



**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS  
DEPÓSITOS EÓLICOS DO MEMBRO CALDEIRÃO DA FORMAÇÃO  
SANTA BRÍGIDA (PERMIANO) NA BACIA DE TUCANO NORTE**

Porto Alegre, 2012



**FÁBIO HERBERT JONES**

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS  
DEPÓSITOS EÓLICOS DO MEMBRO CALDEIRÃO DA FORMAÇÃO  
SANTA BRÍGIDA (PERMIANO) NA BACIA DE TUCANO NORTE**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientador:** Prof.Dr.Claiton Marlon dos Santos Scherer  
**Supervisor:** Prof. Dr. Juliano Kuchle

Porto Alegre, 2012

Jones, Fábio Herbert

Caracterização Faciológica e Estratigráfica dos Depósitos Eólicos do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida (Permiano) na Bacia de Tucano Norte. / Fábio Herbert Jones - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012. 79 f. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Permiano. 2. Gondwana. 3. Dunas Eólicas. 4. Paleovento. 5. Membro Caldeirão. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS EÓLICOS DO MEMBRO CALDEIRÃO DA FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA (PERMIANO) NA BACIA DE TUCANO NORTE”**, elaborado por FÁBIO HERBERT JONES, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Profa. Dra. Karin Goldberg

---

Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg

A minha querida avó, Celina Jones, a minha família, aos amigos e aos colegas pelo apoio, incentivo, amor e paciência.

Dedico.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento profissional e acadêmico. Ao pessoal que conheci do Centro de Ecologia onde comecei a minha caminhada acadêmica e profissional. Ao amigo Dr. Nelson Augusto Flores Machado pelos debates, ensinamentos de pesquisa e de vida, e todo tempo que sempre dedicou para me ajudar quando necessitei.

Agradeço também aos amigos e colegas que obtive durante o curso de Geologia, os quais me proporcionaram grandes momentos com trocas de informações, risos e polêmicas. À infraestrutura e ao corpo docente do Instituto de Geociências da UFRGS.

Aos colegas da estratigrafia que convivi durante esse tempo, Zazá, Adriano, Thiago, Carrel, Ale, Manu, Renata, João, Duda, Carlinhos, e tantos outros, onde me ajudaram em questões importantes no laboratório ou em campo. Aos colegas Nati e Olavo pelas saídas de campo que fizemos, e toda a força e apoio para a realização deste trabalho. Ao professor. Dr. Eduardo Barbosa pelo apoio e parceria no trabalho de campo.

Agradeço ao professor e orientador Dr. Claiton Scherer pela oportunidade, incentivos, informações, discussões, e principalmente paciência. Ao professor e supervisor Dr. Juliano Kuchle por todos os momentos que me ensinou e debateu sobre diversas questões desse estudo.

Agradeço também a colega e amiga Amanda que sempre se dispôs a ajudar quando eu estava em apuros. Aos queridos amigos e a minha família que tiveram tanta paciência, deram inúmeros incentivos e tiveram grande compreensão com a minha ausência em tantos momentos. Em especial, agradeço a minha avó, Celina, que me aguentou todo esse tempo e sempre acreditou em mim.

## RESUMO

O presente trabalho tem por objetivo a caracterização faciológica do sistema eólico do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida (Permiano) localizado na borda da Sub-bacia de Tucano Norte, buscando a reconstrução do sistema deposicional, assim como a definição dos padrões de vento existente em baixas/médias latitudes no Gondwana. O trabalho foi realizado a partir de levantamento de seções colunares em escala 1:50, onde foram identificadas as fácies e associações de fácies, e de seções laterais elaboradas a partir de fotomosaicos, que permitiram visualizar a relação lateral das fácies e associações de fácies e delimitar e hierarquizar as superfícies limítrofes. Na área em estudo, o Membro Caldeirão é constituído por duas associações de fácies: (1) dunas eólicas e (2) interdunas eólicas. A associação de fácies de dunas eólicas é composta por arenitos bimodais, médios a muito grossos, bem arredondados, com estratificação cruzadas tangenciais/acanaladas com espessuras variando de 1 a 3 metros. Internamente, os estratos cruzados são compostos por lâminas de fluxos e de queda livre de grãos nas porções mais íngremes dos *foresets*, que se interdigitam em direção à base com laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas. Superfícies de reativações são frequentes. Por vezes, observam-se feições de fluidizações nos estratos cruzados. Os estratos cruzados apresentam um sentido de mergulho médio para ENE, indicando o predomínio de paleoventos soprando de sudoeste. A associação de interdunas úmidas ocorre intercalada com os estratos de dunas eólicas, formando pacotes com espessuras variando de 20 cm a 3 m. Esta associação é composta por arenitos muito finos a finos, com laminações plano-paralelas, estruturas de adesão e laminações de marcas onduladas, interpretados como variações do nível de umidade nos depósitos entre interdunas secas, úmidas e encharcadas. As laminações cruzadas de marcas onduladas subaquosas apresentam paleocorrente para NNW indicando que as correntes fluviais encontravam-se confinadas nos corredores de interdunas. Os depósitos de interdunas ocorrem em posições específicas na sucessão estratigráfica e sugere variações na taxa de subida do lençol freático e/ ou na taxa de disponibilidade de areia seca durante a acumulação eólica. O padrão de ventos do Membro Caldeirão é compatível com o modelo de circulação atmosférico proposto para o Estágio Sakmariano indicando que esta unidade estava localizada em médias latitudes do Gondwana durante a sua deposição e acumulação.

**Palavras-Chave:** Permiano. Gondwana. Dunas eólicas. Paleovento. Membro Caldeirão.

## ABSTRACT

The present study aims to reconstruct the facies architecture and the wind pattern of the Permian aeolian system of Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), located at the edge of Tucano Norte Sub-basin. Data from outcrops have been compiled as vertical sections (scale 1:50) and lateral panels constructed from photomontages, in which lithofacies associations and bounding surfaces were delineated and palaeocurrent data was plotted. In the study area, the Caldeirão Member consists of two facies associations: (1) aeolian dunes and (2) aeolian interdunes. The aeolian dunes facies association is composed of bimodal, medium to very coarse-grained sandstone, well rounded, displaying large-scale (1–3 m thick) trough cross-bedding sets. Internally, the cross-bedding consist of grainflows and grainfall strata in steeper portions of foresets, which interfinger toward the base with wind ripple laminae. Reactivation surfaces are common. Sometimes, shows contorted features in cross-strata. The cross-strata have a dip towards medium to ENE, indicating the predominance of paleowinds blowing from the southwest. Lenses of interdune facies association occur intercalated with aeolian dune strata, forming 20 cm to 3 m thick packets. This association is composed of very fine to fine sandstones, with wind ripple plane-parallel laminations, adhesion structures and water ripple laminations, interpreted as changes in the humidity level of the depositional surface between dry interdune, damp interdune and wet interdune. The water ripple cross-laminations show flow to NNW indicating that the fluvial currents were confined in interdune. The interdune deposits occur at specific positions in the stratigraphic succession suggests variations in the rate of rise of the groundwater table and / or the rate of availability of dry sand during aeolian accumulation. The wind pattern of Caldeirão Member is compatible with the atmospheric circulation model proposed for the Sakmarian Stage indicating that this unit was located in middle latitudes of Gondwana during its deposition and accumulation.

**Key words:** Permian. Gondwana. Aeolian dunes. Paleowind. Caldeirão Member.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização, subdivisões e contexto geológico da Bacia de Tucano (extraído e modificado de Magnavita et al., 1992).----- 16
- Figura 2. Localização do município de Santa Brígida do estado da Bahia. Imagem de satélite retirada de Google. ----- 17
- Figura 3. Mapa geológico destacando a Sub-bacia de Tucano Norte e as formações sedimentares que a compõem e as recobrem além das bacias paleozoicas aflorantes no local. O quadrado vermelho destaca os limites mapa geológico verificado na figura 4.----- 20
- Figura 4. Mapa apresentando a geologia da área trabalhada e a localização dos pontos dos afloramentos do Membro Caldeirão.----- 21
- Figura 5. Coluna cronoestratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte e da Bacia Jatobá. A marcação vermelha aponta o Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida, área do atual estudo (figura retirada e modificada de Costa et al., 2007). Legendas: BP – Boipeba; CG – Capianga; ALI – Aliança; SER – Sergi; ITA – Itaparica; CAN – Candeias; IS – Ilhas; SS – São Sebastião; SAV – Salvador; MAZ – Marizal.----- 22
- Figura 6. Gráfico apresentando a relação entre o tamanho de grão versus o comprimento de onda das formas eólicas e sua classificação separada em três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e draas. Modificado de Wilson (1972).----- 25
- Figura 7. Sucessão vertical de fácies de interdunas marcada por uma progressiva diminuição da umidade em direção ao topo (*dry upward succession*) (Kocurek, 1981).----- 27
- Figura 8. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies. ----- 33
- Figura 9. Imagem mostrando a coleta de dados de paleocorrente com a bússola de modelo tipo brunton em estruturas sedimentares em marcas onduladas.----- 35
- Figura 10. Método em TRAMA (dip-direction). D é a direção azimutal (Azm) de mergulho do plano em relação ao norte magnético (N). M é o ângulo de mergulho do plano em relação a uma superfície horizontal (H). A representação do plano é dada por: D; M. (Modificado de McClay, 1987).----- 36

- Figura 11. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (population) e direção angular do vetor médio (*vector mean*). ----- 37
- Figura 12. Os quatro tipos de padrões de paleocorrente, plotados em diagramas de roseta (com intervalos de 30°). Tucker (2003). ---- ----- 37
- Figura 13. Diagrama esquemático apresentando as posições da câmera fotográfica em relação à superfície do afloramento para os casos em que a distorção perspectiva (a) não é existente; (b) resulta da inclinação da câmera para conseguir incluir todo o afloramento para dentro da imagem quando a altura do afloramento é relativamente grande para a distância da câmera para o afloramento; e (c) é causada pela inclinação da superfície do afloramento. Figura modificada de Wizevich (1991). ----- 39
- Figura 14. Diagrama esquemático apresentando as causas da distorção em perspectiva para o caso quando a superfície do afloramento está inclinada. As linhas paralelas (azuis) rigorosamente espaçadas representam as linhas verticais na superfície do afloramento, a linha tracejada (vermelha) está reta e horizontal. O campo de visão da câmera aumenta com a distância da câmera, englobando mais afloramento na porção superior do afloramento do que na base. A convergência das linhas verticais no topo da imagem distorce as verdadeiras relações lineares verticais e laterais. Figura modificada de Wizevich (1991). ----- 40
- Figura 15. (A) Marcas onduladas eólicas transladantes com gradação inversa. (B) Marcas onduladas eólicas transladantes milimetricamente espaçadas. (C) Laminação de marcas onduladas eólicas interbandadas com fluxos de grãos (etc = estratos transladantes cavalgantes; fg = fluxo de grãos). ----- 44
- Figura 16. (A) Corte transversal ao mergulho dos fluxos de grãos envelopados por queda livre de grãos. (B) Detalhe da figura A, apresentando gradação inversa nos fluxos de grãos (qlg = queda livre de grãos; fg = fluxo de grãos). (C) Variação granulométrica dos fluxos de grãos. (D) Corte paralelo ao mergulho dos fluxos de grãos. ----- 45
- Figura 17. (A) Arenitos com estratificação cruzada deformada. (B) Estratificação convoluta, com estratos transladantes pretéritos dobrados. (C) A elipse está demarcando os níveis de areia grossa nos arenitos convolutos. (D) Representação da estrutura em chama no local do afloramento. ----- 47
- Figura 18. Diagrama de roseta apresentando as direções de mergulho dos estratos cruzados de dunas eólicas do Membro Caldeirão. ----- 47

- Figura 19. Gráfico apresentando a correlação da espessura dos estratos de fluxo de grãos versus a altura da face de escorregamento em dunas modernas, mostrando uma correlação linear entre os dois parâmetros (modificado de Kocurek & Dott, 1981). No gráfico foram adicionadas a espessura média (linha amarela) e a espessura máxima (linha vermelha) encontrada nos fluxos de grãos do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida.----- 49
- Figura 20. (A) Pacote de arenitos de interdunas com estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas intercalados por marcas onduladas aquosas (Sh = arenitos com estratificação horizontal; Sr = marcas onduladas aquosas). (B) Detalhe da figura A. (C) Película de silte sobre as marcas onduladas aquosas supercríticas. ----- 51
- Figura 21. (A), (B) e (C) Marcas onduladas subaquosas apresentando linha de crista retilínea nas interdunas do Membro Caldeirão. ----- 52
- Figura 22. Diagrama de roseta apresentando as paleocorrentes fluviais encontradas no Membro Caldeirão.----- 53
- Figura 23. (A) Marcas onduladas de adesão. (B) Detalhe da figura A. (C) Estratos plano-paralelos de adesão. ----- 54
- Figura 24. Síntese de estruturas sedimentares e outras feições características de depósitos de interdunas e o intervalo de condições deposicionais em que se formam (Kocurek, 1981). ----- 56
- Figura 25. Perfil de detalhe das interdunas do Membro Caldeirão apresentando fácies, código de fácies, paleocorrentes e curva de umidade. ----- 59
- Figura 26. Relações de contatos entre dunas eólicas e interdunas para o Membro Caldeirão. (A) Imagem de migração vertical gradual de interduna para duna eólica. (B) Desenho representativo de A (Sha = arenito com estratificação plano-paralela de adesão; Sr(e) = marcas onduladas eólicas). (C) Imagem de interdigitação entre duna e interduna. (D) Desenho representativo de C (St(e)1 = arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo). (E) Imagem de duna eólica escavando parte da interduna seca e úmida. (F) Desenho representativo de E (Sh(e) = arenito com estratificação horizontal; Sr = marcas onduladas subaquosas; St(e)2 = arenito com estratificação cruzada tangencial; Sc(e) = arenito com estratificação convoluta).----- 61
- Figura 27. Relações das hierarquias de superfícies eólicas de 1ª e 3ª ordem segundo Brookfield (1977) para o Membro Caldeirão. ----- 63
- Figura 28. Imagem e interpretação de estratos cruzados de dunas eólicas do Membro Caldeirão destacando a alternância cíclica entre os estratos transladantes

- cavalgantes (etc) e os fluxos de grãos (fg), além da hierarquização das superfícies limítrofes segundo a descrição de Brookfield (1977) em que o número 1 representa superfícies de interdunas, e o número 3 se refere a superfícies de reativação. ---- 65
- Figura 29. Perfil estratigráfico composto do Membro Caldeirão apresentando associação de fácies e curva de variação entre sistemas secos e úmidos.----- 68
- Figura 30. Mapa base para o Permiano durante os Estágios do Sakmario (A) e do Wordiano (B) (Ziegler *et al.*, 1998), apresentando a elevação de áreas continentais e a localização de sedimentos sensíveis ao clima (Extraído e modificado de Gibbs *et al.*, 2002).----- 70
- Figura 31. Precipitação média sazonal (DJF e JJA), pressão no nível do mar (mb), e vetores da direção de ventos na superfície para o Permiano durante os Estágios do Sakmario e do Wordiano (Modificado de Gibbs *et al.*, 2002). ----- 71

**LISTA DE QUADROS**

Quadro 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996). -----	31
Quadro 2. Síntese das fácies do Membro Caldeirão apresentando código de fácies, descrição de fácies e interpretação das fácies. -----	42

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>V</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>VI</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>VII</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE QUADROS</b> .....	<b>XII</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>XIII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> .....	<b>15</b>
2.1 Objetivos Específicos .....	15
<b>3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>16</b>
<b>4 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>18</b>
<b>5 ESTADO DA ARTE</b> .....	<b>23</b>
<b>6 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO</b> .....	<b>28</b>
6.1 Análise Faciológica .....	29
6.2 Medidas de Estruturas Sedimentares.....	34
6.3 Fotomosaicos .....	37
<b>7 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>42</b>
7.1 Associação de Fácies.....	43
7.1.1 Associação de Fácies de Dunas Eólicas .....	43
7.1.1.1 Interpretação .....	48
7.1.2 Associação de Fácies de Interdunas Eólicas.....	50
7.1.2.1 Interpretação .....	54
7.2 Análise da Variação Faciológica nas Interdunas.....	57
7.3 Relações de Dunas e Interdunas .....	60
7.4 Hierarquização de Superfícies Limítrofes.....	62
7.4.1 Interpretação.....	63
7.5 Modelo Depositional e Evolução Estratigráfica.....	65
7.6 Regime de Ventos .....	69
7.6.1 Paleoventos Dominantes e Variações Sazonais .....	69
7.6.2 Paleogeografia e Padrões de Vento do Gondwana durante o Permiano .....	69
<b>8 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>72</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>74</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida (Permiano), da Bacia do Tucano, é caracterizado por depósitos de campos de dunas eólicas. Entretanto, existem poucos estudos caracterizando estes depósitos. Não existe nenhuma caracterização faciológica detalhada que permita uma reconstrução precisa do modelo deposicional. Entre as principais questões que necessitam ser respondidas, pode-se ressaltar: Qual o tipo de sistema deposicional eólico (seco ou úmido)? Quais as características dos depósitos de interdunas? Existe alguma variação nas características faciológicas ao longo da sucessão estratigráfica? Quais são os fatores controladores da sedimentação dos depósitos eólicos do Membro Caldeirão?

Partindo da premissa que a arquitetura de fácies e o padrão de paleocorrentes são reflexos da dinâmica sedimentar (suprimento sedimentar, disponibilidade de areia e energia dos ventos) e dos padrões de paleoventos, respectivamente, pode-se levantar as hipóteses de que a caracterização faciológica do Membro Caldeirão permitirá:

- (1) A definição dos padrões de paleoventos e;
- (2) A reconstrução de um sistema deposicional eólico posicionado em baixas ou médias latitudes no Gondwana.

## 2 OBJETIVOS

O projeto tem como objetivos gerais caracterizar a arquitetura de fácies, o arcabouço estratigráfico e o padrão de ventos do sistema eólico do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida.

### 2.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos deste estudo são:

- (1) Descrever e interpretar os depósitos eólicos do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida;
- (2) Fazer um detalhamento das fácies bem como as suas associações através de perfis levantados em escala 1:50;
- (3) Caracterização faciológica dos depósitos de dunas e interdunas, e definição das suas relações de contato;
- (4) Reconstrução morfológica e morfodinâmica das dunas eólicas;
- (5) Hierarquizar as superfícies limítrofes;
- (6) Definir o tipo de sistema eólico;
- (7) Entender os mecanismos controladores da acumulação e a preservação eólica.

### 3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Tucano (Fig. 1) está localizada na região nordeste do Brasil, no estado da Bahia, e ocupa uma área de aproximadamente 30.500 km<sup>2</sup> (Magnavita *et al.*, 2003).

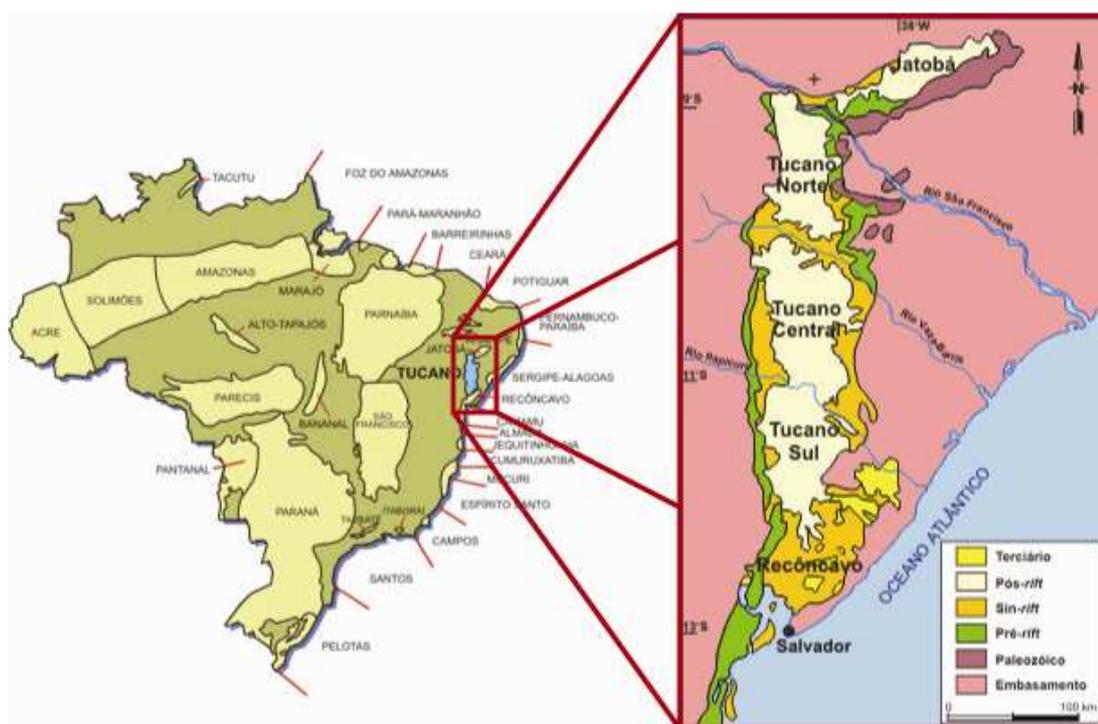


Figura 1. Localização, subdivisões e contexto geológico da Bacia de Tucano (extraído e modificado de Magnavita *et al.*, 1992).

O Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida está localizado quase que restritamente aos arredores do município de Santa Brígida no

sertão do estado da Bahia. O município encontra-se na porção norte do estado baiano (Fig. 2) nas proximidades da divisa estadual com os estados de Sergipe e Alagoas.

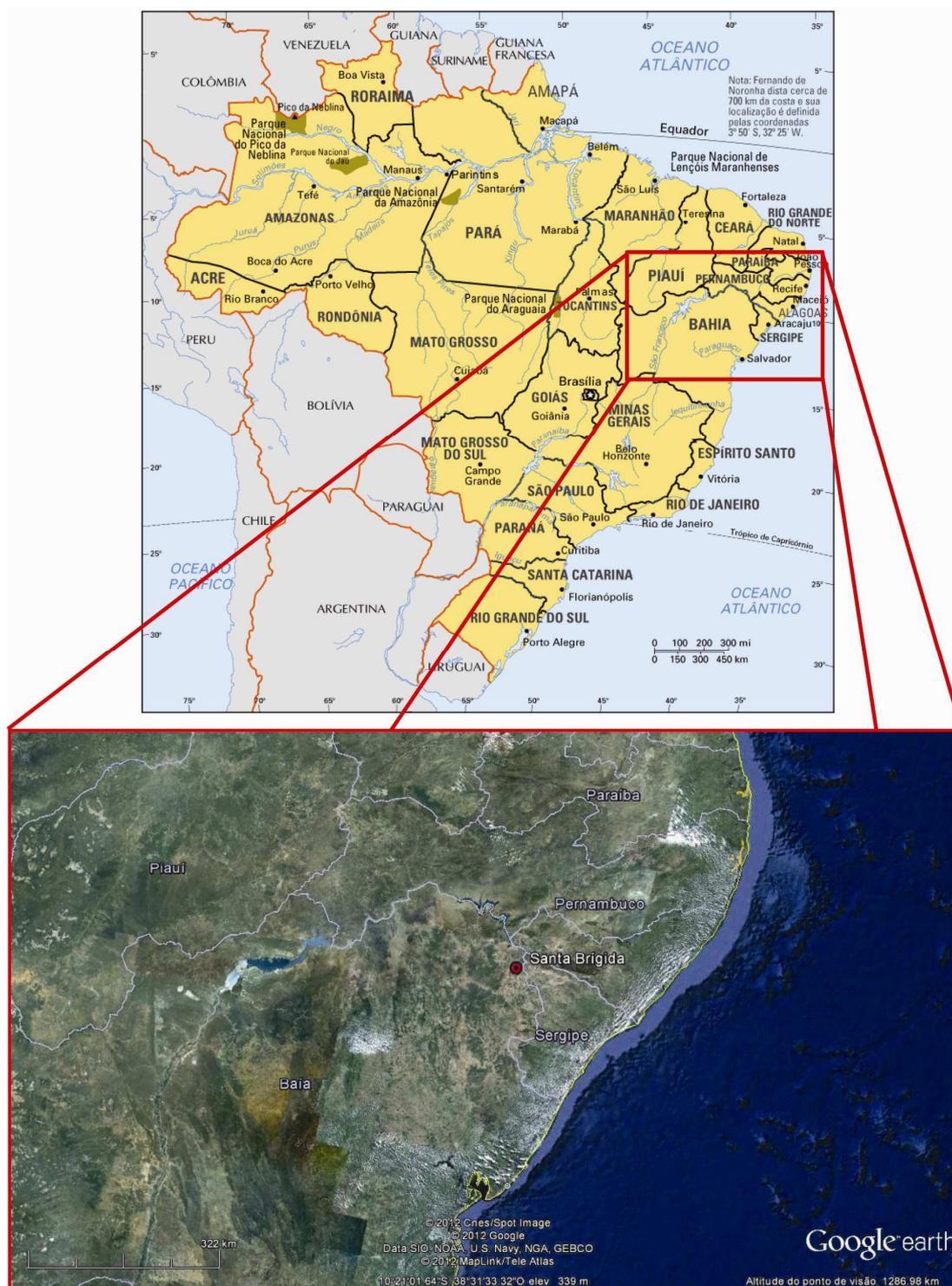


Figura 2. Localização do município de Santa Brígida do estado da Bahia. Imagem de satélite retirada de Google.

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia está dividida em três sub-bacias denominadas de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, e apresentam limites estruturais na direção NW-SE. A Bacia do Tucano faz parte de um conjunto de bacias (Recôncavo-Tucano-Jatobá) constituintes de um rifte intracontinental que acabou evoluindo para um braço abortado durante a ruptura e a separação dos continentes sul-americano e africano.

Segundo Costa *et al.* (2007) a sub-bacia de Tucano Norte apresenta uma geometria típica de meio-gráben, com falhas de borda a Oeste e Noroeste, respectivamente. Relatam ainda que as falhas normais orientam o mergulho das camadas em direção aos depocentros, a partir da margem flexural, além de uma maior complexidade estrutural, manifestada por falhas com orientações NW-SE, N-S e NE-SW (Santos *et al.*, 1990).

A Formação Santa Brígida encontra-se em um contexto geológico anterior ao sistema rifte Reconcavo-Tucano-Jatobá, fazendo parte das bacias sedimentares Paleozóicas (pré-rifte). A idade da Fm. Santa Brígida situa-se no Permiano e sua presença aflorante é possível na borda leste do rifte na sub-bacia de Tucano Norte (Fig. 3) sendo que está lateralmente limitada por falhas (Fig. 4). Já os limites verticais da Fm. Santa Brígida (Fig. 5) compreendem a Formação Curitiba na porção basal e o Membro Boipeba da Formação Aliança (Grupo Brotas) no topo. A Formação Curitiba foi interpretada por Ghignone (1963) como de ambiente deposicional marinho raso de idade Carbonífera. Já os depósitos sedimentares do Membro Boipeba são classificados como ambiente flúvio-eólico de idade Neo

Jurássica (Scherer *et al.*, 2005) compreendendo o contexto geológico de pré-rifte.

A Formação Santa Brígida está subdividida em dois membros: Membro Caldeirão (base) e Membro Ingá (topo). O Membro Ingá representa a instalação de um braço do mar epicontinental afogando o sistema desértico do Membro Caldeirão através da ocorrência de transgressão marinha. E o Membro Caldeirão (foco do estudo) representado pelos eolianitos avermelhados evidenciados pelas estratificações acanaladas de grande porte desse sistema desértico pretérito.

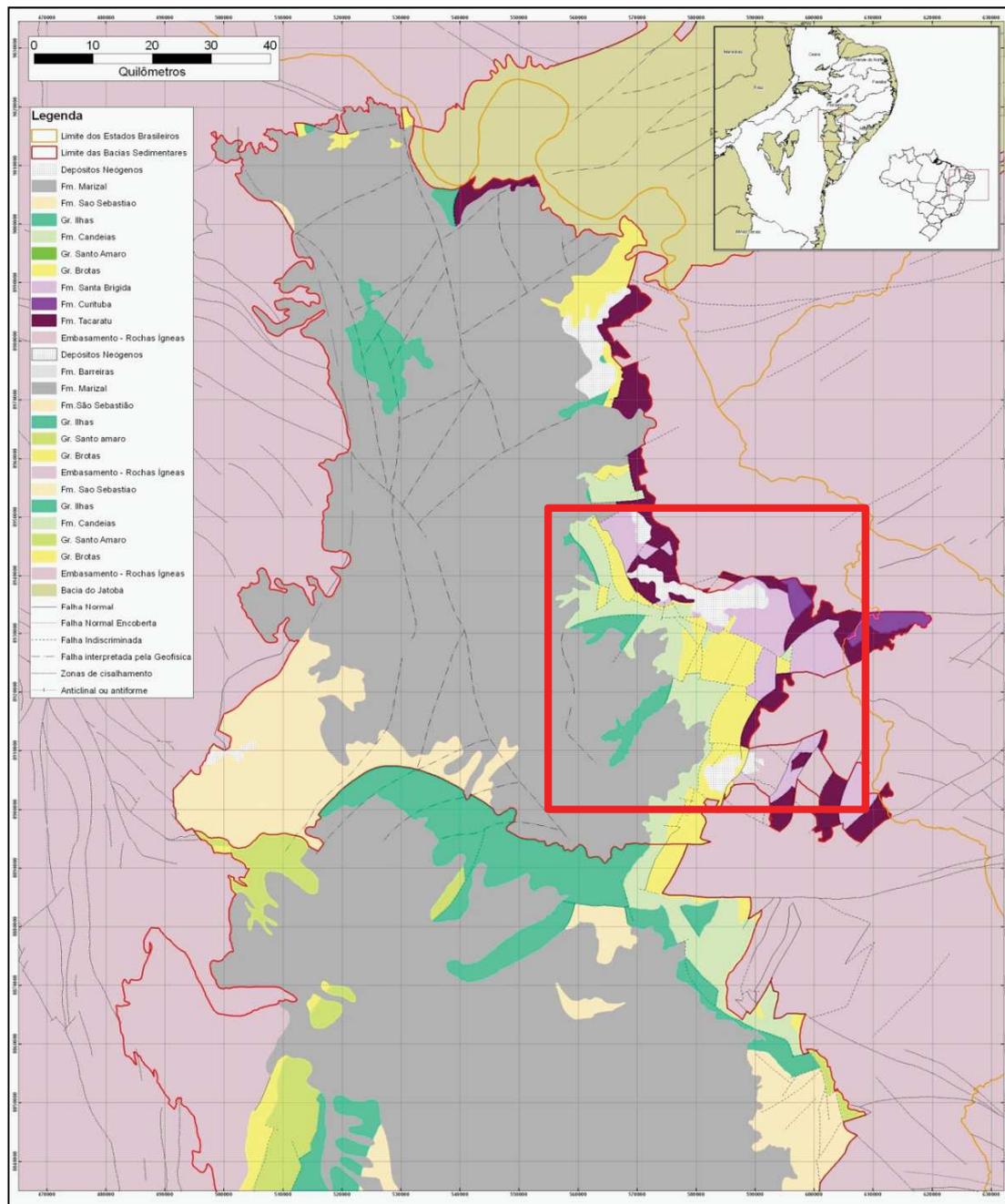


Figura 3. Mapa geológico destacando a Sub-bacia de Tucano Norte e as formações sedimentares que a compõem e as recobrem além das bacias paleozóicas aflorantes no local. O quadrado vermelho destaca os limites mapa geológico verificado na figura 4.

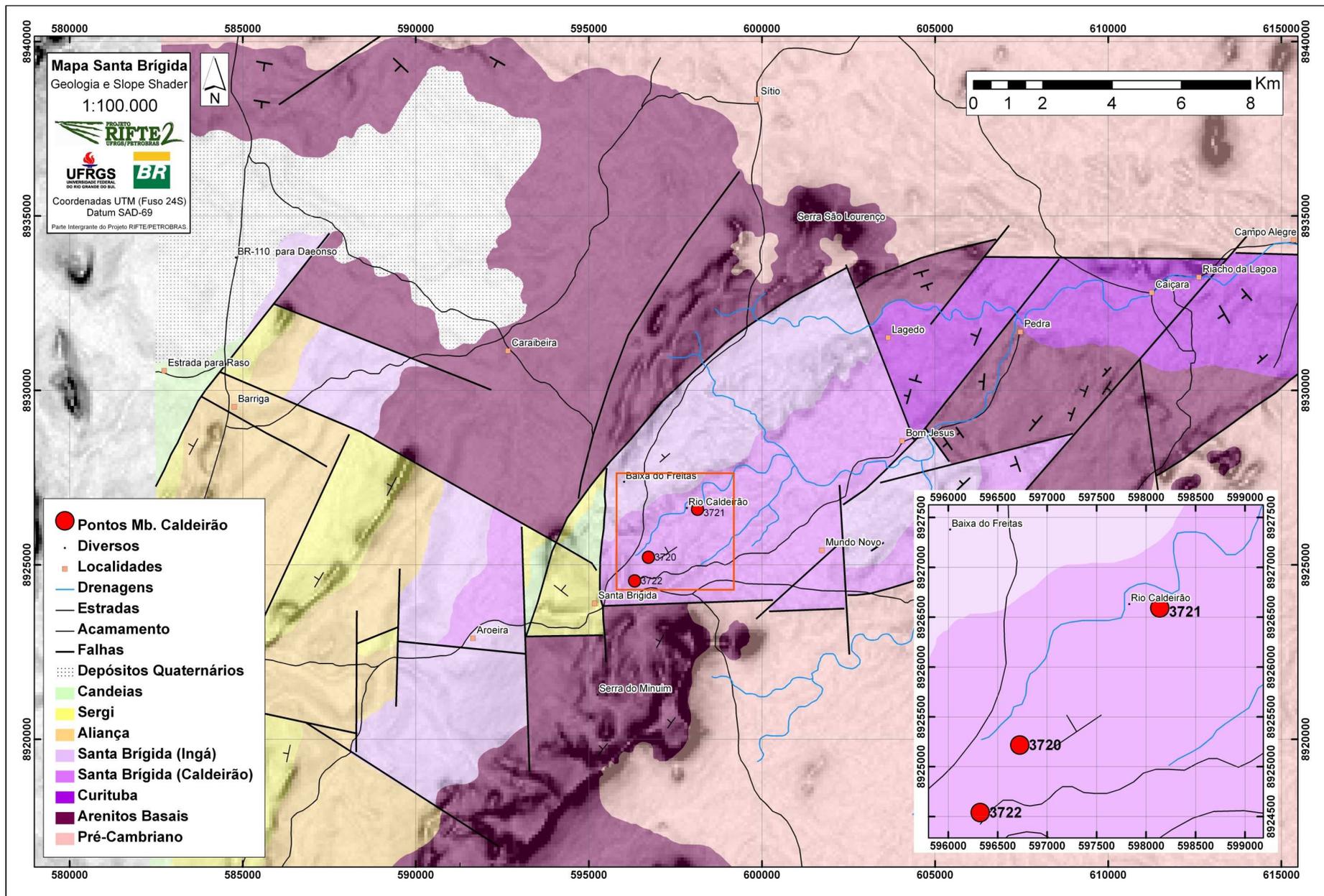


Figura 4. Mapa apresentando a geologia da área trabalhada e a localização dos pontos dos afloramentos do Membro Caldeirão.

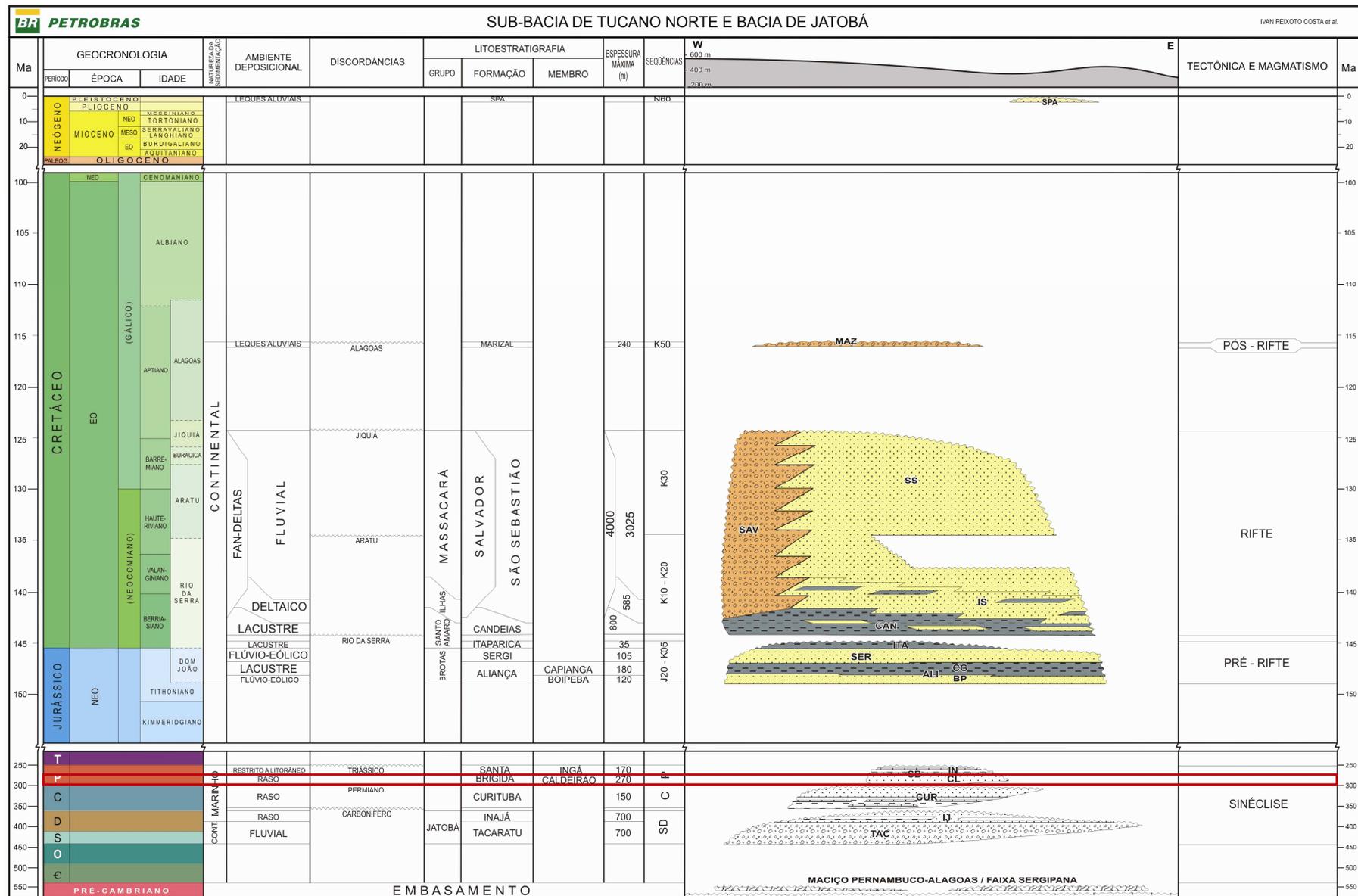


Figura 5. Coluna cronoestratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte e da Bacia Jatobá. A marcação vermelha aponta o Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida, área do atual estudo (figura retirada e modificada de Costa et al., 2007). Legendas: BP – Boipeba; CG – Capianga; ALI – Aliança; SER – Sergi; ITA – Itaparica; CAN – Candeias; IS – Ilhas; SS – São Sebastião; SAV – Salvador; MAZ – Marizal.

## 5 ESTADO DA ARTE

A ocorrência de processos eólicos é comumente associada a sistemas eólicos desérticos de clima quente ou frio, embora possam ocorrer em uma variedade de cenários deposicionais (costeiros, *outwash* de planícies fluviais e glaciais, e regiões vulcânicas) (Mountney, 2006).

Mountney (2006) também aborda as dificuldades encontradas muitas vezes para o reconhecimento de depósitos eólicos antigos devido a difícil diferenciação de estratos de origem eólica em frente a outros ambientes (principalmente fluvial e marinho). Além disso, Mountney (2006) lista uma série de dificuldades para construir uma representação detalhada da arquitetura de uma sucessão eólica e sua reconstrução paleoambiental, assim citadas:

(1) Embora sistemas de dunas eólicas sejam tipicamente dominadas por apenas três ou quatro tipos de fácies sedimentares, as variações no arranjo geométrico dessas fácies pode levar para modelos radicalmente diferentes;

(2) Erosão é uma parte inerente da migração de formas eólicas, e sucessões preservadas são sempre altamente fragmentadas;

(3) A maior parte das sucessões eólicas é caracterizada por variações laterais nas espessuras das camadas e um baixo grau de continuidade lateral.

As características para a identificação de dunas eólicas se dão pelo alto arredondamento dos grãos, textura fosca dos grãos, bimodalidade granulométrica, e ocorrências de estratificações cruzadas de grande porte.

As hierarquias de formas eólicas (marcas onduladas, dunas e *draas*; Fig. 6) reconhecidas por Wilson (1972) estão associadas com a escala temporal dos seus eventos formadores. Assim temos como escala para marcas onduladas um intervalo de ação curto, compreendendo o tempo de horas ou dias (Lancaster, 1988). Já as dunas possuem escala temporal em um intervalo de 10 a  $10^2$  anos (variações sazonais). E os *draas* dentro de um intervalo de  $10^3$  a  $10^5$  anos. Essas formas de leito possuem respostas independentes a fatores como regime de ventos, taxa de acumulação de areia e tamanho de grão (Lancaster, 1988). As marcas onduladas eólicas tipicamente possuem a linha de crista perpendicular a direção do vento, e possuem comprimento de onda entre 50 e 200 mm e altura entre 5 e 10 mm (Mountney, 2006). As dunas apresentam comprimentos de onda de 3 a 500 m e altura de 10 cm a 100 m (Mountney, 2006). Mountney (2006) relata que o termo *draa* é restrito às formas de leito maiores, em que o comprimento de onda varia de 300 a 5500 m e a altura de 20 a 450 m, apresentando a migração de dunas superpostas no seu dorso ou na face frontal, segundo a definição de Kocurek (1981).

Os principais tipos de estratificações para identificação de dunas eólicas se encontram na face frontal e refletem diferentes processos físicos e feições para seu reconhecimento, sendo esses o fluxo de grãos, a queda livre de grãos e as laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas.

Os fluxos de grãos são gerados quando a fâcies de escorregamento de uma duna eólica excede o ângulo de repouso da areia seca ( $32$  a  $34^\circ$ ), tendo como resposta uma atividade de escorregamento na frente da duna resultando depósitos de avalanche (Hunter, 1977; Mountney, 2006). Muitas vezes se apresentam com geometria de línguas e podem exibir gradação inversa de grãos.

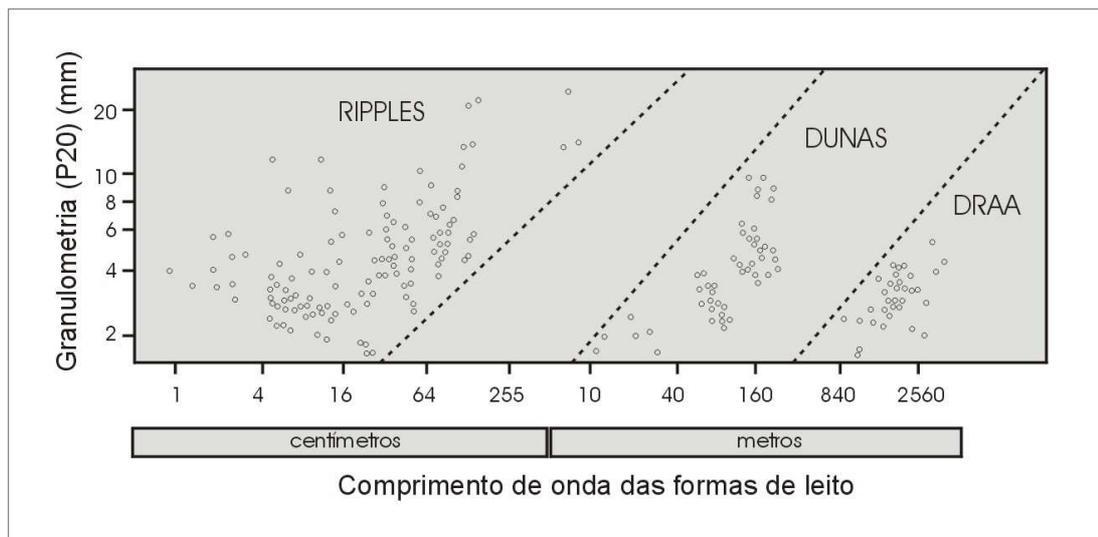


Figura 6. Gráfico apresentando a relação entre o tamanho de grão versus o comprimento de onda das formas eólicas e sua classificação separada em três grupos distintos representados por marcas onduladas, dunas e draas. Modificado de Wilson (1972).

A queda livre de grãos é gerada através da acomodação de grãos ao entrarem nas zonas protegidas do vento. Isso geralmente ocorre na face de frente da duna onde apresenta zonas de separação do fluxo de ar promovidas por uma pronunciada curvatura convexa para cima da seção cruzada da duna, por uma grande altura da duna, e por uma alta velocidade do vento (Cooper, 1958; Hunter, 1977). Os estratos de queda livre de grãos são geralmente difíceis de distinguir, porém são com frequência moderadamente empacotados exibem geometria em forma de cunha.

As marcas onduladas são formas de leito que cavalgam uma sobre as outras restando cada forma de leito preservada sob a forma de um estrato (estratos cavalgantes transladantes), em que a variação do ângulo de cavalcamento depende do volume de sedimento e da taxa de migração. Algumas vezes apresentam gradação inversa de grãos.

Os sistemas eólicos compreendem também outra feição importante: as áreas de interdunas. As interdunas podem ser separadas em depósitos secos, úmidos e encharcados (Kocurek, 1981), tendo assim, diferentes características faciológicas (Fig. 7). Os depósitos de interdunas secas (*dry interdune*) são constituídos predominantemente por estratos de marcas

onduladas eólicas, podendo apresentar pequenos estratos cruzados de dunas eólicas. Os depósitos de interdunas úmidas (*damp interdune*) são dominados por estruturas de adesão eólica. As estruturas de adesão são formadas pela aderência de areia seca soprada pelo vento sobre uma superfície úmida, e consistem em marcas onduladas de adesão, domos de adesão e estratos plano-paralelos de adesão. Embora partilhem a mesma origem básica de formação, esses diferentes tipos de estruturas de adesão são distintos morfologicamente, e sugere condições deposicionais diferentes (Kocurek, 1981). Os depósitos de interdunas encharcadas (*wet interdune*) podem apresentar estilos deposicionais evaporíticas (como precipitações de calcita, dolomita, gipso ou anidrita), ou por estilos deposicionais siliciclásticos de origem lacustre, fluvial ou feições deformadas como estruturas contorcidas e laminações brechadas (McKee, 1979; Kocurek, 1981).

Lençóis de areia são diferenciados de interdunas eólicas por representarem áreas cobertas por areias eólicas sem a ocorrência de dunas com faces de escorregamento bem desenvolvidos (Fryberger *et al.*, 1979), enquanto regiões de interdunas estão necessariamente separadas por dunas eólicas. Segundo Langford (1989), os campos de dunas são caracterizados por dunas regularmente espaçadas separadas por áreas de interdunas arrasadas, e os lençóis de areia são áreas de baixo relevo de areia eólica que tem forma de duna pouco definida.

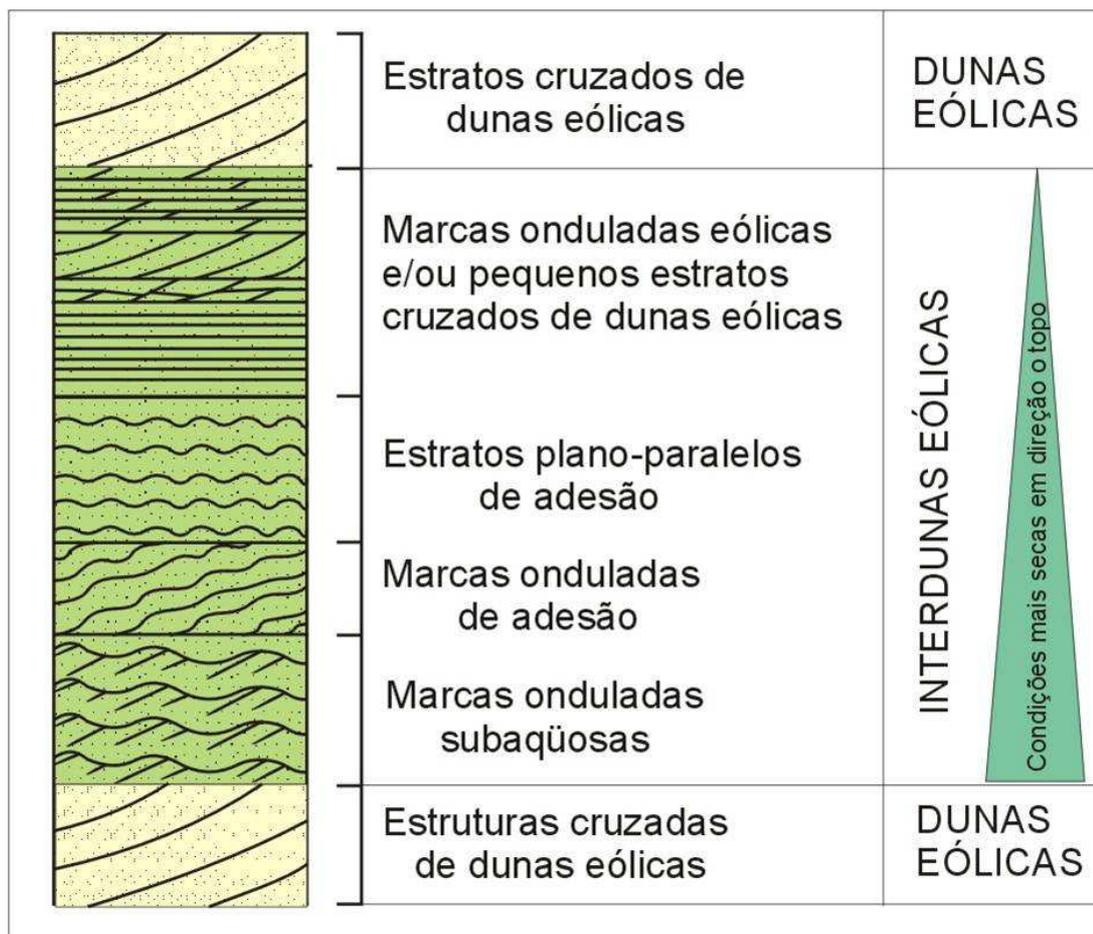


Figura 7. Sucessão vertical de fácies de interdunas marcada por uma progressiva diminuição da umidade em direção ao topo (*dry upward succession*) (Kocurek, 1981).

## 6 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

As estratégias de ação estão compreendidas em duas campanhas divididas cada uma em três etapas definidas como pré-campo, campo e pós-campo.

A primeira etapa é a de pré-campo, e nela foi realizada a tarefa de levantamento bibliográfico com intuito de abastecer o projeto com informações sobre a área de estudo, métodos descritivos e critérios de avaliação dos sistemas eólicos.

O pré-campo também inclui a pesquisa e verificação de cartas topográficas da área de estudo, sendo uma ferramenta indispensável para a orientação de campo e o acesso aos afloramentos. Além das cartas, a interpretação de fotos aéreas e imagens de satélite auxiliam no reconhecimento e seleção prévia dos afloramentos possivelmente com maior potencial para a realização do estudo. Toda esta organização de dados topográficos, levantamentos aerofotogramétricos e dados adicionais, tais como mapas geológicos, são incluídos em uma base de dados SIG (Sistema de Informação Geográfica).

A segunda etapa a ser realizada é a de campo. Nessa etapa foram realizadas duas campanhas de levantamento de dados, cada uma com aproximadamente sete dias de duração. Foi realizada nessas campanhas a busca por afloramentos relevantes na unidade de estudo, e o levantamento de seções estratigráficas na escala 1:50 destes afloramentos, descrevendo nessas seções as fácies que a compõe, suas associações de fácies, e medições de paleocorrentes. Essa etapa também compreende a elaboração

de seções laterais dos afloramentos mais representativos utilizando fotomosaicos, complementadas com perfis verticais de detalhe regularmente espaçados, procurando-se definir as principais litofácies, associações de litofácies e superfícies limítrofes a fim de se reconstruir a arquitetura deposicional das diferentes sequências. A primeira campanha ocorreu durante o mês de março de 2012 com o objetivo de percorrer a região em busca de afloramentos e utilizar métodos diretos de levantamento. Já a segunda campanha foi realizada no mês de julho de 2012 e teve a duração de quatro dias com o objetivo de levantar dados de detalhe nas escalas 1:25 e 1:2,5, realizar novas medidas de paleocorrentes, e revisar pontos.

A terceira etapa é a de pós-campo, à qual consiste no refinamento, na integração e na interpretação dos dados adquiridos em campo. Isto compreende a digitalização das seções colunares e construção das seções laterais (fotomosaico) utilizando programas específicos. O fotomosaico tem o objetivo de ajudar na delimitação da geometria das fácies e camadas de grande escala, o que complementa consideravelmente o dado unidimensional da seção colunar levantada, principalmente para a geometria das fácies e suas variações laterais. Também é realizada a correção e interpretação das medidas de paleocorrentes e a geração de diagramas de rosetas para os dados direcionais das paleocorrentes. Todos os dados são compilados em uma base padronizada, organizados por pontos de afloramentos, e com o preenchimento de tabelas de dados na base SIG elaborada no pré-campo. Estes dados quando finalizados, servem diretamente para a preparação e orientação da próxima etapa de campo, e para a interpretação (seja preliminar ou final) dos dados levantados.

### 6.1 Análise Faciológica

A análise faciológica compreende técnicas como o levantamento de perfis colunares, descrição de fácies e associações de fácies para então interpretar o sistema deposicional.

O levantamento de perfis estratigráficos constitui a técnica de trabalho mais importante em estratigrafia. Os perfis estratigráficos são precisamente

os ordenamentos das unidades estratigráficas, estendendo-se o nome também à sua representação gráfica, na qual se desenha, à escala, a ordenação dos materiais estratigráficos. Em outras palavras, o levantamento de um perfil colunar é a forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, levando em conta os contextos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, direções de paleocorrentes e paleontológicos.

Um perfil colunar (Fig. 8) apresenta basicamente dois eixos, em que o eixo das abscissas (horizontal) constitui a granulometria do corpo sedimentar, e o eixo das ordenadas (vertical) constitui a espessura das camadas sedimentares relativas conforme os objetivos e a escala de estudo. No perfil também está agregado à descrição das fácies encontradas, os códigos das fácies, as medidas de S<sub>0</sub>, as medidas de paleocorrentes, as estruturas locais, conteúdo fossilífero, local de amostragem de rocha, localização das fotos, além das informações básicas como coordenadas geográficas e escala de trabalho.

Fácies sedimentológica é um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia e estrutura sedimentar que o diferencia dos corpos sedimentares adjacentes, refletindo um processo deposicional. A descrição de fácies envolve alguns atributos importantes e diagnósticos, e segundo Tucker (2003) se leva em consideração: a litologia característica, as texturas, as estruturas sedimentares, a presença ou ausência de conteúdo fossilífero, a cor, a geometria da camada, a paleocorrente. Os códigos de fácies foram nomeados de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais (Quadro 1), em que a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante (e.g. “S” representando *sand*) enquanto que, a segunda letra é minúscula e indica a estrutura ou textura (e.g. “p” significa em inglês *planar cross-bedding*, e “ms” *matrix supported*). Para fácies correspondentes ao sistema eólico se acrescenta a letra “e” minúscula e entre parenteses (e.g. St(e) representando arenito com estratificação cruzada tangencial eólico).

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Estruturas sedimentares</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gmm</b>	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
<b>Gmg</b>	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
<b>Gci</b>	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
<b>Gh</b>	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
<b>St</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingüóides
<b>Sp</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
<b>Sh</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
<b>Sl</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scour fills</i> )
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
<b>P</b>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Quadro 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).

Após a completa descrição de fácies se deve fazer a associação e sucessão de fácies. A associação e fácies compreende o grupo de fácies geneticamente relacionadas que tem um significado ambiental (Collinson & Thompson, 1989). Já a sucessão de fácies compreende a mudança progressiva vertical ou lateralmente nas propriedades das fácies (e.g. ciclos de granodecrescência ou granocrescência ascendente) auxiliando na identificação do sistema deposicional.

O próximo passo é interpretar o sistema deposicional utilizando modelos de fácies de ambientes já conhecidos e/ou propor um novo modelo. O sistema deposicional compreende uma assembleia tridimensional de fácies sedimentológicas geneticamente associadas por processos ativos/inferidos e ambientes, representando o ambiente deposicional e os processos que atuam nele. Já o modelo de fácies é o sumário geral de um sistema deposicional particular, envolvendo inúmeros exemplos individuais de sedimentos recentes e de formações sedimentares pretéritas (Walker, 1992).

Os perfis colunares foram levantados com o auxílio de trena para medir a espessura das camadas. As camadas encontravam-se levemente basculadas e isto definiu o sentido de caminhamento do perfil, o levantamento teve pela camada mais basal aflorante, seguindo a direção de mergulho das camadas. Para o registro do empilhamento estratigráfico nos perfis, utilizou-se escala de 1:50, sendo que em algumas partes do levantamento foram feitas ampliações nas escalas 1:25 e 1:2,5 com o objetivo de aumentar o detalhamento de feições importantes para este trabalho.

Os perfis colunares individuais podem ser agrupados, formando uma seção colunar composta que represente toda a unidade estudada. Estas correlações demonstram a correspondência lateral entre unidades fisicamente separadas, com base na idade, litologia, fósseis e/ou através da extensão lateral de superfícies chave.

A coleta de algumas amostras é importante para melhorar a análise de texturas e composição dos grãos utilizando lupas em amostras de mão, ou para maior detalhamento confeccionando lâminas petrográficas podendo



## 6.2 Medidas de Estruturas Sedimentares

As medidas estruturais sedimentares estão compreendidas para esse trabalho em medidas de paleocorrentes e acamamento (S0), e são de vital importância para o estudo de rochas sedimentares proporcionando informações de paleogeografia, paleodeclividades, direções de correntes de água e de vento, e grande utilidade na interpretação de fácies.

Segundo Tucker (2003) diversas feições de uma rocha sedimentar podem ser usadas como indicador de paleocorrentes (Fig. 9). Algumas estruturas registram a sentido de movimento (azimute) da corrente enquanto outras apenas registram a linha de movimento (*trend*).

Para a escala proposta no trabalho a medição de paleocorrentes é imprescindível para a análise de elementos arquiteturais, classificação das superfícies limítrofes e caracterização morfodinâmica das dunas. Elas são extraídas através de dados de superfície nas estruturas sedimentares. Miall (1990) indicou alguns tipos de estruturas e fábricas que indicam a direção do fluxo, são elas: marcas onduladas (*ripple marks*) e estratificações cruzadas, lineações de partição e lineações primárias de correntes (produto de fluxo de formas de leito planas). Juntamente, com a medição de estruturas indicadoras de fluxo deve-se medir a S0 do perfil litológico para verificar a necessidade de correções de paleofluxos.



Figura 9. Imagem mostrando a coleta de dados de paleocorrente com a bússola de modelo tipo brunton em estruturas sedimentares em marcas onduladas.

As paleocorrentes foram medidas principalmente em estratificações cruzadas eólicas de grande porte, utilizando para tal uma bússola *brunton*. Para efetuar a medição de paleocorrentes, toma-se medida da direção e do mergulho dos estratos e das superfícies deposicionais (S0) dos afloramentos, usando a notação em trama (Fig. 10). Nesse método, mede-se o ângulo horizontal entre a direção de mergulho do plano e o norte magnético e o ângulo vertical entre o plano da estrutura e um plano horizontal imaginário, tendo como resultado o ângulo e a direção de mergulho dos estratos.

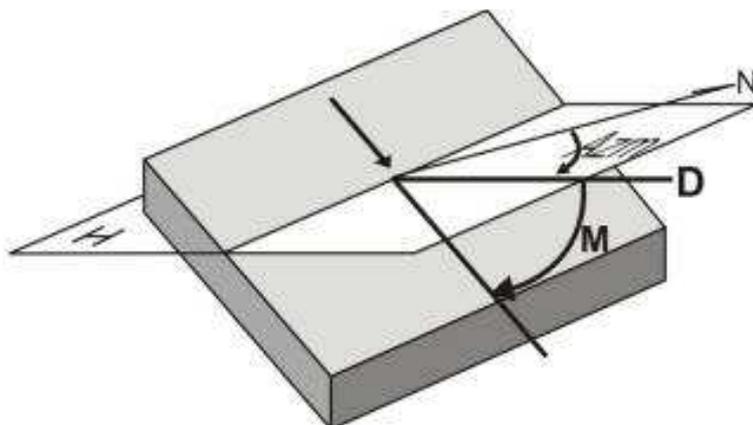


Figura 10. Método em TRAMA (dip-direction). D é a direção azimutal (Azm) de mergulho do plano em relação ao norte magnético (N). M é o ângulo de mergulho do plano em relação a uma superfície horizontal (H). A representação do plano é dada por: D; M. (Modificado de McClay, 1987).

De acordo com Tucker (2003), ao depararmos com rochas sedimentares tectonicamente inclinadas, se faz necessário à restauração das direções de fluxo pretéritas ao basculamento. A correção se torna necessária quando tal basculamento é superior a  $10^\circ$ , e para restaurar o paleofluxo real utiliza-se a projeção estereográfica. O presente trabalho não necessitou o uso de correções para as paleocorrentes, pois o ângulo de basculamento foi inferior a  $10^\circ$ . A representação gráfica dos dados de paleocorrentes foi na forma gráfica de diagrama de roseta, elaborado no programa RockWorks 2006®. O diagrama de roseta (Fig. 11) é um histograma convertido numa distribuição circular. A circunferência pode ser dividida em segmentos de 20, 30, 40 ou  $45^\circ$ , e as pétalas da rosa são desenhadas com os raios dos segmentos proporcionais ao número de medidas ou ao percentual do total de medidas. Além disso, o programa confecciona um resumo estatístico com as principais informações de fatores e classificação como tipo de método, população dos dados, padrão de paleocorrente (Fig. 12), vetor médio.

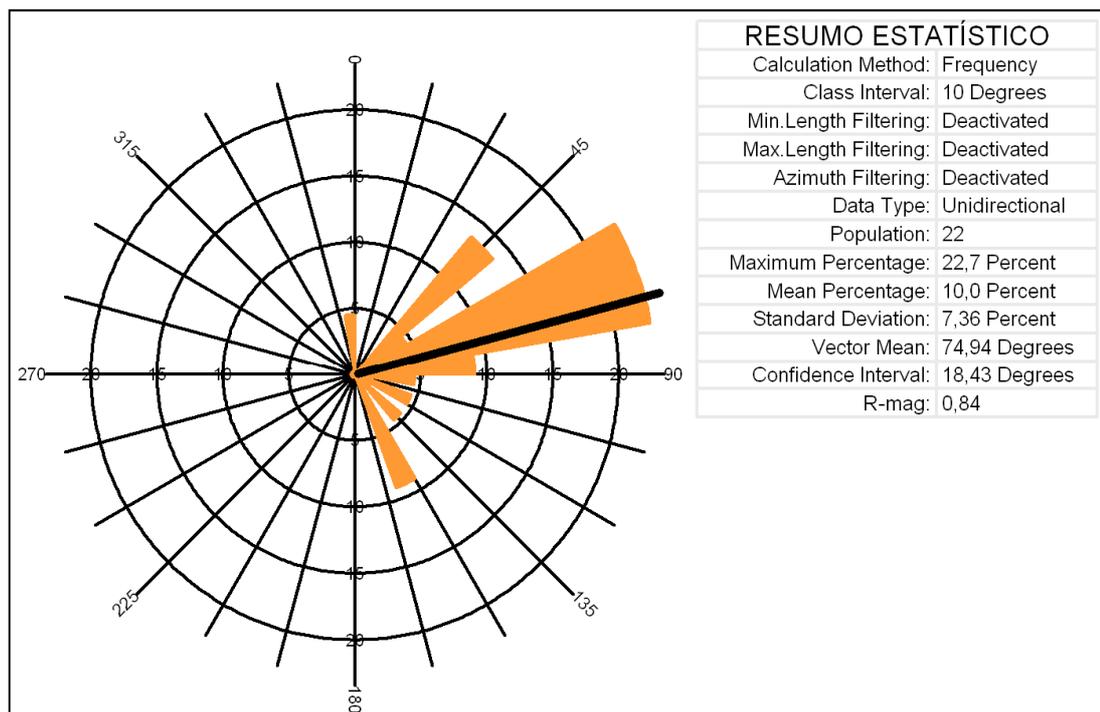


Figura 11. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (population) e direção angular do vetor médio (*vector mean*).

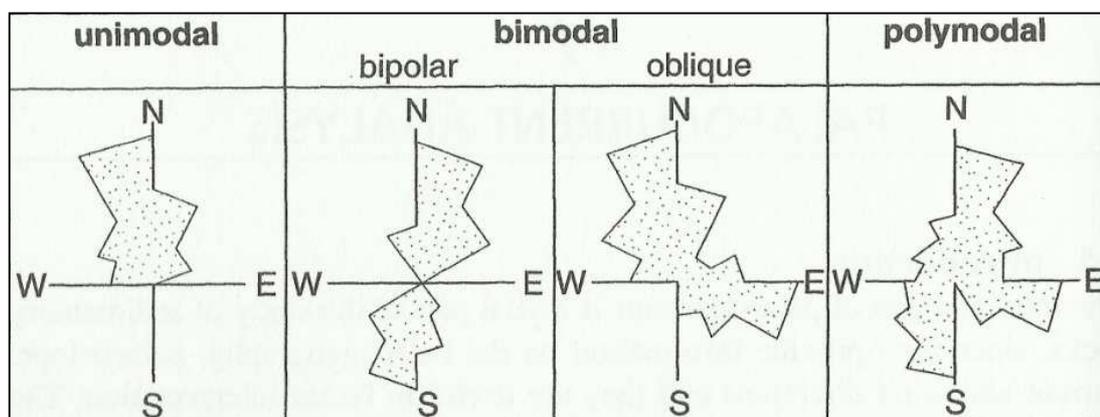


Figura 12. Os quatro tipos de padrões de paleocorrente, plotados em diagramas de roseta (com intervalos de 30°). Tucker (2003).

### 6.3 Fotomosaicos

Fotomosaico é um produto resultante da montagem (união) de duas ou mais imagens fotográficas de um alvo (afloramento) o qual não é possível

capturar em uma única fotografia. Assim, a representação lateral de afloramentos de maiores extensões em uma imagem única se torna viável.

Porém, uma fotografia apresenta distorções, e ao construir um fotomosaico isso poderá causar dificuldades na montagem. A distorção ocorre quando o plano focal se encontra oblíquo com a superfície do afloramento, causando a diminuição relativa de parte do alvo geológico, essa ocorrência é chamada de distorção em perspectiva (Fig. 13B-C). Para reduzir e facilitar as correções para a montagem do fotomosaico deve-se posicionar, o mais próximo possível, o plano focal paralelo à superfície do afloramento (Fig. 13A).

Para a obtenção das fotos foi utilizada como ferramenta uma máquina fotográfica digital. Alguns cuidados e métodos são muito importantes para maior nível da qualidade da imagem e diminuição de distorções para confeccionar o fotomosaico.

Segundo Wizevich (1991), alguns planejamentos são necessários quando se está fotografando um afloramento lateralmente extensivo. Primeiramente deve-se observar a altura total do afloramento, e assim, determinar uma distância apropriada para a obtenção da imagem a fim de manter o plano focal paralelo com o plano do afloramento. Após determinar a melhor distância da câmera para o afloramento, uma linha representando uma distância igual entre o plano focal e a superfície do afloramento deve ser construída. A sobreposição de fotografias é fundamental para construção dos fotomosaicos para amenizar a distorção causada pela curvatura das lentes que ocorre em algum grau em todas as fotografias (Fig. 14). Neste trabalho foi utilizada uma sobreposição lateral de aproximadamente 30% de cada lado.

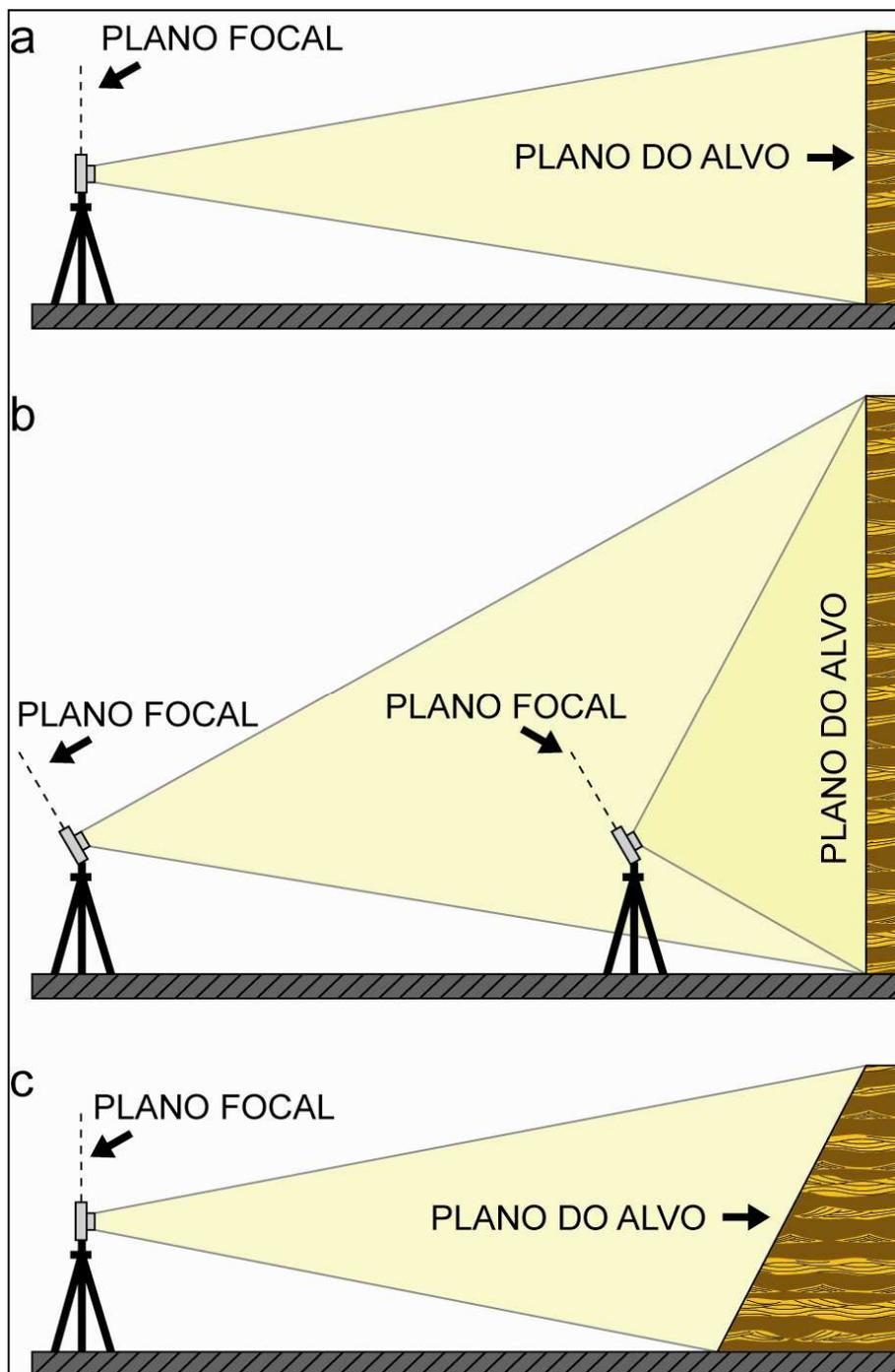


Figura 13. Diagrama esquemático apresentando as posições da câmera fotográfica em relação à superfície do afloramento para os casos em que a distorção perspectiva (a) não é existente; (b) resulta da inclinação da câmera para conseguir incluir todo o afloramento para dentro da imagem quando a altura do afloramento é relativamente grande para a distância da câmera para o afloramento; e (c) é causada pela inclinação da superfície do afloramento. Figura modificada de Wizevich (1991).

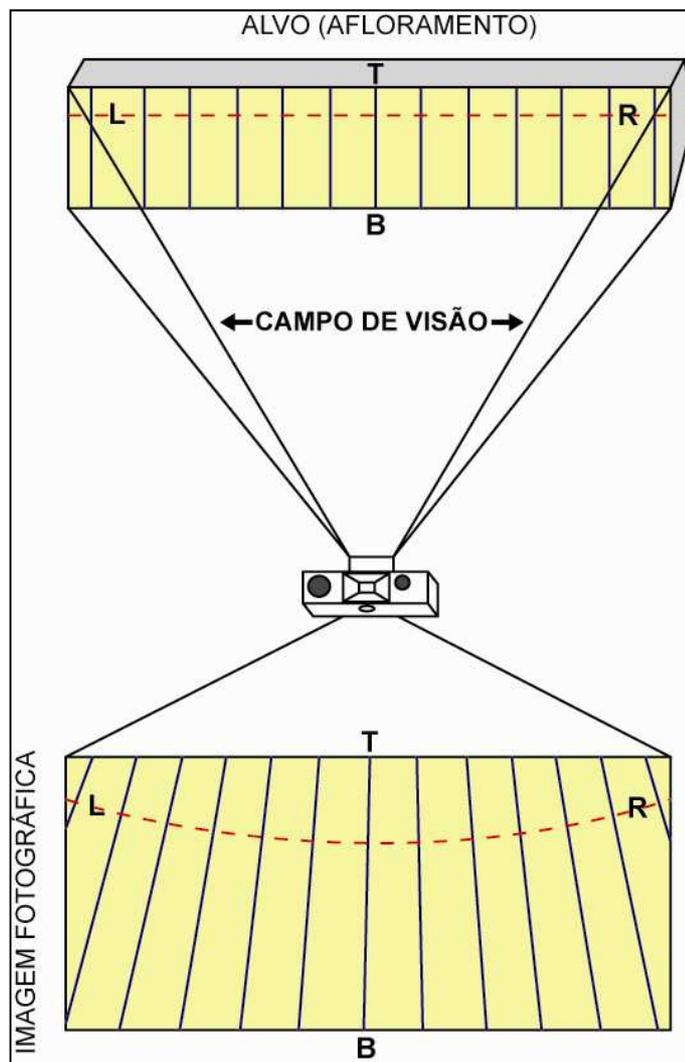


Figura 14. Diagrama esquemático apresentando as causas da distorção em perspectiva para o caso quando a superfície do afloramento está inclinada. As linhas paralelas (azuis) rigorosamente espaçadas representam as linhas verticais na superfície do afloramento, a linha tracejada (vermelha) está reta e horizontal. O campo de visão da câmera aumenta com a distância da câmera, englobando mais afloramento na porção superior do afloramento do que na base. A convergência das linhas verticais no topo da imagem distorce as verdadeiras relações lineares verticais e laterais. Figura modificada de Wizevich (1991).

As condições meteorológicas também influenciam na qualidade da foto, tendo no tempo nublado as melhores condições para a obtenção das imagens. Uma vez que a iluminação esteja na quantidade suficiente e seja

proporcional em todas as fotos, acaba sendo de suma importância para a observação de detalhes do afloramento.

As imagens adquiridas no campo são manuseadas através do programa Adobe Photoshop 7, aonde foram tratadas para a junção das fotografias. Como discutido anteriormente, as bordas da foto apresentam distorção em perspectiva, provocando a necessidade no momento da montagem da utilização das partes mais centrais possíveis da imagem (partes com menor distorção), cortando aproximadamente 25% das laterais de cada foto. A sobreposição necessita pelo menos dois pontos em comum entre uma fotografia e outra, e estas são sobrepostas sequencialmente até que se tenha a imagem total do afloramento. A cada foto sobreposta deve-se também ajustar o brilho e o contraste com a foto anterior, de modo que atinja um padrão mais uniforme na visualização do conjunto.

A elaboração de fotomosaicos permite: a análise das relações faciológicas e de suas associações, a representação e hierarquização de superfícies limítrofes, a separação de elementos arquiteturais, a reconstrução morfológica e morfodinâmica de dunas e interdunas do sistema eólico.

## 7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

<b>Cód.</b>	<b>Fácies</b>	<b>Interpretação</b>
St(e)1	Arenitos médios a grossos, avermelhados, subarcoseanos, moderadamente a bem selecionados, com grãos arredondados e com alta esfericidade, apresentando estratificações cruzadas tangenciais compostas por estratos de marcas onduladas transladantes (etc), fluxo de grãos (fg) e queda livre de grãos (qlg).	Dunas eólicas crescentes (face de avalanche).
St(e)2	Arenitos médios a grossos, avermelhados, subarcoseanos, bem selecionados, com grãos arredondados e com alta esfericidade, com estratificações cruzadas de baixo ângulo (<10°) formadas por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas.	Estratos basais de dunas eólicas crescentes.
Sc(e)	Arenitos médios, com estratificações cruzadas incipientes ou sets convolutos.	Fluidização de dunas eólicas.
Sh(e)	Arenitos muito finos a grossos, por vezes com grânulos, avermelhados, com estratificações plano-paralelas, formada por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas.	Migração e cavalgamento de marcas onduladas eólicas em interdunas secas ( <i>dry interdunes</i> ).
Sha	Arenitos muito finos a finos, avermelhados, com estratos horizontais, corrugados, com espaçamento milimétrico.	Estrutura de adesão de leito plano em áreas de interduna úmida ( <i>damp interdunes</i> ).
Sra	Arenitos muito finos a finos, avermelhados, com marcas onduladas de adesão, com espaçamento centimétrico.	Marcas onduladas de adesão em áreas de interduna úmida ( <i>damp interdunes</i> ).
Sr	Arenitos muito finos a grossos, avermelhados, com laminações cruzadas de marcas onduladas subcríticas e supercríticas, com películas de silte sobre as ondulações. Em planta, marcas onduladas com comprimento de onda variando entre 2,5 e 5 cm e altura de até cerca de 1 cm.	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, 2D, unidirecional, subaquoso. Regime de fluxo inferior. Áreas de interduna encharcada ( <i>wet interdunes</i> ).

Quadro 2. Síntese das fácies do Membro Caldeirão apresentando código de fácies, descrição de fácies e interpretação das fácies.

Foram encontradas sete fácies sedimentares para o Membro Caldeirão, as quais estão representadas pelos códigos de fácies: St(e)1, St(e)2, Sc(e), Sh(e), Sha, Sra e Sr (Quadro 2). O quadro 2 também apresenta a síntese das descrições de fácies e suas interpretações.

## 7.1 Associação de Fácies

O Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida compreende duas associações de fácies: (1) dunas eólicas e (2) interdunas eólicas.

### 7.1.1 Associação de Fácies de Dunas Eólicas

Esta associação de fácies é composta pelas fácies St(e)1, St(e)2 e Sc(e) (Quadro 2) e consiste em arenitos subacorseanos, avermelhados, médio a grosso, por vezes, grânulos, moderadamente a bem selecionados, com grãos bem arredondados e com alta esfericidade. Os arenitos apresentam estratificação cruzada tangencial ou acanalada (dependendo da orientação do afloramento), com a espessura dos *sets* variando de 1 a 3,5 metros (espessura média dos *sets* por volta de 2 metros). Internamente os *sets* de estratos cruzados são caracterizados por diferentes tipos de estratificações: marcas onduladas eólicas, fluxos de grãos e queda livre de grãos. Os estratos cruzados possuem predomínio de fluxo de grãos, seguidos subordinadamente por marcas onduladas eólicas, e muito raramente por queda livre de grãos.

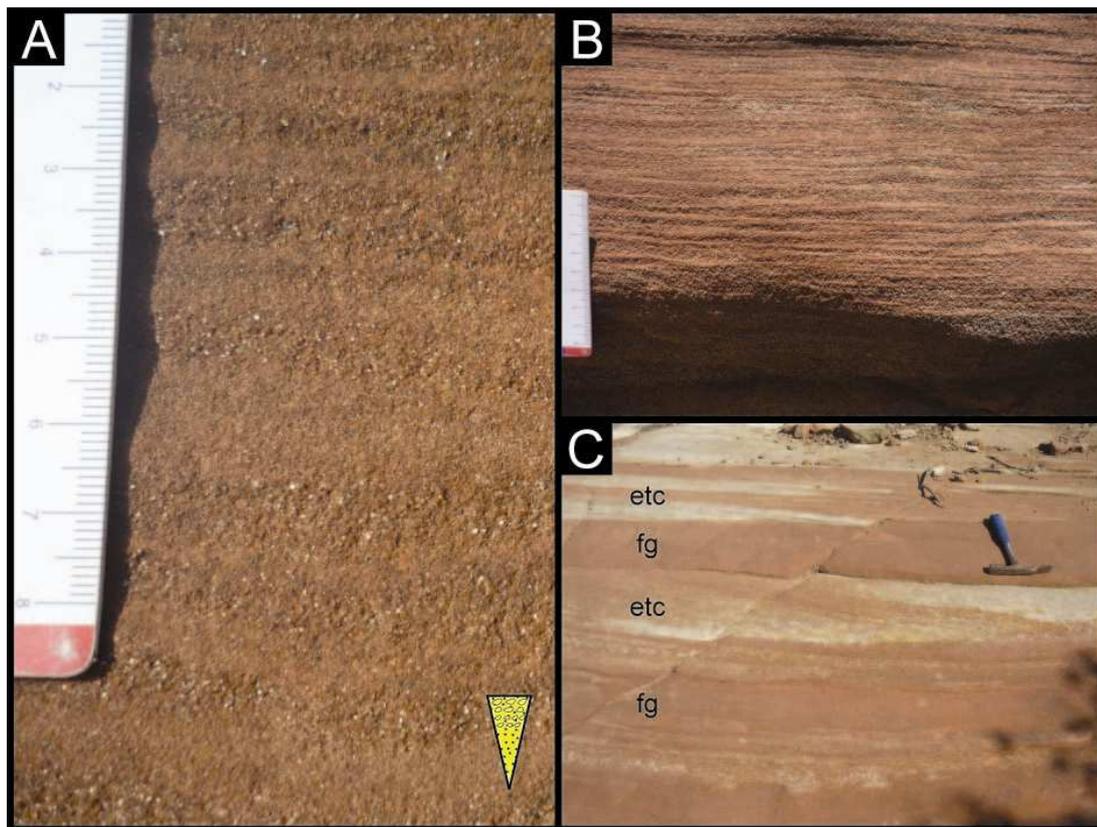


Figura 15. (A) Marcas onduladas eólicas transladantes com gradação inversa. (B) Marcas onduladas eólicas transladantes milimetricamente espaçadas. (C) Laminação de marcas onduladas eólicas interbandadas com fluxos de grãos (etc = estratos transladantes cavalgantes; fg = fluxo de grãos).

Os estratos de marcas onduladas eólicas (Fig. 15A-B-C) são compostos por arenitos finos a grossos, dispostos em lâminas milimétricas (3 a 9 mm) (Fig. 15B), com gradação inversa (Fig. 15A). O ângulo de mergulho desses estratos varia de  $5^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ , com valores médios de  $14^{\circ}$ . Os estratos de marcas onduladas eólicas representam por volta de 39% da associação de fácies de dunas eólicas do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida.

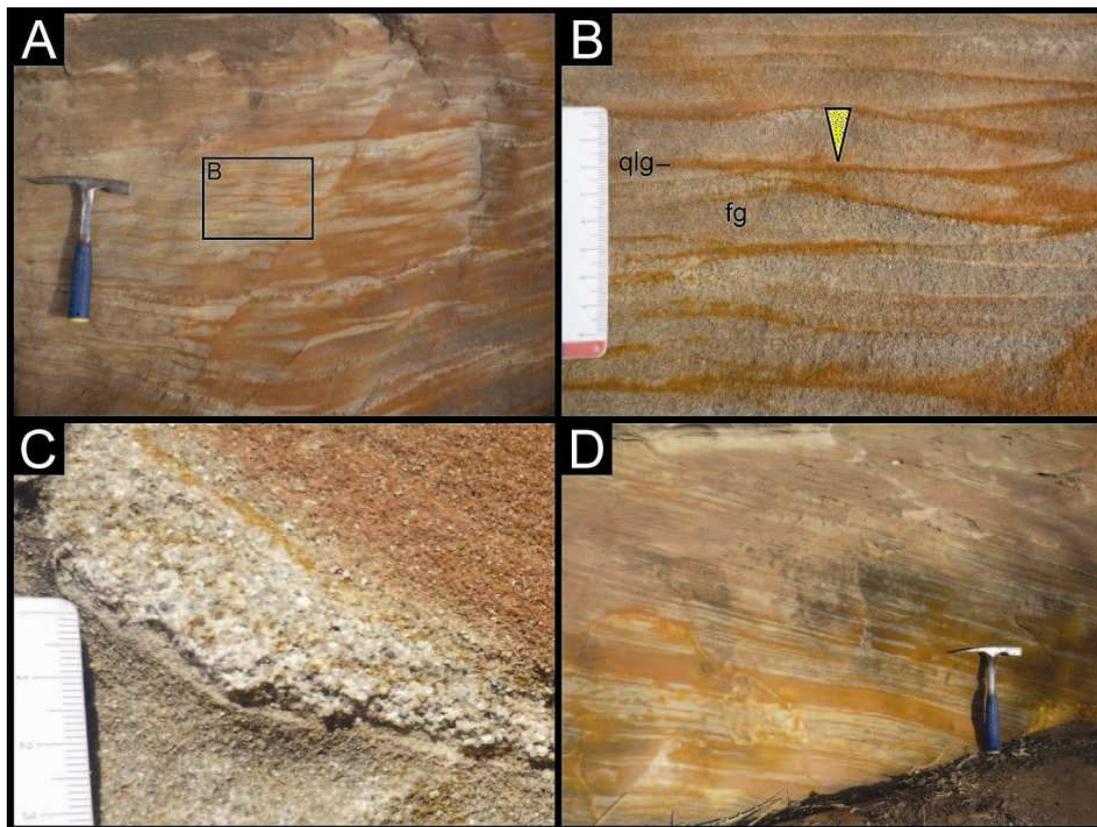


Figura 16. (A) Corte transversal ao mergulho dos fluxos de grãos envelopados por queda livre de grãos. (B) Detalhe da figura A, apresentando gradação inversa nos fluxos de grãos (qlg = queda livre de grãos; fg = fluxo de grãos). (C) Variação granulométrica dos fluxos de grãos. (D) Corte paralelo ao mergulho dos fluxos de grãos.

Os estratos de fluxo de grãos (Fig.16A-B-C-D) são compostos por arenitos médios a grossos, localmente com grãos muito grosso e até grânulo (Fig. 16C), moderadamente a bem selecionados, por vezes apresenta gradação inversa (Fig. 16B), com espessuras variando de 0,4 a 5 cm (apresentando média das espessuras por volta de 3 cm). Em corte transversal ao mergulho dos estratos cruzados, os fluxos de grãos apresentam uma geometria lenticular (Fig. 16A-B), com extensão lateral de alguns centímetros a mais de um metro. Por sua vez, em corte paralelo ao mergulho dos estratos cruzados, os estratos de fluxos de grãos mostram uma geometria em cunha (Fig. 16D), com uma extensão lateral de até cerca de 2 metros. Os estratos de fluxo de grãos apresentam um alto ângulo de

mergulho, variando de 18° a 31°. Os estratos de fluxo de grãos compreendem cerca de 60% das camadas cruzadas do Membro Caldeirão.

Os estratos de queda livre de grãos são constituídos por arenitos finos a médios, bem selecionados, com espessura das lâminas variando de 1 a 10 mm. Ocorrem intercalados com os fluxos de grãos (Fig. 16A-B). As estratificações de queda livre de grãos são de rara observação nas dunas do Membro Caldeirão, representando cerca de 1% dos estratos cruzados.

Na porção intermediária dos *sets*, as estratificações eólicas formam ciclos bem definidos, em que os pacotes de fluxo de grãos se alternam com os pacotes de estratos de marcas onduladas eólicas em repetições cíclicas que variam de 15 a 150 cm. Em alguns afloramentos, pode-se observar que os ciclos apresentam internamente variações no ângulo de mergulho dos *foresets*, onde sequências de lâminas de mais baixo ângulo de mergulho de marcas onduladas eólicas são seguidas, no sentido de migração, por estratos mais inclinados de fluxo de grãos.

Na figura 17A-B-C-D, observam-se também camadas de arenitos médios, bem selecionados, por vezes com níveis de areia grossa (Fig. 17C), apresentando estratificação cruzada deformada (Fig. 17A), gerando dobras convolutas e estruturas em chama de grande escala alcançando até 1 metro de altura (Fig. 17D). Em algumas partes das dobras convolutas, pode-se observar laminações de marcas onduladas eólicas transladantes pretéritas ao evento de dobramento (Fig. 17B).

Os azimutes dos mergulhos dos estratos cruzados das dunas do Membro Caldeirão apresentam um padrão unidirecional bem definido, com seu vetor médio de 75° (Fig. 18). Apesar da unidirecionalidade, os estratos cruzados apresentam uma alta dispersão no sentido de mergulho dos seus estratos cruzados (cerca de 100°).

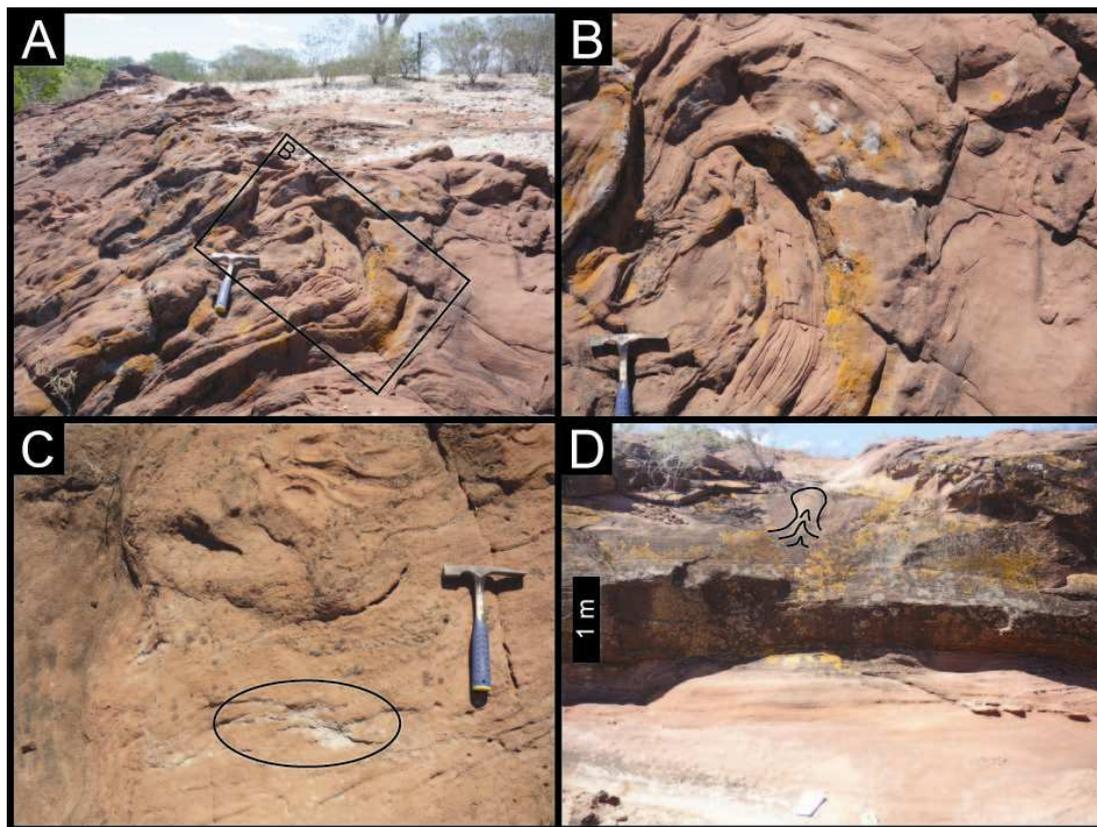


Figura 17. (A) Arenitos com estratificação cruzada deformada. (B) Estratificação convoluta, com estratos transladantes pretéritos dobrados. (C) A elipse está demarcando os níveis de areia grossa nos arenitos convolutos. (D) Representação da estrutura em chama no local do afloramento.

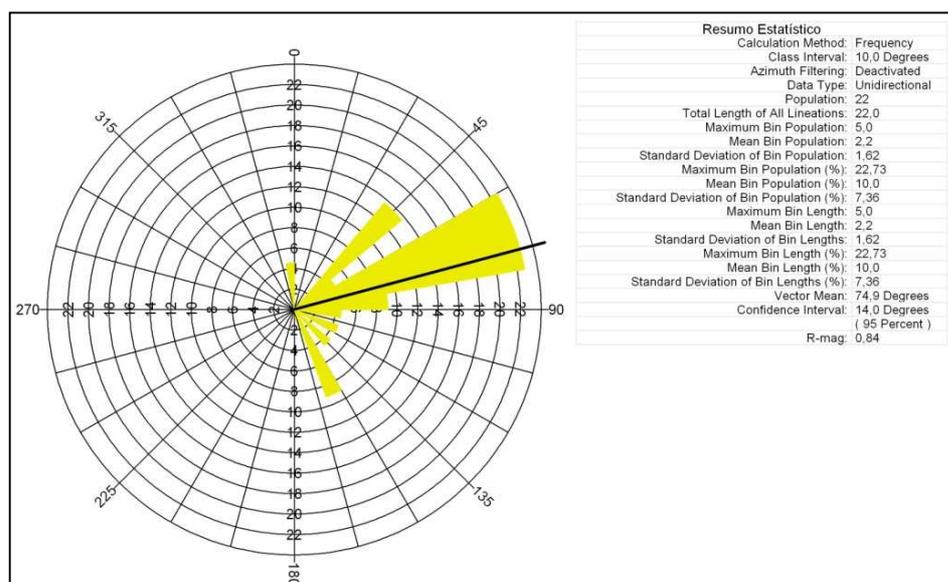


Figura 18. Diagrama de roseta apresentando as direções de mergulho dos estratos cruzados de dunas eólicas do Membro Caldeirão.

### 7.1.1.1 Interpretação

Os arenitos médios a grossos, bem selecionados, com grãos bem arredondados e com alta esfericidade, dispostos em *sets* de estratificações cruzadas de médio a grande porte compostos por estratos de marcas onduladas eólicas, fluxo de grãos e queda livre de grãos sugerem depósitos de dunas eólicas. O sentido unimodal das paleocorrentes indica dunas eólicas crescentes. A geometria acanalada dos estratos cruzados, aliada a alta dispersão no sentido de mergulho dos estratos frontais (*foresets*) indica dunas crescentes com linha crista sinuosa.

A altura das dunas pode ser inferida através da comparação com dados empíricos em dunas modernas da relação diretamente proporcional entre a espessura dos fluxos de grãos e a altura da face de escorregamento da duna (Kocurek & Dott, 1981). As espessuras máxima de 5 cm dos fluxos de grãos indica que a altura das dunas eólicas pode ter sido de aproximadamente 100 m (Fig. 19). Considerando-se que o ângulo de repouso dos estratos de fluxo de grãos foram originalmente de  $34^{\circ}$  e agora encontram-se com valores médios de  $27^{\circ}$ , pode-se inferir um compactação de 20%. Desta forma, se a compactação for removida, pode-se calcular uma altura original das dunas eólicas de 120 m. Porém, essa relação entre a altura da face de escorregamento e a espessura do fluxo de grãos não é inequívoca, representando a altura mínima da duna eólica (Uličný, 2004).

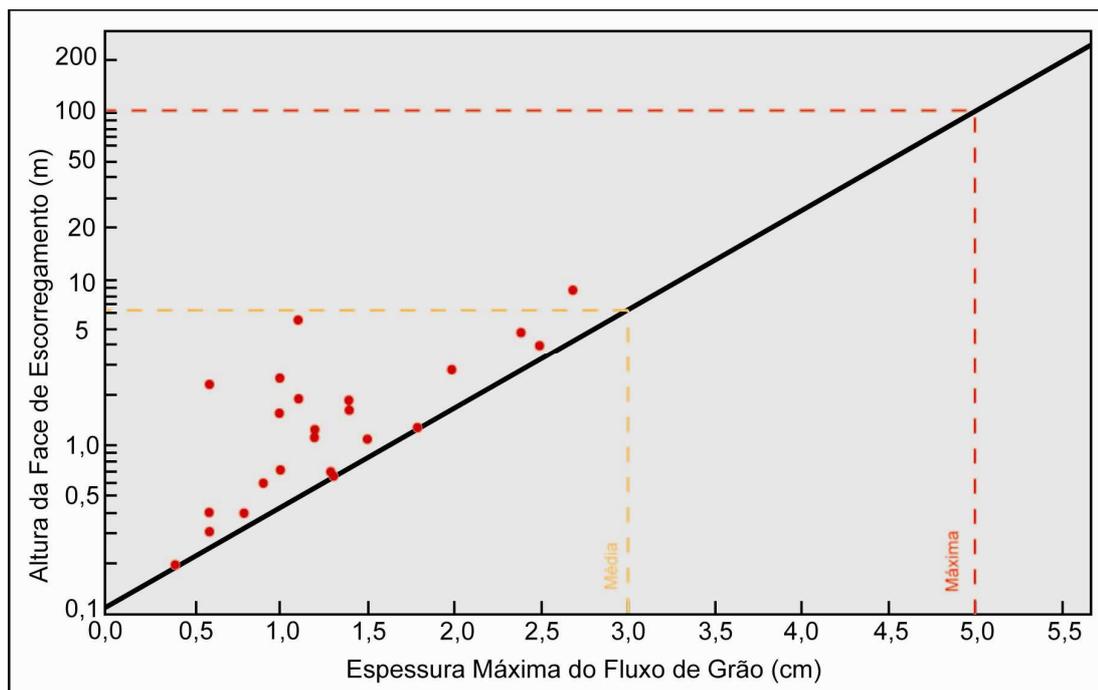


Figura 19. Gráfico apresentando a correlação da espessura dos estratos de fluxo de grãos versus a altura da face de escorregamento em dunas modernas, mostrando uma correlação linear entre os dois parâmetros (modificado de Kocurek & Dott, 1981). No gráfico foram adicionadas a espessura média (linha amarela) e a espessura máxima (linha vermelha) encontrada nos fluxos de grãos do Membro Caldeirão da Formação Santa Brígida.

A presença de ciclos formados pela alternância de estratos de fluxo de grãos e lâminas de marcas onduladas eólicas indica a ocorrência de intervalos onde as dunas apresentavam faces de avalanche bem desenvolvidas, alternados com períodos onde grande parte da face frontal foi coberta por marcas onduladas eólicas. A mudança cíclica no declive frontal de algumas dunas eólicas, inferidos a partir da mudança no ângulo de mergulho dos estratos de fluxo de grãos em relação aos estratos de marcas onduladas eólicas, mostra que as variações no sentido dos ventos não somente causaram uma mudança na velocidade de migração das dunas eólicas, mas também uma mudança na assimetria das dunas (Rubin, 1987). Esses ciclos têm sido relacionados a mudanças sazonais na direção do vento (Loope *et al.*, 2001; Scherer & Goldberg, 2010), em que os estratos de fluxos de grãos estariam relacionados a ventos primários transversais a linha

de crista das dunas eólicas, enquanto os intervalos com as marcas onduladas eólicas estão relacionados a ventos secundários oblíquos ou reversos. A espessura máxima do ciclo, cerca de 1,5 metro, indica a taxa máxima de migração anual das dunas eólicas do Membro Caldeirão. Estes valores são similares àqueles observados em outros exemplos do registro geológico (e.g. Loope et al., 2001; Scherer & Goldberg, 2010). Kocurek (1996) classifica esses limites entre fluxos de grãos e marcas onduladas eólicas como superfícies de reativação, porém esse assunto será visto com maior detalhe nesse trabalho a seguir (item 7.4).

Os *sets* que apresentam arenitos com dobras convolutas e estruturas em chama podem ter sido originados por fluidização, decorrente do escape de água devido à rápida saturação das areias secas. Segundo Mountney & Thompson (2002), as estruturas em chama indicam o escape de água e ar em áreas de elevadas pressões de água intersticial. A deformação e a sua ocorrência nas partes basais de conjuntos indicam perturbação resultante de liquefação inferior ao nível de água (McKee *et al.*, 1971), o que é melhor explicado pelo carregamento da areia saturada por um avanço da duna (Doe & Dott, 1980; Horowitz, 1982). Em outras palavras, o formato dobrado e retorcido é oriundo através da sobrecarga sofrida pela areia saturada em água (como as regiões de interdunas) devido ao cavalgamento sucessivo de dunas sobre ela.

#### 7.1.2 Associação de Fácies de Interdunas Eólicas

Esta associação de fácies é composta pelas fácies Sh(e), Sha, Sra e Sr (Quadro 2), e consiste em arenitos subacorseanos, avermelhados, muito finos a grossos (por vezes apresentam níveis de areia muito grossa a grânulo), moderadamente a bem selecionados, que se interdigitam lateral e verticalmente com estratos cruzados de dunas eólicas. Esta associação é constituída por três fácies principais: (1) arenitos com laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas (Sh(e)); (2) arenitos com estruturas de adesão (Sha, Sra); (3) arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas subaquosas (Sr).

Os estratos com laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas compreendem arenitos muito finos a finos, dispostos em lâminas horizontais que apresentam uma espessura de 1 a 5 mm. Internamente, as lâminas mostram gradação inversa, caracterizada por arenitos finos na base que gradam para arenitos grossos no topo. Por vezes observam-se níveis de concentração de grânulos e areia muito grossa. Apesar destes depósitos se intercalarem com as demais faciologias (Fig. 20), estes ocorrem de forma mais frequente na zona de transição com os estratos cruzados de dunas eólicas sobrejacentes, onde ocorre um aumento progressivo do mergulho dos estratos transladantes.

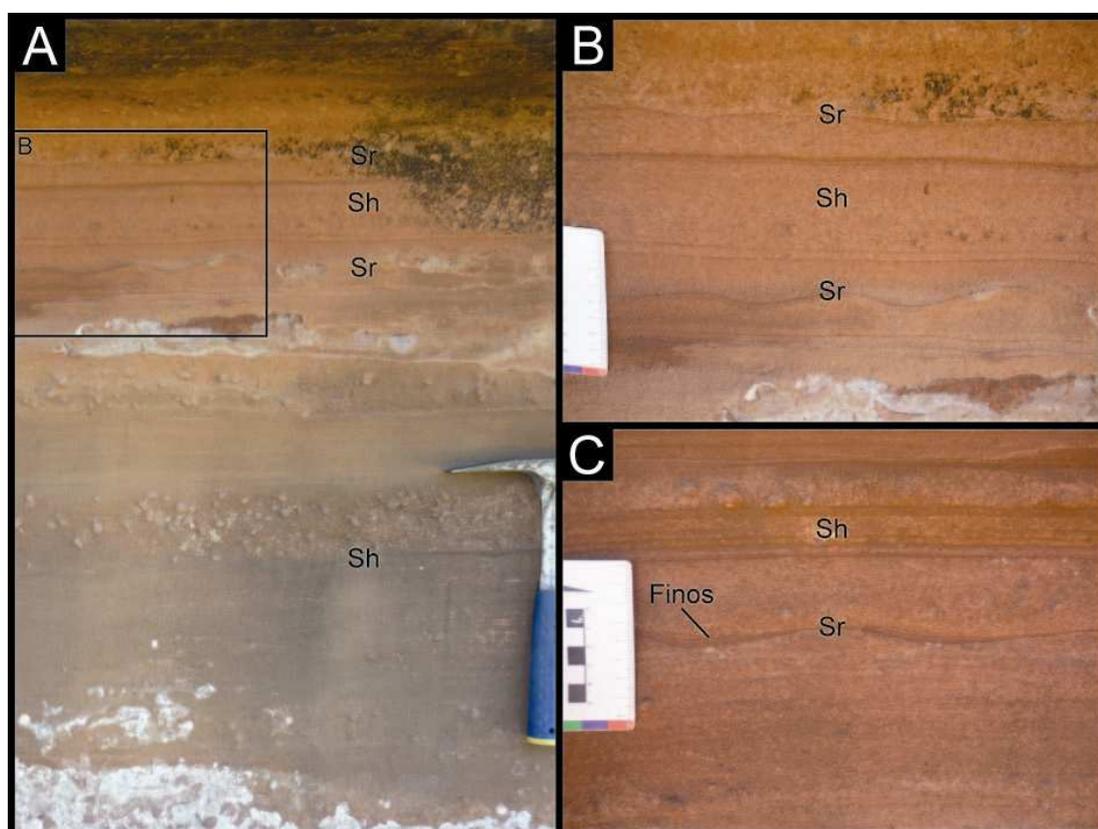


Figura 20. (A) Pacote de arenitos de interdunas com estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas intercalados por marcas onduladas aquosas (Sh = arenitos com estratificação horizontal; Sr = marcas onduladas aquosas). (B) Detalhe da figura A. (C) Película de silte sobre as marcas onduladas aquosas supercríticas.

Os arenitos com estratificações cruzadas de marcas onduladas são muito finos a grossos, avermelhados, formando *sets* isolados ou *cosets* com espessuras variando de 3 a 8 cm, por vezes cobertos por delgados (<1cm) níveis de pelitos (Fig. 20). Em planta, as marcas onduladas são suavemente assimétricas, apresentando linhas de crista retas e bifurcadas. As marcas onduladas apresentam amplitudes de 0,4 a 1,0 cm e comprimentos de onda variando de 2,5 a 5 cm (Fig. 21). Esta litofácies apresenta paleocorrente para N-NW (Fig. 22).

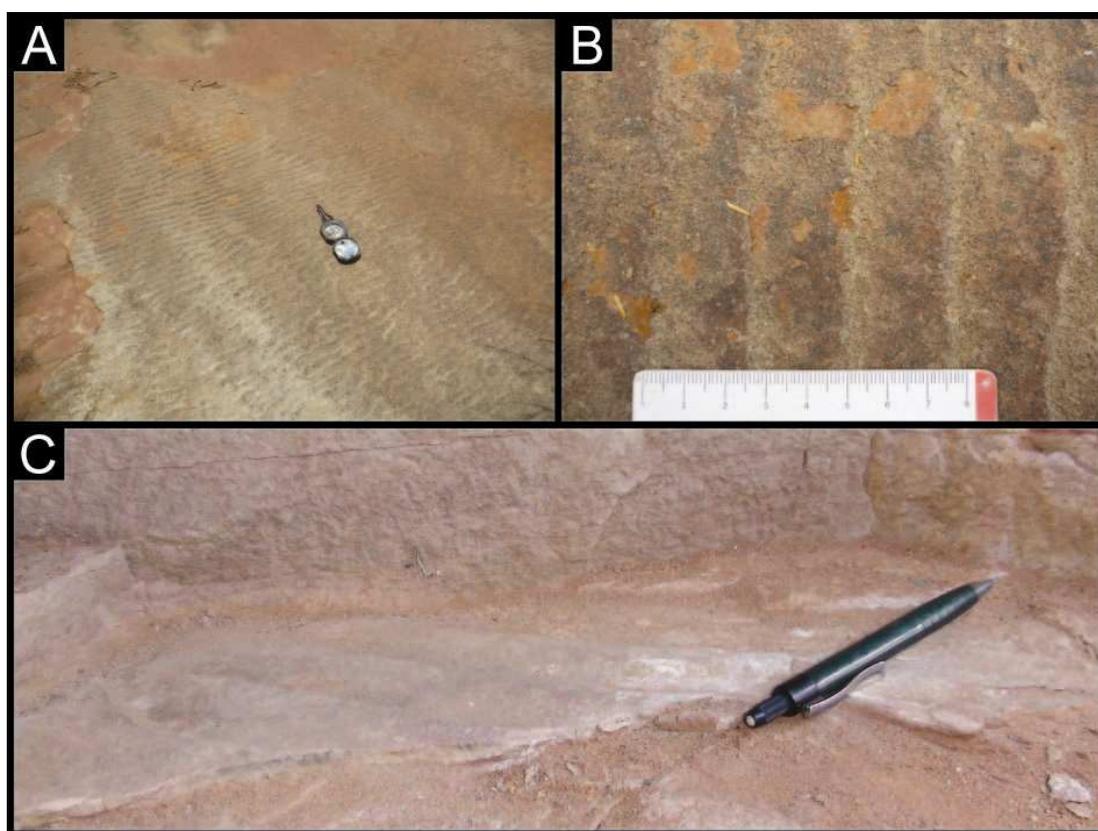


Figura 21. (A), (B) e (C) Marcas onduladas subaquosas apresentando linha de crista retilínea nas interdunas do Membro Caldeirão.

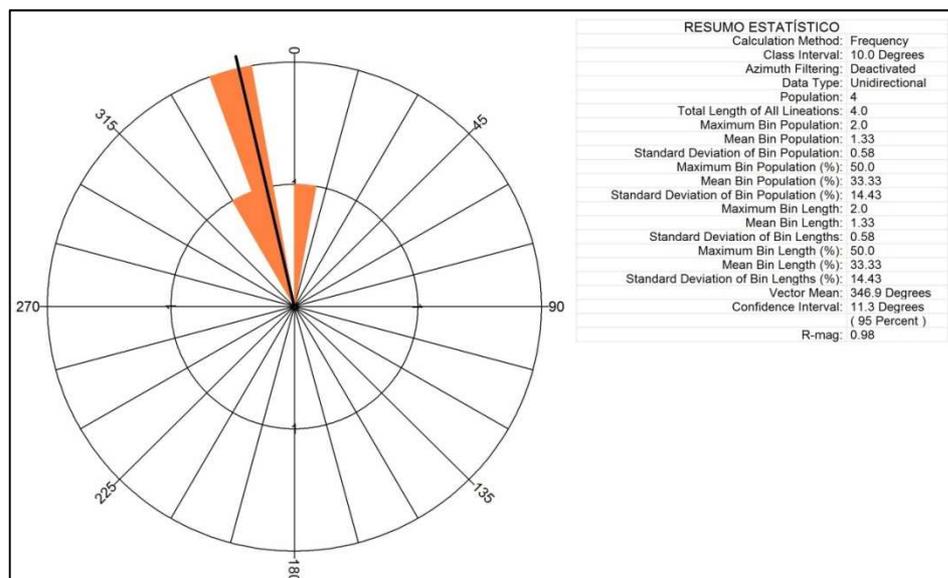


Figura 22. Diagrama de roseta apresentando as paleocorrentes fluviais encontradas no Membro Caldeirão.

As estruturas de adesão (estratos plano-paralelos de adesão e marcas onduladas de adesão) compreendem arenitos finos, avermelhados, irregulares (corrugados), e a espessura dos pacotes variam de 2 a 8 cm. As marcas onduladas de adesão (Fig. 23A-B), por sua vez, tem altura menor que um centímetro e o comprimento de onda varia entre 2 e 3,5 cm. Em planta, as marcas onduladas de adesão, possuem cristas sinuosas e assimétricas. Os estratos plano-paralelos de adesão (Fig. 23C) são dominantes, formando lâminas milimétricas, crenuladas e finamente espaçadas.

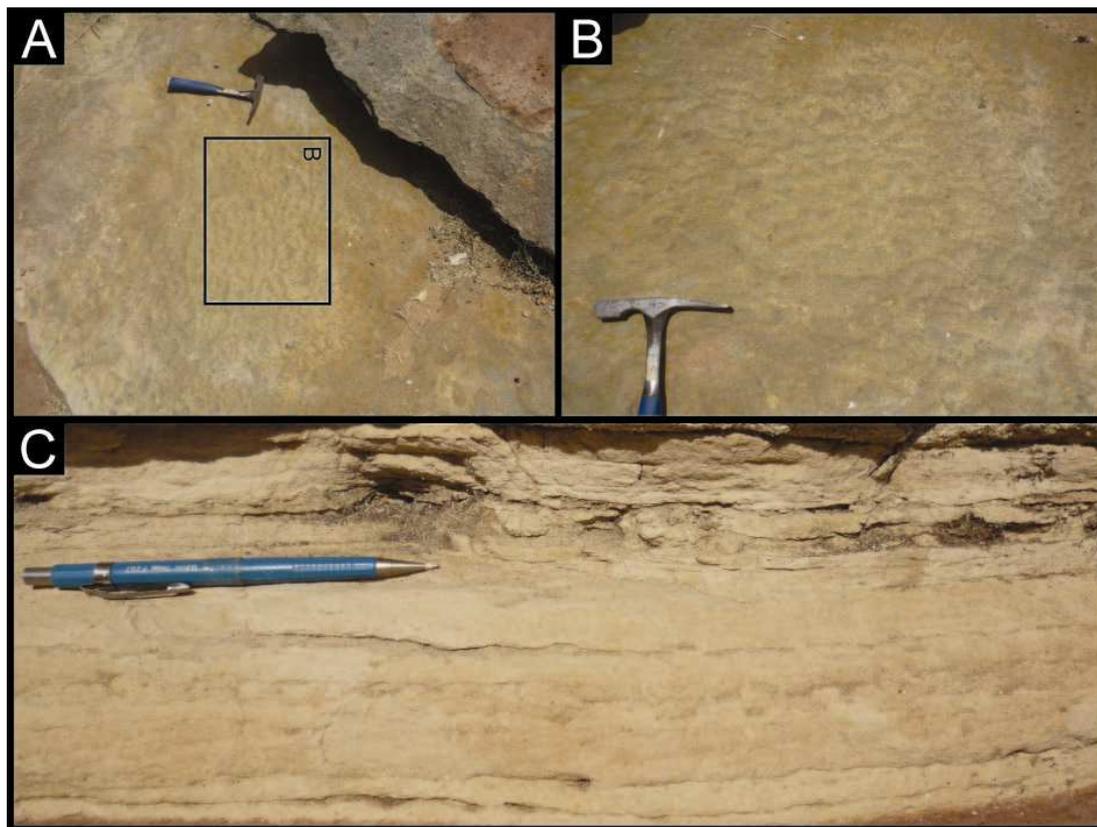


Figura 23. (A) Marcas onduladas de adesão. (B) Detalhe da figura A. (C) Estratos plano-paralelos de adesão.

#### 7.1.2.1 Interpretação

A interdigitação lateral e vertical desta associação de fácies com estratos cruzados de dunas eólicas permite interpretá-la como depósitos de interdunas (Mountney & Thompson, 2002; Dias & Scherer, 2008). As feições sedimentares das fácies que compõem a associação de interdunas evidenciam depósitos subaquosos e eólicos dentro de condições de um substrato seco (*dry*), úmido (*damp*) e/ou encharcado (*wet*).

Os estratos transladantes cavalgantes são produzidos pela migração e cavalgamento subcrítico de marcas onduladas eólicas (Hunter, 1977) inseridas em um contexto deposicional de ambiente de interduna seca (*dry interdune*). Isto indica que o nível freático encontra-se abaixo da superfície deposicional dos sedimentos.

As estruturas de adesão são formadas pela aderência de grãos de areia seca transportadas pelo vento a superfícies úmidas (Kocurek, 1981). Essas estruturas são bastante comuns em áreas de deposição eólica onde a franja capilar do freático intercepta a superfície deposicional, sugerindo um contexto de interduna úmida (*damp interdune*). No Membro Caldeirão são observados dois tipos de estruturas de adesão: laminações plano-paralelas de adesão e marcas onduladas de adesão. Apesar de compartilharem a mesma origem básica para sua formação, os diferentes tipos de estruturas de adesão são morfologicamente distintos, e implicam diferentes condições deposicionais (Kocurek & Fielder, 1982). Os estratos plano-paralelos de adesão representam condições deposicionais com teor de umidade inferior as que formam as marcas onduladas de adesão (Fig. 24) e podem refletir uma proximidade com o limite transicional de ambiente úmido para as condições de ambiente seco. Já as marcas onduladas de adesão representam condições de umidade superiores que os estratos plano-paralelos de adesão (Fig. 24), porém representam níveis de umidade inferiores às que formam as marcas onduladas subaquosas, podendo refletir a proximidade do limite transicional de condições deposicionais de ambientes úmidos (*damp*) para ambientes encharcados (*wet*). O posicionamento do nível freático muito próximo ao início de formação de um lago nas interdunas reflete condições ambientais muito úmidas, entretanto ainda não encharcadas, tendo o vento, ainda, como principal agente de transporte e deposição de sedimentos. Kocurek (1981) observou em interdunas modernas de *Padre Island*, no Texas (E.U.A.), que as marcas onduladas de adesão tinham sido formadas em abundância após um evento de chuva, quando ventos secos sopraram areia das cristas de dunas para a superfície das interdunas.

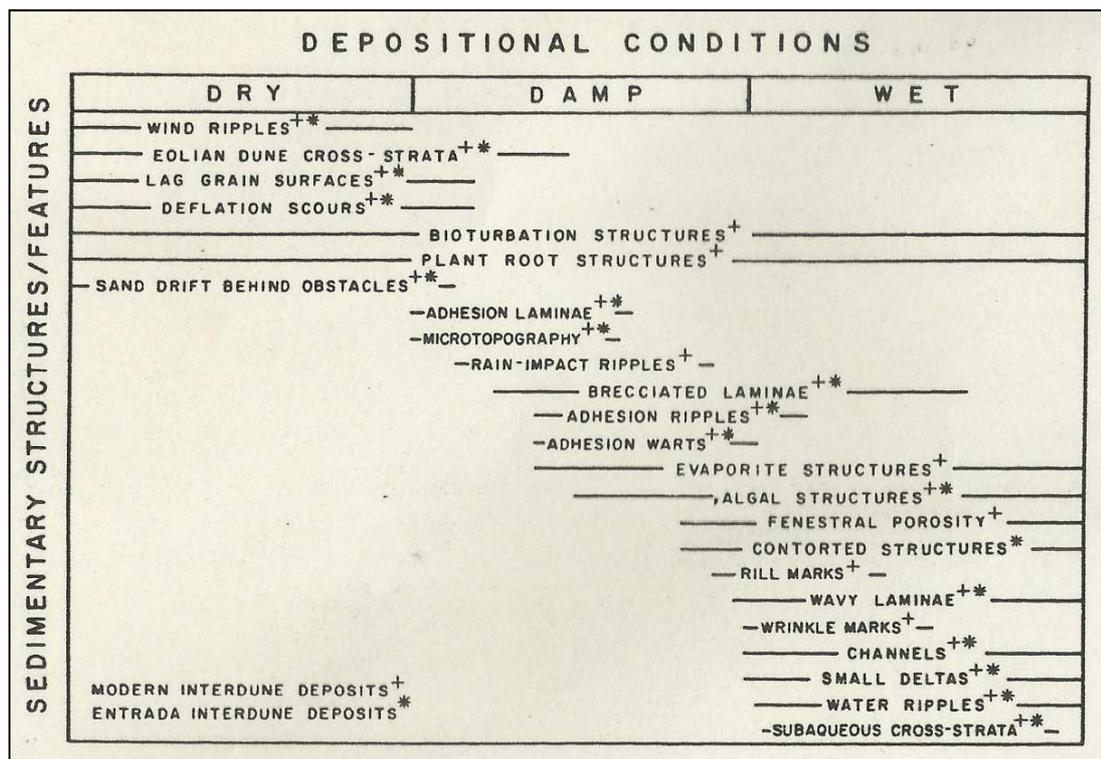


Figura 24. Síntese de estruturas sedimentares e outras feições características de depósitos de interdunas e o intervalo de condições deposicionais em que se formam (Kocurek, 1981).

Os arenitos com estratificação cruzada de marcas onduladas são formados por correntes subaquosas, trativas e unidirecionais nas regiões de interdunas, caracterizando um contexto de interduna encharcada (*wet interdune*). As raras películas de finos (lama) associadas podem indicar a ocorrência de pequenas lagoas rasas e intermitentes. As paleocorrentes obtidas apresentam a direção do fluxo aquoso perpendicular ao sentido de migração dos estratos cruzados de dunas eólicas, indicando que os fluxos aquosos encontravam-se confinados as depressões de interdunas (Herries, 1993).

As fácies sedimentares que compõem a associação de interdunas evidenciam flutuações em relação ao nível freático, caracterizando a variação no ambiente através do estilo deposicional entre interduna seca (*dry interdune*), interduna úmida (*damp interdune*) e/ou interduna encharcada (*wet interdune*). Essas flutuações variam centimetricamente na escala vertical, e metricamente na escala horizontal.

Os estratos transladantes cavalgantes de interdunas secas estão fortemente relacionados com a transição vertical para dunas eólicas, onde em alguns casos a transição entre interdunas secas e dunas eólicas ocorre gradualmente e a separação torna-se meramente subjetiva.

As marcas onduladas subaquosas encontradas estão interacamadas com laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas (na maioria das vezes) e estruturas de adesão, indicando que os eventos de inundação na interduna foram episódicos e de curta duração.

## 7.2 Análise da Variação Faciológica nas Interdunas

Os quatro intervalos com depósitos de interdunas, numerados da base para o topo de ID1, ID2, ID3 e ID4 foram detalhados em diferentes escalas. As interdunas ID1, ID2 e ID3 foram detalhadas na escala 1:2,5, enquanto a ID4 foi descrita na escala 1:25. Os diferentes intervalos das associações de interdunas eólicas apresentam proporções variáveis de depósitos de interdunas secas (*dry interdune*), úmidas (*damp interdune*) e encharcadas (*wet interdune*), que formam diferentes sucessões de fácies (Fig. 25).

O intervalo da interduna 1 (ID1) apresenta a menor espessura (20cm) preservada dos depósitos de interdunas da seção estudada (Fig. 25). A base da ID1(primeiros 3 cm) é dominada por estruturas de adesão, enquanto o restante da seção é constituída predominantemente por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas. Isto indica uma progressiva saturação de areia seca na interduna, posicionando o lençol freático abaixo da superfície deposicional. Intercalado com os depósitos de interdunas úmidas e secas, ocorrem *sets* isolados de estratos cruzados de marcas onduladas subaquosas, indicando eventos de inundação efêmeros de curtíssima duração, que adentravam as interdunas.

Os depósitos da interduna 2 (ID2) são caracterizados pela alternância no estilo deposicional e apresentam uma espessura de 65 cm (Fig. 25). Na ID2 encontramos a maior alternância vertical de fácies entre estratos

transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, estruturas de adesão e marcas onduladas subaquosas. Isto permite a interpretação de variações de alta frequência no teor de umidade na região da ID2. De uma forma geral pode constatar um domínio de interdunas secas na base da seção, enquanto o restante da seção apresenta domínio de interdunas úmidas e encharcadas. O pacote sedimentar da ID2 é o que apresenta as condições mais úmidas entre as interdunas do Membro Caldeirão tendo diversos eventos de inundação durante a sua deposição.

O intervalo da interduna 3 (ID3) apresenta espessura do seu pacote sedimentar de 40 cm (Fig. 25). Ao contrário das interdunas ID1 e ID2, a ID3 apresenta menor variação em suas fácies sedimentares. A ID3 é constituída predominantemente por estratos cavalgantes transladantes de marcas onduladas eólicas (base e topo), enquanto que na parte intermediária dominam estratos plano-paralelos de adesão. O intervalo intermediário de maior umidade, também é caracterizado pela presença ocasional de eventos de inundação (sendo registrados apenas dois sets isolados de marcas onduladas subaquosas).

A associação de fácies da interduna 4 (ID4) é a que apresenta a maior espessura (3m) preservada entre as interdunas do Membro Caldeirão (Fig. 25). A ID4 apresenta predominantemente em toda a sua espessura estratos transladantes cavalgantes interpretados como interduna seca. Aproximadamente no meio do pacote se observam dois sets de marcas onduladas subaquosas, os quais são interpretados como eventos de inundação de curta duração. O pacote sedimentar da ID4 é o que apresenta as condições mais secas entre as interdunas do Membro Caldeirão.

Assim, é possível observar a complexidade faciológica da região de interdunas eólicas do Membro Caldeirão, em que se apresentam com estilos deposicionais dominantes diferentes entre as suas interdunas. Isso indica a complexidade da dinâmica deposicional das regiões de interdunas, coexistindo diferentes processos deposicionais, desde eminente aquoso até essencialmente eólico.

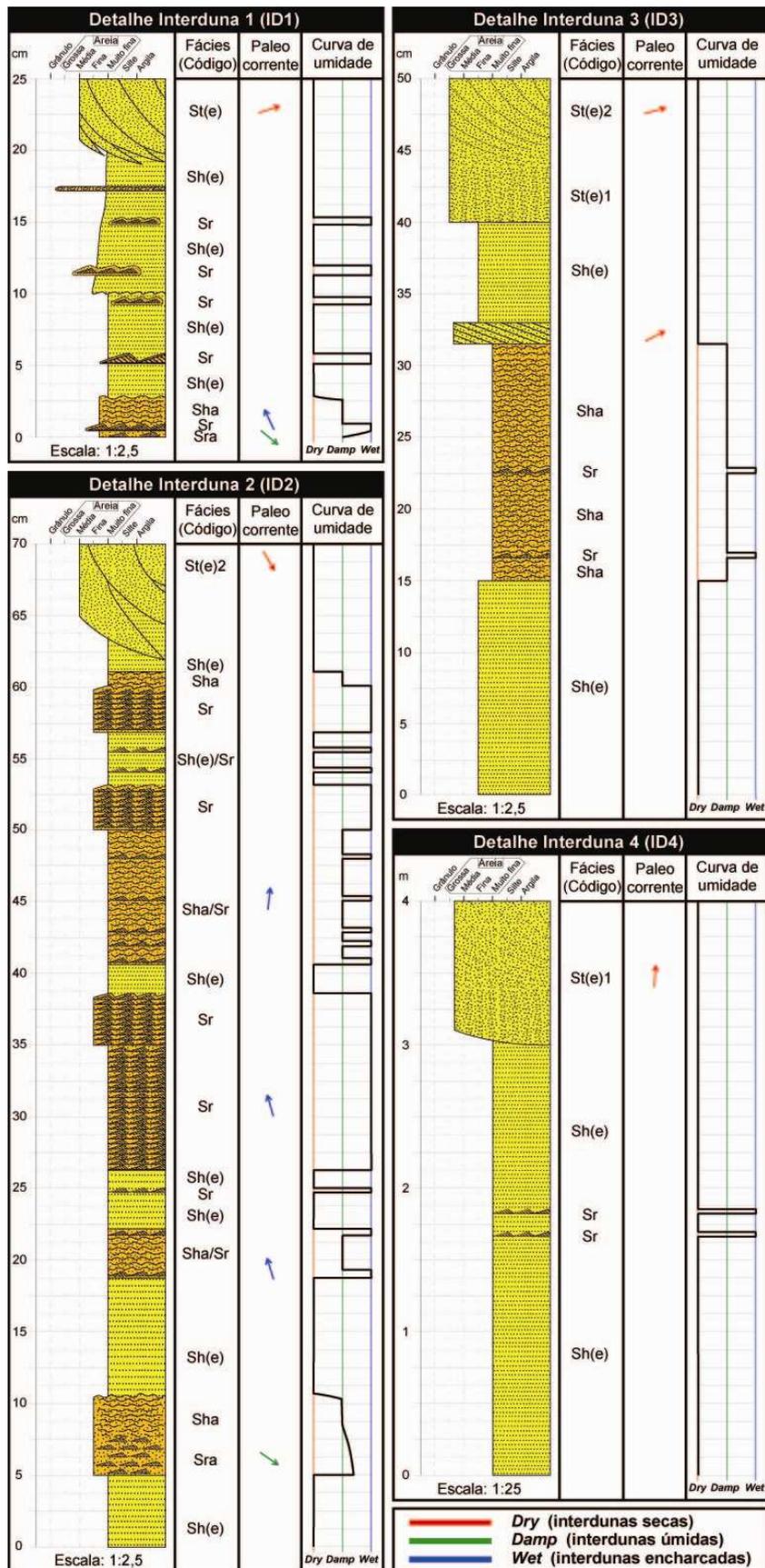


Figura 25. Perfil de detalhe das interdunas do Membro Caldeirão apresentando fácies, código de fácies, paleocorrentes e curva de umidade.

### 7.3 Relações de Dunas e Interdunas

Diferentes estilos de interação entre dunas e interdunas são observados nos arenitos do Membro Caldeirão (Fig. 26). As relações de contatos do topo das interdunas subjacentes com estratos cruzados de dunas eólicas apresentam diferentes geometrias, refletindo diferentes processos de interação duna-interdunas, que podem ser sintetizados em três tipos principais: gradacional, interdigitado e abrupto.

Os contatos gradacionais (Fig. 26A-B) apresentam uma transição, da base para o topo, das interdunas secas com estratificação horizontal passando gradacionalmente para estratos cruzados de baixo ângulo de pé da duna, que por sua vez aumentam progressivamente o seu ângulo de mergulho até a estratificação cruzada de alto ângulo. Esta arquitetura faciológica indica um contexto de migração síncrona de dunas eólicas adjuntas com interdunas secas (Mountney, 2006).

Por sua vez, as interdigitações entre dunas eólicas e interdunas secas (Fig. 26C-D) são caracterizadas por laminações cruzadas de marcas onduladas eólicas transladantes do pé da duna/ interduna interdigitando e alternando-se verticalmente com estratos cruzados de fluxos de grãos da face frontal da duna. Essa interação de interdigitação varia a sua espessura entre centimétrica e decimétrica. O evento implica um episódio de redução do ângulo de mergulho da frente da duna e a construção de estratos de baixo ângulo do pé da duna (Mountney, 2006). Esse processo pode refletir variações sazonais ou maior frequência de ventos reversos (Mountney, 2006).

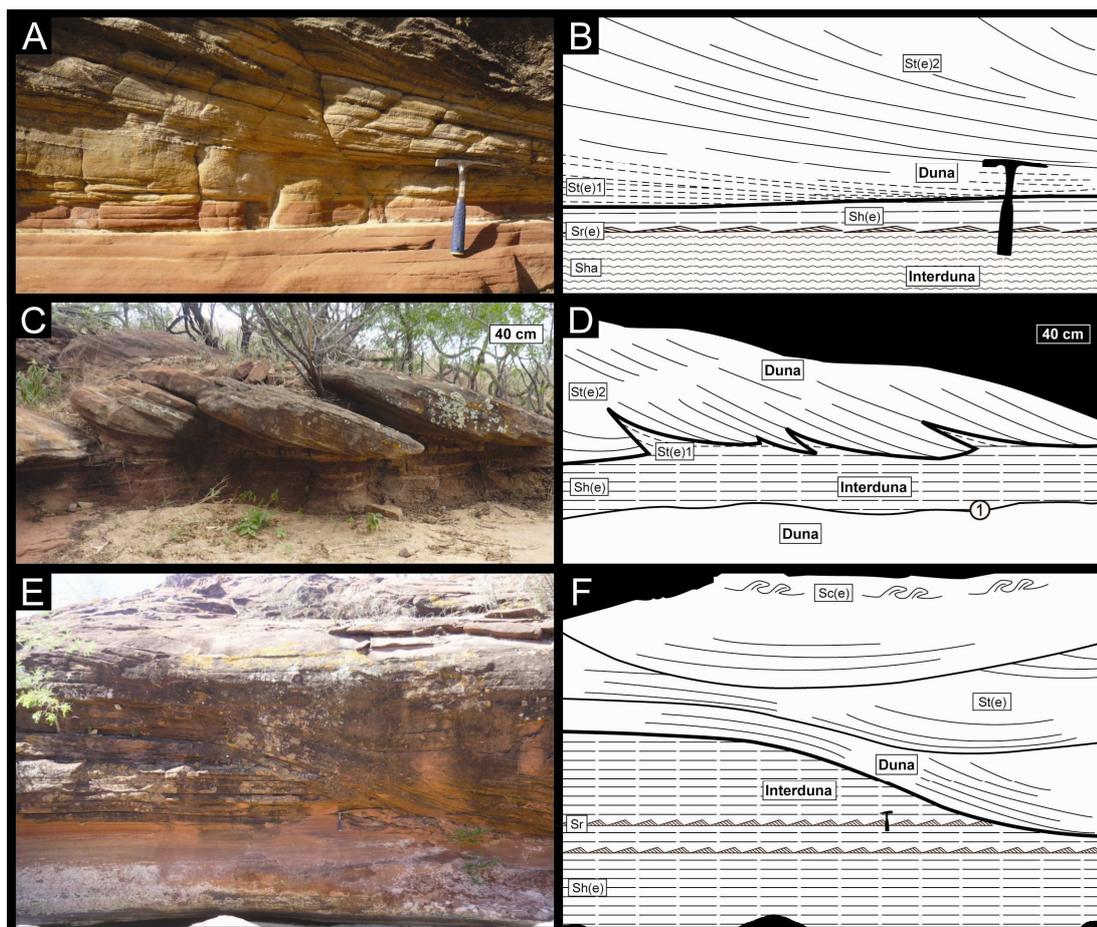


Figura 26. Relações de contatos entre dunas eólicas e interdunas para o Membro Caldeirão. (A) Imagem de migração vertical gradual de interduna para duna eólica. (B) Desenho representativo de A (Sha = arenito com estratificação plano-paralela de adesão; Sr(e) = marcas onduladas eólicas). (C) Imagem de interdigitação entre duna e interduna. (D) Desenho representativo de C (St(e)1 = arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo). (E) Imagem de duna eólica escavando parte da interduna seca e úmida. (F) Desenho representativo de E (Sh(e) = arenito com estratificação horizontal; Sr = marcas onduladas subaquosas; St(e)2 = arenito com estratificação cruzada tangencial; Sc(e) = arenito com estratificação convoluta).

Por último, cabe ressaltar a relação de contato em que os estratos cruzados de dunas eólicas escavam interdunas secas e encharcadas. A superfície erosiva tem forma côncava para cima e sua incisão chega a 1,4 metros de profundidade nas interdunas. Para que a base da duna corte estratos de interdunas úmidas subjacentes é requerido que essa interduna já

esteja previamente seca (Figura 26E-F). Mountney (2006) relata que essa relação de duna e interduna é um possível resultado de flutuação sazonal do nível freático, em que nos meses mais úmidos ocorre a deposição de interdunas encharcadas e úmidas, enquanto nos períodos de menor precipitação a superfície deposicional da interduna encontra-se seca, permitindo a erosão eólica.

#### 7.4 Hierarquização de Superfícies Limítrofes

Foram identificadas duas hierarquias de superfícies limítrofes (Fig. 27), definidas segundo a descrição de Brookfield (1977), como: Superfícies de 1ª Ordem e 3ª Ordem.

As superfícies de 1ª ordem são planas, sub-horizontais, e com uma grande continuidade lateral em cortes paralelo ao mergulho dos estratos cruzados. Segundo a classificação genética proposta por Kocurek (1996) esse tipo de superfície limítrofe é chamado de superfície de interduna (equivalente à superfície de 1ª ordem de Brookfield, 1977). Estas superfícies podem separar sets sobrepostos de estratos cruzados de dunas eólicas (topo da seção) ou separar estratos cruzados de dunas eólicas subjacentes aos depósitos de interdunas eólicas (Fig. 27 e 28).

As superfícies limítrofes de 3ª ordem, por sua vez, ocorrem dentro de um mesmo set de dunas eólicas. Estas superfícies mergulham de médio a alto ângulo (15 a 20°) no mesmo sentido de mergulho dos estratos cruzados, sendo normalmente acompanhada por uma mudança no ângulo e, em menor intensidade, do mergulho dos estratos cruzados. Estas superfícies podem ser regularmente espaçadas e mostrar uma mudança no tipo de estratificação eólica abaixo e acima dela (veja discussão do item 7.1) (Fig. 28). A superfície de 3ª ordem (Brookfield, 1977), também é denominada de superfície de reativação (Kocurek, 1996).

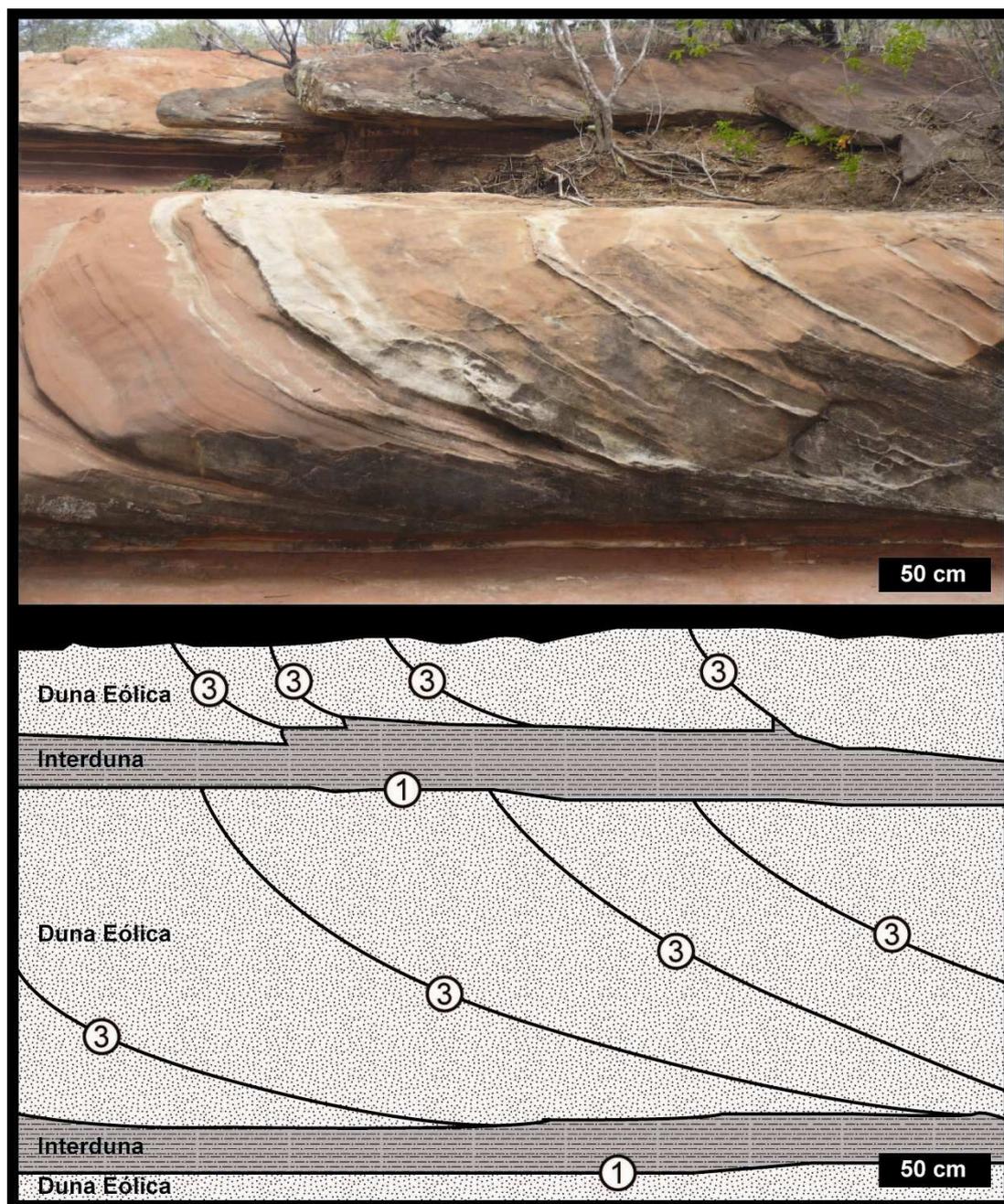


Figura 27. Relações das hierarquias de superfícies eólicas de 1ª e 3ª ordem segundo Brookfield (1977) para o Membro Caldeirão.

#### 7.4.1 Interpretação

As superfícies limítrofes de 1ª e 3ª ordens apresentam diferentes gêneses. As superfícies de 1ª ordem podem ser interpretadas como o resultado da migração e cavalgamento de dunas e áreas de interdunas na

direção do vento (Kocurek, 1981). As acumulações de sets superimpostos de estratos cruzados entre superfícies limítrofes de 1ª ordem representam depósitos remanescentes deixados pela passagem de dunas eólicas (Kocurek, 1981).

As superfícies de 3ª ordem são interpretadas como superfícies de reativação, tendo a sua gênese atribuída ao efeito da erosão da face frontal das dunas seguido de nova deposição, devido às flutuações locais na direção e velocidade do vento. As pequenas diferenças na direção do mergulho refletem períodos de variações na direção e intensidade do vento (Brookfield, 1977), além das mudanças de declividade das formas cruzadas, implicando no retrabalhamento da frente de dunas eólicas e alterando o posicionamento de assimetria em relação ao depósito lateral anterior de sua sequência de migração. Mountney (2006) argumenta que essas mudanças são comuns devido ao fluxo de ar nas frentes de dunas eólicas estarem sujeitas frequentemente a modificações turbulentas, sendo muito raro a sua estabilidade. Além disso, em alguns casos os períodos de flutuação do fluxo de ar podem ser regulares e gerar superfícies de reativações cíclicas como no caso da ação de ventos reversos ou oblíquos registrando um padrão de sazonalidade nos depósitos sedimentares (Mountney, 2006). O espaçamento entre as reativações por vezes é regular refletindo uma ciclicidade na flutuação do fluxo de ar (Fig. 28), sendo possível apontar ciclos sazonais.

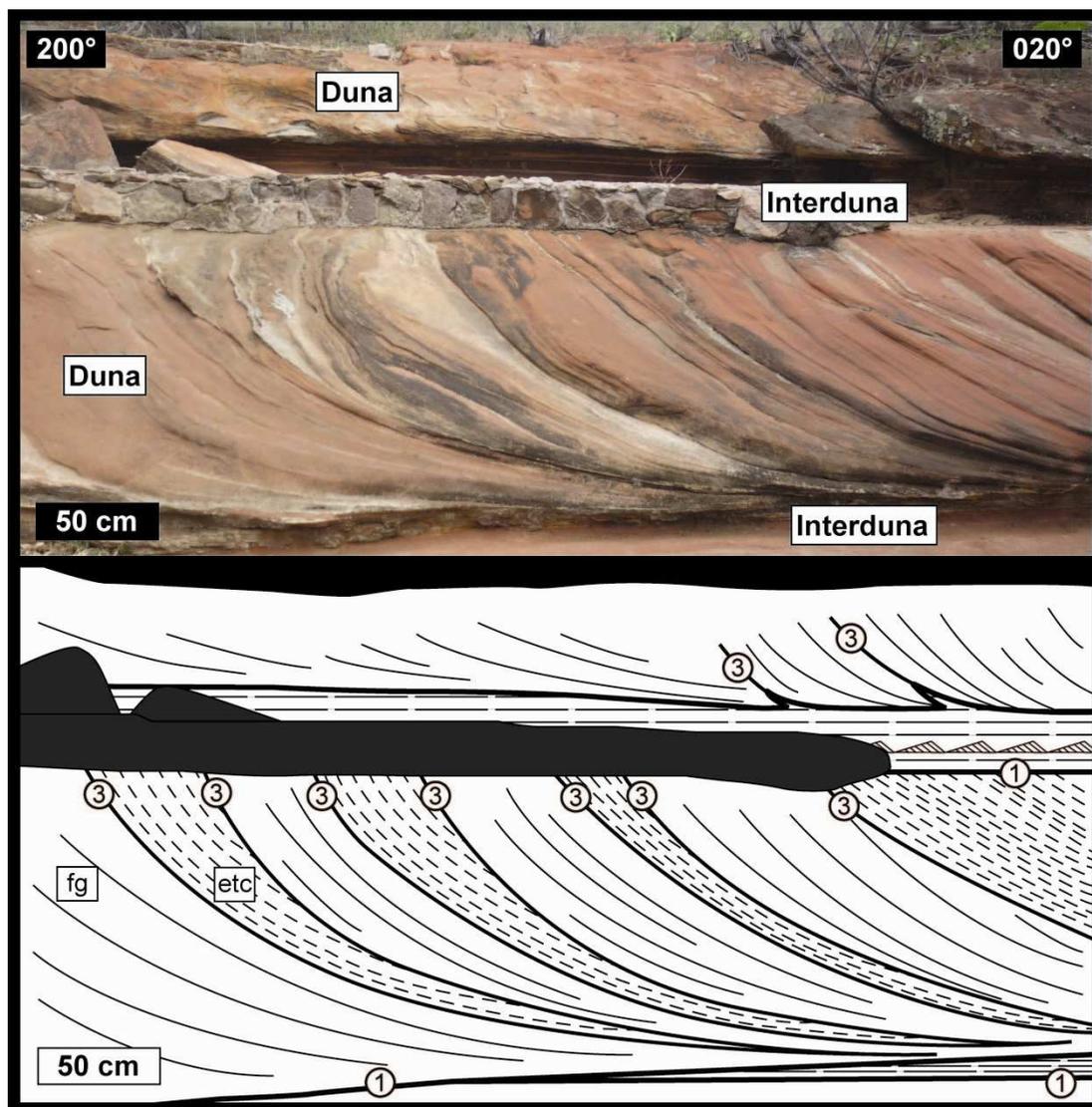


Figura 28. Imagem e interpretação de estratos cruzados de dunas eólicas do Membro Caldeirão destacando a alternância cíclica entre os estratos transladantes cavalgantes (etc) e os fluxos de grãos (fg), além da hierarquização das superfícies limítrofes segundo a descrição de Brookfield (1977) em que o número 1 representa superfícies de interdunas, e o número 3 se refere a superfícies de reativação.

### 7.5 Modelo Depositional e Evolução Estratigráfica

A partir da elaboração de uma seção colunar composta da área de estudo é possível identificar uma mudança no sistema deposicional eólico ao longo do tempo. A base da seção (Ponto 3722) é caracterizada pela ausência de depósitos de interdunas separando os estratos cruzados de

dunas eólicas (Fig. 29), e com isso, ocorrendo sobreposição direta dos estratos cruzados de dunas eólicas, evidenciando um sistema eólico seco. Isso sugere um sistema deposicional saturado em areia, em que o lençol freático não interfere na sedimentação devido ao seu posicionamento abaixo da superfície deposicional e/ou devido ao predomínio em disponibilidade de areia seca para o sistema eólico.

Continuando a análise da sucessão vertical (Ponto 3720 A), observa-se o surgimento de pacotes de interdunas eólicas (Fig. 29). A presença de depósitos decimétricos de interdunas, com estruturas de adesão, interdigitados vertical e lateralmente com estratos cruzados de dunas eólicas indica um sistema eólico úmido (intervalo do ponto 3720). A presença de depósitos de interduna seca (*dry interdune*) intercalados em escala centimétrica com estratos de interduna úmida (*damp interdune*) sugere flutuações de alta frequência do lençol freático (semanal, mensal?) durante a acumulação eólica (Fig. 25). A presença ocasional de arenitos com marcas onduladas subaquosas (*wet interdune*) com paleocorrentes ortogonais aos estratos cruzados de dunas eólicas (Fig. 18) indica inundações fluviais efêmeras canalizadas nas regiões de interdunas eólicas com sentido de paleofluxo para NNW (Fig. 22). A passagem vertical de um sistema eólico seco (Ponto 3722) para um sistema eólico úmido sugere uma diminuição da saturação de areia no sistema, sendo reflexo de um aumento na taxa de subida do lençol freático e/ou uma diminuição na disponibilidade de areia seca no sistema (Kocurek & Havholm, 1993).

O intervalo de topo da seção (Ponto 3720 B) é caracterizado pela sobreposição direta de estratos cruzados de dunas eólicas, evidenciando novamente um sistema eólico seco. Isto indica a passagem vertical de um sistema eólico úmido para um sistema eólico seco, sugerindo um aumento da saturação de areia no sistema, resultado de uma diminuição na subida do lençol freático e/ou de um aumento na disponibilidade de areia seca (Kocurek & Havholm, 1993).

O topo da seção do Membro Caldeirão (Ponto 3721) volta a apresentar depósitos de interduna eólica. Essa interduna é predominantemente seca e apresenta dois eventos de inundação fluviais

efêmeros registrados por marcas onduladas subaquosas (Fig. 25 e 29). Acima dessa interduna ocorrem estratos de dunas eólicas com estruturas em chama e laminação contorcida (Fig. 29) que indicam condições deposicionais úmidas (Kocurek, 1981) como referido na classificação do quadro 02, sugerindo um sistema eólico úmido. A passagem vertical de um sistema eólico seco (Ponto 3720 B) para um sistema eólico úmido (Ponto 3721) sugere nova diminuição da saturação de areia no sistema, sendo uma resultante do aumento do nível freático e/ou da diminuição na disponibilidade de areia seca no sistema.

A curva da figura 29 apresenta as variações entre as condições úmidas e secas ao longo da coluna estratigráfica do Membro Caldeirão. Nela se pode observar o domínio do sistema eólico seco, com dois intervalos mais úmido, além das flutuações subordinadas do sistema eólico úmido como já comentado anteriormente (Figura 25). Assim, pode-se inferir que as condições áridas controlavam a deposição da região durante o Permiano. A ausência de evidências de bioturbação e registros fósseis na seção estudada colabora com a interpretação de condições áridas no local (Soria *et al.*, 2011). Os períodos de acumulação de interdunas úmidas podem indicar flutuações sazonais de umidade perante as condições climáticas regionais áridas predominantes (Uličný, 2004). A localização da área em que se encontram as dunas eólicas do Membro Caldeirão (Fig. 30) está posicionada em regiões de baixo nível de precipitação, apresentado no mapa da figura 31, colaborando com as deduções climáticas regionais áridas em que se encontram os depósitos sedimentares estudados neste trabalho.

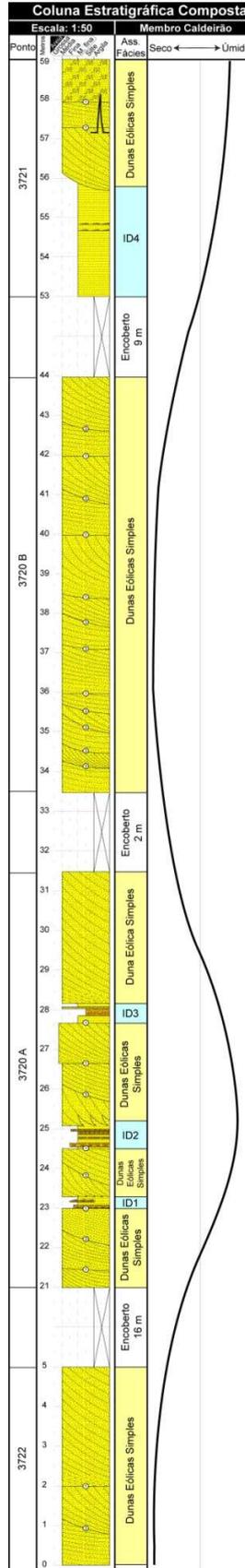


Figura 29. Perfil estratigráfico composto do Membro Caldeirão apresentando associação de fácies e curva de variação entre sistemas secos e úmidos.

## 7.6 Regime de Ventos

### 7.6.1 Paleoventos Dominantes e Variações Sazonais

As medições do sentido de mergulho das estratificações cruzadas de paleodunas eólicas do Membro Caldeirão permitem identificar o predomínio dos paleoventos durante o Permiano na área em estudo. O sentido de mergulho predominante para E-NE (Fig. 18), assim, os dados evidenciam um forte componente de paleoventos oriundo de W-SW.

Por sua vez, a presença de ciclos regularmente espaçados dentro dos estratos cruzados de dunas eólicas, marcados pela alternância de estratos de fluxo de grãos e de marcas onduladas eólicas (normalmente separados por superfícies de reativação), sugerem possíveis variações sazonais no sentido dos ventos, com fortes ventos reversos ou oblíquos que retrabalhavam a face frontal das dunas (Loope *et al.*, 2001; Uličný, 2004; Scherer & Goldberg, 2010).

### 7.6.2 Paleogeografia e Padrões de Vento do Gondwana durante o Permiano

O Membro Caldeirão é tido como Permiano por diferentes autores, faltando, contudo, uma definição mais precisa do andar correspondente. Posicionando o Membro Caldeirão no mapa base para o Permiano durante os Estágios do Sakmario (A) e do Wordiano (B) (Ziegler *et al.*, 1998), observa-se uma mudança latitudinal da área em estudo, em que durante o Sakmario as dunas eólicas do Membro Caldeirão estariam posicionadas a cerca de 35° sul, porém durante o Wordiano estariam posicionadas em uma latitude de cerca de 27° sul (Fig. 30).

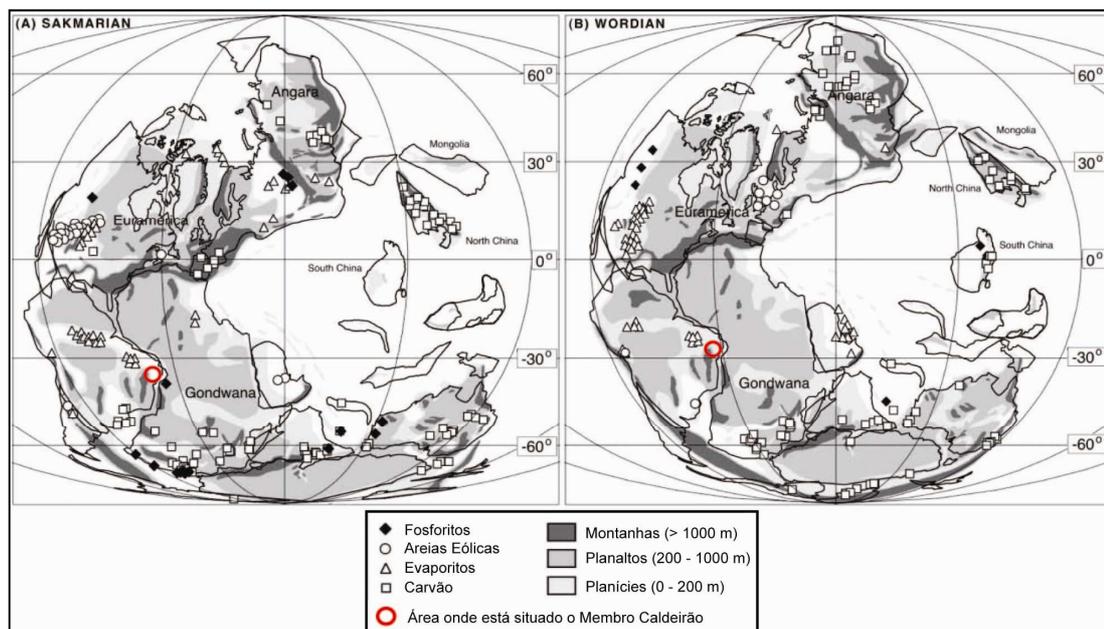


Figura 30. Mapa base para o Permiano durante os Estágios do Sakmariano (A) e do Wordiano (B) (Ziegler *et al.*, 1998), apresentando a elevação de áreas continentais e a localização de sedimentos sensíveis ao clima (Extraído e modificado de Gibbs *et al.*, 2002).

As paleocorrentes dos estratos cruzados das dunas eólicas indicam que os ventos dominantes na área do Membro Caldeirão sopravam para ENE (Fig. 18). Comparando esse dado com os mapas de vetores de ventos na superfície terrestre para o Permiano (Fig. 31), é notável que as paleodunas eólicas do Membro Caldeirão se encaixam melhor no mapa que representa o Estágio Sakmariano, onde apresenta seus vetores de ventos na região do Membro Caldeirão para E.

A concordância do padrão de ventos do Membro Caldeirão com o Estágio Sakmariano permite inferir que o posicionamento das paleodunas estava localizado a médias latitudes durante a sua deposição e acumulação.

Outra observação é a variação no vetor dos ventos para os meses de verão para o hemisfério sul (DJF) e para os meses de inverno (JJA) apresentados nos mapas da figura 31 para o Sakmariano, que condizem com a dinâmica das dunas eólicas do Membro Caldeirão. O padrão de ventos de verão dominante para ENE é marcado pelo sentido predominante de mergulho dos estratos cruzados de dunas eólicas, enquanto o padrão de

ventos de inverno subordinados para SE seria evidenciado pelas reativações na face frontal das dunas, marcadas pelas superfícies de 3<sup>a</sup> ordem.

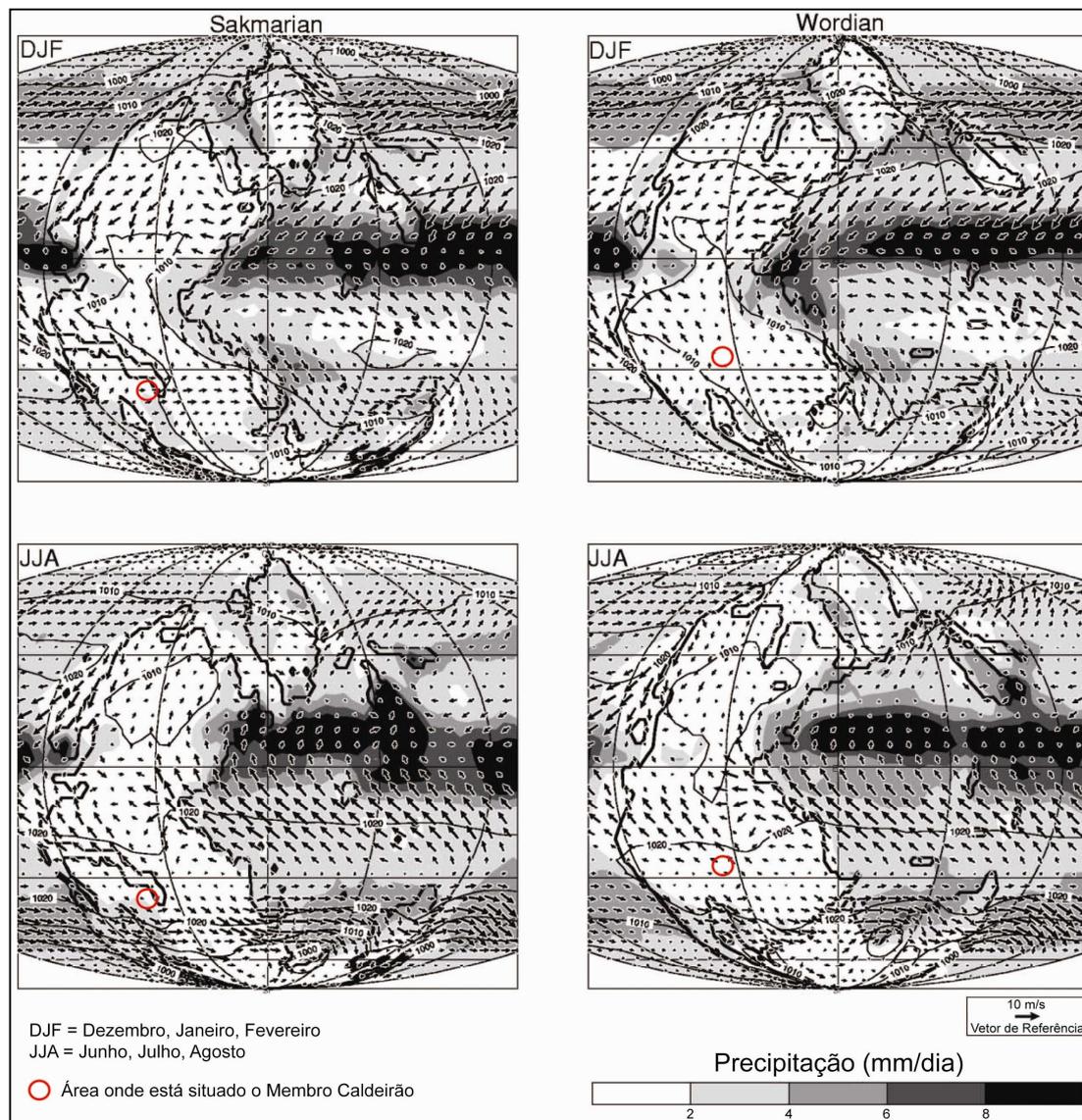


Figura 31. Precipitação média sazonal (DJF e JJA), pressão no nível do mar (mb), e vetores da direção de ventos na superfície para o Permiano durante os Estágios do Sakmariano e do Wordiano (Modificado de Gibbs *et al.*, 2002).

## 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- (1) Os depósitos eólicos do Membro Caldeirão foram subdivididos em duas associações de fácies: associação de dunas eólicas e associação de interdunas eólicas. Os depósitos de interdunas se interdigitam vertical e lateralmente com estratos cruzados de dunas eólicas.
- (2) A presença de depósitos de interduna seca (*dry interdune*) intercalados em escala centimétrica com estratos de interduna úmida (*damp interdune*) sugere flutuações de alta frequência do lençol frático (semanal, mensal?) durante a acumulação eólica.
- (3) A presença ocasional de arenitos com marcas onduladas subaquosas com paleocorrentes ortogonais aos estratos cruzados eólicos indica inundações fluviais canalizadas nas regiões de interdunas.
- (4) Os depósitos de interdunas ocorrem em posições específicas na sucessão estratigráfica sugerindo variações na taxa de subida do lençol freático e / ou na taxa de disponibilidade de areia seca durante a acumulação eólica.
- (5) As partes da seção caracterizadas pela presença de depósitos de interdunas separando os estratos cruzados de dunas eólicas evidenciam sistemas eólicos úmidos, enquanto que os intervalos caracterizados pela sobreposição direta de estratos cruzados de dunas eólicas constituem sistemas eólicos secos.

- (6) Os intervalos representativos de sistemas eólicos secos dominam a sucessão sugerindo condições climáticas regionais áridas predominantes para as médias latitudes do Gondwana. Isto corrobora os modelos paleoclimáticos regionais que indicam que o Membro Caldeirão estava posicionado em regiões de baixo nível de precipitação durante o Permiano (Uličný, 2004). Os períodos de desenvolvimento de sistemas eólicos úmidos devem marcar intervalos com condições climáticas mais amenas, podendo representar ciclos climáticos de longa duração (ciclos orbitais??).
- (7) As paleocorrentes dos estratos cruzados das dunas eólicas indicam que os ventos dominantes do Gondwana durante o Permiano sopravam para ENE. Este padrão é compatível com os mapas de paleoventos propostos para o Estágio Sakmario (Gibbs *et al.*, 2002).

## REFERÊNCIAS

Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.

Coe, A. L. 2010. *Geological field techniques: recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs*. Wiley-Blackwell, UK, 323p.

Collinson, J. D. & Thompson, D. B. 1989. *Sedimentary structures*. Unwin Hyman, London, 207 p.

Cooper, W. S. 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Mem. geol. Soc. Am*, v. 72, pp. 169.

Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomen, P. S., Silva, H. S. R. L. & Kosin, M. D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 445-453.

Dias, K. D. N. & , Scherer, C. M. S. 2008. Cross-bedding set thickness and stratigraphic architecture of aeolian systems: An example from the Upper Permian Pirambóia Formation (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 405–415.

Doe, T.W. & Dott, R.H. 1980. Genetic significance of deformed cross bedding – with examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. *J. Sed. Petrol.*, 50: 793-811.

Fryberger, S.G., Ahalbrand, T.S. & Andreas, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 733-746.

Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v. 12, p. 195-218.

Gibbs, M. T.; Rees, P. M.; Kutzbach, J. E.; Ziegler A. M.; Behling, P. M.; & Rowley, D. B., 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. *The Journal of Geology*, 110: 33–55

Ghignone, J. I. 1963. Geologia do Flanco Oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco). *Relatório Interno da PETROBRAS*, Salvador.

Horowitz, D.H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29: 155-180.

Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361–387.

Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28: 753-780.

Kocurek, G. 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G (editor), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, *Blackwell Science*, pp. 125-153.

Kocurek, G. & Dott, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 579-595.

Kocurek, G. & Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 1229-1241.

Kocurek, G. & Havholm, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P. & Posamentier, H.W. (eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Special publication*, 52, p.393-409.

Lancaster, N. 1988. The development of large eolian bedforms. *Sedimentary Geology*, 56: 69-89.

Langford, R.P. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.

Loope, D.B., Rowe, C.M. & Joeckel, R.M. 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature*, 412: 64–66.

Magnavita, L. P., 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, Tese de doutorado não publicada, 493p.

Magnavita, L. P., Destro, N., Carvalho, M. S. S., Milhomen, P. S. & SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. *Fundação Paleontológica Phoenix*, ano 5, número 52.

McClay, K. R., 1987. The mapping of geological structures. *Geological Society of London, Handbook*.

McKee, E. D., 1979. A study of global sand seas. *Geological Survey Professional Paper* 1052. US Government Printing Office, Washington, DC, 421 p.

McKee, E.D., Douglas, J.R. & Ritterhouse, S. 1971. Deformation on lee-side laminae in eolian dunes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82: 359-378.

Miall, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. New York, *Springer-Verlag*, 582 p.

Mountney, N. P. Eolian Facies Models. In: Walker, R. G.; Posamentier, H. W. 2006. Facies Models Revisited. *Society for Sedimentary Geology, U.S.A., SEPM Special Publication No 84*, p. 19 -83.

Mountney, N.P. & Thompson, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of eolian dune and damp/wet interdune strata: an example from Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, 49: 805-834.

Rubin, D.M. 1987. Cross-bedding, bedform and paleocurrents. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts sedimentol. Paleont.*, 1, 187p.

Santos, C. F., Cupertino, J. A. & Braga, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P., Milani, E. J. (Coord.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: *Petrobras*, 1990. p. 235-266.

Scherer, C.M.S. & Goldberg, K. 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the wind regime. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 296: 103–110.

Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongioiolo, D. E. & Aguiar, E. S. 2005. Evolução estratigráfica da sucessão flúvio-eólica-lacustre da Formação Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*.

Soria, A. R., Liesa, C. L., Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N, Boer, P. L. & Meléndez, A. 2011. An Early Triassic evolving erg system (Iberian Chain, NE Spain): palaeoclimate implications. *Terra Nova*, Vol 23, No. 2, 76–84

Tucker, M. E. 2003. Sedimentary Rocks in the Field. *Wiley*, UK, 3ª ed., 234p.

Uličný, D. 2004. A drying-upward aeolian system of the Bohdasin Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and longterm paleoclimate change. *Sed. Geol.*, 167: 17–39.

Walker, R. G. 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P. Facies Models: Response to Sea Level Changes. *Geological Association of Canadá, Canadá*, p. 1-14.

Wilson, I.G. 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, 19: 173-210.

Wizevich, M. C. 1991. Photomosaics of Outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A. D. & Tyler, N. (Eds.). The three dimensional facies

architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Tulsa: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3: 22-24.

Ziegler, A. M., Gibbs, M. T. & Hulver, M. L. 1998. A mini-atlas of oceanic water masses in the Permian period. *Proc. R. Soc. Vic.*, 110: 323–343.