



**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS
DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO
ESPINHAÇO - BA**

Porto Alegre, 2012

EZEQUIEL GALVÃO DE SOUZA

**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS
DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO
ESPINHAÇO - 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.

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

Supervisora: Geól. Manoela Bettarel Bállico

Porto Alegre, 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Souza, Ezequiel Galvão de

Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica da
Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço - BA. /
Ezequiel Galvão de Souza. - Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2012.

[84 f.] il.

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

Orientador: Claiton M. S. Scherer

1. Formação Mangabeira. 2. Depósitos eólicos.
3. Proterozóico. 4. Ciclicidade deposicional. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS -
Brasil CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001

Fone: +55 51 3308-6329

Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Verso da folha de rosto contendo a ficha catalográfica da monografia, de acordo com as normas da Biblioteca do IGEO-UFRGS.

E-mail: bibigeo@ufrgs.br

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 **ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO ESPINHAÇO - BA**, elaborado por **EZEQUIEL GALVÃO DE SOUZA**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Elírio E. Toldo Jr.

Prof. Dr. Juliano Kúchle

*Ao meu pai,
pelo carinho e liberdade que sempre me proporcionou.
À minha mãe,
por me mostrar o valor de ser uma pessoa melhor a cada dia.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço aqui àqueles que de alguma maneira contribuíram para que eu seja a pessoa que sou hoje. Chego até aqui, não trilhando o caminho sozinho, mas sim com o apoio de meus familiares, amigos e colegas.

Pai, obrigado por todas as dicas, ensinamentos e principalmente por me mostrar o quanto é bom termos o coração grande e abraçarmos o mundo sem objeção. Obrigado por estar sempre disposto a ajudar e pelas caronas acompanhadas da saudosa frase: "Mãe pensando que eu sou táxi?". Mãe, obrigado por ser essa pessoa que quer sempre o melhor para todos, pelo carinho e amor inesgotável, pelas companhias madrugadas adentro cochilando no sofá enquanto eu trabalhava e, é claro, pelas maravilhosas jantas que sempre aprontou. Amo vocês e sou grato por tudo que me fizeram até hoje, sempre me mostrando caminhos, ideais e virtudes.

Muito obrigado aos meus irmãos pelos exemplos de vida que são para mim. Cada um de vocês, com suas virtudes e seus defeitos, me ensinou e me ensina muita coisa, e é nisso que eu me baseio.

Agradeço à Gabi pela compreensão, carinho e amor. Por ser essa companheira que esteve sempre disposta a me ajudar. Por me trazer equilíbrio, me mostrar outros pontos de vista e me fazer feliz. Tu és muito importante na minha vida, e a cada dia que passa tu me surpreende mais. Te amo e obrigado.

Agradeço aos meus amigos que estiveram sempre ao meu lado, estando perto ou distante, sempre sendo sinceros e torcendo por mim, assim como eu torço por vocês. Thiago, Natal, Alemão, Dyogo, Filipinho, Dudu, Bruno, Paulista, Seco, Bino, Lekinho, Éverton, e Paulinho: Muito Obrigado!

Agradeço também aos amigos e colegas de curso do CAEG por todas as ideias, geológicas ou não, trocadas durante os intervalos, por toda experiência vivenciada nas atividades do centro acadêmico e fora delas. Maurício, Guto, Thales, Amós, Lucas, Andreas, Vicente, Camila, Jesus, Dóda, Thamy, Aldén, Fontana, Cristão, Taffarel, Sandro, Daniel, Gregory, Betinho, Borba, Pirita, e todos os outros que fazem parte dessa família geológica que vou levar pra sempre comigo.

Agradeço aos colegas da Faixa 7: Giuseppe, João Rodrigo e Marco, pela experiência inigualável que foi mapear a Várzea do Capivarita, sempre com bom humor, dedicação e, principalmente, amizade. Agradeço também aos colegas Heiny, Gustavo, Samuel e Maciel pelos momentos únicos que proporcionaram os ~~aféris~~ ~~aféris~~.

Agradeço aos Professores Pedro Juchem e Ruy Philipp pelo conhecimento e orientação que me passaram. Agradeço aos Professores Karin Goldberg e De Ros pela ajuda e disponibilidade sempre que procurei.

Agradeço a todos colegas do departamento de estratigrafia, colegas de trabalho e verdadeiros amigos: Olavo, Fábio, Adriano, Carlinhos, Duda, João, Carrel, Naty, Rê, Aninha, Juliano, Ale, Tiago, Tati e Dorval. Agradeço também ao meu orientador Claiton e minha supervisora Manoela pela paciência que tiveram comigo e por tudo aquilo que me ensinaram e me fizeram pensar geologicamente.

*A mente que se abre para uma nova ideia,
jamais retorna ao seu tamanho original.*

Albert Einstein

RESUMO

Depósitos eólicos proterozóicos são extremamente raros no registro geológico, existindo poucas bacias no globo que apresentam estratos preservados desta idade. Consequentemente, os estudos destes depósitos são poucos devido à dificuldade de reconhecimento das fácies em terrenos antigos sujeitos à deformação e/ou ao grau avançado de diagênese. A Formação Mangabeira (Mesoproterozóico, Supergrupo Espinhaço/BA) consiste em uma exceção, na qual os depósitos eólicos estão bem preservados e pouco alterados, sendo possível o reconhecimento dos aspectos texturais e estruturais dos litotipos. Diante disso, o presente trabalho traz a caracterização faciológica detalhada de afloramentos chave da Formação Mangabeira, localizados próximos à cidade de Seabra/BA, buscando a reconstrução do sistema deposicional eólico mesoproterozóico. Para tal objetivo, foram levantados 58 m de perfis colunares em dois afloramentos, constituídos por sete litofácies distintas (St, Sm, Sr, Fl, St(e), Sl(e) e Sa(e)) que se organizam em quatro associações faciológicas: i) dunas e interdunas eólicas; ii) lençóis de areia eólicos secos; iii) lençóis de areia úmidos; e iv) canal fluvial. A partir da análise petrográfica em amostras dos lençóis de areia úmidos, foi possível constatar que a litofácies Sa(e) apresenta suas estruturas sedimentares induzidas por atividade microbiana. Além disso, foi realizado o levantamento gamaespectrométrico das associações faciológicas, a fim de atribuir assinaturas espectrais para as mesmas. Com o empilhamento vertical das associações de fácies foi possível definir intervalos deposicionais de aumento e diminuição da umidade para o topo (*wetting or drying-upward*), constituídos por ciclos deposicionais de alta frequência. Os intervalos de *wetting-upward* estão condicionados a uma elevação no nível do lençol freático e uma consequente redução da disponibilidade de areia para formação de dunas. Os intervalos de *drying-upward* representam uma queda do nível do lençol freático, aumentando a disponibilidade de areia e a subsequente acumulação do campo de dunas eólicas. Estas alternâncias cíclicas de condições deposicionais podem estar vinculadas a ciclos orbitais (ciclos de Milankovitch), refletindo movimentos de precessão e de excentricidade da Terra, durante o Mesoproterozóico, que podem ter influenciado tanto o clima, quanto o nível eustático.

Palavras-Chave: Formação Mangabeira. Depósitos eólicos. Proterozóico.

ABSTRACT

Proterozoic aeolian deposits are rare in the geological record, there are few basins on the globe that have preserved this age strata. Therefore, studies of these deposits are scarce due to the difficulty of recognizing facies in ancient successions subject to deformation and/or advanced degree of diagenesis. The Mangabeira Formation (Mesoproterozoic, Espinhaço Supergroup/BA) consists an exception, which aeolian deposits are well preserved and little altered, being possible recognition of textural and structural aspects of lithotypes. This work aims a detailed facies characterization of key outcrops of Mangabeira Formation, located near of Seabra/BA city, seeking the reconstruction of mesoproterozoic aeolian depositional system. For this purpose, 58 m of columnar sections in two outcrops were built. The facies analysis comprises the recognition of seven individual lithofacies (St, Sm, Sr, Fl, St(e), Sl(e) and Sa(e)) that can be grouped in four facies associations: i) aeolian dunes and interdunes; ii) dry aeolian sand sheet; iii) wet sand sheet; and iv) fluvial channel. Petrographic analysis of wet sand sheet samples (lithofacies Sa(e)) showed microbially induced sedimentary structures. Furthermore, gamma spectrometric data of facies associations were collected, looking for spectral signatures. The vertical stacking of facies associations allowed define wetting or drying-upward depositional intervals, defining high frequency depositional cycles. Intervals of wetting-upward are conditioned to a rise in water table level and a consequent decrease of sand available to dune formation. Intervals of drying-upward represent a fall in water table level, increasing sand available to erg accumulation. These cyclic alternations of depositional conditions may be linked to orbital cycles (Milankovitch cycles), reflecting precession and eccentricity movements of Earth during Mesoproterozoic, which may have influenced both the climate and the eustatic level.

Key-words: Mangabeira Formation. Aeolian deposits. Proterozoic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico do Cráton São Francisco. Extraído de Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi <i>et al.</i> , 2001).....	19
Figura 2: Coluna estratigráfica da Bacia Espinhaço. Modificado de Guimarães (2008).....	20
Figura 3: Coluna estratigráfica composta da Formação Mangabeira. Extraído de Pedreira, (1994).....	21
Figura 4: Localização dos afloramentos levantados. Coordenadas UTM dos pontos: MGB-001: 197259mE / 8624434mN; MGB-002: 199316mE / 8624747mN.	25
Figura 5: Mapa geológico da Chapa Diamantina. Base geológica: CPRM. .	26
Figura 6: Ilustração da evolução da Bacia do Epinhaço. Extraído de Guimarães (2008).....	28
Figura 7: Classificação granulométrica, conforme Wentworth (1922).....	33
Figura 8: Modelo para levantamento de perfil colunar em campo.	34
Figura 9: Ilustrações mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção pois o campo de visão da câmera aumenta com a distância. Quanto à posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. (Modificado de Wizevich, 1991).	36
Figura 10: Aparelho gamaespectrométrico modelo RS-230 <i>Super Spec</i> , cedido pela UFSC.....	37
Figura 11: Perfil colunar digitalizado a partir do dado levantado em trabalho de campo. A figura na escala correta está em anexo.	40
Figura 12: Fotos das litofácies encontradas nos afloramentos. A e B) Litofácies St(e) com estratos cruzados tangenciais eólicos de grande e médio porte; C) Litofácies Sl(e) com laminações de marcas onduladas eólicas bem marcadas; D) Litofácies Sa(e) intercalando-se com arenitos maciços da litofácies Sm; E) Pequena espessura e o alto grau de alteração das litofácies Fl; F) Estratos cruzados tangenciais aquosos de pequeno porte. Não foi	

possível obter uma fotografia melhor desses estratos devido ao alto grau de intemperismo. 42

Figura 13: Algumas das variações nas estruturas encontradas na fácies Sa(e). Notar a variação na forma dos *drapes* de lama, podendo ser desorientados (A), rugosos mesclando-se com areias grossas (B), côncavos (C), formando *ripples* (D), com caudas dispersivas (E), bifurcados e crenulados (F), dispostos em lâminas subhorizontais espaçadas (G), e lâminas rugosas difusas (H). A escala na fotografia A tem cerca de 5 cm. . 44

Figura 14: A) Folhelhos da Formação *Newland* (Mesoproterozóico, Montana/USA) com laminações *wavy-crinkly* produzidas por esteiras microbianas bentônicas. Os níveis mais claros são interpretados como camadas originadas por fluxos ou tempestades eventuais. Extraído de Schieber (1986); B) Desenho ilustrativo representando a intercalação entre camadas de silte/argila e material microbiano, refletindo intervalos de crescimento das esteiras interrompidos por breves eventos de sedimentação. Extraído de Schieber (1999); C e D) As setas indicam níveis bem marcados de granulometria fina e com superfície abrupta e corrugada, encontradas nas amostras coletadas; E) Camada de granulometria mais fina, com dimensões relativamente maiores e a superfície corrugada (setas). 45

Figura 15: A) Transição a partir de superfícies bioestabilizadas não erodidas em pacotes de *ripples*; as cristas das *ripples* misturam-se lateralmente com a superfície (Mellum Island, costa do Mar do Norte/Alemanha). Foto de Noffke; B) Superfície de uma planície de maré arenosa com pequenas *ripples* assimétricas cobertas por um biofilme levemente crescente (Icapui/NE do Brasil). Foto de B. Petzelberger; C) *Cracks* em uma fina esteira microbiana sobre argilas (Salinas, Costa da Bretanha/França). Foto de J. Gifford; D) Água coberta por protuberâncias microbianas marcando rachaduras poligonais (Salinas Lanzarote, Ilhas Canárias/Espanha). Foto de K. Dunajtschik-Piewak; E) Biofilme microbiano rachado devido ao ressecamento e com bolhas de gás indicando a atividade metabólica (Djerba/Tunísia). Foto de Noffke; F) *Wind-ripples* em sedimentos lamosos com microbiais, formando cordões paralelos alongados (Bahar Alouane/Tunísia). Foto de Noffke. Modificado de Gerdes (2007). 46

Figura 16: Comparação do comportamento de carga de uma camada de silte sem microbiais (A) com uma com presença de microbiais (B). Em A o silte é capaz de afundar na camada argilosa, formando pequenas *pillows* (setas brancas), enquanto em B a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa forma leves depressões. Amostras de folhelhos da Formação Newland (Mesoproterozóico, Montana/USA). Extraído de Schieber (2007). Em C e D, lâminas deste estudo, observa-se a ocorrência destas leves saliências, provocadas pela carga de areias sobre a camada mais fina, composta por silte e argila. 47

Figura 17: A) Superfície rugosa (setas) que contrasta com as laminações abaixo. Esta morfologia é sobreposta em *ripples* de maior escala e são possivelmente de origem microbiana; B) Esquema mostrando o contraste de *ripples* irregulares na superfície com a morfologia rugosa originada por microbiais. Extraído de Schieber (1999); C) Amostras deste estudo com laminações rugosas (setas); D) Detalhe da figura C, onde é possível observar a rugosidade da lâmina siltosa. E) Fotomosaico ilustrando a rugosidade e formato ondulado da esteira microbiana. 48

Figura 18: A) Diagrama ilustrando características que podem se desenvolver onde os substratos arenosos são colonizados por esteiras microbianas. Modificado de Schieber (1999); B) Lâmina deste estudo com lamelas de minerais pesados junto ao nível siltoso; C) Lamelas de minerais pesados curvadas e dispersas em porção de granulometria mais fina; D) Lamelas de minerais pesados estreitas e dispersas na rocha. 49

Figura 19: Interpretação de fotomosaico no afloramento MGB-002, destacando as superfícies de reativação, ou de 3ª ordem, e sua ciclicidade. 54

Figura 20: Fotomosaicos interpretados representando as associações de litofácies encontradas. A) Detalhe das laminações transladantes cavalgantes, litofáciesSl(e); B) Arenito maciços com níveis grossos; C) Detalhe da litofácies Sa(e)/Sm; D) Arenito com estratos cruzados tangenciais de grande porte, litofáciesSt(e); E) Detalhe da bimodalidade dos arenitos; F) Intraclastos argilosos na base dos pacotes de St; G) Fotomosaico interpretado a figura 19. O retângulo tracejado representa a vista oposta da foto G. 55

Figura 21: Gráfico de dispersão K x Th, obtido a partir das medidas efetuadas em campo.	57
Figura 22: Gráfico de dispersão K x U, obtido a partir das medidas efetuadas em campo.	58
Figura 23: Perfil colunar associado com as curvas multi-espectrais e ciclos estabelecidos a partir da variação na razão de associações de litofácies de dunas eólicas/lençóis de areia úmidas. Notar que as unidades são compostas por ciclos de alta frequência de <i>dry-wetting upward</i> . A figura em escala correta está em anexo.	59
Figura 24: Modelo conceitual de migração do <i>erg</i> . As divisões são baseadas nos tipos e escalas dos estratos eólicos, natureza do ambiente deposicional adjacente, e o sentido inferido dos estratos cruzados. A coluna ilustra uma sequência de <i>erg</i> ideal. Extraído de Porter (1986).....	60
Figura 25: Imagens obtidas a partir do <i>software</i> Google Earth do deserto do Catar. A) Nota-se a variedade de tipos de depósitos presentes no <i>erg</i> ; B) Os depósitos úmidos ocorrem com maior frequência próximo à margem costeira, porém, é possível observar este tipo de depósito a quilômetros da margem; C) Os depósitos de interdunas úmidas e secas ocorrem simultaneamente.....	62
Figura 26: Ciclos de alta frequência encontrados no perfil colunar levantado. Estes ciclos são determinados pela mudança nas condições da superfície deposicional. O modelo ideal ilustra como seria um ciclo completo de <i>dry/wetting-upward</i> . Notar que as sucessões encontradas são constituídas por variações faciológicas.....	63
Figura 27: Diferentes sucessões verticais observadas no intervalo estudado da Fm. Mangabeira e o desenvolvimento de supersuperfícies e superfícies de <i>sand-drift</i>	66
Figura 28: Relação entre as oscilações do nível do lençol freático e as diferentes sucessões verticais observadas no intervalo estudado. A tendência de subida do nível do lençol freático está vinculada à atividade tectônica, enquanto as oscilações de maior frequência podem estar relacionadas a mudanças climáticas ou variações no n.r.m.	71

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Parte do código de fácies proposto por Miall (1996).....	32
Quadro 2: Síntese das litofácies encontradas em campo.	41

LISTA DE ABREVIATURAS

Ba: Bilhões de anos;

CBPM: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral;

cm: centímetros;

CSF: Cráton São Francisco;

EPS: *Extracelular polymer substances*;

Fm: Formação;

l.a.u: Lençol de areia úmido;

m: metros;

mm: milímetros;

Ma: Milhões de anos;

MISS: *Microbially induced sedimentary structures*;

n.r.m.: Nível relativo do mar

UFSC: Universidade Federal de Santa Catarina

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1. Objetivos	16
2. ESTADO DA ARTE E CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	18
2.1. Revisão bibliográfica sobre a Formação Mangabeira:	18
2.2. Revisão Bibliográfica sobre sistemas eólicos:	22
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	25
4. CONTEXTO GEOLÓGICO	27
5. METODOLOGIA	29
5.1. Levantamento bibliográfico	29
5.2. Trabalhos de campo	29
5.3. Análise faciológica	30
5.4. Perfis colunares	31
5.5. Fotomosaicos	33
5.6. Levantamento gamaespectrométrico	35
5.7. Microscopia óptica	38
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
6.1. Perfis colunares	39
6.2. Descrições de litofácies	39
6.3. Microscopia óptica	42
6.4. Associações de fácies	50
6.5. Assinatura das associações de fácies em perfis de raios gama	56
6.1. Sistema deposicional	58
6.2. Ciclicidade sedimentar	61
6.3. Modelo estratigráfico	64
6.4. Fatores controladores	69
7. CONCLUSÕES	72
8. REFERÊNCIAS	74

1. INTRODUÇÃO

Os processos eólicos foram abundantes no passado geológico da Terra, principalmente antes do aparecimento das plantas terrestres (e.g. Eriksson & Simpson, 1998), o que possibilitava o seu domínio. Estes processos ocorrem em uma variedade de ambientes deposicionais, incluindo regiões litorâneas, planícies aluviais e desertos, sendo mais desenvolvidos em regiões subtropicais áridas.

Segundo Scherer (2004), os depósitos eólicos abundantes no registro geológico são caracterizados principalmente por arenitos esbranquiçados ou avermelhados dispostos na forma de grandes conjuntos de estratificações cruzadas. Apesar de tais estruturas terem fascinado os sedimentólogos desde o final do século passado, poucos estudos sobre processos eólicos foram desenvolvidos até a década de 70. Um dos grandes problemas consistia no estabelecimento de critérios sedimentológicos confiáveis que possibilitassem a separação de formas de leito originadas a partir de fluxos aquosos daquelas formadas pela ação do vento. Esta separação só foi possível devido aos trabalhos pioneiros de Bigarella (1972), McKee & Bigarella, (1972), Hunter (1977), Brookfield (1977, 1979), Hubert & Mertz (1980), McKee & Bigarella (1979), Kocurek & Dott (1981), Fryberger & Schenk (1981), Ahlbrandt & Fryberger (1982), entre outros, que propiciaram a compreensão dos diferentes tipos de estratificações resultantes da ação do vento.

Entretanto, depósitos eólicos proterozóicos são extremamente raros no registro geológico, existindo poucas bacias no globo que apresentam

estratos preservados desta idade. De acordo com Eriksson & Simpson (1998), a distribuição global dos depósitos eólicos pré-cambrianos encontrados até hoje está concentrada nas regiões do Canadá, África do Sul, Austrália e Estados Unidos. Segundo o mesmo, a razão para a escassez desses depósitos pode estar relacionada a inúmeros fatores, dentre eles o possível retrabalhamento por depósitos fluviais, erosão durante transgressões e o não reconhecimento das fácies. Algumas sucessões sedimentares desta idade foram submetidas ao metamorfismo, por consequência, modificando as estruturas primárias diagnósticas na identificação de depósitos eólicos.

A Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971) é caracterizada por arenitos fluviais na base sobrepostos por arenitos eólicos, e carece de estudos detalhados de cunho estratigráfico e sedimentológico. Em decorrência disso, o presente estudo busca uma reconstrução da arquitetura deposicional, assim como o entendimento dos mecanismos controladores de sucessões eólicas de idade proterozóica. Ou seja, o estudo da Fm. Mangabeira permitirá a compreensão de um período onde os depósitos eólicos são pouco conhecidos na história da Terra, além de contribuir para o aumento do volume de dados utilizados no reconhecimento de rochas desta idade e enriquecer o acervo de dados da Formação.

1.1. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização faciológica e estratigráfica de detalhe do sistema eólico da Fm. Mangabeira. Esta unidade encontra-se muito bem preservada e pouco alterada, permitindo o reconhecimento dos aspectos texturais e estruturais dos litotipos. Entre os objetivos específicos destacam-se:

- Definição das fácies, associações de fácies, padrões de paleocorrentes e modelo deposicional do sistema eólico;
- Caracterização de ciclos sedimentares de alta frequência, a partir da definição de tendências de aumento e diminuição da umidade para o topo (*dry and wetting upward*);

- Entendimento dos fatores que controlam a deposição, acumulação e preservação de depósitos eólicos da Fm. Mangabeira.

Além disso, estima-se que o resultado deste trabalho venha ampliar a compreensão de um período pouco conhecido e também contribuir para o enriquecimento do estudo da Fm. Mangabeira, já que esta carece de estudos de detalhe.

2. ESTADO DA ARTE E CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

2.1. Revisão bibliográfica sobre a Formação Mangabeira:

As rochas da Fm. Mangabeira a serem estudadas pertencem ao Supergrupo Espinhaço (éon Proterozóico). Esta unidade aflora no Cráton São Francisco (Domínio Chapada Diamantina), definido por Almeida *et al.* (1977). O Cráton do São Francisco (CSF) representa um extenso núcleo estabilizado ao término do Ciclo Transamazônico (final do Proterozóico Inferior), margeado por regiões que sofreram movimentações durante o Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior), os chamados cinturões móveis Brasileiros (Fig. 1). Segundo Barbosa *et al.* (2003) o Cráton é truncado por um rifte abortado, orientado segundo N-S, no qual se depositaram os protólitos dos Supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico).

Durante o Mesoproterozóico, um sistema de forças em regime extensivo conduziu a um adelgaçamento da litosfera continental que se traduziu, nas partes superiores desta, através da ruptura da crosta frágil. Desenvolveu-se então um processo de rifteamento que resultou na instalação de uma ampla bacia de extensão onde se depositou o Supergrupo Espinhaço (Dussin *et al.*, 1995). Conforme Guimarães (2008), neste rifte cinco sequências deposicionais se acumularam, sendo elas: Rio dos Remédios - Paraguaçu, Tombador - Caboclo e Morro do Chapéu

(Província Chapada Diamantina), além das seqüências da Borda Leste, Espinhaço e Gentio (Província do Espinhaço Setentrional). O Bloco do Paramirim, situado entre as duas províncias, provavelmente atuou como alto no interior da bacia (Dominguez, 1993).

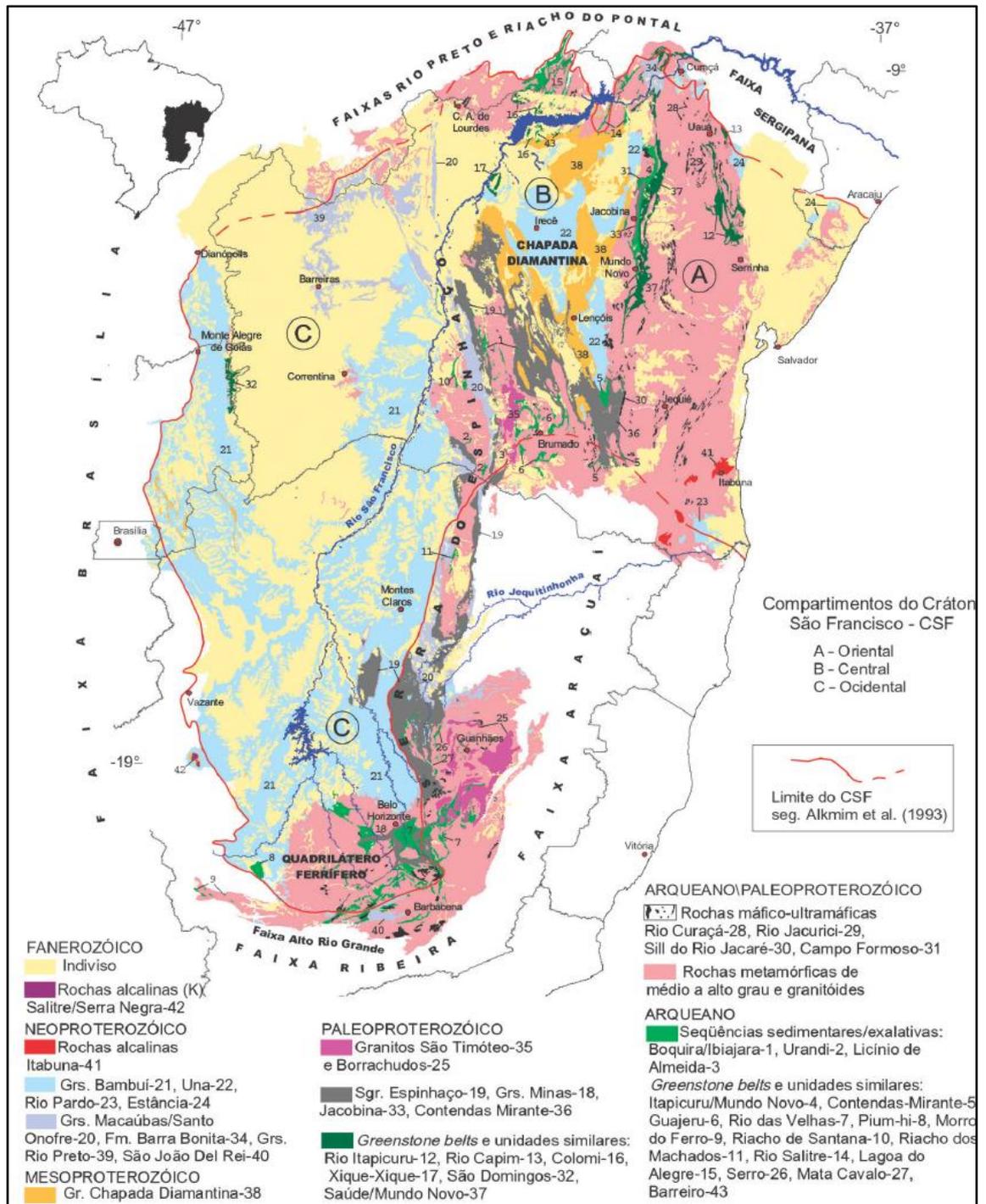


Figura 1: Mapa geológico do Cráton São Francisco. Extraído de Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000, CPRM (Bizzi et al., 2001).

Na Chapada Diamantina centro-oriental o contato superior da Fm. Mangabeira é com a Fm. Açuruá (Inda & Barbosa, 1978), as quais juntas, segundo Guimarães (2008), consistem o Grupo Paraguaçu (Fig. 2). Nos locais onde esta não se depositou, ou foi erodida (oeste de Seabra e leste de Cascavel), o contato é com a Fm. Tombador. O contato basal, com a Fm. Ouricuri do Ouro é exposto na região de Cabralia-Bela Sombra. Schobbenhaus & Kaul (1971) não descreveram uma seção-tipo para essa formação (Pedreira, 1994).

Ba	EON	ERA	PERÍODO	LITOESTRATIGRAFIA				ESTRATIGRAFIA GENÉTICA		TECTÔNICA FORMADORA			AMBIENTES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS			
				Super-grupo	Grupo	Formação	Espess. (m)	Tectonosseq/ Sequência	Fase Tect.	Regime Tect.	Tipo de Bacia					
0,6	PROTEROZOICO	Neo-proter.	São Francisco	Una	Mangabeira / Sali-tre	500		Tombador / Caboclo	Sag	Subsidência flexural	Sinéclise	Marinho Plataformal - Glacial				
1,0		Mesoproterozóico	Calimiano		Chapada Diamantina	Mangabeira / Caboclo						350	Continental	Fluvial		
1,3				Paraguaçu		Tombador						40	Marinho	Marinho litorâneo a Plataforma rasa		
1,5		Paleoproterozóico	Estateriano		Espinhaço	Açuruá						320	Continental	Eólico - Fluvial		
1,6				Río dos Remédios		Mangabeira						600	Marinho	Marinho raso e litorâneo		
1,8		Sa. da Gameleira	200		Ouricuri do Ouro	550						Continental	Eólico (Erg)			
1,5				Lapa de Dentro / Ouricuri do Ouro	La. de Dentro	850							Fluvial, leque aluvial, deltáico e eólico			
1,6		Novo Horizonte	± 600		Sa. da Gameleira	Lapa de Dentro / Ouricuri do Ouro						Lapa de Dentro / Ouricuri do Ouro	Sinrife	Subsidência Mecânica	Rifte - Sag	Continental
1,8				Novo Horizonte												
1,8													Pré-Rifte	Flexura Lito-litérica		

Figura 2: Coluna estratigráfica da Bacia Espinhaço. Modificado de Guimarães (2008).

De acordo com estudos de Pedreira (1994), a Fm. Mangabeira apresenta espessura de cerca de 1500 m, onde a base é caracterizada por arenitos e argilitos com marcas onduladas, estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas, interpretados como barras transversais e depósitos de topo de barra em rios entrelaçados. Já o topo da formação é constituído por arenitos bimodais com níveis de seixos, siltitos e argilitos. Estes corpos apresentam como estruturas sedimentares: estratificações cruzadas tabulares e acanaladas cuneiformes de grande porte, marcas onduladas e lentes de fluxo de grãos, tendo sido interpretado como dunas e interdunas eólicas associados à *wadis* (Fig. 3). Ainda de acordo com o autor,

os afloramentos típicos da Fm. Mangabeira encontram-se a norte e oeste de Ibicoara (parte inferior) e entre Velame e Seabra (parte superior).

Conforme Brito Neves e Alckmim (1993), são escassas as datações confiáveis de rochas intrusivas e/ou vulcânicas na pilha sedimentar do Supergrupo Espinhaço. Porém, Babinski *et al.* (1999) datou intrusões máficas toleíticas (gabros e diques da região de Brotas de Macúbas) na base da Fm. Mangabeira em 1514 ± 22 Ma (U-Pb em zircão). O Projeto Ibitiara . Rio de Contas (Guimarães, 2008) obteve, pelo método U-Pb, uma idade de 1495 ± 3.2 Ma nestes gabros.

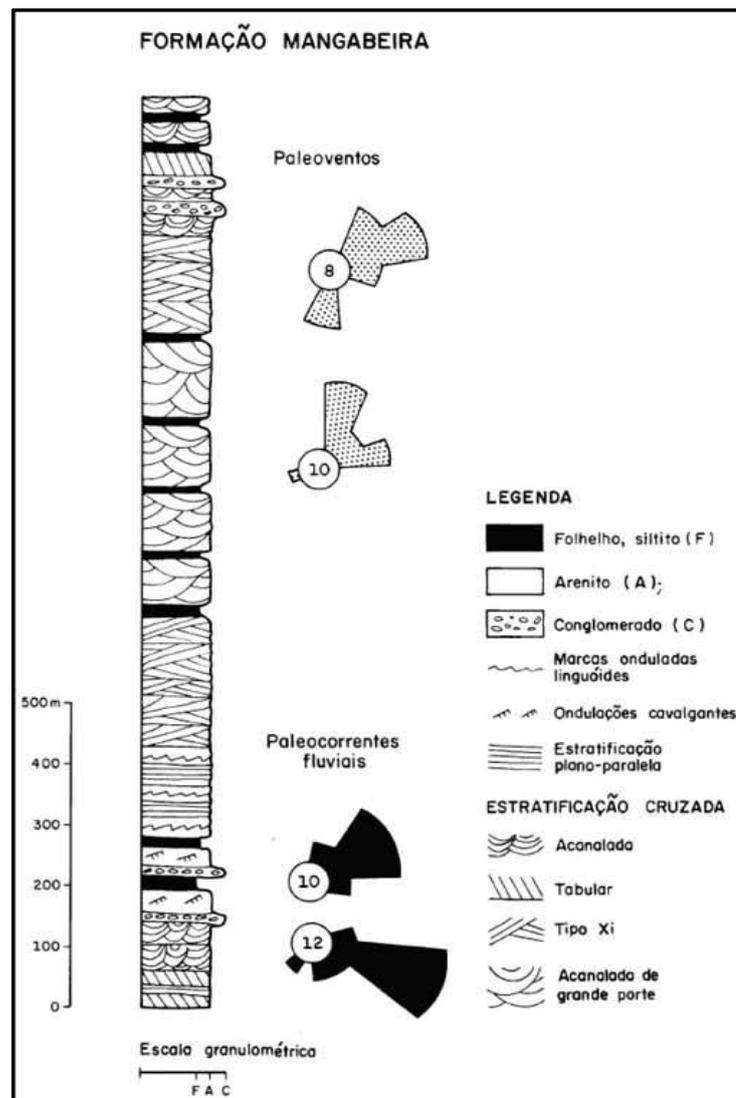


Figura 3: Coluna estratigráfica composta da Formação Mangabeira. Extraído de Pedreira, (1994).

2.2. Revisão Bibliográfica sobre sistemas eólicos:

A correta interpretação de depósitos eólicos no registro geológico passa por uma descrição detalhada dos aspectos texturais e estruturais das litofácies. De acordo com Eriksson & Simpson (1998), depósitos de dunas eólicas apresentam estruturas como estratos transladantes cavalgantes com gradação inversa, fluxo de grãos, queda de grãos e camadas planas (Hunter, 1977, 1981; Kocurek & Dott, 1981). A segregação granulométrica característica permite um fácil reconhecimento visual das estratificações eólicas e a consequente discriminação entre estas e as de depósitos subaquosos. Fryberger & Schenk (1988) descrevem também a laminação *pin-stripe* como característica de *ripples* eólicas.

Um segundo grupo de estruturas sedimentares exclusivas do sistema eólico são as estruturas de adesão, que resultam a partir da ação do vento sobre uma superfície úmida, como as *ripples* de adesão.

O terceiro grupo de importantes estruturas eólicas são as *ripples* de grânulos e grãos grossos. Essas estruturas são comumente caracterizadas pela gradação inversa com ou sem desenvolvimento de *foresets* de grãos grossos (Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Fryberger *et al.*, 1992; Clemmensen & Dam, 1993). Uma textura mal selecionada também pode se desenvolver através da infiltração de areias entre grânulos e grãos grossos que delimitam a superfície superior das *ripples* (Fryberger *et al.*, 1992).

Os estratos de idade pré-cambriana apresentam tipicamente intensa diagênese, deformação e metamorfismo que acabam destruindo essas estruturas diagnósticas, principalmente a gradação inversa em materiais arenosos. Contudo, na ausência destas estruturas diagnósticas, é necessário avaliar se os processos fluviais e marinhos podem desenvolver tipos e escalas de estratificação cruzada similares aos gerados pelo vento.

Além dos critérios base citados anteriormente, podemos caracterizar os depósitos eólicos através de alguns critérios adicionais. A distinção entre dunas e depósitos de base das dunas é baseada, por exemplo, na inclinação dos *foresets*. Depósitos de dunas e base de dunas são tipicamente associados, porém, as bases das dunas são horizontais ou sub-horizontais

(Kocurek, 1986), enquanto as dunas são constituídas por estratos cruzados inclinados compostos por várias combinações de ripples eólicas, queda de grãos e fluxo de grãos (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981). A identificação destes dois tipos de depósitos permite inferir e reconstruir o campo de dunas, assim como estabelecer os potenciais fatores controladores no desenvolvimento do mesmo (Rubin & Hunter, 1982; Loope & Simpson, 1992).

Os *sets* ou *cosets* de estratos cruzados são separados por uma hierarquia de superfícies limítrofes que têm as suas gêneses vinculadas a diferentes processos (Scherer, 2004). 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. As superfícies de 3ª ordem representam superfícies de reativação (Kocurek, 1996), vinculadas a flutuações locais na direção e velocidade do vento. As superfícies de 2ª ordem são originadas pela migração de dunas na face frontal de um *draa*, representando superfícies de superposição (Kocurek, 1996). Por fim, as superfícies de 1ª ordem marcam a migração de regiões de interdunas sobre depósitos de dunas eólicas, representando superfícies de interdunas (Kocurek, 1996).

Os estratos horizontais e de baixo ângulo caracterizam tanto depósitos de lençóis de areia quanto interdunas (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek & Nielson, 1986). Frequentemente os depósitos de lençóis de areia são caracterizados por *ripples* de grânulos ou areia grossa, formando pacotes que podem chegar a dezenas de metros, enquanto as interdunas apresentam frequentemente uma gama diversa de estruturas sedimentares em comparação aos depósitos de lençóis, dispostos em pacotes (normalmente menor que 2 m) que se interdigitam com o pé dos estratos cruzados das dunas eólicas subjacentes.

A partir desta diversidade de estruturas e dos processos envolvidos na acumulação, Kocurek & Havholm (1993) identificaram três principais sistemas eólicos: i) sistemas secos; ii) sistemas úmidos; e iii) sistemas estabilizados. Os sistemas eólicos secos representam um contexto onde o nível do lençol freático encontra-se abaixo da superfície deposicional. Os

sistemas eólicos úmidos, por sua vez, são aqueles nos quais o nível freático ou sua franja capilar coincide ou localiza-se próximo à superfície deposicional. Já os sistemas eólicos estabilizados são aqueles nos quais algum fator superficial estabiliza periodicamente ou continuamente o substrato em algum grau, enquanto o sistema continua ativo (Kocurek & Havholm, 1993).

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Fm. Mangabeira situa-se na parte central do estado da Bahia na Chapada Diamantina. Trata-se de uma área eminentemente plana com altitudes em torno de 1.000 m que aumentam suavemente para 1.200 m em Barra da Estiva, a sul da área. Para o presente trabalho foram escolhidos dois afloramentos situados na BR-242 no município de Seabra/BA (Paralelo $12^{\circ}30'$), mais precisamente nos quilômetros 388 e 391 da rodovia (Fig. 4).



Figura 4: Localização dos afloramentos levantados. Coordenadas UTM dos pontos: MGB-001: 197259mE / 8624434mN; MGB-002: 199316mE / 8624747mN.

A figura 5 ilustra a dimensão e abrangência da Fm. Mangabeira, juntamente com sua relação espacial com as demais Formações e os principais lineamentos estruturais da região.

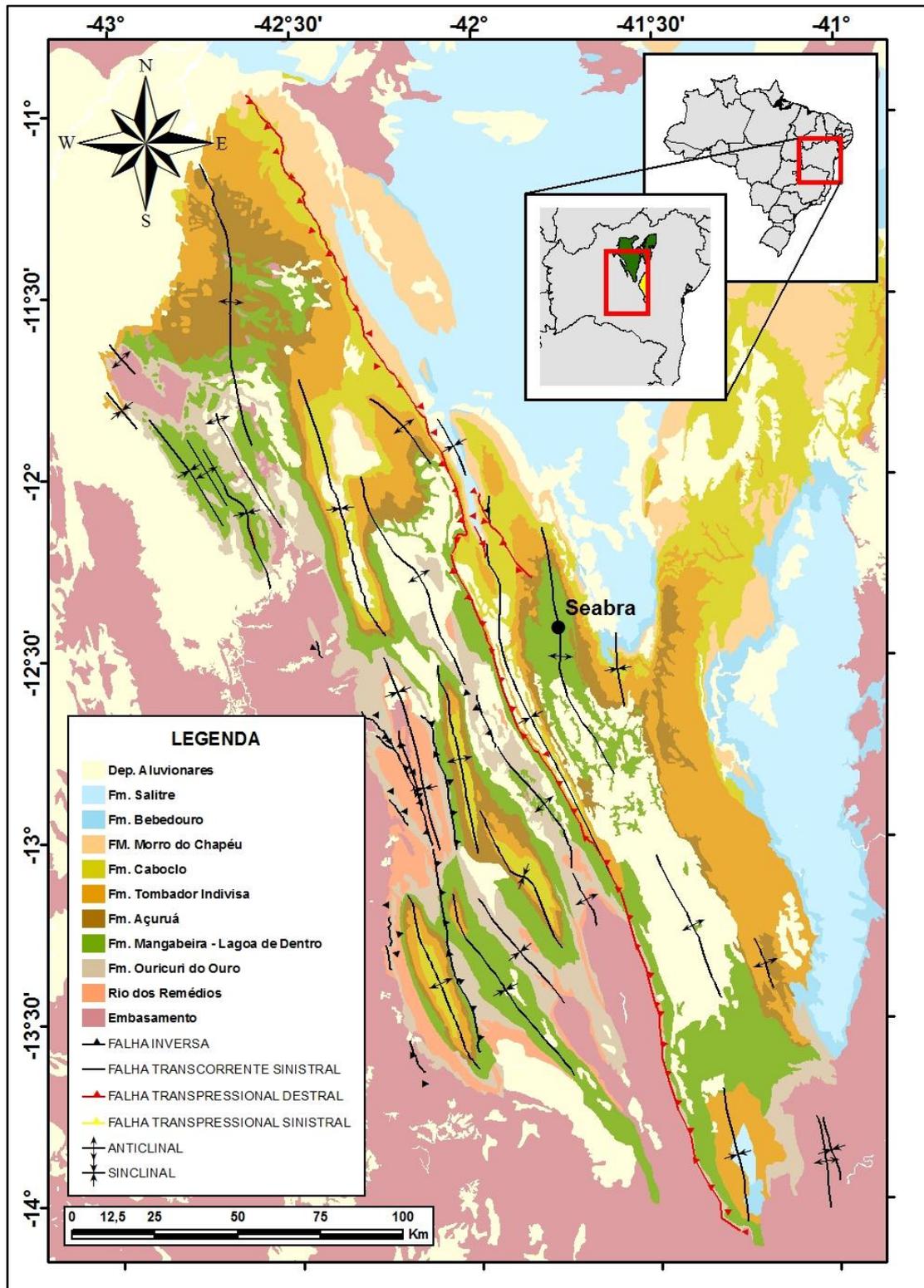


Figura 5: Mapa geológico da Chapa Diamantina. Base geológica: CPRM.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

Localizada na porção central do CSF, as rochas do Supergrupo Espinhaço estão sobrepostas a um embasamento constituído por gnaisses arqueanos e granitóides paleoproterozóicos. Estes são sucedidos por associações plutono-vulcanossedimentares de idade paleo e mesoproterozóica, intrudidos por rochas máficas desta mesma idade.

O CSF (Fig. 1) representa uma porção da crosta continental arqueana, formada por segmentos crustais que se chocaram no evento Transamazônico (2,2-1,8 Ba) e se comprimiram no Brasileiro (640-450 Ma). O CSF é delimitado pelas faixas móveis Araçuaí (S-SE), Alto Rio Grande (S), Brasília (W), Rio Preto (NW), Riacho do Pontal (N) e Sergipana (NE), sendo o esforço resultante dessas faixas responsável por moldar o CSF no evento Brasileiro (Almeida, 1981).

As rochas arqueanas são representadas por ortognaisses migmatíticos com termos granitóides subordinados pertencentes ao Bloco Gavião e Bloco Paramirim. Também ao Arqueano relacionam-se as unidades supracrustais, metamorfizadas nas fácies xisto-verde e anfibolito, dos Complexos Brumado e Ibiajara. Os registros de manifestações graníticas do Paleoproterozóico correspondem aos ortognaisses de Caraguataí e aos granitóides de Jussiape, Ibitiara, Queimada Nova, Rio do Paulo e Matinos (Guimarães, 2008).

Os depósitos sedimentares do Supergrupo Espinhaço estão armazenados em duas bacias intracratônicas e superpostas ao embasamento, evoluídas entre o Estateriano e o Calimiano (Proterozóico):

uma do tipo rifte-sag, designada Bacia Espinhaço, e outra do tipo sinéclise, denominada Bacia Chapada Diamantina (Guimarães, 2008).

Segundo Guimarães (2008), a Bacia Espinhaço iniciou sua evolução há cerca de 1,75 Ba (Schobbenhaus, 1996) com duração não superior a 50 Ma e se deu em três fases tectônicas: pré-rifte, sinrifte e pós-rifte (Fig. 6). A fase pré-rifte, representada pela Fm. Serra da Gameleira (Guimarães, 2008), é composta de depósitos eólicos relacionados a uma sequência deposicional acumulada em um espaço bacinal raso, derivado de flexura litosférica. A fase sinrifte compreende duas etapas tectônicas: a primeira é designada por rochas vulcânicas/subvulcânicas ácidas e vulcanoclásticas, pertencentes à Fm. Novo Horizonte (Guimarães 2008); e a segunda etapa constituída por depósitos lacustres, de leques aluviais, flúvio-deltaicos e eólicos, relacionados às formações Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro. Essas três formações compõem o Grupo Rio dos Remédios, e a evolução estratigráfica nessa fase sinrifte foi inteiramente controlada por processos de subsidência mecânica. À fase pós-rifte (*sag*) compreende os depósitos eólicos e fluviais da Fm. Mangabeira e marinhos rasos da Fm. Açuruá, que integram o Grupo Paraguaçu. Esta fase é marcada pelo desaparecimento dos sistemas aluviais controlados por subsidência mecânica e pelo surgimento de uma sedimentação regulada por subsidência passiva, sem atividade tectônica importante, influenciada pela eustasia e pela intensificação das condições de aridez do ambiente, que passa de semi-árido para árido, desértico. O contato da Fm. Mangabeira com a unidade inferior Ouricuri do Ouro (Schobbenhaus & Kaul, 1971) é discordante erosivo ou tectônico, enquanto que com a unidade superior Açuruá é gradacional.

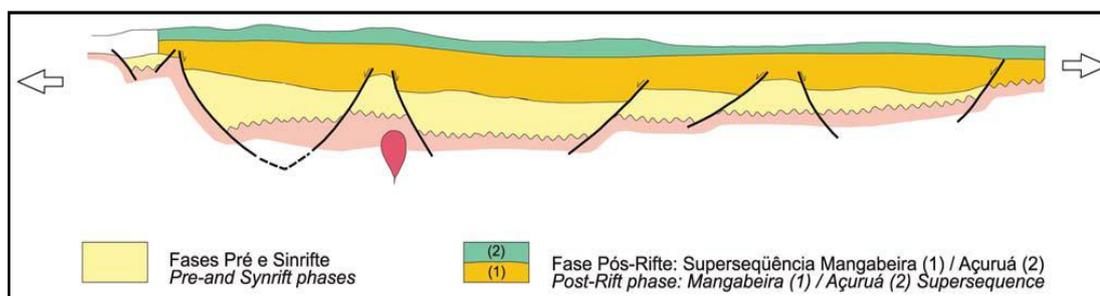


Figura 6: Ilustração da evolução da Bacia do Espinhaço. Extraído de Guimarães (2008).

5. METODOLOGIA

5.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico é a base para a realização do presente trabalho, sendo todos os estágios associados a esta ferramenta. Porém, o conhecimento preliminar necessário faz com que esta ferramenta seja desenvolvida fundamentalmente na parte inicial do projeto. Para tal levantamento foi realizada uma revisão bibliográfica que inclui trabalhos sobre: (a) a Fm. Mangabeira, (b) sistemas eólicos e seus constituintes, (c) mecanismos controladores da sedimentação de depósitos eólicos proterozóicos, (d) depósitos eólicos análogos a Fm. Mangabeira, (e) estudos realizados com gamaespectrômetro e (f) estruturas sedimentares induzidas por microbiais.

5.2. Trabalhos de campo

Para o trabalho de campo foram confeccionadas cartas geológicas e topográficas da região, bem como a interpretação de imagens de satélite para o melhor rendimento durante esta metodologia.

O trabalho de campo foi dividido em duas etapas, com o total de seis dias. Na primeira, entre os dias 29 e 31 de março de 2012, foram levantadas as seções colunares dos dois afloramentos, totalizando 58 m de espessura. Nesta etapa foram também descritas as litofácies, medidas as estruturas

sedimentares e adquiridas fotos para confecção dos fotomosaicos em laboratório.

A segunda etapa ocorreu entre os dias 29 de abril e 1º de maio de 2012 e teve como objetivo principal a interpretação dos fotomosaicos dos afloramentos levantados, destacando a geometria das camadas, estruturas internas e superfícies limítrofes principais, além de um detalhamento maior das descrições de fácies. Neste campo também foi realizado a coleta de amostras para confecção de lâminas petrográficas, bem como o levantamento das duas seções colunares com o gamaespectrômetro, buscando uma assinatura espectral para a Fm. Mangabeira.

5.3. Análise faciológica

O conhecimento sobre técnicas de análise de fácies é um fator decisivo na correta interpretação dos sistemas deposicionais, bem como dos depósitos sedimentares antigos.

Uma fácies rochosa é um corpo de rocha que apresenta características específicas, podendo ser apenas uma camada ou um conjunto delas. Idealmente, deve ser uma rocha distinta que se formou sobre certas condições de sedimentação, refletindo um processo particular, um conjunto de condições ou um ambiente (Reading, 1996).

As fácies são definidas através dos atributos: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero (Walker, 1992). Neste trabalho, de acordo com Reading (1996), como o conteúdo fossilífero é ausente, a ênfase dá-se sobre as características físicas e químicas da rocha, sendo mais correto o emprego do termo ~~litofácies~~ **fácies**.

Além dos parâmetros sugeridos por Walker (1992), neste trabalho também foi analisada o sentido de paleofluxo sedimentar, através de estruturas presentes nas fácies. Para isso foi utilizado o método de trama, que informa o sentido e o ângulo de mergulho da camada.

Para a determinação das texturas foi utilizada uma tabela textural de campo, desenvolvida por Powers (1953) que correlaciona esfericidade e grau de arredondamento. O grau de arredondamento é em função do grau

de abrasão, sendo controlado pela resistência do grão, distância, tempo e mecanismo de transporte. Já o grau de esfericidade é em função essencialmente da forma original da partícula.

As litofácies foram nomeadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais, sendo a primeira letra maiúscula, indicando o tamanho de grão dominante, e a segunda letra minúscula, indicando a estrutura ou textura (Quadro 1). Porém, para melhor compreensão dos dados, quando as fácies são características de sistemas eólicos é adicionada à nomenclatura das mesmas a letra ~~o~~ entre parênteses.

As diferentes litofácies podem ser agrupadas em associações de litofácies, caracterizando subambientes deposicionais e implicando em um significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1984). De acordo com Collinson (1969), uma associação de fácies é um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si, as quais apresentam semelhanças no ambiente deposicional. Assim, através das associações de litofácies pode-se reconstruir o sistema deposicional, auxiliando no entendimento da história evolutiva da bacia.

5.4. Perfis colunares

Levantar um perfil colunar é a forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, visando analisar o padrão de acumulação do sistema deposicional em questão.

Em um perfil colunar o eixo horizontal indica a granulometria da rocha, proposta por Wentworth (1922) (Fig.7), e o eixo vertical indica a espessura da camada, que é representada em escala específica para cada estudo. Podem ser integrados também dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos, paleocorrentes, fotos adquiridas e amostras coletadas.

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)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamamento incipiente	Acamamento horizontal, imbricação	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 linguóides
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>scourfills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scourfills</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	Paleossolocarbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Quadro 1: Parte do código de fácies proposto por Miall (1996).

ROCHAS SILICICLÁSTICAS		TAMANHO DE GRÃO			ROCHAS CARBONÁTICAS		
		MILÍMETROS		MICRA			
MATAÇÃO	CONGLOMERADO	256	256		EXTREMAMENTE GROSSA	CALCIRRUDITO	
CALHAU		64	64				
SEIXO		4	4				
GRÂNULO		2	2	2 000			
AREIA	MUITO GROSSA	ARENITO	1	1	1 000	MUITO GROSSA	CALCARENITO
	GROSSA		.5	1/2	500	GROSSA	
	MÉDIA		.25	1/4	250	MÉDIA	
	FINA		.125	1/8	125	FINA	
	MUITO FINA		.062	1/16	62	MUITO FINA	
SILTE	SILTITO	.020	1/50	20	SILTE	CALCISSILTITO	
ARGILA	ARGILITO FOLHELHO				LAMA	CALCILUTITO	

MOD. DE WENTWORTH, 1922

Figura 7: Classificação granulométrica, conforme Wentworth (1922).

No levantamento dos perfis colunares usou-se uma trena para determinação da espessura das litofácies e um modelo de perfil colunar pré-estabelecido pelo projeto ao qual esse trabalho pertence. Este modelo é composto por um cabeçalho contendo uma legenda com as principais estruturas, um espaço para inserir as coordenadas UTM, a data e a escala do perfil, além do espaço para a coluna estratigráfica e suas descrições (Fig. 8). A escala utilizada foi 1:50, buscando o maior detalhamento das litofácies e suas estruturas internas. Como as camadas encontram-se basculadas aproximadamente 15°W, os perfis iniciaram-se pelas camadas mais basais e foram acompanhando a direção de mergulho destas. A metragem total levantada foi 51 m no ponto MGB-001 e 7 m no ponto MGB-002, tendo aproximadamente 280 m não aflorantes entre os dois pontos. Na fase de organização e processamento dos dados obtidos em campo, estes perfis foram digitalizados e padronizados a partir do *software Adobe Illustrator CS4*.

5.5. Fotomosaicos

Um fotomosaico é resultado da sobreposição e união de fotografias, obtidas no trabalho de campo, formando uma única imagem com o intuito de representar afloramentos de grande extensão lateral. A confecção de fotomosaicos permite a análise das relações entre as litofácies e

associações de litofácies, a observação de elementos arquiteturais, a delimitação das superfícies limítrofes, a reconstrução morfológica e morfodinâmica de dunas eólicas.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		Seção/unidade:	
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU GRAVITACIONAIS: M Maciço Lam. Plano Paralela Lam. Cruz. Cavalgante Lam. Ondulada Lam. Ondulada Truncada Estr. Cruz. Tangencial Estr. Cruz. Acanalada Ripples Estr. Cruz. Bxo. Ângulo Estr. Cruzada Planar Fluidização Lam. Convoluta Estrutura em Chama Escorregamento Estrutura de Carga		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	Coord. UTM E: N: Data: Escala:
		DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	
Paleoambiente		Foto /Am.	
Ag S Amf Af Am Ag Gr Sx BI			

Figura 8: Modelo para levantamento de perfil colunar em campo.

As fotografias são obtidas através de uma câmera fotográfica digital ao longo da extensão lateral do afloramento, com uma escala de referência. Como é possível observar na figura 9, existe uma distorção na escala do afloramento nas imagens adquiridas, para evitar esse tipo de erro é fundamental manter uma distância adequada e constante e um correto posicionamento da câmera em relação ao afloramento. Conforme Wizevich (1991), para minimizar a distorção de perspectiva é importante que o plano focal da câmera esteja paralelo a face do afloramento, aumentando assim a precisão das relações espaciais nos retratos dos afloramentos.

Conhecendo os possíveis erros a serem cometidos no momento de capturar as imagens, as fotografias foram obtidas com uma sobreposição de 60% em relação à subsequente. Com o total de 82 fotos obtidas, foi utilizado o *software* Adobe *Photoshop* CS4 para retirar as bordas das imagens devido à distorção causada pela própria câmera. Assim, com as imagens editadas foi realizada a montagem do fotomosaico com o mesmo *software*.

Com o fotomosaico impresso é realizada uma interpretação preliminar antes da volta ao campo, destacando a geometria das camadas, suas relações e principais superfícies. No campo esta interpretação é revista buscando o aperfeiçoamento da mesma. Para finalizar, os dados obtidos são digitalizados no *software* Adobe *Illustrator* CS4, para melhor resolução gráfica.

5.6. Levantamento gamaespectrométrico

Para o levantamento dos perfis colunares foi utilizado o espectrômetro portátil de raios-gama, modelo RS-230 BGO Super-Spec da *Radiation Solutions Inc* (Fig. 10), cedido pela UFSC. Este método tem como finalidade medir a concentração dos elementos radioativos naturais (K, U e Th) encontrados nas rochas, e com isso determinar uma assinatura espectral para os sistemas deposicionais da Fm. Mangabeira.

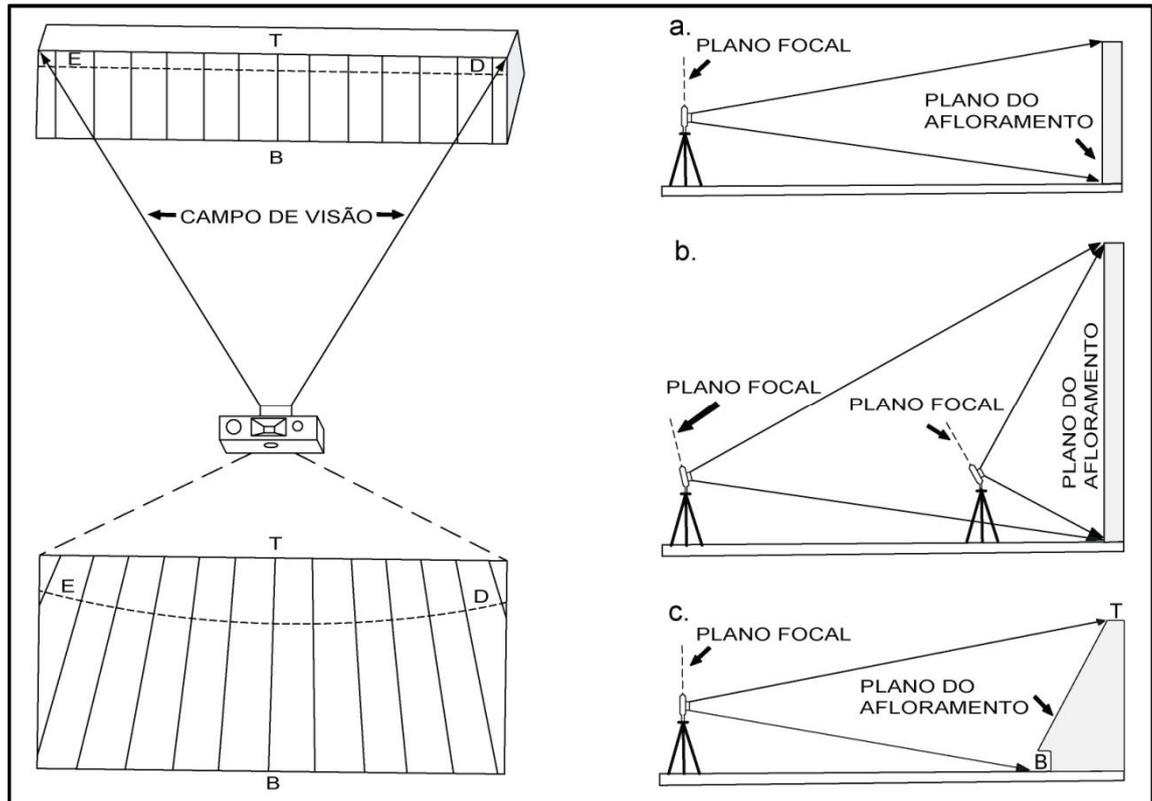


Figura 9: Ilustrações mostrando a causa da distorção gerada quando um afloramento tem sua face inclinada. As linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento e a linha tracejada é uma reta horizontal. Na parte superior da foto há uma distorção pois o campo de visão da câmera aumenta com a distância. Quanto à posição da câmera em relação ao afloramento, o desenho "a" mostra um caso sem distorção, enquanto "b" e "c" mostram distorções geradas quando o afloramento é muito grande em relação à distância da câmera até o afloramento e quando há uma inclinação na face do afloramento, respectivamente. (Modificado de Wizevich, 1991).

À medida que os elementos decaem eles emitem uma radiação gama específica medida em MeV (milhões de elétrons volts), dentro do intervalo de energia de 2,615 MeV. A determinação das concentrações de K é baseada na detecção do isótopo radioativo K^{40} que emite raios-gama numa energia de 1,461 MeV. Sua determinação é realizada de maneira direta e os resultados são expressos em percentual de concentração de massa (% K). A determinação das concentrações de U é obtida de forma indireta, onde a energia emitida é de 1,764 MeV. A detecção de raios-gama é obtida através do isótopo Bi^{214} , que é produto da desintegração do U^{238} , e os resultados são expressos em ppm eU (partes/milhão equivalente Urânio). A determinação das concentrações de Th também é obtida de forma indireta, através detecção de raios-gama de 2,615 MeV do isótopo Tl^{208} , produto da

desintegração do Th^{232} , onde os resultados são expressos em ppm eTh (partes/milhão equivalente Tório). Além desses três elementos, o espectrômetro de raios-gama registra também a soma destes, na forma de contagem total da dose absorvida de radiação em nGy/h (nanoGrays/hora) e em ppm.



Figura 10: Aparelho gamaespectrométrico modelo RS-230 *Super Spec*, cedido pela UFSC.

Os detectores gama produzem um tênue pulso de luz com energia proporcional a um fóton de radiação gama incidente. Esses pulsos de luz são captados por uma válvula foto-multiplicadora que os transforma em pulsos elétricos. Usando-se circuitos eletrônicos especiais é possível amplificar e contar tais pulsos, obtendo assim um valor numérico que é proporcional à atividade observada na superfície. Esse conjunto de detectores é muitas vezes acrescido de sistemas analisadores multicanais que permitem o fracionamento de todo o espectro de energia gama recebido para uma identificação mais detalhada dos elementos radioativos presentes nas rochas.

Para isso, o RS-230 possui um sistema de estabilização espectral totalmente automático integrado ao aparelho. Este sistema utiliza os níveis de radiação baixos da geologia ao redor para realizar esta análise. Em princípio, o sistema acumula espectros internamente enquanto está ligado e,

uma vez atingido um nível alto o suficiente, realiza-se uma complexa análise para determinar a posição correta do espectro. Esta análise resulta em uma medida de erro que o sistema usa internamente para corrigir seus efeitos. Normalmente a estabilização automática leva em torno de 5 a 10 minutos, dependendo das condições do local.

Após a estabilização do aparelho são realizadas as medidas, com a face do aparelho colocada diretamente na rocha e esta a cobrindo totalmente. Para este levantamento as medidas foram feitas de 30 em 30 cm, com o tempo de 120 segundos para cada medida. Este tempo é determinado pelo manual do aparelho, onde diz que esta duração é a ideal para uma rápida amostragem em uma grande área e um curto espaço de tempo, sendo o dado gerado de boa qualidade. Ao final dos 120 segundos é gerado um quadro com as medidas obtidas.

Como resultado o aparelho gera uma tabela com os dados obtidos durante o dia, nesta tabela é inserida a altura da medida no perfil colunar e, a partir disso, são confeccionados gráficos no *software* AnaSeTe e no *Microsoft Excel* para posterior análise.

5.7. Microscopia óptica

Esta ferramenta tornou-se necessária para analisarmos litofácies que geraram dúvidas ao serem descritas no campo, por apresentarem estruturas incipientes ou não visíveis a olho nu. Foram coletadas sete amostras de três localidades diferentes do afloramento, as quais foram serradas e enviadas para a empresa *Spectrum* do Canadá. Lá elas foram impregnadas com *epoxy* azul, para observação do espaço poroso em micro-escala, e posteriormente polidas até obter-se uma espessura de 0,3 mm (ou 30 μ m). Com esta espessura elas foram descritas utilizando-se um microscópio óptico convencional, buscando identificar as estruturas e texturas que geraram dúvidas na interpretação de campo. Foram obtidas também fotomicrografias das lâminas a fim de destacar e ilustrar feições importantes das mesmas.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1. Perfis colunares

Como dito anteriormente, foram levantados dois perfis colunares totalizando 58 m de espessura, com 280 m de encoberto entre os dois pontos. Para sumarizar e melhor representar o empilhamento vertical de fácies, estes perfis foram agrupados e digitalizados no *software* Adobe *Illustrator CS4*, conforme ilustra a figura 11.

6.2. Descrições de litofácies

Com base nos afloramentos descritos foram individualizadas sete 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). O quadro 2 apresenta uma síntese das litofácies e suas interpretações, ilustradas na figura 12. As litofácies são constituídas predominantemente por arenitos que em geral apresentam coloração rosada, com alterações amareladas de oxidação, podendo os arenitos finos a muito finos apresentarem coloração esbranquiçada, devido ao maior grau de alteração. Os grãos são bem selecionados, com granulometria predominantemente fina, subangulosos a subarredondados, esfericidade média e composição quartzo-feldspática.

Código	Granulometria	Estrutura(s)	Interpretação
Sm	Arenito fino a grosso	Maciço	Fluxo hiperconcentrado
St	Areia fina a grossa, ocasionalmente com grânulos e seixos (intraclastos argilosos)	Estratificação cruzada tangencial	Migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas
Sr	Areia fina a média	Laminação cruzada de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional subaquoso de baixa energia
FI	Silte a areia muito fina	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de porte muito pequeno	Deposição por decantação ou correntes trativas de energia muito baixa
St(e)	Areia fina a média, bimodal com raros níveis de grânulos	Estratificação cruzada acanalada e tangencial de médio a grande porte, laminação granulométrica e cunhas de arenitos maciços	Depósitos de dunas eólicas compostos pela migração de marcas onduladas eólicas, queda livre de grãos e fluxo de grãos
SI(e)	Areia fina a média	Laminação de baixo ângulo com gradação inversa	Depósitos residuais de dunas eólicas (dunas fortemente truncadas), lençóis de areia eólicos com dunas atenuadas ou depósitos de interdunas
Sa(e)	Areia muito fina a fina	Lâminas de lama milimetricamente espaçadas, crenuladas ou corrugadas, por vezes formando ripples. Ocorrem pacotes com lâminas dendríticas e descontínuas, que se mesclam lateralmente e verticalmente com depósitos de areia média.	Estruturas de adesão eólicas e/ou estruturas induzidas por atividade microbiana

Quadro 2: Síntese das litofácies encontradas em campo.

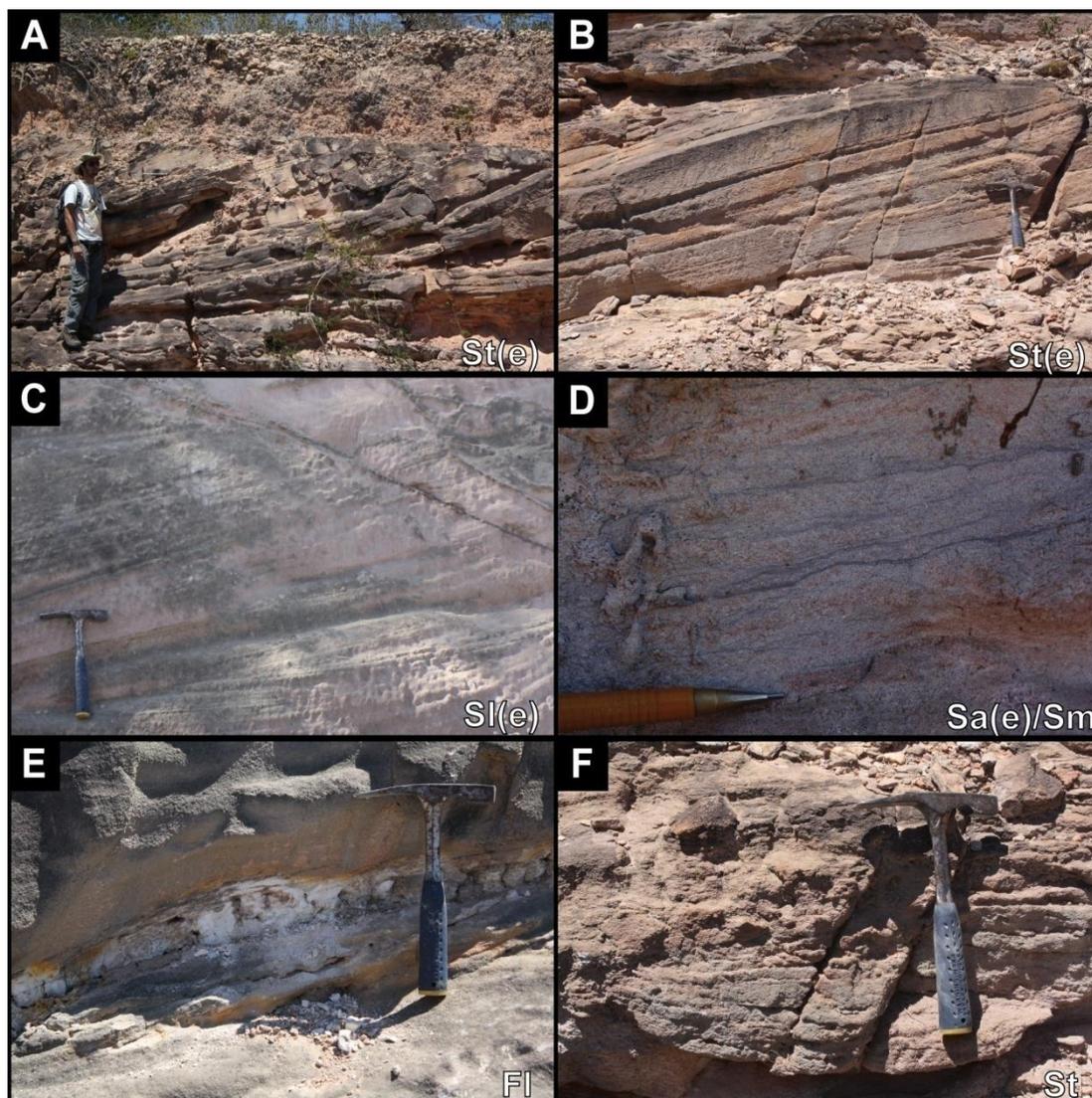


Figura 12: Fotos das litofácies encontradas nos afloramentos. A e B) Litofácies St(e) com estratos cruzados tangenciais eólicos de grande e médio porte; C) Litofácies Sl(e) com laminações de marcas ondulas eólicas bem marcadas; D) Litofácies Sa(e) intercalando-se com arenitos maciços da litofácies Sm; E) Pequena espessura e o alto grau de alteração das litofácies Fl; F) Estratos cruzados tangenciais aquosos de pequeno porte. Não foi possível obter uma fotografia melhor desses estratos devido ao alto grau de intemperismo.

6.3. Microscopia óptica

As litofácies Sa(e) apresentaram uma variada gama de estruturas, conforme podemos observar na figura 13. Estas estruturas de adesão com formas variadas levantaram a hipótese de presença de microrganismos induzindo estas estruturas de adesão. Para esta hipótese, como ressaltado no item 5.7, foram coletadas sete amostras de três localidades diferentes no

afloramento MGB-001, para serem feitas lâminas delgadas e posterior observação em microscópio óptico.

Conforme Noffke (2009) as estruturas de adesão formam-se a partir da interação de microrganismos com a dinâmica física dos sedimentos, ou seja, finas lâminas sindeposicionais influenciam na erosão, deposição e deformação dos sedimentos. Estas lâminas são resultado da formação de polímeros extracelulares (*extracellular polymer substances* . EPS), originados principalmente por cianobactérias, denominados também de biofilmes (Costerton & Stoodley, 2003). Tais biofilmes podem ou não modificar a estrutura primária e induzir a formação de estruturas sedimentares (*microbially induced sedimentary structures* . MISS; Noffke, 2003). Os EPS e MISS tornam os sedimentos coesivos, permitindo a captação e aderência de outras partículas e formando, deste modo, uma série de estruturas que geralmente não são esperadas em arenitos, tais como: fendas de ressecamento, *wavy-crinkly* e fragmentos planos ou convolutos de lama (Schieber *et al.*, 2007).

Segundo Gerdes (2007), durante a escassez de sedimentos em regiões costeiras, finas lâminas de atividade microbiana podem ser geradas, inclusive nas fácies de sotavento das *ripples*. A alternância em escala milimétrica de camadas com atividade microbiana com níveis de sedimentos finos (areia muito fina, silte e argila) reflete ciclos repetitivos de crescimento microbial, deposição sedimentar, posterior soterramento e novo crescimento, conforme ilustra a figura 14.

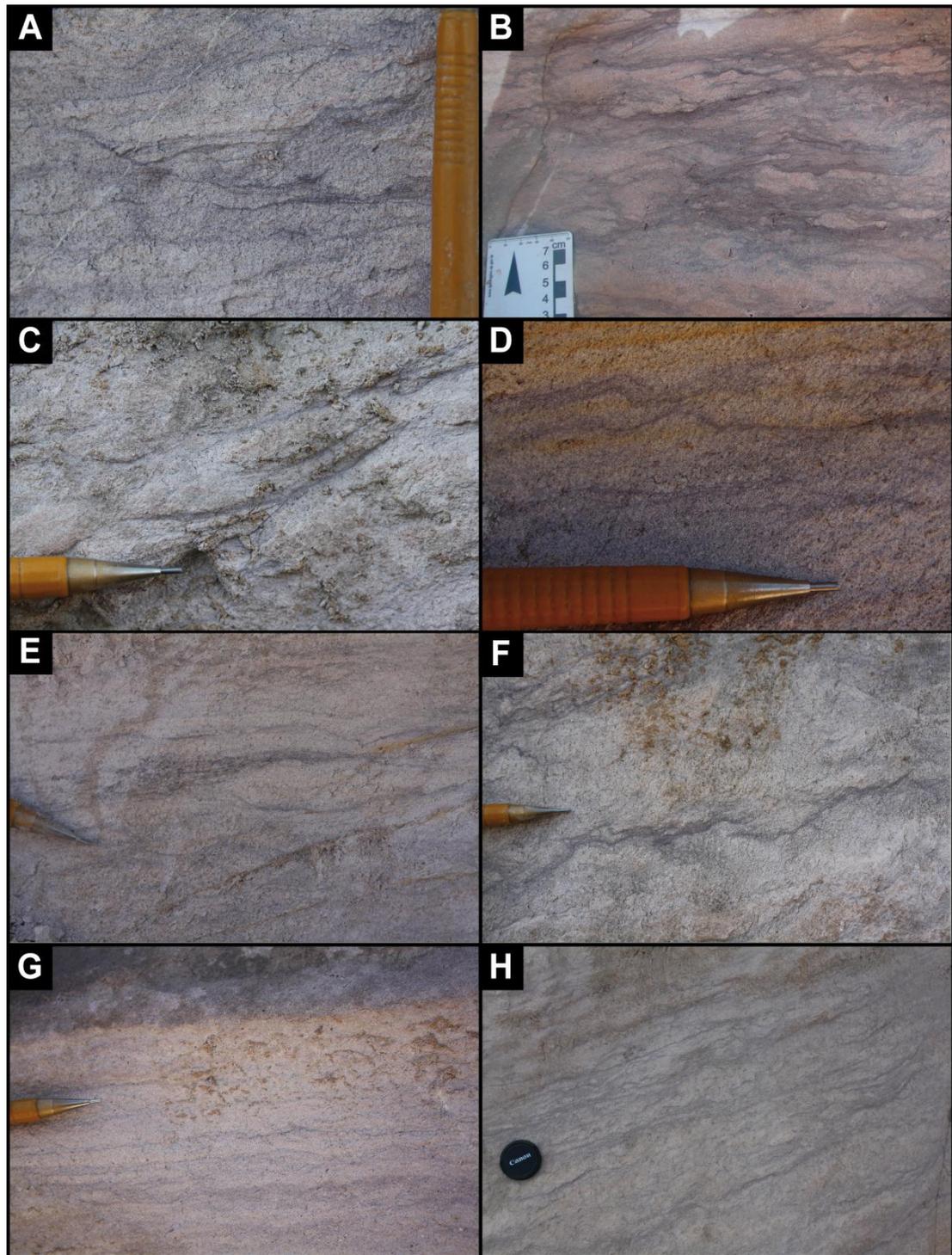


Figura 13: Algumas das variações nas estruturas encontradas na fácies Sa(e). Notar a variação na forma dos *drapes* de lama, podendo ser desorientados (A), rugosos mesclando-se com areias grossas (B), côncavos (C), formando *ripples* (D), com caudas dispersivas (E), bifurcados e crenulados (F), dispostos em lâminas subhorizontais espaçadas (G), e lâminas rugosas difusas (H). A escala na fotografia A tem cerca de 5 cm.

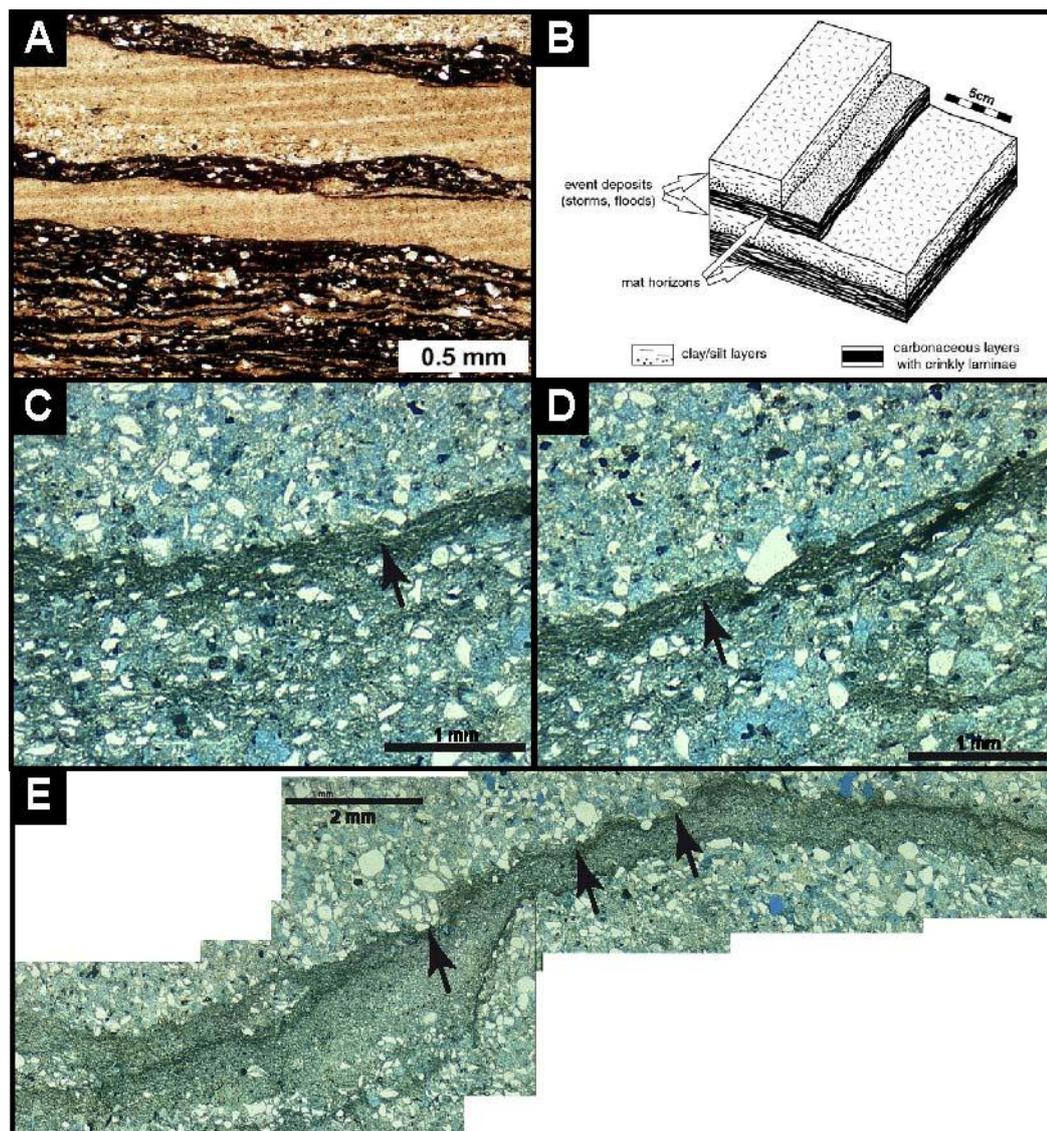


Figura 14: A) Folhelhos da Formação *Newland* (Mesoproterozóico, Montana/USA) com laminações *wavy-crenulate* produzidas por esteiras microbianas bentônicas. Os níveis mais claros são interpretados como camadas originadas por fluxos ou tempestades eventuais. Extraído de Schieber (1986); B) Desenho ilustrativo representando a intercalação entre camadas de silte/argila e material microbiano, refletindo intervalos de crescimento das esteiras interrompidos por breves eventos de sedimentação. Extraído de Schieber (1999); C e D) As setas indicam níveis bem marcados de granulometria fina e com superfície abrupta e corrugada, encontradas nas amostras coletadas; E) Camada de granulometria mais fina, com dimensões relativamente maiores e a superfície corrugada (setas).

Exemplos modernos de atividade microbiana são encontrados mais comumente em águas marinhas rasas, porém também ocorrem em lagos, rios, lagoas hipersalinas e desertos (Fig. 15). Assim, as características microbianas não são específicas de um ambiente ou subambiente e só a avaliação cuidadosa das mesmas permitirá a determinação de parâmetros ambientais. Com esta limitação, a presença de características microbianas

apenas complementa informações derivadas de outras estruturas sedimentares (Schieber *et al.*, 2007).

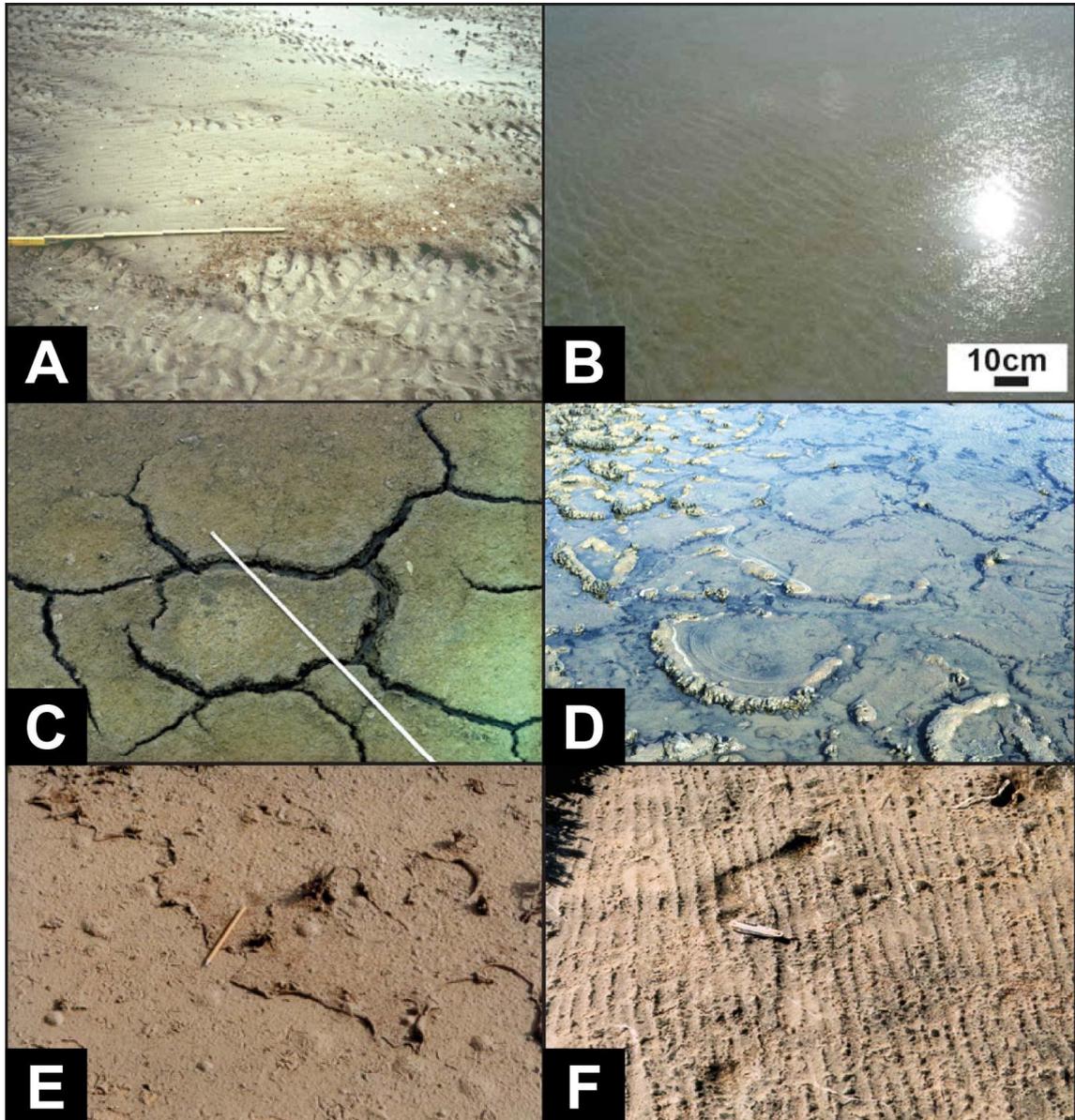


Figura 15: A) Transição a partir de superfícies bioestabilizadas não erodidas em pacotes de *ripples*; as cristas das *ripples* misturam-se lateralmente com a superfície (Mellum Island, costa do Mar do Norte/Alemanha). Foto de Noffke; B) Superfície de uma planície de maré arenosa com pequenas *ripples* assimétricas cobertas por um biofilme levemente crescente (Icapui/NE do Brasil). Foto de B. Petzelberger; C) *Cracks* em uma fina esteira microbiana sobre argilas (Salinas, Costa da Bretanha/França). Foto de J. Gifford; D) Água coberta por protuberâncias microbianas marcando rachaduras poligonais (Salinas Lanzarote, Ilhas Canárias/Espanha). Foto de K. Dunajtschik-Piewak; E) Biofilme microbiano rachado devido ao ressecamento e com bolhas de gás indicando a atividade metabólica (Djerba/Tunísia). Foto de Noffke; F) *Wind-ripples* em sedimentos lamosos com microbiais, formando cordões paralelos alongados (Bahar Alouane/Tunísia). Foto de Noffke. Modificado de Gerdes (2007).

Estudos recentes têm demonstrado características peculiares na identificação de atividade microbiana em lâminas petrográficas. As esteiras produzidas apresentam uma série de características incompatíveis com as esperadas de uma mistura aquosa com grãos dos tamanhos: argila, silte e areia. Conforme Schieber *et al.* (2007), uma destas características é o comportamento físico na interface entre diferentes tamanhos de grão. Quando um nível de menor densidade, com grãos do tamanho argila e silte, for sobreposto por sedimentos de maior densidade, como a areia, ocorrerá a subsidência destes formando pequenas *pillows*, enquanto o nível com menor densidade formará lóbulos que subirão resultando em estruturas em chama. Porém quando há a presença de esteiras microbianas, o nível lamoso terá maior resistência, resultando apenas em leves depressões (Fig. 16A e 16B). Nas amostras analisadas este tipo de estrutura ocorre entre níveis de areia fina a média e níveis de silte e argila, conforme as figura 16C e figura 16D.

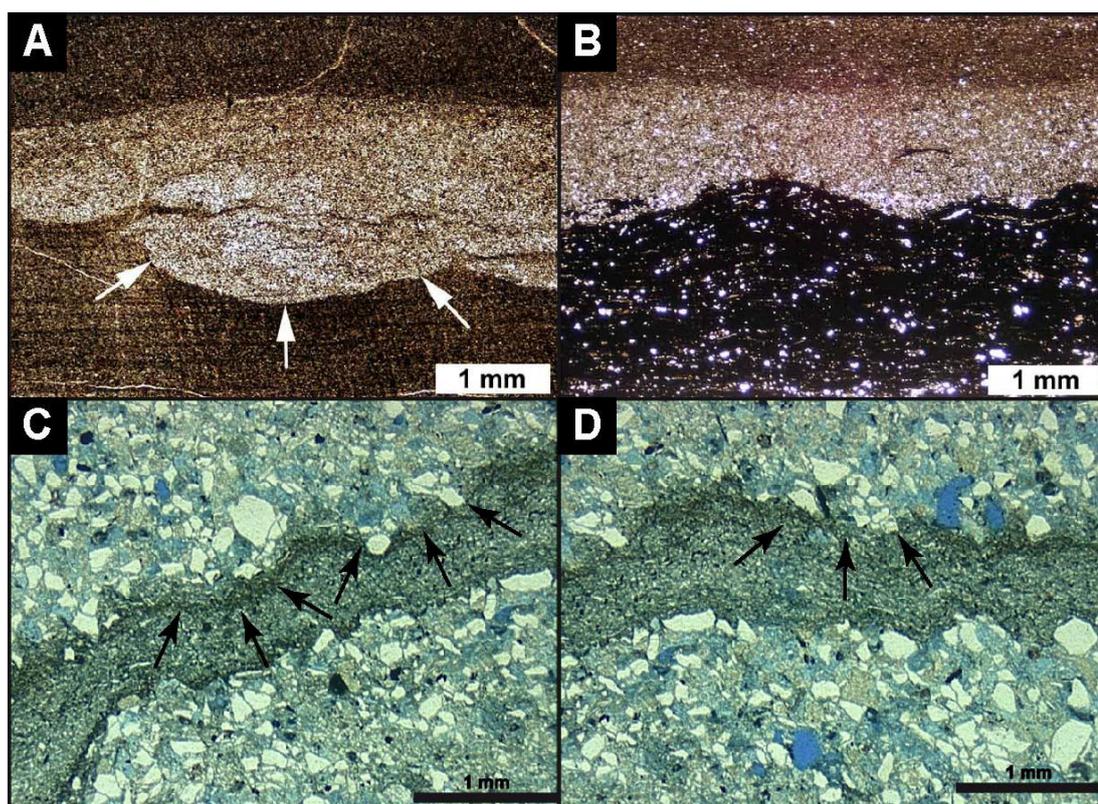


Figura 16: Comparação do comportamento de carga de uma camada de silte sem microbiais (A) com uma com presença de microbiais (B). Em A o silte é capaz de afundar na camada argilosa, formando pequenas *pillows* (setas brancas), enquanto em B a matéria microbiana resiste à carga e a camada siltosa forma leves depressões. Amostras de folhelhos da Formação Newland (Mesoproterozóico, Montana/USA). Extraído de Schieber (2007). Em C e D, lâminas deste estudo, observa-se a ocorrência destas leves saliências, provocadas pela carga de areias sobre a camada mais fina, composta por silte e argila.

Outra característica da presença de atividade microbiana são as estruturas de crescimento denominadas de laminações *wavy-crinkly*. Estas laminações são bem distintas das laminações paralelas encontradas em siltitos formados por suspensão (Schieber, 1986). Este tipo de estrutura forma-se quando a superfície está sob condições de energia baixa e flutuante, após a superfície deposicional ter sido ondulada (Fig. 17). Entretanto, devido à compactação sofrida pelas argilas durante o soterramento, estas estruturas são dificilmente preservadas.

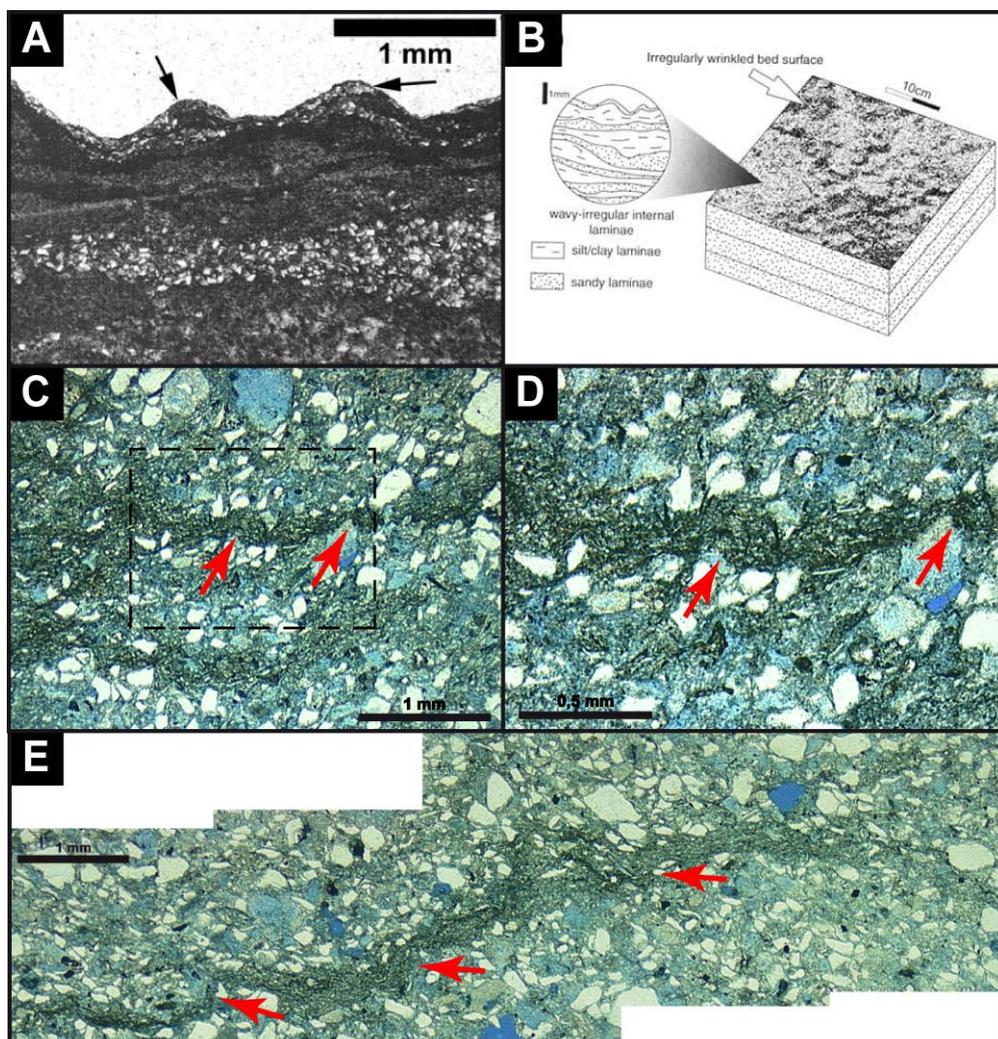


Figura 17: A) Superfície rugosa (setas) que contrasta com as laminações abaixo. Esta morfologia é sobreposta em *ripples* de maior escala e são possivelmente de origem microbiana; B) Esquema mostrando o contraste de *ripples* irregulares na superfície com a morfologia rugosa originada por microbiais. Extraído de Schieber (1999); C) Amostras deste estudo com laminações rugosas (setas); D) Detalhe da figura C, onde é possível observar a rugosidade da lâmina siltosa. E) Fotomosaico ilustrando a rugosidade e formato ondulado da esteira microbiana.

Além das estruturas ressaltadas anteriormente, as esteiras microbianas são também caracterizadas por lâminas associadas a minerais autigênicos, que refletem o decaimento da matéria orgânica (Schieber *et al.*, 2007). Devido ao decaimento anaeróbico da matéria, as condições químicas abaixo das esteiras em sedimentos arenosos recentes tornam-se redutoras (Bauld, 1981), podendo levar a formação de minerais junto à esteira como pirita e siderita (Schieber, 1999). Estes minerais se dispõem em níveis que, ao sofrerem erosão e nova deposição, apresentam estruturas convolutas e curvadas, conforme ilustra a figura 18A.

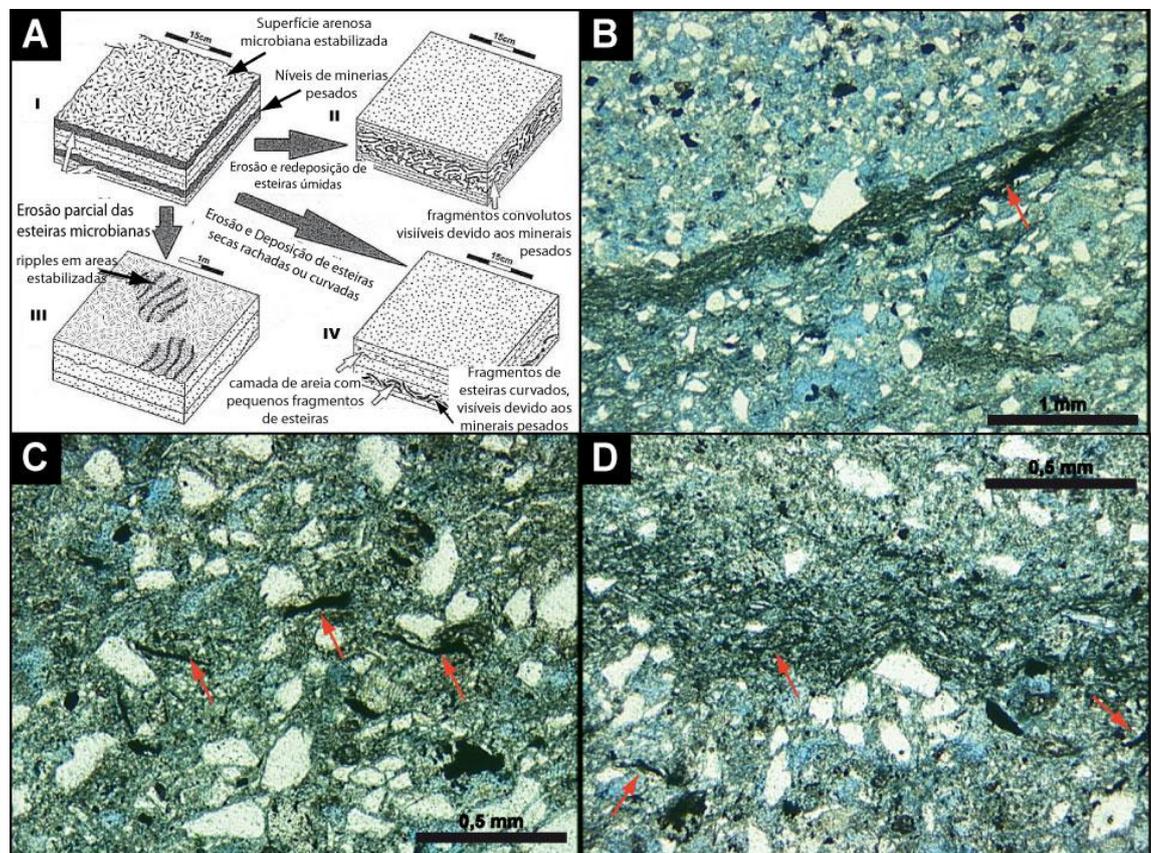


Figura 18: A) Diagrama ilustrando características que podem se desenvolver onde os substratos arenosos são colonizados por esteiras microbianas. Modificado de Schieber (1999); B) Lâmina deste estudo com lamelas de minerais pesados junto ao nível siltoso; C) Lamelas de minerais pesados curvadas e dispersas em porção de granulometria mais fina; D) Lamelas de minerais pesados estreitas e dispersas na rocha.

6.4. Associações de fácies

A partir das litofácies descritas e suas relações nos afloramentos foram possíveis distinguir quatro associações de fácies distintas:

É Lençóis de areia eólicos secos:

Descrição: Compreende pacotes tabulares com espessura de 0,5 a 1 m, constituídos por arenitos finos a médios e moderadamente selecionados, dispostos em sets (≤ 1 m) de estratos cruzados de baixo ângulo, formados por laminações transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, milimétricas e inversamente gradadas (Fig. 20A). Localmente ocorrem sets de estratos cruzados tangenciais de pequeno porte (≤ 15 cm) também constituídos essencialmente por estratos transladantes de marcas onduladas eólicas.

Interpretação: A ocorrência de pacotes tabulares, com contatos abruptos, constituídos por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas, permite interpretar esta associação de fácies como depósitos de lençóis de areia eólicos (Scherer & Lavina, 2005; Biswas, 2005). A ausência de estruturas de adesão sugere uma superfície deposicional seca. Os pequenos sets de estratificação cruzadas compostos por estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas são interpretados como depósitos de dunas eólicas severamente truncadas ou de dunas eólicas com a face de escorregamento pobremente desenvolvidas (Kocurek, 1991). A restrita extensão lateral dos sets indica dunas eólicas famintas, isoladas no meio dos lençóis de areia eólicos (Scherer *et al.*, 2007).

É Lençóis de areia úmidos:

Descrição: Compostos predominantemente por arenitos finos com grãos subangulosos a subarredondados, dispostos em pacotes tabulares de 0,3 a 3 metros de espessura. Internamente os pacotes são constituídos por

laminações milimétricas, subhorizontais e onduladas, comumente intercalados com filmes milimétricos de lamelas avermelhadas, crenuladas e onduladas (Fig. 20C). Por vezes ocorrem intercalados arenitos finos a grossos, maciços (Fig. 20B), ou arenitos muito finos com laminações cruzadas de marcas onduladas.

Interpretação: Os arenitos com laminações milimétricas e onduladas são interpretadas como estruturas de adesão, produzidas pela aderência de grãos de areia secos em superfícies úmidas. Os arenitos maciços, associados a fluxos aquosos hiperconcentrados, e as laminações cruzadas de marcas onduladas, representam inundações fluviais distais na planície arenosa, indicando uma alternância temporal e/ou espacial entre depósitos aquosos e eólicos. Já os *drapes* de lama crenulados e/ou bifurcados, e os dispostos nos foresets das marcas onduladas, têm sua gênese associada à atividade microbiana. Assim, a presença de laminações subhorizontais incipientes, de estruturas de adesão, marcas onduladas e de arenitos grossos sem estrutura definida, intercalados a pacotes com estruturas microbianas sugerem uma deposição em ambientes subaquosos de baixa energia.

É Dunas e interdunas eólicas:

Descrição: Esta associação de fácies forma pacotes tabulares de 1 a 6 metros de espessura, sendo constituídas predominantemente por arenitos médios, bem selecionados, dispostos em sets sobrepostos de estratificação cruzadas acanaladas de 15 cm a 1 m de espessura (Fig. 20D). Estes sets são compostos predominantemente por estratos de fluxo de grãos nas porções mais íngremes dos estratos frontais que, em direção à base, dão lugar a estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas. Os estratos de fluxo de grãos apresentam espessuras de 1 a 2 cm, com alto ângulo de mergulho (20 a 30°), podendo ser maciços ou inversamente gradados (Fig. 20E). Os estratos transladantes cavalgantes apresentam baixo ângulo de mergulho (<15°) e espessura aproximada de 5 mm. Em alguns lugares é possível observar a textura *pin-stripe* bem marcada, e no

topo das camadas observam-se marcas onduladas subcríticas de areia grossa (*sand ripples*) com cerca de 2 cm de altura e 5 cm de comprimento.

Em cortes paralelos ao fluxo os estratos cruzados tangenciam a superfície basal que, retirando o mergulho das camadas, é subhorizontal ou mergulha suavemente no sentido oposto aos dos estratos cruzados. Em cortes transversais ao paleofluxo os estratos cruzados, assim com as superfícies que os limitam, apresentam uma geometria acanalada.

Localmente observam-se estratos cruzados compostos que apresentam superfícies limítrofes internas que truncam os estratos cruzados, configurando duas geometrias distintas:

- (1) Superfícies regularmente espaçadas que mergulham 30° no mesmo sentido dos estratos cruzados e tem um perfil assintótico em relação à base dos sets. Os estratos cruzados recobrimo esta superfície são concordantes ou apresentam um *downlap* em baixo ângulo em relação à mesma.
- (2) Superfícies inclinadas 15° que mergulham no mesmo sentido ou obliquo em relação aos estratos cruzados. Os estratos cruzados que recobrem estas superfícies dowlapam a mesma com um moderado a alto ($\pm 20^{\circ}$) ângulo de mergulho.

Ocasionalmente, ocorrem corpos lenticulares de arenitos médios a finos, com grãos subarredondados e laminações de estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas com baixo ângulo de mergulho. Por vezes estes corpos apresentam grãos mais finos (areia muito fina com silte) e laminações finamente espaçadas subhorizontais, podendo ocorrer *drapes* de lama avermelhados ondulados. Estes corpos apresentam espessura variando de 10 a 30 cm e capeiam as superfícies subhorizontais que separam os sets de estratos cruzados.

Interpretação: Os espessos pacotes de arenitos bem selecionados e com alta esfericidade, com estratificações cruzadas tangenciais, acanaladas de médio a grande porte, formadas por estratos de fluxos de grãos e estratos transladantes cavalgantes de marcas onduladas eólicas são interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981). O sentido unidirecional da paleocorrente, medidos

em estratos cruzados tangenciais, associado à geometria acanalada dos estratos cruzados em corte transversal ao fluxo sugerem dunas crescentes com crista sinuosa, migrando predominantemente para nordeste (NE).

Os pacotes lenticulares limitados por superfícies com baixo ângulo de mergulho e sentido oposto ao de migração dos estratos cruzados, são interpretados como depósitos de interdunas. As camadas que apresentam granulometria média e estratos transladantes cavalgantes de marcas eólicas são interpretadas como interdunas secas. Já as camadas que apresentam granulometria mais fina e laminações subhorizontais com ocorrência ou não dos *drapes* de lama caracterizam interdunas úmidas. Nestas, os *drapes* de lama ondulados são interpretados como estruturas de adesão, e a granulometria fina em laminações subhorizontais como depósitos úmidos de baixa energia. Estes depósitos têm a superfície basal abrupta e transicionam verticalmente para estratos cruzados de dunas eólicas, demonstrando que a sedimentação interdunas ocorreu contemporaneamente à migração da duna eólica.

As superfícies côncavas que truncam em baixo ângulo os estratos cruzados são consideradas superfícies de reativação (*Reaction surface*; Kocurek, 1996) ou superfícies de 3ª ordem (Brookfield, 1977) (Fig. 19 e Fig. 20G). Estas superfícies resultam da erosão dos foresets durante períodos de ventos reversos ou oblíquos (Kocurek & Dott, 1981), ou ainda por uma mudança na velocidade de migração, na assimetria e/ou na declividade das formas de leito (Rubin, 1987; Rodríguez-López, 2012).

As superfícies que mergulham no mesmo sentido ou oblíquo em relação aos estratos cruzados e apresentam um *downlap* de médio a alto ângulo dos estratos subjacentes, são denominadas superfícies de superposição (*Superimposition surface*; Kocurek, 1996) ou superfícies de 2ª ordem (Brookfield, 1977). Sua origem está relacionada à migração superposta de dunas sobre a face frontal da forma de leito principal. A divergência de aproximadamente 40° entre as paleocorrentes destas superfícies e dos estratos cruzados indica que as dunas migraram obliquamente ao sentido de migração da forma de leito principal.

As superfícies que limitam sets e têm baixo ângulo de mergulho ($<5^\circ$) com sentido oposto aos mesmos são designadas superfícies de interduna (*Interdune surface*; Kocurek, 1996) ou superfícies de 1ª ordem (Brookfield, 1977). Superfícies de interduna apresentam pouca extensão lateral e têm sua gênese relacionada ao cavalgamento de dunas e interdunas.

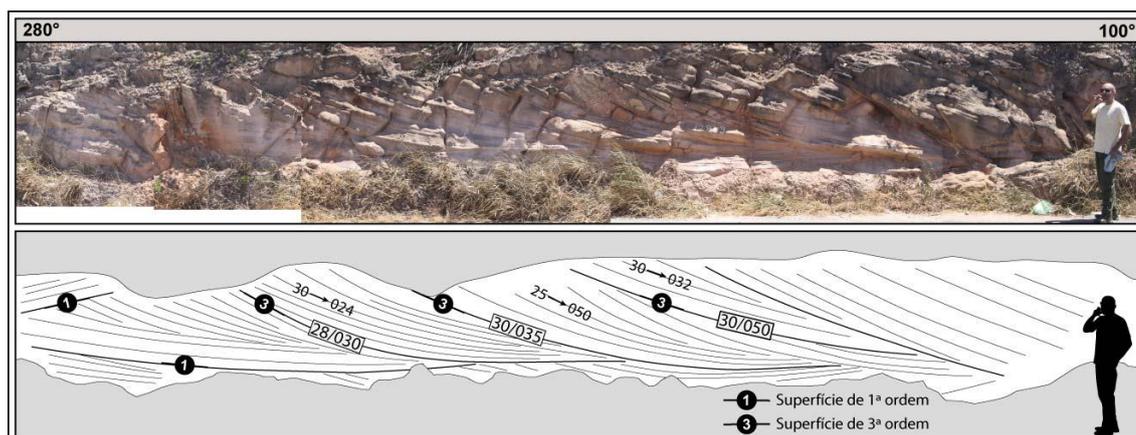


Figura 19: Interpretação de fotomosaico no afloramento MGB-002, destacando as superfícies de reativação, ou de 3ª ordem, e sua ciclicidade.

É Canal fluvial:

Descrição: Esta associação de fácies é restrita ao ponto MGB-002, representada por um pacote com aproximadamente 1,4 m de espessura, com geometria amalgamada e superfície basal côncava, fracamente erosiva, por vezes capeadas por níveis centimétricos de intraclastos argilosos, variando de 2 a 8 cm de diâmetro (Fig. 20F). O pacote apresenta granodecrescência ascendente, sendo composto na porção inferior por arenitos médios, mal selecionados e dispostos em sets de estratificação cruzada tangencial com espessuras de 10 a 15 cm. Os estratos cruzados possuem um vetor médio de sentido de mergulho para 270° . Já o topo do pacote é constituído por ripples assimétricas e granulometria mais fina. Intercalada de forma abrupta a estes arenitos ocorre uma estreita camada (<20 cm) de arenito fino siltoso com laminação horizontal incipiente.

Interpretação: Os corpos arenosos com granodecrescência ascendente, limitados por superfície fracamente erosiva com intraclastos ar -

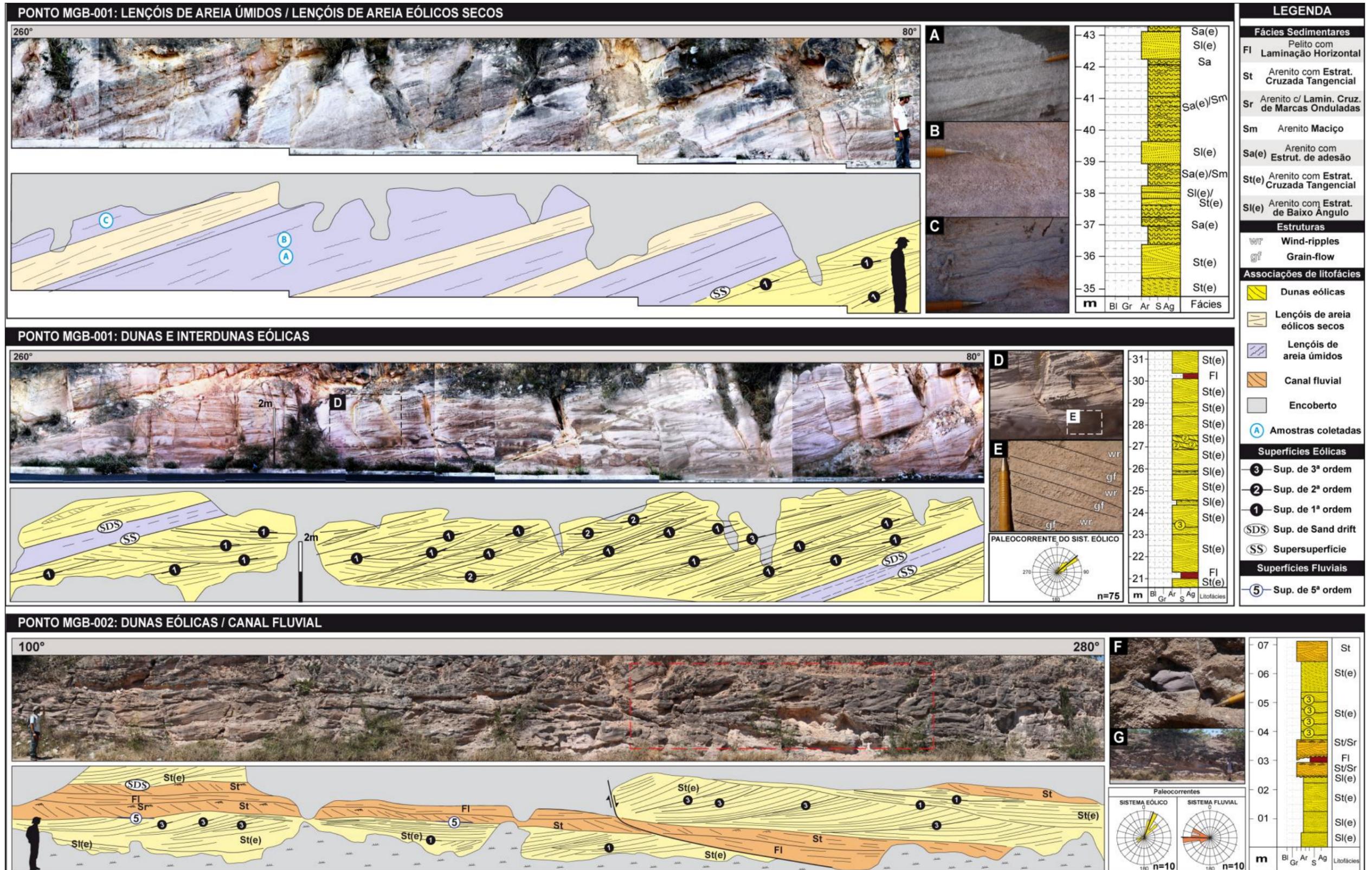


Figura 20: Fotomosaicos interpretados representando as associações de litofácies encontradas. A) Detalhe das laminações transladantes cavalgantes, litofácies Sl(e); B) Arenito maciços com níveis grossos; C) Detalhe da litofácies Sa(e)/Sm; D) Arenito com estratos cruzados tangenciais de grande porte, litofácies St(e); E) Detalhe da bimodalidade dos arenitos; F) Intraclastos argilosos na base dos pacotes de St; G) Fotomosaico interpretado da figura 19. O retângulo tracejado representa a vista oposta da foto G.

gilosos, com predominância de estruturas indicativas de fluxos trativos, são interpretados como um canal fluvial. Os depósitos finos na porção superior dos corpos arenosos representam os estágios finais de inundação, quando ocorre uma rápida desaceleração da corrente (Miall, 1977). A superfície basal côncava que limita a base dos corpos arenosos pode ser interpretada como uma superfície de 5ª ordem (Miall, 1988) e representa o limite basal do canal fluvial. O paleofluxo para 270° e a intercalação com depósitos de dunas eólicas sugerem que o canal tenha o fluxo confinado a depressões de interdunas, já que as dunas apresentam paleofluxo perpendicular a este. Esse canal fluvial pode estar relacionado a inundações em regiões áridas a semiáridas durante um curto intervalo de tempo, geralmente após uma tempestade, alternadas por longos períodos sem escoamento de águas superficiais.

6.5. Assinatura das associações de fácies em perfis de raios gama

Para a análise comparativa entre as diferentes associações de litofácies, além das curvas multi-espectrais, foram feitos diagramas de dispersão do Th *versus* K e U *versus* K (Fig. 21 e 22). Devido ao baixo número de medidas obtidas na associação de canal fluvial, esta não foi inserida nos diagramas de dispersão.

A partir da análise das curvas multi-espectrais (Fig. 23) é possível perceber que as associações de litofácies de dunas eólicas apresentam os menores valores encontrados (K, U e Th), constituindo curvas tênues e sem grandes variações. Isto ocorre devido à alta lixiviação sofrida pela rocha fonte durante o intemperismo. Porém, no canal do U, a associação apresenta um padrão serrilhado com variações de baixa amplitude. Esta variação pode ser explicada pela presença de caulinitas diagenéticas ou por minerais pesados e micas detríticas, constituintes que foram identificados nas lâminas petrográficas.

Os intervalos constituídos por lençóis de areia eólicos secos têm pouca espessura para que possamos determinar um padrão, porém é possível

notar que seus valores são mais elevados do que as dunas eólicas e inferiores aos depósitos de lençóis úmidos.

As associações de litofácies de lençóis de areia úmidos também apresentam pouca espessura, porém é possível observar o seu comportamento em duas porções do ponto MGB-001 (3,5 a 7 m e 39,7 a 49,5 m). Estas associações destacam-se por apresentarem os maiores valores encontrados em todos os canais. Porém ocorrem intervalos que seus valores são intermediários, semelhantes aos lençóis de areia eólicos secos, sendo diferenciados pela amplitude da variação do canal do U. Estes valores elevados podem estar relacionados aos minerais pesados, além da granulometria fina e abundância de argilominerais.

O canal fluvial apresenta uma tendência de elevação nos valores, chegando ao máximo na litofácies FI. Este pico, porém, contrasta com o valor encontrado no canal do U, onde o valor é mais baixo que os adjacentes. Isto ocorre devido ao U ser mais solúvel que o Th em soluções aquosas (Ruffel, 2003).

Analisando os gráficos de dispersão de Th *versus* K e U *versus* K, observa-se claramente a discriminação entre os depósitos de dunas eólicas e lençóis de areia úmidos, tendo os depósitos de lençóis de areia eólicos secos valores intermediários entre estas duas associações. Isto torna clara a interpretação feita a partir das curvas multi-espectrais.

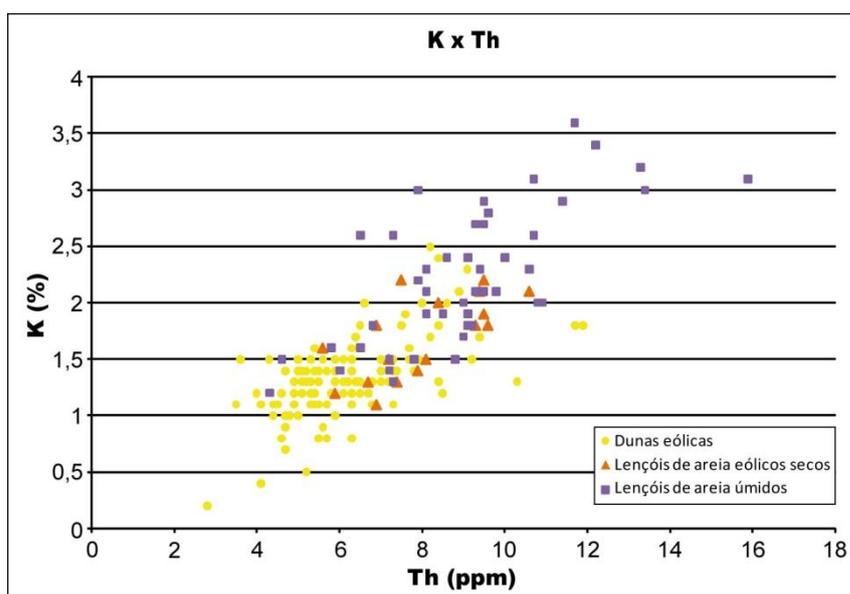


Figura 21: Gráfico de dispersão K x Th, obtido a partir das medidas efetuadas em campo.

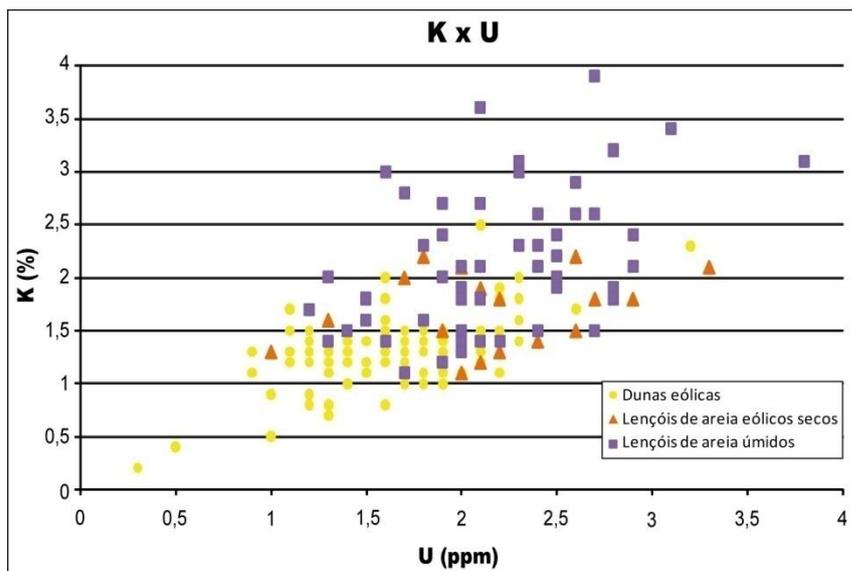


Figura 22: Gráfico de dispersão K x U, obtido a partir das medidas efetuadas em campo.

6.1. Sistema deposicional

O conjunto das associações de fácies permite interpretar a Fm. Mangabeira como um sistema desértico, caracterizado por um domínio dos depósitos eólicos sobre os fluviais. Inúmeros trabalhos têm mostrado que os *ergs* são constituídos por arranjos espaciais de formas de leito eólicas distintas da margem para o centro do *erg*. Conforme Porter (1986), os *ergs* podem ser divididos em três porções (*fore*, *central* e *back-erg*) que apresentam o domínio de diferentes associações de fácies. A região de *fore-erg* constitui a margem do *erg*, sendo constituída principalmente por depósitos de pequenas dunas e lençóis de areia intercalados com depósitos fluviais, marinhos ou vulcânicos. A região de *central-erg* é caracterizada por uma sucessão de arenitos com estratos cruzados de grande porte, formado pela migração e cavalgamento de dunas eólicas. A região de *back-erg* apresenta um baixo potencial de preservação em relação às outras regiões, devido ao retrabalhamento do depósito por ação de ambientes marginais e consequente erosão. Quando preservados, estes depósitos apresentam características similares à porção de *fore-erg*, com corpos de areia isolados em depósitos marinhos ou fluviais (Fig. 24).

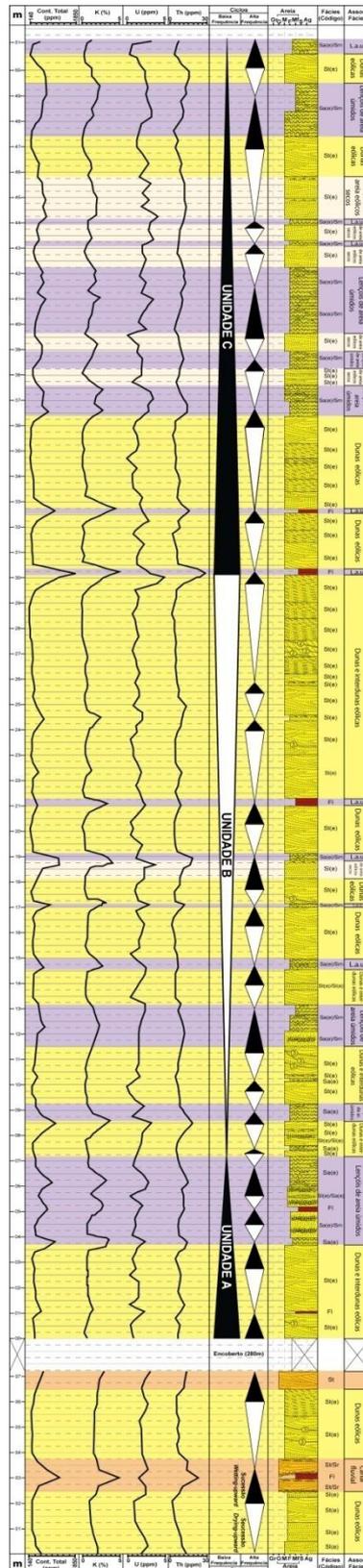


Figura 23: Perfil colunar associado com as curvas multi-espectrais e ciclos estabelecidos a partir da variação na razão de associações de litofácies de dunas eólicas/lençóis de areia úmidos. Notar que as unidades são compostas por ciclos de alta frequência de *dry-wetting upward*. A figura em escala correta está em anexo.

Assim, a partir do empilhamento vertical de fácies e das associações interpretadas, podemos definir que o intervalo estudado da Fm. Mangabeira representa uma porção de margem de *erg*, onde processos eólicos e fluviais coexistem ou se alternam ao longo do tempo. A intercalação dos depósitos eólicos e aquosos, definindo ciclos sedimentares como veremos a seguir, indica uma alternância entre períodos de maior atividade fluvial e de maior influência eólica. A definição se o intervalo estudado consiste em uma região de *fore-erg* ou *back-erg* não foi possível com os dados disponíveis, necessitando-se para tanto de uma reconstrução paleogeográfica mais ampla.

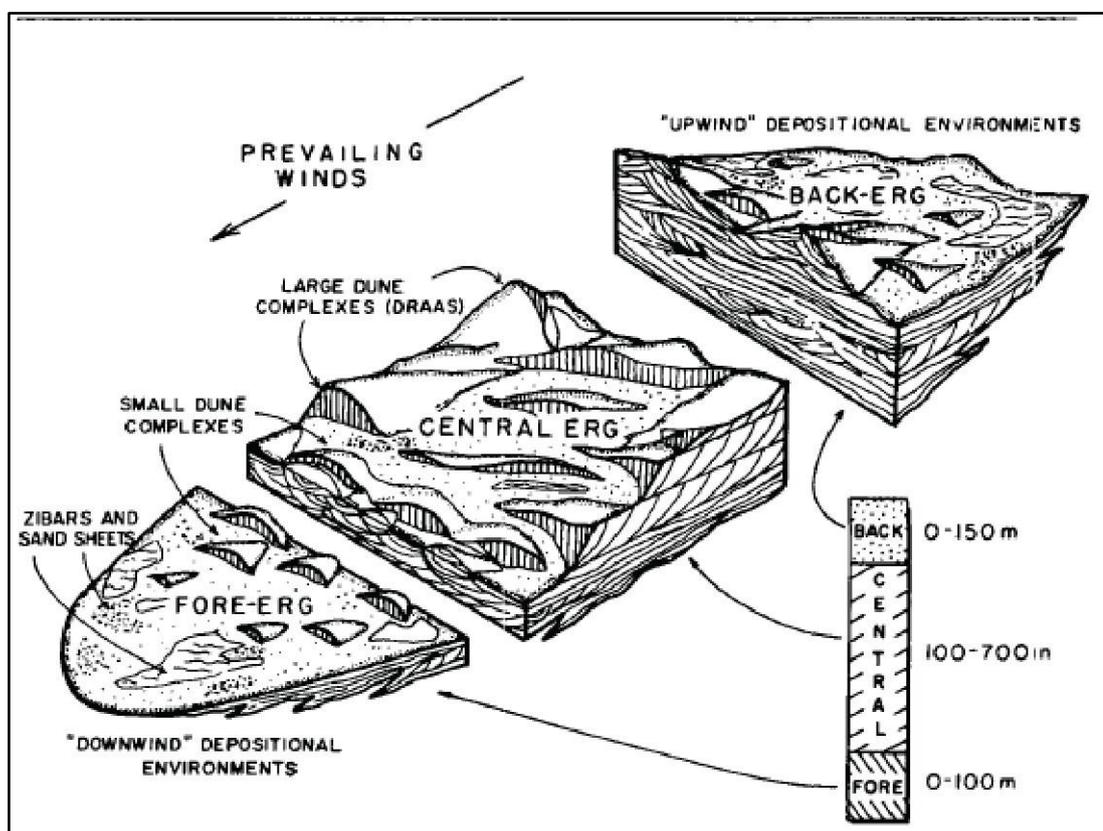


Figura 24: Modelo conceitual de migração do *erg*. As divisões são baseadas nos tipos e escalas dos estratos eólicos, natureza do ambiente deposicional adjacente, e o sentido inferido dos estratos cruzados. A coluna ilustra uma sequência de *erg* ideal. Extraído de Porter (1986).

As regiões de margem de *erg* sofrem mudanças repentinamente em resposta a variações climáticas (Clemmensen *et al.*, 1989). Durante os intervalos áridos há o predomínio dos processos eólicos, mas com a

mudança do clima para condições mais úmidas fácies fluviais e os lençóis úmidos tornam-se predominantes.

O contato superior gradual e interdigitado com a Fm. Açuruá descrito na bibliografia (Guimarães, 2008) juntamente com as informações ressaltadas anteriormente, levantam a hipótese deste campo de dunas ser costeiro, sofrendo influências marinhas. Estas influências não são evidentes nas características sedimentológicas das fácies encontradas, porém estudos anteriores já demonstraram o papel de controles marinhos nos níveis de água subterrânea e na disponibilidade de sedimentos influenciando na dinâmica sedimentar de regiões de margem de *erg* (e.g. Chan & Kocurek, 1988).

Comparando o intervalo estudado com um sistema desértico atual, temos no deserto do Catar um bom exemplo de margem de *erg*. Nesta região é possível observar, a dezenas de quilômetros da costa, dunas de grande porte com interdunas úmidas. Lateralmente ocorrem regiões com interdunas secas e, conforme nos aproximamos da costa, nota-se a ocorrência de *sabkhas* costeiros, diminuição do tamanho das dunas e depósitos de maré (Fig. 25).

6.2. Ciclicidade sedimentar

O intervalo estratigráfico estudado da Fm. Mangabeira mostra diferentes associações de litofácies que representam condições deposicionais distintas. As associações de litofácies empilham-se verticalmente formando sucessões cíclicas de aumento ou redução de umidade para o topo. Tais sucessões sedimentares são denominadas *wetting-upward*, quando ocorre um aumento de umidade, e *drying-upward*, quando ocorre uma redução da umidade.

Com base na proporção e na relação vertical das associações de litofácies, três grandes intervalos puderam ser definidos, dois de *wetting-upward* (unidades A e C) e um de *drying-upward* (unidade B), conforme ilustra o perfil colunar (Fig. 23). Estas tendências maiores são constituídas por ciclos menores de *dry/wetting-upward* de alta frequência que ocorrem de

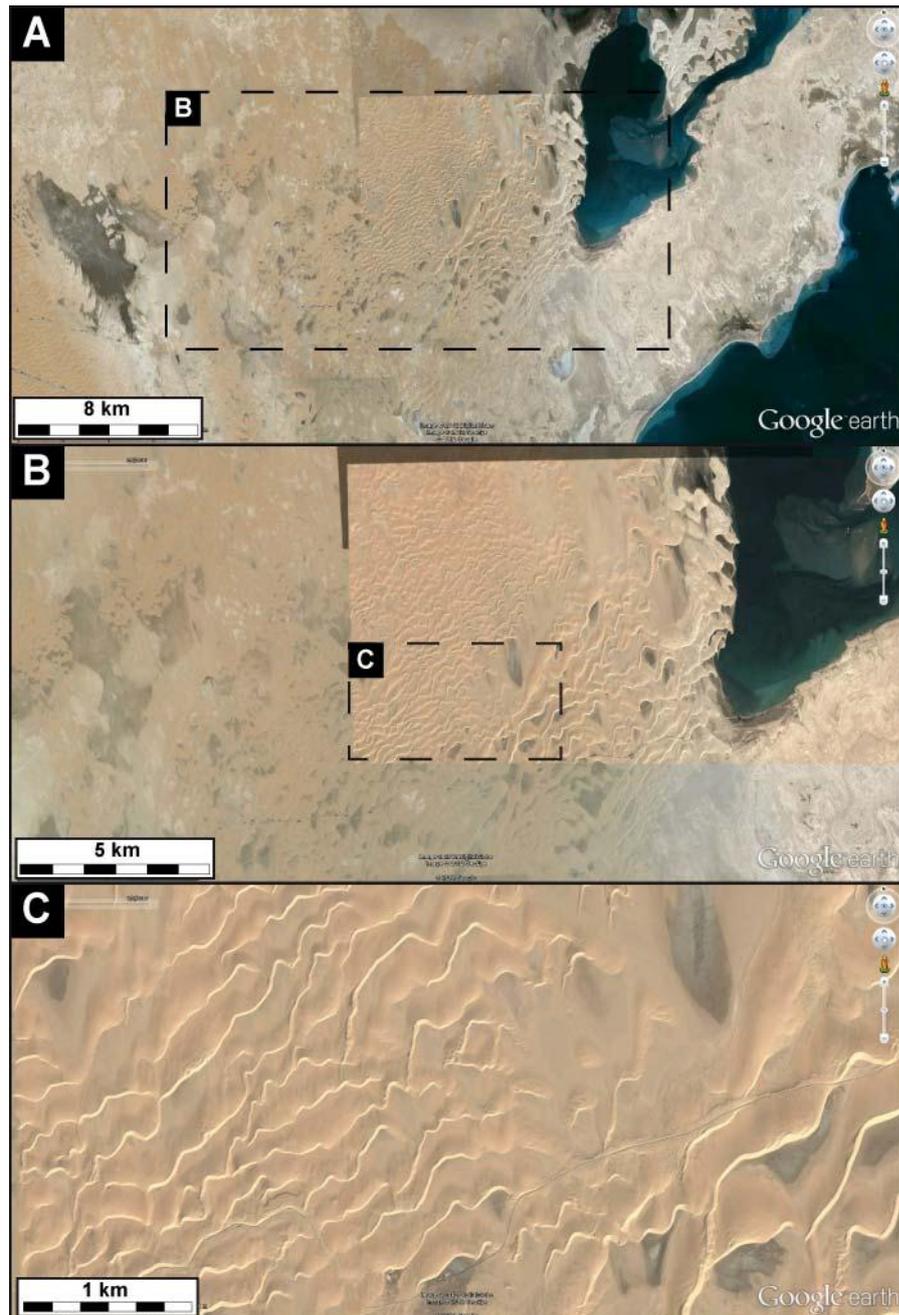


Figura 25: Imagens obtidas a partir do *software* Google Earth do deserto do Catar. A) Nota-se a variedade de tipos de depósitos presentes no *erg*; B) Os depósitos úmidos ocorrem com maior frequência próximo à margem costeira, porém, é possível observar este tipo de depósito a quilômetros da margem; C) Os depósitos de interdunas úmidas e secas ocorrem simultaneamente.

maneiras distintas, ilustrados na figura 26. O ponto MGB-002 não foi incluso na análise de ciclicidade de grande amplitude devido à pequena espessura e a inexistência de continuidade vertical com o outro afloramento estudado.

A unidade A (0 . 7,5 m), como dito anteriormente, constitui uma tendência de *wetting-upward* e é composta por pacotes de dunas e interdunas eólicas e de lençóis de areia úmidos. Esta unidade é representada pela passagem de um espesso pacote de depósitos de dunas eólicas para um intervalo dominado por lençóis de areia úmidos.

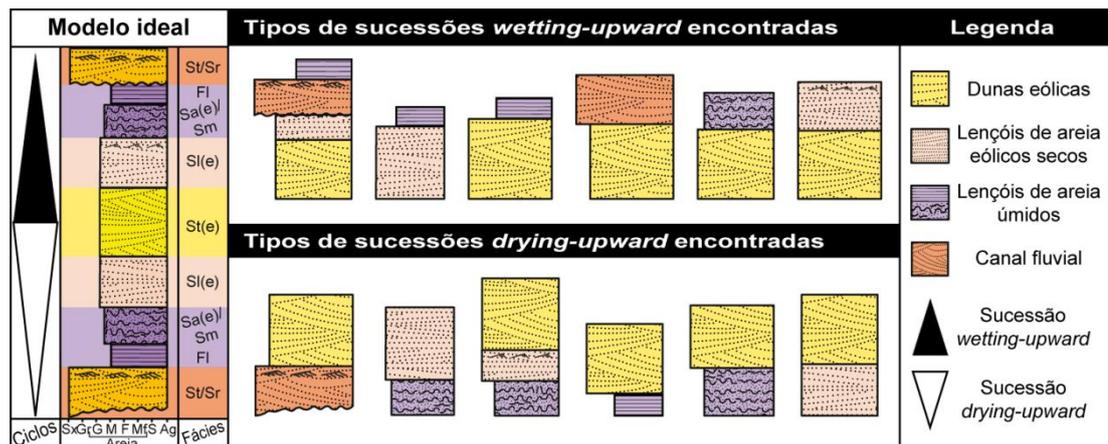


Figura 26: Ciclos de alta frequência encontrados no perfil colunar levantado. Estes ciclos são determinados pela mudança nas condições da superfície deposicional. O modelo ideal ilustra como seria um ciclo completo de *dry/wetting-upward*. Notar que as sucessões encontradas são constituídas por variações faciológicas.

A Unidade B (7,5 m . 30 m) caracteriza-se por uma redução da umidade para o topo, marcada pela diminuição na razão entre lençol de areia úmido e lençóis de areia eólico secos/dunas eólicas, definindo um intervalo de *drying-upward*. Esta unidade é constituída na base por pacotes de dunas eólicas que se intercalam com delgados (<50 cm) pacotes de lençóis de areia úmidos e secos. Na porção central da unidade os lençóis secos e úmidos desaparecem e ocorre um progressivo aumento na espessura dos sets de estratos cruzados de dunas eólicas, que podem alcançar até 1,2 m.

A unidade C (30 . 51 m) mostra um aumento progressivo e gradual da umidade para o topo, caracterizado pela ocorrência mais frequente da associação de fácies de lençóis de areia úmidos, bem como pela redução na espessura e quantidade dos pacotes de dunas e lençóis de areia eólicos secos, definindo um intervalo de *wetting-upward*. A base desta unidade é constituída predominantemente por depósitos de dunas eólicas intercalados

com delgados níveis de lençóis de areia úmidos (<20 cm). A porção central da unidade, por sua vez, é caracterizada pela alternância de lençóis de areia úmidos com lençóis eólicos secos e dunas eólicas, ocorrendo um progressivo aumento na espessura dos lençóis úmidos em direção ao topo da seção.

Estes intervalos maiores (unidades A, B e C) são compostos por ciclos menores de *dry/wetting-upward*, caracterizados pelo empilhamento vertical de fácies formadas sob diferentes condições deposicionais. A figura 26 ilustra as diferentes sucessões de *drying* e de *wetting-upward* interpretadas, que alternadas ao longo da seção vertical definem ciclos de alta frequência.

As sucessões de *wetting-upward* de alta frequência apresentam espessuras entre 0,3 a 2 m, estando as sucessões de maior espessura inseridas nos intervalos de maior umidade (próximas do topo das unidades A e C). As sucessões de *drying-upward* de alta frequência, por sua vez, têm espessuras que variam de 0,7 a 3,5 metros, sendo as de maiores espessuras inseridas nos intervalos menos úmidos (topo da unidade B).

6.3. Modelo estratigráfico

A Fm. Mangabeira, no intervalo estudado, preserva uma alternância de diferentes associações faciológicas (dunas e interdunas eólicas, lençóis de areia eólicos secos, lençóis de areia úmidos e canal fluvial) limitadas por superfícies horizontais bem demarcadas, que dividem a sucessão sedimentar em intervalos com diferentes condições de deposição. As características sedimentares e a natureza dos contatos entre as associações de fácies indicam que os depósitos representam episódios de acumulação distintos. É claro o predomínio de unidades eólicas, porém as suas intercalações com depósitos úmidos variam ao longo do empilhamento, definindo os ciclos de *dry/wetting-upward* de alta frequência discutidos anteriormente.

O desenvolvimento e a origem destas superfícies limítrofes, bem como os tipos de depósitos que se desenvolvem sobre elas, estão relacionados a combinações dos seguintes fatores controladores: (i) capacidade de

transporte dos sedimentos eólicos, consequência da saturação de areia e velocidade do vento; (ii) disponibilidade de areia seca para transporte eólico, produto da estabilidade do substrato, tamanho de grão e umidade; e (iii) comportamento do lençol freático, condicionado pela subsidência da bacia e/ou mudanças climáticas (Figura 27ig. 27).

Os pacotes de dunas eólicas que envolvem sobreposição de sets com a intervenção de poucos depósitos de interdunas secas são denominados de sistemas eólicos secos (Kocurek & Havholm, 1993). Conforme Scherer & Lavina (2005), este tipo de sistema eólico se desenvolve quando o lençol freático está permanentemente abaixo da superfície deposicional e nenhum outro fator de estabilização controla a sedimentação, sendo diretamente relacionado a condições com alta disponibilidade de areia e alta capacidade de transporte eólico. Nessas condições, os sedimentos são transportados pelo vento até regiões onde há a desaceleração do fluxo em virtude da expansão do mesmo ao entrar em uma área deprimida, do padrão de circulação atmosférica (convergência de ventos) ou da interferência de alguma barreira topográfica. A acumulação em sistemas eólicos secos começa após a saturação em areia na superfície deposicional, quando o balanço sedimentar é positivo e as dunas começam a cavalgar umas sobre as outras (Wilson, 1971; Rubin & Hunter, 1982; Kocurek *et al.*, 1992). O ângulo de cavalgamento das formas de leito é determinado pela razão entre a taxa de subsidência da bacia e a taxa de influxo sedimentar.

Durante as fases favoráveis ao desenvolvimento de dunas eólicas também ocorrem pacotes com depósitos de interdunas úmidas, definindo sistemas eólicos úmidos (Kocurek & Havholm, 1993), que ocorrem preferencialmente na base do intervalo estudado. O desenvolvimento deste sistema requer que o nível do lençol freático seja relativamente alto, próximo ou sobre a superfície deposicional, restringindo a disponibilidade de areia seca para o transporte eólico. Assim, o transporte efetivo é menor que o transporte de sedimentos potencial, gerando ventos subsaturados. A acumulação em sistemas eólicos úmidos requer uma subida progressiva do lençol freático, protegendo as interdunas planas da erosão eólica (Scherer *et al.*, 2002). Esta subida pode ser absoluta, devido a mudanças climáticas ou

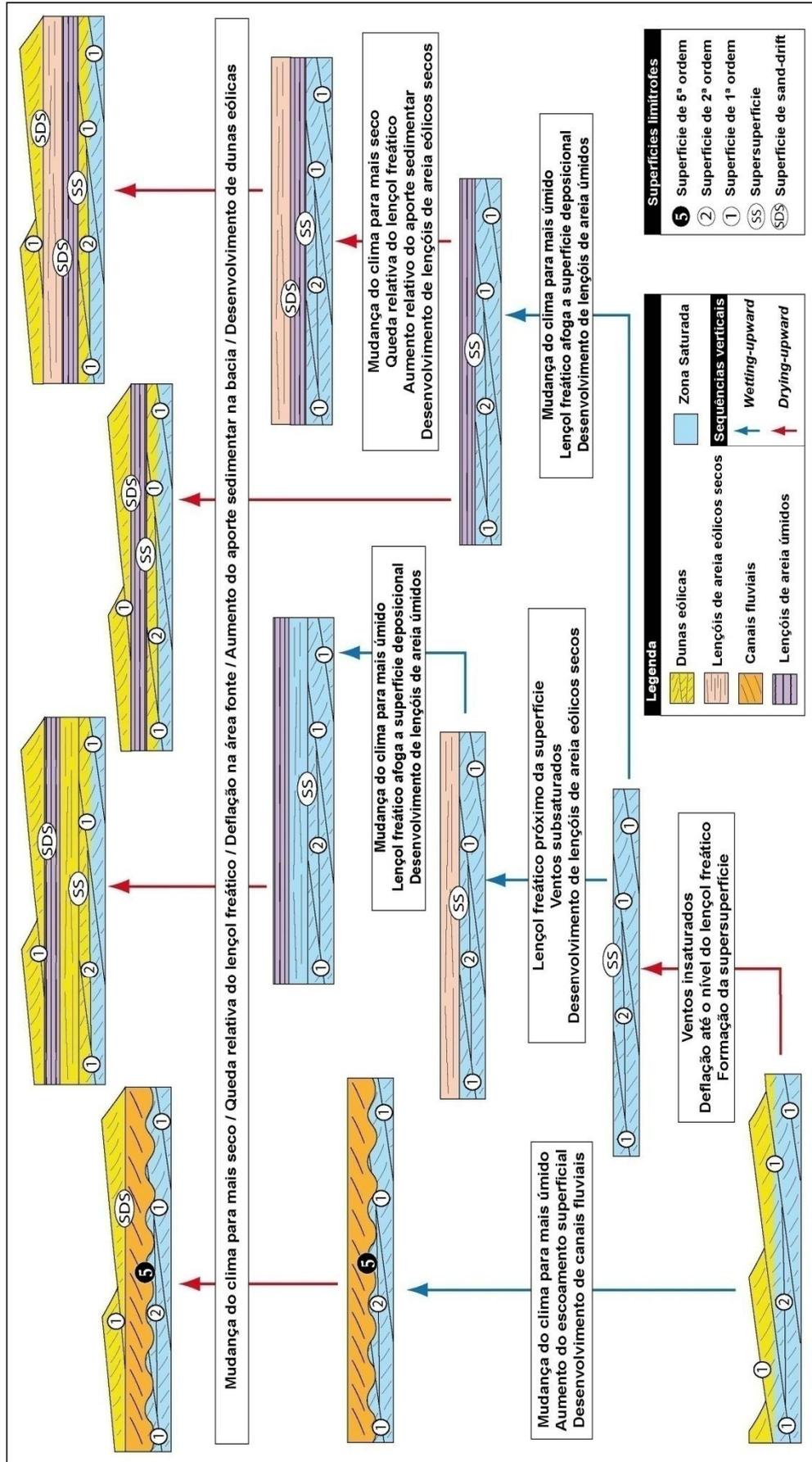


Figura 27: Diferentes sucessões verticais observadas no intervalo estudado da Fm. Mangabeira e o desenvolvimento de supersuperfícies e superfícies de sand-drift.

por efeito de uma subida do nível do mar, ou relativa, devido à subsidência da coluna sedimentar através do nível freático estático. O ângulo de cavalgamento das formas de leito será determinado pela razão entre a taxa de subida do lençol freático e a taxa de migração das dunas eólicas. Embora haja uma ampla influência do lençol freático observável no empilhamento vertical de fácies do intervalo estudado, isto não é uma evidência que os depósitos úmidos foram acumulados lateralmente às dunas e interdunas ativas.

As superfícies que limitam os depósitos de dunas/interdunas eólicas dos depósitos de lençóis de areia secos ou úmidos são resultados da deflação desenvolvida no sistema, originada a partir de um balanço sedimentar negativo como resposta a uma redução no aporte sedimentar ou a um aumento da capacidade de transporte eólico dentro da bacia. A deflação tem como limite inferior de atuação e, conseqüentemente, como fator controlador, o nível do lençol freático. Estas superfícies de deflação indicam que a acumulação não foi contínua e pode ter sido caracterizada por longos períodos de não deposição, podendo ainda estar relacionadas à supersuperfícies (Kocurek, 1988), onde o tempo representado por estas pode ser muito mais longo do que o tempo envolvido na acumulação de dunas e lençóis de areia.

Após o desenvolvimento da supersuperfície, a acumulação de sedimentos na Fm. Mangabeira pode se desenvolver de duas maneiras distintas, formando lençóis de areia úmidos ou lençóis de areia eólicos secos. Os estratos de dunas eólicas, de lençóis de areia eólicos secos e de lençóis de areia úmidos, não apresentam relação lateral ou interdigitação, e os contatos entre eles (tanto superior como inferior) são superfícies horizontais abruptas. Isto sugere que, ao invés dos lençóis de areia secos ou úmidos acumularem-se lateralmente as dunas eólicas, estes representam distintos eventos de acumulação, não existindo uma contemporaneidade na deposição destas diferentes associações de fácies.

O desenvolvimento de lençóis de areia eólicos secos, onde as condições não são favoráveis para o crescimento de dunas, está relacionado a diferentes fatores (Veiga *et al.*, 2002). Em condições dominadas por

processos eólicos uma elevação no nível do lençol freático, mesmo por instantes, faz com que a velocidade necessária para o transporte de sedimentos seja maior, o que, sob condições de ventos constantes, reduzirá o montante de areia disponível para o transporte eólico. Deste modo, a restrição de areia disponível pode continuar e facilitar a acumulação vertical de lençóis de areia eólicos secos.

A elevação no nível do lençol freático pode continuar e afogar a superfície deposicional, originando depósitos de superfície úmida. Os lençóis de areia úmidos estão relacionados às estas elevações, onde o balanço entre a elevação do lençol freático e a taxa deposicional na área determinará o caráter do depósito resultante (Fácies FI ou Sa(e)). Em circunstâncias em que o lençol freático ou sua franja capilar intercepta a superfície deposicional, têm-se as condições favoráveis para formação das esteiras e/ou estruturas induzidas por microbiais. Por vezes, depósitos gerados por correntes fluviais de baixa energia (arenitos maciços, com laminações horizontais ou com laminações cruzadas de marcas onduladas) podem se intercalar na seção, marcando momentos em que ocorreu um aumento no escoamento de águas superficiais fruto de chuvas mais intensas. A acumulação desses sistemas é como nas interdunas úmidas, requer uma subida progressiva do lençol freático capeando e protegendo os depósitos da erosão.

O canal fluvial presente no intervalo estudado também representa variações nas condições superficiais de deposição, refletindo mudanças no aporte de sedimentos para a bacia e sugerindo mudanças climáticas na área fonte. A elevação do lençol freático até sobrepor a superfície deposicional, juntamente com um aumento do escoamento superficial e uma consequente diminuição da capacidade de transporte eólico, promove a acumulação dos depósitos fluviais.

Os pacotes eólicos subsequentes, formados por lençóis de areia eólicos secos ou dunas/interdunas eólicas, desenvolvem-se a partir de superfícies basais planas e erosivas que truncam os depósitos úmidos sotopostos. Estas superfícies, denominadas *sand-drift surfaces* (Clemmensen & Tirsgaard, 1990), são formadas por deflação eólica de

sedimentos não-eólicos (lençóis úmidos). A retomada da sedimentação eólica é dada por um aumento na disponibilidade de areia seca, fruto de um lençol freático baixo.

6.4. Fatores controladores

A alternância entre pacotes eólicos e de lençóis úmidos e fluviais, marcam variações do lençol freático e na disponibilidade de sedimentos, que podem ser induzidos por diferentes fatores. A atividade tectônica, as mudanças climáticas ou as oscilações eustáticas (em ambientes eólicos costeiros), podem controlar a posição e a dinâmica do lençol freático (Kocurek *et al.*, 2001). Como ressaltado anteriormente no item 5, durante a evolução da Fm. Mangabeira, a Bacia do Espinhaço é caracterizada por uma subsidência termo-flexural, sem atividade tectônica importante, influenciada pela eustasia e pela intensificação das condições de aridez do ambiente. Portanto, os movimentos tectônicos locais não tiveram um papel influente nas oscilações de alta frequência do lençol freático, tendo o seu papel restrito a tendência geral de subida do lençol freático que possibilitou a preservação dos depósitos da Fm. Mangabeira.

Desta forma o clima e/ou o nível relativo do mar devem ter controlado a ciclicidade observada na Fm. Mangabeira. Como o sistema eólico está relacionado a depósitos marinhos (contato gradacional com a Fm. Açuruá, conforme Guimarães, 2008), as oscilações do nível relativo do mar podem ter influenciado o comportamento do freático. Chan & Kocurek (1986) demonstraram que o nível relativo do mar pode influenciar no lençol freático até dezenas de quilômetros da linha de costa. Assim, os períodos de desenvolvimento de pacotes eólicos podem estar associados a um rebaixamento do nível relativo do mar, enquanto os intervalos de predomínio de lençóis úmidos podem representar momentos de subida do nível relativo do mar.

As variações climáticas também podem ter controlado a posição e o comportamento do lençol freático, através da alternância de períodos úmidos e áridos. Os períodos úmidos apresentam aumento na taxa de precipitação

que recarregam os aquíferos, resultando na elevação do nível freático regional e reduzindo a disponibilidade de sedimentos, impossibilitando assim, a deposição eólica e favorecendo o desenvolvimento de depósitos de lençóis úmidos e/ou fluviais. Já nos períodos áridos ocorre uma diminuição das taxas de precipitação, levando a um decréscimo na recarga dos aquíferos e baixando o nível do freático. O aumento da aridez no sistema favorece o desenvolvimento de espessos pacotes eólicos, em consequência da alta disponibilidade de areia seca no sistema. A acumulação de pacotes eólicos predomina até que a disponibilidade de sedimentos seja exaurida, resultando na formação de supersuperfícies (Fig. 28 Figura 28).

Embora não seja possível calcular a duração precisa destes ciclos, estas variações de alta frequência podem ser respostas de processos orbitais como os ciclos de Milankovitch (Veiga *et al.* 2002). Os ciclos de Milankovitch são caracterizados por intervalos de *icehouse*, onde ocorre o desenvolvimento preferencial de *ergs*, em decorrência da aridez e da maior velocidade dos ventos, alternado com intervalos de *greenhouse*, vinculados à estabilização pela deflação dos sistemas eólicos seguidos de acumulação de sistemas aquosos.

No presente estudo é difícil definir qual destes dois fatores (clima x n.r.m.) estaria controlando o desenvolvimento dos ciclos. Muitas vezes, as variações do nível do mar são induzidas pelo clima, podendo existir uma relação direta entre estes dois fatores. Estudos mais regionais precisam ser realizados na Fm. Mangabeira, principalmente na zona de contato com os depósitos marinhos da Fm. Açuruá, a fim de se constatar a possível influência do nível relativo do mar na ciclicidade da Fm. Mangabeira.

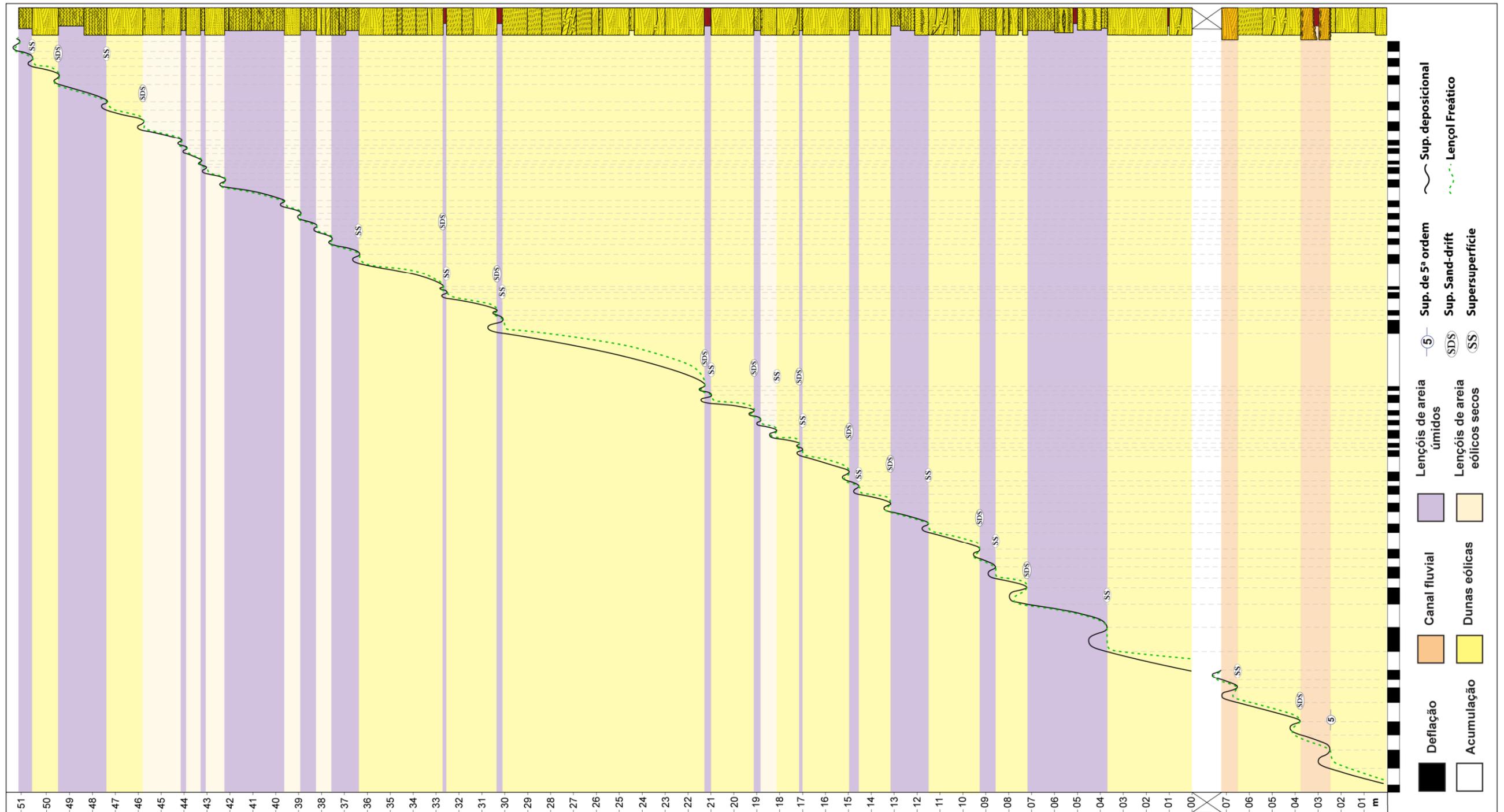


Figura 28: Relação entre as oscilações do nível do lençol freático e as diferentes sucessões verticais observadas no intervalo estudado. A tendência de subida do nível do lençol freático está vinculada à atividade tectônica, enquanto as oscilações de maior frequência podem estar relacionadas a mudanças climáticas ou variações no n.r.m.

7. CONCLUSÕES

1. A Fm. Mangabeira é caracterizada por sete litofácies que se organizam em quatro associações distintas: i) dunas e interdunas eólicas; ii) lençóis de areia eólicos secos; iii) lençóis de areia úmidos; e iv) canal fluvial;

2. A fácies Sa(e), presente nos lençóis de areia úmidos, apresentam estruturas sedimentares que, analisadas em microscópio óptico e comparadas com estruturas semelhantes em outros estudos, caracterizam processos deposicionais induzidos por atividade microbiana;

3. A partir dos dados obtidos pelo gamaespectrômetro e da construção dos diagramas de dispersão, fica notável a distinção entre as assinaturas das associações de litofácies. Os menores valores são representados pelas dunas e interdunas eólicas, valores intermediários pelos lençóis de areia eólicos secos e, finalmente, os maiores valores pelos lençóis de areia úmidos.

4. A partir do empilhamento vertical de fácies e das associações interpretadas, podemos definir que o intervalo estudado da Fm. Mangabeira representa uma porção de margem de erg, onde processos eólicos e fluviais coexistem ou se alternam ao longo do tempo. A definição se o intervalo estudado consiste em uma região de *fore-erg* ou *back-erg* não foi possível com os dados disponíveis, necessitando-se para tanto de uma reconstrução paleogeográfica mais ampla.

5. As associações de fácies intercalam-se de modo que a razão entre as associações de dunas eólicas e lençóis de areia úmidos constitui intervalos de *drying* e *wetting-upward* que se sucedem verticalmente. O

intervalo de *drying-upward* (unidade B) é caracterizado pela redução de umidade para o topo, enquanto os intervalos de *wetting-upward* (unidades A e C) pelo aumento da umidade para o topo. Estes intervalos maiores são constituídos por ciclos de alta frequência de *dry-wetting upward*.

6. A alternância entre pacotes eólicos e de lençóis úmidos e fluviais, marcam variações do lençol freático e na disponibilidade de sedimentos. Estas variações são induzidas por três fatores: i) atividade tectônica, tendo o seu papel restrito a tendência geral de subida do lençol freático; ii) variações climáticas, através da alternância de períodos úmidos e áridos; e iii) oscilações do nível relativo do mar, tendo o desenvolvimento do *erg* relacionado a níveis mais baixos, e durante os níveis de subida do n.r.m. o predomínio de lençóis de areia úmidos.

7. Embora não seja possível calcular a duração precisa desta ciclicidade no intervalo estudado, estas variações de alta frequência podem ser respostas de processos orbitais como os ciclos de Milankovitch.

8. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A.; 1981. **Brazilian structural provinces: an introduction.** Earth Science Review, v. 17, p. 1. 29.
- ALMEIDA, F. F. M.; 1977. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349-364.
- BABINSKI, M., PEDREIRA, A. J., NEVES, B. B. B.; 1999. **Contribuição à Geocronologia da Chapada Diamantina.** In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7. Lençóis. *Anais.* Lençóis: SBG, p. 118-120.
- BARBOSA, J. S. F., SABATÉ, P., MARINHO, M. M.; 2003. **O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma síntese.** Revista Brasileira de Geociências, v. 33, p. 3-6.
- BAULD, J., 1981. **Geobiological role of cyanobacterial mats in sedimentary environments: production and preservation of organic matter.** BMR J. Austral. Geol. Geophys., v. 6, p. 307. 317.
- BIGARELLA, J. J.; 1972. **Eolian environment their characteristics, recognition and importance.** In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Dallas, Special Publications. Soc. Ec. Paleont. Mineral . AAPG, n. 16, p. 11-62.
- BISWAS, A.; 2005. **Coarse aeolianites: sand sheets and zibar-interzibar facies from Mesoproterozoic Cuddapah Basin, India.** Sedimentary Geology, v. 174, p. 149. 160.

- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J. H., BAARS, F. J., DELGADO, I. M., ABRAM, M. B., LEÃO NETO, R., MATOS, G. M. M., SANTOS, J. O. S. (Coords.); 2001. **Mapa Geológico do Brasil 1:5,000,000**. Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil. GIS, Brasília, CPRM, 4 CD-Rom.
- BRITO NEVES, B. B. & ALCKMIM, F. F.; 1993. **Cráton: evolução de um conceito**. In: DOMINGUEZ, J. M. L., MISI, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco. Sociedade Brasileira de Geologia/SGM/CNPq, Salvador, pp. 1. 10.
- BROOKFIELD, M. E.; 1977. **The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones**. *Sedimentology*, v. 24, p. 303-332.
- BROOKFIELD, M. E.; 1979. **Anatomy of a Lower Permian Aeolian Sandstone Complex**. *Scottland Journal Geology*, v. 15, p. 81-96.
- CHAN, M. A. & KOCUREK, G.; 1988. **Complexities in eolian and marine interactions: Processes and eustatic controls on erg development**. *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 283-300.
- CLEMMENSEN, L. B., & ABRAHAMSEN, K.; 1983. **Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland**. *Sedimentology*, v. 30, p. 311-339.
- CLEMMENSEN, L. B., & DAM, G.; 1993. **Aeolian sand sheet deposits in the Lower Cambrian Neksø Sandstone Formation, Bornholm, Denmark: sedimentary architecture and genesis**. *Sedimentary Geology*, v. 83, p. 71. 85.
- CLEMMENSEN, L. B., OLSEN, H., BLAKEY, R. C.; 1989. **Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, south Utah**. *Geological Soc. Am. Bulletin*, v. 101, p. 759. 773.
- CLEMMENSEN, L. C. & TIRSGAARD, H.; 1990. **Sand-drift surfaces: a neglected type of bounding surface**. *Geology*, v. 18, p. 1142-1145.
- COLLINSON, J. D.; 1969. **The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England**. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 194-221.

- COSTERTON, J., STOODLEY, P.; 2003. **Microbial biofilms: protective niches in ancient and modern geomicrobiology.** *In:* KRUMBEIN, W. E., PATERSON, D. M., ZAVARZIN, G. A. (Eds.), Fossil and Recent Biofilms (Preface). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. xv. xxi.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; 1993. **As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacias.** *In:* DOMINGUEZ, J. M. L., MISI, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco: reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador: SBG Núcleo BA-SE. p. 137-159.
- DUSSIN, I. A. & DUSSIN, T. M.; 1995. **Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica.** *Geonomos*, v. 3, p. 19-26.
- ERIKSSON, K. A. & SIMPSON, E. L.; 1998. **Controls on spatial and temporal distribution of Precambrian eolianites.** *Sedimentary Geology* 120, p. 275. 294.
- FRYBERGER, S. G. & SCHENK, C. J.; 1981. **Wind tunnel experiments and the origin of eolian strata.** *Sedimentology*, v. 28, p. 805-821.
- FRYBERGER, S. G., AHLBRANDT, T. S., ANDREWS, S.; 1979. **Origin, sedimentary features, and significance of low-angle aeolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 733-749.
- FRYBERGER, S. G., HESP, P., HASTINGS, K.; 1992. **Aeolian granule ripple deposits , Namibia.** *Sedimentology*, v. 39, p. 319-331.
- FRYBERGER, S. G., SCHENK, C. J., KRISTINIK, L. F.; 1988. **Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition.** *Sedimentology*, v. 35, p. 21-41.
- GERDES, G.; 2007. **Structures Left by Modern Microbial Mats in Their Host Sediments.** *In:* SCHIEBER, J., BOSE, P. K., ERIKSSON, P. G., BANERJEE, S., SARKAR, S., ALTERMANN, W., CATUNEANU, O. (Eds), Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record. p. 5-38.
- GUIMARÃES, J. T. (Org.); 2008. **Geologia da Chapada Diamantina Ocidental (Projeto Ibitiara É Rio de Contas).** Programa Recursos Minerais do Brasil. Salvador/BA, CPRM/CBPM, 64p.

- HUBERT, J. F. & MERTZ, K. A.; 1980. **Eolian dune field of Late Triassic age, Funde Basin, Nova Scotia.** *Geology*, v. 8, n. 11, p. 516-519.
- HUNTER, R. E.; 1977. **Basic types of stratification in small eolian dunes.** *Sedimentology*, v. 24, p. 361. 387.
- HUNTER, R. E.; 1981. **Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior U.S.A.** *In: ETHRIDGE, F. G., FLORES, R. M. (Eds), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments, SEPM, Special Publication, v. 31, p. 315-329.*
- INDA, H. A. V., BARBOSA, J. S. F.; 1978. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia. Escala 1:1.000.000.** Salvador: SME/CPM, p. 237. mapa anexo.
- KOCUREK, G. & DOTT, R. H.; 1981. **Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 579-595.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K. G.; 1993. **Eolian sequence stratigraphy: a conceptual framework.** *In: WEIMER, P. W. & POSAMENTIER, H. W. (Eds), Siliciclastic Sequence Stratigraphy . Recent Developments and Applications , AAPG Memoir, v. 58, p. 393-409.*
- KOCUREK, G. & NIELSON, J.; 1986. **Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets.** *Sedimentology*, v. 33, p. 795-816.
- KOCUREK, G., ROBINSON, N. I., SHARP, J. M.; 2001. **The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level.** *Sedimentary Geology*, v. 139, p. 1-13.
- KOCUREK, G., TOWNSLEY, E. Y., HAVHOLM, K., SWEET, M. L.; 1992. **Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-control on accumulation.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 622. 636.
- KOCUREK, G.; 1986. **Origins of low-angle stratification in aeolian deposits.** *In: NICKLING, W. G. (Ed), Aeolian Geomorphology. p. 177-193.*

- KOCUREK, G.; 1988. **First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited.** *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 193-206.
- KOCUREK, G.; 1991. **Interpretation of ancient eolian sand dunes.** *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, v. 19, p. 43-75.
- KOCUREK, G.; 1996. **Desert aeolian systems.** *In: READING, H. G. (Ed), Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy. 3^a ed., p. 125-153.*
- LOOPE, D. B. & SIMPSON, E. L.; 1992. **Significance of thin sets of eolian cross-strata, Jurassic of eastern Utah.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 849. 859.
- MCKEE, E. D. & BIGARELLA, J. J.; 1972. **Deformational structures in Brazilian Coastal dunes.** *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 670-681.
- MCKEE, E. D. & BIGARELLA, J. J.; 1979. **Sedimentary structures in dunes.** *In: McKEE, E. D. (ed), A study of global sand seas. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1052, p. 83-134.*
- MIALL, A. D.; 1977. **A Review of the Braided-River Depositional Environment.** *Earth-Science Review*, v. 13, n. 1, p. 1-62.
- MIALL, A. D.; 1984. **Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.** *Earth-Science Review*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A. D.; 1988. **Facies architecture in clastic sedimentary basins.** *In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. (Eds), New Perspectives in Basin Analysis. New York, Springer-Verlag, p. 67-81.*
- MIALL, A. D.; 1996. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies.** *Basin Analysis and Petroleum Geology, New York: Springer-Verlag, 582 p.*
- NOFFKE, N., 2003. **Epibenthic cyanobacterial communities counteracting sedimentary processes within siliciclastic depositional systems (present and past).** *In: PATERSON, D. M., ZAVARZIN, G., KRUMBEIN, W. E. (Eds.), Biofilms Through Space and*

- Time. Congress Proceedings. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 265-280.
- NOFFKE, N.; 2009. **The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits.** Earth-Science Reviews, v. 96, p. 173-180.
- PEDREIRA, A. J.; 1994. **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica.** Tese (Doutorado em Geociências) . Instituto de geociências, curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PORTER, M. L., 1986. **Sedimentary record of erg migration.** Geology, v. 14, p. 497-500.
- POWERS, M. C.; 1953. **A new roundness scale for sedimentary particles.** Journal of Sedimentary Petrology, v. 23, p. 117-119.
- READING, H. G.; 1996. **Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy.** Blackwell Science, 688p.
- RODRÍGUEZ-LÓPEZ, J. P., MELÉNDEZ, N., DE BOER, P. L., SORIA, A. R.; 2012. **Controls on marine-erg margin cycle variability: aeolian-marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain.** Sedimentology, v. 59, p. 466-501.
- RUBIN, D. M. & HUNTER, R. E.; 1983. **Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding.** In: BROOKFIELD, M. E. & AHLBRANDT, T. S. (Eds), Eolian Sediments and Processes, SEPM, Dev. Sedimentol.,v. 38, p. 407-427.
- RUBIN, D. M.; 1987. **Cross-bedding, bedform and paleocurrents.** In: Concepts in sedimentology and paleontology, v. 1, SEPM, 187 p.
- RUFFELL, A., WORDEN, R., EVANS, R.; 2003. **Palaeoclimate controls on spectral gamma-ray radiation from sandstones.** In: WORDEN, R. H. & MORALD, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publications, v. 34, p. 93-108.
- SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L. C., DIAS FILHO, D. C., OLIVEIRA, F. M., BONGIOLO, D. E., AGUIAR, E. S.; 2007. **Stratigraphy and facies**

- architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil.** *Sedimentary Geology*, v. 194, p. 169-193.
- SCHERER, C. M. S., LAVINA, E. L. C.; 2005. **Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil.** *Sedimentology*, v. 52, p. 1323-1341.
- SCHERER, C. M. S.; 2004. **Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos.** *Notas de aula*, p. 56. 124.
- SCHERER, C.M.S.; 2002. **Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil.** *Sedimentology*, v. 49, p. 97. 116.
- SCHIEBER, J.; 1986. **The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Mid-Proterozoic basins.** *Sedimentology*, v. 33, p. 521. 536.
- SCHIEBER, J.; 1999. **Microbial Mats in Terrigenous Clastics: The Challenge of Identification in the Rock Record.** *Palaios*, v. 14, p. 3-12.
- SCHIEBER, J.; 2007. **Microbial Mats on Muddy Substrates – Examples of Possible Sedimentary Features and Underlying Processes.** *In: SCHIEBER, J., BOSE, P. K., ERIKSSON, P. G., BANERJEE, S., SARKAR, S., ALTERMANN, W., CATUNEANU, O. (Eds), Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record.* p. 117-133.
- SCHOBENHAUS, C. & KAUL, P. F. T.; 1971. **Contribuio  estratigrafia da Chapada Diamantina- Bahia - Central.** *Minerao e Metalurgia*, v. 53, p. 116-120.
- SCHOBENHAUS, C.; 1996. **As Tafrogeneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e notas propostas.** *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 265-276.
- VEIGA, G. D., SPALLETTI, L. A., FLINT, S.; 2002. **Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avil Member of the Agrio Formation**

(Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina.
Sedimentology, v. 49, p. 1001-1019.

WALKER, R. G.; 1992. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts.** *In:* WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Eds), Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 409p.

WENTHWORTH, C.; 1922. **A scale of grade and class term for clastic sediment.** Journal of. Geology, v. 30, p. 377-392.

WILSON, I. G.; 1971. **Desert sandflow basins and a model for the development of ergs.** Geographical Journal, v. 137, p. 180. 189.

WIZEVICH, M. C.; 1991. **Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques.** *In:* MIAL, A.D. & TYLER, N. (Eds), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa: SEPM Geology, p. 22-24.

GEO-03015 - PROJETO TEMÁTICO EM GEOLOGIA III

Título da Monografia: ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO MANGABEIRA, SUPERGRUPO ESPINHAÇO-BA	
Autor: EZEQUIEL GALVÃO DE SOUZA	
Orientador(es): CLAITON SCHERER	
Nota Final (1 até 10): 9,5	
Examinador: Juliano Kuchle	Data: 12/12/12

1. O título é informativo e reflete o conteúdo da monografia? Sim . Não (). Em parte ().
2. O resumo do trabalho informa sobre os tópicos essenciais da monografia? Sim . Não (). Em parte ().
3. As ilustrações são úteis e adequadas? Sim . Não (). Em parte ().
4. O manuscrito apresenta estrutura organizada? Sim . Não (). Em parte ().
5. A introdução apresenta os fundamentos para o restante do texto da monografia? Sim . Não (). Em parte ().
6. Os materiais e métodos são descritos adequadamente? Sim . Não (). Em parte ().
7. Os resultados são de qualidade e mostrados concisamente? Sim . Não (). Em parte ().
8. As interpretações e conclusões são baseadas nos dados obtidos? Sim . Não (). Em parte ().
9. As referências são convenientes e usadas adequadamente? Sim . Não (). Em parte ().
10. O manuscrito possui boa redação (digitação, ortografia e gramática)? Sim . Não (). Em parte ().

Comentários:
Monografia de excelente qualidade.
Tema relevante, o aluno demonstra capacidade
completa de compreensão e explanação do
tema.