



**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS
FLÚVIO-EÓLICOS DA FORMAÇÃO TOMBADOR, (MESOPROTEROZÓICO)
CHAPADA DA DIAMANTINA -BA**

Porto Alegre, 2011

NATHALIA CALOGERO INAZAKI

**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS
FLÚVIO-EÓLICOS DA FORMAÇÃO TOMBADOR, (MESOPROTEROZÓICO)
CHAPADA DA DIAMANTINA -BA**

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.

Orientadores: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer

Supervisor(a): Manoela Bettarel Bállico

Porto Alegre, 2011

Inazaki, Nathalia Caloghero

Formação Tombador, depósitos flúvio-eólicos, interação complexa
Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Depósitos Flúvio-
Eólicos da Formação Tombador, (Mesoproterozóico) Chapada da
Diamantina -Ba./ Nathalia Caloghero Inazaki. – Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2011.

[67 f.]

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade
Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de
Graduação em Geologia, Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer

1. Formação Tombador. 2. Depósitos Flúvio-eólicos. 3. Interação
Complexa. I. Título.

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS FLÚVIO-EÓLICOS DA FORMAÇÃO TOMBADOR, (MESOPROTEROZÓICO) CHAPADA DA DIAMANTINA -BA**, elaborado por **NATHALIA CALOGERO INAZAKI**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Juliano Kuchle

Jair Weschenfelder

DEDICATÓRIA

Dedico todo trabalho realizado a duas pessoas mais importantes da minha vida, mãe e pai.

"A vocês, que me deram a vida e me ensinaram a vivê-la com dignidade, não bastaria um obrigado.

A vocês, que iluminaram meus caminhos obscuros com afeto e dedicação para que o trilhasse sem medo e cheia de esperança, não bastaria um muito obrigado.

A vocês, que se doaram inteiros e renunciaram aos seus sonhos, para que, muitas vezes, pudesse realizar meus sonhos.

Pela longa espera e compreensão durante minhas longas viagens, não bastaria um muitíssimo obrigado.

Não tenho palavras para agradecer tudo isso, mas é o que acontece agora, quando procuro arduamente uma forma verbal de exprimir uma emoção ímpar.

Uma emoção que jamais seria traduzida por palavras.

Amamos vocês!"

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino de qualidade, aos professores do Instituto de Geociências, pelos ensinamentos e aos funcionários pelo suporte.

Agradeço aos amigos que sempre apostaram na minha capacidade, vibrando a cada realização na minha vida. Muito obrigada por fazerem da minha vida mais completa, Carol, Kelly, Gabi e Thaís.

Quero também agradecer aos meus colegas e amigos da Geologia, que preencheram minha vida durante esses cinco anos, seja pela parceria em campo, na sala de aula, nas reuniões do diretório, ou nas Horas Felizes, ao Amós, Isa, Lukito, Nati morena, Olavo e Thamy que compartilharam comigo momentos geológicos e de amizade e em especial ao Olavo, que veio a acrescentar muito na minha vida com sua amizade, carinho e compreensão.

Agradeço muito ao Professor Claiton Scherer, pela confiança e orientação. Aos colegas de trabalho e bolsa, Dri, Tita, Codorna, Juliano, Rê, Zazá, Adriano, Bozetti, Fábio, pelas discussões geológicas e pela ótima convivência. À Karin que é minha inspiração como geóloga e mulher, sempre pronta a me ouvir e ajudar. Agradeço também a Manu, Ana, Amanda por estarem sempre dispostos a ajudarem, em especial à Manu pelos seus ensinamentos, trocas, amizade verdadeira e cumplicidade. Ao Carlinhos, que em todos os momentos pude contar com ele.

Por fim, agradeço a minha família, mãe, pai, mana e mano, muito obrigada pelo amor e por sempre acreditarem na minha capacidade e esforço.

RESUMO

A Formação Tombador é caracterizada por compreender depósitos flúvio-eólicos. Esses depósitos possuem uma complexa interação e apresentam diferentes unidades litológicas com variável geometria, dimensão e distribuição espacial. Com o intuito de compreender a interação espacial e temporal que existe entre esses depósitos, o presente estudo pretende estabelecer a arquitetura de fácies e o arcabouço estratigráfico de alta resolução de depósitos fluviais e eólicos do topo da Formação Tombador. A partir do levantamento de perfis colunares, elaboração de fotomosaicos e a análise de paleocorrentes, foi possível a individualização de quatro associações de fácies para o intervalo estudado: associação de fácies de fluxos gravitacionais ; associação de fácies de inundações em lençóis cascalhosas; associação de fácies de inundações em lençóis intermediário; associação de fácies de dunas eólicas. A sucessão estudada pode ser dividida em cinco unidades deposicionais limitadas por superfícies de deflação (supersuperfície e superfícies *sand drift*) que refletem pausas (hiatos) no acúmulo de sedimentos eólicos e fluviais. A alternância entre as unidades fluvial e eólica e o desenvolvimento das superfícies limitantes são controladas por oscilações climáticas. Tais oscilações climáticas controlam a posição do lençol freático e a disponibilidade de areia seca. Características sedimentológicas, dados paleocorrentes e a natureza dos contatos entre as associações de fácies distintas, indicam que as dunas eólicas e as inundações em lençol não coexistiram na área de estudo, representam episódios de acumulação distintas.

Palavras-Chave: Formação Tombador, depósitos flúvio-eólicos , complexa interação.

ABSTRACT

The Tombador Formation is characterized by comprise fluvio-aeolian deposits. This deposits have a complex interaction and exhibit different lithological units with variable geometry, size and spatial distribution. In order to understand the spatial and temporal interplay that exists between these deposits, the present study purpose to establish the architecture of facies and the high-resolution stratigraphic framework of the fluvio-aeolian deposits from the top of Tombador Formation. From the survey of columnar profiles, development of photomosaics and paleocurrent analysis, could the individualization of four facies associations for the range studied: gravitational flows, gravelly floods sheets, intermediate floods sheets, aeolian dunes. The succession studied can be divided into five depositional units bounded by deflation surfaces (supersurface and sand drift surface) that reflect pauses (gaps) in the accumulation of aeolian and fluvial sediments. The alternation between the fluvial-aeolian units and the development of the bounding surfaces are controlled by climatic oscillations. Such climate oscillations control the position of the groundwater and the availability of dry sand. Sedimentological characteristics, data palaeocorrentes and nature of contacts between the different facies associations indicate that the aeolian dunes and flood sheets cannot coexist in the study area, represent distinct episodes of accumulation.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 . Localização da área de estudo.	14
Figura 2. Cráton do São Francisco. SE: Espinhaço Sul; CE: Espinhaço Central; NE: Espinhaço Norte e CD: Chapada Diamantina (Extraído de Danderfer et al., 2009).	16
Figura 3. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental (Extraído de Pedreira, 1994).	17
Figura 4. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.	20
Figura 5. Método 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).	23
Figura 6. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (<i>population</i>) e direção angular do vetor médio (<i>vector mean</i>).	23
Figura 7. Fotomosaico de um afloramento de grande extensão lateral.	24
Figura 8. Escalas dos elementos deposicionais no sistema fluvial, mostrando as a hierarquia das superfícies limítrofes, desde escala de bacia (A) até escala de fácies (E). Os números dentro dos círculos indicam a hierarquia da superfície. Em (C) o código de duas letras indica o elemento arquitetural. (D) barra de meio de canal, na qual formas de leito menores (mesoformas) migram sobre a duna (macroforma). Extraído de Miall 1996.	26
Figura 9. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente.	27
Figura 10. Legenda da representação das litologias e estruturas identificadas.	29
Figura 11. Seção colunar A levantada em campo com código de fácies, dados de paleocorrente, associação de fácies e fotos representativas.	30
Figura 12. Seção colunar B levantada em campo com código de fácies, dados de paleocorrente, associação de fácies e fotos representativas.	31
Figura 13. Litofácies representativas dos depósitos subaquosas: (A) Conglomerado clasto suportado maciço; (B) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (C) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (D) Arenito com laminação cruzada de marcas onduladas; (E) Arenito com laminação plano paralela; (F) Arenito com estrutura maciça.	33

Figura 14. Litofácies representativas dos depósitos eólicos: (A) Arenito com estratificação cruzada eólico; (B) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (C) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo eólico; (D) Litofácies St(e), Sl(e).....	34
Figura 15. (A) Estratificação cruzada tangencial de grande porte, St(e); (B) Estratos formados por fluxo de grãos, nos pontilhados, observa-se lentes de granulometria mais grossa; (C) Detalhe da litofácies Sl(e), setas indicam gradação inversa nas lâminas; (D) Estratificação cruzada de baixo ângulo, Sl(e).	36
Figura 16. Fotomosaico do perfil B mostrando as superfícies de 1º ordem.	37
Figura 17. Fotomosaico interpretado mostrando as superfícies limítrofes eólicas de 1º e 3º ordem.....	38
Figura 18. Associação de Fácies de Fluxos Gravitacionais: (A) Visão geral do afloramento, mostrando corpos com geometria tabular com grande extensão lateral; (B) Detalhe das camadas de conglomerados; (C) Detalhe do tamanho e composição dos clastos.....	40
Figura 19. Associação de fácies Inundação em lençol cascalhoso: (A) Arenito médio com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte; (B) Arenito médio com estratificação plano paralela; (C) Litofácies Sm e Gm formando ciclos de granodecrescência ascendente; (D) Visão geral das camadas de conglomerado na forma tabular e lenticular; (E) Detalhe dos clastos do conglomerado e do contato basal erosivo da camada; (F) Detalhe do contato basal erosivo do conglomerado com as camadas de arenito.	42
Figura 20. Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Intermediárias: (A) Corpos tabulares e apresentando grande extensão lateral; (B) Corpos arenosos em lençol com base fracamente erosiva ou plana; (C) Níveis de conglomerados a grânulos nos arenitos; (D) Detalhe da litofácie St, setas indicam gradação normal; (E) Ciclos Sl-Sr representando variação no regime de fluxo, Litofácies Sl que grada para litofácies Sr; (F) Datalhe da litofácies Sr; (G) Detalhe da litofácies Sh; (H) Litofácies St.....	44
Figura 21. Perfil colunar B com superfícies limítrofes dos depósitos fluviais e eólicos. ..	46
Figura 22. Fotomosaico do perfil B interpretado mostrando as superfícies limítrofes dos depósitos fluviais.....	47
Figura 23. Perfis colunares esquemático, A e B, mostrando a correlação lateral entre eles.	49
Figura 24. Perfis colunares, A e B, mostrando as cinco unidades deposicionais identificadas e suas superfícies limitantes, supersuperfície e superfície sand drift.....	50
Figura 25. Fotomosaico interpretado mostrando as superfícies suavemente onduladas que limitam as Unidades I, II e II.....	51

Figura 26. Fotomosaico mostrando o contato entre as unidades.	52
Figura 27. Diagrama de roseta mostrando as paleocorrentes das associações de fácies fluvial e eólica: A) Inundação em lençol cascalhoso; B) Inundação em lençol intermediário; C) Dunas eólicas.	53
Figura 28. Modelo deposicional do sistema fluvio-eólico da Formação Tombador na área estudada. Adaptado de Scherer & Lavina, 2005	55
Figura 29. Esquema mostrando a relação entre a oscilação do lençol freático, as superfícies deposicionais e as associações de fácies. Adaptado de Scherer & Lavina, 2005.	57

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	11
	1.1 Objetivos	12
2.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO	15
	3.1. Arcabouço Estratigráfico	16
4.	METODOLOGIA.....	18
	4.1. Levantamento bibliográfico:	18
	4.2 Trabalho de Campo	18
	4.3. Técnicas utilizadas para a aquisição dos dados.....	19
	4.3.1 Análise faciológica.....	19
	4.3.2 Medidas de estruturas sedimentares (S0 e paleocorrente)	22
	4.3.3 Fotomosaicos	24
	5.4 Técnicas utilizadas para interpretação dos dados.....	25
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	29
	5.1. Análise Faciológica.....	32
	5.2. Associação de Fácies.....	34
	Associação de fácies de dunas eólicas	34
	Associação de fácies de fluxos gravitacionais	39
	Associação de fácies de inundações em lençol cascalhosas	40
	Associação de fácies de inundações em lençol intermediárias	42
	5.3. Hierarquia de superfícies dos depósitos fluviais.....	45
	Superfícies de 1ª ordem.....	45
	Superfícies de 2ª ordem.....	45
	Superfícies de 5ª ordem.....	45

5.4. Arcabouço estratigráfico	48
Unidades Depositionais	48
Relação das paleocorrentes	52
5.4. Evolução Estratigráfica	53
5.5. Controle da sedimentação	55
6. CONCLUSÕES	58
7. REFERÊNCIAS	60

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos fluvio-eólicos são encontrados em inúmeras bacias do globo, consistindo em excelentes reservatórios de óleo, gás e água. Inúmeros trabalhos têm demonstrado que esses apresentam uma arquitetura deposicional bastante complexa devido a rápidas taxas de mudanças laterais e verticais das características sedimentares, que gera heterogeneidades nos reservatórios em diferentes escalas hierárquicas (North & Prosser, 1993; Hampson *et al.*, 2005) podendo impactar no fluxo de fluido, afetando no fator de recuperação de hidrocarbonetos dos reservatórios.

A intercalação de depósitos fluviais e eólicos pode ser interpretado de duas maneiras (Herries, 1993): (i) deposição de um rio dentro das depressões interdunares, contemporâneo com o acúmulo de dunas (processos autocíclicos) ou (ii) deposição fluvial relacionada com uma interrupção da deposição eólica em uma ampla bacia e conseqüentemente o estabelecimento de uma extensa planície aluvial (processos alocíclicos). No entanto, a distinção dessas alternativas não é uma tarefa simples. Para tanto, é necessário uma análise faciológica de detalhe que permita o entendimento da arquitetura de fácies, incluindo a hierarquização das superfícies, aliada a definição da geometria e extensão lateral das mesmas.

Uma análise faciológica de detalhe além de permitir o entendimento da dinâmica deposicional, possibilita estabelecer modelos de heterogeneidades deposicionais de reservatórios flúvio-eólico.

Essas heterogeneidades encontradas em depósitos flúvio-eólicos são controladas principalmente pelo arranjo espacial das fácies e associações de fácies e pelas suas superfícies limítrofes internas. Entretanto estes atributos não são facilmente observados com base em dados de poços, sendo necessária a utilização de modelos análogos de afloramentos que permitam uma reconstrução espacial das unidades deposicionais. Existem poucos trabalhos em escala interpoços que definam a arquitetura de fácies de alta resolução destes depósitos. Sendo assim como estudo de caso, foi selecionado um afloramento representativo da Formação Tombador, com o objetivo de desenvolver um modelo deposicional de sistemas flúvio-eólicos. Esse modelo será construído com base nas observações de estruturas sedimentares, tamanho de grãos, paleocorrentes, superfícies limítrofes e geometria dos corpos.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem por objetivos gerais: descrever e interpretar as principais associações de fácies e superfícies limítrofes; obter uma melhor compreensão da arquitetura deposicional e evolução estratigráfica da sucessão flúvio-eólica; compreender a interação espacial e temporal que existe entre os depósitos flúvio-eólicos identificando os principais agentes controladores da sedimentação e acumulação dessas; e analisar a heterogeneidade da sucessão flúvio-eólica em macroescala e mesoescala

Como objetivos específicos pode-se destacar:

- (i) fazer um detalhamento das fácies bem como as suas associações através de perfis levantados em escala 1:100;
- (ii) elaboração de seções laterais dos afloramentos mais representativos a partir de fotomosaicos e interpretação desses;
- (iii) reconstrução da arquitetura deposicional e a hierarquização das superfícies limítrofes;
- (iv) medições e análise das paleocorrentes;

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do São Francisco (Neoproterozóica) apresenta uma área de 350.000 km² e localiza-se no interior do Brasil, sobre o Cráton do São Francisco, englobando grandes áreas dos estados de Minas Gerais e Bahia e pequenas partes de Goiás, Tocantins e Distrito Federal.

Para o presente projeto, foi selecionado um afloramento chave localizado na Cachoeira do Mosquito dentro da Fazenda dos impossíveis que se situa na porção oriental da Chapada Diamantina, estado da Bahia (Figura 1) onde aflora a Formação Tombador. Adotando como referência a rodovia BR-242, cuja orientação é W-E a área de estudo localiza-se a norte desta, abrangendo as proximidades das Cidades de Palmeiras, Lençóis e Wagner especificamente entre paralelos 12°17'-12°34' e meridianos 41°07'-41° 07'.

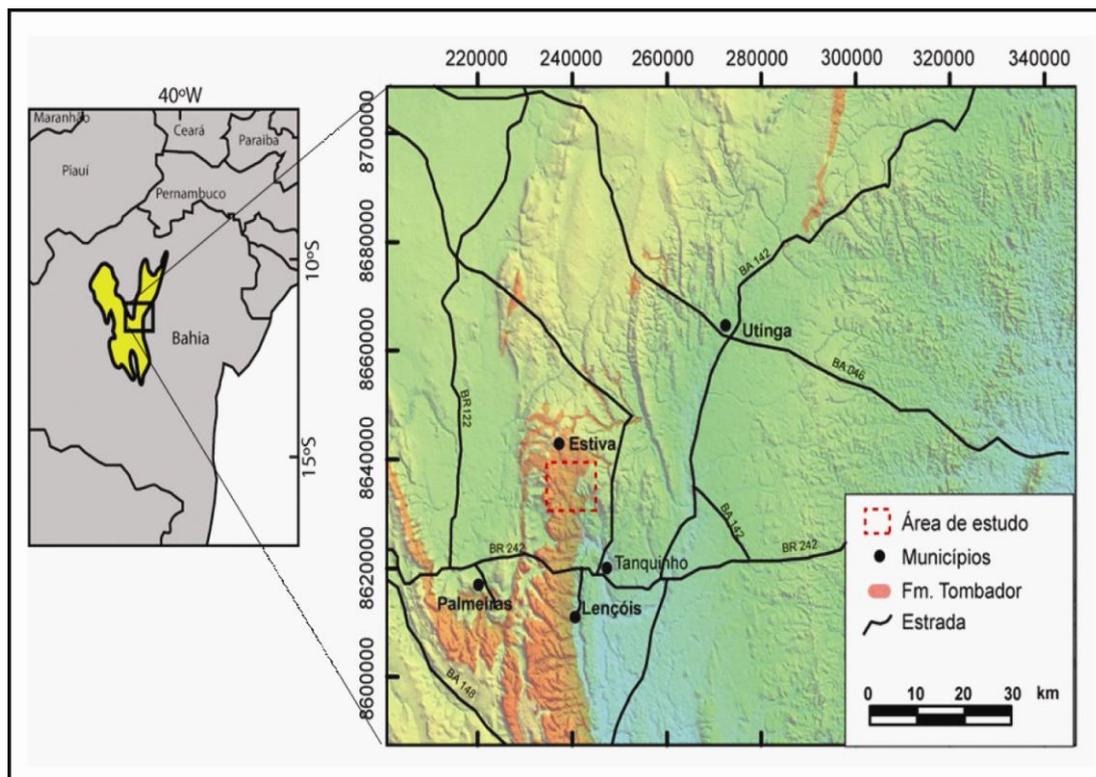


Figura 1 . Localização da área de estudo.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo localiza-se sobre o domínio morfotectônico do Cráton do São Francisco denominado Chapada Diamantina Oriental (Figura 2). Nesse domínio, as rochas sedimentares proterozóicas não experimentaram metamorfismo e a deformação está limitada a dobramentos de muito baixa amplitude. É normalmente aceito que as rochas sedimentares dos domínios Chapada Diamantina Ocidental e Oriental são correlacionáveis com aqueles presentes no domínio Cordilheira do Espinhaço, com a deposição nos três domínios tendo ocorrido em uma bacia intracratônica do tipo aulacógeno (Jardim de Sá *et al.*, 1976; Inda & Barbosa, 1978; Brito Neves *et al.*, 1979; 1980; Jardim de Sá, 1981; Moutinho da Costa & Inda, 1982; Dominguez, 1993). No entanto, Pedreira (1994) estudando a proveniência e a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental sugere que esse Supergrupo tenha se formado em uma bacia do tipo antepaís.

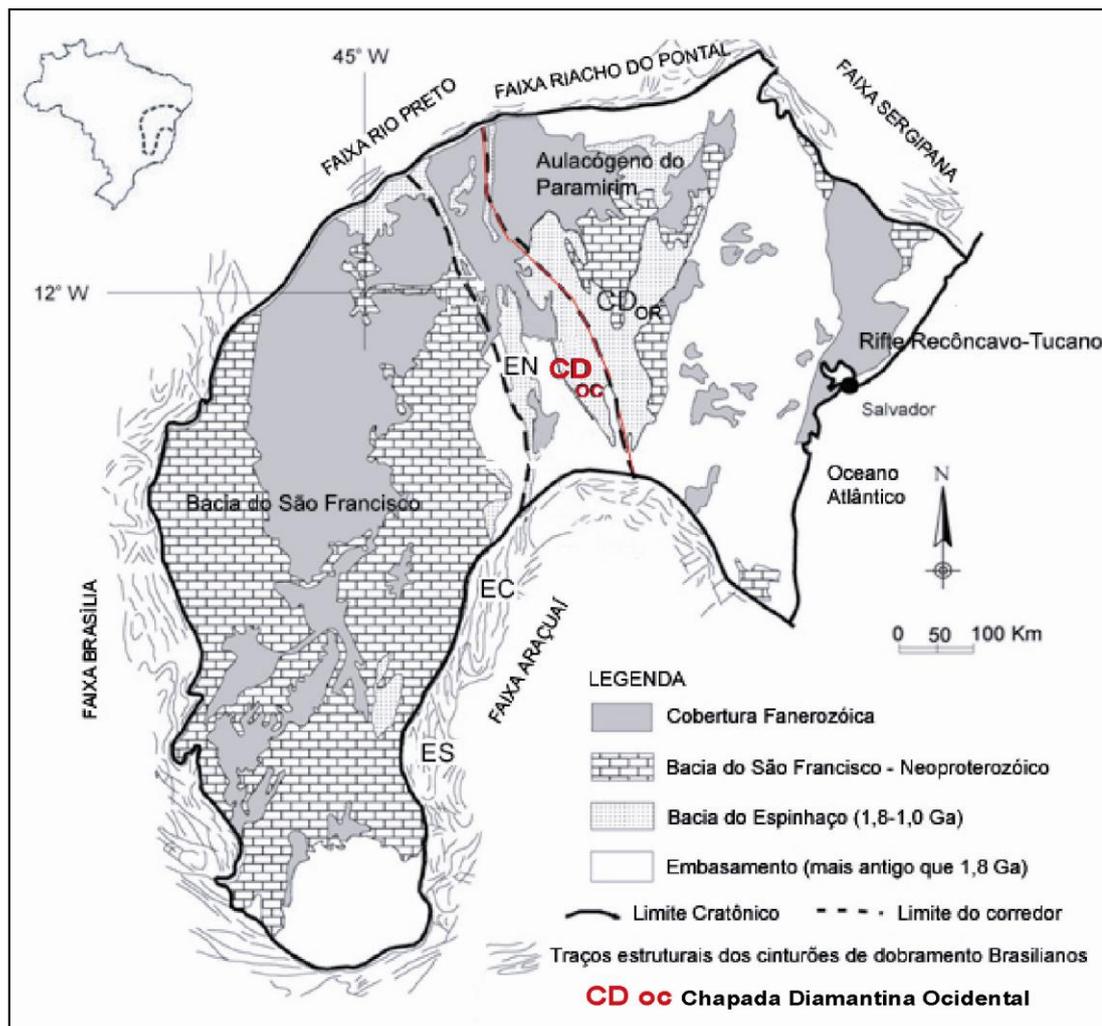


Figura 2. Cráton do São Francisco. SE: Espinhaço Sul; CE: Espinhaço Central; NE: Espinhaço Norte e CD: Chapada Diamantina (Modificado de Danderfer *et al.*, 2009).

3.1. Arcabouço Estratigráfico

A Formação Tombador, objeto de estudo deste projeto, pertence ao Supergrupo Espinhaço, de idade Mezoproterozóica. Na região da Chapada Diamantina este Supergrupo é composto pelos grupos Rio dos Remédios (não dividido em Formações), Grupo Paraguaçu (Formações Ourucuri do Ouro, Mangabeira e Guiné) e Grupo Chapada Diamantina (Formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu) (Figura 3).

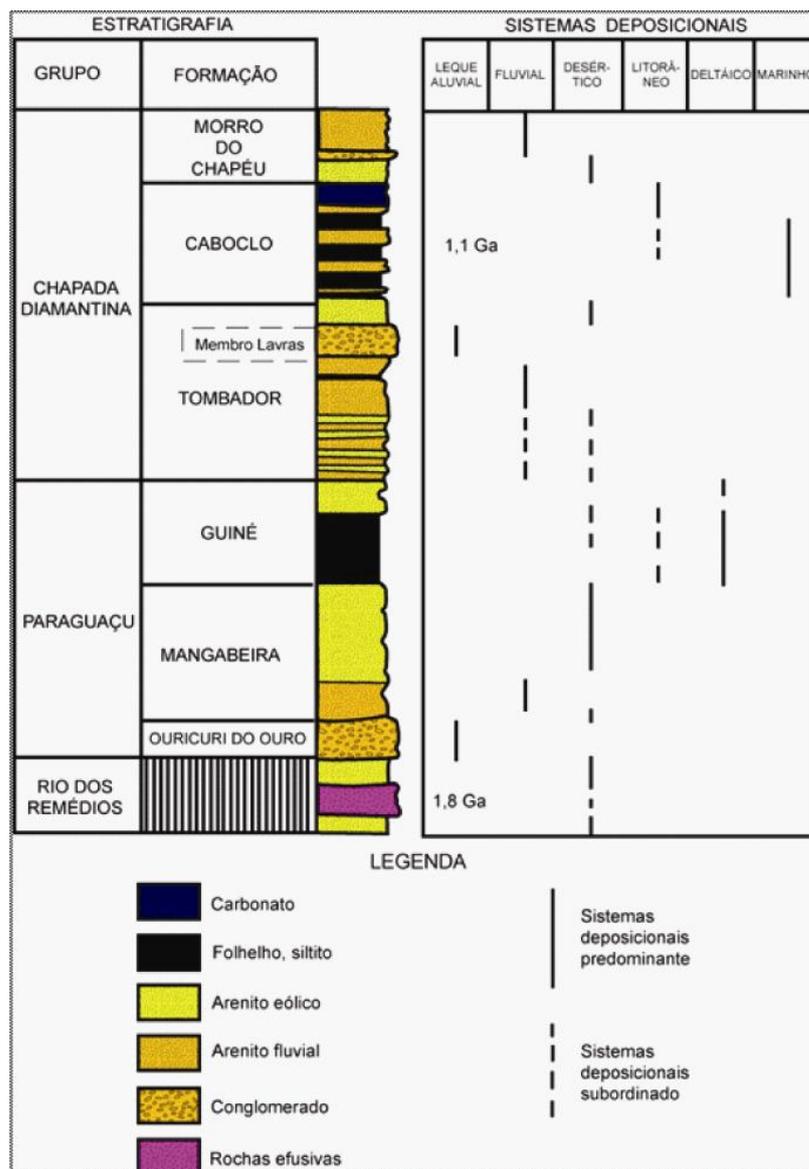


Figura 3. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental (Extraído de Pedreira, 1994).

Monteiro *et al.* (1984), analisando os sistemas deposicionais componentes do Grupo Chapada Diamantina, interpretou os depósitos da Formação Tombador como tendo sido gerados por sistemas de leque aluvial, fluvial e eólico. Esses dois últimos sistemas são associados, de modo que o sistema fluvial representaria *wadis* em um ambiente desértico. A Formação Caboclo foi interpretada, em parte, como depositada nas zonas inter a supramaré de um ambiente lagunar; outra parte desta formação teria se depositado em ambiente litorâneo de sub-maré, possuindo também uma fácies de turbiditos, em ambiente plataformal e litoral. A Formação Morro do Chapéu, mais superior, à semelhança da Formação Tombador é composta por sistemas fluviais entrelaçados e eólicos.

4. METODOLOGIA

Para alcançar todos os objetivos traçados e elaborar o trabalho aqui proposto, vários procedimentos metodológicos foram realizados.

4.1. Levantamento bibliográfico:

É a fase de preparação para execução do projeto. Será realizado durante todo andamento do trabalho, mas é descrito na parte inicial, pois a partir dele todo conhecimento preliminar necessário é construído. Para esse preparo fez-se necessária uma revisão bibliográfica que inclui trabalhos sobre: (1) a Formação Tombador; (2) interação entre depósitos flúvio-eólicos; (3) mecanismos controladores da sedimentação de sucessões flúvio-eólicas; (4) classificação das superfícies limítrofes.

4.2 Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas. A primeira ocorreu entre os dias 22 a 28 de janeiro de 2011 onde foi possível coletar a maior parte dos dados. Como o afloramento possuía uma boa continuidade lateral foi possível compor 2 perfis colunares com o total de 32 metros de altura. Foram descritas as litofácies,

medidas as estruturas sedimentares e fotos do afloramento foram tiradas para a confecção de fotomosaicos em laboratório

A segunda etapa do campo aconteceu entre os dias 8 a 13 de maio de 2011 e teve como objetivo um maior detalhamento na descrição das fácies bem como obtenção de fotografia das mesmas, interpretação dos fotomosaicos destacando as superfícies limítrofes, geometria das camadas e estruturas internas.

A seguir, serão detalhadas as técnicas utilizadas para a aquisição dos dados e para a interpretação dos mesmos.

4.3. Técnicas utilizadas para a aquisição dos dados

4.3.1 Análise faciológica

Dentre as técnicas utilizadas para a análise faciológica pode-se incluir o levantamento de perfis colunares, descrição de fácies e associações de fácies para então interpretar o sistema deposicional. Levantar um perfil colunar é a forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, podendo ser integrados dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e de paleocorrente.

No perfil colunar, o eixo horizontal indica a granulometria da rocha e, o eixo vertical, indica a espessura da camada, que é representada em escala específica para cada estudo (Figura 4). Outras informações também devem ser acrescentadas tais como a descrição das principais fácies, medidas de paleocorrentes, conteúdo fossilífero, principais estruturas, fotos e amostras coletadas.

As fácies são descritas levando em consideração alguns atributos, são eles: geometria da camada, litologia, estrutura, textura, paleocorrente e conteúdo fossilífero (Walker, 1992). As fácies foram nomeadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais, sendo que a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante (*e.g.* S= *sand*) enquanto que, a segunda letra é minúscula e indica a estrutura ou textura (*e.g.* p= *planar cross-bedding*, ms= *matrix supported*) (Quadro 1). Neste estudo, será usado o termo litofácies, que segundo Mendes (1984), se enquadra na categoria de fácies com conotação estratigráfica e é baseada em feições puramente litológicas, texturais, e

estruturais, não considerando conteúdo fóssilífero e paleocorrente. As paleocorrentes fornecem informações sobre as associações de fácies, não tendo sido analisadas individualmente para cada fácies descrita. Cada litofácies tem a sua gênese associada a um processo deposicional específico. Um conjunto delas constitui uma associação de fácies, representando um conjunto de processos deposicionais que se desenvolveram em um ambiente de sedimentação. Através das associações de fácies pode-se reconstruir o sistema deposicional, auxiliando assim, no entendimento da história evolutiva da bacia.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		SEÇÃO/UNIDADE		Coord. UTM		
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS M Maciço Lam. Plano Paralela ~~~~ Lam. Cruz Cavalgante ~~~~ Lam. Ondulada ~~~~ Lam. Ondulada Truncada ~~~~ Estr. Cruz Tangencial ~~~~ Estr. Cruz Acanalada ~~~~ Ripples		ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS ~~~~ Estratos cruzados compostos por marcas ond. eólicas ~~~~ Estruturas de adesão ~~~~ Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos ~~~~ Estratificação cruzada de baixo-ângulo ~~~~ Estratificação horizontal		FÓSSEIS ~~~~ Bioturbação ~~~~ Conchas Fósseis ~~~~ Restos Vegetais ~~~~ Marca de raiz		E: N: Data: Escala:
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS DEFORMACIONAIS ~~~~ Estr. Cruz. Bio. Ângulo ~~~~ Estr. Cruzada Planar ~~~~ Fluidização ~~~~ Lam. Convoluta ~~~~ Estrutura em Chama ~~~~ Escorregamento ~~~~ Estrutura de Carga		Cód. Fácies	Fóssil. Amostras	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA		
Paleocorrentes Estruturas						
BI Sx Gr G M F Mf S Ag Área				Página /		

Figura 4. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.

Quadro 1. Classificação de litofácies segundo Miall (1996) *apud* Scherer (2008).

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

Os perfis colunares foram levantados com o auxílio de trena e régua para medir as camadas. As camadas encontravam-se levemente basculadas e isto definiu o sentido de caminhamento do perfil, o levantamento começou pela camada mais basal e o caminhamento seguiu na direção de mergulho das camadas. A escala utilizada para o empilhamento vertical em um perfil foi 1:100, e no outro utilizou-se 1:50 com o propósito de detalhar mais.

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

4.3.2 Medidas de estruturas sedimentares (S0 e paleocorrente)

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, canais, lineações de partição e lineações primárias de correntes (produto de fluxo de formas de leito planas), seixos imbricados, marcas de sola, plantas, ossos, conchas orientadas, estruturas de deslizamento. Juntamente, com a medição de estruturas indicadoras de fluxo deve-se medir o acamamento sedimentar (S0) do perfil litológico, quando este se mostrar basculado, para posteriormente fazer as correções das medidas.

A medição da direção e mergulho das superfícies limítrofes é indispensável para a análise dos elementos arquiteturais e deve ser registrada sempre na posição exata em que foi medida no perfil vertical (Miall, 1996).

As paleocorrentes deste estudo foram medidas essencialmente em estratificações cruzadas. Com o auxílio de uma bússola Brunton mediu-se a direção e o mergulho dos estratos e as superfícies deposicionais (S0) dos afloramentos, utilizado a notação de trama (Figura 5). 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.

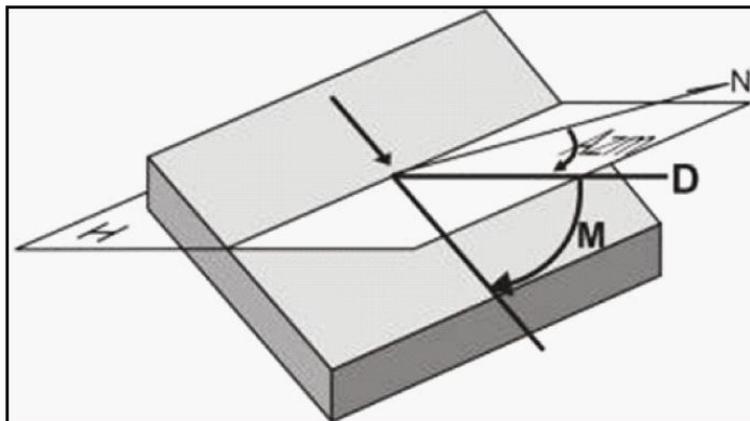


Figura 5. Método TRAMA (dip-direction). D é a direção azimutal (Azm) de mergulho do plano em relação ao norte magnético (N). M é o ângulo de mergulho do plano em relação a uma superfície horizontal (H). A representação do plano é dada por: D; M. (Modificado de McClay, 1987).

De acordo com Tucker (1982), quando rochas sedimentares encontram-se tectonicamente inclinadas é necessário restaurar as direções das medidas de estruturas sedimentares para suas orientações anteriores ao basculamento. Quando o basculamento é superior a 5° deve-se fazer as correções dessas medidas utilizando a projeção estereográfica resultando assim, na restauração do fluxo original. Neste trabalho não foi preciso fazer correções das paleocorrentes, pois o basculamento era inferior a 5° . Os dados foram apresentados na forma gráfica de diagrama de roseta, elaborado no programa RockWorks®. O diagrama de roseta (Figura 6) é um histograma convertido numa distribuição circular. A circunferência pode ser dividida em segmentos de 20, 30, 40 ou 45° , e as pétalas da rosa são desenhadas com os raios dos segmentos proporcionais ao número de medidas ou ao percentual do total de medidas.

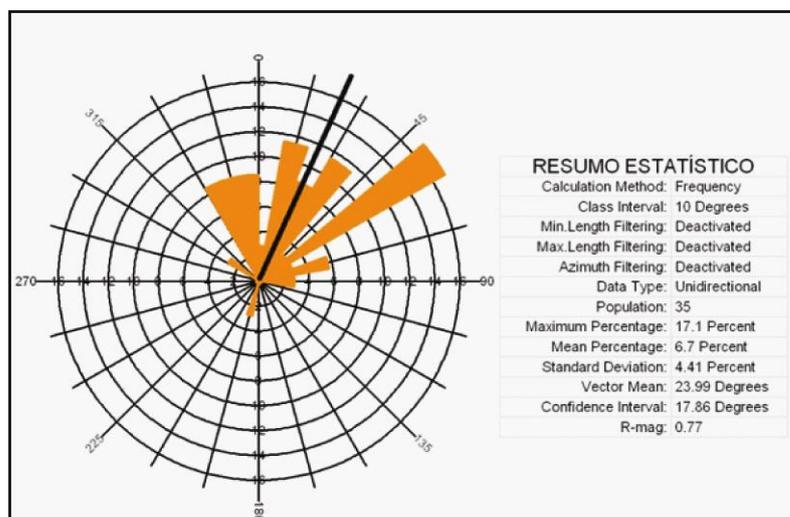


Figura 6. Diagrama de roseta de mostrando uma tabela de resumos estatísticos com informações da quantidade de medidas (*population*) e direção angular do vetor médio (*vector mean*).

4.3.3 Fotomosaicos

Fotomosaico (Figura 7) é o resultado da junção de várias fotografias em uma única imagem para representação de afloramentos com grande extensão lateral. Foi utilizado o método descrito por Wizevich (1991), que consiste em representar um afloramento com uma perspectiva maior ou mais larga do que é possível capturar em uma única foto. A confecção de fotomosaicos permite a análise das relações entre as fácies e associações de fácies, a observação de elementos arquiteturais e a delimitação das superfícies limítrofes.

Utilizando uma câmera digital, são obtidas fotografias ao longo da extensão lateral do afloramento, com o cuidado para que a região fotografada tenha um recobrimento de aproximadamente 30% da imagem anterior. É necessário também que as fotografias estejam alinhadas horizontalmente ao longo do perfil, e que seja mantida sempre a mesma distância e zoom entre o fotógrafo e a área de interesse.

Uma vez obtidas às imagens, é necessário o uso do programa Adobe Photoshop para a união de todas as fotografias. É comum que as bordas da foto apresentem distorção, por isso, no momento da montagem do fotomosaico, utiliza-se apenas a porção central das imagens, cortando aproximadamente 20% do entorno. Utilizando ao menos dois pontos em comum entre uma fotografia e outra, estas são sobrepostas sequencialmente até que se tenha a imagem final de todo o afloramento.



Figura 7. Fotomosaico de um afloramento de grande extensão lateral.

5.4 Técnicas utilizadas para interpretação dos dados

Para distinção e descrição da hierarquia deposicional dentro de um sistema fluvial é importante delimitação dos corpos sedimentares através do reconhecimento de superfícies limítrofes (Wizevich, 1992).

Miall (1985) descreveu 8 ordens de superfícies limítrofes (Quadro 2 e Figura 8). Elas representam hierarquias diferentes, pois separam corpos rochosos de diferentes escalas temporais e diferentes magnitudes de processos deposicionais (Miall, 1988). A correta identificação e correlação das superfícies limítrofes são essenciais para que as diferentes escalas de heterogeneidades de reservatório sejam identificadas e tratadas adequadamente na projeção de modelos preditivos de reservatórios fluviais (Miall, 1996).

Quadro 2. Quadro da classificação das superfícies limítrofes e as principais características de cada uma delas. (Miall, 1985)

Ordem	Características	Interpretação	Escala de tempo do processo deposicional
1 ^a	Limite de <i>sets</i> de uma mesma litofácies. Abaixo e acima dessa superfície a litofácies é a mesma.	Migração de formas de leito de mesma morfologia em condições de sedimentação sem alteração durante o período de deposição.	Horas ou dias. 10^{-5} a 10^{-4} anos.
2 ^a	Separam <i>cosets</i> de litofácies distintas. Abaixo e acima dela encontram-se fácies diferentes.	Mudanças nas condições do fluxo, sem envolver um grande período de tempo.	Dias a meses. 10^{-2} a 10^{-1} anos.
3 ^a	Superfícies de reativação dentro das macroformas.	Indicam mudanças na velocidade ou orientação do fluxo.	De um ano a uma dezena de anos. 10^0 a 10^1 anos.
4 ^a	Separam diferentes macroformas. Abaixo e acima dela existem diferentes assembléias de litofácies.	Mudanças no padrão das barras. Instabilidade do fluxo devido às irregularidades presentes no leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo durante períodos de enxurradas.	Centenas de anos. 10^2 a 10^3 anos.
5 ^a	Superfícies que delimitam canais ou complexo de canais.	Migração ou incisão lateral de canais fluviais.	Milhares de anos. 10^3 a 10^4 anos.

6 ^a	Superfícies que delimitam grupo de canais ou paleovales.	Marcam mudanças significativas no sistema fluvial vinculadas a variação no nível de base estratigráfico.	Dezenas de milhares de anos. 10 ⁴ a 10 ⁵ anos.
7 ^a	Limite de seqüências	Resposta a pulsos tectônicos da falha	10 ⁵ a 10 ⁶
8 ^a	Discordâncias regionais em escala de bacia	Eventos de escala global	10 ⁶ a 10 ⁷

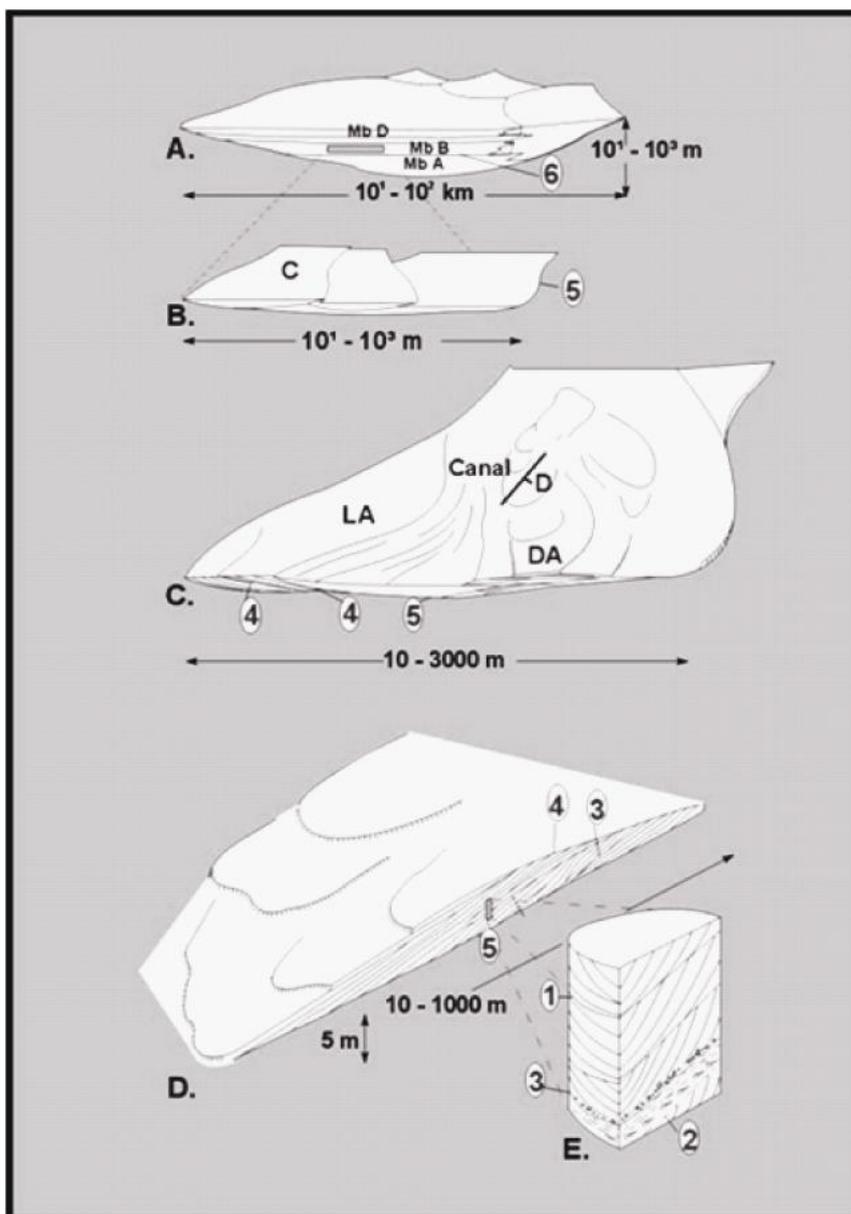


Figura 8. Escalas dos elementos deposicionais no sistema fluvial, mostrando as a hierarquia das superfícies limitrofes, desde escala de bacia (A) até escala de fácies (E). Os números dentro dos círculos indicam a hierarquia da superfície. Em (C) o código de duas letras indica o elemento arquitetural. (D) barra de meio de canal, na qual formas de leito menores (mesoformas) migram sobre a duna (macroforma). Extraído de Miall (1996).

Em sucessões eólicas superfícies limítrofes separam os *sets* ou *cosets* dos estratos cruzados e têm as suas gêneses vinculadas a diferentes processos. Segundo Brookfield (1977) a migração e cavalgamento de dunas eólicas geram três diferentes tipologias de superfícies limítrofes, enumeradas de forma hierárquica como superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem: (Figura 9).

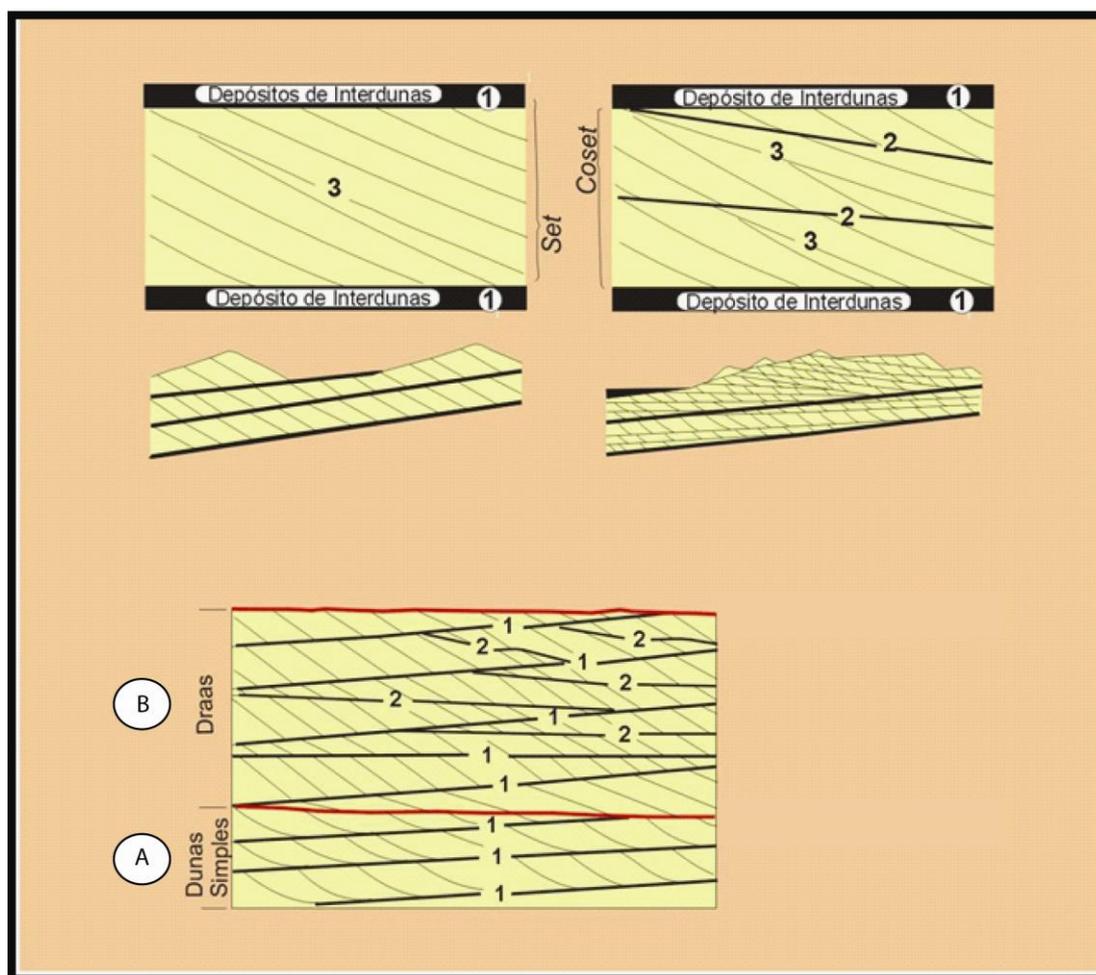


Figura 9. Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente.. Extraído de Scherer, 2004

Superfícies de 3ª ordem - Ocorrem dentro de um *set* de estratificações cruzadas, sendo a gênese atribuída ao efeito da erosão seguida de nova deposição devido às flutuações locais na direção e velocidade do vento. Representam, portanto, superfícies de reativação. Estas são truncadas por superfícies de 1ª ou 2ª ordem.

Superfícies de 2ª ordem - São originadas pela migração de dunas na face frontal de um draa. Estas superfícies normalmente mergulham paralela ou

obliquamente ao sentido de migração do draa, com inclinações variáveis. São truncadas na base e no topo por superfícies 1ª ordem.

Superfícies de 1ª ordem - Representam a movimentação do draa, marcado pela migração de regiões de interdunas sobre depósitos de dunas eólicas. São superfícies planas, subparalelas, que cortam todas as estruturas subjacentes e normalmente mergulham em baixo ângulo (<50) em sentido oposto a migração da duna eólica subjacente. No registro geológico, a identificação de estratos de interdunas facilita a demarcação das superfícies de 1ª ordem.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresentará e discutirá os dados obtidos em trabalho de campo e suas interpretações. Para uma melhor compreensão e reconhecimento das litofácies, associações de fácies e unidades estratigráficas, foram levantadas 2 perfis verticais (legenda das litologias na Figura 10) e confeccionados 5 fotomosaicos. As seções colunares (Figura 11 e Figura 12) levantadas em campo são apresentadas de acordo com as associações de fácies descritas. As figuras têm a indicação das fácies e associações de fácies identificadas, bem como o diagrama de paleocorrentes e fotos ilustrativas.

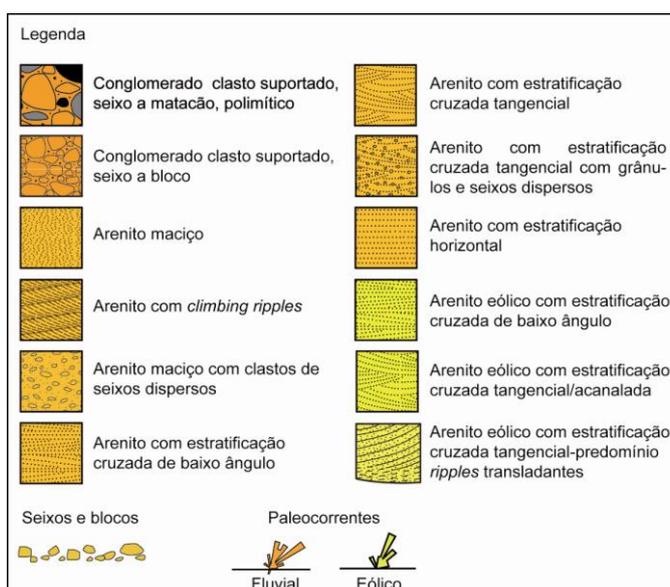


Figura 10. Legenda da representação das litologias e estruturas identificadas.

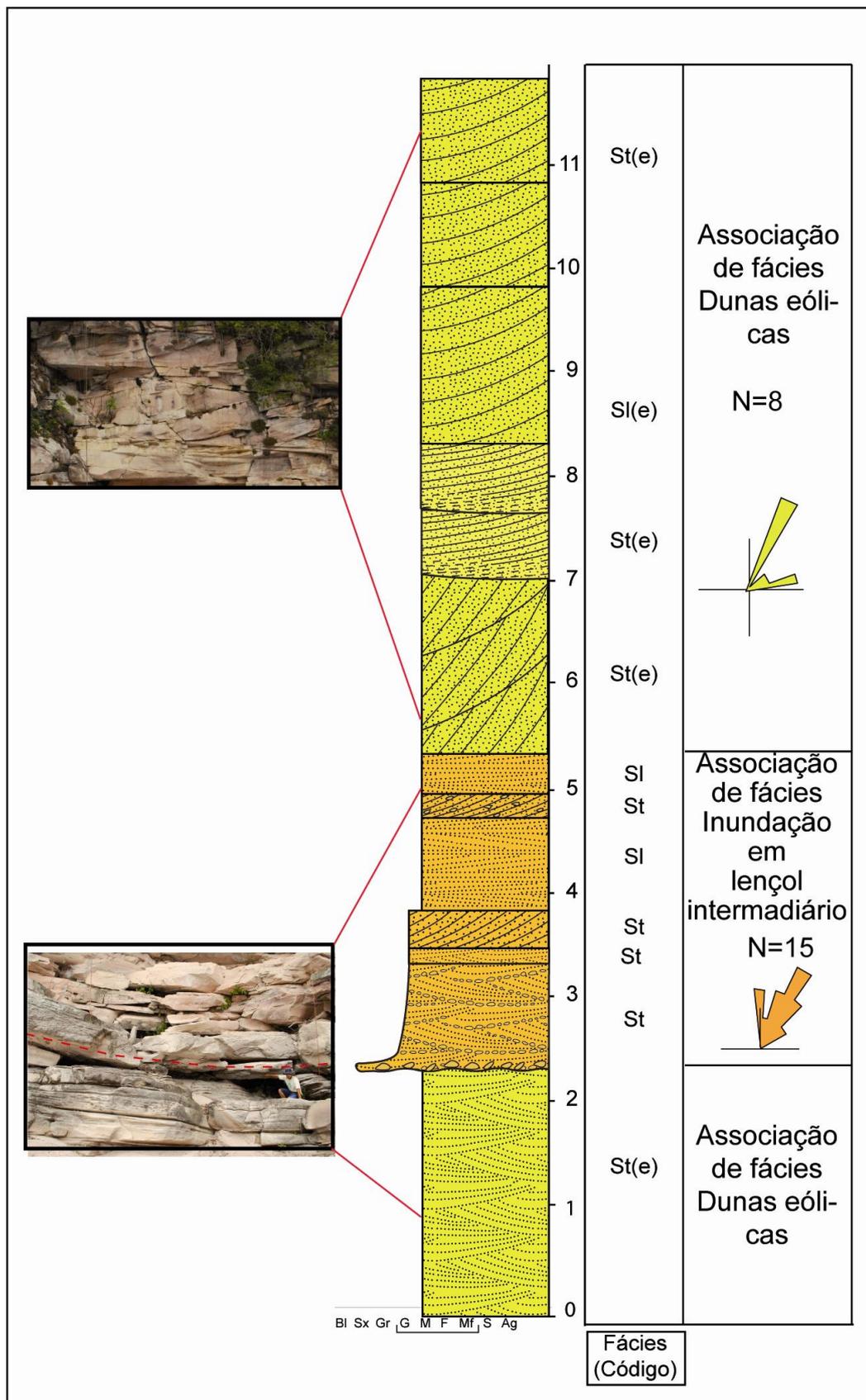


Figura 12. Seção colunar B levantada em campo com código de fácies, dados de paleocorrente, associação de fácies e fotos representativas.

5.1. Análise Faciológica

Com base nos afloramentos descritos foram individualizadas nove diferentes litofácies, identificadas a partir da combinação de granulometria e estruturas sedimentares. Para cada litofácies foi atribuído um código seguindo a proposta de Miall (1996). Uma síntese das litofácies é apresentada no Quadro 3 e Quadro 4 e fotografias ilustrando as respectivas litofácies estão representadas nas Figura 13 e Figura 14.

Quadro 3. Litofácies subaquosas identificadas e suas interpretações.

Código	Descrição	Interpretação
Gm	Conglomerado clasto suportado, seixo a matacão, subarredondados e angulosos, maciço. Os seixos são de arenito, quartzito esverdeado e leitoso, e variam de 1-100 cm. Os matações são predominantemente de arenito.	Fluxo de detritos pseudoplástico (gravitacional).
Sh	Arenito médio, moderadamente selecionado, apresentando estratificação plano-paralela. As camadas são tabulares a lenticulares, com espessura variando de 15 - 60 cm.	Formas de leito planas (regime de fluxo superior).
Sl	Arenito médio a grosso, moderadamente a mal selecionado, grãos subangulosos a subarredondados. Sets tabulares, variando de 0,1- 2,2 m, apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo.	Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas (regime de fluxo transicional).
Sm	Arenito médio, maciço, moderadamente selecionado, grãos subarredondados com média esfericidade. Sets com geometria tabular variando de 0,15 - 1m. Seixos dispersos e lag conglomerático de 0,1m.	Fluxos hiperconcentrados.
St	Arenito médio a grosso, moderadamente a mal selecionado, grãos subangulosos a subarredondados com média esfericidade. Sets variando de 10 - 30 cm, apresentando estratificação cruzada tangencial/ acanalada. Por vezes aparecem grânulos e seixos de quartzo dispersos ou acompanhando os planos das estratificações.	Migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas (3-D).
Sr	Arenito médio, moderadamente a mal selecionado, grãos subarredondados com média esfericidade. Camadas tabulares de 0,7- 35 cm, com estratos cruzados de pequeno porte formados por laminação cruzada de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas subaquosas por fluxo trativo, unidirecional, de baixa energia.

Quadro 4. Litofácies eólicas identificadas e suas interpretações.

Código	Descrição	Interpretação
Sl (e)	Arenitos médios, quartzo-feldspáticos, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados com alta esfericidade. Sets tabulares com espessuras variando de 0,5 a 1 metro, apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo formados por lâminas inversamente gradadas de marcas onduladas eólicas.	Porção basal (plinth) de dunas eólicas e/ou interdunas secas.
St (e)	Arenitos médios, quartzo-feldspáticos, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados com alta esfericidade, dispostos em sets de estratos cruzados tangenciais/ acanalados de 0,15 a 5 metros. Internamente, os estratos cruzados são compostos por depósitos de fluxos de grãos nas porção mais íngreme, que se interdigita com laminações de marcas onduladas eólicas na base dos foresets.	Dunas eólicas de crista curva.

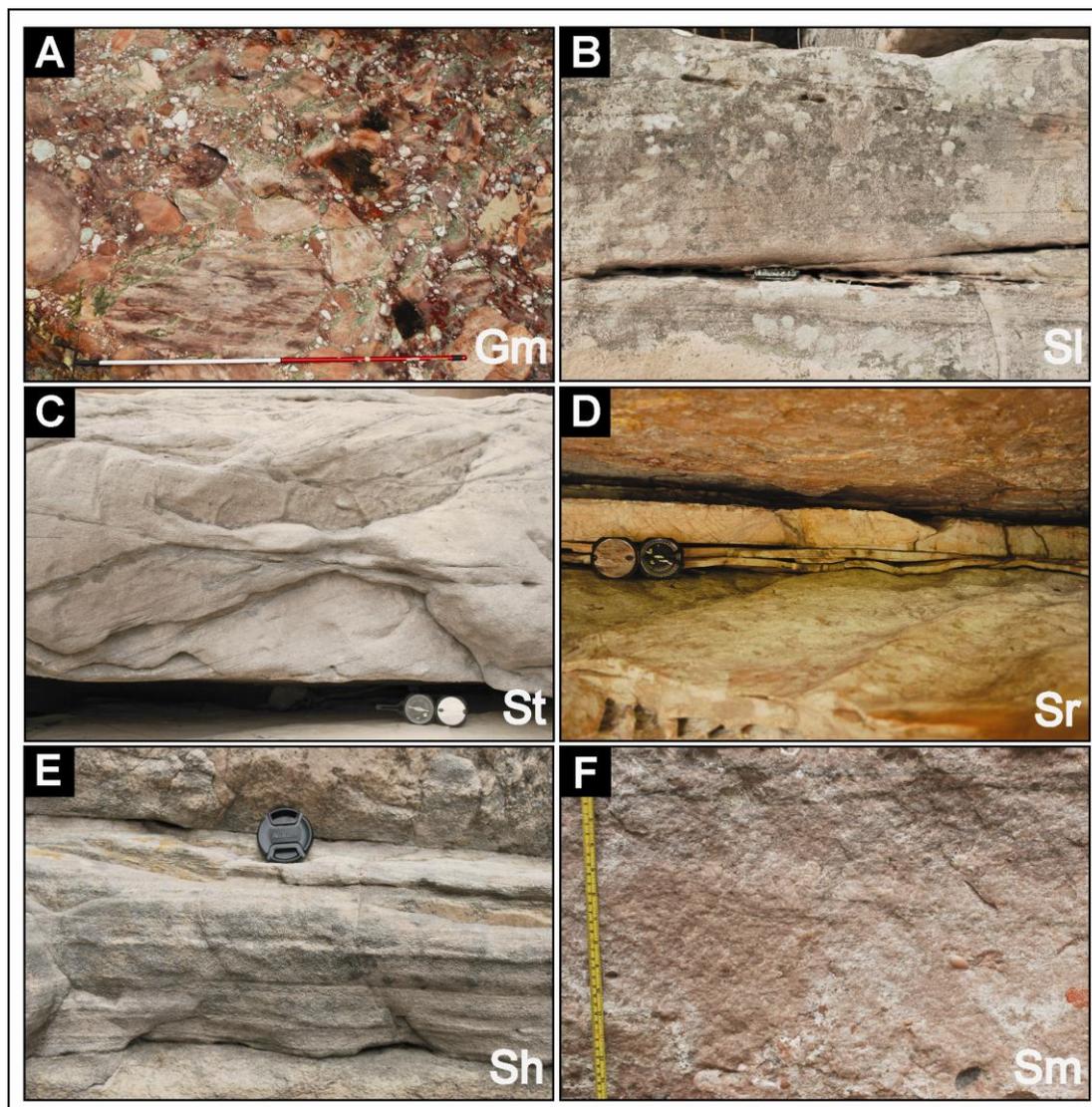


Figura 13. Litofácies representativas dos depósitos subaquosos: (A) Conglomerado clasto suportado maciço; (B) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (C) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (D) Arenito com laminação cruzada de marcas onduladas; (E) Arenito com laminação plano paralela; (F) Arenito com estrutura maciça.

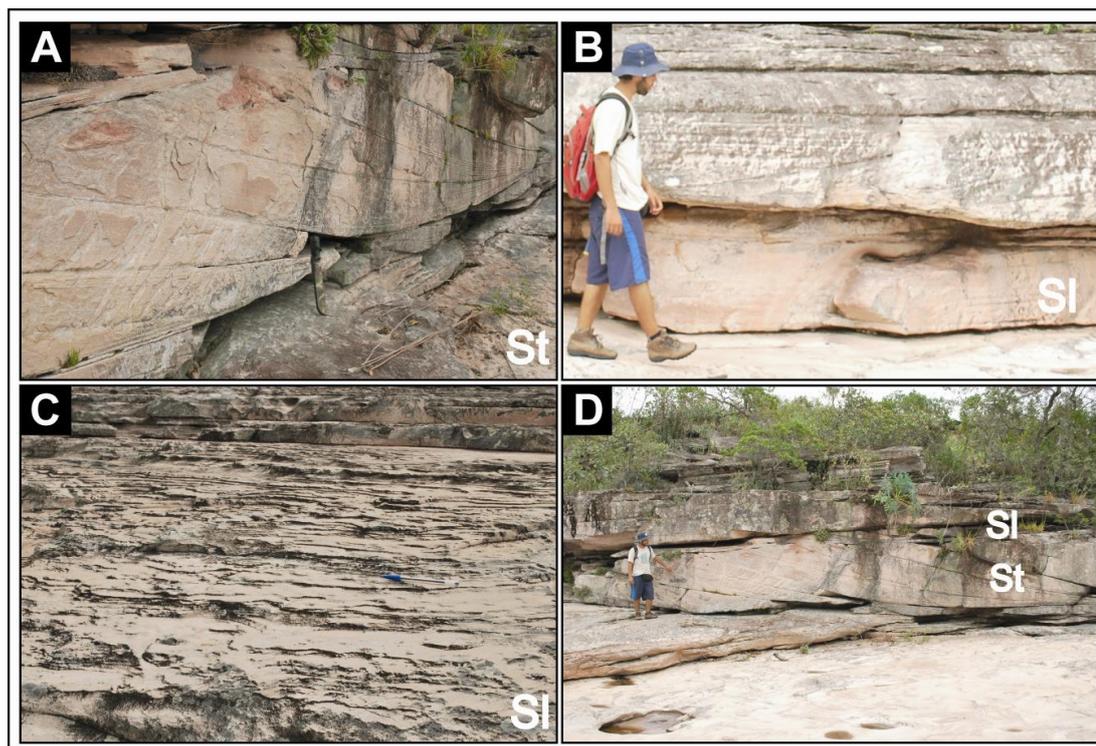


Figura 14. Litofácies representativas dos depósitos eólicos: (A) Arenito com estratificação cruzada eólico; (B) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (C) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo eólico; (D) Litofácies St(e), Sl(e).

5.2. Associação de Fácies

Através das litofácies descritas foi possível individualizar quatro associações de fácies referentes a depósitos fluviais e eólicos da Fm. Tombador. São estas: **(i)** Associação de Fácies de Dunas Eólicas; **(ii)** Associação de Fácies de Fluxos Gravitacionais **(iii)** Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Cascalhosas; **(iv)** Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Intermediário.

Associação de fácies de dunas eólicas

Descrição

Esta associação de fácies é composta arenitos quartzo-feldspáticos finos a médios, bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados com alta esfericidade, dispostos em pacotes com espessuras variando de 0,15 a 5 metros, apresentando estratificações cruzadas tangencial de pequeno a grande porte (St(e), Figura 15 A) que se intercalam com estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl(e)).

Os *sets* de estratos cruzados de baixo ângulo (Figura 15 D) apresentam uma espessura de 0,25 a 0,75 e são compostos essencialmente por laminações transladantes de marcas onduladas eólicas (Figura 15 C). Os *sets* de estratos cruzados tangenciais apresentam uma espessura de 0.3 a 2.25 metros, sendo compostos por diferentes tipos de laminações. A porção mais íngreme dos *foresets* é caracterizada por lâminas de fluxo de grãos (Figura 15 B) que se interdigita em direção a base com laminações transladantes cavalgantes. Em um corte paralelo ao fluxo os estratos cruzados são tangenciais a superfície limítrofe basal do *set* que apresenta uma geometria planar e mergulha suavemente ($<2^\circ$) em sentido contrário ao mergulho dos *foresets*. Internamente os *sets* apresentam superfícies de alto ângulo ($10-15^\circ$) que truncam os estratos cruzados subjacentes e mergulham no mesmo sentido dos estratos cruzados. Em corte transversal ao fluxo os estratos cruzados são acanalados, com larguras dos *sets* entre 10 e 38 metros. Os estratos cruzados apresentam um sentido de mergulho médio para o quadrante ENE.

Interpretação

Os estratos cruzados tangenciais de pequeno a grande porte, constituídos por arenitos bem selecionados, com laminações transladantes cavalgantes (base) e de fluxos de grãos (porção mais íngreme dos *foresets*) permitem interpretar essa associação de fácies como depósitos residuais de dunas eólicas (Hunter, 1977). O sentido unimodal da paleocorrente, associado à geometria acanalada dos estratos cruzados em corte transversal ao fluxo sugerem dunas crescentes com uma alta sinuosidade da linha de crista. A abundância de estratos de fluxo de grãos indica formas de leito com uma face de escorregamento bem desenvolvida (Kocurek, 1990; 1996).

Os estratos cruzados de baixo ângulo constituídos essencialmente por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas são interpretados como dunas eólicas severamente truncadas, onde se preserva somente o pé da duna e /ou depósitos de interdunas secas (Kocurek, 1990).

As superfícies subhorizontais que limitam estratos cruzados tangenciais ou de baixo ângulo são interpretadas como superfícies de 1^o ordem (Brookfield, 1977) (Figura 16) ou de interdunas (Kocurek, 1996) geradas a partir do cavalgamento de dunas eólicas. As superfícies inclinadas a favor do fluxo que subdividem *sets* de

estratos cruzados tangenciais são interpretadas como superfícies de 3^o ordem (Brookfield, 1977) (Figura 17) ou de reativação (Kocurek, 1996), formadas a partir da erosão seguida de nova deposição devido a variações na direção do vento.

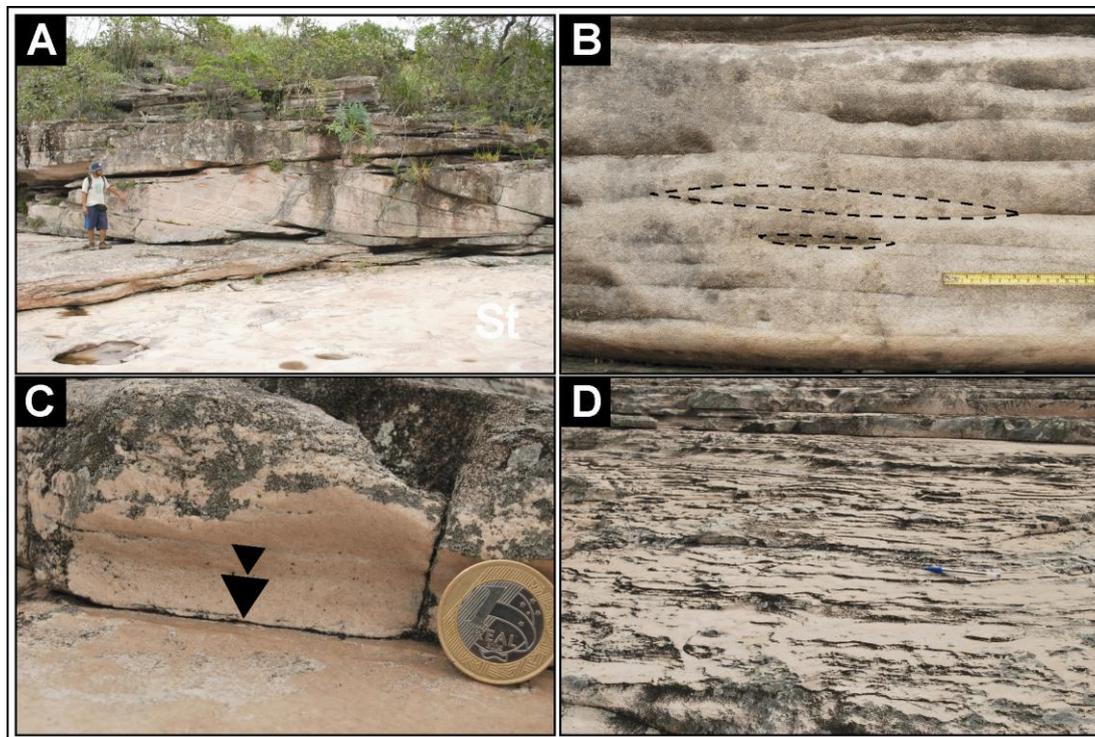


Figura 15. (A) Estratificação cruzada tangencial de grande porte, St(e); (B) Estratos formados por fluxo de grãos, nos pontilhados, observa-se lentes de granulometria mais grossa; (C) Detalhe da litofácies SI(e), setas indicam gradação inversa nas lâminas; (D) Estratificação cruzada de baixo ângulo, SI(e).

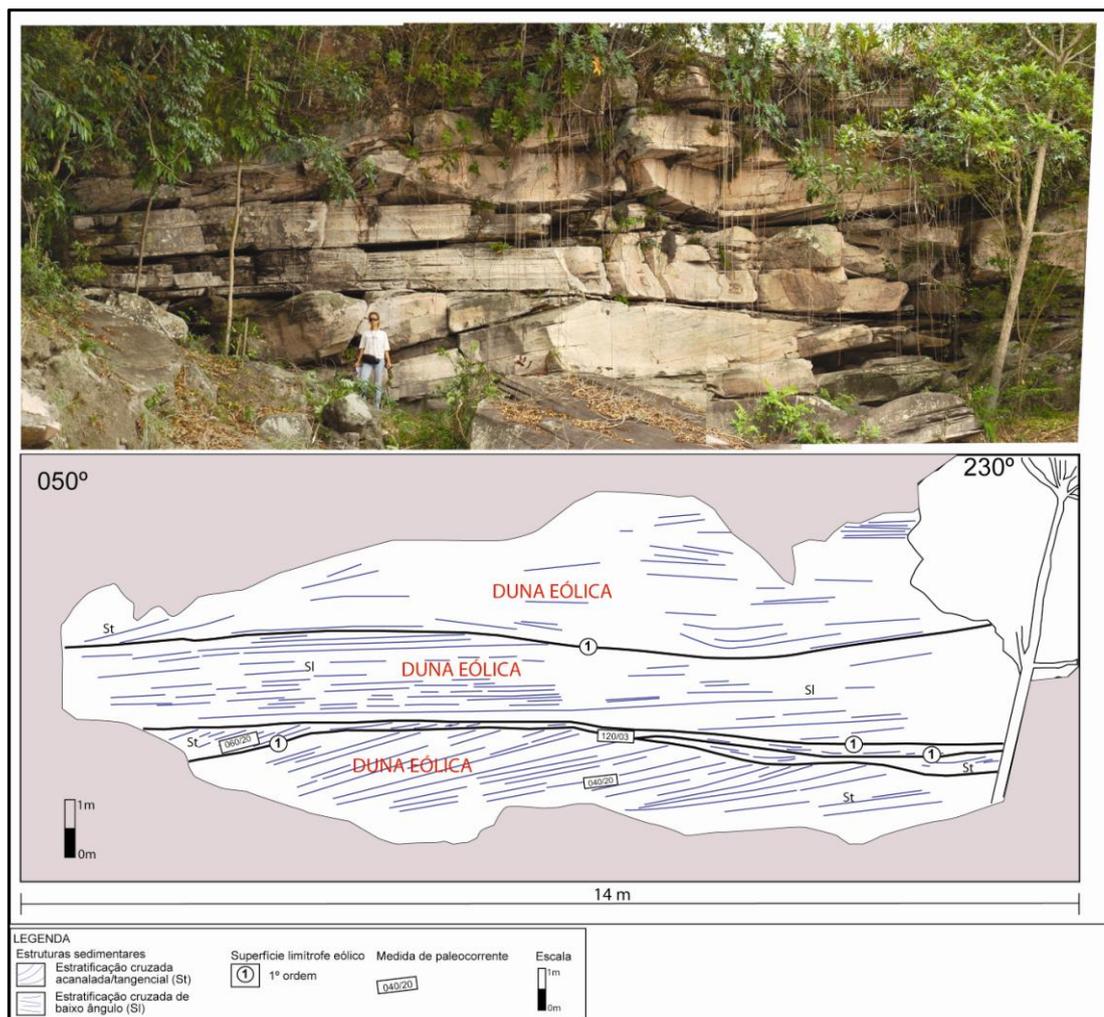


Figura 16. Fotomosaico do perfil B mostrando as superfícies de 1º ordem.

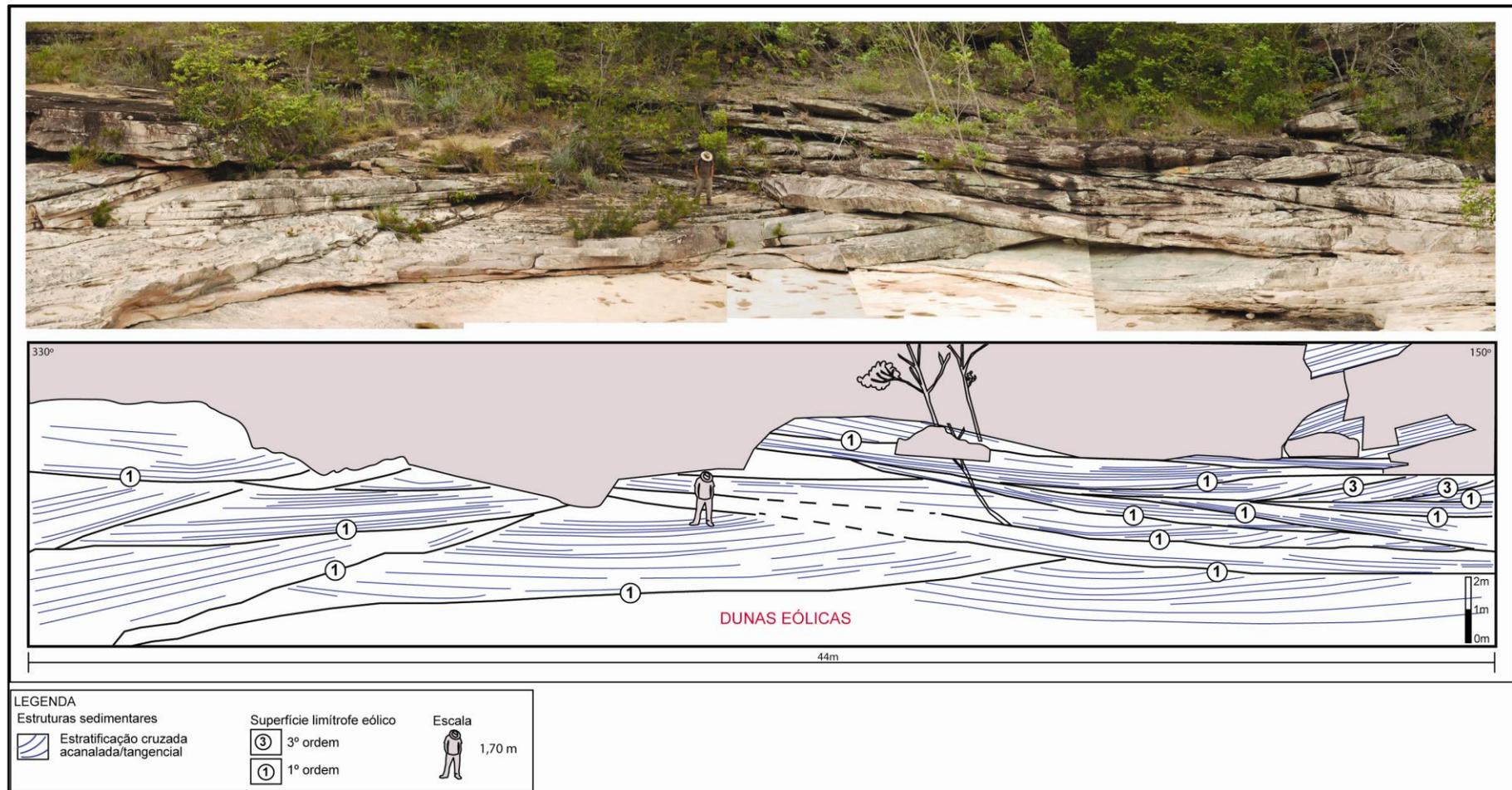


Figura 17. Fotomosaico interpretado mostrando as superfícies limítrofes eólicas de 1º e 3º ordem.

Associação de fácies de fluxos gravitacionais

Descrição

Compreendem pacotes de 4 a 5 metros de espessuras de conglomerados clasto-suportados, maciços (Gm), mal selecionados, que variam de seixo a matacões, predominando tamanho bloco. Apresentam matriz arenosa (médio a grossa). Ocorrem em camadas que variam de 0,5 a 2 metros de espessura e extensão lateral de dezenas de metros, formando corpos cascalhosos com geometria em lençol (Figura 18 A e B). Os clastos geralmente são subarredondados, sendo encontrados clastos angulosos e arredondados que variam de 1 cm até 100 cm de largura (Figura 18 C). A composição dos clastos é predominantemente de arenito e varia de tamanho seixo até matacão, ocorrendo também clastos de quartzitos brancos e verdes de tamanho seixo a bloco (Figura 18 C). Aparentemente os clastos não apresentam imbricação.

Interpretação

A natureza dos conglomerados clasto-suportados e mal selecionados indica uma deposição por fluxo coesivo, altamente viscoso com baixa mobilidade de origem subaérea (Larsen & Steel, 1978; Nemeč & Postma, 1993; Went, 2005). A falta significativa de imbricação causada pela colisão dos clastos e pela natureza desorganizada da fábrica sugere uma rápida deposição ou uma deposição por fluxos altamente viscosos (Feyter & Molenaar, 1984; Nemeč & Steel, 1984). A ocorrência de depósitos de conglomerados clasto-suportados com arenitos com estratos cruzados de baixo ângulo sotopostos, representa uma inundação desacelerante. O corpo cascalhoso com geometria em lençol registra um único evento de inundação deposicional, onde as inundações começam com a deposição de conglomerados clasto-suportados por fluxos coesivos seguidos pela deposição de arenitos com estratificação cruzada tangencial por fluxos aquosos de alta velocidade.

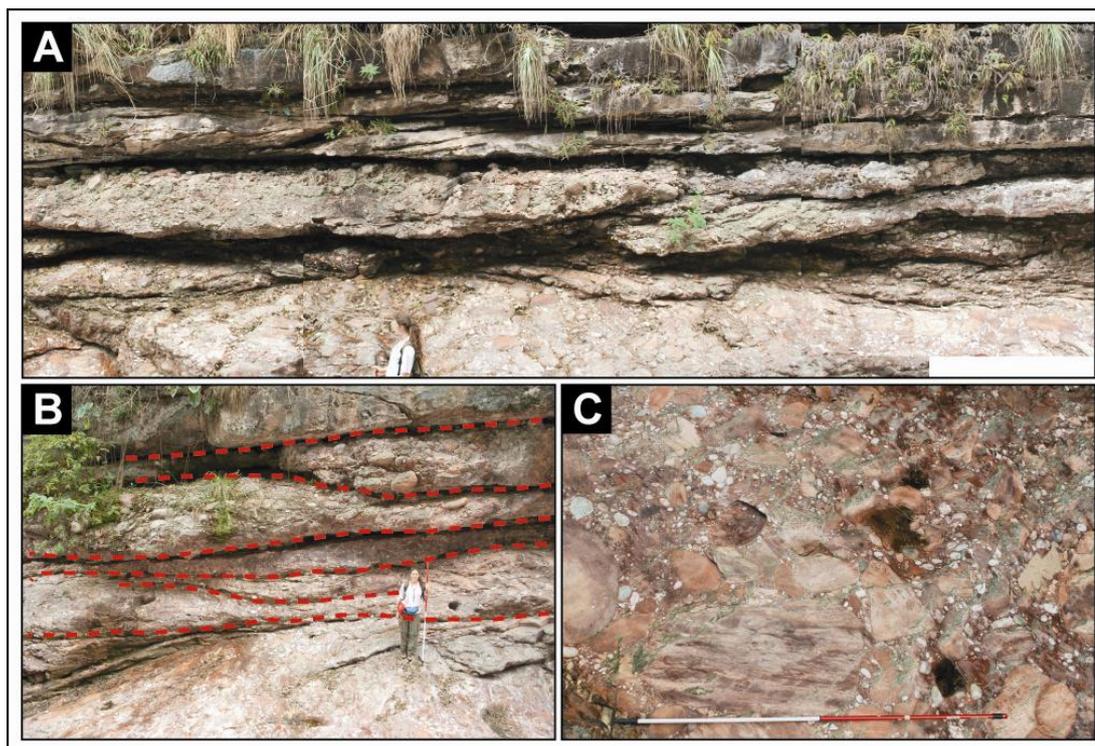


Figura 18. Associação de Fácies de Fluxos Gravitacionais: (A) Visão geral do afloramento, mostrando corpos com geometria tabular com grande extensão lateral; (B) Detalhe das camadas de conglomerados; (C) Detalhe do tamanho e composição dos clastos.

Associação de fácies de inundações em lençol cascalhosas

Descrição

Compreende conglomerados clasto-suportados maciços, mal selecionados que variam de grânulos a blocos, predominando tamanho seixo (litofácies Gm). Estes conglomerados gradam verticalmente para arenitos médios, moderadamente selecionados, maciços (litofácies Sm), com estratificação cruzada tangencial (Figura 19 A) ou com estratificação plano paralela (litofácies St e Sh) (Figura 19 B). O conjunto destas litofácies pode formar ciclos de granodecrescência ascendente (Figura 19 C).

Os conglomerados ocorrem dispostos em camadas tabulares e lenticulares (Figura 19 D) que variam de 10 a 30 centímetros de altura e extensão lateral de dezenas de metros, sendo comum observar a passagem lateral dos conglomerados para os arenitos. O contato basal das camadas geralmente é erosivo (Figura 19 E). Os clastos geralmente são subarredondados, mas variam de angulosos a arredondados (Figura 19 E). A composição dos clastos é predominantemente de arenitos, quartzitos brancos e verdes e raramente granítica. A matriz dos conglomerados é arenosa,

variando de tamanho areia médio a grossa. Os arenitos ocorrem em camadas com geometria tabular que variam de 10 a 60 centímetros e extensão lateral de dezenas de metros. Geralmente são erodidos pelas camadas de conglomerados (Figura 19 F).

Interpretação

A presença de conglomerados arenosos maciços associados com arenitos maciços, com estratificação cruzada tangencial ou com estratificação horizontal, dispostos em corpos arenosos com base erosiva e geometria tabular, que podem apresentar internamente granodecrescência ascendente sugere a deposição por correntes desconfinadas a fracamente desconfinadas, efêmeras e de alta energia (Nemec & Postma, 1993; Nemec & Steel, 1984; Blair, 2000). Analisando os estratos horizontais pode-se inferir que esta foi formada por formas de leito plano em ambiente subaquoso em condições de transição da energia de fluxo inferior a superior (Miall, 1996). Segundo Miall (1985), essa litofácies é mais comum ocorrer em arenitos finos a médios, onde a velocidade do fluxo é em torno de 1 m/s e a profundidade da lâmina da água varia entre 0.25 a 0.5 metros. A falta de estruturas visíveis na camada, o grau de seleção e a granulometria podem indicar que a litofácies Sm foi formada em ambiente aquoso por fluxos hiperconcentrados, ou pelo colapso dos bancos do canal ou também por modificações pós deposicionais associadas à fluidizações (Miall, 1996).

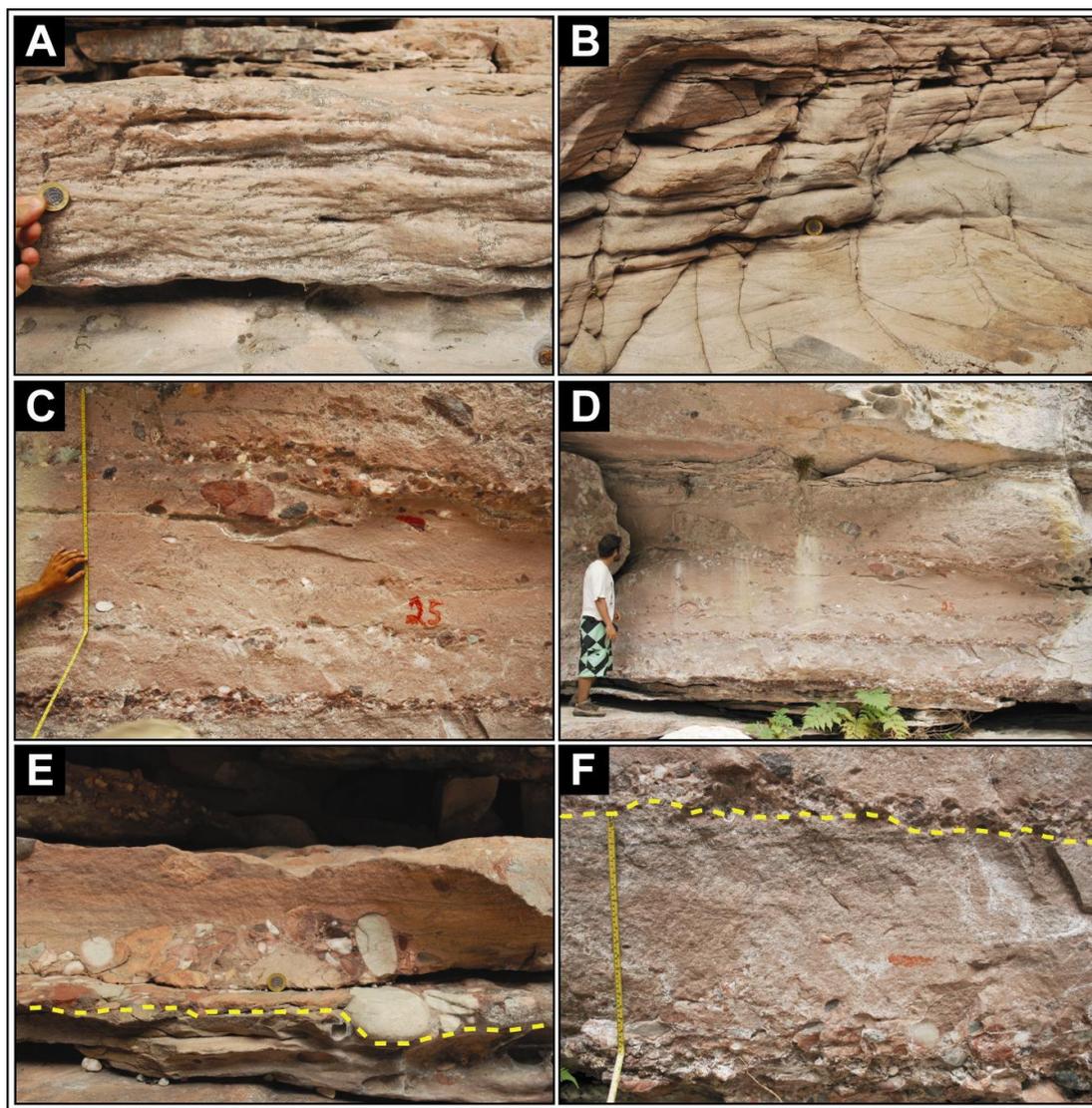


Figura 19. Associação de fácies Inundação em lençol cascalhoso: (A) Arenito médio com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte; (B) Arenito médio com estratificação plano paralela; (C) Litofácies Sm e Gm formando ciclos de granodecrescência ascendente; (D) Visão geral das camadas de conglomerado na forma tabular e lenticular; (E) Detalhe dos clastos do conglomerado e do contato basal erosivo da camada; (F) Detalhe do contato basal erosivo do conglomerado com as camadas de arenito.

Associação de fácies de inundações em lençol intermediárias

Descrição

Compreende corpos arenosos tabulares (Figura 20 A), com base plana não-erosiva a fracamente erosiva (Figura 20 B), com espessuras entre 2 e 10 metros, estendendo-se lateralmente por dezenas de metros. Internamente são compostos por arenitos quartzosos a subarcoseanos, médio a grossos, moderadamente a mal selecionados, subarredondados, com grânulos e pequenos seixos dispersos, ou em níveis centimétricos de conglomerados a grânulos (Figura 20 C). Estes arenitos ocorrem arranjados em ciclos com granodescrescência ascendente (Figura 20 D) ou

sem tendência bem definida. Os pacotes são geralmente preenchidos pelas litofácies Sl, Sh, St e Sr (Figura 20 E, F, G e H) que se sobrepõem em diferentes sucessões, sendo mais comuns as fácies Sl e/ou Sh na base, seguida pelas litofácies St e/ou Sr no topo.

Interpretação

Os arenitos em lençol têm a sua gênese vinculada a fluxos desconfinados com variações no regime de fluxo superior a inferior. Os extensos corpos em lençol preenchido por arenitos laminados ou com cruzadas de baixo ângulo são interpretados como produto de fluxos efêmeros lateralmente desconfinados que ao final da inundação sofrem rápida desaceleração permitindo o desenvolvimento de topos com marcas onduladas (Figura 20 F) (Tunbridge, 1981). Os corpos tabulares com estratificação cruzada tangencial (St, Figura 20 H) de médio porte representam a migração de dunas subaquosas 3D. As presenças destas dunas indicam variações no regime de fluxo entre as inundações.

A espessura reduzida dos ciclos, a boa seleção e a presença abundante de marcas onduladas sugerem tratar-se de porções distais das inundações em lençol, no entanto, como não há presença de pelitos associados, esta associação pode ser interpretada como a porção intermediária das inundações em lençol.

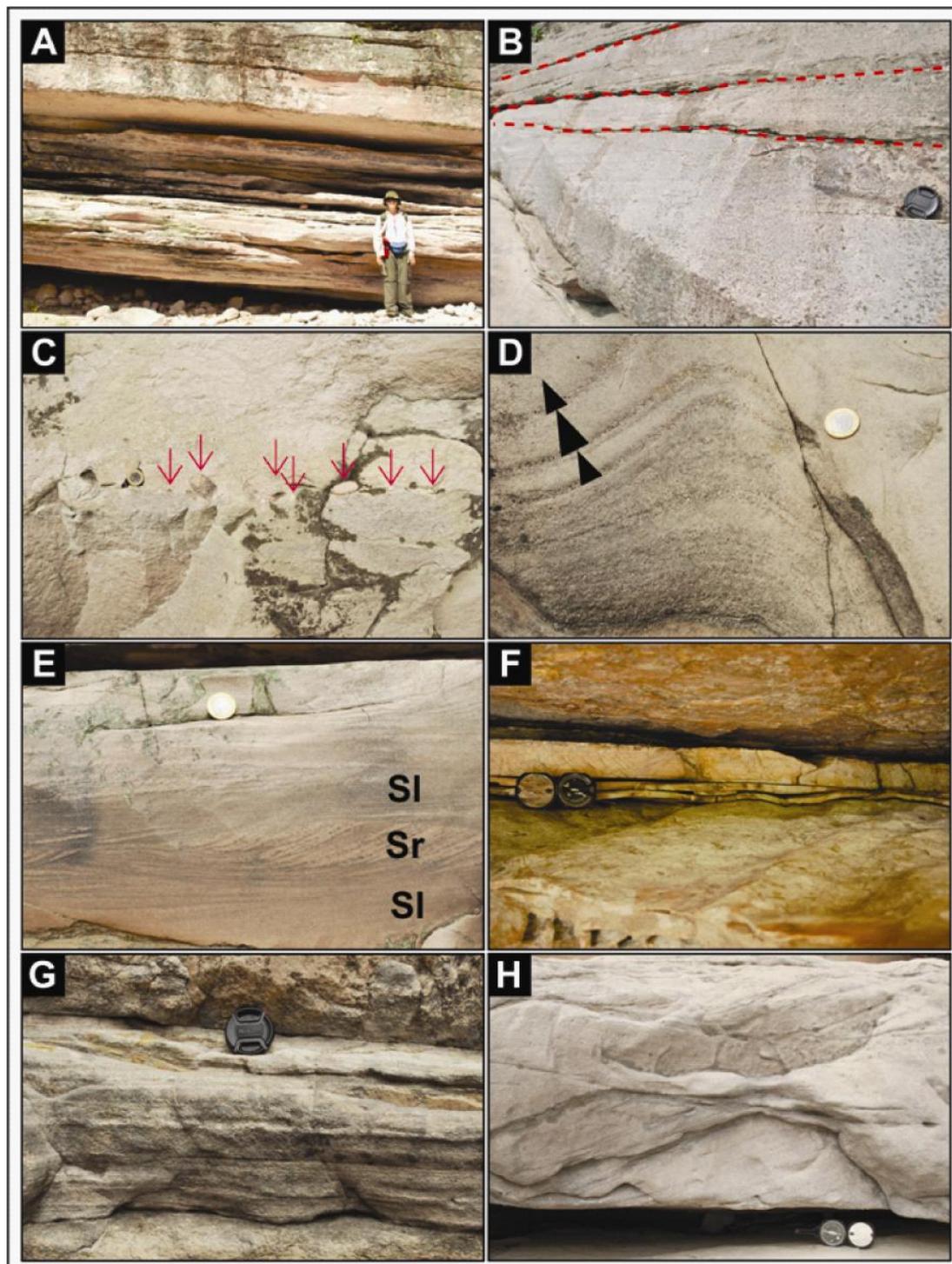


Figura 20. Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Intermediárias: (A) Corpos tabulares e apresentando grande extensão lateral; (B) Corpos arenosos em lençol com base fracamente erosiva ou plana; (C) Níveis de conglomerados a grânulos nos arenitos; (D) Detalhe da litofácie St, setas indicam gradação normal; (E) Ciclos SI-Sr representando variação no regime de fluxo, Litofácies SI que grada para litofácies Sr; (F) Detalhe da litofácies Sr; (G) Detalhe da litofácies Sh; (H) Litofácies St.

5.3. Hierarquia de superfícies dos depósitos fluviais

No intervalo fluvial estudado foram reconhecidas três ordens de superfícies classificadas de acordo com o esquema desenvolvido por Miall (1985, 1996) (Figura 21 e Figura 22). Cabe lembrar que o modelo de Miall (1996) prevê a existência de seis ordens de superfícies. A seguir serão apresentadas somente as três ordens identificadas em afloramento.

Superfícies de 1ª ordem

Na área de estudo, essa superfície encontra-se internamente a pacotes com as litofácies S1 e St, separando *sets* sobrepostos da mesma litofácies. Essas superfícies mostram-se planas e inclinadas com tamanho variando de 5 a 90 metros de extensão. Elas evidenciam sedimentação contínua, sem alteração nas condições do fluxo. São interpretadas como migração de formas de leito de mesma morfologia em condições de sedimentação sem alteração durante o período de deposição (Miall, 1996).

Superfícies de 2ª ordem

Esta superfície separa *sets* de litofácies distintas. No perfil B essas superfícies estão entre as litofácies S1 e St, já no perfil A elas aparecem entre as superfícies Sh e St, S1 e St. Elas apresentam de 5 a 20 metros de extensão, são planas e a inclinação varia desde baixo ângulo até alto ângulo de mergulho. Essa superfície indica mudanças nas condições do fluxo, porém não evidenciam um hiato temporal (Miall, 1996).

Superfícies de 5ª ordem

Essa superfície é formada pela incisão e/ou migração lateral de canais fluviais (Miall, 1985; 1996). Foi encontrada apenas uma superfície dessa ordem de grandeza, onde foi possível observá-la por mais de 90 metros de extensão. A superfície de 5ª ordem é plana e possui relevo erosivo, encontra-se marcada por um nível de seixos a blocos de até 4 cm de espessura. Abaixo dessa superfície encontram-se arenitos

médios de origem eólica e acima dessa encontra-se arenito médios com seixos dispersos, sendo formados pela migração de barras de meio de canal.

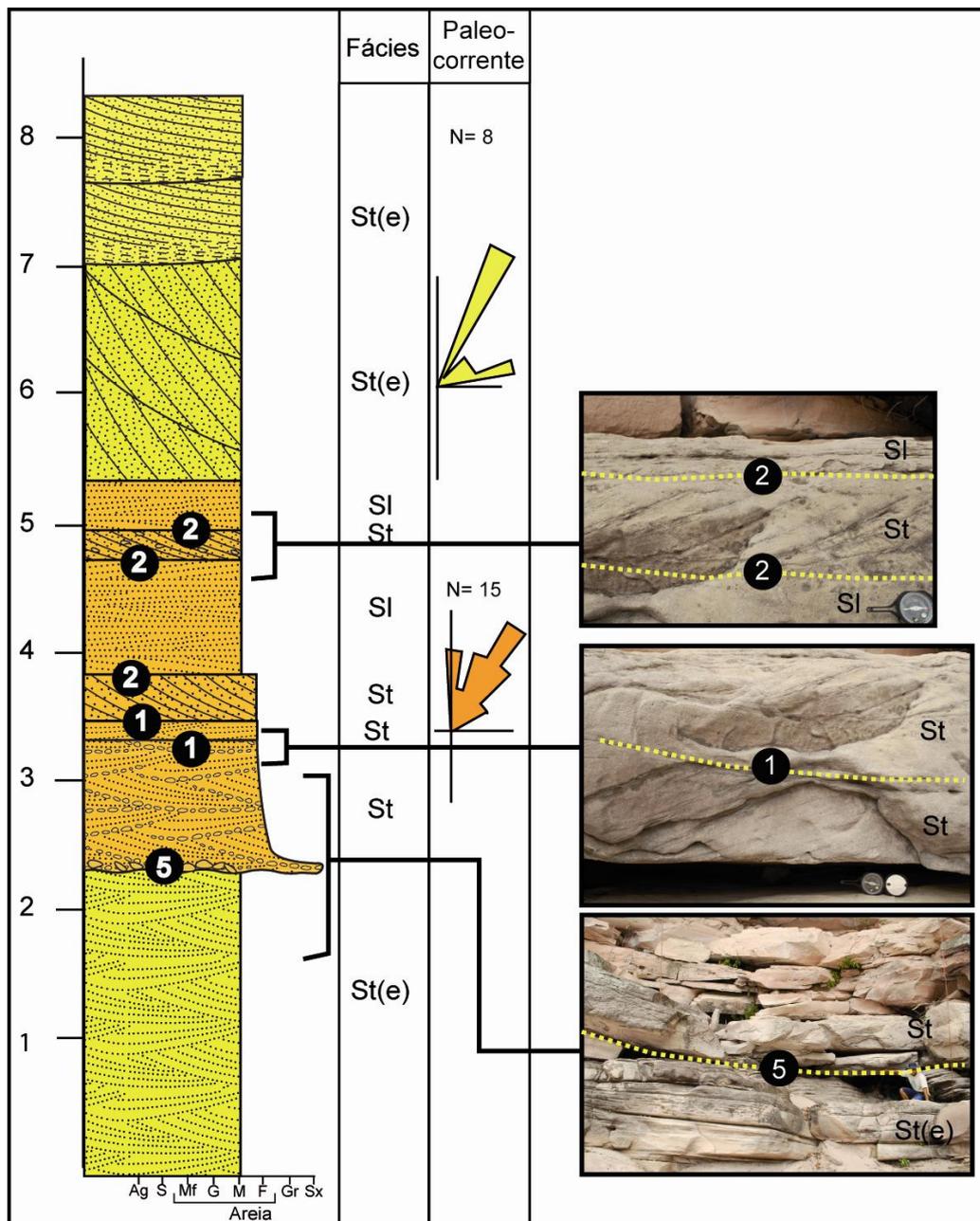


Figura 21. Perfil colunar B com superfícies limítrofes dos depósitos fluviais e eólicos.

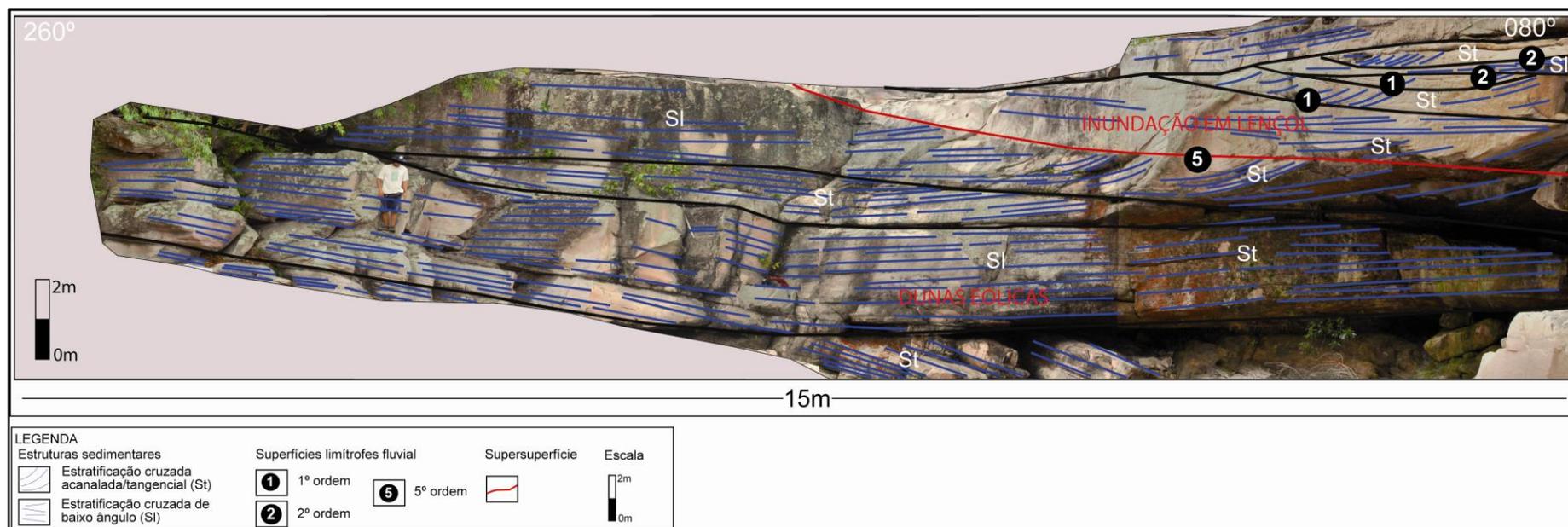


Figura 22. Fotomosaico do perfil B interpretado mostrando as superfícies limítrofes dos depósitos fluviais.

5.4. Arcabouço estratigráfico

Nesse capítulo serão discutidos as unidades deposicionais e relação das paleocorrentes.

Unidades Depositionais

A partir de dados de afloramentos e dois perfis colunares correlacionáveis lateralmente (Figura 23), foram identificadas cinco unidades deposicionais (Figura 24) que constituem a Formação Tombador na área de estudo. O critério utilizado para a separação dessas unidades baseia-se na identificação de superfícies que separam os depósitos eólicos dos fluviais ou vice-versa (Figura 24). Essas superfícies são classificadas como supersuperfícies e superfície *sand drift* e sua gênese será discutida nesse mesmo capítulo.

A unidade I, localizada na base da seção estratigráfica, forma pacotes eólicos com espessura em mínima de 2 metros sendo identificada apenas no perfil colunar B. É composta somente pela associação de fácies de dunas eólicas. O limite basal desta unidade não foi observado em afloramento, pois este se encontrava encoberto (Figura 23).

Sotoposto a este pacote eólico encontra-se a unidade II que é caracterizado por depósitos fluviais. É identificado no perfil colunar A e B, possuindo uma grande variação lateral em sua espessura. Esta unidade forma um pacote com geometria lenticular e tabular com espessura que varia de 0,5 a 21,5 metros, sendo constituído por três associações de fácies: associação de fácies de inundações em lençóis intermediários, fluxos gravitacionais e inundações em lençóis cascalhosas. O contato basal dessa unidade é identificado apenas no perfil colunar B (Figura 23) e é caracterizado por uma superfície (supersuperfície) suavemente ondulada (Figura 25).

A unidade III, identificada em ambos os perfis colunares, apresenta espessuras variando de 6,5 a 8 metros, sendo constituída essencialmente pela associação de fácies de dunas eólicas. Seu limite inferior é marcado por uma superfície plana a suavemente ondulada (Figura 25).

As unidades IV e V foram identificadas somente no perfil A (Figura 24), sendo constituídas, respectivamente, por depósitos fluviais e eólicos. A unidade IV possui uma espessura de cerca de 4,5 metros e é composta pela associação de fácies de inundação em lençol intermediário, sendo limitada na base uma superfície plana a fracamente erosiva (Figura 26). A unidade V apresenta uma espessura de aproximadamente 1,5 metros, contato basal plano (Figura 26), constituída pela associação de fácies de dunas eólicas.

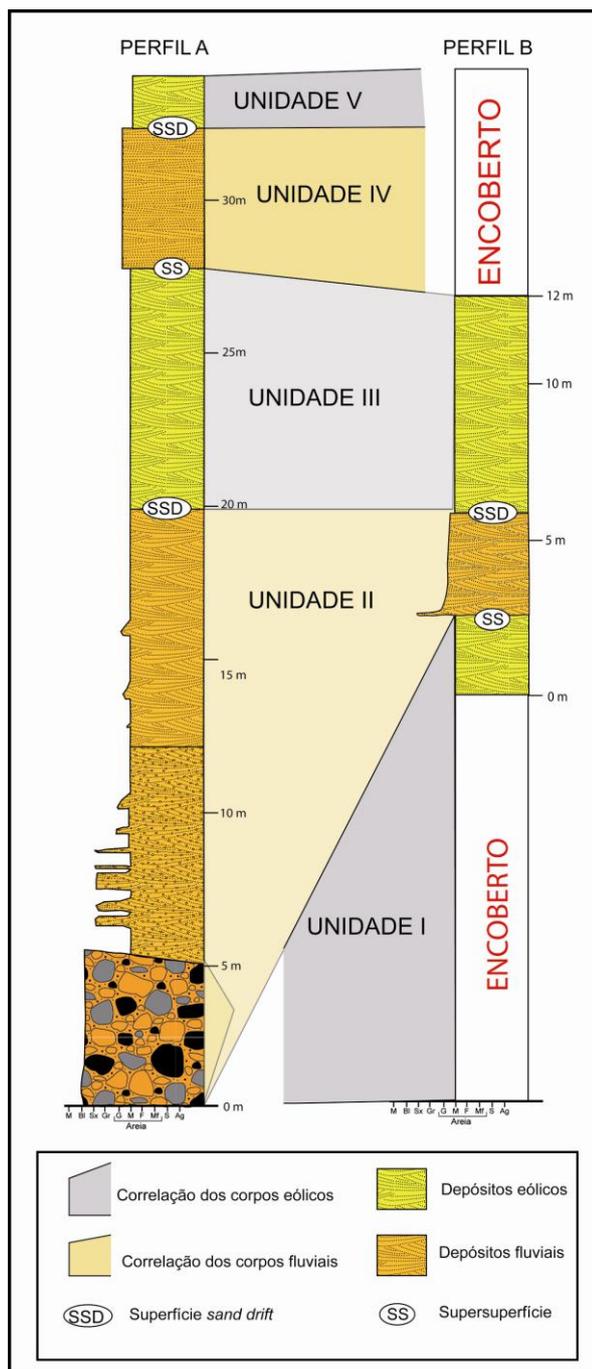


Figura 23. Perfis colunares esquemático, A e B, mostrando a correlação lateral entre eles.

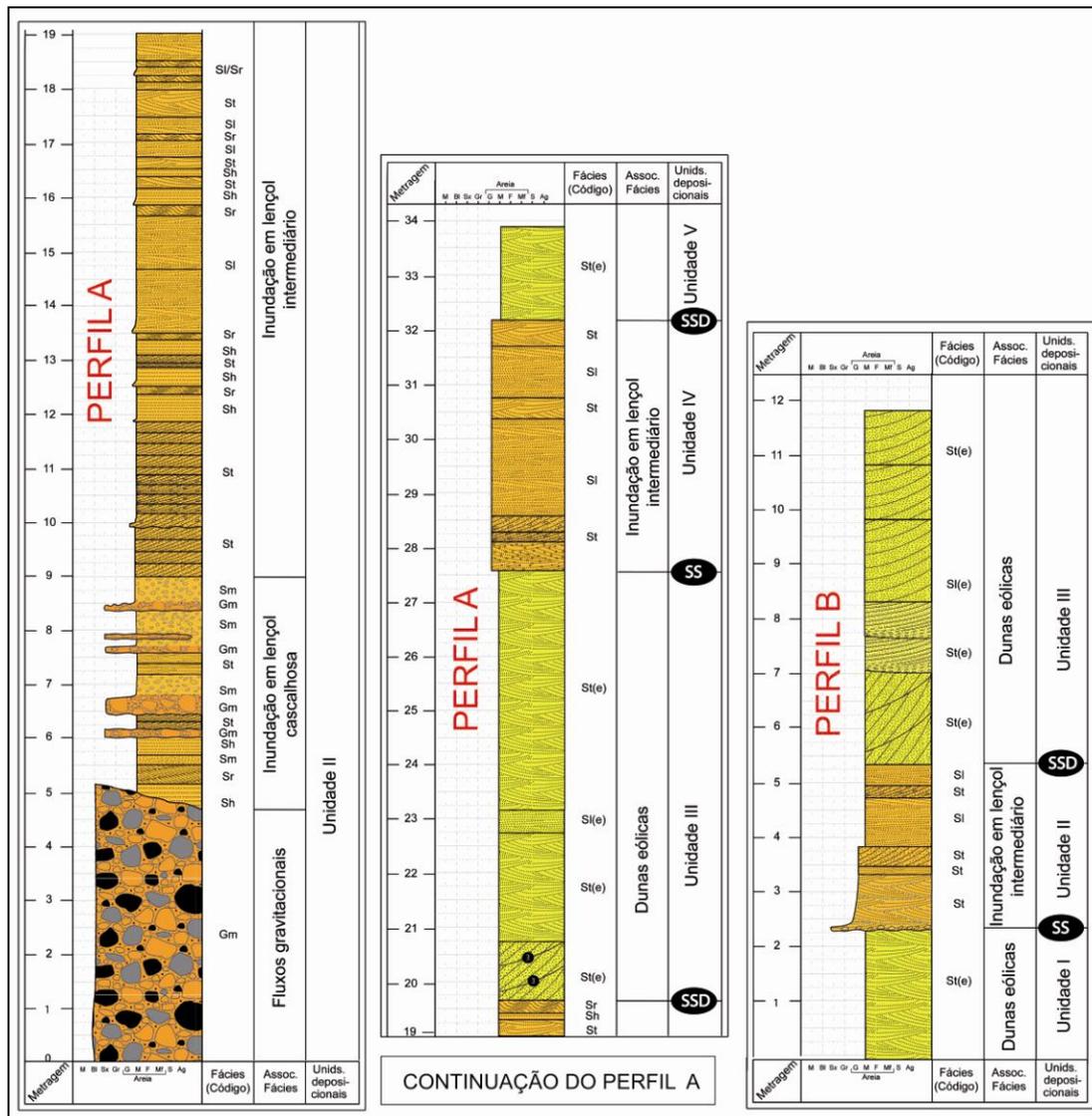


Figura 24. Perfis colunares, A e B, mostrando as cinco unidades deposicionais identificadas e suas superfícies limitantes, supersuperfície e superfície sand drift.

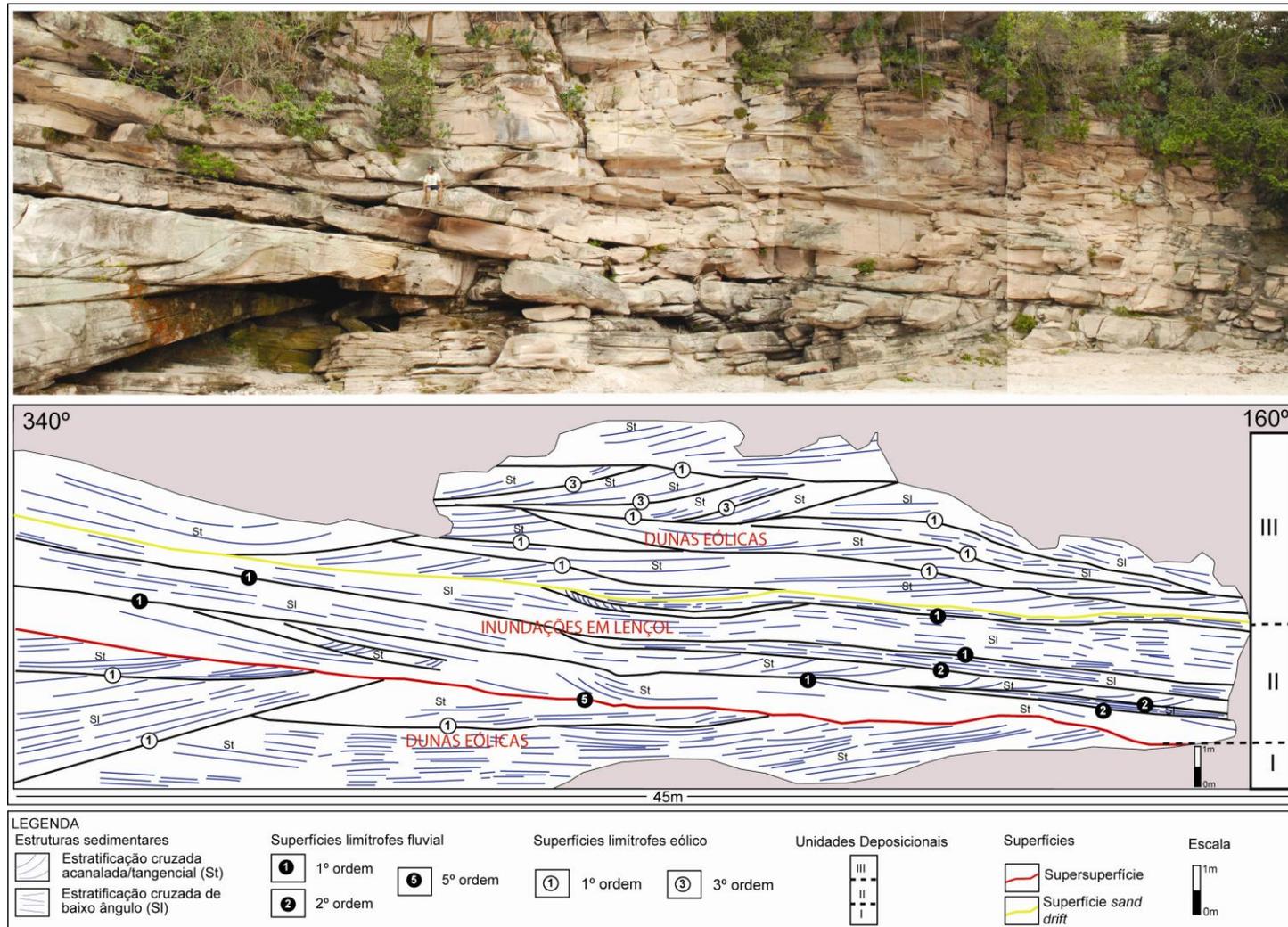


Figura 25. Fotomosaico interpretado mostrando as superfícies suavemente onduladas que limitam as Unidades I, II e III.

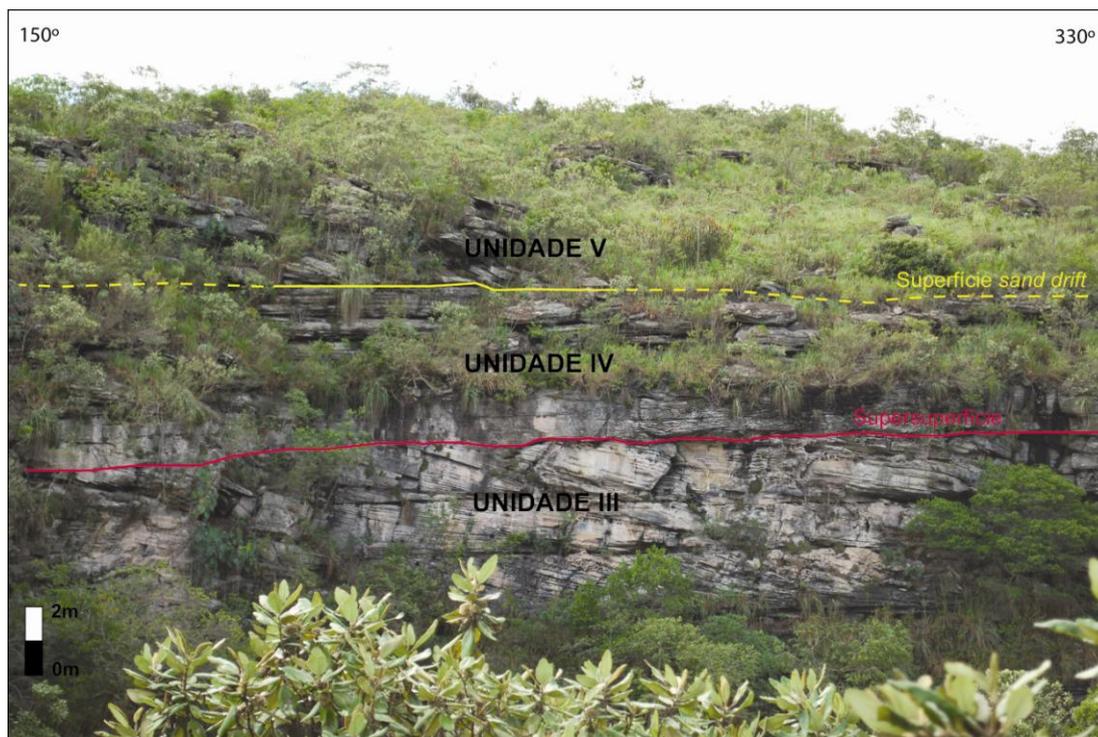


Figura 26. Fotomosaico mostrando o contato entre as unidades.

Relação das paleocorrentes

Os dados de paleocorrentes das diferentes unidades do intervalo estratigráfico são apresentados na (Figura 27). O sentido de mergulho dos estratos cruzados das dunas eólicas se mantém constante em todas unidades. Os dados apresentam uma dispersão que varia de NNE (030°) até ESE (120°) (Figura 27 C). Essas medidas indicam um valor médio de paleocorrentes para ENE (60°).

Nos depósitos fluviais o valor médio das paleocorrentes das diferentes associações de fácies tiveram resultados semelhantes mesmo obtendo padrão de dispersão diferente. A associação de fácies correspondente a inundação em lençol cascalhosa possui paleocorrentes que varia desde NNW (330°) até E (090°) com um valor médio para NNE (015°) (Figura 27) . Na associação de fácies de inundação em lençol intermediário as paleocorrentes variam de N (360°) até E (090°) com um valor médio de NNE (030°).

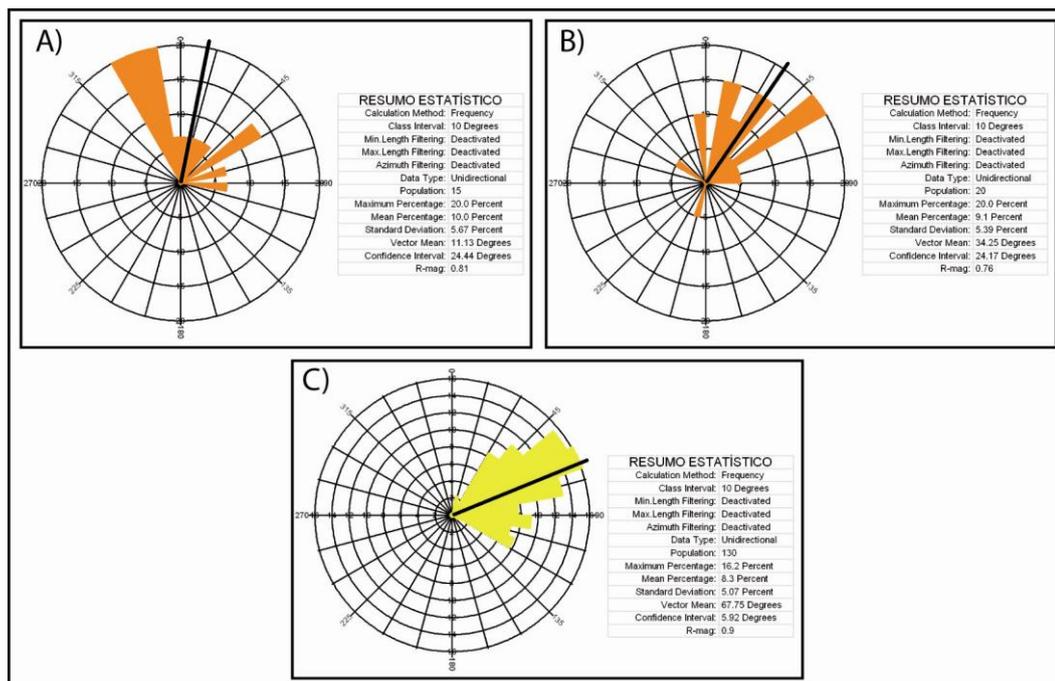


Figura 27. Diagrama de roseta mostrando as paleocorrentes das associações de fácies fluvial e eólica: A) Inundação em lençol cascalhoso; B) Inundação em lençol intermediário; C) Dunas eólicas.

5.4. Evolução Estratigráfica

As características sedimentológicas e dados paleocorrentes, e a natureza dos contatos entre as associações de fácies distintas, indicam que as dunas eólicas e as inundações em lençol representam episódios de acumulação distintas, em vez de migração lateral de ambientes coexistindo, são resultante de processos alocíclicos. Exemplos dessas evidências são vistas em bases das unidades fluviais onde formam superfícies planas e contínuas (Figura 25) observadas ao longo de 90 metros de extensão do afloramentos. Essa superfícies são fortemente truncados por depósitos eólicos que não mostram evidências de colapsos de dunas local, sugerindo a erosão da arenito anteriormente cimentado ou úmido. Além disso, os depósitos fluviais têm tendências de paleocorrentes na mesma direção de migração das dunas eólicas o que leva a concluir que os fluxos fluviais não eram controlados pela morfologia do campo de dunas eólicas, ou seja, não esses não ocorriam entre as dunas.

A sucessão estratigráfica estudada é caracterizada pela alternância de estratos eólicos e fluviais delimitada por superfícies que dividem a sucessão sedimentar em cinco unidades estratigráficas, que representam distintos episódios deposicionais na bacia..

A base da sucessão estratigráfica, unidade I, compreende dunas eólicas cavalgantes sem o desenvolvimento de depósitos de interdunas úmidas ou encharcadas, caracterizando um sistema eólico seco. (Kocurek & Havholm, 1993). Os sistemas eólicos secos se desenvolvem quando: o nível do lençol freático se mantém abaixo da superfície de deposição; a disponibilidade de areia seca, e a capacidade de transporte do vento, sejam altas (Figura 28). Acumulação em sistemas secos eólicos só se inicia após a superfície deposicional atingir uma condição de saturação de areia (Wilson, 1971). O truncamento de estratos eólicos e o desenvolvimento de uma superfície plana marcam o término da acumulação eólica. O desenvolvimento dessa superfície, designada supersuperfície (Kocurek, 1988), é resultado de processos deflacionários decorrentes de um balanço sedimentar negativo em resposta a uma diminuição no suprimento de areia ou um aumento na capacidade de transporte eólico dentro da bacia (Figura 28). O limite basal até onde a deflação pode operar é demarcado pela posição do lençol freático. O estabelecimento da sedimentação fluvial da Unidade II é marcado por uma subida do lençol freático que é acompanhada por um aumento do escoamento de águas superficiais, gerando, em decorrência da diminuição da capacidade de transporte de sedimentos *downstream*, o acúmulo de depósitos fluviais (Figura 28). Os depósitos de dunas eólicas pertencentes à Unidade III estão vinculados a uma queda do lençol freático, acompanhado por condições mais secas que diminuem a atividade fluvial. A progressiva deflação eólica sobre os sedimentos fluviais forma uma superfície planar chamada superfície sand drift (Figura 28). Com a progressiva deflação dos depósitos fluviais anteriores ocorre um aumento na disponibilidade para a construção e acumulação de dunas eólicas da Unidade III, retomando um ambiente supersaturado (Kocurek & Havholm, 1993).

Da mesma forma, os depósitos fluviais da Unidade IV e eólicos da Unidade V seguem a mesma lógica evolutiva discutida anteriormente.

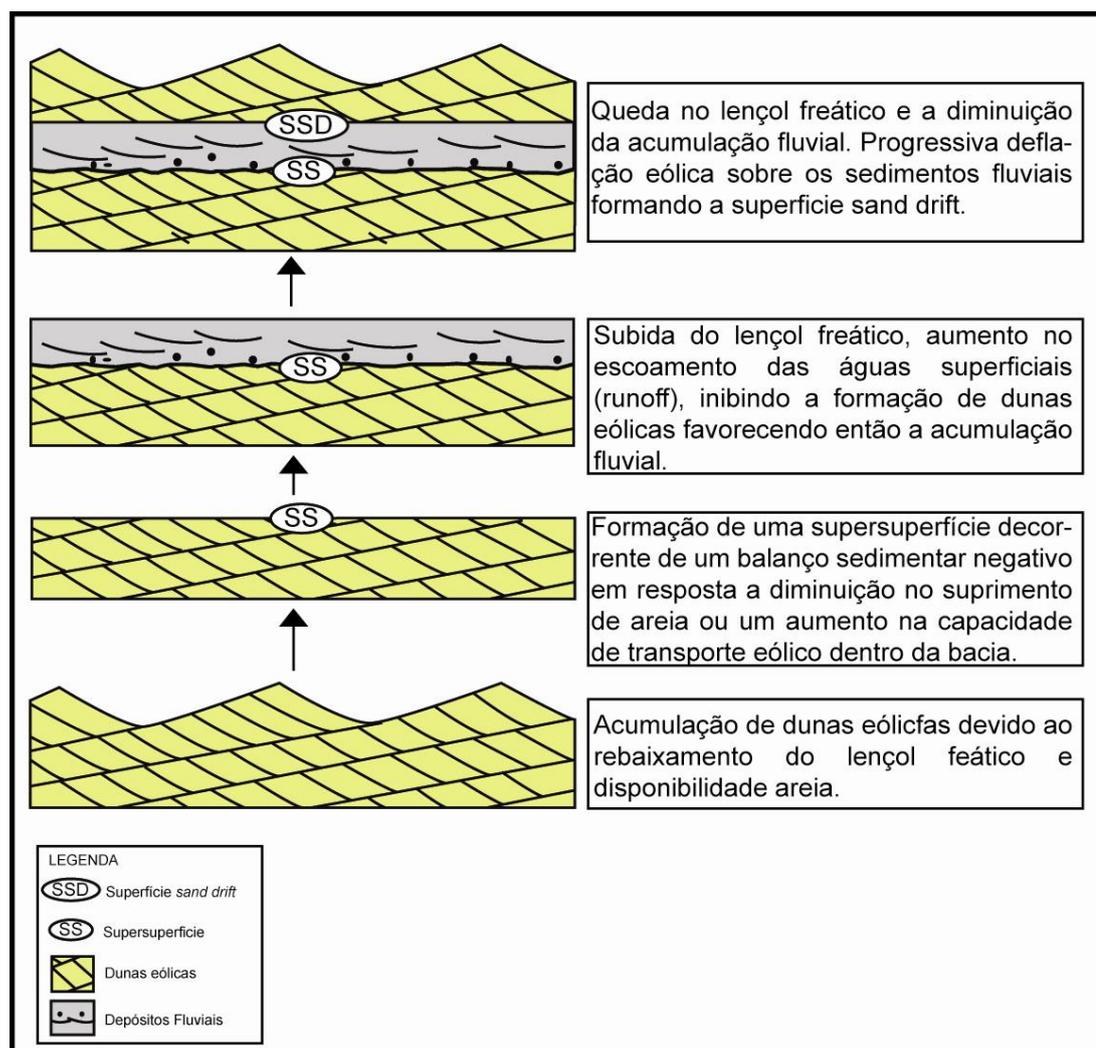


Figura 28. Modelo deposicional do sistema fluvio-eólico da Formação Tombador na área estudada. Adaptado de Scherer & Lavina (2005).

5.5. Controle da sedimentação

A alternância de períodos de acumulação e erosão em *ergs* pode ocorrer como resultado de mudanças relacionadas com eustasia, tectônicas e / ou clima (Kocurek, 1988). Esses fatores modificam o suprimento sedimentar fluvial e eólico, a disponibilidade de areia, a capacidade de transporte eólico e a posição do lençol freático, deste modo influenciando no regime eólico (Kocurek & Lancaster, 1999; Kocurek, 1999). A eustasia pode ser desconsiderada, pois o intervalo em estudo da Formação Tombador possui uma deposição distante de ambientes marinhos da costa. Portanto, o clima e / ou tectônicas são os prováveis controladores do acúmulo e preservação da sucessão sedimentar.

A tectônica pode desempenhar um papel importante na acumulação, uma vez que a subsidência da bacia provoca um aumento a longo prazo do nível do lençol freático, promovendo a preservação de sedimentos. A alternância de unidades fluviais e eólicas e o desenvolvimento das superfícies limítrofes podem ser interpretados como variações de alta frequência no lençol freático e no suprimento sedimentar decorrentes de oscilações climáticas (Figura 29), de forma similar aos modelos já descritos em sucessões similares à Formação Tombador (e.g. Clemmensen & Blakey, 1989; Clemmensen *et al.*, 1994; Yang & Nio, 1993; Howell & Mountney, 1997; Frederiksen *et al.*, 1998). Os períodos áridos são caracterizados pelo rebaixamento do lençol freático e, inicialmente, o desenvolvimento de superfície *sand drift*. A progressiva deflação eólica de sedimentos fluviais *upwind* aumenta o suprimento sedimentar eólico permitindo a acumulação de ergs na bacia sedimentar. A acumulação ocorre até o momento em que todo o sedimento fluvial armazenado *upwind* é exaurido, resultando na diminuição do suprimento sedimentar *downwind* e no conseqüente desenvolvimento de uma supersuperfície. A espessura de sedimentos eólicos preservados está diretamente relacionada à quantidade de subida relativa do lençol freático dada pela subsidência. Durante os períodos úmidos ocorre a uma subida do lençol freático. Este fato associado a uma diminuição da disponibilidade de areia seca e um aumento no *runoff*, inibindo a formação de ergs e favorecendo a acumulação de lençóis de areia e de depósitos fluviais.

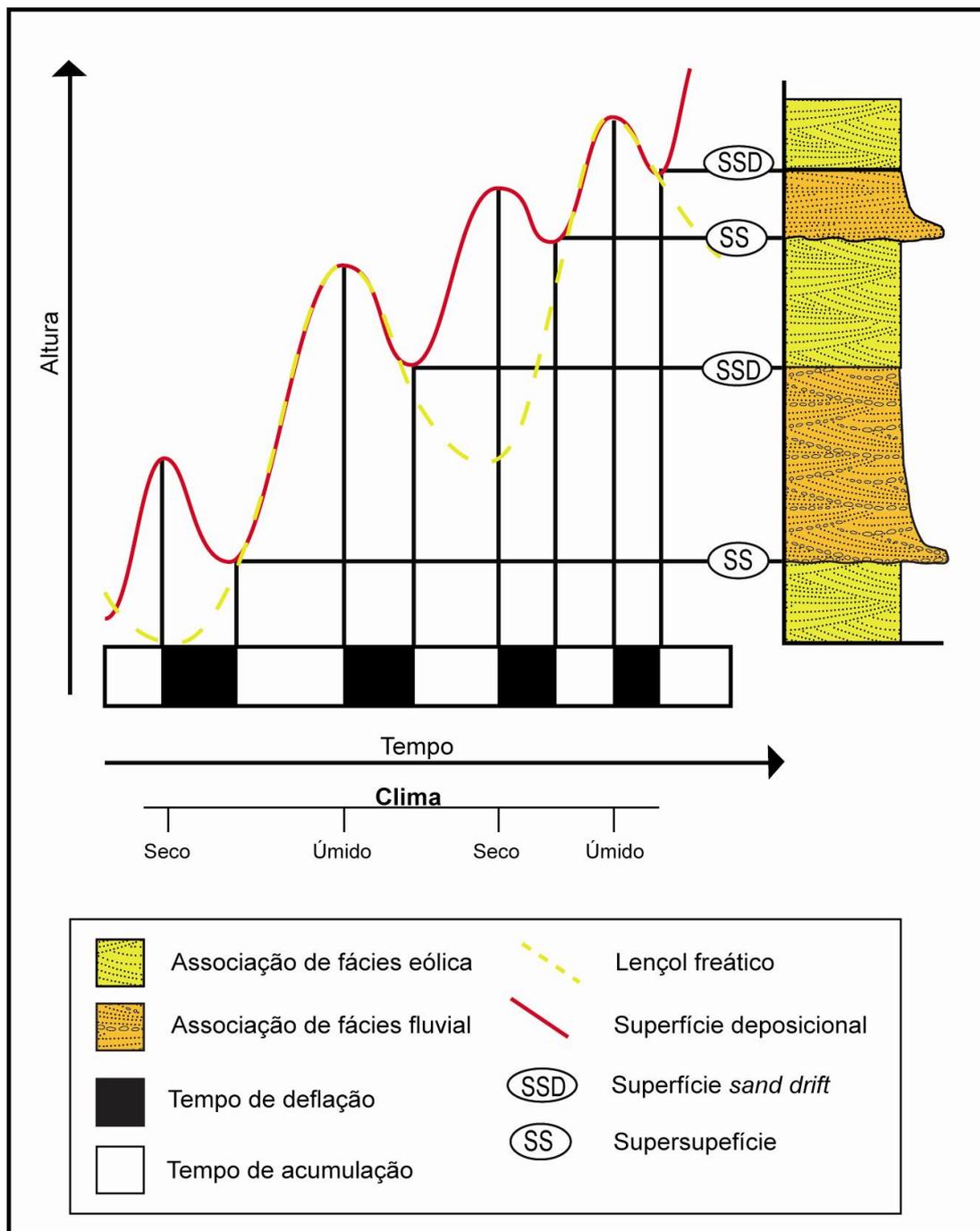


Figura 29. Esquema mostrando a relação entre a oscilação do lençol freático, as superfícies deposicionais e as associações de fácies. Adaptado de Scherer & Lavina (2005).

6. CONCLUSÕES

Os pontos-chave das conclusões obtidas a partir da discussão do trabalho são os seguintes:

- Foram identificadas nove litofácies, agrupadas em quatro associações de fácies: Associação de Fácies de Fluxos Gravitacionais; Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Cascalhosas; Associação de Fácies de Inundações em Lençóis Intermediário; Associação de Fácies de Dunas Eólicas.
- No intervalo fluvial estudado foram reconhecidas três ordens de superfícies classificadas de acordo com o esquema desenvolvido por Miall (1985): 1^a, 2^a e 5^a ordem.
- Foram identificadas cinco unidades deposicionais que constituem a Formação Tombador na área de estudo.
- A natureza abrupta dos limites entre as unidades deposicionais e a presença de superfícies de deflação (tanto supersuperfície e superfícies *sand drift*), refletem pausas (hiatos) no acúmulo de sedimentos .
- A alternância entre as unidades fluvial e eólica e o desenvolvimento das superfícies limitantes são controladas por oscilações climáticas. Tais oscilações climáticas controlam a posição do lençol freático, a disponibilidade de areia seca.

- Períodos áridas - queda lençol freático - disponibilidade de areia para a criação de dunas.
- Períodos úmidos- lençol freático sobe - diminuição na disponibilidade de areia seca e favorecimento a acumulação fluvial.
- Características sedimentológicas e dados palaeocorrentes, e a natureza dos contatos entre as associações de fácies distintas, indicam que as dunas eólicas e as inundações em lençol representam episódios de acumulação distintas, em vez de migração lateral de ambientes coexistindo, são resultante de processos alocíclicos.

7. REFERÊNCIAS

- BLAIR, T.C. 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California, *Sedimentary Geology*, v. 132, pp. 233–262.
- BRITO NEVES B.B.; KAWASHITA K. & DELHAL J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 9, i. 1, pp.71-85.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G., TORQUATO, J. R. F. 1980. Evolução Geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. & Duarte, F. B. (Orgs.). 1980. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos*. v. 3, Salvador, SME/CPM, p. 1-101.
- BROOKFIELD, M. E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, v. 24, pp. 303-332.
- CLEMMENSEN, L.B. & BLAKEY, R.C. 1989. Erg deposits in the Lower Jurassic Wingate Sandstone, northeastern Arizona: oblique dune sedimentation. *Sedimentology*, 36, 449-470.
- CLEMMENSEN, L.B., OXNEVAD, I.E.I. AND BOER, P.L. 1994. Climatic control on ancient desert sedimentation: some Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and western interior of USA. In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (Eds D.L. Boer and D.E. Smith), IAS Spec. Pub., 19, 19–29.

- DANDERFER A., DE WAELE B., PEDREIRA A., NALINI H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, 170:116-128.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. Em: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. eds. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG. p. 137-159
- FEYTER, A.J., MOLENAAR, N. 1984. Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin. Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.54, pp.746–758.
- FREDERIKSEN, K.S., CLEMMENSEN, L.B. AND LAWAEZT, H.S. 1998. Sequence architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Arran. Scotland *J. Geol. Soc. London*, 155, 677–683.
- HAMPSON, G.J. & HOWELL, J.A. 2005. Sedimentologic and geomorphic characterization of ancient wave-dominated deltaic shorelines; Upper Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, USA. In: Giosan, L. & Bhattacharya, J.P. (eds) *River Deltas – Concepts, Models and Examples*. Society for Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 83, 133–154.
- HERRIES, R.D. (1993) Contrasting styles of fluvial–Aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta- Navajo Transition, Northeastern Arizona, USA. In: *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs* (Eds C.P. North and J.D. Prosser), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 73, 199– 218.
- HOWELL, J.A. AND MOUNTNEY, N.P. (1997) Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the Southern North Sea. In: *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential* (Eds K. Ziegler, P. Turner and S.R. Daines), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 123, 63–86.
- HUNTER, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, v.24, p.361-387.
- HUNTER, R.E.; RICHMOND, B.M. & Alpha, T. 1983. Storm-controlled oblique dunes of the oregon coast. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1450-1465.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1.000.000. CPM, Salvador, 137 p. Jardim de Sá, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: Um exemplo de tectônica

- intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. En: Inda, H.A.V. .; Marinho, M.M. & Duarte, F.R. eds. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, CPM BA. v.4, p. 111-120 (Textos Básicos).
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e a faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In: Inda; H.A.V.; Marinho, M.M. & Duarte, F.R. eds. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, CPM BA. v.4, p. 111-120 (Textos Básicos).
- JARDIM-DE-SÁ E.F., BARTELS R.L., BRITO NEVES B.B. & MCREATH I. 1976. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, v.29, Anais, pp. 205-227.
- KOCUREK, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sed. Geol.*, 56, 193–206.
- KOCUREK, G. 1990. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.19, p.43-75.
- KOCUREK, G. AND HAVHOLM, K. 1993 Eolian sequence stratigraphy– a conceptual framework. In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications* (Eds P. Weimer and H.W. Posamentier), AAPG Mem., 58, 393– 409.
- KOCUREK, G. 1996. Desert aeolian systems. In: READING, H. G. (Ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p.125- 153.
- KOCUREK, G. 1999 The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one). In: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms* (Eds A. Goudie and I. Livingstone), pp. 239–259. John Wiley & Sons, New York.
- KOCUREK, G. AND LANCASTER, N. 1999 Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46, 505–516.
- LARSEN, V., STEEL, R.J. 1978. The sedimentary history of a debris flow-dominated Devonian alluvial fan: a study of textural inversion. *Sedimentology*, v.25, pp.37–59

- MCCLAY, K. R., 1987. The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook. Nova York, Toronto, Open University Press e Halsted Press. 160p.
- MENDES, J. C. 1984. Elementos de Estratigrafia. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, n. 22, p. 261–308.
- MIALL, A. D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2 ed. New York: Springer. 668 p.
- MIALL, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. New York: Springer-Verlag. 582 p.
- MIALL, A.D. 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. New perspectives in basin analysis, Berlin, Springer-Verlag, p.67-81.
- MONTEIRO, M.D.; CARVALHO, M.P. de & CONCEIÇÃO FILHO, V.M. 1984. Caracterização faciológica e sistemas deposicionais do Grupo Chapada Diamantina. Em: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, v.3, p.1090-1105.
- MOUTINHO DA COSTA L.A. & INDA H.A. V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, v.2,p.13-18.
- NORTH, C.P., AND PROSSER, D.J., 1993, Characterization of fluvial and Aeolian reservoirs: Problems and approaches, in North, C.P., and Prosser, D.J., eds., Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs: Geological Society of London, Special Publication 73, p. 1–6.
- NEMEC, W. & POSTMA, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M. & Puigdefábregas, C. (eds.): Alluvial sedimentation. International Association of Sedimentologists Special Publication, v.17, pp.235-276.
- NEMEC, W., STEEL, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), Sedimentology of Gravels and Conglomerates: Can. Soc. of Petrol. Geol. Mem., v.10, pp.1–31.

- PEDREIRA, A. J. C. L. D., 1994. O supergrupo espinhaço Na chapada diamantina centro - oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. 1994. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de geociências, curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo
- SCHERER, C M S ; LAVINA, E. L 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of eolian-fluvial strata of the Late Jurassic - Early Cretaceous Guará Formation, Southern Brazil. *Sedimentology* (Amsterdam), London, v. 52, p. 1323-1341, 2005.
- SCHERER, C.M.S 2004. Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos. Apostila do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. 151 p.
- TUCKER, M. E. 1982. *The Field Description of Sedimentary Rocks*. England: Open University Press. 112 p.
- TUNBRIDGE, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation – some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology*, v.28, pp.79-95.
- 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 Canada, Canadá. p. 1-14
- WENT, D.J. 2005. Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, v.52, pp.693–713.
- WILSON, I.G. 1971 Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.*, 137, 180–189.
- 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, v. 3. p. 22-24.
- WIZEVICH, M. C. 1992. Sedimentology of Pennsylvanian quartzose sandstones of the Lee Formation, central Appalachian Basin: fluvial interpretation based on lateral profile analysis. *Sedimentary Geology*, n. 78, p. 1 – 47.

YANG, C.S. AND NIO, S.D. (1993) Application of high-resolution sequence stratigraphy to the Upper Rotliegend in the Netherlands offshore. In: *Siciliclastic Sequence Stratigraphy* (Eds P. Weimer and H.W. Possamentier), AAPG Mem.,58, 285–316.