion rate, the preservation of the original eolian bed form is limited to approximately 10% of its original height (Rubin and Hunter, 1982). Thus, the preservation of bed form morphology is rare, as the bedforms are easily eroded or obscured by their own dynamics or subsequent geological events. However, in some cases, ensuing geological processes preserve the eolian dunes height or even the eolian paleomorphology (Benan and Kocurek, 2000; Cardenas et al., 2019).

One event that can preserve an active eolian system in the rock record is the drowning of an erg by lava flows. Active ergs preserved by lava flows have previously been documented from the Eriksfjord Formation (Clemmensen, 1988); Botucatu Formation (Scherer, 2002) and their counterpart in Namibia, the Etjo Formation (Mountney et al., 1999). For preservation, a large volume of lava is required to cover the depositional system.

Therefore, in the history of the planet, such preservation is essentially associated to Large Igneous Province - LIPs (Scherer, 2002; Waichel et al. 2008; Mountney et al. 1999; Jerram et al. 1999). Due to this exceptional preservation, it is possible to infer paleoclimatic conditions during LIP emplacement.

The Middle to Upper Triassic interval in the Parnaíba Basin (Brazil) is marked by an expressive eolian succession named Sambaíba Formation, overlain by the volcanic rocks of the Mosquito Formation, related to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). CAMP formed a major LIPs in the world, at the Triassic-Jurassic boundary, during the opening of the Central Atlantic Ocean (201.6 ± 0.3 Ma; Schaltegger et al., 2008). This interval is characterized by end-Triassic extinction (Tanner et al., 2004) and by expressive changes in the paleoclimate of the planet due to Pangea breakup, such as the decrease in temperature and CO₂ concentration in the atmosphere (Donnadieu et al., 2006). In the Parnaíba Basin, CAMP is recorded as intrusive rocks and a large magmatic plateau, located in the southwest of the basin. This large plateau ($\sim 40,000$ km²), is composed dominantly by tholeiitic basalts, with an age of 199.7 ± 2.4 Ma, related to the CAMP event (Merle et al. 2011).

Here we present the first evidence that the Sambaíba Formation erg was covered and preserved by active CAMP-related lava flows, which froze the eolian dunes field that dominated the low latitudes of western Gondwana. This event preserved totally or partially the morphology of eolian bed forms and the depositional system active during volcanic emplacement. This study details the contact between the eolian strata of the Sambaíba Formation and the lava flows of the Mosquito Formation in two key outcrops (Fig. 1D), through geological mapping of the area, stratigraphic descriptions, imagery of vertical and lateral exposition with a drone, and orthoimage generation and interpretation, following the classic methods of facies analysis (Miall, 1991). The outcrops accredit the Sambaíba-Mosquito expositions as a world-class example of sediment-lava interaction.

Geological Context

The Parnaíba Basin is located in northeastern Brazil. The basin evolution, in the early Mesozoic era, is related to the Pangea breakup and the opening of the Atlantic Ocean (Fig. 1A, C). The Sambaíba Formation is a thick unit (up to 400 m) of quartz-sandstones with large cross-stratified beds, interpreted as eolian deposits with few occurrences of fluvial deposits (Góes and Feijó, 1994). On top of the formation lies the Lower Jurassic Mosquito Formation, predominately composed of basic volcanic rocks, which is the only extrusive remnant of the CAMP continental flood basalts (Marzoli et al., 1999).

Ages for Sambaíba Formation are poorly determined. Absence of fossils leads to a best age inference from stratigraphic position. The Sambaíba Formation is positioned in the Triassic, at the top of the second major sedimentary cycle recorded in the Parnaíba Basin, represented by the Balsas Group. The position of the formation was defined on a relative basis between the Motuca Formation (Late Permian-Early Triassic) and the basalts of the Mosquito Formation (Triassic-Jurassic boundary) (Góes and Feijó, 1994).

DESCRIPTION

Here we discuss two of the most representative outcrops, called Talho outcrop and Darnicópolis outcrop, that record the contact between the eolian dune system of the Sambaíba Formation and the lava flows of the Mosquito Formation.

Talho outcrop has an east-west orientation, approximately oblique to the bed-form migration direction. The lowest portion exposes a series of smaller cross-trough stratified sets composed of grain-flows and wind-ripple laminae, bounded by slightly inclined upwind interdune surfaces (1st order). The lowest portion is truncated by a subhorizontal extensive surface (Fig. 2A, B).

The upper portion preserves at its base a series of small cross-stratified sets also composed of grain-flows and wind-ripples laminae, bounded by subhorizontal interdune surfaces. These basal sets are overlapped by one exceptionally large cross-stratified set,

recording an eolian bed form with a thickness of around 70 m (Fig. 2B). The internal cross-stratification of this large upper set dips 24° toward azimuth 315° , with internal truncation surfaces, representing 3rd. order surfaces (sensu Brookfield, 1977). The steepest portion of the foresets alternates grain-flow and grain-fall laminae, while the bottom of the foresets is formed by wind-ripples laminae (Hunter, 1977). Above the foresets, a 30-40 cm-thick layer of sandstone showing low-angle wind-rippled laminae represents the topset completely preserved (Fig. 2C). Ripples exposed on stoss-slope surface are characterized by asymmetrical, straight-to-sinuuous crestlines, with wavelength from 10 to 20 cm and wave amplitude <1 cm displaying migration trend is at 220° . The dune topset is covered by lava flows that imprint a series of sediment-lava interaction features, such as striations, troughs, and a crumpled topography, in some places generating crescentic marks (Fig. 2D; 3). In a few locations, a thin layer of basaltic rocks is preserved covering eolian-rippled strata (Fig. 3B).

Striation and troughs have similar elongated morphologies, differentiated by their dimensions. Striation features are less than 1 cm, both in width and depth, while troughs have widths of up to 15 cm and depths that vary between 1 and 5 cm (Fig. 2D, 3A). Crescent marks are composed of massive, 0.5 to 3 m wide and up to 20 cm high sand crests (Fig. 3A, C, and D). Between the crescent marks occurs shallow ($<0,5$ cm deep), continuous, and finely spaced striations – with directions to 070° , that only slightly modified the sands. Sometimes the ripples present on the eolian dune stoss slope are preserved (central part of Fig. 3C, D). Another feature observed in the field are protuberances on the sandstone surface, with reliefs on the order of 1-cm-high and curved morphology, forming ridges up to 70 cm long which occur centrimetrically spaced, presenting a ropy lava-like texture over the sediments (Fig. 3E).

Darcinópolis outcrop has northeast-southwest orientation, approximately parallel to the bed-form migration direction (Fig. 4A, and B). The downwind termination of the eolian dune lee-face is exposed on the northeast portion of the outcrop (Fig. 4C). The dune has a preserved height of at least 10 m, the exact height is hidden below surface. The bedform lee

face dips 32° toward 234° and is abruptly by lava flows filling an interdune pond (Fig. 4C). Internally, the foresets are composed of 1-3 cm thick, inversely graded, grain-flow laminae, and reactivation surfaces truncating the foresets were observed (Fig. 4C).

The southwest side of the outcrop is characterized by the stoss-side of the next bed form in the migration dune train (Fig. 4D). The well-exposed dune stoss slope dips 10° toward 059° and is overlain by basaltic flows. The internal structure is characterized by cross-stratification planes that dip 200° toward 272° . Separating the cross strata from the lava flows, a 10-20 cm-thick topset layer occurs, composed of low-angle wind-ripple lamination.

INTERPRETATION

The unidirectional dip orientations for both outcrop bed forms - and the remarkable lee- and stoss-side asymmetry of the second outcrop - suggest crescentic eolian dune morphology. The dominance of lee-face grain flow strata indicates the presence of eolian bed forms with well-developed slipfaces (Hunter, 1977). The presence of reactivation surfaces indicates changes in dune height, changes in dune asymmetry, and local fluctuations in wind direction or speed (Kocurek, 1981, 1996; Hunter and Rubin, 1983; Kocurek et al., 1991). The bed-forms morphology immediately below the lava flows were entirely preserved as indicated by the presence of topset deposits in the two studied outcrops - and the exceptionally large size of the cross-bedded set at the top of Talho. In the Darcinópolis outcrop, the pond-like feature was interpreted as an interdune region between these two bed forms which is flooded by lava. In the Talho outcrop, the preserved bed form lies on top of a series of smaller cross-bedding sets that are bounded by interdune deposits, indicating the migration and climbing of eolian dunes before lava flooding. The small thickness of the sets indicates that during migration and climbing, a large part of the original size of the bed forms is removed, preserving only the basal portion of the cross-bedded sets (Mountney et al., 1998; Scherer 2002).

The sediment-lava interaction features represent the different dynamics of lava flows advancing over unconsolidated eolian sediments. The crescent marks were interpreted as a disturbance on the unconsolidated sand at the front of advancing pahoehoe lobes (Scherer, 2002; Waichel et al., 2008; Jerram et al., 1999). The striations and troughs were generated by erosive simple lava flows, with coalesced lobes, moving as sheet flows (Jerram and Stollhufen, 2002; Walker, 1971; Waichel et al., 2008). The ropy-pahoehoe texture over the sediments can be interpreted as a result of the movement of (slabby)-pahoehoe lava flow over the sandy substrate. The cooldown of pahoehoe morphology commonly generates a curved roped crust over the flow (Duraiswami et al., 2014). With the advance of this flow, some slabs of this crust may break off or be folded and carried forward and downward in the flow (Duraiswami et al., 2014; Harris et al., 2017). This process imprinted the unconsolidated sediment with pahoehoe-type lava top morphology.

DISCUSSION

On a relative basis, the Sambaíba Formation lies between the Late Permian to Early Triassic deposits of the Mutuca Formation and the Jurassic-Triassic volcanic deposits of the Mosquito Formation. Recent works assume that the contact between Sambaíba and Mosquito Formations is marked by an unconformity (Vaz et al., 2007; Abrantes Jr., 2019). However, the presence of eolian dunes preserved by lavas indicate a concordant contact between the lithostratigraphic units. Some authors, such as Barbosa et al. (1966), Lima and Leite (1978), and Caputo (1984), already indicated the possible contemporaneity between these two formations, due to the conspicuous undulated top of Sambaíba, and considering the intercalation between lava and eolian deposits in the lower portion of Mosquito Formation.

The Sambaíba Formation is a thick eolian accumulation, which most likely was not deposited in just a single depositional event. The subhorizontal, continuous surface that separates Talho outcrop into two portions can be interpreted as an eolian supersurface

(Kocurek, 1988). This suggests that the lower portion of the Formation is older than the upper portion. The rapid covering of eolian dunes by lava flows allowed the preservation of the original morphology of upper Sambaíba eolian dunes and their complete incorporation into the geological record (Scherer, 2002; Jerram et al., 1999). Furthermore, the sediment-lava interaction features demonstrate the contemporaneity of the eolian system at the top of the Sambaíba Formation and the volcanic system of the Mosquito Formation, indicating that the Triassic-Jurassic boundary was characterized by desert conditions in the low latitudes - about 10° South - of Gondwana (Scotese, 2016), where extensive eolian dunes fields were frozen by CAMP-related lava flows.

The eolian cross-strata dip directions of the Sambaíba Formation to WNW are compatible with trade winds blowing in the low latitudes of Gondwana, with dry, hot, and desertic climatic conditions (Caputo, 1984). Global circulation models and records of shifts in wind directions and climate seasonality, shows that the Pangea monsoon was at its maximum strength during the Triassic (Parrish, 1993). Despite that, the sense and low variability in the directions of the paleocurrents of eolian deposits and the absence of seasonality indicators in the Sambaíba Formation does not indicate monsoonal climatic conditions. Because the eolian deposits are good indicators of paleoclimatic conditions, the preservation of the upper Sambaíba Formation by the CAMP-related lava flows can contribute to the paleoclimatic and paleogeographic discussion, showing the aridity record with trade winds prevailing at the central-south part of Pangea for the T-J boundary.

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to ANP - PRH-ANP, supported with resources from oil companies considering the contract clause nº 50/2015 of R, D&I of the ANP. Thanks to Professor Leo Afraneo Hartmann for the contributions on the structure of this paper.

REFERENCES

- Abrantes, F.R., Nogueira, A.C.R., Andrade, L.S., Bandeira, J., Soares, J.L., and Medeiros, R.S.P., 2019, Register of increasing continentalization and palaeoenvironmental changes in the west-central pangaea during the Permian-Triassic, Parnaíba Basin, Northern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 93, p. 294–312, doi:10.1016/j.jsames.2019.05.006.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A., Gomes F.A., and Hembold, R., 1966, *Geologia estrutural e econômica da área do “Projeto Araguaia”*: Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia Mineral, Monografia nº 19, 94 p.
- Benan, C.A., and Kocurek, G., 2000, Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA: *Sedimentology*, v. 47, p. 1069–1080, doi:10.1046/j.1365-3091.2000.00341.x.
- Brookfield, M.E., 1977, The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones: *Sedimentology*, v. 24, p. 303–332, doi:10.1111/J.1365-3091.1977.TB00126.X.
- Caputo, M. V., 1984, *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*: University of California, 576 p.
- Cardenas, B.T., Kocurek, G., Mohrig, D., Swanson, T., Hughes, C.M., and Brothers, S.C., 2019, Preservation of autogenic processes and allogenic forcings in set-scale aeolian architecture II: The scour-and-fill dominated Jurassic Page Sandstone, Arizona, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 89, p. 741–760, doi:10.2110/jsr.2019.41.
- Clemmensen, L.B., 1988, Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartut Member, Eriksfjord Formation, South Grandenland: *Bulletin - Geological Society of Denmark*, v. 37, p. 105–116, doi:10.37570/bgds-1988-37-09.
- Donnadieu, Y., Goddérís, Y., Pierrehumbert, R., Dromart, G., Jacob, R., and Fluteau, F., 2006, A GEOCLIM simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea breakup: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7,

doi:10.1029/2006GC001278.

- Duraiswami, R.A., Gadpallu, P., Shaikh, T.N., and Cardin, N., 2014, Pahoehoe-a'a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 84, p. 146–166, doi:10.1016/j.jseaes.2013.08.025.
- Góes, A.M.O., and Feijó, F.J., 1994, Bacia do Parnaíba: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, p. 57–67.
- Harris, A. J., Rowland, S. K., Villeneuve, N., & Thordarson, T. (2017). Pāhoehoe, 'a 'ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. *Bulletin of Volcanology*, 79, 1-34.
- Hunter, R.E., 1977, Basic types of stratification in small eolian dunes: *Sedimentology*, v. 24, p. 361–387, doi:10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x.
- Hunter, R.E., and Rubin, D.M., 1983, Interpreting Cyclic Crossbedding, with An Example from the Navajo Sandstone: *Developments in Sedimentology*, v. 38, p. 429–454, doi:10.1016/S0070-4571(08)70808-2.
- Jerram, D.A., and Stollhofen, H., 2002, Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, p. 231–249, doi:10.1016/S0377-0273(01)00279-7.
- Jerram, D.A., Mountney, N., and Stollhofen, H., 1999, Facies architecture of the Etjo Sandstone Formation and its interaction with the Basal Etendeka Flood Basalts of northwest Namibia: implications for offshore prospectivity: *Geological Society Special Publication*, v. 153, p. 367–380, doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.22.
- Kocurek, G., 1981, Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*, v. 28, p. 753–780, doi:10.1111/J.1365-3091.1981.TB01941.X.
- Kocurek, G., 1988, First-order and super bounding surfaces in eolian sequences-Bounding surfaces revisited: *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 193–206, doi:10.1016/0037-

0738(88)90054-1.

- Kocurek, G., 1991, Interpretation of ancient eolian sand dunes: Annual review of Earth and planetary sciences, 19, p. 43–75, doi:10.1146/ANNUREV.EA.19.050191.000355.
- Kocurek, G.A., 1996, Desert aeolian systems, in Reading, H.G. ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.*, London, Oxford, Blackwell Science, p. 125–153.
- Lima, E. de A.M., and Leite, J.F., 1978, Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba: , p. 413.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, v. 284, p. 616–618, doi:10.1126/science.284.5414.616.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., and Ernesto, M., 2011, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil): *Lithos*, v. 122, p. 137–151, doi:10.1016/j.lithos.2010.12.010.
- Miall, A.D., 1991, Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate: The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery, p. 6–12, doi:10.2110/CSP.91.03.0006.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., and Jerram, D., 1998, Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia: *Journal of African Earth Sciences*, v. 27, p. 175–192, doi:10.1016/S0899-5362(98)00056-6.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., and Jerram, D., 1999, Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia: *Geology*, v. 27, p. 159–162, doi: 10.1130/0091-7613(1999)027<0159:REBSGT>2.3.CO;2.

- Parrish, J.T., 1993, Climate of the supercontinent Pangea: *Journal of Geology*, v. 101, p. 215–233, doi:10.1086/648217.
- Rubin, D.M., and Hunter, R.E., 1982, Bedform climbing in theory and nature: *Sedimentology*, v. 29, p. 121–138, doi:10.1111/j.1365-3091.1982.tb01714.x.
- Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A., Schoene, B., and Ovtcharova, M., 2008, Precise U–Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery: *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 266-275.
- Scherer, C.M.S., 2002, Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, Southern Brazil: *Sedimentology*, v. 49, p. 97–116, doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00434.x.
- Scotese, C., 2016, PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoDataPlotter program: Geological Society of America Abstracts with Programs. Geological Society of America.
- Tanner, L. H., Lucas, S. G., and Chapman, M. G., 2004, Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions: *Earth-Science Reviews*, 65(1-2), 103-139.
- Vaz, P.T., Rezende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., and Silva Travassos, W.A., 2007, Bacia do parnaíba: *Boletim de Geociencias da Petrobras*, v. 15, p. 253–263.
- Waichel, B.L., Scherer, C.M.S., and Frank, H.T., 2008, Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 171, p. 59–72, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.004.
- Walker, G. P. L., 1971, Compound and simple lava flows and flood basalts: *Bulletin Volcanologique*, v. 35, p. 579-590.

FIGURES

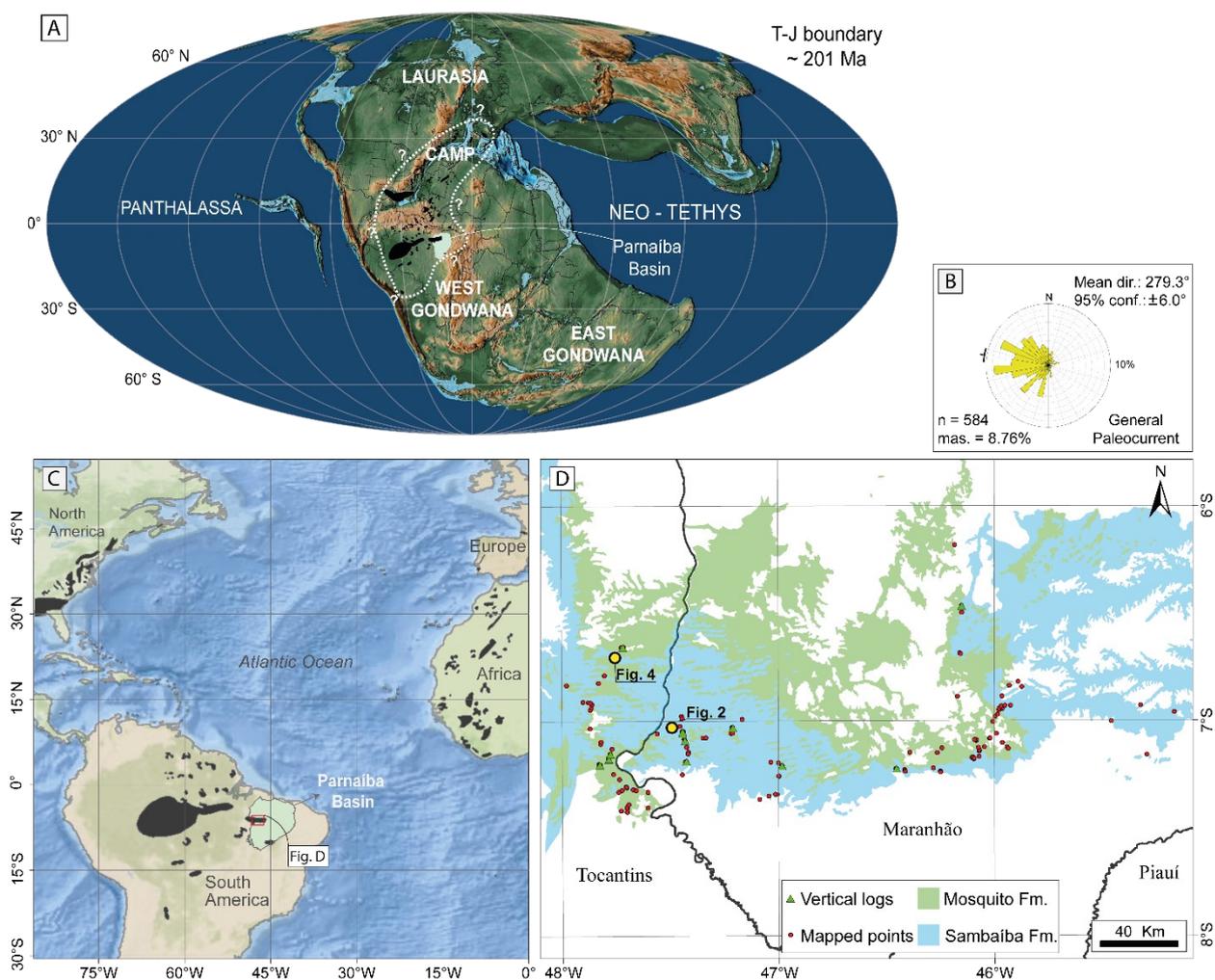


Figure 1. The Central Atlantic Magmatic Province on Gondwana context and locations studied. a) Paleogeographic map of Gondwana during the Triassic to Jurassic transition with the estimated CAMP coverage (GPlates with data from Scotese, 2016), b) Diagram of paleocurrents to entire formation; c) Current-map of CAMP occurrences in present day geography (after Johanssen et al., 2018); d) Study area in the Parnaíba Basin (Coordinates of yellow points are: -7.030456° , -47.488170° ; -6.702730° , -47.751511° ; to Figures 2 and 4, respectively).

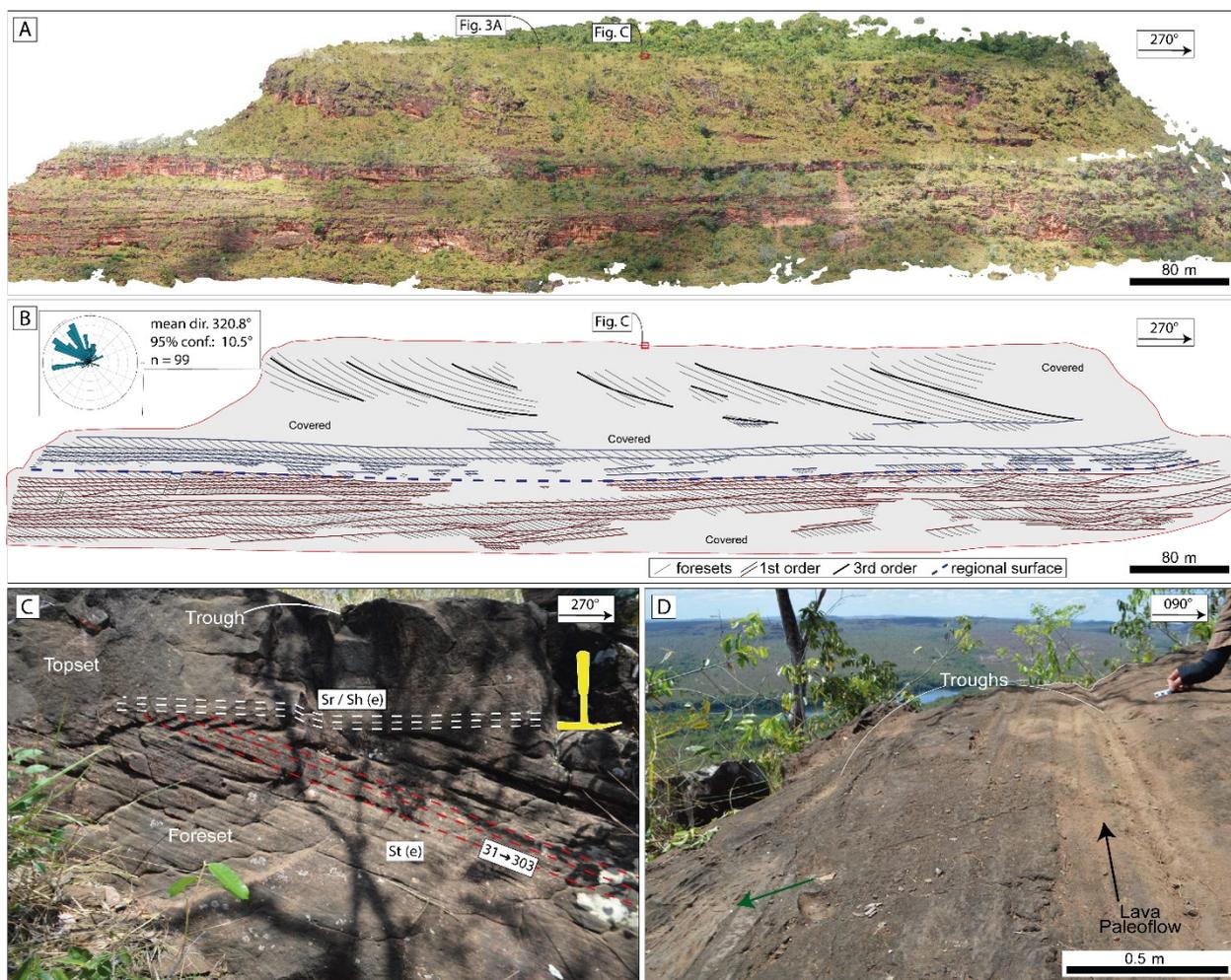


Figure 2. Talho hill Outcrop in the western part of the basin. a) An orthoimage, looking to the south, of the entire hill; b) Interpretation of outcrop showed in ‘a’; c) Photograph of section top, showing a set of low-angle sandstone over cross-stratified; and d) Outcrop plan view of the lava-eolian sediment interaction feature on top of the section (top of Fig. C). The granđen arrow indicates a trough formed by lava flows eroding and deforming sand, preserving flow indicators.

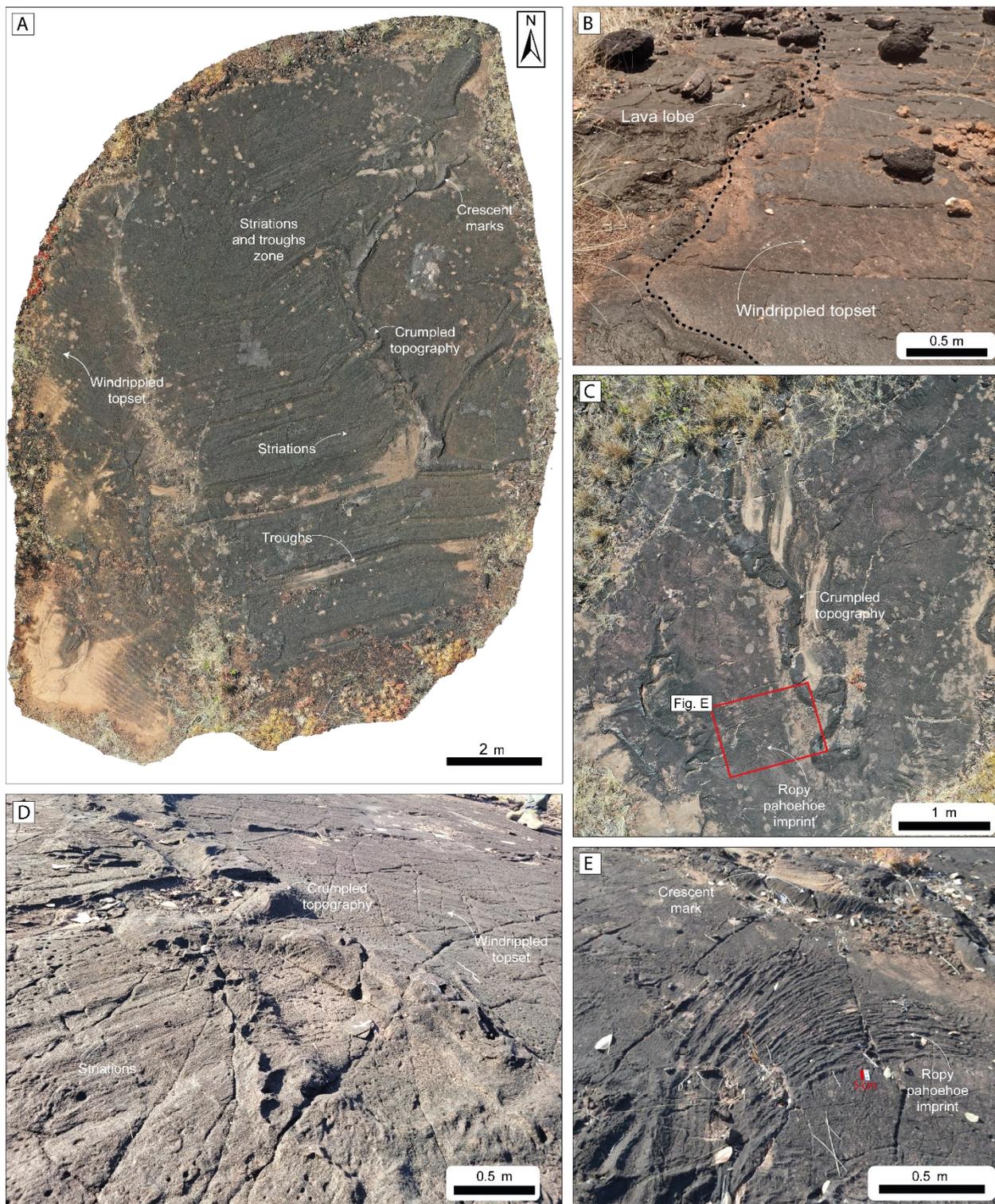


Figure 3. Sediment-lava interaction features in different places. a) Outcrop plan view of the interaction feature between lava and eolian sediment on top of Morro do Talho Outcrop; b) Large pavement, showing a lobe of lava preserved above the wind-rippled topset of eolian bed form; c) Large pavement showing a crumpled topography and ropy pahoehoe imprints over

the sediment; d) Plan view showing some sediment lava features; and e) Imprint of ropy-lava structure on unconsolidated sediment.



Figure 4. Darcinópolis Outcrop: exceptional example of active eolian bed form by preserved lava flooding over bed-forms trough. a) Orthoimage of the outcrop, looking to the southeast; b) Interpretation of the outcrop, notice the asymmetry between lee side and stoss side; c) Zoom in on the eolian foreset of the lee side preserved; and d) Zoom in on the eolian topset of the stoss side preserved.

| ANEXO I |
|---|
| Título da Dissertação: |
| “A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP, LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA” |
| Área de Concentração: Estratigrafia |
| Autor: Rossano Dalla Lana Michel |
| Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer |
| Examinadora: Profa. Dra. Amanda Goulart Rodrigues |
| Data: 31/07/2023 |
| Conceito: A |
| <p>PARECER:</p> <p>A dissertação cumpre plenamente todos os requisitos para obtenção do título de mestre pelo autor. O documento apresenta boa redação, com alguns erros ortográficos e gramaticais que não dificultam a fluidez da leitura. O texto integrador é bem construído, apresentando uma introdução sólida com objetivo geral bem delimitado e excelente capítulo de Estado da Arte. No entanto, algumas figuras necessitam ajustes, especialmente na resolução das imagens e na redação das legendas. O artigo submetido tem relevância científica e é inédito, trazendo importantes informações sobre a preservação do sistema eólico da Formação Sambaíba (Bacia do Parnaíba), bem como apresenta as principais relações de interação com a Formação Mosquito, corroborando sua contemporaneidade.</p> <p>Seguem abaixo algumas sugestões de melhoria para o texto integrador e para o artigo submetido.</p> <p><u>Texto integrador:</u></p> <p>Título: Escrever CAMP por extenso.</p> <p>Resumo: Reduzir a introdução e acrescentar mais informações sobre as interações entre as duas unidades. Quais tipos de feições são encontradas e o que significam? Indicar o objetivo geral e a finalidade do estudo.</p> <p>Pag 14 - Substituir seções verticais por perfis verticais.</p> <p>Pag 16 – Substituir granulação por granulometria ao discorrer sobre depósitos clásticos sedimentares. Especificar qual tipo de estratificação cruzada (se plana, acanalada, etc).</p> <p>Pag 17 – Marcar o intervalo estudado na Fig. 3.</p> <p>Pag 21 - Escrever CAMP por extenso.</p> <p>Pag 37 – Quantas lâminas delgadas foram confeccionadas? Como foram analisadas? Quais critérios adotados?</p> <p>Pags 38 e 39 – Revisar a tabela de fácies quanto a ortografia e a necessidade de separar os basaltos (maciço x brechado).</p> |

Pag 40 – O que quer dizer com arenito endurecido? Cimentado? por qual mineral?

Pag 41 – Especificar quais são os tipos de interação e contatos entre as lavas e os sedimentos.

Pag 48 - Fig. 19 e 20 – As fotomicrografias estão sem escalas. Os resultados petrográficos apresentados são incipientes e não sustentam a discussão apresentada sobre heterogeneidades de reservatórios. É necessário incluir mais dados sobre as características primárias e, especialmente diagenéticas, para se entender como a porosidade e a permeabilidade foram impactadas durante e após a colocação das lavas. Seria interessante apresentar uma comparação das feições de interações lava-sedimento de outras ocorrências brasileiras e mundiais, mesmo que sejam de idades distintas do objeto de estudo (e.g. Formação Botucatu e Grupo Serra Geral, Bacia do Paraná).

Artigo científico:

- Sugere-se realizar um estudo detalhado das lâminas delgadas para trazer informações sobre os contatos e os processos diagenéticos resultantes da interação lava - sedimento.

- Sugere-se a inclusão de dados geocronológicos das rochas vulcânicas dos pontos estudados para um melhor posicionamento estratigráfico da Formação Sambaíba.

Assinatura: *Ammanda J. Rodrigues*

Data: 31/07/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

| | |
|---|-------|
| ANEXO I | |
| Título da Dissertação: | |
| “A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP, LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA” | |
| Área de Concentração: Estratigrafia | |
| Autor: Rossano Dalla Lana Michel | |
| Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer | |
| Examinador: Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza | |
| Data: 25 de julho de 2023 | |
| Conceito: A | |
| <p>PARECER: A dissertação entregue apresenta um estudo sobre a Fm. Sambaíba a partir da análise de fácies, levantamento estratigráfico, modelos virtuais de afloramento e petrografia. O tema abordado é bem explorado na revisão teórica, trazendo desde publicações clássicas até artigos mais recentes sobre o tema. A metodologia utilizada condiz com os resultados alcançados. A discussão apresentada traz um tema pertinente que é o padrão de circulação atmosférica da época, bem como a preservação das formas de leito eólicas inteiras. Entretanto, este aspecto foi pouco explorado na dissertação e no artigo. Creio que este seja um tema relevante que deva ser levado à mesma revista, utilizando também outros exemplos de depósitos globais do limite T-J, critério específico deste periódico para o qual foi submetido.</p> <p>Todos os apontamentos quanto aos dados e discussões, bem como erros de formatação e tabulação (que devem ser corrigidos) estão destacados no arquivo pdf anexo a este parecer.</p> | |
| Assinatura: | Data: |
| Ciente do Orientador: | |
| Ciente do Aluno: | |

| |
|--|
| ANEXO I |
| Título da Dissertação: |
| “A PRESERVAÇÃO DO SISTEMA EÓLICO DA FORMAÇÃO SAMBAÍBA PELOS DERRAMES VULCÂNICOS DO CAMP, LIMITE TRIÁSSICO-JURÁSSICO, BACIA DO PARNAÍBA” |
| Área de Concentração: Estratigrafia |
| Autor: Rossano Dalla Lana Michel |
| Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer |
| Examinador: Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior |
| Data: 27/07/2023 |
| Conceito: EXCELENTE |
| PARECER: |
| <p>A dissertação possui relevância acadêmica na área de Sedimentologia e Estratigrafia, contribuindo para o entendimento dos eventos deposicionais pré- e pós-CAMP, que marcam a fragmentação do Supercontinente Pangeia. O mestrando demonstrou domínio do assunto abordado, elaborando uma boa síntese de conceitos no texto integrador que serviu de base ao artigo submetido. Destaco que o tema proposto é de bastante relevância para o entendimento da preservação de sistemas deposicionais eólicos e que a descrição faciológica auxiliada por VANTs foi assertiva na área de trabalho, visto que os afloramentos são de difícil acesso.</p> <p>Gostaria de sugerir algumas modificações e instigar alguns pontos dos resultados e discussões, visando a melhora do manuscrito:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) O texto apresenta alguns erros ortográficos e de formatação, que estão pontuados em um arquivo PDF que será enviado separadamente; 2) Algumas referências precisam ser revistas e utilizadas, como: (i) Góes (1995), pois algumas interpretações sugeridas por esta autora foram citadas como Silva et al. (2003); (ii) alguns trabalhos que abordam a ocorrência de arenitos <i>intertraps</i> na Formação Mosquito devem ser inseridos, mesmo que não seja a interpretação sugerida na monografia. Por exemplo, Ballén et al (2013) e Nogueira et al (2021); e (iii) a subdivisão da Formação Sambaíba em, pelo menos, duas sucessões com diferentes dimensões dos sets de estratos cruzados limitadas por uma superfície de grande extensão lateral foi definida inicialmente por Abrantes et al. (2019); 3) Na Figura 1 (mapa de localização), foram identificados vários pontos de estudo. Porém, apenas três imagens foram apresentadas nos resultados (devido a limitação de imagens exigida pela revista escolhida). Acredito que para dissertação, mais figuras poderiam ter sido adicionadas, principalmente para ter um |

maior controle dos perfis litoestratigráficos elaborados. Este seria um importante guia para entender melhor a transição entre as unidades, evitando possíveis confusões com os arenitos *intertraps* da base e do topo da Formação Mosquito;

4) Na Figura 14 (Morro do Talho), o topo do afloramento é interpretado como sendo o topset de uma grande forma de leito com a preservação de 70 metros de set. No entanto, essa superfície é plana e se estende por vários quilômetros na região das Chapadas das Mesas (a própria imagem 14 nos mostra isso e caso você faça uma correlação com alguma serra vizinha, identificará a mesma superfície). Para ser considerada a interpretação de um topset, ela deveria ter uma certa inclinação para barlavento e uma irregularidade no topo das mesetas, como podemos ver na Figura 16 (Darcinópolis), que claramente observamos a preservação de duas dunas sucessivas. Estes dois pontos estão separados por pelo menos 45 km e correspondem, provavelmente, a dunas de dimensões, idades e contextos diferentes. Não poderiam as dunas de Darcinópolis estarem sobrepostas às superfícies planas (de deflação?) do topo da Fm. Sambaíba? Esta superfície realmente é um topset? Os basaltos não podem estar recobrimdo esta superfície plana e algumas dunas dispersas? A melhor apresentação da geologia local e outros perfis litoestratigráficos reforçariam a sua ideia. Talvez você tenha elaborado esses dados, mas infelizmente o limite de palavras e figuras da revista escolhida impediram uma melhor contextualização dos afloramentos.

5) As feições de interação sedimento-lava (Figura 17) estão excelentes e merecem destaque no seu trabalho. Verificar essa relação em diferentes porções da bacia será um grande ganho para a geologia regional e contribuirá no entendimento da preservação deste importante sistema eólico brasileiro, além de explicar melhor a implantação das planícies vulcânicas Mosquito.

Sugiro que as correções propostas sejam incorporadas no manuscrito e no artigo submetido, visando enriquecer e contribuir com o tema proposto.

Att.,

Assinatura:

Data: 27/07/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: