

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

**Lilian Ribeiro Silva Born**

**A FORMAÇÃO TOMBADOR NA PORÇÃO NORDESTE DA  
CHAPADA DIAMANTINA - BA: FACIOLOGIA, SISTEMAS  
DEPOSICIONAIS E ESTRATIGRAFIA**

**Porto Alegre, Março de 2012**

**Lilian Ribeiro Silva Born**

**A FORMAÇÃO TOMBADOR NA PORÇÃO NORDESTE DA  
CHAPADA DIAMANTINA-BA: FACIOLOGIA, SISTEMAS  
DEPOSICIONAIS E ESTRATIGRAFIA**

**Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

**Banca examinadora: Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini – UNISINOS**

**Prof. Dr. Michael Holz – UFBA**

**Dr. Guilherme Raja Gabaglia - PETROBRAS**

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito para obtenção do Título de  
Mestre em Geociências,.

**Porto Alegre, Março de 2012**

Silva-Born, Lilian Ribeiro

A Formação Tombador na porção nordeste da Chapada Diamantina - Bahia: Estratigrafia, Faciologia e Ambientes de sedimentação./Lilian Ribeiro Silva Born - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

[152 f.] il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

1. Bacia do Espinhaço. 2. Chapada Diamantina. 3. Formação Tombador. 4. Proterozóico

Dedico esta conquista ao pesquisador, geólogo, mestre e amado Christian Corrêa Born, que esteve presente de corpo e espírito ao meu lado durante toda a confecção da dissertação. Dedico-lhe esta vitória pela sua tamanha contribuição científica, por suas demasiadas críticas construtivas e inúmeras elucidações que vieram a transformar esta pesquisa em algo que ultrapassa os limites de um simples título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu orientador Professor Claiton Marlon dos Santos Scherer, por ter me feito o convite para o mestrado nesta área maravilhosa que é a Estratigrafia, pela confiança depositada em mim e pelo auxílio.

Agradeço ao meu marido e geólogo Christian Corrêa Born pela parceria nos trabalhos de campo, pelas importantes discussões geológicas e infinita paciência. Agradeço-o, principalmente, pelo grande auxílio científico na produção desta. Agradeço-lhe ainda, por me confortar nos momentos de ansiedade e inquietude que surgiram ao longo desta dissertação.

Agradeço a minha mãe Lia e ao meu pai José Maria por todo o amor, carinho, compreensão, pela confiança, incentivo e educação me fornecidos ao longo destes anos, os quais me transformaram nesta guerreira que sou.

Ao meu sogro Ricardo por me levar pra lá e pra cá, pelo churrasco do domingo e pelo amor de pai. À minha sogra Rosemary pelos almoços gostosos, carinho e amor de mãe.

Aos colegas que fazem parte do grupo de pesquisa do Projeto Rifte e Chapada Diamantina, especialmente ao Olavo e a Ana, pela ajuda em me enviar dados, nos fotomosaicos, na preparação do campo da segunda etapa e por me auxiliarem no programa Illustrator. Ao Carlinhos por sanar as minhas dúvidas nas questões administrativas, sempre com boa vontade.

Agradeço à Manuela pela companhia no trabalho de campo, pelas discussões geológicas e pela amizade. À Natália, pelo ombro amigo e pelo auxílio sempre que necessário.

Por fim, agradeço aos gaúchos e gaúchas da UFRGS por terem me recebido de braços abertos e por todos que contribuíram direta ou indiretamente na confecção desta dissertação.

## RESUMO

A porção nordeste da Formação Tombador na Chapada Diamantina compreende arenitos e conglomerados de idade mesoproterozóica relacionados a sistemas fluviais e eólicos. O presente estudo utiliza dados de seis seções estratigráficas levantadas na Serra do Tombador, com o intuito de caracterizar esses sistemas, compreender sua distribuição espacial e sua evolução estratigráfica.

Treze litofácies foram identificadas e agrupadas em sete associações de fácies: 1–Canais fluviais entrelaçados profundos efêmeros, 2–Canais fluviais entrelaçados rasos efêmeros, 3–Inundações em lençol proximais, 4–Inundações em lençol medianas, 5–Inundações em lençol distais, 6–Lençóis de areia eólicos e 7–Dunas eólicas.

A ausência de quebras significativas na sedimentação indica que essas associações de fácies ocorriam lateralmente justapostas, com o crescente domínio dos depósitos eólicos em direção as porções distais da bacia. A distribuição das associações de fácies, o padrão dispersivo das paleocorrentes e a grande extensão lateral dos depósitos fluviais sugerem que a Formação Tombador seja o registro de um sistema de leques fluviais terminais constituídos por duas zonas distintas: distributária e bacinal. A zona distributária é caracterizada pelo predomínio das associações de fácies 1, 2, 3 e 4, enquanto na zona bacinal ocorrem predominantemente as associações de fácies 5, 6 e 7.

Foram definidas três unidades deposicionais informais conforme a predominância de sucessões fluviais proximais, distais ou eólicas. Essas unidades apresentam diferenças relevantes na forma de ocorrência e nas suas espessuras.

O padrão granodecrescente dos depósitos fluviais na Unidade 1 e a transição para depósitos eólicos da Unidade 2 registram uma retrogradação do sistema fluvial terminal, indicando um trato de sistemas transgressivo (TST) de 3ª ordem. Este trato se estende até a Fm. Caboclo, marcando no topo da Fm. Tombador uma superfície de ravinamento por onda (SRO).

A superfície erosiva que separa a Unidade 2 da Unidade 3 é interpretada como um Limite de Sequências (LS) gerado pelo rebaixamento do nível de base, o qual induziu à escavação de um vale sobre o erg. Este LS é de 4ª ordem, uma vez que está inserido em um TST de 3ª ordem.

O preenchimento do vale por sistemas fluviais entrelaçados (Unidade 3) registra uma lenta subida do nível de base, caracterizando um Trato de Sistemas de Nível

Baixo (TSNB) final (4ª ordem). A possível influência de maré nos depósitos de topo do vale caracterizaria o TST de 4ª ordem.

Durante a escavação e preenchimento do vale na região sul, a região norte era uma área de interflúvio, onde o LS e o TSNB eram representados por uma superfície de deflação eólica. A posterior invasão marinha teria erodido esta superfície por meio da ação de ondas, restando apenas o registro da SRO.

## ABSTRACT

The northeast portion of the Tombador Formation in Chapada Diamantina comprises Mesoproterozoic sandstones and conglomerates related to fluvial and aeolian systems. This study uses data from six stratigraphic logs in the Tombador Range, in order to characterize these systems, understand their spatial distribution and stratigraphic evolution.

Thirteen lithofacies were identified and grouped into seven facies associations: 1– Deep Braided Ephemeral Channels, 2– Shallow Braided Ephemeral Channels, 3 – Proximal Sheetfloods, 4 – Intermediate Sheetfloods, 5 – Distal Sheetfloods, 6 – Aeolian Sandsheets e 7– Aeolian Dunes.

The absence of significant breaks in sedimentation indicates that these facies associations were laterally coexisting, with increasing aeolian deposits towards the basin. The facies associations distribution, the dispersive pattern of paleocurrents and the large lateral extension of fluvial deposits suggest that Tombador Formation is the record of a fluvial distributary systems (terminal fan) consisting of two distinct zones: distributary and basinal. The distributary zone is characterized by the predominance of facies associations 1, 2, 3 and 4, while in the basinal zone occur dominantly the facies associations 5, 6 and 7.

Three informal depositional units were defined according to the predominance of proximal fluvial, distal fluvial or aeolian succession. These units have important differences in thickness and occurrence.

The pattern of fining upward of the fluvial deposits in the Unit 1 and the transition to aeolian deposits of the Unit 2 record a retrogradation of the terminal fluvial system indicating a third order transgressive systems tract (TST). This tract extends to the Caboclo Formation, marking in the top of the Tombador Formation a wave ravinement surface (WRS).

The erosive surface separating the Unit 2 and Unit 3 is interpreted as a sequence boundary (SB) generated by the falling of base level, which induced the excavation of a valley on the erg. This SB is fourth order, once it is inserted into a third order TST.

The filling of the valley by braided fluvial systems (Unit 3) records a slow base level rise, characterizing a Lowstand Systems Tract (LST) (4th order). The possible influence of tidal in the deposits of the valley top would characterize the 4th order's TST.

During the excavation and filling of the valley in the south, the northern region were an interfluves area, where the SB and LST were represented by an aeolian deflation



surface. The subsequent marine invasion would have eroded this surface by wave action, leaving only the record of the WRS.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>viii</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E OBJETIVOS .....	13
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E ACESSOS .....	14
<b>2. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>15</b>
2.1. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO .....	16
2.2. O AULACÓGENO DO PARAMIRIM .....	18
2.3. LITOESTRATIGRAFIA .....	21
2.3.1. SUPERGRUPO ESPINHAÇO .....	21
2.3.2. SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO .....	28
2.4. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS .....	29
2.5. EVENTOS TECTÔNICOS .....	32
<b>3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL</b> .....	<b>36</b>
3.1. DOMÍNIO ESTRUTURAL 1 - MORRO DO CHAPÉU (CD1) .....	36
3.2. DOMÍNIO ESTRUTURAL 2 - GENTIO DO OURO (CD2) .....	37
3.3. DOMÍNIO ESTRUTURAL 3 - PIATÁ (CD3) .....	37
3.4. DOMÍNIO ESTRUTURAL 4 - "BACIA" DE IRECÊ (IR) .....	37
3.5. DOMÍNIO ESTRUTURAL 5 - "BACIA" UNA-UTINGA (UU) .....	38
<b>4. REVISÃO CONCEITUAL</b> .....	<b>40</b>

<b>4.1. SISTEMAS FLUVIAIS .....</b>	<b>40</b>
4.1.1. PROCESSOS .....	40
4.1.2. TIPOLOGIA DOS CANAIS.....	43
4.1.3. ÁREAS EXTERNAS AOS CANAIS (OVERBANK AREAS).....	46
4.1.4. MECANISMOS CONTROLADORES DA TIPOLOGIA DOS CANAIS FLUVIAIS.....	48
4.1.5. ANÁLISE DE SISTEMAS FLUVIAIS NO REGISTRO GEOLÓGICO .....	48
<b>4.2. SISTEMAS EÓLICOS .....</b>	<b>56</b>
4.2.1. TRANSPORTE EÓLICO .....	56
4.2.2. FORMAS DE LEITO EÓLICAS .....	57
4.2.3. ÁREAS DE INTERDUNAS .....	60
4.2.4. LENÇÓIS DE AREIA.....	61
4.2.5. ERGS.....	62
4.2.6. ACUMULAÇÃO E TIPOS DE SISTEMA EÓLICOS.....	64
4.2.7. PRESERVAÇÃO DE SISTEMAS EÓLICOS.....	65
4.2.8. ANÁLISE DE SISTEMAS EÓLICOS NO REGISTRO GEOLÓGICO.....	66
4.2.9. SUPERFÍCIES LIMÍTROFES .....	68
<b>4.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SUCESSÕES PRÉ-CAMBRIANAS.....</b>	<b>72</b>
<b>5. METODOLOGIA.....</b>	<b>74</b>
<b>5.1. PRÉ-CAMPO.....</b>	<b>74</b>
5.1.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	74
5.1.2. MAPAS.....	74
<b>5.2. CAMPO .....</b>	<b>78</b>
5.2.1. DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DE LITOFÁCIES.....	78
5.2.2. CONSTRUÇÃO DE PERFIS LATERAIS DE AFLORAMENTOS .....	78
5.2.3. ANÁLISE DE PALEOCORRENTES.....	79
5.2.4. SEÇÕES COLUNARES.....	79
<b>5.3. METODOLOGIAS DE INTERPRETAÇÃO .....</b>	<b>81</b>
5.3.1. INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	81

5.3.2. TRATAMENTO ESTATÍSTICO DAS PALEOCORRENTES .....	82
5.3.3. INTERPRETAÇÃO DAS PALEOCORRENTES .....	82
5.3.4. CORRELAÇÃO DAS SEÇÕES COLUNARES .....	83
<b>6. RESULTADOS .....</b>	<b>83</b>
6.1. LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES .....	91
6.2. MODELO DEPOSICIONAL .....	114
6.3. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA .....	119
<b>7. DISCUSSÕES.....</b>	<b>124</b>
7.1. VARIAÇÕES LATERAIS .....	124
7.2. EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA .....	128
7.2.1. TRATOS DE SISTEMAS .....	128
7.3. INTERAÇÕES DE ALTA FREQUÊNCIA.....	131
<b>8. CONCLUSÕES .....</b>	<b>135</b>
<b>9. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....</b>	<b>137</b>
<b>10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>138</b>

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Caracterização do problema e objetivos

A Fm. Tombador têm atraído a atenção de diversos pesquisadores desde o início do século XX, devido à ocorrência de diamantes em conglomerados do Membro Lavras. Os aspectos estratigráficos, sedimentológicos, tectônicos e geomorfológicos vêm sendo pesquisados principalmente nas porções centro e sul da Chapada Diamantina.

A Formação Tombador é caracterizada por depósitos fluviais e eólicos, acumulados no mesoproterozoico. Recentemente, Raja Gabaglia, G.P. & Arregui, C.D. 2008 reinterpretaram os depósitos basais da Fm. Tombador na região de Lençóis, como originados em ambiente estuarino.

Grande parte das pesquisas existentes na Fm. Tombador é de cunho regional, pontual, abrange diversas unidades estratigráficas e focam a evolução tectono-estratigráfica da bacia como um todo.

O presente trabalho se concentra na porção nordeste da Chapada Diamantina, onde ainda há carência de dados estratigráficos de detalhe. Nesta região, os modelos de fácies existentes ainda são pouco detalhados, e se faz necessário o entendimento de algumas questões relevantes, tais como:

- Os depósitos estuarinos da base da formação também ocorrem na porção norte da Chapada Diamantina?
- Quais os sistemas deposicionais presentes e como era sua distribuição estratigráfica e paleogeográfica?
- Qual(is) estilo(s) fluvial(is) presentes nesta porção da bacia? Há variação espacial e/ou temporal nestes estilos?
- Qual o padrão de empilhamento da Fm. Tombador?
- Qual a relação entre os sistemas fluviais e eólicos? Coexistiam ou se

alternavam ao longo do tempo?

- Quais as principais rotas de migração dos sedimentos?

Diante deste cenário, o presente trabalho tem como principal objetivo caracterizar os sistemas deposicionais e estabelecer um modelo de evolução estratigráfica da Formação Tombador na porção norte - oriental da Chapada Diamantina.

Entre os objetivos específicos a serem atingidos, destacam-se:

- 1) Caracterizar os estilos fluviais e eólicos com base na análise de fácies e dos elementos arquiteturais,
- 2) Identificar as principais rotas de migração dos sedimentos,
- 3) Identificar e discutir os principais fatores controladores da sedimentação,
- 4) Entender a distribuição lateral e vertical dos sistemas deposicionais, tentando estabelecer um modelo paleogeográfico.

## **1.2. Localização da área de estudo e acessos**

A área de estudo se insere na porção nordeste da Chapada Diamantina, Estado da Bahia. Especificamente, os trabalhos se concentraram na Serra do Tombador, entre as cidades de Jacobina e Tapiramutá (Figura 1).

O acesso a partir de Salvador pode ser feito pela BR-324 rumo à noroeste, até a cidade de Jacobina, que se localiza a 328 km da capital. Para atingir o sul da área pesquisada, a partir de Jacobina, segue-se por 33 km pela BR-131 até a cidade de Miguel Calmon de onde partem as estradas secundárias que sobem a Serra do Tombador.

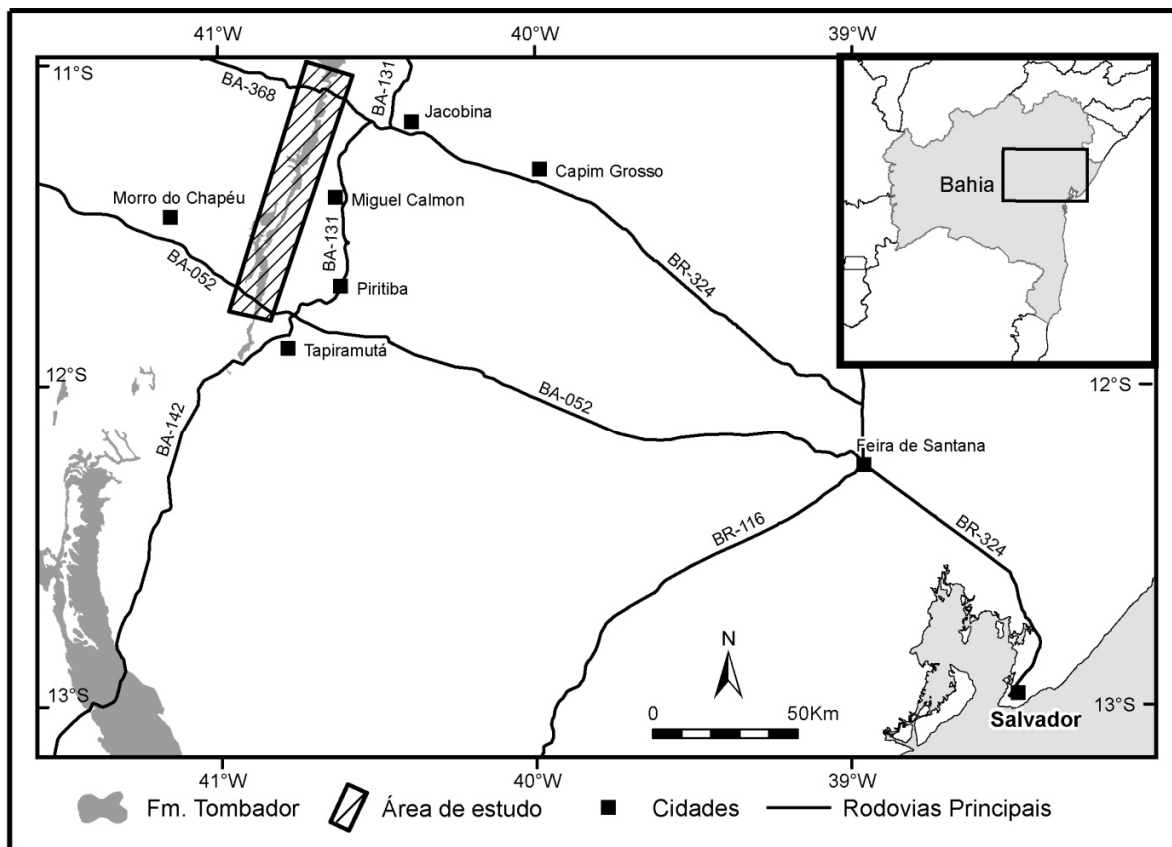


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo mostrando as principais vias de acesso.

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

A Chapada Diamantina está situada na parte central da Província São Francisco (Figura 2) definida originalmente por Almeida *et al.* (1977) como estruturalmente muito diversa das províncias circunvizinhas (Borborema, Parnaíba, Tocantins e Mantiqueira), por ter atuado como antepaís em relação às faixas de dobramento que se desenvolveram nelas ao final do Precambriano. Ela foi dividida por Jardim de Sá *et al.* (1976) em dois domínios, denominados Ocidental e Oriental, os quais são separados pelo Lineamento Barra do Mendes - João Correia (Figura 2). O Domínio Ocidental faz parte da faixa de dobramentos Espinhaço e se caracteriza por dobramentos apertados e

vulcanismo intenso, enquanto que no Domínio Oriental as dobras são suaves e o magmatismo é restrito.

Os domínios da Chapada Diamantina se concentram na principal feição geológica que ressalta na região: o Aulacógeno do Paramirim (Alkmim, 2004), que juntamente com a Bacia do São Francisco e grande parte do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá são os principais domínios morfotectônicos que cobrem o Cráton do São Francisco (Figura 2). Além destes, outros domínios de cobertura são as bacias neoproterozóicas de antepaís do Rio Pardo e da Faixa Sergipana.

## 2.1. O Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco é delimitado pelas faixas de dobramentos brasileiras: Brasília, a sul e oeste; Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal e Sergipana, a norte; e Araçuaí, a sudeste (Almeida, 1977; 1981). Para leste, o cráton vai de encontro à margem continental que hospeda as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe. O interior do cráton é, em sua maior parte, coberto por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas, o embasamento está exposto em duas áreas, no extremo sul e a leste (Figura 2).

Segundo Almeida (1977), o substrato do Cráton do São Francisco adquiriu estabilidade ao final do Evento Transamazônico. O embasamento do cráton é constituído por rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8 Ga. Os estudos realizados nos últimos anos permitem a discriminação de duas feições tectônicas no embasamento do cráton que são partes de um orógeno paleoproterozóico (rhyaciano/orosiriano, transamazônico) e o seu antepaís. Uma delas é o Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 1996), preservado e exposto no extremo sul do cráton, abarcando o Quadrilátero Ferrífero e adjacências. O outro fragmento do orógeno paleoproterozóico aflora na porção norte do cráton, envolvendo parte do substrato do Aulacógeno do Paramirim e toda a área compreendida entre a Chapada



Diamantina e o litoral baiano (Figueiredo, 1989; Ledru *et al.*, 1994; Teixeira *et al.*, 2000 e Barbosa & Sabaté, 2004).

No interior do Cráton, as exposições da plataforma ou antepaís do orógeno paleoproterozóico são muito reduzidas. Restringem-se a duas áreas, uma a noroeste do Quadrilátero Ferrífero e outra entre a Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim. Com estas características ela constitui o núcleo arqueano “intacto” do cráton. Além disso, corresponde à porção interna de um continente arqueano, estabilizado por volta de 2,6 Ga (Noce *et al.*, 1998), que teve suas margens afetadas pelo Evento Transamazônico. A massa continental arqueana, cuja porção interna é o núcleo arqueano estável (“intacto”), constitui o embasamento da maior parte do cráton, de boa parte da Faixa Araçuaí e de grande parte da Faixa Brasília.

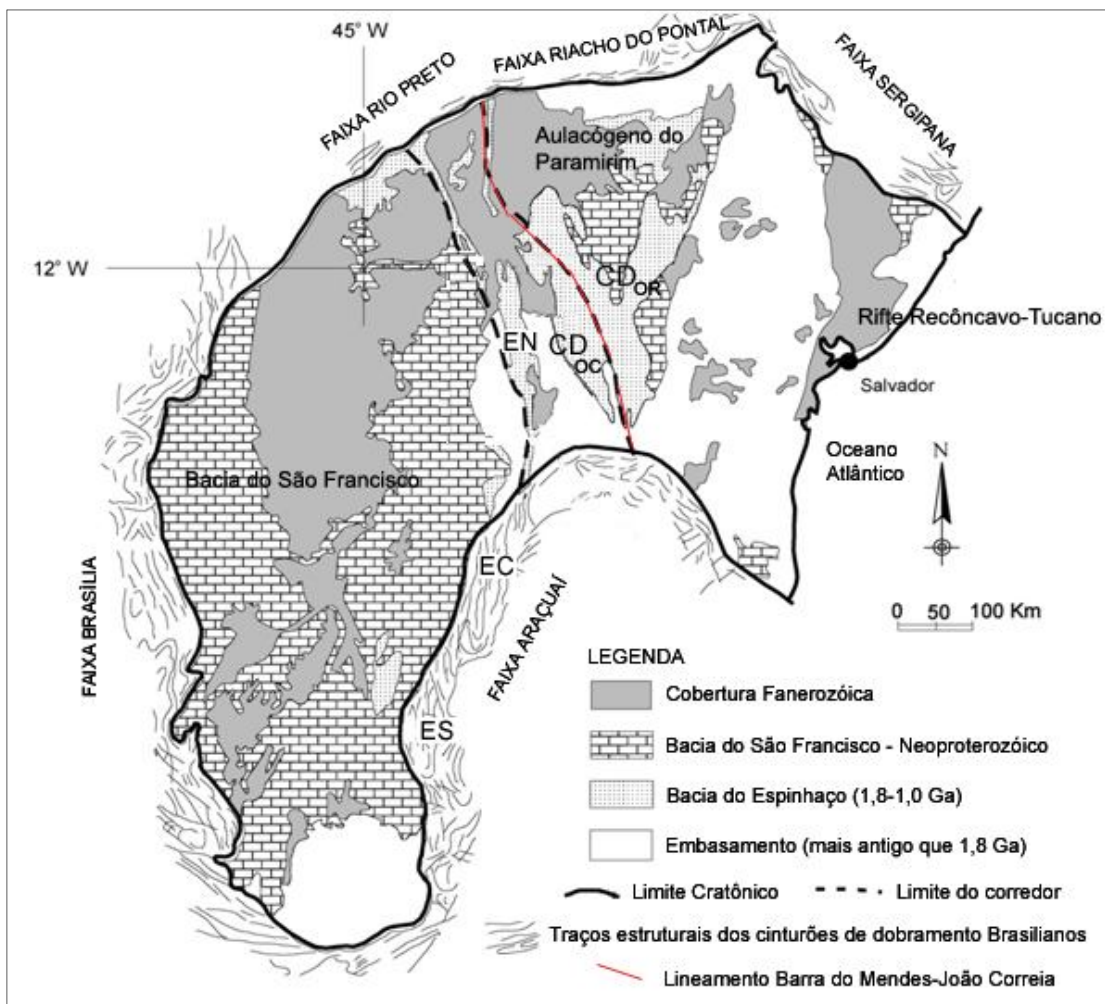


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Crátão do São Francisco (modificado de Alkmim *et al.* 1993).

## 2.2. O Aulacógeno do Paramirim

O Aulacógeno do Paramirim, originalmente denominado Aulacógeno do Espinhaço por Moutinho da Costa & Inda (1982), é a feição morfotectônica da porção norte do crátão que, na Bahia, compreende a Serra do Espinhaço Setentrional, os vales do Paramirim e do São Francisco e a Chapada Diamantina (Cruz & Alkmim, 2006). A norte e a sul, os limites do aulacógeno coincidem com os limites do crátão, enquanto a NNW é

limitado pelas faixas brasileiras Riacho do Pontal e Rio Preto, e a SSE pela Faixa Araçuaí, também brasileira.

As unidades de preenchimento do aulacógeno são os Supergrupos Espinhaço e São Francisco, os quais afloram tanto no estado da Bahia quanto no estado de Minas Gerais (Bacia do São Francisco). O Supergrupo Espinhaço é a unidade de maior expressão no aulacógeno e encontra-se integralmente exposto, mostrando uma significativa diferenciação faciológica entre as porções leste e oeste do aulacógeno. O Supergrupo São Francisco, que também exhibe grandes diferenças faciológicas entre as ocorrências de oeste e leste, encontra-se preservado somente nos baixos estruturais do aulacógeno.

É possível individualizar, no aulacógeno, uma zona de máxima inversão de orientação NNW-SSE denominada de Corredor de Deformação do Paramirim por Alkmim et al. (1993) (Figura 2), que abrange parte do bloco Gavião, o bloco Paramirim e os representantes dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco depositados nas bacias Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina Ocidental (Cruz & Alkmim, 2005).

A área de estudo localiza-se à leste do corredor de deformação, onde é denominada CHAPADA DIAMANTINA ORIENTAL (Figura 2). Nesta região afloram rochas predominantemente siliciclásticas dos grupos Paraguaçu (muito pouco) e Chapada Diamantina, e rochas essencialmente carbonáticas do Grupo UNA (Figura 3). Juntas formam um pacote de metassedimentos que alcança no mínimo, dois quilômetros de espessura na região. Os metassedimentos proterozóicos repousam diretamente sobre rochas gnáissicas, migmatíticas e graníticas do embasamento arqueano-proterozóico inferior, que afloram em toda a borda leste, a sul, a nordeste e a sudoeste da Chapada (Figura 3).

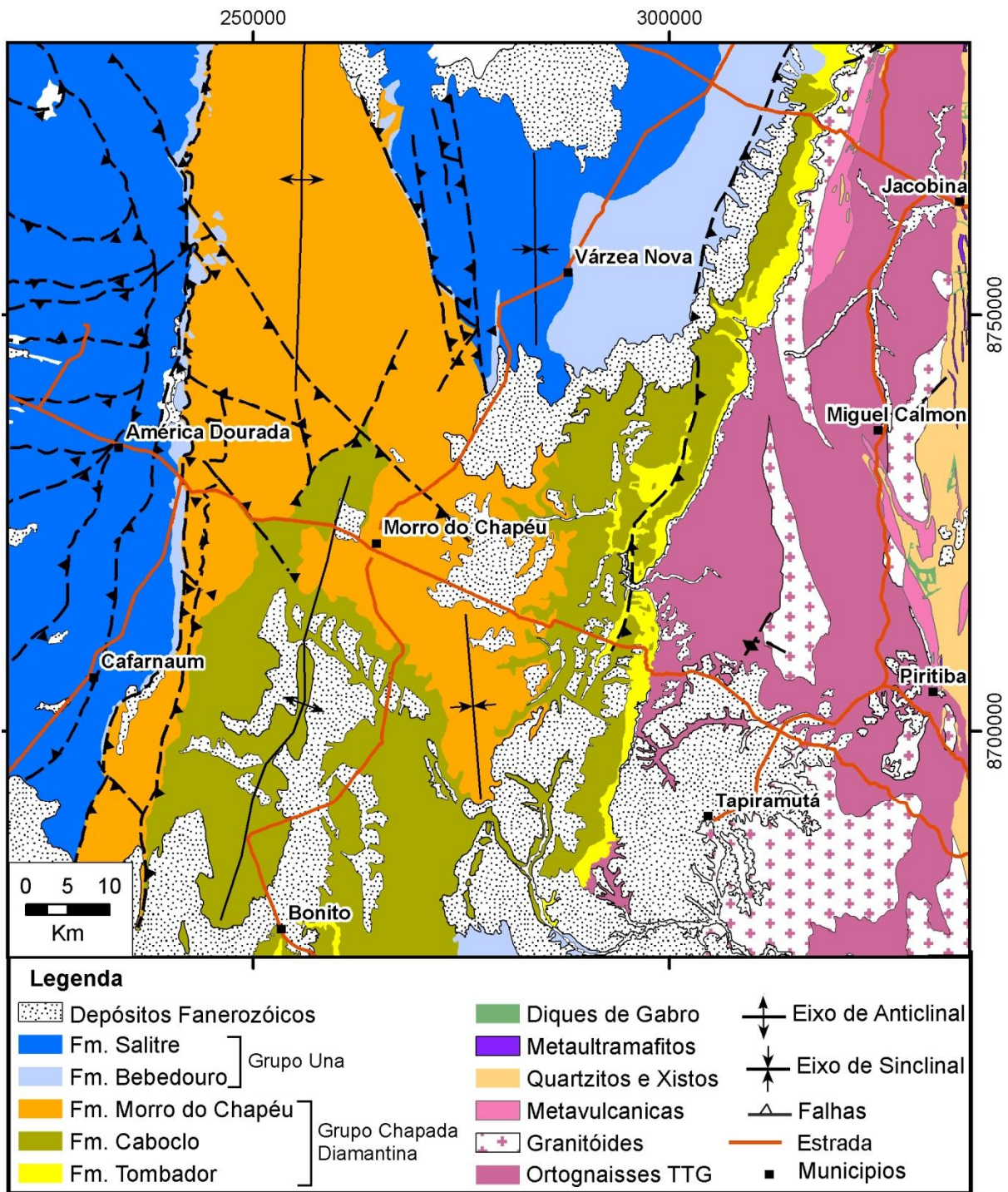


Figura 3: Mapa geológico da Chapada Diamantina Oriental.

## **2.3. Litoestratigrafia**

A sucessão sedimentar na Chapada Diamantina é composta pelo Supergrupo Espinhaço, de idade Mesoproterozóica e pelo Supergrupo São Francisco, de idade Neoproterozóica. O Supergrupo Espinhaço é composto, da base para o topo, pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina, enquanto que o Supergrupo São Francisco é formado pelo Grupo Una (Figura 3).

### **2.3.1. Supergrupo Espinhaço**

#### **2.3.1.1. Grupo Rio dos Remédios**

Está depositado sobre o complexo gnáissico migmatítico do embasamento e seu contato superior é com a Formação Ouricuri do Ouro ou, na sua ausência, com a Formação Mangabeira (Schobbenhaus & Kaul, 1971). O Grupo Rio dos Remédios compreende rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos, traquitos, tufitos, aglomerados e brechas vulcânicas) intercaladas com metassedimentos (quartzitos, quartzitos sericíticos, conglomerados e xistos com alumínio-silicatos).

#### **2.3.1.2. Grupo Paraguaçu**

O Grupo Paraguaçu na região centro-oriental da Chapada Diamantina é composto da base para o topo pelas seguintes formações:

##### *Formação Ouricuri do Ouro*

A Formação Ouricuri do Ouro está comumente sobre o embasamento cristalino, mas também ocorre de forma concordante sobre o Grupo Rio dos Remédios. Seu contato superior com a Formação Mangabeira é gradativo. Ela consiste de conglomerados

mal selecionados, formados por seixos e matacões bem arredondados de quartzitos, quartzo leitoso, gnaiss, itabirito e rochas metavulcânicas ácidas. A sua matriz é arenosa, arcossiana, areno-argilosa ou quartzo-sericítica. Localmente contém pequenas intercalações de quartzito conglomerático, arcóseo e rochas vulcânicas ácidas (Schobbenhaus & Kaul, 1971).

#### *Formação Mangabeira*

Esta formação é formada por arenitos angulosos finos a médios, com biotita e por níveis de conglomerados com seixos sub-centimétricos (Schobbenhaus & Kaul, 1971). Pedreira (1994) descreve que a formação também apresenta arenitos de granulação fina a média, com distribuição bimodal em lâminas. Este autor também observa que estes arenitos apresentam, em alguns locais, estratificação cruzada e tabulares de porte métrico, localmente separadas por níveis argilosos. Próximo ao topo da formação, Pedreira (1994) também observou a ocorrência de corpos conglomeráticos de forma acanalada separados por níveis argilosos ou arenosos com a estratificação rompida.

#### *Formação Guiné*

A Formação Guiné foi definida no trabalho de Pedreira (1994), em substituição à Formação Caboclo de Schobbenhaus e Kaul (1971). Sua seção-tipo está no caminho Guiné-Patis, onde é formada por metassiltitos, siltitos argilosos e metargilitos intercalados com metassiltitos. A base da Formação Guiné está em contato com a Formação Mangabeira e o topo passa gradativamente à Formação Tombador. Sua espessura medida na seção-tipo é de 160m, diminuindo até desaparecer por afinamento em alguns lugares. A parte superior da Formação Guiné consiste em arenitos de granulação média com matriz argilosa e níveis de silito. Os arenitos têm estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, com evidências de marcas onduladas. Intercalados lateralmente nessas litologias, ocorrem bancos de arenito com geometria sigmoidal.

### 2.3.1.3. Grupo Chapada Diamantina

O Grupo Chapada Diamantina é constituído pelas rochas sedimentares não deformadas localizadas acima do Grupo Paraguaçu e abaixo dos carbonatos do Grupo Una (Leal & Brito Neves, 1968). Na área de pesquisa, o Grupo Chapada Diamantina tem o seu contato basal diretamente sobre o embasamento cristalino e é constituído, da base para o topo, pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu.

Guimarães & Pedreira (1990), Bomfím & Pedreira (1990), Pedreira & Margalho (1990), interpretaram diversas litofácies e as agruparam em sistemas deposicionais, correlacionando-os com as unidades litoestratigráficas (Figura 4).

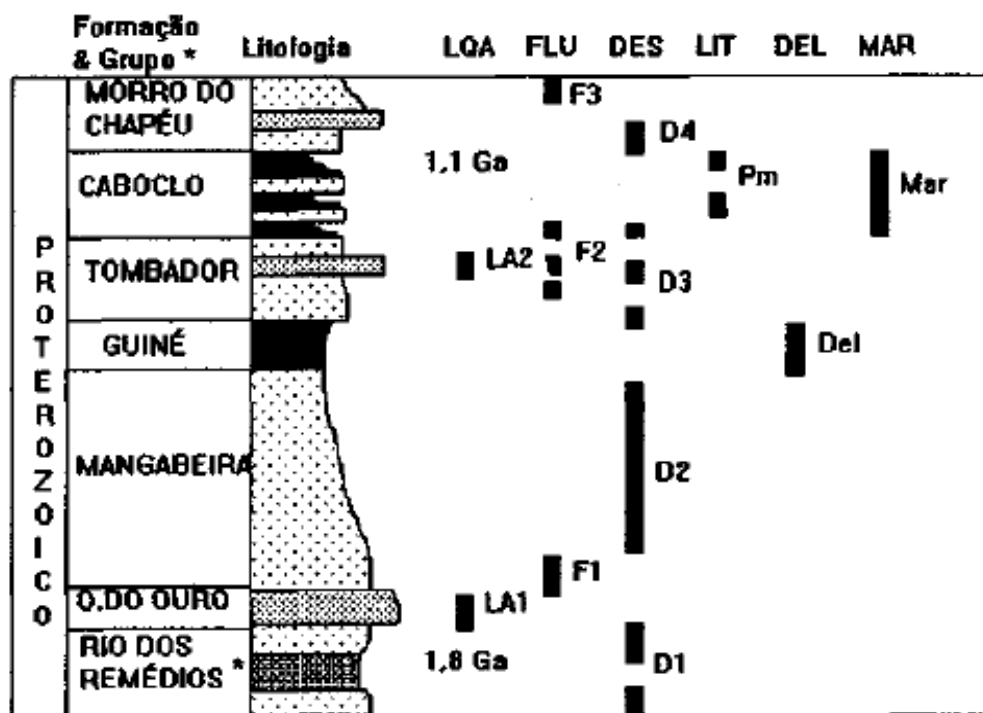


Figura 4: Posição dos sistemas deposicionais em relação às unidades litoestratigráficas aflorantes na Chapada Diamantina Centro-oriental. Idades de acordo com Babinski et al. (1993) e Pedreira (1994). Abreviaturas: LQA-Leque aluvial; FLU-Fluvial; DES-Desértico; LIT-Litoral; DEL-Deltaico; MAR-Marinho. LA1, LA2: sistemas de leques aluviais inferior e superior; F1, F2, F3: sistemas fluviais inferior, intermediário e superior; D1, D2, D3, D4: sistemas desérticos inferior, intermediários e superior; Pm: sistema de planície de maré; Del: sistema deltaico; Mar: sistema marinho.

### *Formação Tombador*

Objeto de estudo do presente trabalho, a Formação Tombador foi descrita inicialmente em pontos isolados, recebendo por isso nomes distintos. Ao longo do tempo foram feitas correlações com outras regiões, muitas delas equivocadas. Estas correlações foram progressivamente corrigidas à medida que novos dados geológicos foram adquiridos (Pedreira, 1994).

O primeiro relato envolvendo a Fm. Tombador, apesar de não ter sido citada com este nome, foi o relatório apresentado por Derby (1905b). Nele, o autor descreve a geologia e a geomorfologia das regiões de Mucugê, Igatu, Andaraí, Lençóis e Palmeiras. Derby denominou de Grupo Lavras as rochas desta região que, segundo ele, consistem em “*grez duro e avermelhado que às vezes passa a conglomerado, com espessura estimada em mais de 500m. Um nível de conglomerado com 6 a 10m de espessura divide esse pacote sedimentar em dois membros: um inferior, de arenitos não-conglomeráticos e espessura de 250m e um superior, com seixos esparsos e lentes de conglomerado, com mais de 250m de espessura*”. Uma observação interessante feita por ele é que os blocos do conglomerado possuem material proveniente do grupo inferior, evidenciando um período de erosão entre os dois grupos. Tal observação foi confirmada, na cidade de Lençóis, durante o mapeamento geológico realizado pela CPRM para o DNPM através do Projeto Utinga-Mucugê (Pedreira & Margalho, 1990).

A Formação Tombador *sensu stricto*, foi definida por Branner (1910b) em uma seção entre Jacobina e Lages. Ele denominou de Formação Tombador os arenitos que formavam a escarpa da serra homônima e a descreveu como sendo composta por arenitos rosados, amarelados e acinzentados, com “falsa estratificação” (estratificação cruzada) persistente em conjuntos de 3 ou 4m de espessura com mergulho geral suave para norte e oeste. O limite basal da formação foi determinado como sendo a discordância com o embasamento, enquanto que o limite superior foi descrito como concordante com uma série de camadas esbranquiçadas de sílex que o autor denominou *Jacuípe Flints* (Sílex Jacuípe). Acima dessas camadas, o autor também descreveu folhelhos de cor marrom claro a esbranquiçados, com arenitos finos intercalados, denominando-os de Formação Caboclo.



Pedreira & Mascarenhas (1974) correlacionaram a Formação Tombador de Branner (1910b) com o Grupo Lavras de Derby (1906). Pedreira (1994) redefiniu os conglomerados localizados próximos ao topo da Formação Tombador, e descritos desde o início do século por Derby (1906) como *Lavras Group* como Membro Lavras. Segundo ele, esses conglomerados afloram em uma faixa que vai desde noroeste de Afrânio Peixoto até nordeste de Igatu e em corpos isolados aproximadamente na parte média da Formação Tombador.

Segundo Guimarães & Pedreira (1990), uma seção tipo da Fm. Tombador ocorre ao longo da BR-242, entre o Morro do Pai Inácio e o entroncamento para Lençóis. Nessa seção, a Formação Tombador compreende arenitos bem selecionados, bimodais, compostos por grãos de quartzo e alguns de feldspato, ou mal selecionados a seixosos; conglomerados de grânulos e pequenos seixos sustentados pela matriz; conglomerados sustentados pelos seixos ou pela matriz, com estratificação grosseira e seixos ocasionalmente imbricados; e pelitos. Pedreira e Bomfim (2002) descreveram a Fm. Tombador no Morro do Pai Inácio, nos arredores de Lençóis, como sendo constituída por sedimentos fluvio-deltáicos e eólicos (Figura 5).

Monteiro *et al.* (1984) definiram os sistemas deposicionais na parte norte da bacia, identificando na Formação Tombador sistemas de leque aluvial, fluvial e eólico, de forma que o sistema fluvial representaria *wadis* em um ambiente desértico.

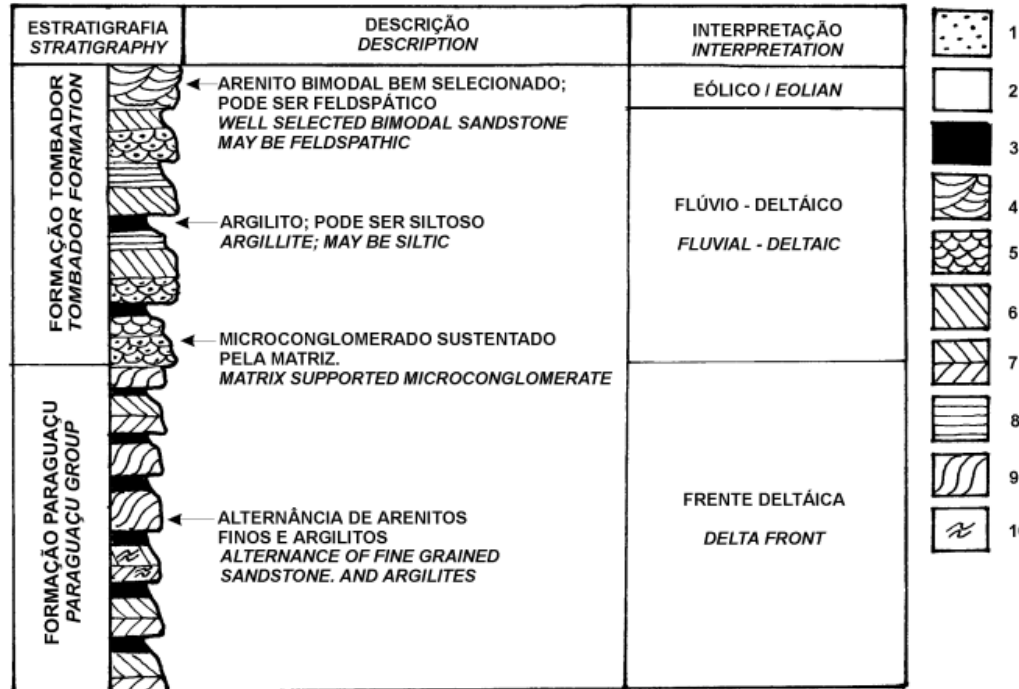


Figura 5: Perfil gráfico sedimentar da base ao topo do Morro do Pai Inácio (espessura 150m). Modificado de Guimarães & Pedreira, 1990. Legenda: 1- Microconglomerado; 2- Arenito; 3- Argilito; 4 a 7- Estratificações cruzadas: 4- acanalada de grande porte; 5- acanalada de médio a pequeno porte; 6- tabular; 7- espinha de peixe; 8- Estratificação plano-paralela; 9- Sigmóide; 10- Fluidização.

### Formação Caboclo

A Formação Caboclo foi definida por Branner (1910 b) e sua seção tipo está localizada entre Jacobina e Lages, onde corresponde a uma série de folhelhos de cor marrom claro a esbranquiçados, com arenitos finos intercalados. O limite basal da formação foi determinado como sendo concordante com camadas esbranquiçadas de sílex que o autor denominou *Jacuípe Flints* (Sílex Jacuípe). Segundo Pedreira (1994), esta camada de sílex corresponde a calcários silicificados e pertencem Fm. Caboclo.

Pedreira (1994) redefiniu a Formação Caboclo como essencialmente constituída de arenitos e pelitos, com conglomerados subordinados. Os arenitos são finos a médios, bem selecionados, avermelhados, ou são finos a muito finos com mica branca. Apresentam por vezes estratificação cruzada de baixo ângulo e marcas onduladas no topo, ou apresentam estratificação plano-paralela com o topo retrabalhado por ondas e bases

deformadas, separadas por níveis de argila. Os conglomerados apresentam estratificação cruzada tabular e possuem clastos de até 1cm. Os Pelitos apresentam-se associados às demais litologias em camadas laminadas, lateralmente contínuas com laminação plano-paralela ou estratificação lenticular. Localmente, ocorre intercalada na Formação Caboclo, uma camada de diamictito com cerca de 2m de espessura, interpretada pelo autor como um fluxo de detritos, evidenciando erosão submarina. No topo da formação, pode ser encontrado biostroma com estromatólitos colunares. Ocorrem ainda calcarenitos em bancos com cerca de 5cm de espessura e com estromatólitos colunares.

Esta Formação foi interpretada por Monteiro *et al.* (1984), em parte como depositada nas zonas inter- a supramaré de um ambiente lagunar; outra parte da mesma formação se depositou em ambiente litorâneo de sub-maré, possuindo também uma fácies de turbiditos, em ambiente plataformar e litoral.

#### *Formação Morro do Chapéu*

Esta Formação foi definida por Brito Neves (1967), com base em uma seção tipo descrita na Serra das Lages, situada a noroeste de Morro do Chapéu. Para sul, a faixa de afloramento da formação se afina, de modo que desaparece a nordeste de Mucugê. De acordo com Brito Neves (1967), ela possui 250 m de espessura, sendo composta na base por conglomerados e no topo por ortoquartzitos brancos e róseos, com estratificações plano-paralelas e cruzadas, com pelo menos duas intercalações de argilitos roxos micáceos. O contato superior, na Serra das Lages é tectônico, caracterizado por uma falha de empurrão que a separa dos carbonatos do Grupo Una (Bambu).

De acordo com Guimarães & Pedreira (1990) a formação consiste em diversos ciclos, que começam por conglomerados polimíticos com estratificação cruzada acanalada e terminam com argilitos ou arenitos finos. Os arenitos são médios a finos, com estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas de porte médio a grande. De acordo com os autores, os pelitos ocorrem principalmente no topo da formação, associados a arenitos com marcas onduladas e ocasionalmente estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe.

Segundo Monteiro *et al.* (1984), a Formação Morro do Chapéu é composta por sistemas fluviais entrelaçados e eólicos. Para Pedreira *et al.* (1989) seus depósitos correspondem a leques aluviais, lobos deltáicos e dunas eólicas.

### **2.3.2. Supergrupo São Francisco**

#### 2.3.2.1. Grupo Una

##### *Formação Bebedouro*

É composta por Tilitos (maciços ou estratificados), silito calcíferos e pelitos. Os diamictitos possuem matriz argilosa e clastos de rochas sedimentar (arenitos e calcários) ígneas e metamórficas. Nos diamictitos estratificados, podem-se observar laminações sendo perturbadas pela deposição de clastos. O paleoambiente é interpretado como glacial e planície aluvial.

##### *Formação Salitre*

É composta por calcilitos, calcissilitos, calcarenitos e sílex. Ocorrem nessas associações faciológicas laminitos algais e intraclastos de calcário. O ambiente é interpretado como marinho plataformal.

## 2.4. Estratigrafia de Sequências

O Grupo Chapada Diamantina é constituído pelos depósitos das formações Tombador e Caboclo (Branner, 1909), sendo equivalente a Supersequência Tombador-Caboclo, como definido por Schobbenhaus (1996). De acordo com as observações feitas em lâminas petrográficas por Battilani (1999), as rochas sedimentares das formações Tombador e Caboclo situam-se no campo da diagênese avançada a anquimetamorfismo, tendo em vista a preservação do formato original dos grãos e das estruturas primárias.

O limite entre as unidades Tombador e Caboclo é assinalado por uma superfície transgressiva (Guimarães et. al., 2005). A espessura estimada, na área, para esses depósitos, é da ordem de 420 metros, sendo que, 380 metros são de litofácies pertencentes ao sistema continental e 40 metros de litofácies do sistema marinho. Ressalta-se que a espessura total dos depósitos marinhos não pode ser calculada pela ausência da unidade imediatamente superior (Formação Morro do Chapéu) (Guimarães et. al., 2005).

A Bacia Chapada Diamantina, repositória dos depósitos siliciclásticos/carbonáticos relacionados à Supersequência Tombador/Caboclo, apresenta sucessões estratigráficas verticais diferenciadas, quando considerado todo o seu contexto bacial. Na borda oriental da bacia, entre as cidades de Morro do Chapéu e Jacobina, sua sedimentação é eminentemente eólica, constituída por depósitos de dunas e de rios temporários e lençóis de areia, enquanto na região entre Lençóis e Mucugê seu preenchimento começa com depósitos de complexo aluvial, representados por sistemas de leque aluvial e fluvial entrelaçado (Otero, 1991; Dominguez, 1996). Mais recentemente, Raja Gabaglia & Arregui (2008) identificaram nesta região também a presença de depósitos de estuários.

Segundo Guimarães et. al. (2005) a sucessão estratigráfica, da base para o topo, é definida em três intervalos, os quais são associados a um ciclo bacial transgressivo: (1) sistemas deposicionais eólico e fluvial de baixa sinuosidade e médio a baixo gradiente; (2) litorâneo e (3) marinho raso (planície de maré/plataformal). Os depósitos eólicos e fluviais são relacionados a um trato de sistemas de nível de mar baixo tardio, formado num

período de nível de base estacionário ou em subida lenta. O sistema litorâneo, bastante restrito na área, é caracterizado pelo retrabalhamento dos topos dos depósitos anteriores, durante o intervalo de nível de base baixo, em função de pequenas variações acontecidas na bacia, relacionadas a mudanças no nível relativo do mar e no aporte sedimentar. Em contrapartida, o sistema marinho raso é relacionado a um trato de sistemas transgressivo. Constitui um ciclo granodecrescente, com aumento da lâmina d' água neste sentido. Este ciclo, que começa com arenito argiloso e se encerra com argilito, se acumulou em um período de aceleração da subida do nível relativo do mar. As suas litofácies foram depositadas em uma planície de maré e plataforma rasa, com registro de presença de tempestades (estratificação cruzada por ondas). Inclusos nos depósitos desse trato de sistemas ocorrem corpos alongados descontínuos característicos de deposição subaérea, acontecida durante abaixamento do nível relativo do mar, provavelmente por processos eólicos, posteriormente retrabalhados por correntes e ondas oscilatórias. Isso é sugerido pelas medidas de paleocorrentes orientadas para leste, contrárias às do sistema fluvial, que apontam para oeste (Guimarães et al., 2005).

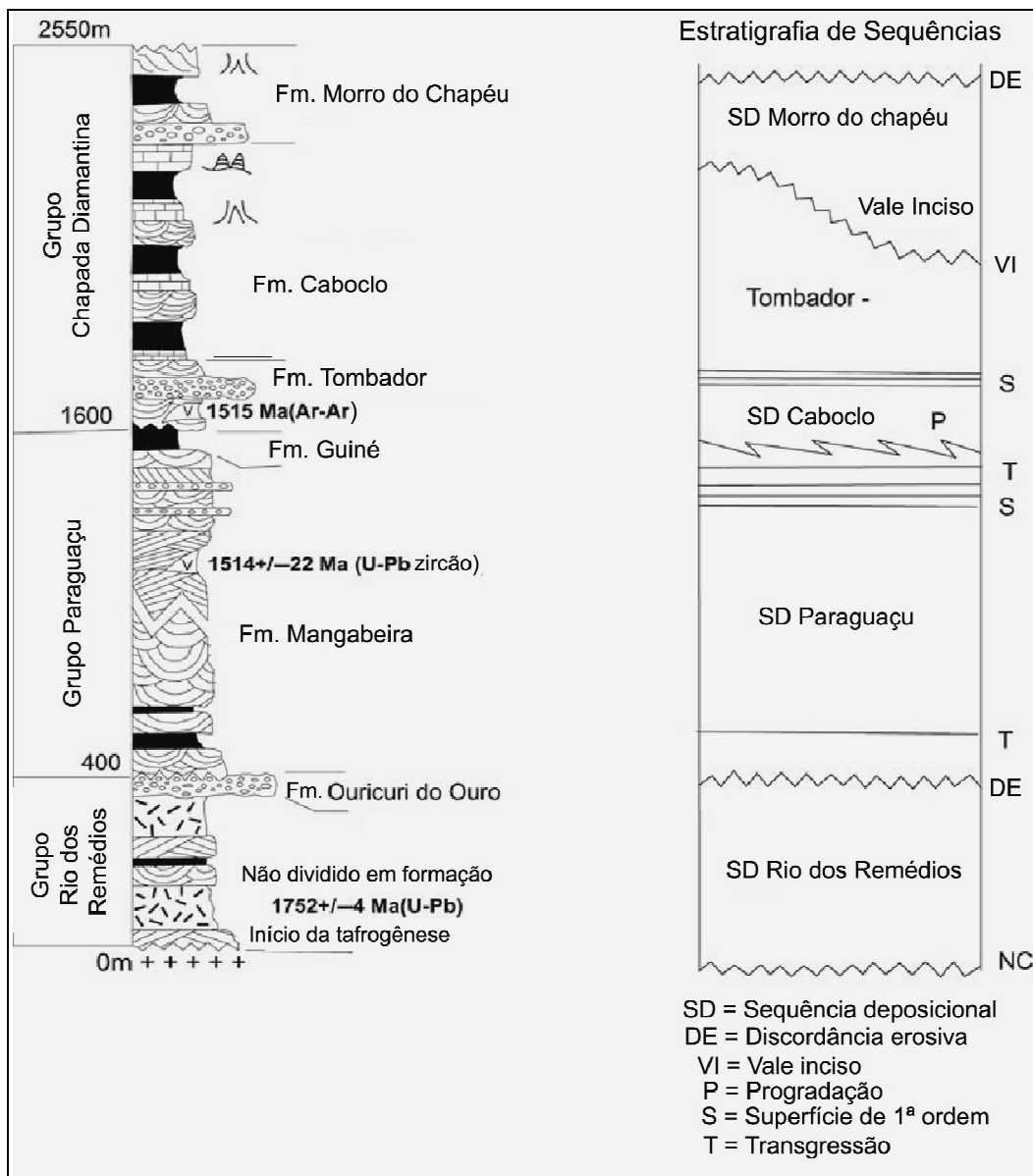


Figura 6: Litoestratigrafia e Seqüência estratigráfica no Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina modificado de Pedreira, A. J. e DeWaele, B., 2008.

## 2.5. Eventos Tectônicos

Para Silva (1995) a Chapada Diamantina é uma bacia do tipo rifte-sinéclise, com o estágio rifte representado pelo vulcanismo Rio dos Remédios e o estágio sinéclise pelos depósitos continentais e marinhos dos grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina.

Pedreira (1990) interpretou os depósitos do Supergrupo São Francisco na Chapada Diamantina Oriental como tendo sido depositados em uma bacia *foreland*. Esta bacia teria sido preenchida por sedimentos provenientes da faixa Jacobina/Contendas-Mirante, que recobriram outros, supostamente derivados do domínio crustal ocidental da Província São Francisco. A extensão para norte dessa bacia *foreland* tem sido contestada.

Pedreira (1997) descreveu a evolução tectônica e sedimentar do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-Oriental. Para ele, a passagem da Fm. Guiné para a Fm. Tombador registra uma mudança no regime tectônico. Neste contexto, a Fm. Guiné representaria depósitos de margem passiva enquanto que a Fm. Tombador seria o registro do fechamento dessa margem, evidenciado pela mudança no sentido das paleocorrentes e pela passagem brusca para uma sedimentação continental. Segundo ele, o estilo tectônico compressivo, vigente durante a deposição da Fm. Tombador é evidenciado pelos conglomerados do Membro Lavras (depósitos de Leques Aluviais 2) formados por uma mistura de diversos tipos de clastos: quartzitos verdes, rosa, brancos e arenitos de origem eólica. Os três primeiros tipos são característicos da Serra de Jacobina e os últimos, da própria Formação Tombador. Pedreira (1994), baseando-se no trabalho de Steidtmann & Schmitt (1988), que interpretaram conglomerados desse tipo como tectogênicos, formados a partir da erosão de sedimentos transportados sobre uma rampa, no estilo de tectônica compressional epidérmica (Figura 7), sugere uma origem semelhante para os conglomerados do Membro Lavras. Segundo ele, a tectônica foi seguida por um período de quiescência, durante o qual o nível do mar subiu, depositando-se então os sistemas de planície de maré e marinho plataformais da Fm. Caboclo. Por fim, houve a renovação do influxo terrígeno, conseqüente do novo abaixamento do nível do mar, e representado pelos sistemas deposicionais fluvial e desértico da Fm. Morro do Chapéu. Esta evolução sedimentar e tectônica está resumida na Tabela 1.



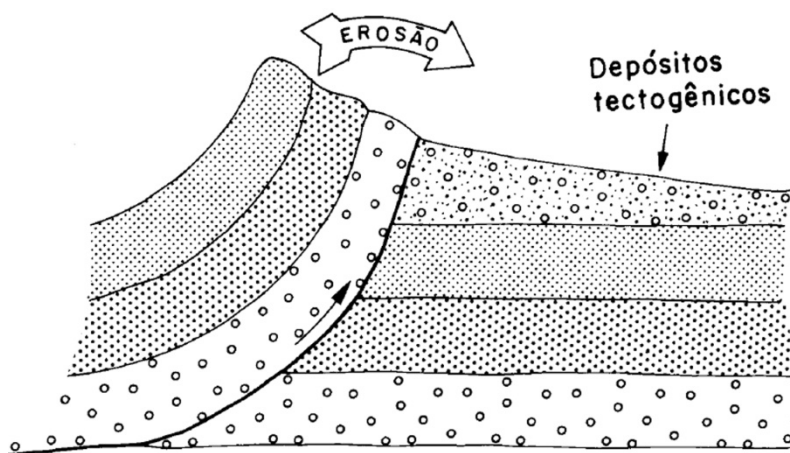


Figura 7: Diagrama esquemático mostrando a situação estrutural para uma seqüência de clastos misturados, semelhante ao membro Lavras da Formação Tombador. Segundo Steidtmann & Schmitt (1988).

Tabela 1: Estratigrafia, sistemas deposicionais e tectônica do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental (modificado de Pedreira 1994b).

Estratigrafia			Interpretação	
			Ambiente sedimentar	Ambiente tectônico
Supergrupo Espinhaço	Grupo Chapada Diamantina	Fm. Morro do Chapéu	Fluvial e Eólico	Rejuvenescimento da antefossa
		Fm. Cabloco	Marinho	Quiescência tectônica
		Fm. Tombador	Fluvial e Eólico	Implantação e preenchimento da antefossa
	Grupo Paraguaçu	Fm. Guiné	Deltáico	Sedimentação no interior à margem continental
		Fm. Mangabeira	Eólico e Fluvial	
		Fm. Ouricuri do Ouro	Leque aluvial	
	Grupo Rio dos Remédios		Eólico	

As bacias que abrigam os depósitos do Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia, já foram interpretadas como rifte intracratônico (Sá, 1981; Alkmim et al., 1993; Neves et al., 1996), aulacógeno (Costa & Inda, 1982; Alkmim & Martins Neto, 2001; Cruz & Alkmim, 2005), riftes superpostos (Schobbenhaus, 1993), bacia *foreland* (Silva, 1994), bacia poli-histórica sucessora (Dominguez, 1996) e, como uma combinação do tipo rifte-sinéclise (Danderfer Filho, 2000). Mais recentemente, é proposto um modelo que considera a existência de duas bacias intracratônicas superpostas e diacrônicas, desenvolvidas do Paleozoico ao Mesoproterozóico: uma do tipo rifte-sag designada Bacia Espinhaço Oriental e outra do tipo sinéclise, denominada Bacia Chapada Diamantina (Guimarães et al., 2005).

A Bacia Espinhaço Oriental teria evoluído segundo três fases tectônicas: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte. A fase pré-rifte, representada pela Formação Serra da Gameleira (definida por Guimarães et al., 2005) é composta de depósitos eólicos relacionados a uma seqüência deposicional acumulada num espaço bacinal raso, derivado de flexura litosférica. A fase sin-rifte compreende duas etapas tectônicas: a primeira é representada por rochas vulcânicas/ subvulcânicas ácidas e vulcanoclásticas, pertencentes à Formação Novo Horizonte, e a segunda etapa é constituída por depósitos lacustres, de leques aluviais, flúvio-deltáicos e eólicos, relacionados às formações Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro. Essas três formações compõem o Grupo Rio dos Remédios, redefinido para contemplar a pilha de rochas acumuladas nessa fase tectono-sedimentar. A evolução estratigráfica nessa fase sin-rifte foi inteiramente controlada por processos de subsidência mecânica, que permitem subdividir as suas unidades em tectono-seqüências, acumuladas durante episódios específicos da bacia e limitadas por discordâncias regionais (Soares *et al.*, 1978 e Silva, 1993). A fase pós-rifte (*sag*) compreende depósitos eólicos da Formação Mangabeira e marinhos rasos da Formação Açuruá, que integram o Grupo Paraguaçu, reavaliado para abranger apenas as unidades depositadas nesse sítio deposicional. O seu desenvolvimento foi condicionado por processos de subsidência passiva, decorrentes de regime termo flexural, e as suas unidades de litofácies foram relacionadas a uma superseqüência, conforme Vail *et al.* (1977).

Enquanto isso, outro evento cratogênico com formação e desenvolvimento de bacia acontecia na região central da Bahia durante o Calimiano. Esse evento originou a

Bacia Chapada Diamantina orientada N-S, cuja sedimentação ocorreu possivelmente, num intervalo de tempo entre 50 e 100 Ma, com geometria, forma e preenchimento muito semelhantes à depressão da fase pós-rifte da Bacia Espinhaço Oriental. Essa bacia, implantada sobre o sítio deposicional anterior, transgride bastante os seus limites e avança principalmente a norte e leste (fora da área de trabalho), sobre rochas do embasamento arqueano e paleoproterozóico. Tem forma aproximada de um triângulo e armazena uma pilha de rochas sedimentares da ordem de 500 metros (Schobbenhaus, 1993), distribuída em uma área aproximada de 68.000 km<sup>2</sup>. Esse sítio deposicional de grande amplitude e pouca profundidade, controlado por variações eustáticas e influenciado por clima semi-árido severo, teria sido gerado por processos de subsidência flexural derivada de eventos relacionados a alterações nas condições físicas da crosta.

### 3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A Chapada Diamantina foi dividida por Danderfer Filho (1990) em quatro domínios estruturais, baseados na distribuição espacial, orientação, frequência e os estilos dos elementos tectônicos de cada um deles. Pedreira (1994) adicionou mais um domínio, a "bacia" Una-Utinga, que embora incluída por Danderfer Filho (1990) no domínio estrutural de Piatã, tem segundo ele, elementos tectônicos característicos que justificam a sua separação. Esses domínios são mostrados na (Figura 8).

#### 3.1. Domínio Estrutural 1 - Morro do Chapéu (CD1)

A área de estudo está inserida neste domínio estrutural, na porção nordeste do mesmo, onde ocorrem sedimentos dos grupos Chapada Diamantina, Paraguaçu e Una; com baixa magnitude de deformação. As principais feições presentes são dobramentos de eixo N-S: de oeste para leste, o anticlinal do morro do Pai Inácio, cujo eixo se prolonga para norte com sinuosidades e deslocamentos passando ao anticlinal de Morro do Chapéu e o sinclinal de Campinas (Figura 8). O seu limite ocidental apresenta-se moderadamente estruturado por falhas de empurrão com transporte tectônico para leste e sudeste (Dominguez & Rocha, 1991). Outra importante feição que separa esse domínio da "bacia" de Irecê é a falha do rio São João (Guimarães & Pedreira, 1990). Essa falha tem direção N-S e está situada entre o flanco ocidental do anticlinal do morro do Pai Inácio e a "bacia" de Irecê. No plano da falha existem fracas evidências de *slickensides* com caimento para norte e ela é preenchida por brecha que consiste em blocos de arenitos e conglomerados. A atitude dos *slickensides* indica movimentos laterais e verticais.

### **3.2. Domínio Estrutural 2 - Gentio do Ouro (CD2)**

Esse domínio abrange apenas rochas do Supergrupo Espinhaço e, tal como o domínio estrutural 1, apresenta baixas magnitudes de deformação (Danderfer Filho, 1990). As principais feições estruturais são os anticlinais de Açuruá e Uibaí que correspondem a dobramentos suaves e abertos com eixos na direção NNW-SSE sem vergência nítida. Esses dobramentos têm clivagem associada localmente. (Danderfer Filho, 1990).

### **3.3. Domínio Estrutural 3 - Piatã (CD3)**

Este domínio, situado a sul dos dois anteriores apresenta uma tendência NNW-SSE. Sua magnitude de deformação é relativamente alta e variável; as maiores deformações são observadas em seu setor sudoeste, decrescendo daí para norte e leste. O domínio é caracterizado por apresentar um grande número de falhas de empurrão em geral com vergência para ENE. Os dobramentos que constituem suas feições mais salientes têm eixos orientados subparalelamente às falhas supracitadas e em geral mostram duplo caimento. Na parte ocidental apresentam ângulos interflancos da ordem de 80° podendo ser classificadas como dobras abertas e para leste passam a dobras suaves. As dobras situadas mais a oeste podem se mostrar assimétricas e com vergência para leste, como o sinclinal de Piatã. Os dobramentos mais importantes desse domínio estrutural são: Anticlinal de Cabrália, Sinclinal de Boninal, Anticlinal de Seabra e Anticlinal do Pai Inácio.

### **3.4. Domínio estrutural 4 - "Bacia" de Irecê (IR)**

A estruturação leste-oeste da "bacia" de Irecê, com dobramentos que diminuem de amplitude em direção a sul, foi interpretada por Pedreira *et al.* (1975) e Bomfim *et al.* (1985) como produto de deslizamento gravitacional, do qual esses últimos

autores mostram diversas evidências. Entretanto, Danderfer Filho (1990) dá uma interpretação diferente à mesma. Na "bacia" está evidente a interferência dos dois eventos estruturais que, em sua opinião deformaram toda a Chapada Diamantina. Assim, a bacia de Irecê corresponde a um grande sinclinal de eixo aproximadamente norte-sul, cuja nucleação sucedeu durante o primeiro evento. O sistema de dobramentos superposto a essa estrutura, com empurrões de direção leste-oeste (Figura 8) e transporte tectônico para sul, relaciona-se a uma fase de deformação progressiva decorrente do segundo evento (Lagoeiro, 1990). Essa seqüência de eventos já havia sido proposta por Brito Neves (1972) como resultado de um empurrão vindo do norte, com deslizamento dos sedimentos ao longo de rampas laterais direcionais. Nos flancos da bacia, os sedimentos carbonáticos são empurrados sobre os sedimentos terrígenos do Supergrupo Espinhaço.

### **3.5. Domínio estrutural 5 - "Bacia" Una-Utinga (UU)**

A "bacia" Una-Utinga consiste em terrígenos e carbonatos das formações Bebedouro e Salitre, respectivamente, depositados a oeste em discordância angular sobre a Chapada Diamantina, e a leste em não conformidade sobre o embasamento. Lima et al. (1981) a descrevem como um sinclinal de eixo aproximadamente N-S fracamente tectonizado e com fraturas de orientação NW-SE e leste-oeste, limitado por uma falha no seu flanco sudoeste.

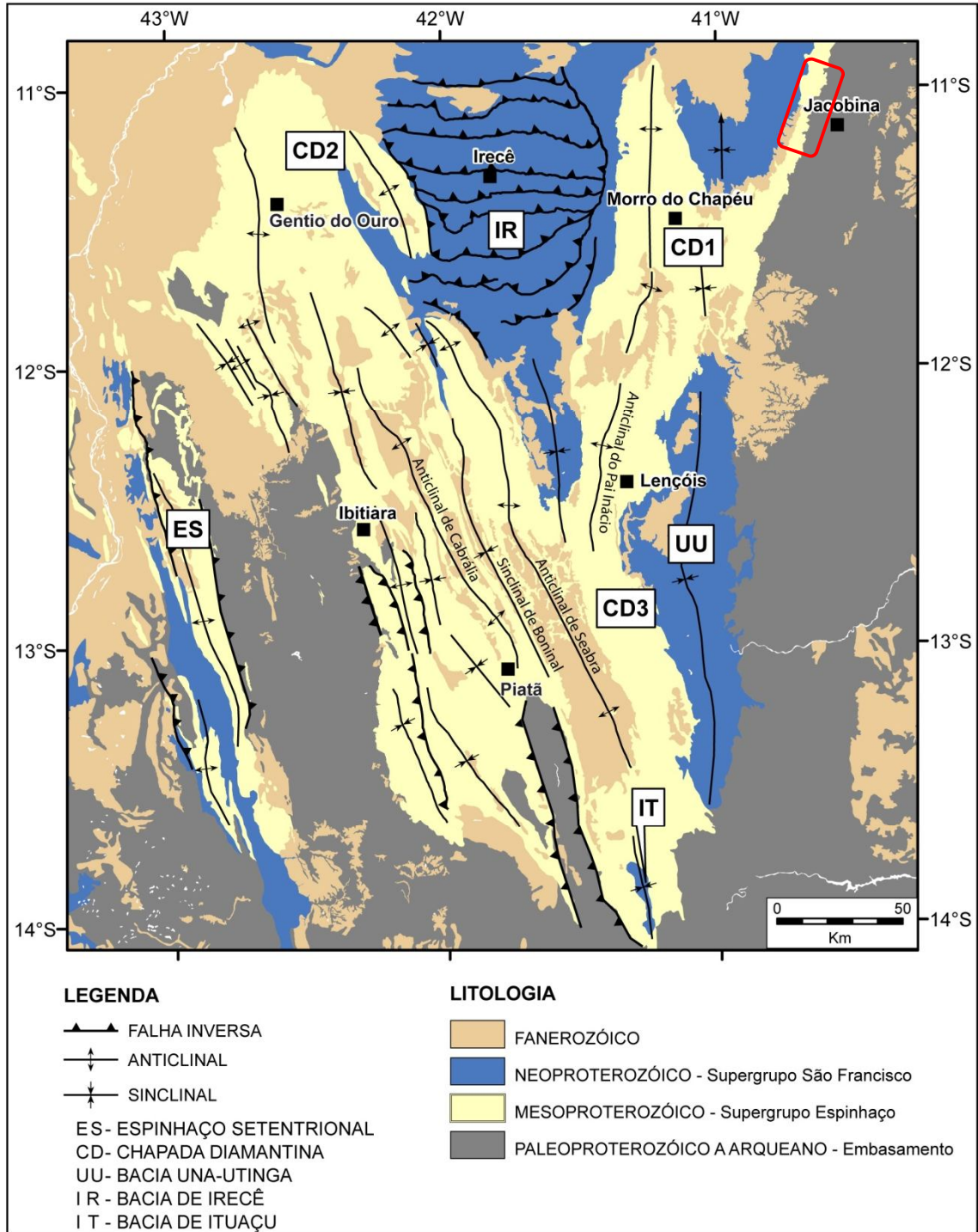


Figura 8: Domínios estruturais da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, modificado de PEDREIRA, A. J.(1994). Base geológica da CPRM. A área de estudo está indicada no retângulo vermelho.

## 4. REVISÃO CONCEITUAL

Neste capítulo é apresentada uma síntese dos sistemas fluviais e eólicos, tendo como foco os aspectos que contribuirão no desenvolvimento deste trabalho: processos deposicionais, elementos arquiteturais, hierarquização de superfícies limítrofes, mecanismos controladores, arquitetura, acumulação x preservação e formas de leito.

### 4.1. Sistemas Fluviais

#### 4.1.1. Processos

Os eventos erosivos que são significativos em sistemas fluviais estão associados à dinâmica dos canais fluviais, podendo ser atribuídos a dois processos principais: incisão e migração lateral. Por incisão entende-se a erosão vertical do substrato gerando um aprofundamento do canal. As incisões podem estar associadas tanto a fenômenos autocíclicos, quanto alocíclicos, vinculados a um amplo espectro de escalas temporais (Collinson, 1996). As incisões vinculadas a fenômenos alocíclicos envolvem um período maior de tempo e podem estar associadas a um progressivo aumento da descarga devido a mudanças climáticas ou a um rebaixamento do perfil de equilíbrio (Schumm, 1993). As incisões de natureza autocíclica estão, por sua vez, associadas à avulsão de canais fluviais decorrentes de processos hidrodinâmicos e geomorfológicos internos à planície aluvial (Jones & Schumm, 2000).

Os sedimentos são transportados e depositados por três principais mecanismos: fluxo de detritos, carga de fundo e carga em suspensão. Os fluxos de detritos são fluxos plásticos, laminares, ricos em sedimentos, onde a quantidade de água existente nos poros é baixa. O fluxo ocorre quando uma grande quantidade de sedimentos é mobilizada por liquefação em uma superfície inclinada. O movimento acaba quando o



fluxo perde momentum ou quando a água existente nos poros escapa do sedimento cessando a lubrificação dos grãos. Em alguns casos, como decorrência da diminuição da viscosidade através da diluição, os fluxos de detritos podem tornar-se turbulentos, formando fluxos hiperconcentrados (Nemec & Steel, 1984). Os depósitos gerados são pobremente selecionados, compostos por clastos que podem variar de tamanho grânulos até blocos, separados por uma matriz areno-sílticaargilosa. Por vezes, pode-se observar uma orientação incipiente dos clastos. A Carga de fundo consiste na principal forma de transporte fluvial. Os sedimentos são transportados por correntes trativas, onde cada grão movimenta-se individualmente ao longo do substrato. Os grãos maiores são transportados por arrasto e rolamento, enquanto os grãos menores deslocam-se por saltação. Como resultado do transporte de areia desenvolve-se uma série de tipologia de formas de leito.

Considerando-se uma profundidade constante da lâmina de água, a morfologia das formas de leito é controlada pela granulometria e velocidade do fluxo (Allen, 1982; Ashley, 1990) (Figura 9). As marcas onduladas representam formas de leito com uma altura máxima de 5 cm e comprimento de onda inferior a 0,5 m, desenvolvidas em condições de baixa velocidade do fluxo ( $<1\text{ m/s}$ ) e com fração granulométrica entre silte e areia fina. Com o aumento progressivo na velocidade do fluxo ocorre a formação de dunas. As dunas apresentam diferentes morfologias, podendo ser subdivididas em dois tipos principais: dunas bidimensionais – 2D (linha de crista reta) e tridimensionais – 3D (linha de crista curva). As dunas 3D desenvolvem-se com uma velocidade do fluxo levemente superior àquelas necessárias para a geração das dunas 2D. Quando a velocidade do fluxo atinge um valor crítico, ocorre a formação de estratos de leito plano e antidunas (Figura 9), as quais são raramente preservadas na natureza.

Outro mecanismo de transporte fluvial é a Carga de Suspensão. Ocorre em rios cuja carga sedimentar é predominantemente síltico-argilosa. A deposição da fração fina ocorre em regiões de baixa energia, pelo assentamento gravitacional de partículas. A combinação de processos de tração e suspensão gera marcas onduladas cavalgantes. O ângulo de cavalgamento das formas de leito é controlado pela relação entre tração e suspensão. Quanto maior for a tração menor será o ângulo de cavalgamento das marcas onduladas (Figura 9).

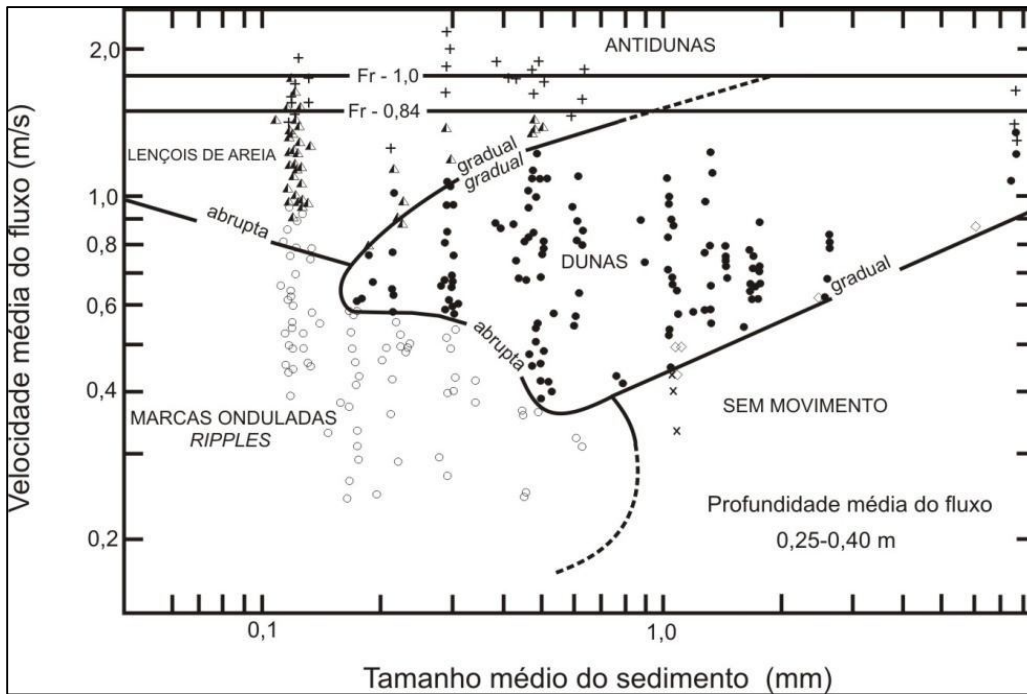


Figura 9 - Gráfico de velocidade do fluxo *versus* tamanho de grãos mostrando o campo de estabilidade de formas de leito arenosas (Ashley, 1990).



Figura 10: Classificação de laminações de marcas onduladas cavalgantes subaquáticas. Laminações cavalgantes subcríticas – o ângulo de cavalgamento é menor que o ângulo de dorso da forma de leito. Laminações cavalgantes críticas – o ângulo de cavalgamento é igual ao ângulo de dorso da forma de leito. Laminações cavalgantes supercrítica – o ângulo de cavalgamento é maior que o ângulo de dorso da forma de leito.

#### 4.1.2. Tipologia dos Canais

Os canais podem ser classificados com base na carga sedimentar transportada ou na sua morfologia. Com base na natureza da carga sedimentar, Schumm (1972) classificou os rios em: carga de fundo (*bed-load*), carga mista (*mixed-load*) e carga de suspensão (*suspended-load*). Com base na sua morfologia podem ser subdivididos em entrelaçado, meandrante, anastomosado e reto (Leopold & Wolman, 1957; Rust, 1978) (Figura 11), conforme a sua descarga, suprimento sedimentar e gradiente (Miall, 1978; Rust, 1978; Schumm, 1985; Bridge, 1985).

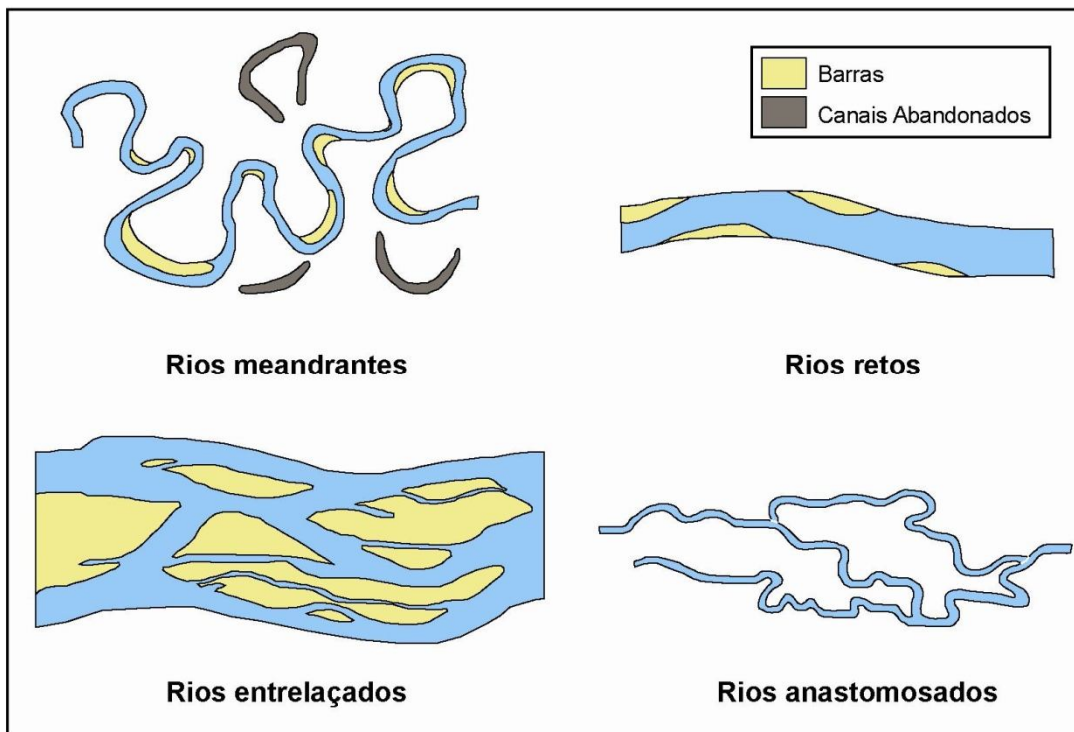


Figura 11: Tipos morfológicos básicos de canais fluviais (modificado de Miall, 1977).

##### 4.1.2.1. Rios entrelaçados

Os rios entrelaçados formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas. Correspondem a rios de carga de fundo na classificação

de Schumm (1972). Os rios entrelaçados têm como característica uma alta variabilidade da descarga do fluxo ao longo do ano e um alto suprimento sedimentar, sendo formados preferencialmente em contextos de declividade maior. Uma grande quantidade de sedimentos é transportada durante os períodos de alta descarga e acabam se depositando no canal fluvial na forma de barras e ilhas durante os períodos de menor energia do fluxo. Essas barras e ilhas produzem o deslocamento e bifurcação do fluxo, gerando uma rede de canais secundários dentro do canal principal (Coleman, 1969; Bristow, 1987).

Uma feição dominante desse sistema é a presença de várias hierarquias de formas de leito, incluindo marcas onduladas e dunas de diferentes morfologias coexistindo ao longo do canal. É bastante comum a presença de barras de meio de canal com formas de leito menores (dunas e marcas onduladas) migrando ao longo do seu dorso e face frontal (Bristow, 1987). A variação na hierarquia das formas de leito é resultante das freqüentes mudanças na descarga do fluxo e profundidade da lâmina d'água.

#### 4.1.2.2. Rios Meandrantés

Os rios meandrantés são caracterizados por canais com alta sinuosidade e que apresentam pouca variação na descarga. Correspondem a rios de carga mista na classificação de Schumm (1972). Os canais meandrantés mostram altas taxas de migração lateral, resultantes das diferenças na velocidade do fluxo no lado interno e externo do meandro (Jackson, 1976). A velocidade do fluxo na porção externa do meandro é maior, provocando erosão e transporte de sedimentos até as porções internas do próximo meandro onde são depositados, formando as barras em pontal (Allen, 1965). A deposição contínua de sedimentos faz com que ocorra um crescimento progressivo da barra em pontal, onde o sentido geral de acresção apresenta um alto ângulo em relação ao eixo do canal. A variação na profundidade e velocidade do fluxo sobre superfície da barra em pontal resulta em uma seleção da granulometria e da assembléia de estruturas sedimentares, com uma tendência progressiva de diminuição do tamanho de grãos e de ocorrência de estruturas de regime de fluxo inferior em direção as suas porções superiores (Figura 12).

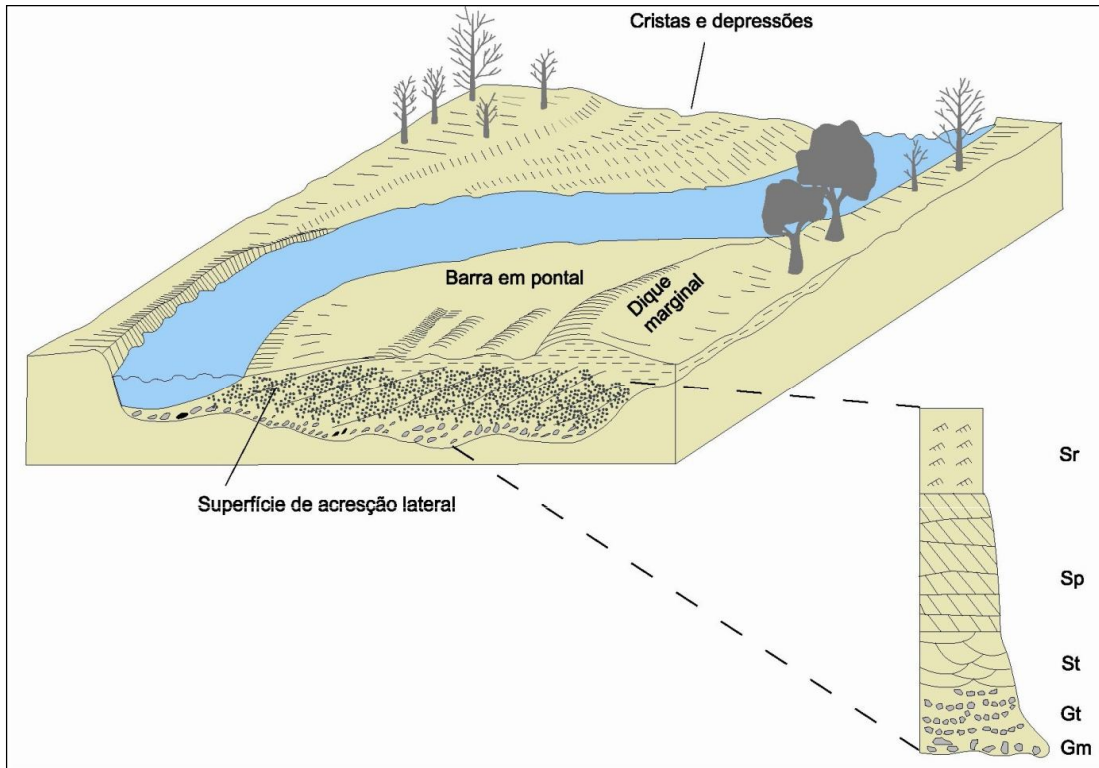


Figura 12: Modelo deposicional genérico de uma barra em pontal. A seção colunar mostra uma sucessão vertical de fácies idealizada para um sistema fluvial meandrante (modificado de Galloway & Hobday, 1995; código de litofácies de Miall, 1978).

#### 4.1.2.3. Rios retos e anastomosados

Rios anastomosados são caracterizados por uma rede interconectada de canais, separados por regiões de planície de inundação (Makaske, 2001). Os canais são de moderada a baixa sinuosidade, profundos e estreitos. São dominados por sedimentos de granulometria fina, podendo ser classificados como rios de carga em suspensão na classificação de Schumm (1972). Os canais apresentam margens constituídas de materiais finos, coesos e vegetados, que conferem uma alta estabilidade aos canais fluviais, reduzindo a possibilidade de migração lateral (Rust, 1981; Smith, 1983; Rust & Legun, 1983; Smith, 1986; Cairncross *et al.*, 1988; Miller, 1991; Schumm *et al.*, 1996; Gibling *et al.*, 1998). Como o canal não se desloca lateralmente, a deposição ocorre por aggradação vertical de sedimentos associada à sobreposição de dunas e, mais raramente, barras arenosas. Em decorrência da aggradação vertical, os canais normalmente apresentam-se

topograficamente mais altos que a planície de inundação e têm seus limites marcados por diques marginais proeminentes. O canal pode sofrer avulsão durante os períodos de maior descarga, rompendo o dique marginal e desenvolvendo um novo curso para o canal fluvial, através da incisão e erosão dos depósitos de planície de inundação (Smith, 1983). Rios retos são raros na natureza, podendo apresentar sedimentos de natureza diversa.

#### 4.1.2.4. Rios Efêmeros

Os rios efêmeros são característicos de regiões áridas e semi-áridas, tendo o seu desenvolvimento associado a inundações relâmpago. As inundações ocorrem durante um curto intervalo de tempo (horas a dias), geralmente após uma tempestade, alternadas por longos períodos sem qualquer escoamento de águas superficiais (Nanson *et al.*, 1992; Langford & Braken, 1987; Benito *et al.*, 2003). Variam desde tipos canalizados até configurações totalmente desconfinadas, podendo transportar e depositar sedimentos de várias classes granulométricas. A profundidade da lâmina d'água é altamente variada, alcançando até 3 metros durante o pico do fluxo (Stear, 1983, 1985). Os rios efêmeros são dominados por formas de leito geradas em regime de fluxo superior, podendo desenvolver dunas e marcas onduladas nos estágios finais da inundação, quando ocorre uma rápida desaceleração da corrente (Miall, 1977; Langford & Braken, 1987). Como decorrência disso, um evento de inundação tende a formar um ciclo caracterizado pela progressiva diminuição do tamanho de grãos e pela ocorrência de estruturas geradas em condições de regime de fluxo inferior em direção ao topo da sucessão de fácies (Miall, 1977; Stear, 1985).

#### 4.1.3. Áreas externas aos canais (Overbank Areas)

As áreas externas aos canais, segundo Collinson (1996), podem ser subdivididas em dois tipos: áreas próximas de canais ativos (diques marginais e depósitos de *crevasse*) e áreas distantes de canais ativos (planície de inundação).

#### 4.1.3.1. Diques Marginais e Espraimento de Crevasse

Os diques marginais são cristas estreitas e contínuas construídas ao longo das margens de canais fluviais. São formados por sedimentos finos depositados por suspensão durante as cheias do canal fluvial (Brierley *et al.*, 1997). Os diques são mais proeminentes perto do canal e diminuem a espessura em direção à planície de inundação (Bown & Kraus, 1987; Ethridge *et al.*, 1999; Ferguson & Brierley, 1999).

Os depósitos de espraimento de crevasse (*crevasse splay*) consistem em lobos desenvolvidos pelo extravasamento do canal fluvial durante grandes cheias. Normalmente são gerados por fluxo de gravidade de sedimentos no declive do dique marginal, formando a franja lateral da crista arenosa. Durante fluxos mais intensos, o dique marginal pode ser rompido, desenvolvendo-se um canal secundário que pode transportar uma grande quantidade de sedimentos grossos para a planície de inundação (O'Brien & Wells, 1986; Smith & Perez-Arlucea, 1994; Bristow *et al.*, 1999). As porções distais dos canais de crevasse são caracterizadas por desaceleração e desconfinamento do fluxo, gerando lobos arenosos de dimensões variadas (O'Brien & Wells, 1986; Smith *et al.*, 1989; Smith & Perez-Arlucea, 1994; Bristow *et al.*, 1999). Os diques marginais e depósitos de espraimento de crevasse ocorrem em canais anastomosados e meandranes, sendo que nesse último são bem desenvolvidos na porção externa dos meandros. Raramente são identificados em canais entrelaçados.

#### 4.1.3.2. Planície de Inundação

Normalmente a planície de inundação constitui regiões de baixo relevo, pouco drenada, apresentando baixa taxa de acumulação, dominada por sedimentos de granulometria muito fina. Em ordem de abundância, os depósitos de planície de inundação estão associados a canais fluviais anastomosados, meandranes e entrelaçados. Em canais entrelaçados os sedimentos de planície de inundação são pouco representativos, podendo inclusive encontrar-se ausentes (Reinfelds & Nanson, 1993). Devido à instabilidade dos rios entrelaçados, os depósitos finos da planície de inundação são constantemente erodidos

e incorporados ao canal onde são transportados para regiões de mais baixa energia a jusante do sistema fluvial.

#### **4.1.4. Mecanismos controladores da tipologia dos canais fluviais**

A tipologia do sistema fluvial é controlada por diferentes fatores, entre os quais pode-se ressaltar: aporte sedimentar, granulometria da carga transportada, coevidade dos bancos, vegetação, variabilidade da descarga e inclinação do terreno. Em decorrência disto, existe um padrão geral de distribuição dos tipos de canais fluviais dentro das principais bacias aluviais. Na porção proximal um rio tende a ser entrelaçado, enquanto nas suas porções distais o curso fluvial apresenta normalmente um padrão meandrante (Miall, 1992; Orton & Reding, 1993). Esta variação é decorrente da maior declividade do substrato, da maior variabilidade da descarga e do predomínio de sedimentos de granulometria grossa nas regiões proximais. Os canais fluviais tendem a aumentar a sua sinuosidade e diminuir a granulometria transportada nas regiões distais em decorrência da diminuição da declividade do terreno e, por consequência, da velocidade do fluxo.

Em alguns casos, rios entrelaçados podem gradar em direção as suas porções mais distais para rios anastomosados. Para que isso ocorra, é necessário que o rio cruze uma área submetida a um suave soerguimento tectônico, como uma falha, ou sofra influência de outros fatores que causem obstrução do fluxo, gerando, por consequência, uma agradação dos canais fluviais (tornqvist, 1993).

#### **4.1.5. Análise de Sistemas Fluviais no Registro Geológico**

Durante muito tempo, a identificação e caracterização de antigos sistemas fluviais baseavam-se exclusivamente na análise de perfis verticais. No entanto, trabalhos como Jackson (1978) demonstraram que rios meandrantés e entrelaçados podem gerar sucessões verticais de fácies muito semelhantes entre si. Além disso, depósitos



sedimentares que eram considerados como característico de determinados estilos fluviais, têm sido documentados em diferentes contextos. Por exemplo, os depósitos de acreção lateral, cuja a gênese era atribuída exclusivamente à migração de barras em pontal em rios meandantes, tem sido encontrado em canais fluviais entrelaçados. Em decorrência disso, Allen (1983) e Miall (1985) propuseram uma metodologia de análise faciológica que tem como base a construção de seções laterais de afloramento, envolvendo uma análise detalhada das fácies, superfícies limítrofes e elementos arquiteturais que compõem os depósitos fluviais. A análise bi e tridimensional dos depósitos aluviais têm demonstrado que existe uma variedade infinita de estilos fluviais intermediários entre os quatro modelos clássicos (reto, anastomosado, meandrante e entrelaçado).

#### 4.1.5.1. Elementos Arquiteturais

Elemento arquitetural é um litossoma caracterizado por sua geometria externa e interna, pela associação de fácies e escala, o qual representa um processo particular ou um conjunto de processos que atuam em um sistema deposicional. Tem sua gênese associada aos efeitos cumulativos dos processos deposicionais e erosivos que atuam por períodos de dezenas a centenas de anos. Miall (1996) individualiza sete elementos arquiteturais de canais fluviais, cujas principais características são apresentadas na (Tabela 2) sendo os dois principais: Macroforma de acreção frontal (DA) e Depósitos de acreção lateral (LA) (Figura 13).

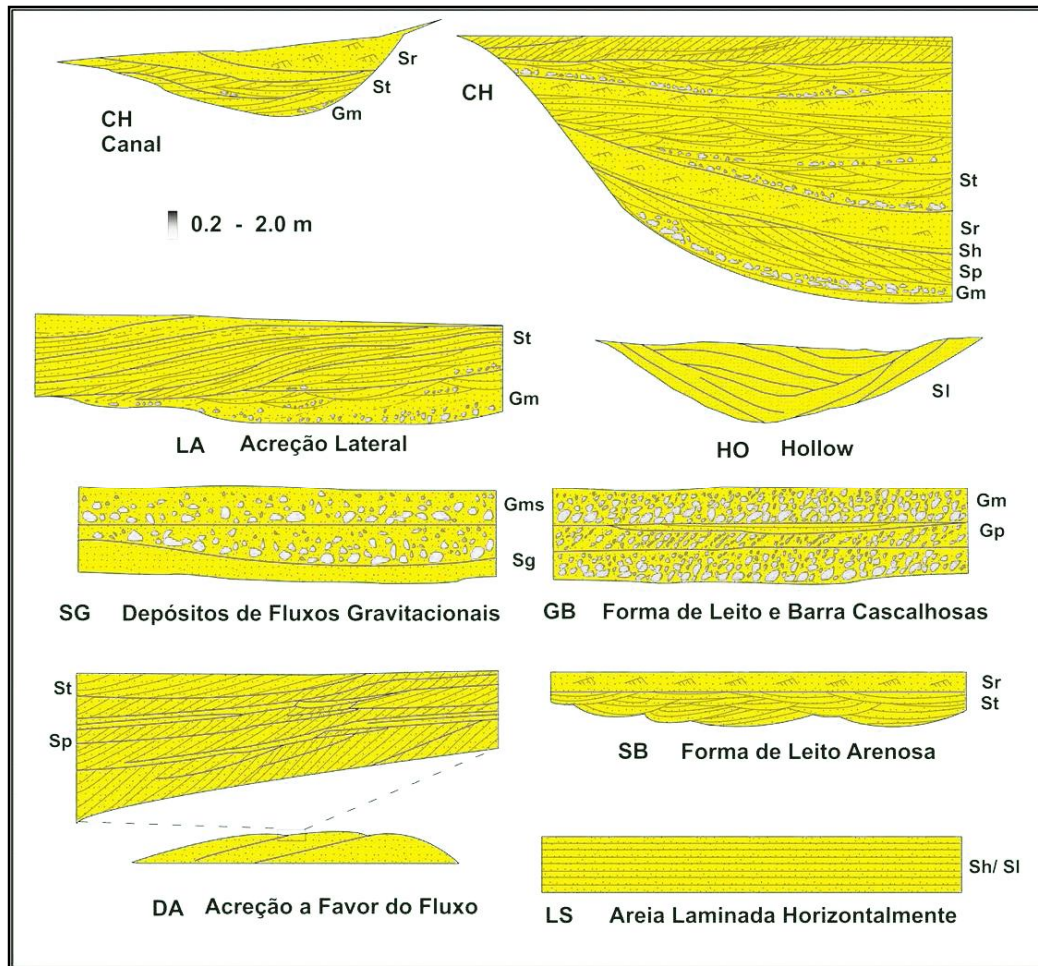


Figura 13: Elementos arquiteturais básicos de canais fluviais (modificado de Miall, 1988).

Tabela 2: - Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais (modificado de Miall, 1988).

Elemento Arquitetural	Símbolo	Litofácies	Geometria e arquitetura interna	Interpretação
Canal	CH	Combinação variada	Corpos sedimentares limitados por superfícies erosivas côncavas. Escala altamente variada.	Preenchimento de canais menores internos ao cinturão de canais
Fluxo de gravidade de sedimentos	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Corpos com geometria lenticular, normalmente intercalados com elementos GB e SB.	Amalgamação de sucessivos episódios de fluxos de detritos
Formas de Leito e Barra Cascalhosas	GB	Gm, Gp, Gt	Corpos tabulares ou em lente formando por complexos amalgamados de sets de estratos cruzados.	Barras longitudinais cascalhosas
Depósitos de Acreção Frontal	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Corpos lenticulares constituídos por sets de estratos cruzados simples de grande porte ou estratos cruzados compostos caracterizados por sets de pequeno a médio-porte limitados por superfícies inclinadas a favor do fluxo (superfície de 1 <sup>o</sup> , 2 <sup>o</sup> ou 3 <sup>o</sup> ordem)..	Migração a favor do fluxo de barras arenosa de meio de canal.
Depósitos de Acreção Lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss. Raramente Gm, Gt e Gp.	Corpos lenticulares ou cuneiformes, contendo sets de estratos cruzados separados por superfícies de acreção lateral (superfície de 1 <sup>o</sup> , 2 <sup>o</sup> ou 3 <sup>o</sup> ordem).	Barras em pontal ou acreção lateral em barras de meio de canal
Lençóis de Areia Laminados	LS	Sh, Sl; raramente St, Sp, Sr.	Corpos com geometria em lençol formando por complexos amalgamados de estratos plano-paralelos ou de baixo-ângulo.	Lençóis de areia formados em contextos de rápida descarga.
Formas de Leito Arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Corpos com geometria em lente ou lençol formados por sets amalgamados estratos cruzados separados por superfícies (1, 2 ou 3 ordem) subhorizontais..	Migração e cavalgamento de dunas subaquosas.
Hollow	HO	Sh, Sl,	Corpos com geometria lenticular, limitados na base por superfícies erosivas côncavas. O mergulho dos planos de acamadamento da litofácies Sl é paralelo à superfície limitrofe basal.	Preenchimento de feições erosivas formadas em regiões de confluência de canais

#### 4.1.5.2. Geometria de Corpos Arenosos de Canais Fluviais

Os corpos arenosos de canais fluviais podem ser compostos por um único elemento arquitetural ou por um conjunto de elementos arquiteturais contemporâneos que se justapõem lateral e verticalmente gerando uma arquitetura de fácies bastante complexa. Estes corpos arenosos são classificados em dois tipos principais, com base na sua geometria (Hirst, 1991) (Figura 14): corpos arenosos em fita (*ribbon sandbodies*) e corpos arenosos em lençol (*sheet sandbodies*).

Os corpos arenosos em fita apresentam uma baixa razão largura/espessura (< 15). Representam a acumulação em canais estáveis, onde o preenchimento ocorre predominantemente por agradiação vertical, estando normalmente associados a rios anastomosados. Possuem espessuras inferiores a 10m e uma extensão lateral de dezenas de metros e, comumente, estão imersos em depósitos finos de planície de inundação.

Os corpos arenosos em lençol possuem uma razão largura/profundidade maior que 15 podendo ser subdivididos em dois subtipos principais: restritos lateralmente e desconfinados (Figura 14). Os arenitos em lençol restritos lateralmente apresentam limites bem definidos em relação aos depósitos de planície de inundação, indicando fluxos canalizados. Estes corpos arenosos podem ser produto da migração lateral de canais individuais, acumulados em rios de alta sinuosidade, ou podem representar a amalgamação de várias barras e canais menores internos ao canal principal (arenitos em lençol multiepisódicos e multilaterais), associados a rios entrelaçados. Os arenitos em lençol desconfinados, por sua vez, não têm margens bem definidas e apresentam uma razão largura/profundidade maior que 100. Normalmente constituem canais efêmeros, formados por rápidos episódios de inundação.

Em sucessões com uma alta razão arenito/folhelhos os corpos arenosos podem formar complexos amalgamados, dificultando a demarcação de canais individuais. Nestes casos a individualização dos canais fluviais passa necessariamente pela hierarquização das superfícies limítrofes internas ao pacote arenoso.

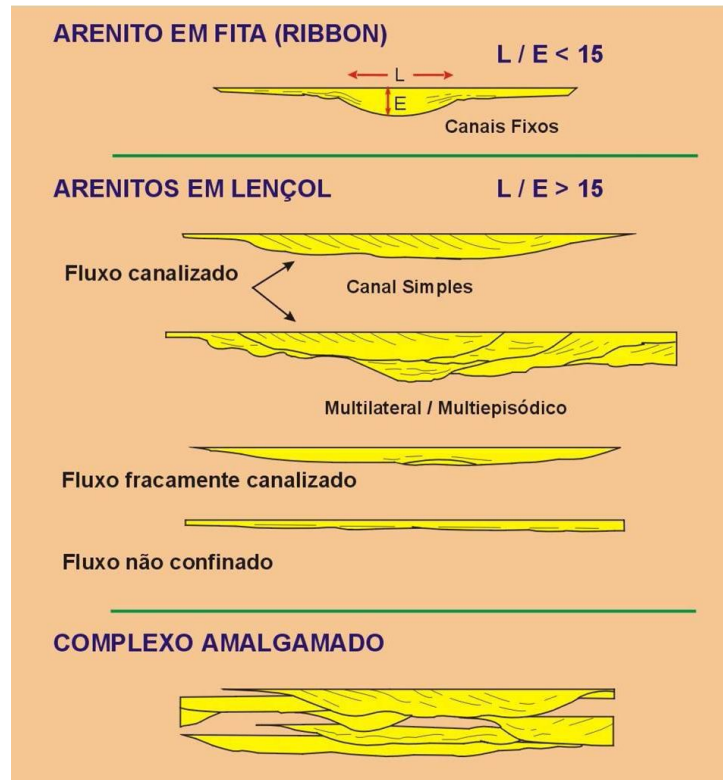


Figura 14: Classificação geométrica de corpos arenosos de canais fluviais baseada na razão largura/profundidade, associado ao preenchimento interno (Hirst, 1991).

#### 4.1.5.3. Superfícies Limítrofes

Segundo Miall (1988, 1991) existem seis ordens de superfícies limítrofes em depósitos fluviais, que separam litossomas de diferentes escalas físicas e temporais. As ordens obedecem a uma seqüência hierárquica da escala menor (1ª ordem) a maior (6ª ordem).

##### Superfícies de 1ª ordem

As superfícies de 1ª ordem são planas, possuem inclinações variadas e limitam *sets* de laminações cruzadas. As litofácies não mudam abaixo e acima da superfície, indicando uma manutenção das condições do fluxo. Estas superfícies são

interpretadas como resultado da migração de formas de leito de mesma morfologia sob condições de sedimentação contínua.

#### Superfícies de 2ª ordem

As superfícies de 2ª ordem são planas, possuem inclinações variadas e não apresentam evidências de erosão significativa. Separam *cosets* de litofácies distintas. Essas superfícies indicam mudanças nas condições do fluxo, não envolvendo, entretanto, um hiato significativo (e.g. variações sazonais na descarga).

#### Superfícies de 3ª ordem

Superfícies de 3ª e 4ª ordem são definidas a partir da identificação de macroformas (elementos arquiteturais DA, LA, GB). Superfícies de 3ª ordem são erosivas (superfícies de reativação) e ocorrem dentro das macroformas com baixo ângulo de mergulho ( $< 150$ ), geralmente truncando os estratos cruzadas subjacentes. Também podem ocorrer no topo de pequenas barras ou sucessões de formas de leitos (elemento SB). Elas indicam mudanças na velocidade ou na orientação do fluxo.

#### Superfícies de 4ª ordem

Representam o limite superior das macroformas, separando, portanto, diferentes assembléias de fácies acima e abaixo delas. São retas a levemente convexas. Essas superfícies truncam em baixo ângulo ou mergulham paralelamente às superfícies de hierarquia menor (1ª a 3ª ordem), indicando nesse último caso a presença de elementos DA ou LA. As superfícies de 4ª ordem são o resultado de mudanças no padrão das barras relacionadas à instabilidade do fluxo associada a irregularidades do leito do canal fluvial ou à reorganização do fluxo durante períodos de enxurradas. São também consideradas superfícies de 4ª ordem, o limite inferior dos elementos arquiteturais externos aos canais fluviais.

### Superfícies de 5ª ordem

São as superfícies que delimitam canais e complexos de preenchimento de canais. Normalmente são planas ou levemente côncavas, podendo, contudo apresentar um relevo irregular marcado por feições de corte e preenchimento e depósitos residuais cascalhosos. Estas superfícies têm a sua gênese associada à incisão e/ou migração lateral de canais fluviais.

### Superfícies de 6ª ordem

São superfícies que delimitam grupos de canais ou paleovales. Apresentam uma grande extensão lateral, permitindo o fatiamento estratigráfico regional de sucessões fluviais. As superfícies de 6ª ordem são passíveis de serem identificadas e correlacionadas em testemunhos e seções sísmicas. Estas superfícies marcam mudanças significativas no sistema fluvial que são vinculadas a variações no nível de base estratigráfico.

#### 4.1.5.4. Reconstrução da Arquitetura de Sistemas Fluviais

A reconstrução da arquitetura aluvial leva em conta a inter-relação entre os depósitos de canais e os depósitos externos aos canais. Os sistemas fluviais anastomosados tendem a apresentar canais com geometria em fita, preenchidos predominantemente por SB, imersos em depósitos de planície de inundação (elemento FF) espessos e lateralmente contínuos. Estes sistemas também são caracterizados pela presença de elementos LV, CS e CR.

Os sistemas meandantes são caracterizados por canais em lençol com abundantes feições de migração lateral (elemento LA), separados por sedimentos finos de interflúvios (elemento CR, CR, FF) (e.g.). A avulsão dos canais pode gerar canais preenchidos por lama (elementos CH (FF)).

Os sistemas entrelaçados são dominados por corpos arenosos ou conglomeráticos de canais fluviais com os depósitos de planície de inundação bastante restritos. Os canais apresentam geometria em lençol, com preenchimento complexo e bastante diversificado, associado a diferentes elementos arquiteturais (principalmente GB, SG, DA, SB).

Os fluviais efêmeros são dominados por estruturas formadas em regime de fluxo superior, sendo abundantes os elementos LS e HO. Os elementos SB e DA podem ocorrer, mas não são predominantes. Os elementos arquiteturais estão dispostos em corpos arenosos em lençol com razão largura/espessura  $> 100$ . As superfícies de 5ª ordem não apresentam relevos acentuados, indicando fluxos desconfinados ou pobremente canalizados.

A interpretação detalhada dos elementos arquiteturais e das superfícies limítrofes permite inferir com mais precisão os processos deposicionais, possibilitando a identificação de inúmeros modelos fluviais intermediários entre os quatro tipos clássicos apresentados anteriormente. Através da combinação de elementos arquiteturais, Miall (1996) apresentou de forma resumida 16 modelos básicos associados a planícies aluviais. Segundo Miall (1996), os elementos arquiteturais podem agrupar-se de diferentes formas e em diferentes proporções, fazendo com que cada exemplo estudado constitua um modelo singular.

## **4.2. Sistemas Eólicos**

### **4.2.1. Transporte eólico**

O transporte de areia pelo vento se produz através dos seguintes mecanismos: saltação, suspensão e rastejamento (Figura 15) (Bagnold, 1941). Quando o vento sopra sobre uma superfície arenosa existe uma tendência de diminuição da



velocidade em direção ao substrato, aproximando-se de zero. No momento em que a pressão de cisalhamento exercido pelo vento sobre o substrato arenoso ultrapassar um determinado valor crítico, alguns grãos começam a mover-se para frente chocando-se com outros grãos que se encontram imóveis. O impacto faz com que alguns grãos sejam arremessados para cima, passando a penetrar em espaços com velocidades maiores. Isto faz com que os grãos descrevam uma trajetória parabólica, onde ao caírem chocam-se com outros grãos ampliando o processo de saltação. Quando os grãos que se encontram em saltação chocam-se com outros grãos de tamanho maior, estes últimos podem somente rolar para frente descrevendo um processo denominado de rastejamento. Por outro lado, se as partículas projetadas para o ar forem menores que 0,15 cm, estas podem ser transportadas por suspensão através de longas distâncias.

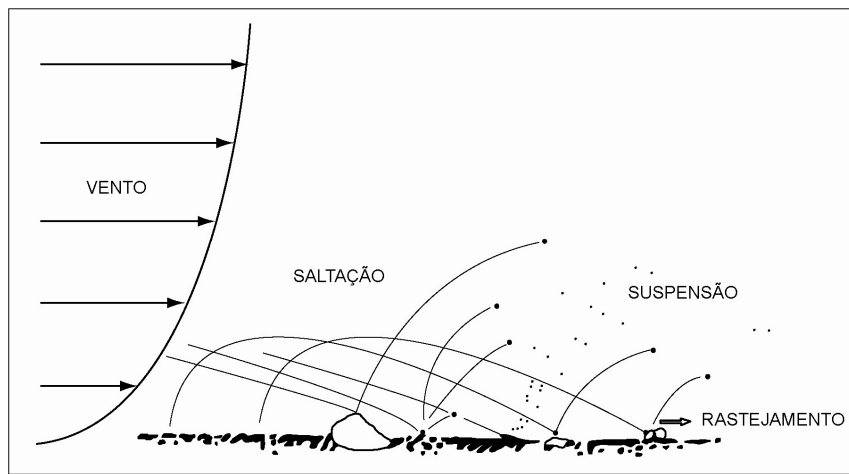


Figura 15: Os três processos básicos de transporte de sedimentos pelo vento (Greeley & Inversen, 1985).

#### 4.2.2. Formas de Leito Eólicas

Wilson (1972) identificou três diferentes hierarquias de formas de leito geradas pelo vento: marcas onduladas, dunas e draas (Figura 16). Elas se desenvolvem de

forma independente, em resposta a diferentes fatores, tais como: regime de vento, taxa de acumulação de areia e tamanho de grão (Lancaster,1988).

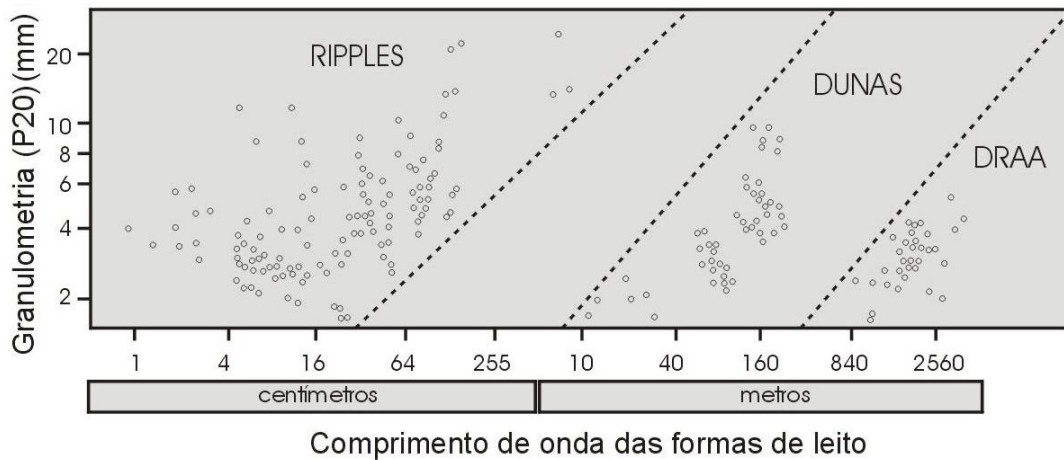


Figura 16: Três escalas de formas de leito eólicas. Modificado de Wilson (1972).

#### 4.2.2.1. Marcas onduladas

As marcas onduladas correspondem a formas de leito de escala centimétrica, geradas pela movimentação de grãos de areia ou grânulos (*granule ripples*) por saltação e rastejamento superficial ao longo do substrato (Bagnold, 1941; Sharp, 1963; Fryberger & Schenk, 1981). Podem desenvolver-se em lençóis de areia, regiões de interdunas ou no dorso e na face frontal de dunas e *draas*. Normalmente, as formas de leito passam a cavalgar umas sobre as outras ficando, no final, cada forma de leito preservada sob a forma de um estrato (estratos transladantes cavalgantes). O ângulo de cavalgamento varia dependendo do volume de sedimento e da taxa de migração da marca ondulada, compondo três tipos principais: supercrítico, crítico e subcrítico (Figura 17).

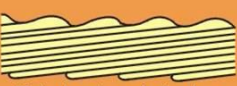





		Estruturas transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento ( $\alpha$ ) e a inclinação do dorso das formas de leito ( $\beta$ )	Subcrítico ( $\alpha < \beta$ )	 Estratos transladantes cavalgamento subcrítico	 Laminações cruzadas truncadas
	Crítico ( $\alpha = \beta$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

Figura 17: Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas considerando-se o ângulo de cavalgamento relativo a inclinação do dorso da forma de leito e a presença ou ausência de laminações cruzadas. Modificado de Hubin (1977).

#### 4.2.2.2. Dunas e Draas

As dunas consistem em formas de leito com comprimento de ondas variando de 3 a 500 metros e uma altura de 0.1 a 100 metros. O termo draa é restrito às formas de leito maiores (comprimento de onda de 300-5500m e altura de 20-450m) que apresentam dunas superpostas migrando no seu dorso ou na sua face frontal, conforme definição de Kocurek (1981a). As dunas eólicas são caracterizadas por apresentar estratos cruzados internos, formados por diferentes processos deposicionais. Além dos processos trativos, responsáveis pelo desenvolvimento de marcas onduladas eólicas, a face frontal da duna é caracterizada por processos gravitacionais que geram dois tipos distintos de depósitos: fluxo de grãos (grain flow) e queda livre de grão (grain fall).

### 4.2.3. Áreas de interdunas

As áreas de interdunas são depressões entre dunas eólicas ou draas que apresentam extensão e geometria variadas. Em sistemas eólicos atuais existe um amplo espectro de tamanho de interdunas, com configurações onde as regiões de interdunas apresentam uma extensão maior, igual ou menor ao comprimento de onda das dunas eólicas, sendo a extensão das interdunas dependente da saturação de areia do sistema (Figura 18).

Segundo Ahlbrandt & Fryberger (1981), as regiões de interdunas podem ser caracterizadas por deflação ou deposição. As interdunas deflacionárias são formadas predominantemente em zonas saturadas onde os sedimentos de interdunas são remobilizados e disponibilizados para a construção de dunas eólicas. As interdunas deposicionais ocorrem preferencialmente em zonas metasaturadas e podem ser subdivididas em três tipos principais baseadas na interpretação dos processos sedimentares associados à superfície de interdunas. Os processos variam desde contextos onde a superfície deposicional é seca (depósitos de interdunas secas), passando por condições onde o lençol freático ou a franja capilar encontram-se próximos a superfície deposicional (depósitos de interdunas encharcadas) até configurações marcadas por inundações periódicas por fluxos fluviais ou o lençol freático é alto, resultando no afogamento da região de interdunas (depósitos de interdunas úmidas). É importante ressaltar que as características da superfície deposicional podem variar espacialmente ao longo de uma mesma depressão de interduna, possibilitando a coexistência lateral de depósitos de interdunas secas, úmidas e encharcadas.

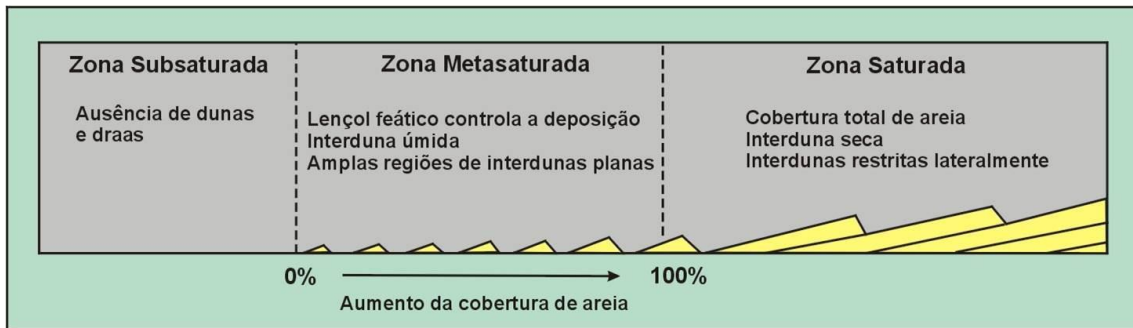


Figura 18: Seção esquemática da margem ao centro de um *erg* mostrando zonas saturadas, metassaturadas e subsaturadas de areia (baseado em Wilson, 1971).

#### 4.2.4. Lençóis de Areia

Os lençóis de areia representam áreas cobertas por areias eólicas onde não existem dunas com faces de escorregamento bem desenvolvidas (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek & Nielson, 1986). Os lençóis de areia modernos ocorrem em uma ampla variedade de ambientes deposicionais, incluindo regiões de margem de *ergs*, zonas costeiras ou em planícies aluviais arenosas de clima árido (Glennie, 1970; Fryberger *et al.*, 1979; Fryberger *et al.*, 1983; Hummel & Kocurek, 1984). Observações em lençóis de areia atuais sugerem que diferentes fatores podem atuar isolados ou em conjunto para inibir o desenvolvimento de dunas eólicas. Kocurek & Nielson (1986) sugerem que os fatores que favorecem o desenvolvimento de lençóis de areia em detrimento de dunas eólicas são: (1) uma limitada disponibilidade de areia para a construção de dunas eólicas devido ao posicionamento do lençol freático próximo à superfície deposicional ou à cimentação; (2) a ocorrência de inundações periódicas que limitam o tempo disponível para a formação de dunas; (3) a predominância de fração granulométrica maior que areia grossa, dificultando a geração de dunas eólicas; (4) a presença de vegetação que além de diminuir a disponibilidade de areia pela estabilização da superfície, também altera o fluxo de ar dificultando o embrionamento de dunas eólicas.

#### 4.2.5. Ergs

Os *Ergs* ou mares de areia são extensas regiões dos desertos cobertas por dunas eólicas (Gleenie, 1970; Wilson, 1972,1973; Fryberger & Ahlbrandt,1979). Os *Ergs* apresentam variações espaciais nos aspectos sedimentológicos e da morfologia das formas de leito que permitem individualizar duas zonas principais: centro de *erg* e margem de *erg*. Segundo Langford & Chan (1993), nos desertos atuais existem mudanças espaciais, da margem em direção ao centro do *erg*, em alguns parâmetros, entres os quais destacam-se: (i) tamanho e seleção dos grãos; (ii) tamanho e forma das dunas (iii) espaçamento das dunas, (iv) abundância de lençóis de areia e interdunas, (v) abundância de bioturbações, (vi) abundância de depósitos não-eólicos.

*Tamanho e Seleção de Grãos:* Inúmeros autores têm descrito mudanças de *tamanho e seleção dos grãos* dentro de diferentes *ergs* ao longo do globo (*e.g.* Deserto do Saara - Wilson, 1973; Deserto da Namíbia – Lancaster, 1983; Deserto Australiano-Wasson, 1983). O tamanho de grãos tem sido descrito como uma função da fonte de sedimentos e da distância do transporte. Os sedimentos das dunas tornam-se mais finos e mais bem selecionados no sentido do vento.

*Tamanho e Forma das Dunas:* Normalmente um *erg* apresenta diferentes tipos morfológicos de dunas coexistindo lateralmente (Breed *et al.*, 1979; Breed & Grow, 1979; Mckee, 1979; Lancaster, 1982; Havholm & Kocurek, 1988; Sweet *et al.*, 1988). Na maioria dos desertos atuais pode ser verificado um aumento na complexidade e tamanho das dunas da borda em direção ao centro do *erg*.

*Espaçamento das Dunas:* Vários trabalhos têm demonstrado, a partir da análise de fotografias aéreas e imagens de satélite, a existência de variações no espaçamento das dunas da borda em direção ao centro do *erg*. Entretanto, as características das variações dependem do tipo de duna analisada (Lancaster, 1988).

*Abundância de Lençóis de Areia Eólicos:* Breed *et al* (1979) ilustraram a distribuição global dos lençóis de areia eólicos, demonstrando que a grande maioria destes

depósitos encontram-se na margem de *ergs*. O desenvolvimento destes depósitos está associado a inundações mais frequentes, a abundância de vegetação e a ocorrência de sedimentos de granulometria mais grossa próximo às margens de *ergs*. Esta distribuição geográfica tem sido corroborada por diferentes autores. Kocurek & Nielson (1986) e Fryberger *et al.* (1979) descreveram extensivos depósitos de lençóis de areia eólicos adjacentes ao Great Sand Dunes e os Campos de Dunas de Algodões e Gran Desierto. Fryberger *et al.* (1983) observaram lençóis de areia localizados em uma faixa transicional entre o campo de duna e os depósitos não-eólicos no leste da Arábia Saudita.

*Abundância de bioturbação:* As bioturbações geradas por plantas ou animais são abundantes na região de margem de campo de dunas resultando na estabilização ou diminuição da taxa de migração das dunas eólicas e favorecendo o desenvolvimento de lençóis de areia.

*Abundância de depósitos não-eólicos:* Inúmeros *ergs* do globo apresentam aumento significativo de depósitos não-eólicos em direção às margens dos *ergs*, sendo comum a ocorrência de *sabkas*, fluviais efêmeros e *playas* (Breed *et al.*, 1979). Dentre as diferentes configurações paleambientais, a justaposição lateral e a intercalação vertical de depósitos fluviais e eólicos em direção às margens de *ergs* consistem na configuração mais comum (Glennie, 1970). Esta interação fluvial-eólica pode resultar tanto de fenômenos alogênicos, relacionados a alterações climáticas regionais, quanto de fenômenos autogênicos, associados à interação de curta duração entre processos deposicionais coexistentes. A interação de curta duração pode ser facilmente verificada nos *ergs* atuais onde nos períodos de aumento da precipitação pluviométrica, os rios avançam em direção ao *erg*, canalizando nos corredores de interdunas, retrabalhando os depósitos eólicos e depositando uma grande quantidade de sedimentos principalmente nas porções mais proximais do sistema (Fryberger, 1979; Andrews, 1981; Langford, 1989). Um exemplo atual é o Rio Huanib, que durante os períodos de alta descarga avança em direção ao campo de dunas da costa do esqueleto, afogando amplas regiões de interdunas e alterando a morfologia das dunas eólicas (Stanistreet & Stollhofen, 2002).

#### 4.2.5.1. Fatores que Controlam o Desenvolvimento de Ergs

A construção de um *erg* é uma função de três fatores independentes: suprimento sedimentar, disponibilidade de sedimentos e capacidade de transporte de sedimentos pelo vento. A ação conjunta destas variáveis forma o regime sedimentar (*sediment state*) de um sistema eólico, conforme detalhado por Kocurek & Lancaster (1999). Uma síntese dos fatores controladores do desenvolvimento de ergs é apresentada na (Figura 19).

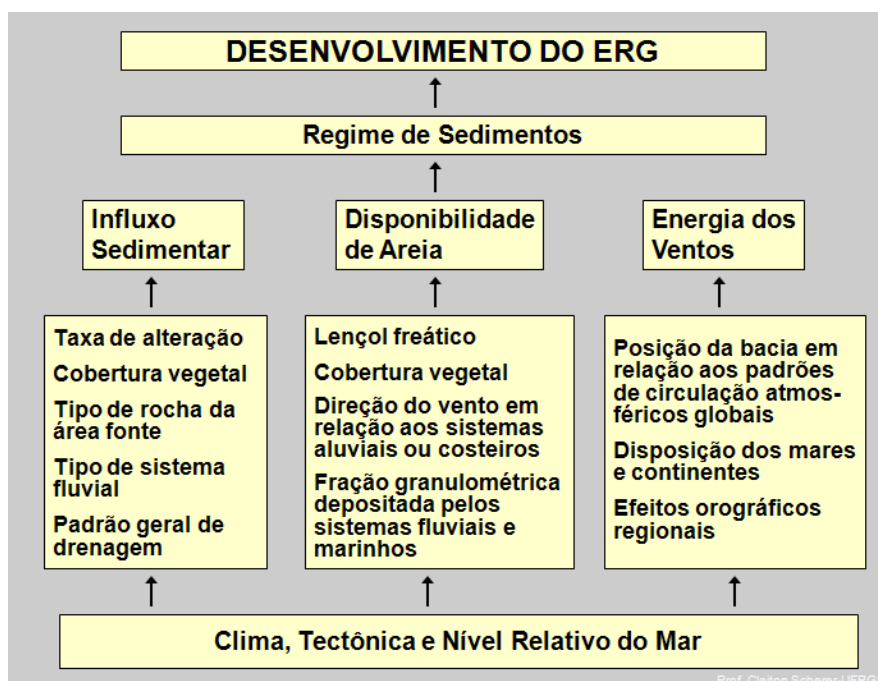


Figura 19: Fatores que controlam o desenvolvimento de ergs.

#### 4.2.6. Acumulação e tipos de Sistema Eólicos

A acumulação eólica refere-se à deposição total de sedimento através do tempo, gerando um corpo tridimensional de estratos que pode ser incorporado no registro



geológico (Kocurek & Havholm, 1993). A existência de dunas eólicas em uma determinada área, não implica necessariamente na acumulação sedimentar. A maioria dos campos de dunas e *ergs* é caracterizada somente pela deposição, sem que ocorra acumulação (i.e. areia é depositada na face frontal e a duna migra, mas nenhuma seqüência vertical ou acumulação é formada). A acumulação necessita de uma alta disponibilidade de areia e ocorre quando o balanço entre a entrada e a saída de sedimentos é positivo. Para que ocorra acumulação é necessário a migração e o cavalgamento de dunas eólicas em relação à superfície de acumulação, definida como um plano que une as depressões de interdunas (Rubin & Hunter, 1983). A superfície de acumulação representa uma superfície de equilíbrio, acima da qual ocorre transporte de sedimentos e abaixo da qual nenhuma partícula é deslocada pelo vento. O ângulo de cavalgamento é medido em relação à superfície de acumulação, definindo, de forma similar as marcas onduladas eólicas (vide Figura 17), três possíveis configurações (crítico, supercrítico e subcrítico). A quase totalidade das dunas eólicas é representada no registro geológico por estratos transladantes cavalgantes subcríticos. Isto decorre do fato de que na maioria das vezes a taxa de deposição é menor que a taxa de migração das formas de leito (Kocurek, 1996).

Os processos de acumulação eólica variam conforme o sistema eólico analisado. Kocurek & Havholm (1993) identificaram três principais sistemas eólicos, definidos com base nos processos envolvidos na acumulação: sistemas secos, úmidos e estabilizados. Os sistemas eólicos úmidos e secos são os tipos mais comuns na natureza.

#### **4.2.7. Preservação de Sistemas Eólicos**

Outro conceito fundamental em sistemas eólicos é o de preservação, que se refere ao conjunto de processos necessários para que uma determinada acumulação sedimentar seja incorporada no registro estratigráfico (Kocurek & Havholm, 1994). Em sistemas marinhos, o espaço de acomodação tem sido definido como o espaço disponível para a acumulação potencial de sedimentos, acima do qual ocorrerá erosão subaérea

(Jervey, 1988). Neste caso, como o nível do mar corresponde ao nível de base, existe uma equivalência entre o espaço de acomodação e o espaço de preservação de sedimentos. Entretanto, em sistemas eólicos isto não se verifica necessariamente. Enquanto em sistemas eólicos úmidos os espaços de acumulação e preservação coincidem, visto que ambos são controlados pelo lençol freático, em sistemas eólicos secos isto não é verificado, pois a acumulação pode ocorrer acima do espaço de preservação, com poucas possibilidades de ser incorporada no registro estratigráfico (Figura 20).



Figura 20: Aspectos diferenciados do espaço de acomodação e preservação em sistemas eólicos e marinhos (Kocurek & Havholm, 1993).

#### 4.2.8. Análise de Sistemas Eólicos no Registro Geológico

##### 4.2.8.1. Identificação de Lençóis de Areia Eólicos

Os lençóis de areia formam pacotes tabulares com espessuras de poucos centímetros até dezenas de metros, compostos por laminações plano-paralelas ou de baixo ângulo, sendo ausente ou extremamente rara a presença de estratos cruzados de dunas eólicas. Internamente, os lençóis de areia apresentam uma diversidade de estruturas sedimentares, que podem ser subdivididas em três grupos principais: depósitos eólicos secos; depósitos eólicos encharcados e depósitos subaquáticos. Os depósitos eólicos secos estão dispostos em pacotes tabulares, apresentando internamente estratos horizontais ou de

baixo ângulo formados pela alternância de laminações transladantes cavalgantes e marcas onduladas de grânulos. Os depósitos eólicos encharcados são compostos por lâminas corrugadas (*crinkly lamination*) formadas por uma variedade de estruturas de adesão. A predominância de depósitos eólicos secos ou úmidos fornece informações sobre as características da superfície deposicional. Os depósitos de lençóis de areia compostos predominantemente por estruturas de adesão indicam que durante a deposição o lençol freático encontrava-se próximo à superfície deposicional, ao contrário dos depósitos constituídos essencialmente por depósitos eólicos secos, que indicam que o lençol freático e sua franja capilar estavam posicionados abaixo desta superfície. Em muitos lençóis de areia é possível observar uma passagem vertical de estruturas de adesão para feições eólicas secas, ou vice-versa, indicando uma mudança nas características da superfície deposicional associada a variações na posição do lençol freático ao longo do tempo (Chakraborty & Chaudhuri, 1993). Por vezes, intercalados com estratos eólicos, ocorrem feições sedimentares aquosas, tais como: marcas de ondas, estratos cruzados acanalados, arenitos maciços, níveis pelíticos com gretas de contração e níveis de argilas recurvadas. Estas feições estão associadas a inundações fluviais que retrabalham os depósitos eólicos. Nos casos onde os depósitos subaquáticos são abundantes, os lençóis de areia apresentam uma variação lateral e vertical de fácies bastante complexa, tornando o fatiamento estratigráfico e a correlação das superfícies internas bastante difíceis (Chakraborty & Chakraborty, 2001).

#### 4.2.8.2. Identificação de Dunas Eólicas

Entre os critérios utilizados para distinção de estratos cruzados formados pela migração de dunas eólicas destacam-se: a boa seleção e o alto arredondamento dos grãos, a textura fosca dos grãos, a bimodalidade textural e a ocorrências de estratificações cruzadas de grande porte. Entretanto, os tipos de estratificação consistem no atributo mais confiável para a identificação dos estratos de dunas eólicas. Os estratos cruzados eólicos são formados por três tipos de estratificações principais que refletem diferentes processos

na face frontal das dunas, sendo estes: fluxo de grãos, queda livre de grão e laminações transladantes cavalgantes.

Estes tipos de estratificações apresentam características texturais e estruturais que os diferenciam em afloramento e testemunho (Hunter, 1981). Os depósitos de fluxo de grãos são lenticulares (corte transversal ao mergulho dos estratos cruzados) ou em cunha (corte paralelo ao mergulho dos estratos cruzados), com espessuras variadas (< 15 cm), arcabouço frouxo, apresentando normalmente gradação inversa. Tal gradação deve-se à pressão dispersiva, ocasionada pelo choque dos grãos durante o fluxo, segregando a porção mais grossa para o topo das lâminas. Os depósitos de queda livre de grãos, por sua vez, são caracterizados por lâminas contínuas, arcabouço coeso, espessura milimétrica e granulometria homogênea. Por outro lado, os depósitos de marcas onduladas eólicas são finos (poucos milímetros de espessura), coesos, apresentando estratificações transladantes cavalgantes e gradação inversa. As lâminas são inversamente gradadas devido à segregação dos grãos nas *ripples* eólicas, com a porção mais grossa próxima à crista. Cabe ressaltar que as estratificações transladantes cavalgantes resultantes da migração de *ripples* eólicas consistem no critério mais confiável para distinguir estratos eólicos de depósitos subaquosos (Kocurek, 1991). Isto se deve às características particulares das marcas onduladas eólicas (gradação inversa, ângulo de cavalgamento, espessura das lâminas) que servem para diferenciar estratificações transladantes cavalgantes de outras estruturas, tais como laminações cruzadas cavalgantes geradas em ambiente subaquoso.

#### **4.2.9. Superfícies Limítrofes**

Os *sets* ou *cosets* de estratos cruzados são separados por uma hierarquia de superfícies limítrofes que têm as suas gêneses vinculadas a diferentes processos. Segundo Brookfield (1977) a migração e o cavalgamento de dunas eólicas geram três diferentes tipologias de superfícies limítrofes, enumeradas de forma hierárquica como superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem (Figura 21A e B).

### Superfícies de 3ª ordem

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

### Superfícies de 2ª ordem

São originadas pela migração de dunas na face frontal de um *draa*. Estas superfícies normalmente mergulham paralela ou obliquamente ao sentido de migração do *draa*, com inclinações variáveis. São truncadas na base e no topo por superfícies de 1ª ordem.

### Superfícies de 1ª ordem

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

Entretanto, conforme destacado por Kocurek (1996) os critérios de truncamento, ângulo e direção de mergulho e extensão das superfícies utilizadas por Brookfield (1977) para erigir a sua classificação não são inequívocos. Por exemplo, em seções paralelas ao sentido de migração das formas de leito as superfícies de 2ª e 3ª ordens são similares e o esquema hierárquico não auxilia na separação das superfícies. Segundo Kocurek *op. cit.* a classificação de superfícies em afloramentos é um processo predominantemente interpretativo, não sendo baseado exclusivamente nas relações geométricas entre as superfícies. Em decorrência disso, este autor propôs uma classificação genética das superfícies, em substituição a classificação geométrica, definindo três tipos

principais de superfícies formadas pela migração e cavalgamento de dunas eólicas: superfície de reativação (equivalente a superfície de 3ª ordem), superfície de superposição (superfície de 2ª ordem) e superfície de interduna (superfície de 1ª ordem).

Além destas três categorias de superfícies, pode ser identificado em sucessões eólicas um quarto tipo denominado por Kocurek (1988) de supersuperfície (Figura 21C). Esta superfície é formada pelo término da acumulação eólica em uma determinada área. A supersuperfície, ao contrário das demais superfícies eólicas, tem a sua gênese controlada por fatores alocíclicos, mais especificamente por alterações na disponibilidade de areia, e/ou variação no lençol freático vinculadas a fatores últimos, tais como, variação do nível do mar, soerguimento tectônico e/ou mudanças climáticas.

Um problema prático consiste na identificação de supersuperfícies em afloramentos ou em testemunhos, visto que esta apresenta algumas similaridades com superfícies de 1ª ordem. Ambas as superfícies truncam os estratos cruzados subjacentes e tendem a horizontalidade. Entre as características que auxiliam no reconhecimento de supersuperfícies, pode-se destacar (Kocurek & Havholm, 1993):

- Superfícies separando diferentes estilos deposicionais, indicando sistemas eólicos distintos acima e abaixo delas;
- Superfícies planas e extensivas;
- Superfícies com feições diferentes das demais, como as *superscoops* de Blakey (1988b);
- Superfícies limitantes do campo de dunas inteiro ou *erg*;
- Superfícies correlacionáveis em escala de bacia, como transgressões marinhas;
- Superfícies horizontais truncando superfícies inclinadas geradas pela migração de formas de leito (superfícies de 1ª ordem).

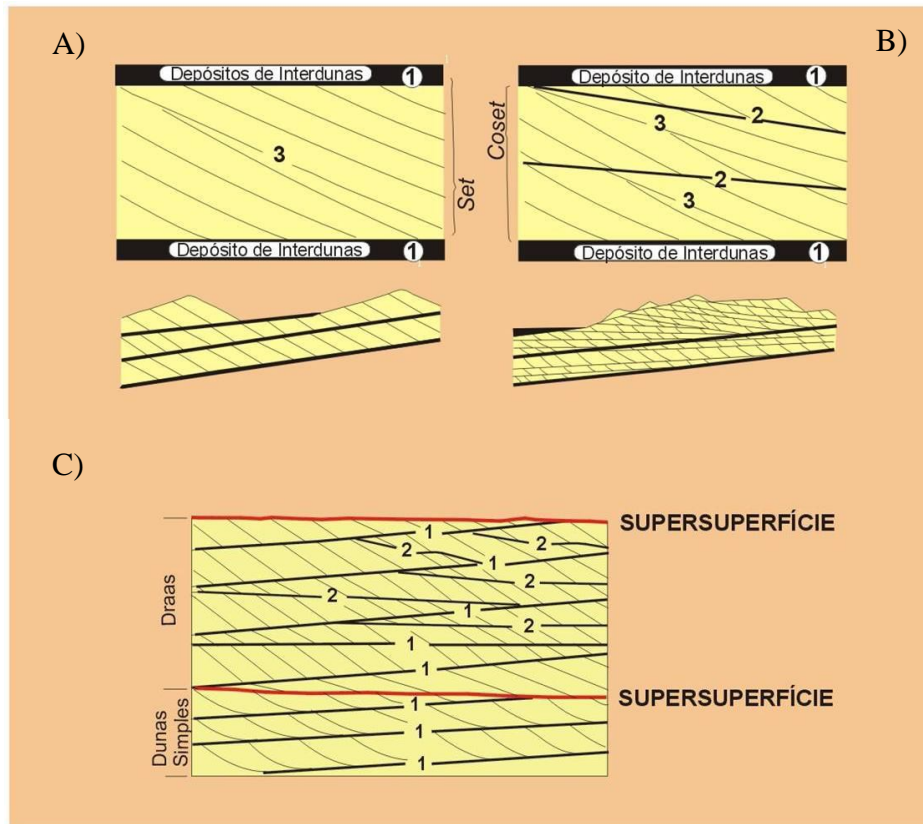


Figura 21: Modelo de formação de superfícies limítrofes pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas: (A) dunas simples; (B) dunas compostas. Superfícies de primeira, segunda e terceira ordem são indicadas pelos números 1, 2, e 3, respectivamente. (C) Supersuperfícies truncando distintos episódios de acumulação eólica (Kocurek, 1991).

### 4.3. Estratigrafia de Sequências em Sucessões Pré-Cambrianas

As diferenças entre o Fanerozóico e o Pré-cambriano são registradas em termos de taxas e intensidades dos controles alogênicos na sedimentação; e condições ambientais e processos físicos relacionados. A combinação efetiva destes aspectos contrastantes é responsável pelas diferenças na arquitetura das seqüências deposicionais e dos tratos de sistemas (Catuneanu and Eriksson, 2007).

As taxas e intensidades dos processos que controlam vários aspectos da sedimentação eram diferentes, tanto na escala de bacia, quanto na escala de sistemas deposicionais. Taxas variáveis de movimento de placas e de crescimento de crosta continental (e.g., Catuneanu, 2001; Arndt, 2004; Cousens et al., 2004; Eriksson and Catuneanu, 2004a), juntamente com o gradual decréscimo da taxa de rotação da Terra (Williams, 2004) e com a evolução do sistema hidrosfera-atmosfera-biosfera (Grotzinger, 1990; Pflüger e Sarkar, 1996; Eriksson et al., 2000; Altermann, 2004; Ohmoto, 2004; Schopf, 2004; Sarkar et al., 2005), contribuíram muito para as diferenças nas escalas temporais e na arquitetura estratigráfica de bacias sedimentares Pré-Cambrianas quando comparadas às Fanerozóicas. Nas escalas de maior detalhe, os processos de intemperismo, erosão, transporte, deposição e diagênese foram também marcadas por uma ampla variabilidade nas taxas e intensidades.

Um ponto crítico é que os mecanismos de formação de bacias tiveram mudanças durante a evolução da Terra. Durante o Pré-Cambriano, a Terra apresentava maior atividade de plumas mantélicas e, conseqüentemente, de placas tectônicas, enquanto que no Fanerozóico o regime tectônico tornou-se mais estável (Eriksson and Catuneanu, 2004a).

Apesar disso, o método de Estratigrafia de Sequências exige a aplicação do mesmo conjunto de princípios fundamentais, independentemente da idade dos estratos. Os conceitos de "acomodação", como o espaço disponível para o preenchimento por sedimentos (Jervey, 1988), "nível de base", como a superfície dinâmica e imaginária de equilíbrio entre erosão e deposição (Twenhofel, 1939; Sloss, 1962), ou nível relativo do



mar, como a combinação de eustasia e tectonismo independente da sedimentação (Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988) são todos universalmente aplicáveis.

Os processos autocíclicos (e.g. avulsão de canais fluviais) são particularmente importantes na escala de sub-ambientes deposicionais e são geralmente estudados utilizando os métodos convencionais, como a análise sedimentológica e a análise de fácies. Por outro lado, os processos alocíclicos são diretamente relevantes na Estratigrafia de Seqüências, pois controlam a arquitetura do preenchimento da bacia em escala regional. Os controles básicos destes processos incluem o clima, a tectônica e as variações no nível do mar. Suas relações com o aporte sedimentar, a acomodação e as tendências deposicionais estão sumarizados na Figura 22. A eustasia e a tectônica controlam diretamente a quantidade de espaço que está disponível para acumulação de sedimentos. O clima afeta principalmente o espaço de acomodação via eustasia, como por exemplo, durante quedas e ascensões glacio-eustáticas do nível do mar. O efeito do clima também é refletido na quantidade de suprimento sedimentar, modificando a eficiência dos processos de intemperismo, erosão e transporte de sedimentos (Catuneanu and Eriksson, 2007).

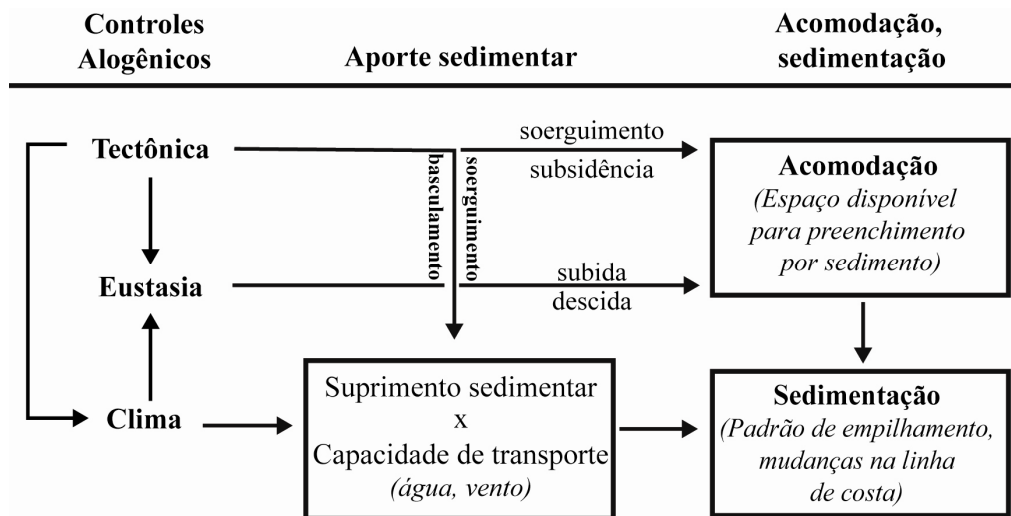


Figura 22: Controles alogênicos na sedimentação e suas relações com aporte sedimentar, acomodação e tendências deposicionais (modificado de Catuneanu, 2003). Note que os padrões de empilhamento (agradacional, progradacional e retrogradacional) representam o resultado final da complexa interação dos controles alogênicos.

## **5. METODOLOGIA**

Este trabalho foi dividido em três etapas metodológicas principais: pré-campo, campo e interpretação.

### **5.1. Pré-campo**

#### **5.1.1. Levantamento bibliográfico**

A revisão bibliográfica concentrou-se, na compreensão dos aspectos geológicos regionais da Chapada Diamantina e do Espinhaço Setentrional, com ênfase na Chapada Diamantina Oriental. Constatou-se que existem poucos trabalhos, na porção norte da Chapada, cuja abordagem seja em termos de processos sedimentares, litofácies e arcabouço estratigráfico.

Outro ponto pesquisado foi a respeito da aplicação da estratigrafia de seqüências em terrenos Pré-Cambrianos, uma vez que a mesma é mais comumente utilizada em depósitos Fanerozóicos.

#### **5.1.2. Mapas**

Foi utilizada a Carta Geológica Jacobina (Figura 23) da CPRM na escala 1:250.000, disponível no site da CPRM. Esta carta foi inserida no programa *ArcGis™* e teve sua escala aumentada para 1:100.000. Outras cartas de suma importância foram as Topográficas: Jacobina (Figura 24) e Piritiba, na escala 1:100.000 produzidas pelo IBGE.

As três cartas foram integradas, dando origem ao mapa base que foi utilizado nas fases pré-campo e campo.

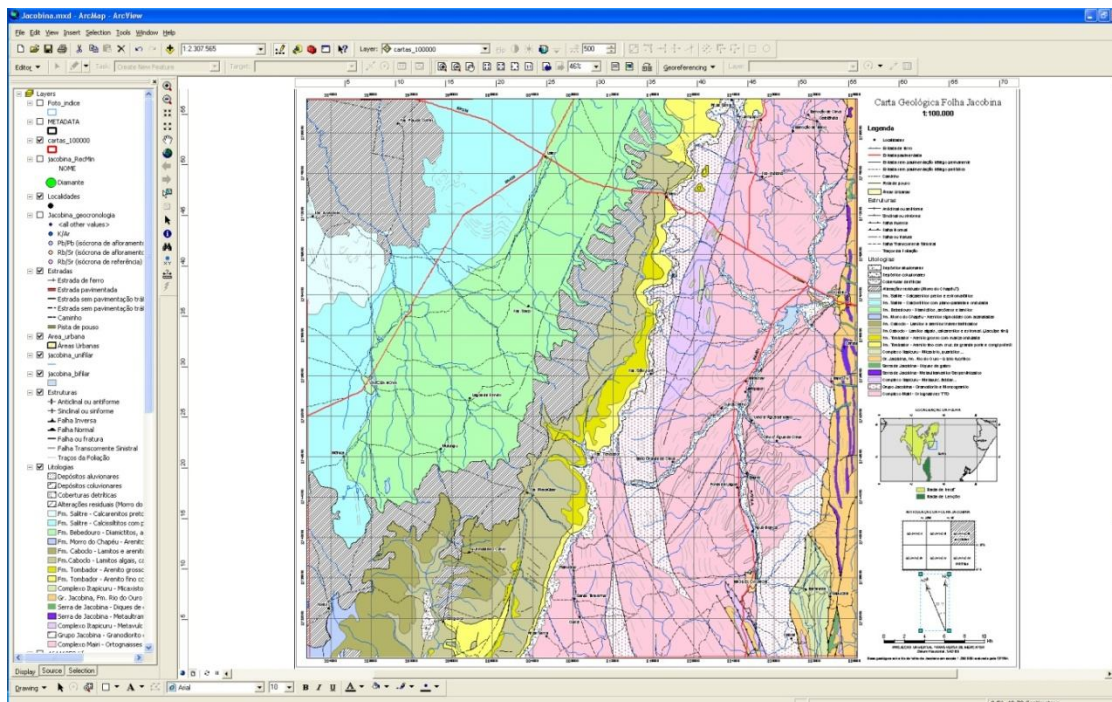


Figura 23: Carta geológica Jacobina com escala aumentada para 1:100.000 inserida no ArcGis™. A imagem foi reduzida.

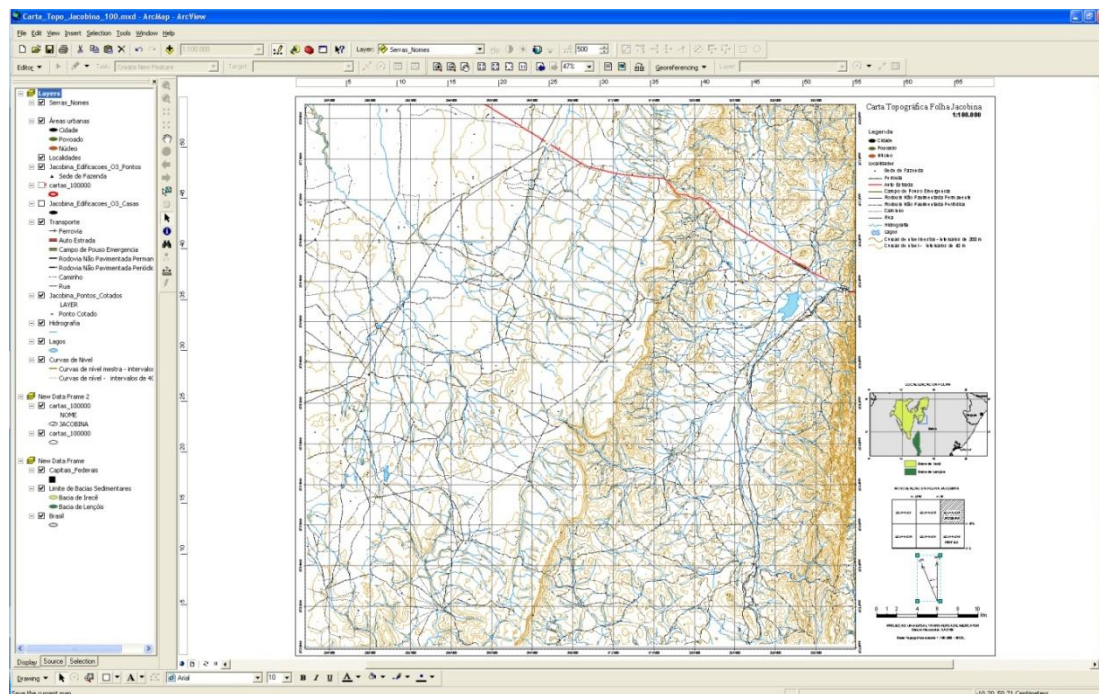


Figura 24: Carta topográfica de Jacobina 1:100.000 inserida no ArcGis™. A imagem foi reduzida.

### 5.1.3. Interpretação de fotos aéreas

As fotografias aéreas da área de estudo (Figura 25), foram descarregadas do *site* da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) em <http://fotogramas.cbpm.com.br>. Estas fotos foram realizadas a pedido da Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos da Bahia em convênio com a SUDENE, no projeto Bacia do Rio Paraguaçu. Sua aquisição foi feita pelo serviço aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul S.A. nos anos de 1974 e 1975 e apresentam-se na escala 1:108.000. Estas fotos foram impressas e analisadas utilizando estereoscópio. Os contatos litológicos evidentes foram traçados para comparação com mapas geológicos existentes. Trilhas e caminhos foram rastreados para completar os mapas topográficos e tornar mais ágil o trabalho de campo. Outro foco da atenção foi na localização de áreas com prováveis afloramentos, utilizando para isso, diferenças de tonalidade e características do relevo.

As fotografias e interpretações foram georreferenciadas e integradas em ambiente SIG, no programa *ArcGis™*. Para melhor localização das mesmas, foi criado um foto índice sobre o mapa base (Figura 26).

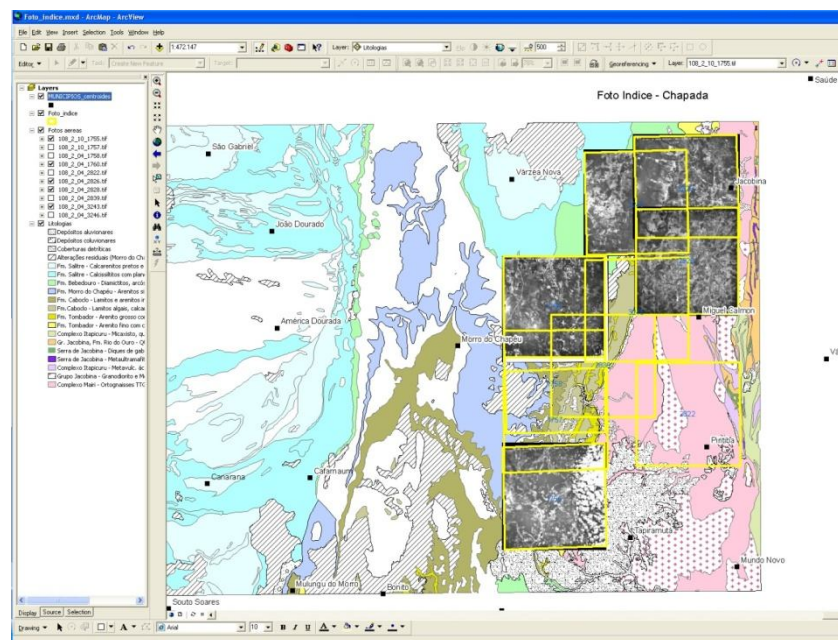


Figura 25: Cópia da tela do programa ArcMap® mostrando fotografias aéreas da área de estudo georreferenciadas e inseridas no mapa regional.

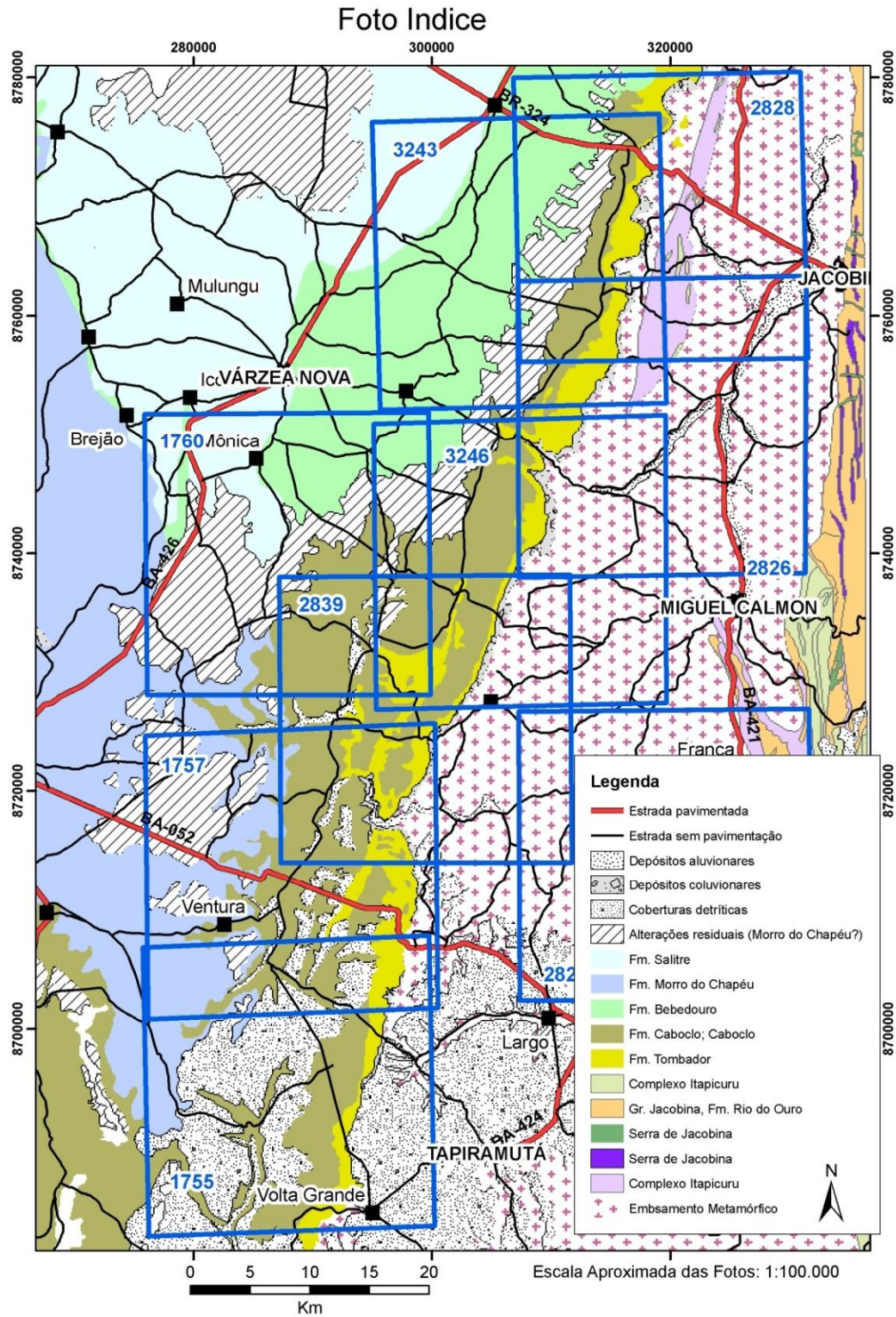


Figura 26: Foto índice inserido no mapa geológico base, para melhor localização das fotografias aéreas.

## **5.2. Campo**

Nesta etapa, foram verificados em campo os potenciais afloramentos mapeados com a partir das fotos aéreas. Foram encontrados bons afloramentos em cortes nas rodovias BR-324 e BA-052, e ainda em cortes de estradas não pavimentadas.

### **5.2.1. Descrição e classificação de litofácies**

As descrições das litofácies incluíram a definição de um conjunto de atributos entre os quais destacam-se: granulometria, arredondamento, grau de seleção, composição dos grãos, estruturas sedimentares e paleocorrentes. As fácies descritas foram agrupadas seguindo o código proposto por Miall (1996), realizando-se algumas modificações para acrescentar fácies eólicas. Em seguida, as fácies foram agrupadas em associações de fácies, as quais são características de um determinado lócus deposicional dentro de um sistema deposicional (Miall, 1999).

### **5.2.2. Construção de Perfis Laterais de Afloramentos**

Todos os perfis laterais de afloramentos foram construídos sobre um fotomosaico. Para a confecção dos fotomosaicos foram seguidos os procedimentos propostos por Miall (1996). As fotos foram tiradas a uma distância constante do afloramento para que a escala permanecesse aproximadamente a mesma. Como nem sempre isto foi possível, a diferença de escala entre as fotos foi corrigida utilizando-se o mesmo objeto de escala em cada ponto fotografado, de modo que cada foto tivesse uma

escala. Posteriormente as fotos foram colocadas na mesma escala por redução ou ampliação via *softwares* gráficos.

Segundo Miall (1996), alguma distorção na escala vertical sempre ocorrerá em afloramentos inclinados ou em degraus, pois a porção superior do afloramento estará a uma distancia maior do observador.

Os fotomosaicos tiveram como objetivo auxiliar na análise dos elementos arquiteturais e das relações laterais e verticais entre as fácies e associações de fácies.

### **5.2.3. Análise de Paleocorrentes**

Segundo Miall (1996), dados de paleocorrentes são essenciais para a análise de elementos arquiteturais. Em afloramentos, os dados de paleocorrentes permitem uma correta visualização tridimensional do corte em relação às barras e canais, o que é essencial para a análise da real geometria e arquitetura de canais, barras e lençóis de areia. Além disso, os dados de paleocorrentes auxiliam na definição das bacias de drenagens e/ ou da direção dos paleoventos (Miall, 1996).

O método utilizado para a coleta de paleocorrentes foi o recomendado Miall (1996), que consiste em primeiramente identificar as principais superfícies limítrofes antes da aquisição dos dados. As medidas de paleocorrentes foram documentadas, de modo que sempre contivessem: a localização na seção colunar, o tipo de estrutura medida, a direção do fluxo e mergulho do plano da estrutura e a inclinação e mergulho das camadas ( $S_0$ ).

### **5.2.4. Seções Colunares**

O levantamento de seções colunares foi realizado com o auxílio de trena e régua ou utilizando-se os métodos da “altura dos olhos” e o método Hewett. Estes métodos

são descritos em detalhe por Prothero (1989) e Krumbein & Sloss (1963) e estão sumarizados na (Figura 27). As seções foram levantadas, em escala vertical 1:100, principalmente ao longo das principais estradas e vias de acesso, devido à dificuldade em se acessar as elevadas escarpas da Formação Tombador. Em conjunto, foram descritas as litofácies e definidas as associações de fácies. O levantamento foi acompanhado pelo imageamento fotográfico das principais feições sedimentológicas e estratigráficas, utilizando máquina digital de alta resolução e, pela aquisição sistemática de paleocorrentes das diferentes litofácies e associações de litofácies.

Para a construção de seções compostas, buscou-se sempre observar a presença de falhas ao longo da seção. O controle de tais estruturas foi efetuado em campo utilizando o auxílio de fotografias aéreas.

Quando a seção colunar necessitou ser composta por mais de um afloramento, espaçado dos demais, a espessura da seção encoberta foi calculada em campo utilizando o método de visada com bússola. Quando a distância entre os afloramentos que compõem a seção era excessiva para medição com este método, a seção encoberta foi calculada utilizando-se seções geológicas confeccionadas a partir do modelo digital de terreno, dos mapas geológicos e dos dados de campo.

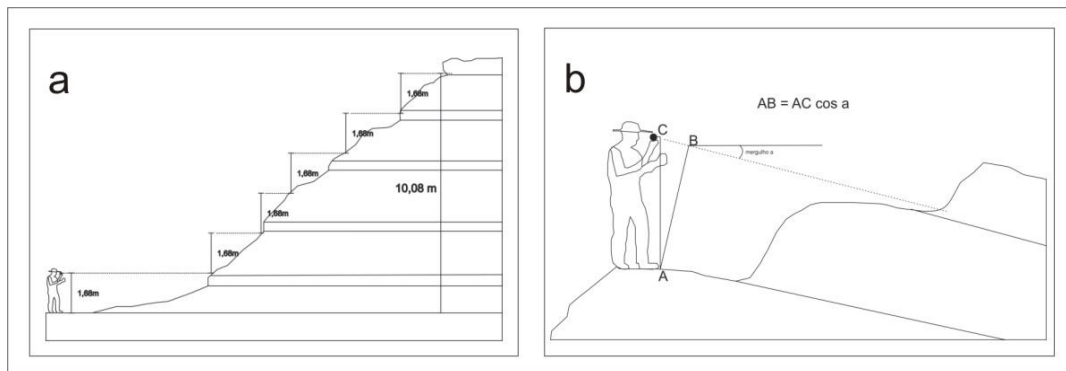


Figura 27 – (a) Método da altura dos olhos e (b) método *Hewett* (extraído de Prothero, 1989).



### 5.3. Metodologias de Interpretação

#### 5.3.1. Integração dos dados

Consiste na integração das informações adquiridas durante as etapas metodológicas, a fim de gerenciá-las e manipulá-las em tempo real. O objetivo com a utilização deste método, é que se possam interpretar os dados obtidos sem que haja negligência de informações. Com todos os dados ao alcance imediato e posicionados geograficamente, a etapa interpretativa torna-se mais interativa, propiciando maior versatilidade para testar as hipóteses levantadas.

Para tanto foi utilizado o programa *ArcGis 9.1<sup>TM</sup>*, onde as informações coletadas ao longo do trabalho foram georreferenciadas. Cada categoria de informação (*e.g.* estradas, drenagens, fotos aéreas, afloramentos descritos, etc.) foi inserida no programa na forma de uma “camada” (*layer*), que pode ser visualizada e manipulada conforme o objetivo desejado. O sistema de coordenadas utilizado foi a projeção UTM e o *datum* horizontal SAD 1969, zona 24S.

As camadas integradas neste processo são as seguintes:

- Fotografias aéreas em escala 1:108.000 e suas interpretações
- Vetores digitalizados a partir das fotografias como: lineamentos, estradas, caminhos e outras feições
- Base topográfica na escala 1:100.000 contendo as camadas: hidrografia, estradas, curvas de nível e pontos de referência
- Mapa geológico na escala 1:250.000 (base geológica da CPRM)
- Pontos descritos
- Atitude das camadas

### 5.3.2. Tratamento estatístico das paleocorrentes

Existem diversos procedimentos estatísticos, utilizados para expor dados de paleocorrente disponíveis. A técnica escolhida para apresentar os dados foi a do diagrama de roseta que permite fácil visualização da distribuição espacial e de frequência dos dados.

Os diagramas de rosetas foram confeccionados a partir do *software* RockWorks<sup>TM</sup>, onde os dados foram separados por: seção colunar, associação de fácies e/ou sistema deposicional, a fim de facilitar as interpretações. Em todos os diagramas de rosetas apresentados neste trabalho, o intervalo de classe é de 20° e os círculos concêntricos representam 10% de frequência.

### 5.3.3. Interpretação das paleocorrentes

A análise de paleocorrentes pode ser utilizada como ferramenta complementar de mapeamento, para investigação dos seguintes tipos de informação (Miall, 1996):

- Mudanças na orientação de canais e barras através da unidade sedimentar como forma de identificar mudanças laterais e verticais no estilo fluvial
- Reconstrução dos padrões dos rios tributários e distributários, podendo-se determinar leques radiais e o ponto de entrada dos sedimentos na bacia
- Reconstrução dos padrões locais e regionais de paleofluxo
- Mudanças verticais na direção do fluxo em uma seção estratigráfica como indicadores de sistemas fluviais que interagem (*e.g.* truncamentos e drenagens tributárias), ou mudanças verticais na orientação do sistema em resposta a mudanças paleogeográficas na bacia.

#### **5.3.4. Correlação das seções colunares**

Correlações baseadas estritamente em aspectos litológicos podem gerar grandes erros, pois unidades litologicamente semelhantes podem ser depositadas em tempos e regiões distintas, conseqüentemente não havendo conexões físicas entre elas (Miall 1999). Neste trabalho buscou-se a correlação cronoestratigráfica entre as seções colunares levantadas. Entretanto, esta não é uma tarefa fácil dada (1) a inexistência de um datum confiável, (2) às diferentes ordens cíclicas impressas no registro, (3) a descontinuidade lateral das fácies sedimentares e (4) a tamanha quantidade de seção encoberta.

Para aplicar esta técnica foram identificadas superfícies cronoestratigráficas significantes com potencial de serem correlacionadas na escala desejada. Entre os critérios adotados para separar unidades distintas, podemos citar: mudança abrupta de associações de fácies, mudanças granulométricas e mudanças de paleocorrentes.

## **6. RESULTADOS**

Este trabalho foi realizado ao longo de 70 km no perfil strike NNE-SSW da Serra do Tombador, na porção nordeste da Chapada Diamantina (Figura 28).

Foram medidas em campo, de leste para oeste, ou seja, da base da Formação Tombador até atingir a Formação Caboclo, seis seções colunares: Jacobina (Figura 29), Araújo (Figura 30), Angelim (Figura 31), Macaúbas (Figura 32), Fedegosos (Figura 33) e Gameleira (Figura 34).

A sedimentologia da Fm. Tombador foi documentada em detalhe através de 645 m de seção vertical, dos quais 139 m (21,5%) estão encobertos.

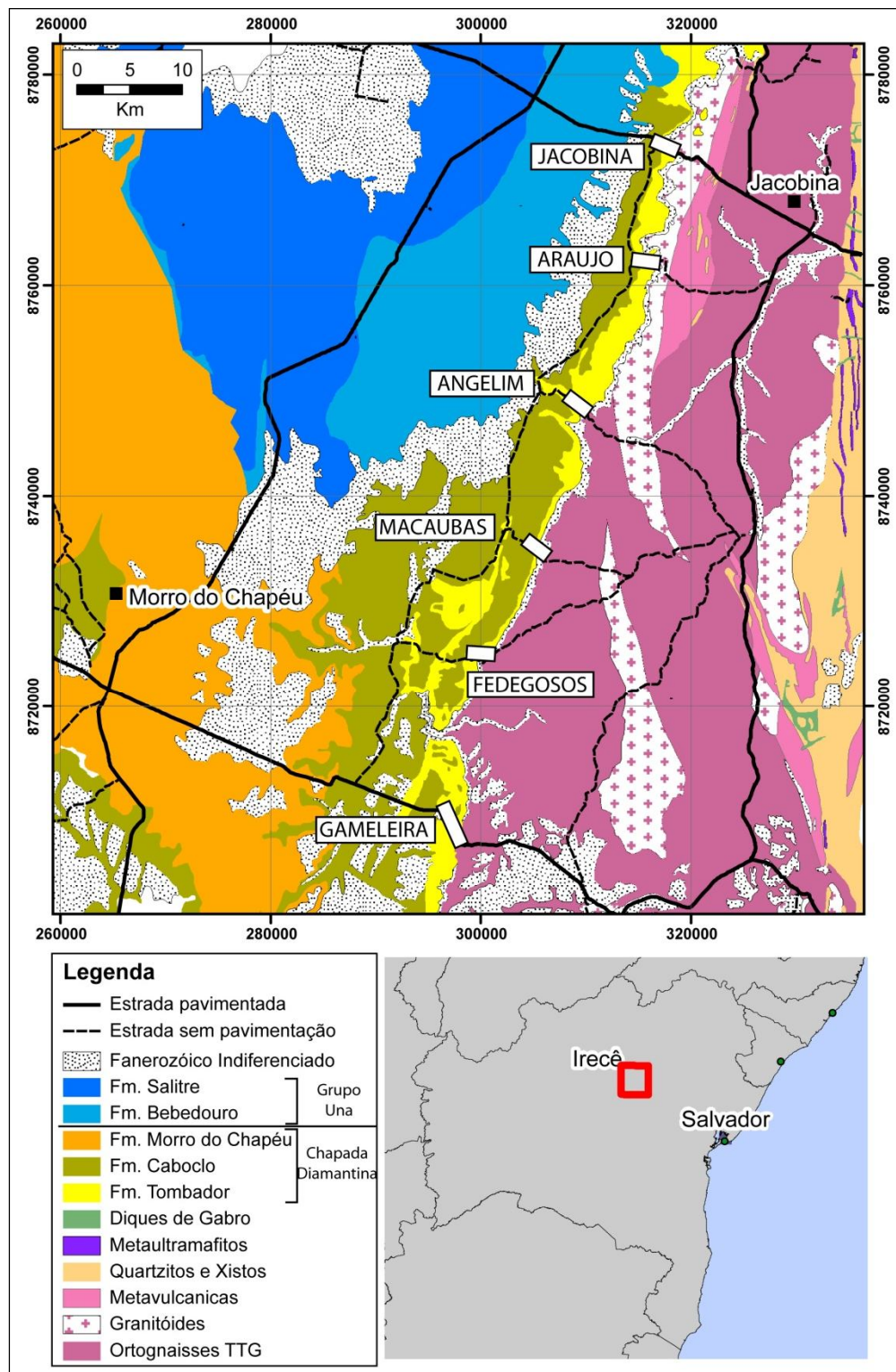


Figura 28: Mapa Geológico da área de estudo indicando as seções colunares levantadas durante os trabalhos de campo.

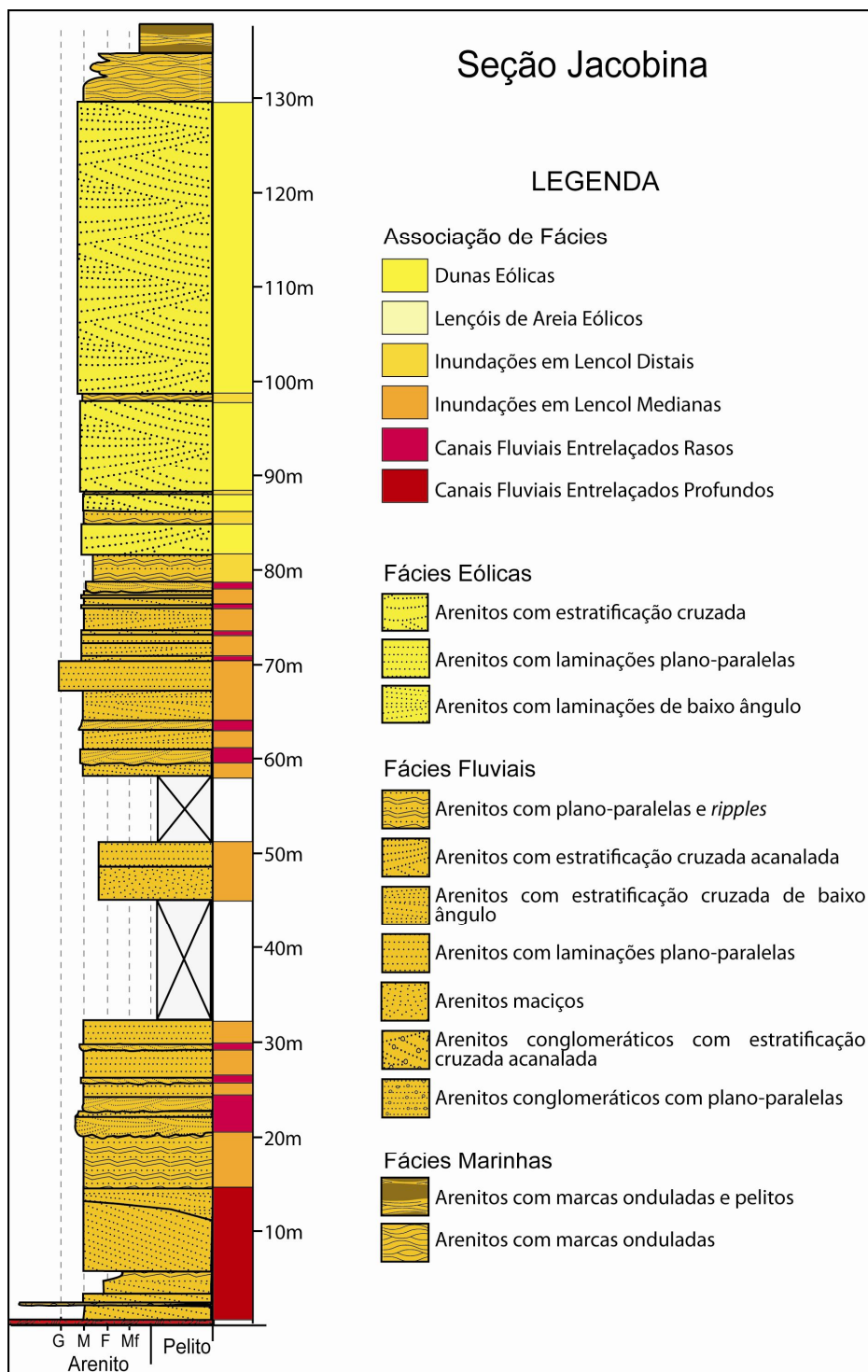


Figura 29: Seção Colunar entre na BR-324, entre Jacobina e Lages do Batata.

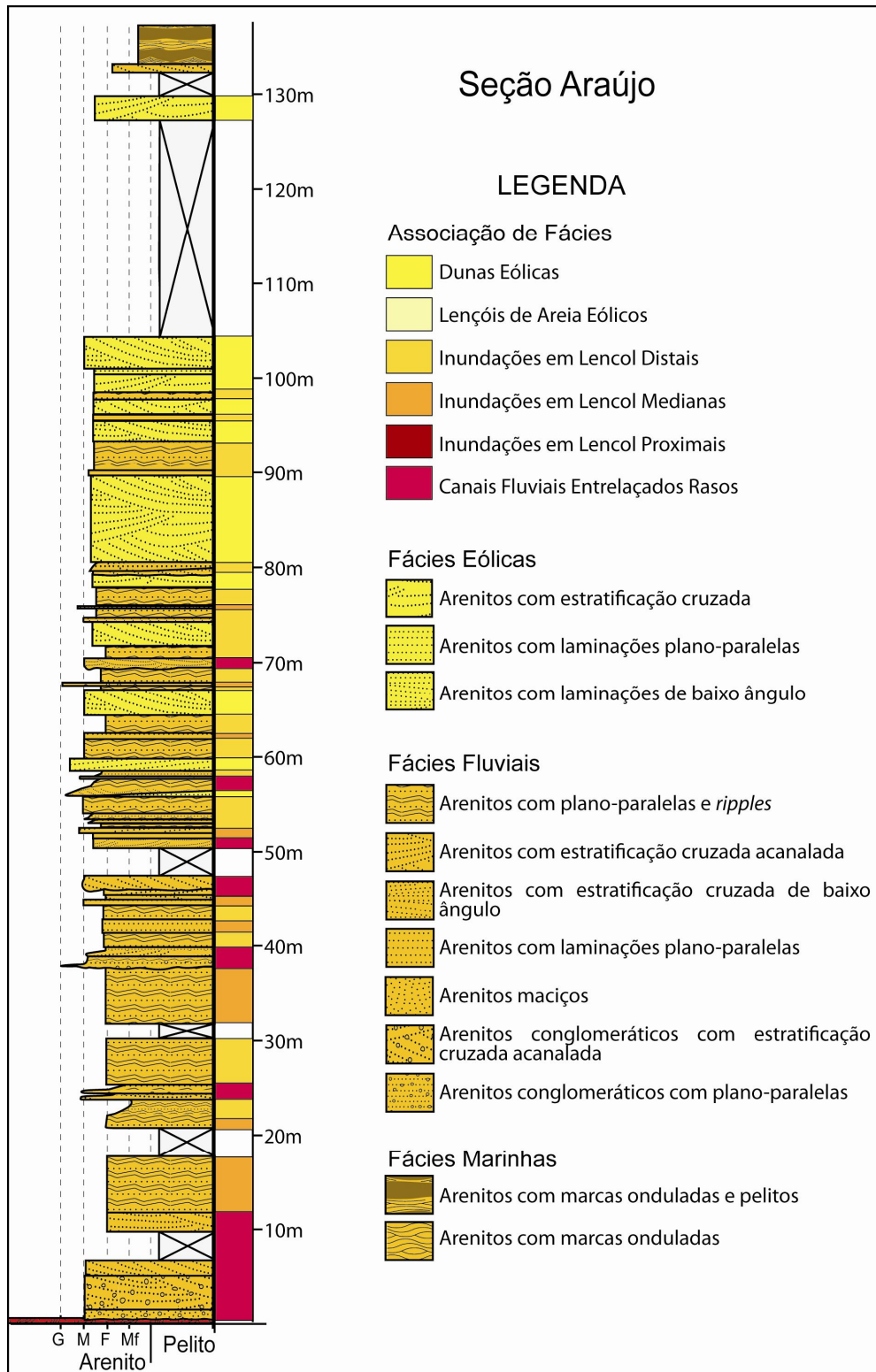


Figura 30: Seção Colunar na região de Tombador do Araújo.

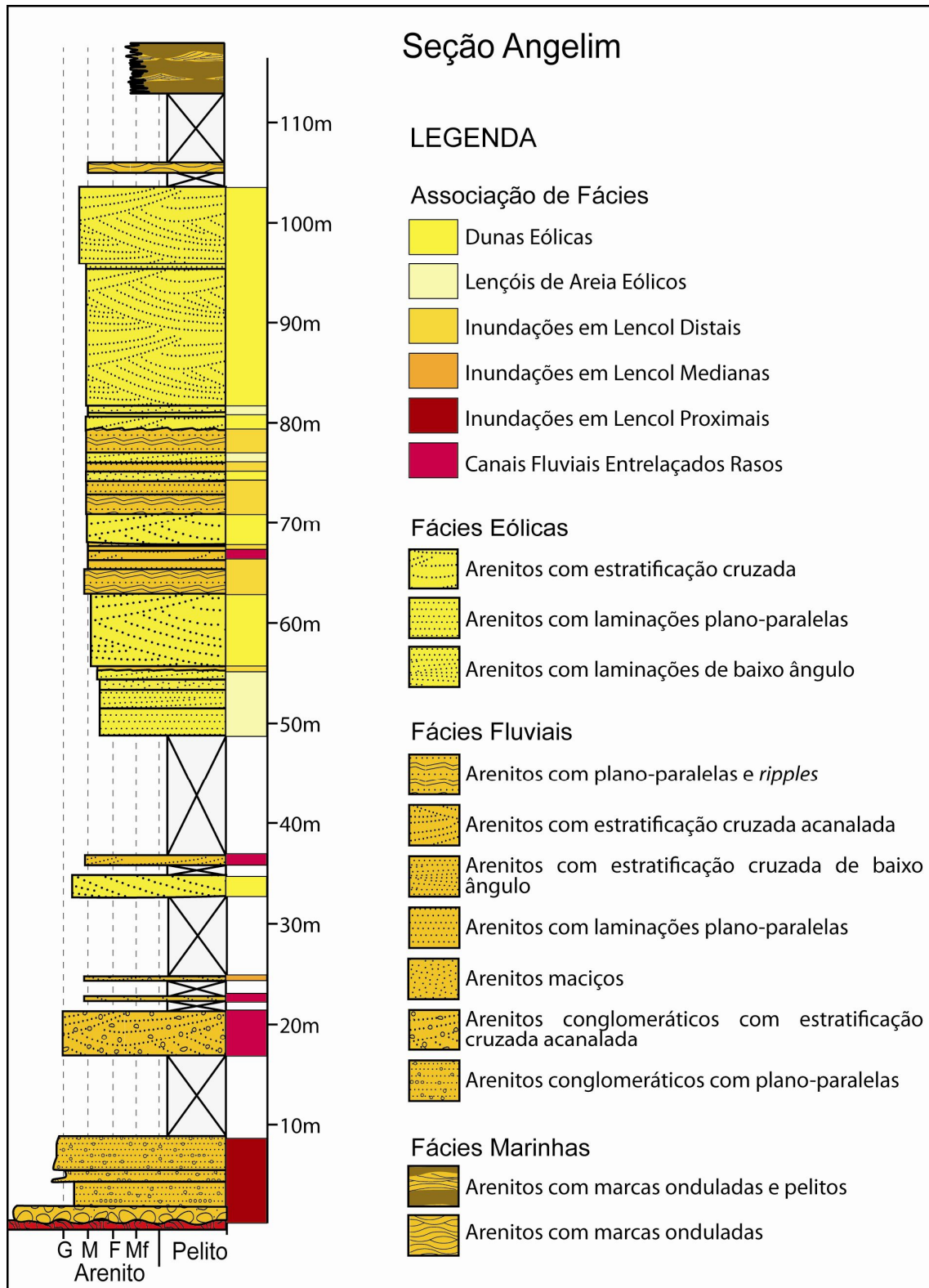


Figura 31: Seção Colunar no Riacho Angelim

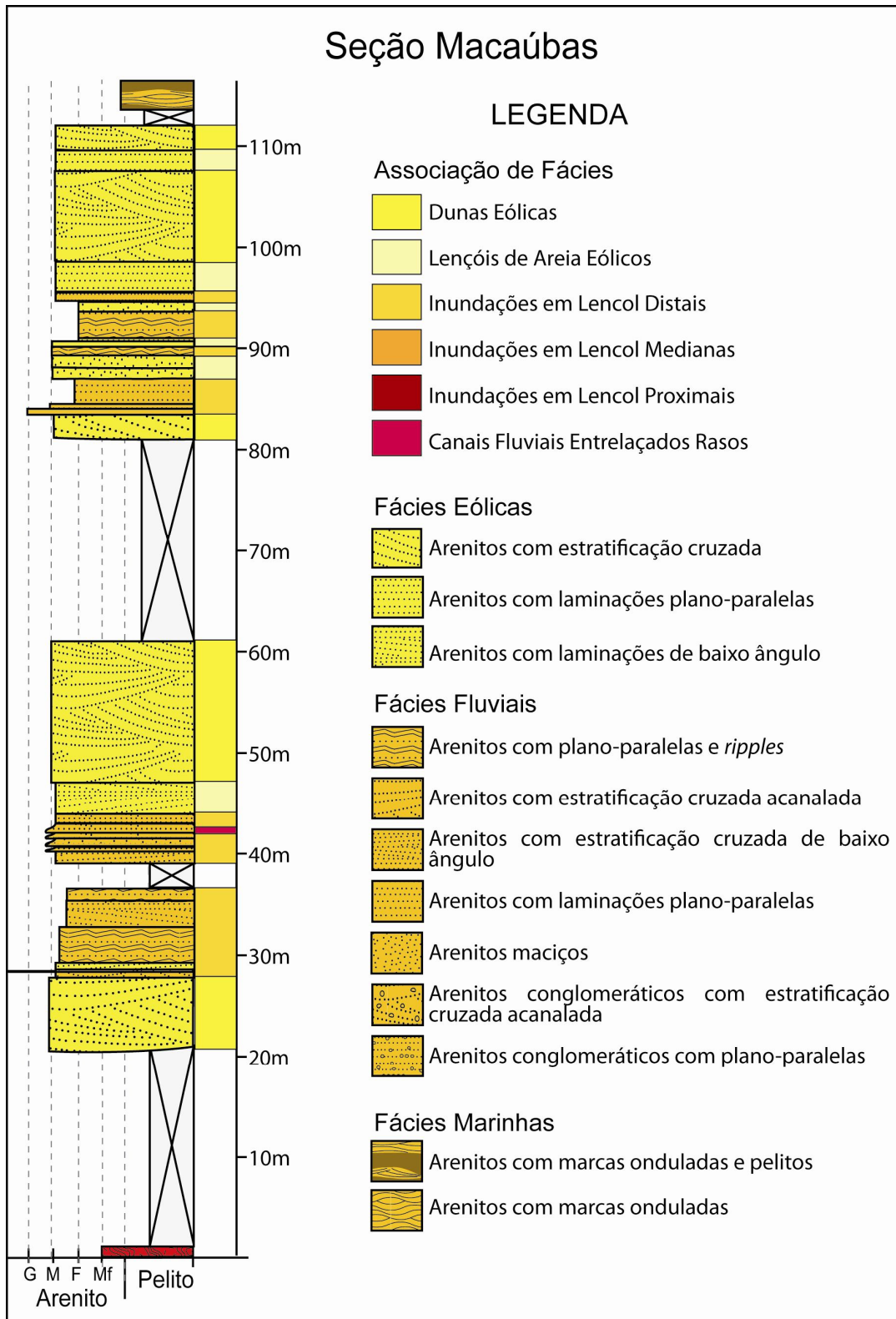


Figura 32: Seção Colunar na Serra Macaúba.



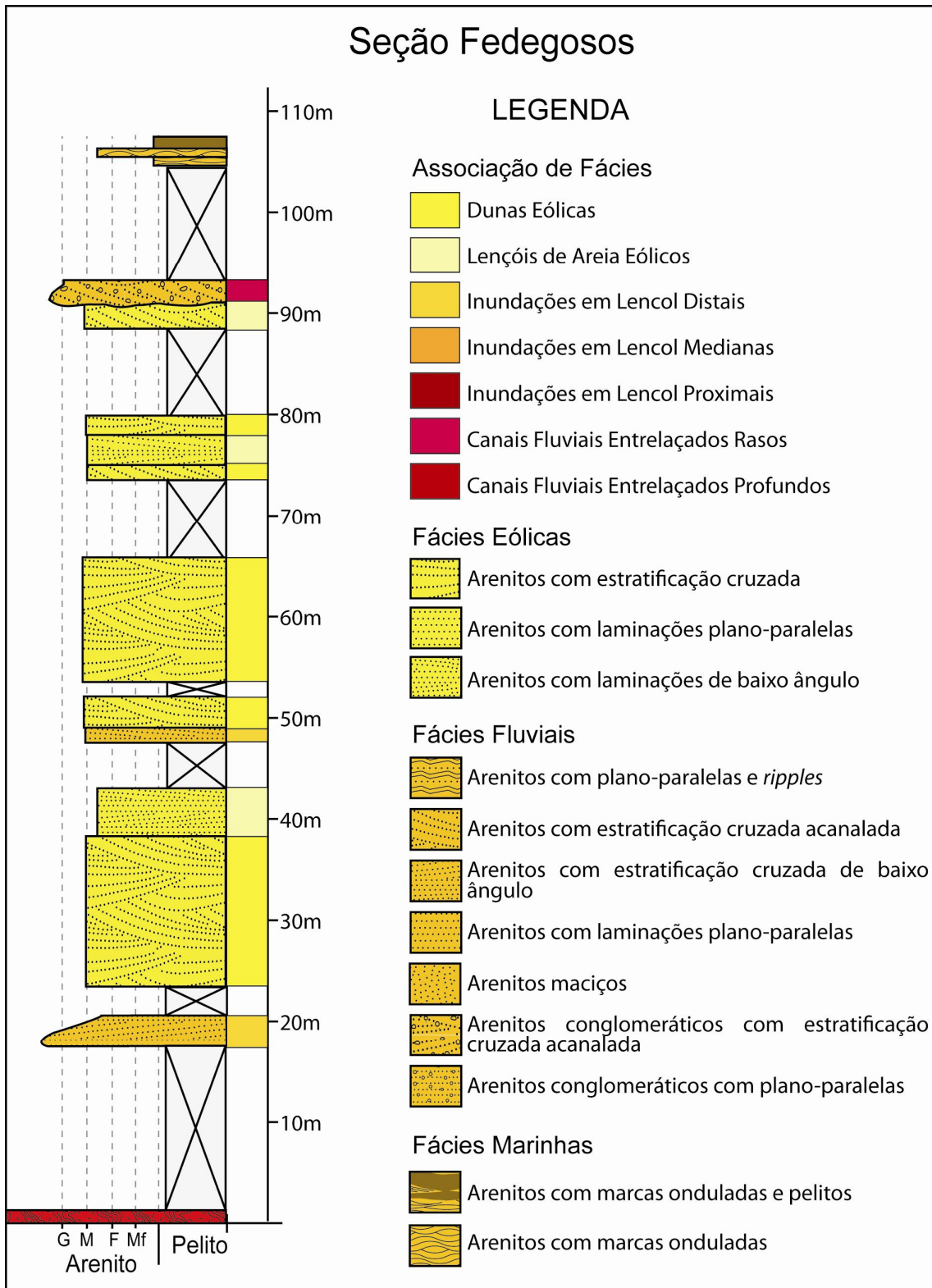


Figura 33: Seção colunar no povoado Fedegosos.

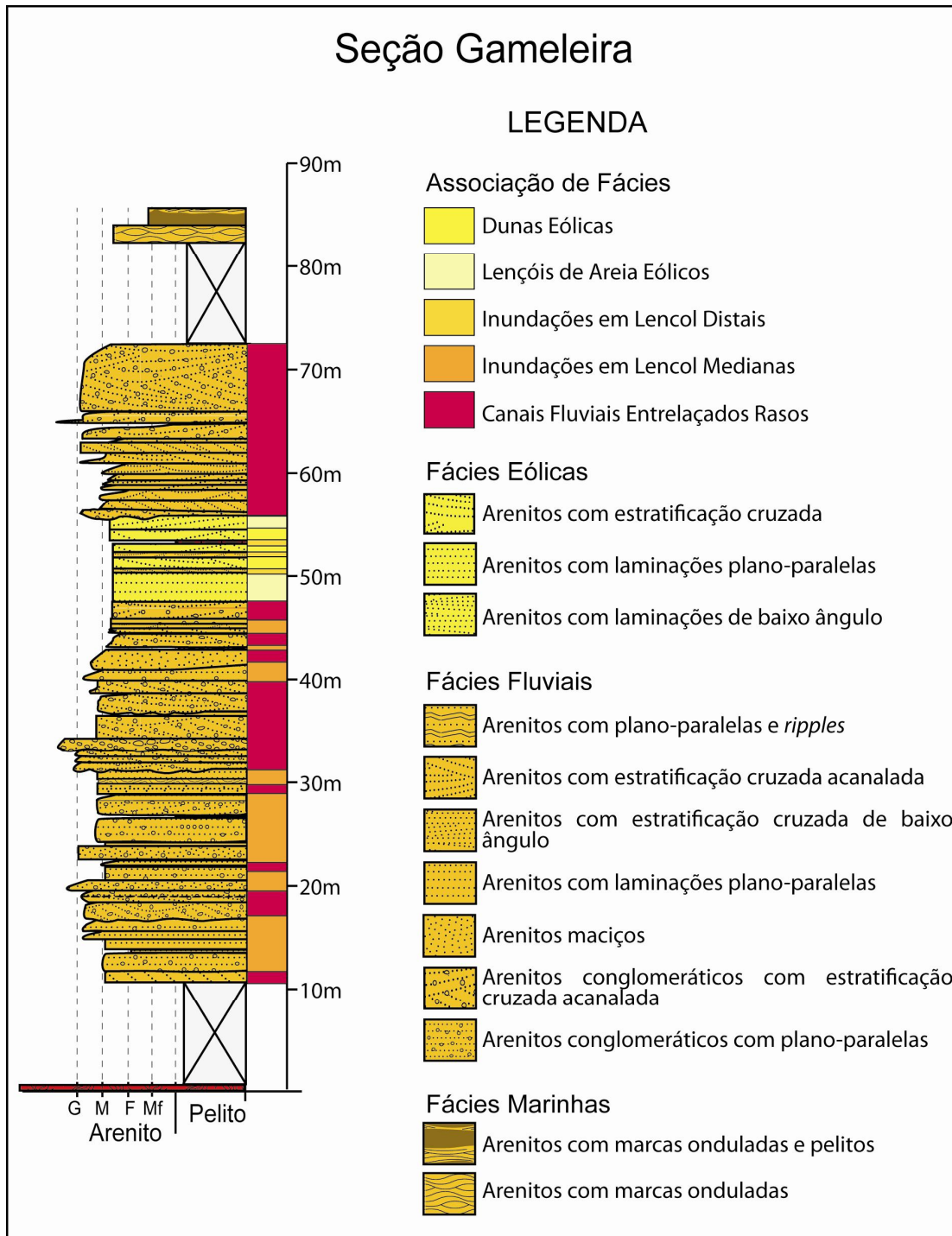


Figura 34: Seção Colunar na BA-052, povoado Gameleira.

## **6.1. Litofácies e Associação de fácies**

Foram identificadas treze diferentes litofácies (Tabela 3) que levaram à determinação de sete associações de fácies (AF): AF1 – Canais fluviais entrelaçados profundos efêmeros, AF2 – Canais fluviais entrelaçados rasos efêmeros, AF3 – Inundações em lençol proximais, AF4 – Inundações em lençol medianas, AF5 – Inundações em lençol distais, AF6 – Lençóis de areia eólicos e AF7 – Dunas eólicas.

As associações de fácies geneticamente relacionadas, juntamente com as medidas de paleocorrentes, tornaram possível a criação de (1) modelo deposicional, (2) arquitetura estratigráfica e (3) evolução estratigráfica da área de estudo, os quais serão apresentados ao longo desta dissertação.

Tabela 3: Fácies identificadas através da combinação de granulometria com estruturas sedimentares durante os trabalhos de campo, e sua interpretação, seguindo a proposta de Miall (1996).

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Estrutura(s)</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gcm</b>	Conglomerado clasto-suportado	Maciço	<b>Fluxo de detritos pseudo-plástico</b>
<b>Gt</b>	Conglomerado estratificado, com grânulos e raros seixos	Estratificação cruzada acanalada	<b>Migração de barras cascalhosas transversais de crista sinuosa</b>
<b>Sh</b>	Arenito fino a muito grosso, por vezes conglomerático	Laminação horizontal	<b>Formas de leito planas (regime de fluxo superior)</b>
<b>Sl</b>	Arenito fino a grosso, ocasionalmente com grânulos ou seixos	Laminação de baixo ângulo (<15%)	<b>Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas; (regime de fluxo transicional)</b>
<b>Sm</b>	Arenito fino a grosso (podendo ser conglomerático)	Maciça ou laminação indistinta	<b>Fluxos hiperconcentrados, fluidizações</b>
<b>St</b>	Arenito fino a grosso, ocasionalmente com grânulos e seixos	Estratificação cruzada tangencial	<b>Migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas</b>
<b>Sr</b>	Arenito muito fino a médio	Laminação cruzada de marcas onduladas ou laminação ondulada	<b>Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional subaquoso de baixa energia</b>
<b>Sw</b>	Arenito muito fino a médio	Laminação ondulada truncada	<b>Migração de marcas onduladas subaquosas por fluxo oscilatório</b>
<b>Sp</b>	Arenito médio	Laminação cruzada planar	<b>Migração de dunas subaquosas com cristas retas</b>
<b>Sh (e)</b>	Arenito fino a grosso, bimodal, raros níveis de grânulos	Laminação granulométrica com gradação inversa e/ou laminação cruzada de marcas onduladas eólicas	<b>Lençóis de areia eólicos ou depósitos de interdunas formadas pela migração de marcas onduladas eólicas</b>
<b>St (e)</b>	Arenito fino a grosso, bimodal	Estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte, laminação granulométrica, cunhas de arenitos maciços	<b>Depósitos de dunas eólicas compostos pela migração de marcas onduladas eólicas, queda livre de grãos e fluxo de grãos.</b>
<b>Sl (e)</b>	Arenito fino a grosso, bimodal	Laminação de baixo ângulo com gradação inversa	<b>Depósitos residuais de dunas eólicas (dunas fortemente truncadas), Lençóis de areia eólicos com dunas atenuadas ou depósitos de interdunas</b>
<b>Fl</b>	Arenito muito fino e pelitos	Laminação horizontal	<b>Deposição por decantação</b>

## AF1 – Canais fluviais entrelaçados profundos efêmeros

Essa associação de fácies caracteriza-se por corpos arenosos estratificados e conglomerados subordinados. Em cortes transversais ao fluxo, os corpos arenosos apresentam geometria externa de lentes com topo convexo, enquanto que em cortes paralelos, observa-se uma geometria em cunha (Figura 35). A base destes corpos é ondulada, geralmente não-erosiva ou é marcada por conglomerados com base erosiva. Suas espessuras variam entre 1,5 e 9 m e sua extensão lateral pode atingir cerca de 20 m. Internamente, são constituídos por pacotes decimétricos de arenitos médios a finos, bem selecionados, arranjados em ciclos de granodecrescência (Figura 35). Estes pacotes são limitados por superfícies que mergulham com ângulos moderados (10-20°) em sentido do fluxo (determinado pelas estratificações cruzadas) e podem ser preenchidos por diferentes litofácies (Sh, St, Sr e, principalmente, Sl) (Figura 35). As laminações das fácies Sh e Sl ocorrem sempre paralelas ou subparalelas às superfícies limítrofes. Em corte paralelo ao fluxo, observa-se um único conjunto de estratos cruzados tangenciais de grande porte cujos *foresets* são caracterizados pela presença pontuada de delgadas camadas de arenitos muito finos micáceos da litofácies Sr (Figura 36C) e por alguns *drapes* de lama.

Os conglomerados ocorrem na forma de lentes com base erosiva (Figura 36A) e sua espessura máxima é de 1m com extensão lateral de 40m. São clasto-suportados, maciços (Gcm) ou com laminação plano-paralela incipiente (Gh), pobremente selecionados, variando de areia grossa até blocos (Figura 36B). Os clastos são arredondados a subarredondados, compostos principalmente por quartzitos verdes e brancos, além de muscovita-xistos subordinados. Observa-se uma diminuição no tamanho dos grãos tanto na vertical quanto na horizontal, acompanhando o adelgaçamento da camada.

## Interpretação

A presença de corpos arenosos com estratificação cruzada composta, limitados na base por superfícies erosivas sugere a deposição em canais fluviais (Collinson, 1996). A superfície erosiva sobre a qual ocorrem os conglomerados é interpretada como a base do canal fluvial principal (superfície de 5ª ordem de Miall, 1996) (Figura 36A).

Os corpos arenosos em lente, com topos convexos e formados por estratos cruzados compostos são interpretados como barras internas ao canal principal (Figura 35), que crescem pela acreção de pequenas formas de leito em sua face frontal (Miall, 1996). As superfícies internas que limitam os conjuntos de fácies (pequenos ciclos de granodecrescência) e que mergulham na mesma direção do fluxo são interpretadas como superfícies de acreção frontal *sensu* Miall (1985) e representam reativações durante o crescimento da barra. A presença de *drapes* de lama e de delgadas camadas de arenitos muito finos com laminações cruzadas de marcas onduladas marcando estas superfícies sugere que a construção das barras se deu de forma sazonal, com diminuição no fluxo e paradas na sedimentação. Esta desaceleração no fluxo pode ser gerada durante os estágios finais de inundações efêmeras.

Segundo Miall (1996) as alturas das barras fluviais são um guia para definir a profundidade mínima dos canais. Portanto, com base na espessura máxima da maior macroforma cruzada, estima-se que a profundidade do canal tenha sido de no mínimo 9m, caracterizando um sistema entrelaçado profundo.



Figura 35: Corpo arenoso cuja geometria externa em lente tem topo convexo e base ondulada. Internamente, há ciclos de granodecrescência preenchidos pelas litofácies Sh, St, Sr e, principalmente, Sl. Notar a posição estratigráfica do Fotomosáico na Figura 36.

Este arquivo se encontra separado no CD. Imprimir na ploter, dobrar nas marcas vermelhas. Recortar na borda cinza.

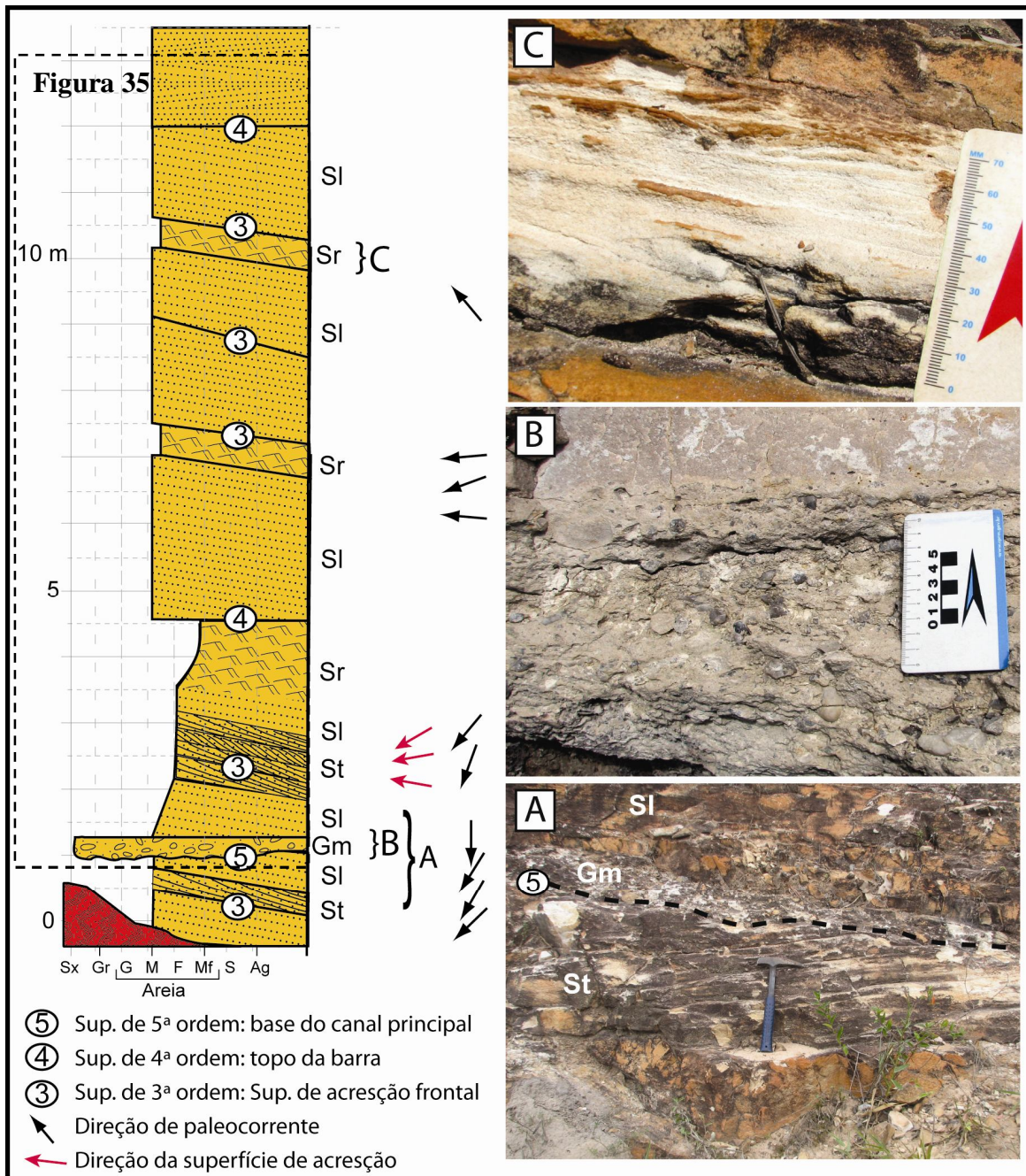


Figura 36: Coluna estratigráfica da AF1 (Seção Jacobina). (A) Litofácies St, Gm e Sl. (B) Detalhe do conglomerado maciço (Gm), notar granodecrescência. (C) Detalhe do arenito fino com ripples localizado entre os estratos cruzados de grande porte.



## **AF2 – Canais fluviais entrelaçados rasos efêmeros**

A AF2 ocorre na maioria das seções medidas e é composta por corpos arenosos tabulares a lenticulares, com base erosiva, formando canais com espessuras entre 0,5 e 3,5 m e que se estendem lateralmente por 20 a 200m (Figura 37A). A superfície basal geralmente não excede 1 metro de erosão, sendo comuns também superfícies erosivas quase-planas. Os canais ocorrem amalgamados, intercalados com arenitos das associações de fácies de inundações em lençol AF3, AF4 e AF5 ou limitados por pelitos. Estes pelitos apresentam pouca extensão lateral devido à sua erosão pelos canais sobrejacentes.

Os canais são geralmente preenchidos por lençóis de arenitos médios a muito grossos, por vezes conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada (St) formando o elemento SB. Raramente ocorre na base de alguns canais a litofácies Sh. Eventualmente são observados canais preenchidos por conglomerados a grânulos (litofácies Gt) (Figura 37D).

Os corpos arenosos lenticulares são compostos por um único evento de inundação ou por múltiplos eventos (canais complexos). Estes canais complexos são preenchidos por arenitos com laminação horizontal (Sh) ou laminação de baixo ângulo (Sl) intercalados ou não com delgadas camadas de pelito maciço (Figura 37B). A maioria dos corpos arenosos apresenta o topo erodido. Onde os mesmos se encontram preservados, observa-se geralmente o contato abrupto da litofácies St com a litofácies Fl, ou o contato gradacional da litofácies St com a litofácies Sr capeada por delgados depósitos (< 0,1 m) de pelitos maciços ou laminados (Fm e Fl) (Figura 37C).

### **Interpretação**

Segundo Miall (1996), a presença de corpos arenosos limitados na base por superfícies erosivas, preenchidos por extensos lençóis compostos predominantemente por dunas tridimensionais simples, formando ciclos de granodecrescência ascendente indica a acumulação em canais fluviais entrelaçados rasos. A ausência de macroformas de acreção frontal ou lateral sugere que os canais foram preenchidos por agradação (Miall, 1996) e que seu posicionamento para outras porções da planície aluvial se deu por avulsão ao invés da migração contínua do canal.

A ocorrência de ripples no topo dos canais é um produto comum de fluxos desacelerados associados com o final das inundações ou ao abandono de canais (Smith et al., 1989; Miall, 1996). Os *drapes* de lama dentro de alguns canais sugerem que os mesmos foram preenchidos por múltiplos episódios de inundação seguidos por períodos de quiescência (Love & Williams, 2000; Bridge 2003), que permitiram o assentamento gravitacional de partículas finas.

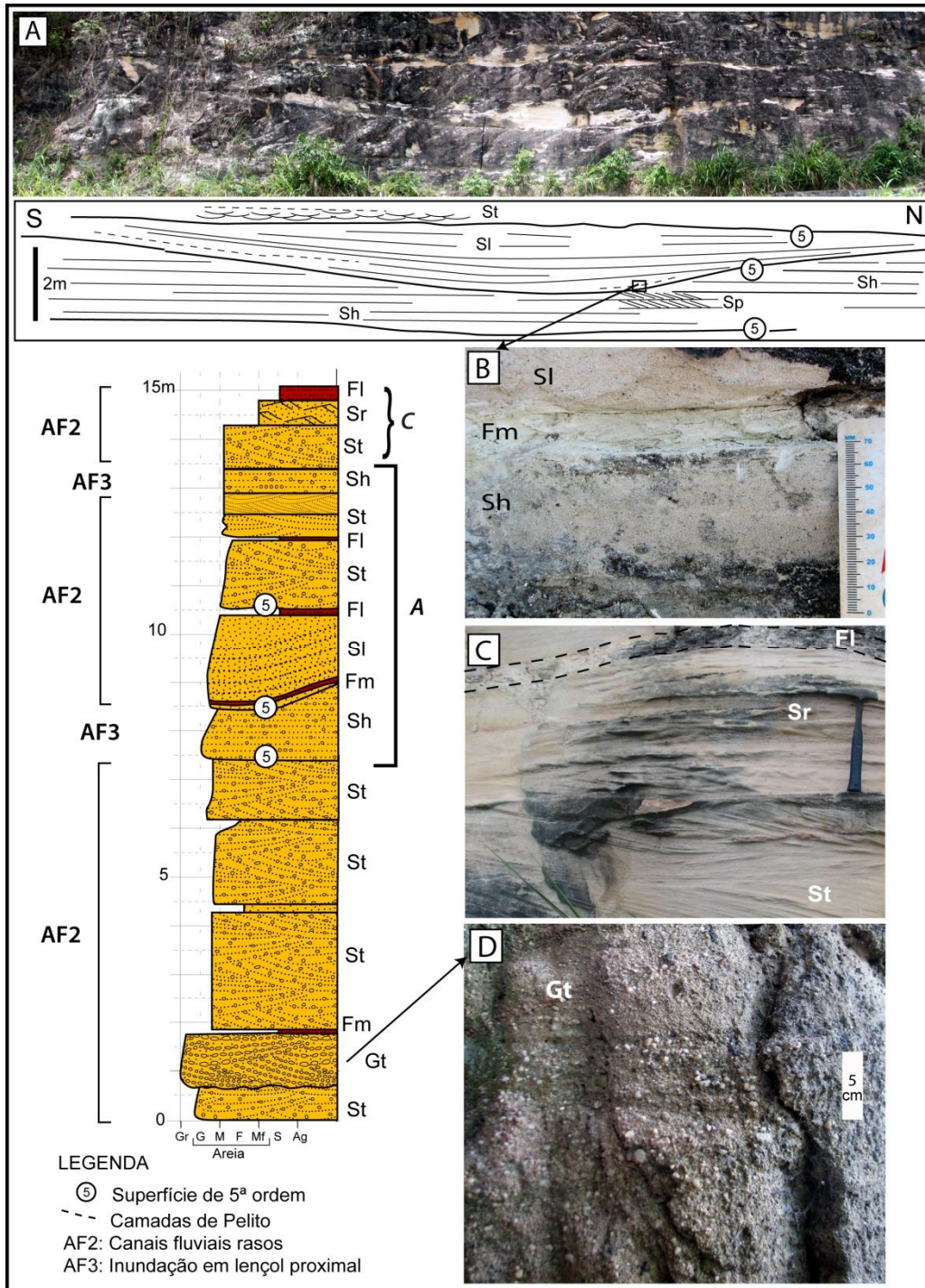


Figura 37: Estratigrafia da AF2 na Seção Gameleira (A) Canal preenchido pela litofácies SI (B) Camada de pelito interna ao canal fluvial (C) Ciclo de granodecrescência St-Sr-FI (D) Conglomerados com estratificação cruzada acanalada (Gt).

### **AF3 - Inundações em Lençol Proximais**

Os depósitos da associação de fácies 3 ocorrem como um pacote contínuo de inundações em lençol ou podem ocorrer intercalados com canais fluviais rasos da AF2. São formados por camadas tabulares (Figura 39B), arenosas a areno-conglomeráticas, com 0,5 a 2,0 m de espessura e se estendem lateralmente por mais de 100 m. Os arenitos são quartzosos a quartzo-feldspáticos, médios a muito grossos, mal a moderadamente selecionados, subangulosos com níveis centimétricos de grânulos e pequenos seixos (Figura 38C).

A base dos corpos é marcada por superfícies planas a fracamente erosivas (Superfícies de 5ª ordem) (Figura 39B). Os arenitos ocorrem arranjados em ciclos de gradação normal ou sem gradação e apresentam predominantemente laminações horizontais (Sh) e cruzadas de baixo ângulo (Sl). Em menor proporção ocorrem arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (St) de pequeno a médio porte e arenitos maciços (Sm) (Figura 39C). Pelitos geralmente estão ausentes ou ocorrem de forma extremamente rara na forma de delgadas lâminas descontínuas.

Conglomerados ocorrem localmente na base da Formação Tombador, são clasto-suportados, maciços, muito pobremente selecionados, variando de grânulos até blocos, angulosos a subangulosos compostos por quartzo, feldspatos, monzogranitos, gnaisses tonalíticos e meta-granitos micáceos (Figura 38B e D).

#### **Interpretação:**

A predominância de arenitos cascalhosos com laminação horizontal (Sh) ou cruzada de baixo ângulo (Sl) associada com a ausência de escavações profundas sugere a deposição por correntes desconfinadas a fracamente canalizadas de alta energia (Nemec and Postma, 1993; Blair, 2000). A presença da litofácies St pode ser interpretada como produto de oscilações na velocidade do fluxo possivelmente durante o início ou final da inundação. As delgadas camadas de pelitos representam a deposição ao final da inundação pela rápida desaceleração do fluxo. Segundo Tunbridge (1981), os arenitos com laminação horizontal (Sh) podem ser produto de inundações efêmeras. Os conglomerados maciços são



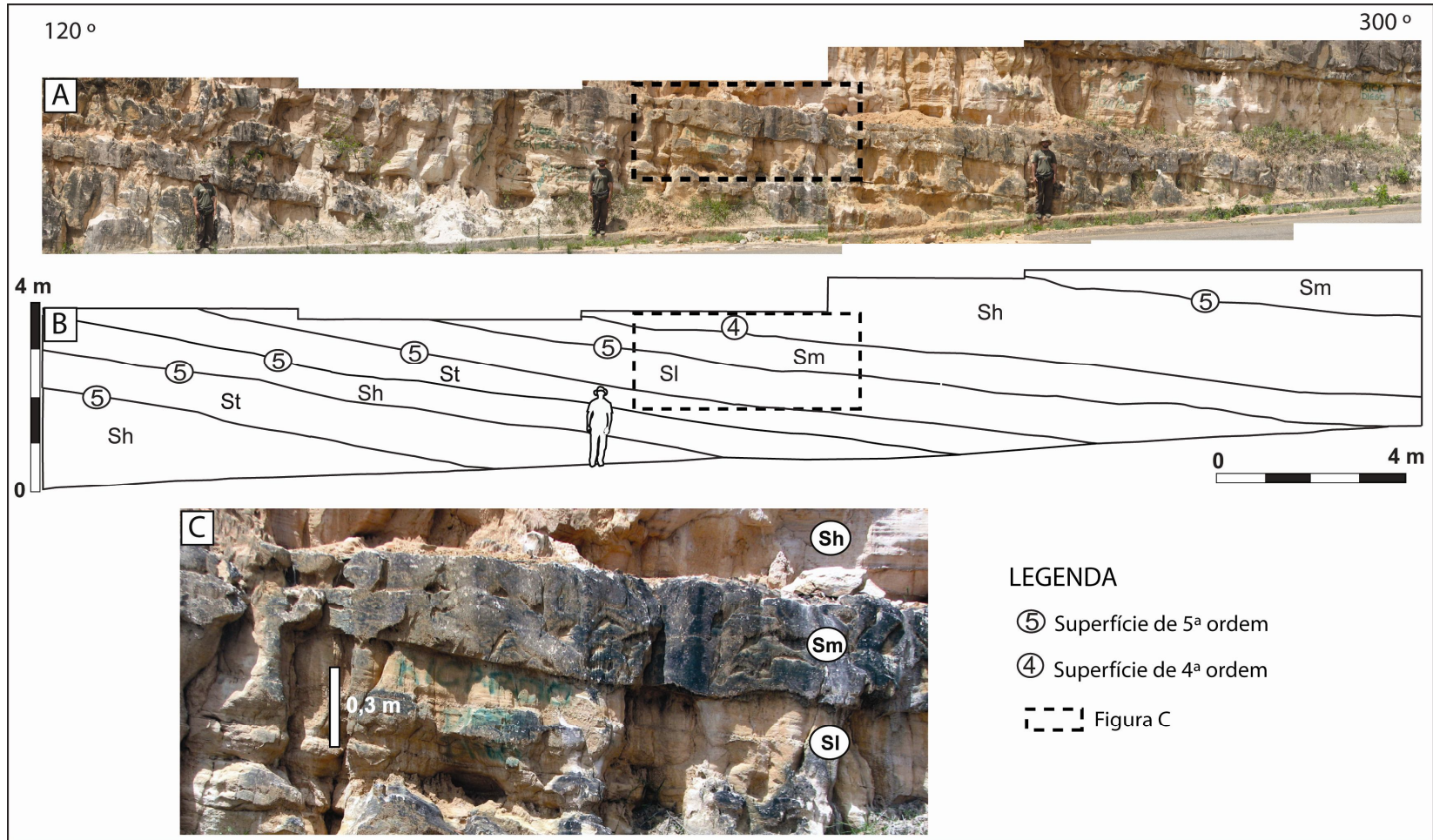


Figura 39: (A) Fotomosaico da base da Seção Gameleira. (B) Geometria em lençol dos corpos arenosos e as superfícies limítrofes. (C) Detalhe das litofácies Sh, Sl e principalmente a Sm com base erosiva e pequena incisão nos depósitos subjacentes. A seção colunar levantada neste afloramento é sintetizada na Figura 38 A.

#### **AF4 - Inundações em Lençol Medianas**

Os depósitos desta associação de fácies ocorrem na porção média a superior da sucessão estratigráfica, geralmente intercalados com delgados depósitos de arenitos com estratificação cruzada tangencial (Figura 40B) preenchendo canais fluviais rasos (AF2). Também é comum sua intercalação com depósitos de inundações em lençol distais (AF5)

Esta associação de fácies consiste de corpos arenosos tabulares com base plana não-erosiva a fracamente erosiva (Figura 40B). As camadas apresentam espessuras entre 0,1 e 0,6m e se estendem lateralmente por dezenas de metros. Internamente são compostos por arenitos quartzosos a subarcoseanos, finos a grossos, moderadamente a bem selecionados, com grãos subarredondados, podendo conter raros grânulos e eventualmente seixos dispersos de até 1 cm (Seção Angelim).

Um lençol individual é principalmente composto por arenitos com estratificação cruzada horizontal, estratificação cruzada de baixo ângulo e ripples (Figura 40A). As ripples são mais comuns nas partes superiores dos lençóis de arenitos e são geralmente capeadas por fina camada de pelito laminado (<1cm) (Figura 40C). Camadas estratificadas horizontalmente são mais comuns próximas à base, com raras ocorrências de arenitos maciços ou com cruzadas tangenciais de pequeno porte.

#### **Interpretação**

A abundância de unidades arenosas lateralmente extensas consistindo de estratificação horizontal, de baixo ângulo e ripples, combinados com a rara ocorrência de estratificações cruzadas tangenciais sugere que os fluxos foram eventos de curta duração e de alta intensidade (*Tunbridge, 1984*). A presença de alguns arenitos com estratificação cruzada tangencial (St) indicam variações no regime de fluxo associadas possivelmente às oscilações na velocidade da corrente durante a inundação. Os arenitos maciços têm sua origem relacionada com processos deposicionais, uma vez que não se observam remanescentes de estratificações ou feições deformacionais. Esta fácies é, portanto, interpretada como depósito de fluxos hiperconcentrados.

A ocorrência de arenitos com ripples no topo dos corpos tabulares refletem a desaceleração do fluxo ao final do evento de inundação (Smith et al., 1989; Miall, 1996).

A granulometria modal média, associada com um maior grau de seleção e maior proporção de arenitos com ripples, permite interpretar esta associação de fácies como a porção medial das inundações em lençol.

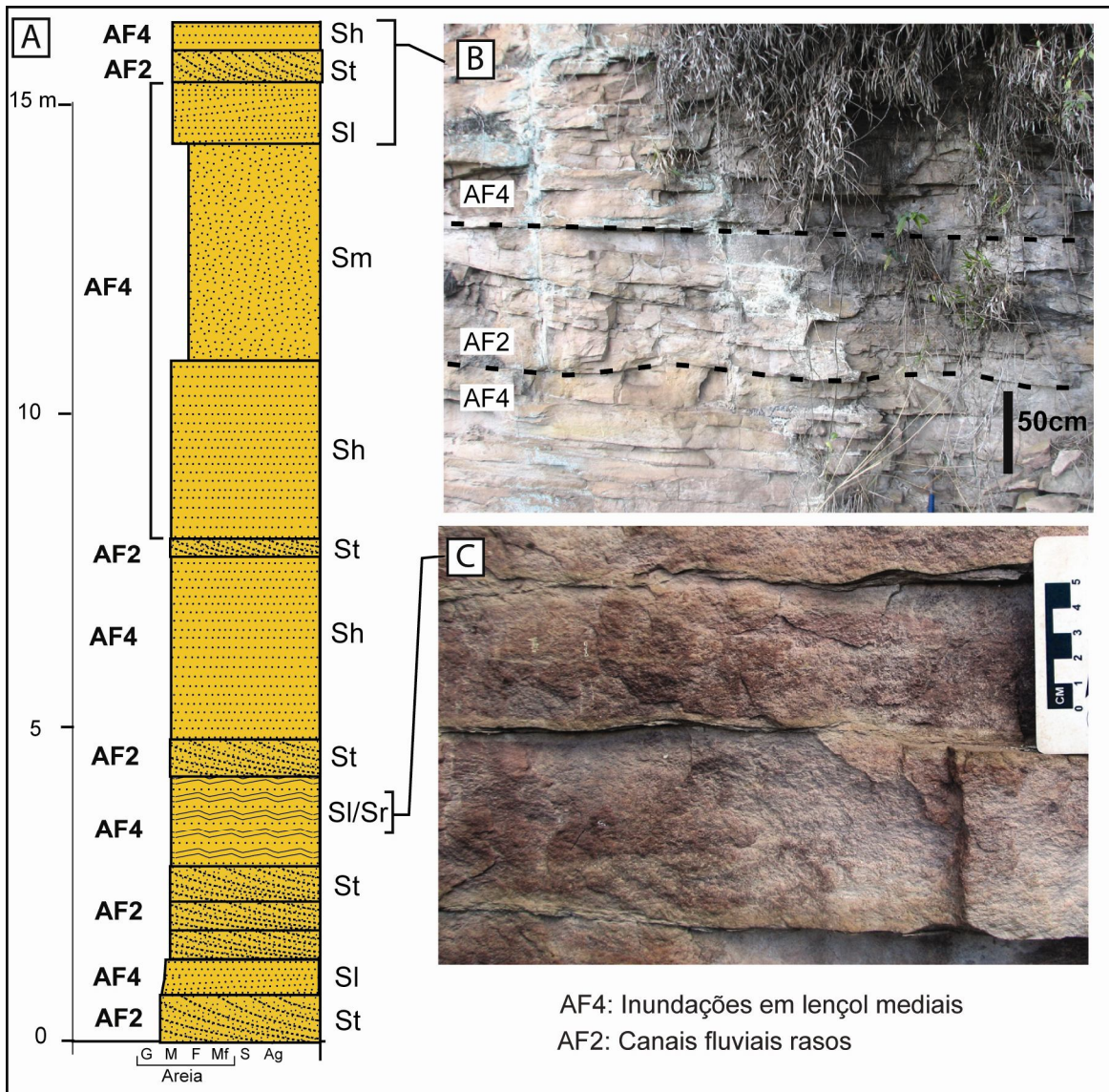


Figura 40: (A) Coluna estratigráfica da AF4 na Seção Jacobina (B) Litofácies Sl, St e Sh no arenito médio (C) Litofácies Sl e Sr no arenito médio.



## **AF5 - Inundações em Lençol Distais**

Essa associação é composta por corpos arenosos em lençol com base plana a levemente ondulada, amalgamados ou limitados por delgadas lâminas de pelito (Figura 41B). Estes lençóis variam entre 1 e 20cm de espessura, e se estendem lateralmente por dezenas de metros, sendo preenchidos por arenitos finos a médios, raramente grossos ou com grânulos, geralmente bem selecionados, com grãos arredondados a subarredondados (Figura 41A). A parte basal dos lençóis é normalmente constituída pela litofácies Sh ou Sl gradando verticalmente para arenitos da litofácies Sr formando ciclos de gradação normal (Figura 41A e Figura 42A, respectivamente). Alguns ciclos são compostos essencialmente pela litofácies Sr e podem formar pacotes multi-episódicos de até 1m de espessura. Mais raramente se observam ciclos compostos pelas litofácies St na base e Sr no topo (Figura 41C). Na Seção Macaúbas observa-se arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo constituído de abundantes intraclastos argilosos com forma de ripas achatadas (Figura 42A e Figura 42B).

A associação de fácies de inundações em lençol distais geralmente ocorre intercalada com depósitos das associações de fácies de dunas eólicas ou lençóis de areia eólicos, muitas vezes, sobrepondo os mesmos.

### **Interpretação**

Os arenitos em lençol têm a sua gênese vinculada a fluxos desconfiados com variações do regime de fluxo superior para inferior, dada geralmente por sua rápida desaceleração, formando ciclos Sh-Sr (Figura 41D). A abundante presença de ciclos formados exclusivamente pelas litofácies Sr indica que a energia média das inundações era relativamente baixa. Os depósitos pelíticos foram depositados por assentamento gravitacional de partículas nos estágios finais da inundação. A espessura reduzida dos ciclos, a granulometria mais fina, a boa seleção e a presença abundante de marcas onduladas sugerem tratar-se de porções distais das inundações em lençol. Camadas mais espessas com cruzadas tangenciais representam canais fluviais rasos (AF2) que conseguem chegar às porções mais distais do sistema.

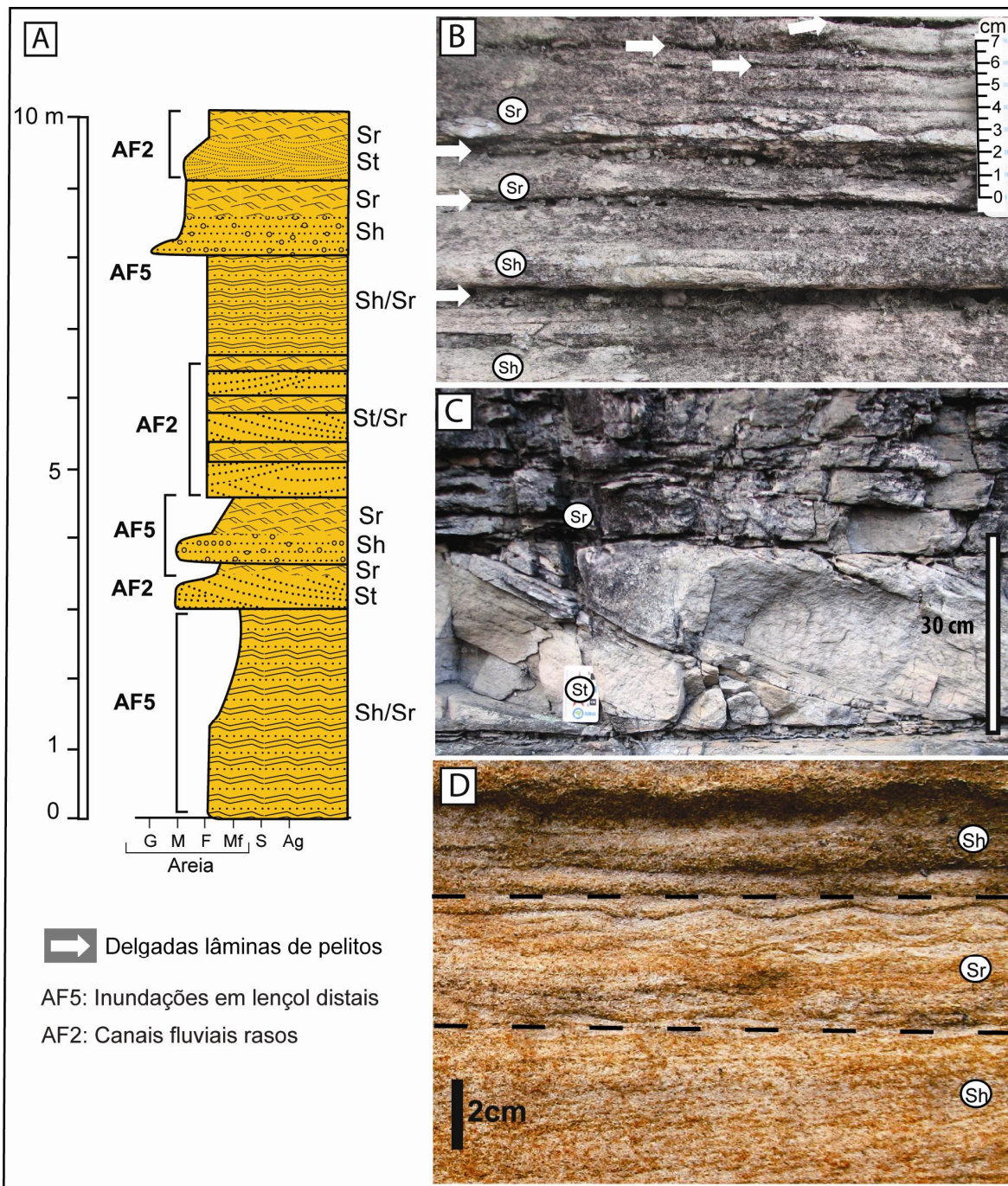


Figura 41: (A) Detalhe da Seção colunar Araújo (B) Arenitos médios a finos apresentando ciclos Sh-Sr-FI (C) Arenitos com Litofácies St sobrepostos por arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr) (D) Arenitos finos com ciclos Sh-Sr.

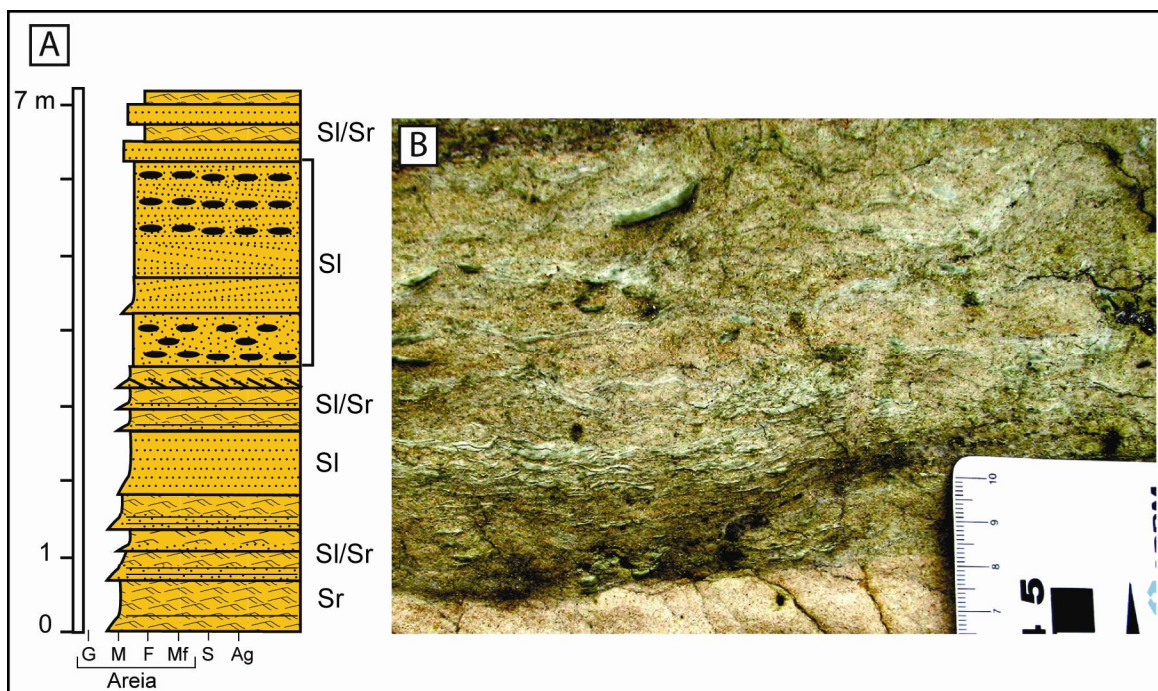


Figura 42: (A) Detalhe da Seção colunar Macaúbas mostrando a AF5 (B) Arenito com intraclastos argilosos em forma de ripas achatadas representadas como bolas pretas achatadas na seção estratigráfica ao lado.

### AF6 - Lençóis de areia eólicos

Essa associação é composta por arenitos finos a grossos, bimodais com estratificação cruzada de baixo ângulo (Litofácies  $Sl_{(e)}$ ). Os arenitos estão dispostos em camadas tabulares com base plana (Figura 43) e espessuras entre 0,2 a 1m, podendo formar pacotes de até 4,5 metros de espessura. Intercalados com os estratos de baixo-ângulo, ocorrem arenitos finos a médios com laminação plano-paralela ( $Sh_{(e)}$ ) (Figura 43), por vezes ocorrem ripples de adesão. Observa-se em detalhe marcada laminação granulométrica de espessura milimétrica (Figura 44). Mais raramente podem-se observar marcas onduladas com gradação inversa.

### Interpretação

A marcada laminação granulométrica é interpretada como o produto da migração e cavalgamento de marcas onduladas eólicas de espessuras milimétricas (*wind*

*ripples*) (Hunter, 1977). A presença dominante de estratos de baixo ângulo, compostos por *wind-ripples*, formando pacotes relativamente espessos, distribuídos por uma grande extensão lateral, sugerem que estes depósitos representam lençóis de areia eólicos formados por formas de leito de baixo relevo ou em forma de domos, denominadas *zibar* (Kocurek e Nielson, 1986).



Figura 43: Arenitos finos a médios com laminação plano-paralela, bimodais, dispostos em camadas tabulares com base plana.



Figura 44: Detalhe do arenito bimodal e a laminação granulométrica de espessura milimétrica.

## **AF7 - Dunas eólicas**

Essa associação compreende arenitos finos a grossos, bimodais, apresentando estratificações cruzadas com espessuras entre 0,15 e 7m (litofácies St<sub>(e)</sub>) (Figura 46 e Figura 49). Internamente, os estratos cruzados são constituídos por laminações granulométricas milimétricas, com gradação inversa. De forma mais restrita ocorrem cunhas de arenitos médios maciços, com espessura entre 1 e 10mm e que se adelçam em direção à base da estratificação cruzada (Figura 47). Estas cunhas foram observadas apenas em estratos cruzados de pequeno porte e cujos *foresets* apresentam ângulo de mergulho superior a 30°.

Os limites basais dos sets cruzados são caracterizados por superfícies horizontais e planas sobre as quais podem ocorrer camadas tabulares (0,3-5m de espessura) de arenitos finos a médios com laminações plano-paralelas ou cruzadas de baixo ângulo (Figura 49). As lâminas apresentam espessuras inferiores a 0,5cm. Os corpos arenosos apresentam contato superior gradacional para as porções basais dos estratos cruzados, dado pelo progressivo aumento no ângulo de mergulho das laminações. Muito localmente ocorrem arenitos médios a muito grossos, com raros grânulos e apresentando laminações cruzadas com gradação inversa (Figura 48).

Freqüentemente ocorre intercalação da associação de fácies de Dunas eólicas com a associação de inundações em lençol distais.

## **Interpretação**

A presença de arenitos finos a médios dispostos em *sets* cruzados de pequeno a grande porte, com laminação granulométrica bem marcada e por cunhas de arenitos maciços permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos residuais de dunas eólicas. As cunhas de arenitos maciços que se adelçam em direção a base da estratificação cruzada são interpretadas como depósitos de fluxo de grãos (Hunter, 1985). As laminações granulométricas milimétricas com gradação inversa representam estratos gerados pela migração de marcas onduladas eólicas de baixo relevo. Estes arenitos formam

estratos transladantes cavalgantes (*translatent strata*, sensu Hunter, 1977), onde apenas as superfícies limítrofes entre as marcas onduladas são visíveis. Em alguns locais também são observados de estratos de marcas onduladas (*rippleform strata*, sensu Hunter, 1977), onde os estratos frontais das marcas onduladas eólicas podem ser observados.

As superfícies quase-paralelas à laminação cruzada e que delimitam bandas de lâminas cruzadas são interpretadas como superfície de 3ª ordem (sensu Brookfield, 1992), superfícies de reativação (Figura 45), formadas pela erosão e renovada sedimentação devido a flutuações locais na direção e velocidade dos ventos.

A transição dos estratos plano-paralelos para estratos de baixo ângulo localizados na base dos sets cruzados sugerem que os primeiros representam depósitos de interdunas (Figura 49).



Figura 45: Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte.



Figura 46: Arenitos bimodais com estratificação cruzada tangencial.



Figura 47: Estratos de fluxo de grãos constituídos por cunhas de arenito médio maciço.



Figura 48: *Granule ripples* eólicas na base de set cruzado tangencial.



Figura 49: Fotomosaico na Seção Jacobina, notar arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte.

Este arquivo se encontra separado no CD. Imprimir na ploter, dobrar nas marcas vermelhas. Recortar na borda cinza.

## 6.2. Modelo Depositional

A ausência de quebras significativas na sedimentação permite supor que as diferentes associações de fácies descritas anteriormente ocorriam lateralmente justapostas, com o crescente domínio dos depósitos eólicos em direção à bacia.

O sistema fluvial da Fm. Tombador não deságua no mar, tampouco em um lago. Os rios diminuem de tamanho, perdem energia por processos de dispersão de fluxo e infiltração, e posteriormente desaparecem dentro do *Erg*, caracterizando assim um sistema fluvial terminal (Figura 50). Esse tipo de sistema pode ser de dois tipos: como um cinturão retilíneo de canais entrelaçados, por exemplo, o Rio Tsauchab no deserto da Namíbia; ou como um sistema de canais em forma de leque, como exemplificado por Kelly e Olsen (1993). A distribuição das associações de fácies o padrão dispersivo das paleocorrentes, bem como a grande extensão lateral dos depósitos fluviais sugerem que a Fm. Tombador seja um sistema de leque terminal (*sensu* Kelly e Olsen, 1993), onde os canais apresentam padrão distributário (Figura 50).

Segundo Kelly e Olsen (1993), o modelo de fácies para o sistema de leque terminal é constituído por três zonas distintas: alimentadora, distributária e bacinal. A zona alimentadora é caracterizada por amplos corpos de canais fluviais associados com depósitos externos aos canais. Esses canais são profundos, de até 6m, com cascalho no eixo e dunas compostas nas porções laterais. Entre os canais ocorrem arenitos muito finos a finos formando unidades com até 5m de espessura, dominadas por laminação paralela, cruzada e de baixo ângulo. Esta zona NÃO está preservada no registro da Formação Tombador, possivelmente devido à erosão da porção mais próxima à Serra de Jacobina (provável área-fonte).

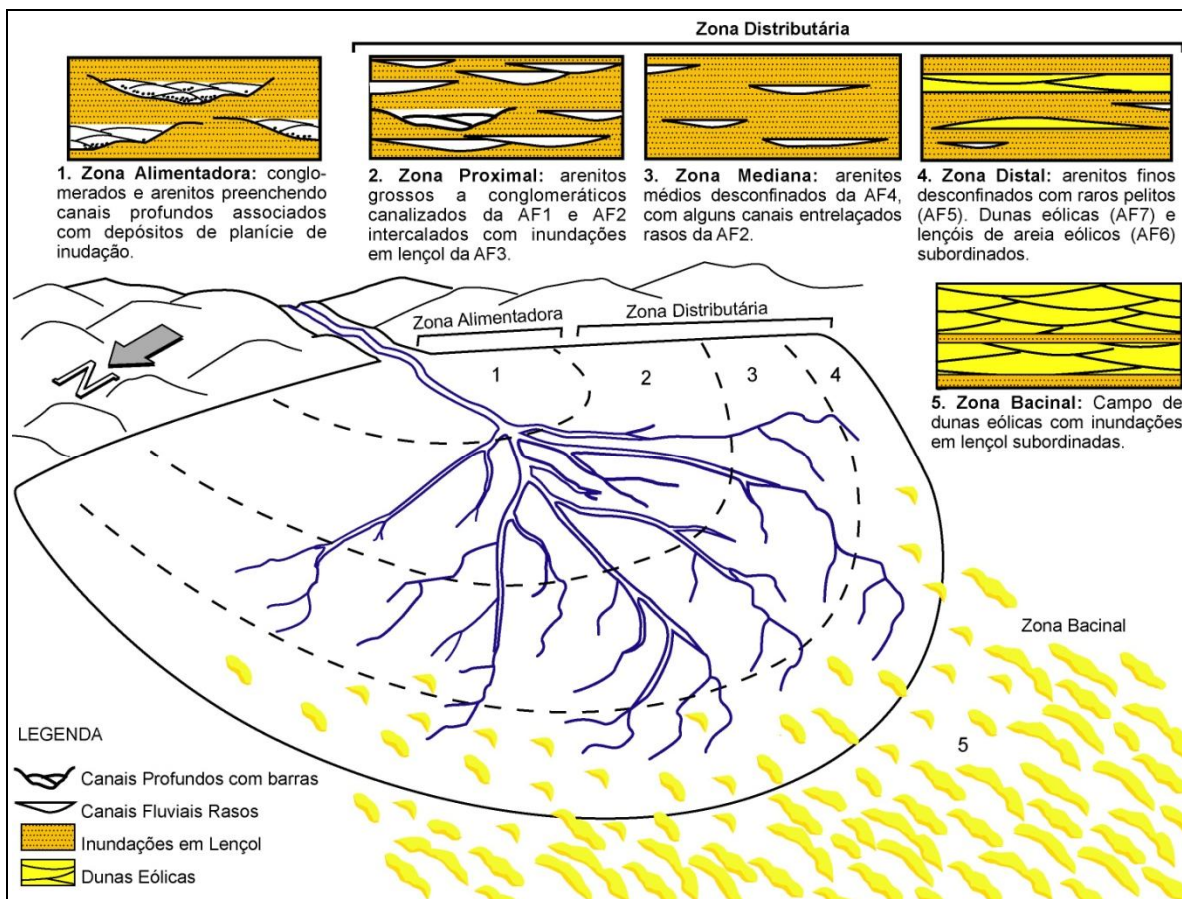


Figura 50: Modelo deposicional: sistema de leque terminal, modificado de Kelly e Olsen, 1993.

A zona distributária é caracterizada por uma rede de canais distributários e depósitos de inundação em lençol formando um espectro completo de corpos arenosos depositados por rios de diversos tamanhos e profundidades. Esta zona pode ser separada em proximal, mediana e distal. A relação geral entre uma zona e outra é refletida pela diminuição na densidade de canais, pela diminuição na granulometria e na espessura das camadas, em direção à bacia (Figura 51).

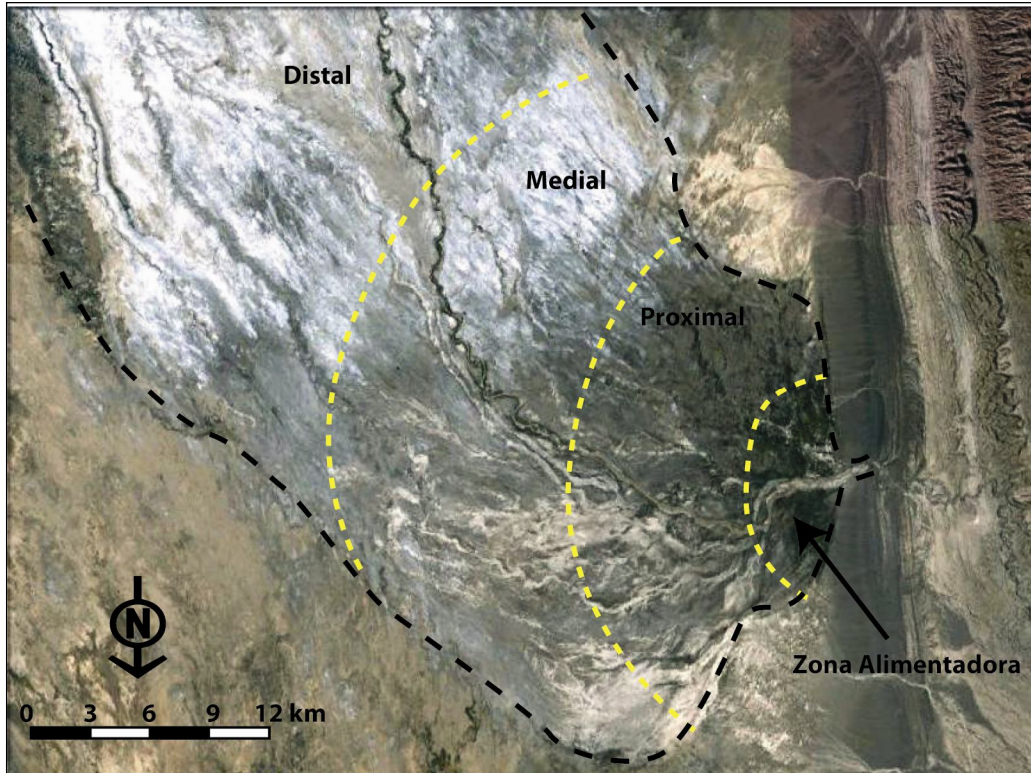


Figura 51: Sistema fluvial distribuído na Argentina, mostrando a zona alimentadora e distributária. Trocar Medial

A porção proximal da zona distributária é representada, na Formação Tombador, pelas associações de fácies de canais fluviais profundos efêmeros (AF1), canais fluviais rasos efêmeros (AF2), inundações em lençol proximais (AF3) e subordinadamente inundações em lençol medianas (AF4). Os depósitos de canais da AF1 e AF2 constituem 37 % a 90 % do registro da porção proximal. Formam corpos de arenitos médios a grossos, com espessuras entre 0,5 e 7m, com predomínio de 1,1m. As inundações em lençol (AF3 e AF4) podem representar tanto períodos de extravasamento de canais por excesso de descarga, quanto deposição de fluxos desconfiados provenientes do ápice do leque após o total preenchimento do canal por agradação. O paleofluxo desta zona tem orientação geral para NW (Figura 52).

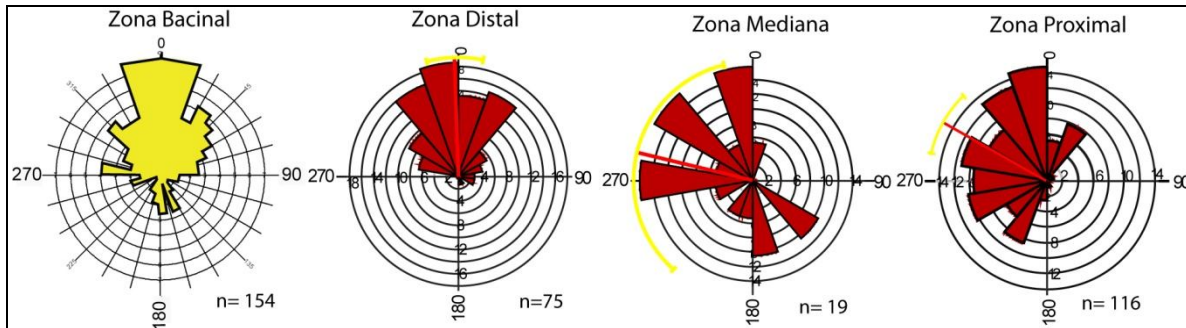


Figura 52: Diagramas de paleocorrentes das Zonas distributária proximal, medial, distal e da Zona bacinal.

A porção mediana da zona distributária é constituída predominantemente por depósitos da associação de fácies de inundações em lençol medianas (AF4) que se intercalam com canais fluviais rasos efêmeros (AF2). Subordinadamente ocorrem inundações em lençol distais (AF5). A AF2 constitui entre 12 e 22 % dos depósitos e apresentam espessuras entre 0,5 e 3 m (média de 1 m). A variação temporal e espacial na morfologia dos canais (profundidade e largura) é possivelmente uma resposta às variações na entrada de massa e energia no sistema (Stear, 1985; Graf, 1988). As inundações em lençol representam, possivelmente, os lobos deposicionais distais dos canais ou fluxos desconfinados provenientes do ápice do leque. O paleofluxo nesta zona têm direção média para WNW, com grande dispersão tanto para norte quanto para sul (Figura 52).

Na porção distal da zona distributária, o sistema se torna progressivamente mais desconfinado e com menor energia, as inundações em lençol distais predominam (AF5), ocorrendo algumas inundações medianas (AF4) e raros depósitos de canais rasos efêmeros (AF2). A AF2 constitui entre 4% e 11% dos depósitos, apresentando espessuras entre 0,5 e 1m e preenchimento arenoso. As inundações em lençol (AF4 e AF5) representam os lobos distais dos canais fluviais, e sua variação entre mediano e distal refletem a variação na descarga dos rios associada à sazonalidade climática. São comuns intercalações com depósitos eólicos (AF6 e AF7), que formam entre 33% e 67% dos depósitos desta zona. As paleocorrentes indicam que na zona distal, o sistema distributário infletia para norte (Figura 52). Os fluxos desconfinados somente poderiam fluir para esta direção, caso as dunas eólicas, que também migram para norte, ocorressem de forma

isolada, como mostra a situação análoga da (Figura 53). Segundo Kelly & Olsen (1993) a presença de depósitos eólicos na porção distal do sistema de leque terminal reflete uma baixa razão “sedimentos em suspensão/carga de fundo”.



Figura 53: Sistema fluvial distributário terminal em Oman, mostrando o aumento progressivo na densidade das dunas eólicas da zona distal (dunas isoladas) para a zona Bacinal (extensas cadeias de duna).

A zona Bacinal é caracterizada por um amplo *erg* formado por grandes dunas eólicas e lençóis de areia eólicos, e raras inundações em lençol distais.

Depósitos semelhantes aos da Fm. Tombador foram descritos por Kelly e Olsen (1993) na Formação Rodebjerg na Groelândia, dominada por arenitos fluviais na porção norte, gradando à sul para arenitos eólicos. A zona alimentadora não está exposta na formação Rodebjerg, assim como na Tombador. Os sedimentos da zona distributária mediana e distal, interpretados como depósitos de canais distributários entrelaçados,

inundações em lençol e retrabalhamento eólico, se assemelham com os da Formação Tombador. A espessa parte basal da sucessão Rodebjerg é dominada por lençóis de areia eólicos e representa a zona basinal do sistema de leque terminal.

### **6.3. Arquitetura Estratigráfica**

A seção estratigráfica na área estudada pode ser dividida em três unidades deposicionais informais, conforme a predominância de sucessões fluviais proximais, medianas, distais ou eólicas. Essas unidades apresentam diferenças relevantes na forma de ocorrência e nas suas espessuras.

#### **Unidade 1**

A unidade 1 é predominantemente fluvial, ocorre na base de todas as seções e varia entre 20 e 80m de espessura (Figura 54). Ela apresenta uma sucessão granodecrescente, onde os depósitos da zona distributária proximal são sobrepostos por depósitos medianos e sucessivamente por depósitos da zona distal. No topo desta unidade geralmente observam-se intercalações com depósitos eólicos (Figura 55).

Entre a seção Jacobina e Angelim, as zonas proximal e mediana se adelçam para sul, enquanto que a zona distal se espessa. A existência dos depósitos fluviais proximais e medianos nas seções Fedegosos e Macaúbas é incerta, visto que mais de 20m da base destas seções estão encobertos. Nessas seções, são observados apenas depósitos fluviais distais sobrepostos pela unidade eólica. Na seção Gameleira, esta unidade tem 30m de espessura, representada por depósitos proximais e mediais apresentando o mesmo padrão de granodecrescência para o topo.

## **Unidade 2**

A Unidade 2 também está presente em toda área de estudo, sendo caracterizada pelo predomínio de dunas e lençóis de areia eólicos da Zona Bacinal (Figura 54). No entanto, intercalações com inundações em lençol distais podem ser frequentes, principalmente na base desta unidade. A distribuição lateral das inundações em lençol distais não apresenta um padrão definido dentro da unidade eólica em nenhuma das regiões.

Esta unidade se espessa em direção ao centro da área de estudo, variando de 50 a 90m entre as seções Jacobina e Macaúbas, respectivamente, podendo ser ainda maior visto que o topo da seção Macaúbas está encoberto. Na Seção Gameleira, a unidade eólica é menor, cerca de 10 m, resultando em uma anomalia de espessura nesta unidade (Figura 55). No norte, a Unidade 2 é sobreposta por arenitos marinhos da Fm. Caboclo, enquanto no sul, o contato se dá com depósitos fluviais da Unidade 3.

## **Unidade 3**

A Unidade 3 é constituída por canais entrelaçados rasos, os quais sobrepõem de forma abrupta e erosiva a Unidade 2. Este contato foi definido como um Limite de Seqüências (Figura 56). O contato superior é inferido e ocorre com depósitos marinhos da Fm. Caboclo (Figura 54). Sua distribuição é restrita, sendo observada apenas nas seções Fedegosos e Gameleira, com espessuras aflorantes de 2 e 20 m, mas que podem chegar a 30m, caso haja continuidade vertical ao longo da seção encoberta (Figura 55).

A continuidade lateral desta unidade não pode ser medida, uma vez que o topo das seções Macaúbas e Angelim está encoberto. Considerando que a variação de espessura entre as seções do Sul é de 40m em 10 km, e que a espessura em Fedegosos é de 30m, acredita-se que esta unidade não se estenda lateralmente até a seção Macaúbas, que se encontra a 17 km de distância de Fedegosos.



Figura 54: Arquitetura estratigráfica, correlação e distribuição das unidades deposicionais informais.

Este arquivo se encontra separado no CD. Imprimir na ploter, dobrar nas marcas vermelhas. Recortar na borda cinza.

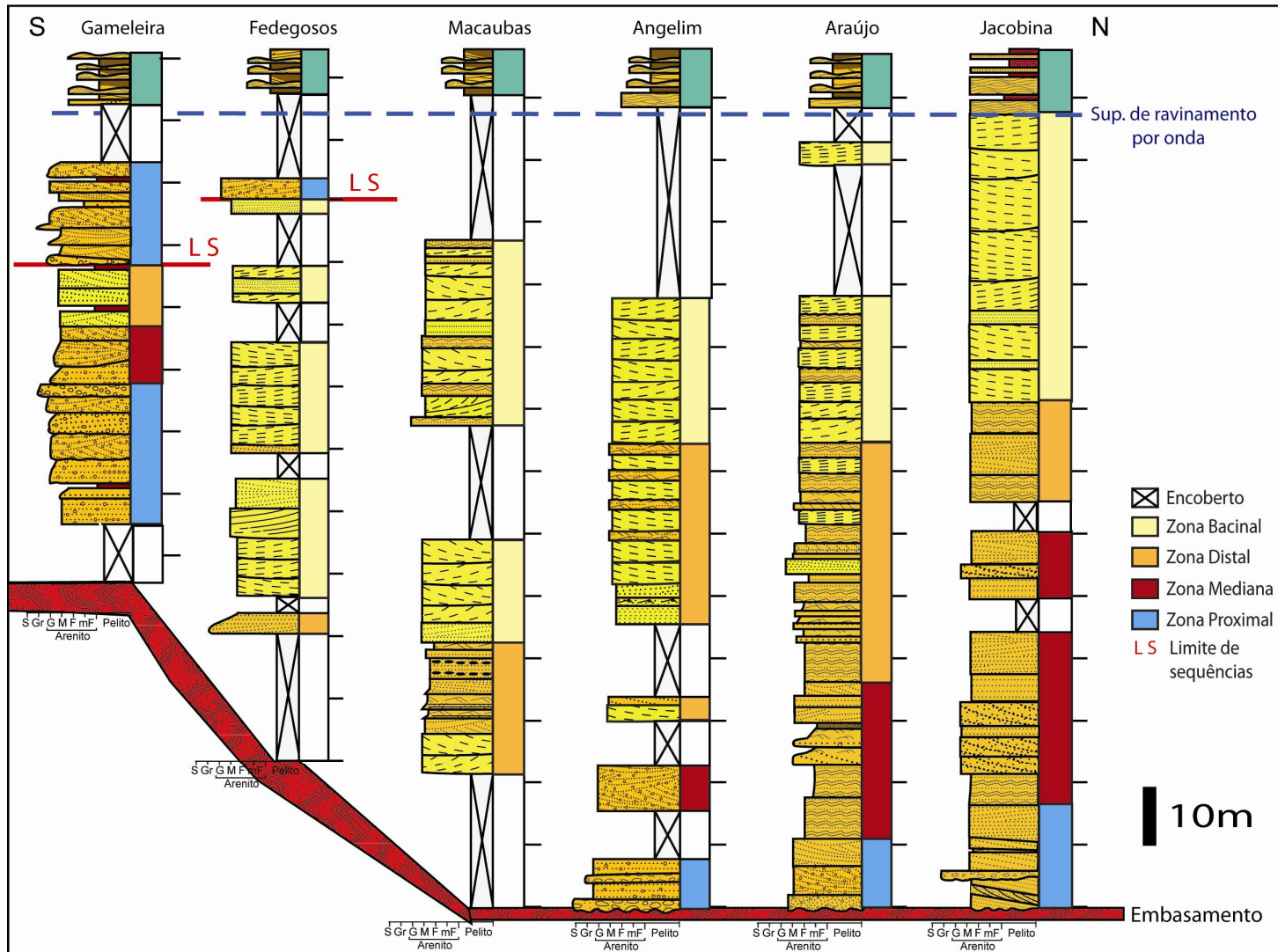


Figura 55: Colunas estratigráficas simplificadas e distribuição da zonas Distributária e Bacinal.

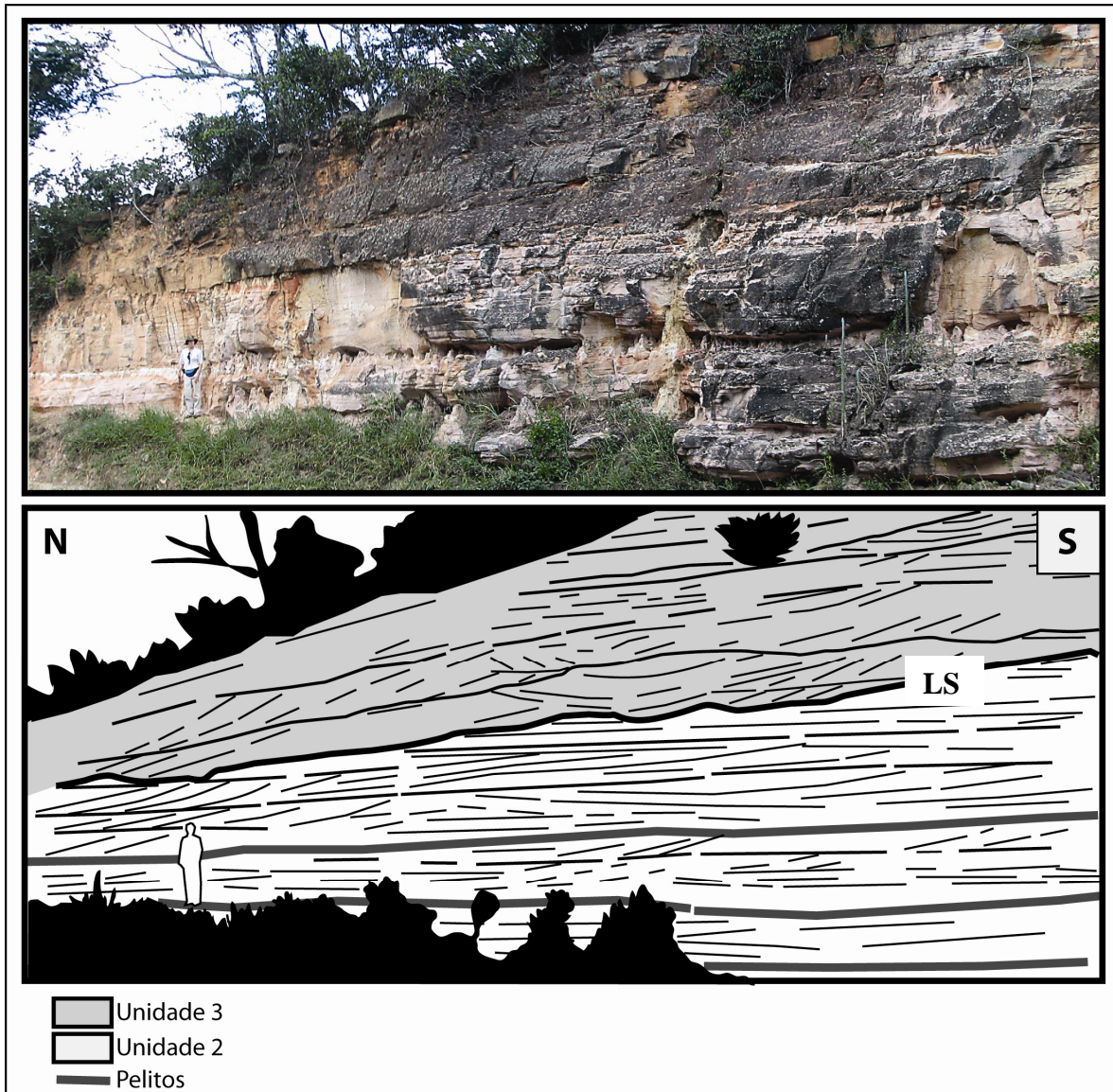


Figura 56: Limite de seqüências marcando o contato entre canais entrelaçados no topo e dunas eólicas na base.

## 7. DISCUSSÕES

Três importantes observações podem ser feitas a partir da arquitetura estratigráfica da Fm. Tombador na área de estudo: (1) fica claro que a transição vertical do sistema fluvial para o eólico é consistente ao longo de toda área de estudo, sugerindo o mesmo padrão de evolução dos sistemas nesta parte da bacia; (2) apesar da mesma tendência vertical, as unidades deposicionais mostram importantes variações laterais na espessura, entre as regiões norte, central e sul; (3) a unidade 3 registra uma importante mudança na estratigrafia da região sul.

### 7.1. Variações laterais

As principais diferenças entre as regiões estudadas estão na espessura e na ocorrência das unidades deposicionais. Enquanto a Unidade 1 se adelgaça em direção a região central da área de estudo, a Unidade 2 se espessa nesta mesma direção. Em relação a esta observação, são discutidas duas possibilidades:

(1) Havia dois grandes leques localizados, um a norte e outro a sul (Figura 57), resultando na maior proporção de depósitos fluviais nestas regiões. O predomínio de depósitos eólicos na região central estaria associado à porção distal de leques menores.

Neste caso, as paleocorrentes da zona distributária proximal indicariam a posição das entradas fluviais principais. No norte o padrão para SW e S indica que o leque teria sua entrada a nordeste da seção Jacobina. No sul, as paleocorrentes para NW, sugerem que a entrada do outro grande leque localizava-se a sudeste da seção Gameleira (Figura 58).

O raio mínimo do leque do norte seria a distância entre as seções Jacobina e Angelim, que equivale a 30 km (Figura 54). A dimensão do leque do sul não pode ser estimada, uma vez que a porção basal da seção Fedegosos encontra-se encoberta.

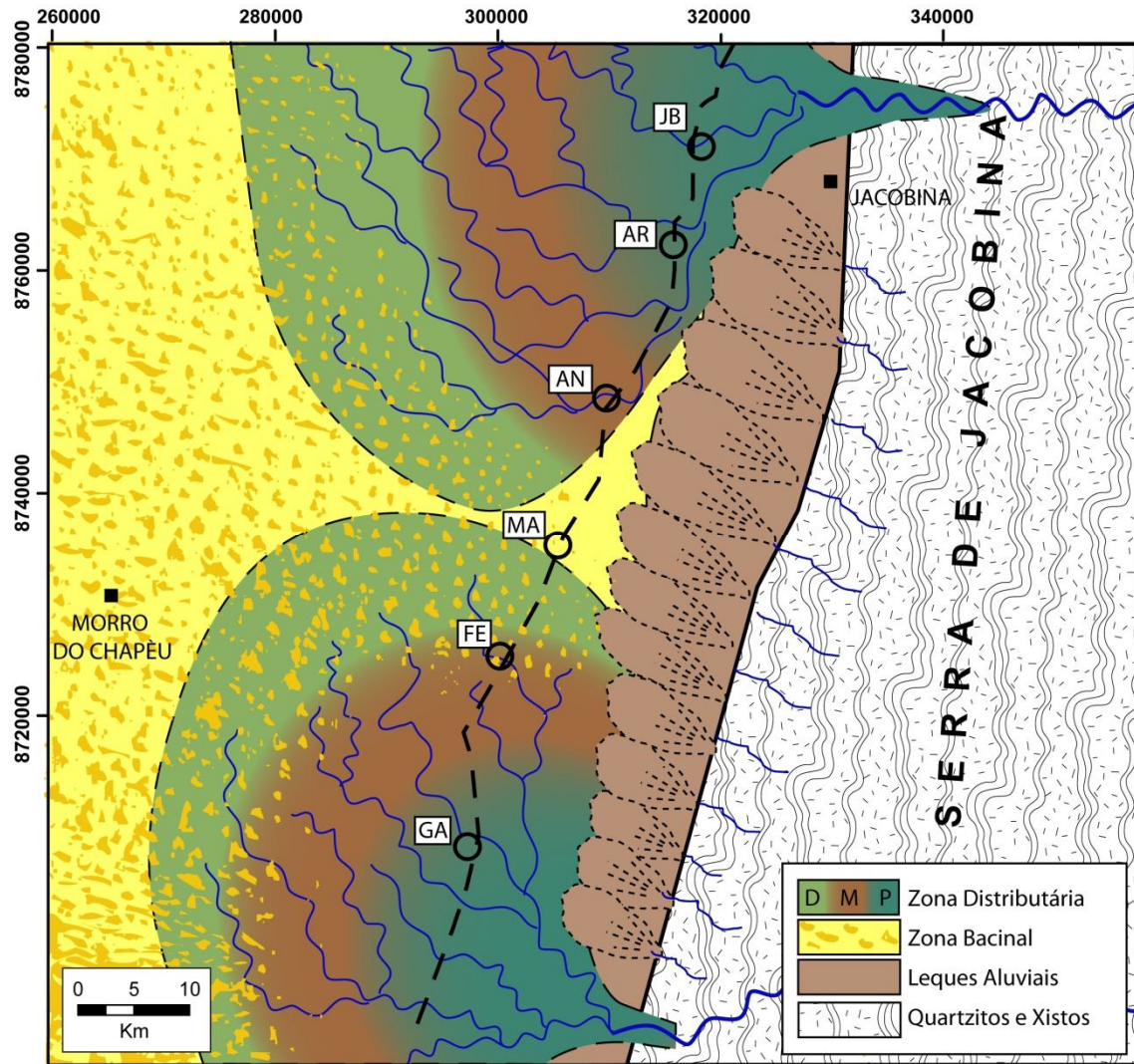


Figura 57: Dois grandes leques localizados um a norte e outro a sul com entradas para SW e NW, respectivamente, mas ambos inflectindo para norte.

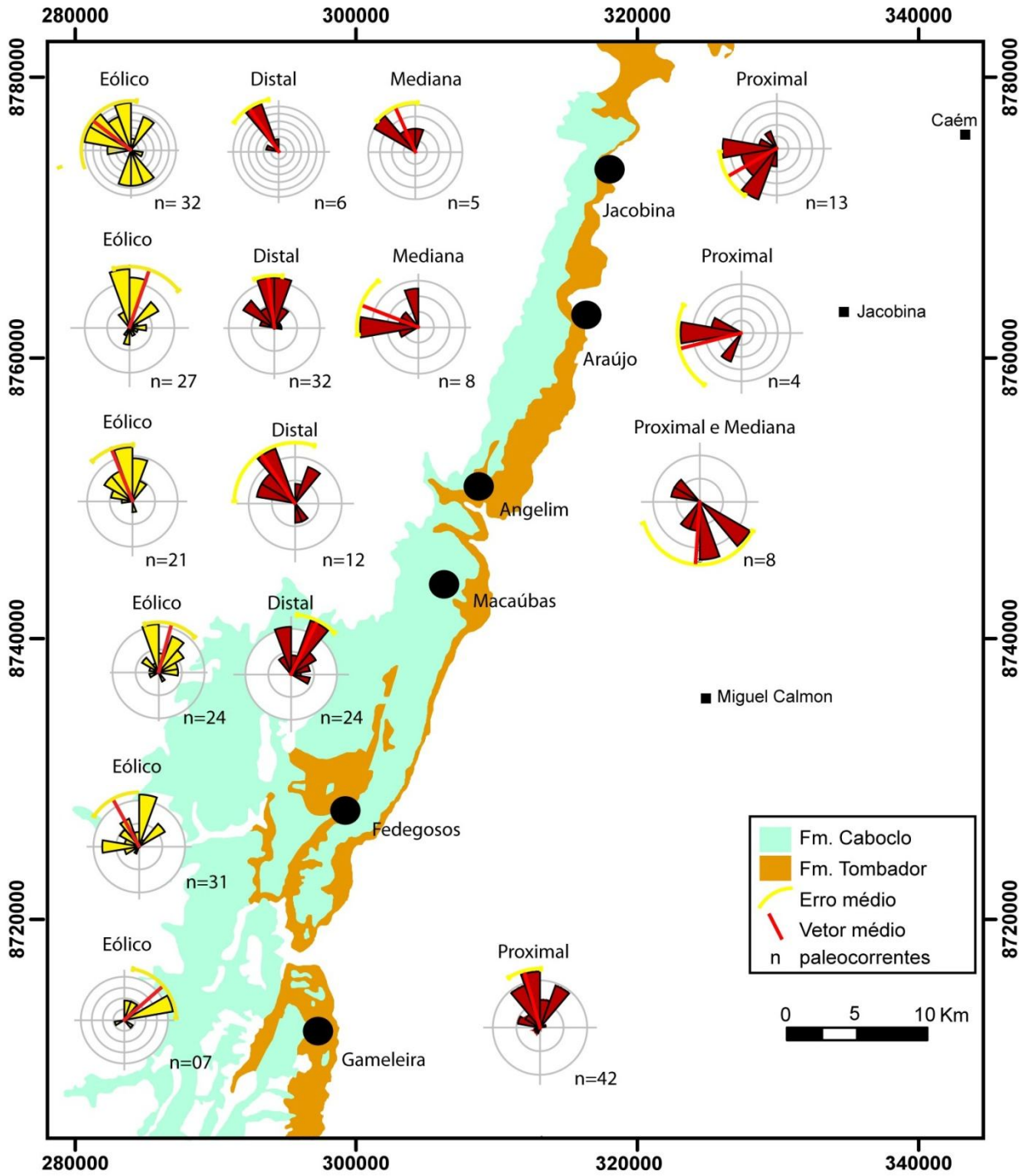


Figura 58: Distribuição de paleocorrentes das unidades 1 e 2 por seção estratigráfica.

(2) Havia múltiplos leques com tamanhos semelhantes ao longo da margem da bacia (Figura 59). A área fonte estaria mais próxima das regiões sul e norte, resultando na deposição de expressivos sedimentos fluviais nestas regiões, enquanto que a região central estaria mais distante da área fonte, resultando na deposição de depósitos eólicos.

A diferença na composição dos conglomerados basais das seções Angelim (polimítico) e Jacobina (monomítico) é um fator que advoga a favor desta hipótese, pois cada leque drenaria áreas-fonte com litologias diferentes. Entretanto, nas seções do norte, o padrão de paleocorrentes da zona proximal para SW, torna improvável a idéia de que havia vários leques, pois à posição da seção em relação a cada leque teria que ser coincidente.

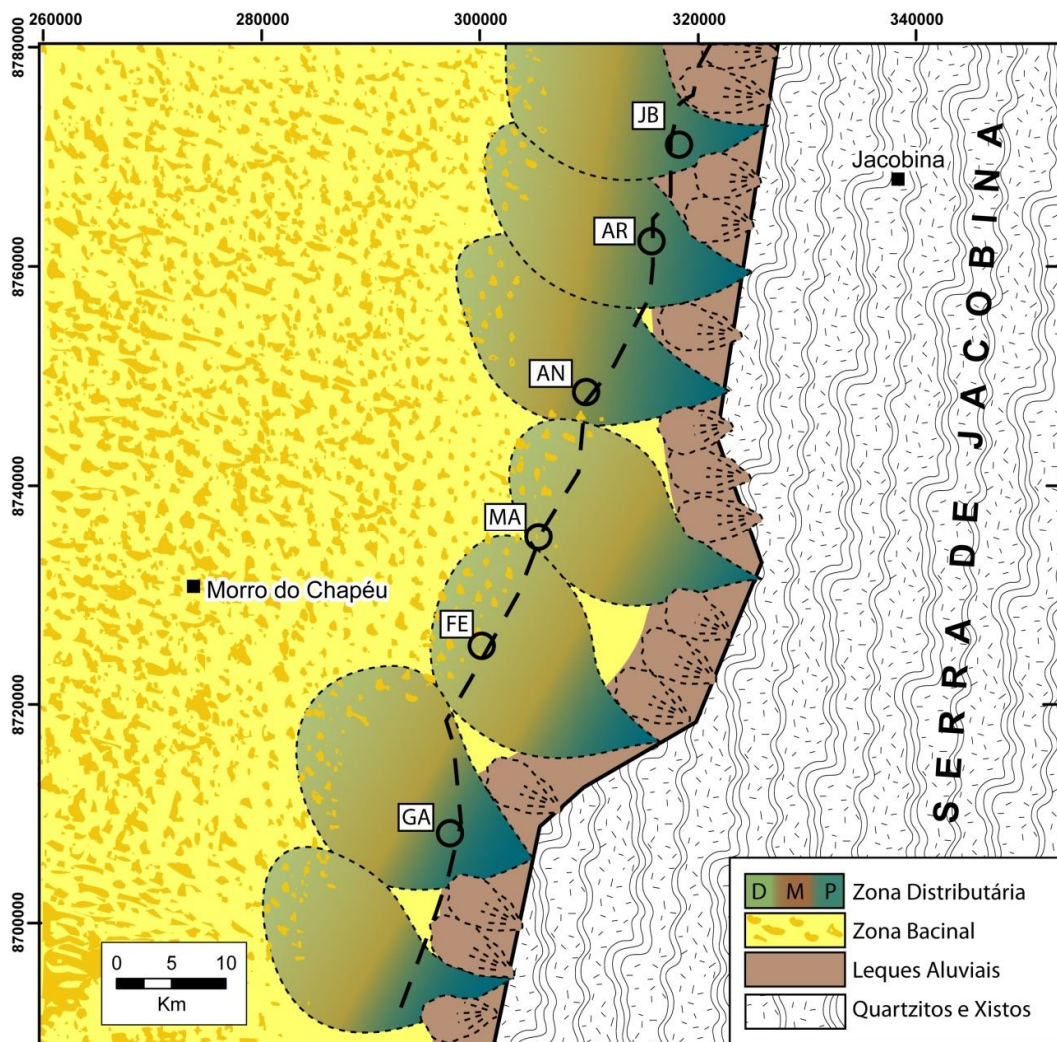


Figura 59: Múltiplos leques com tamanhos semelhantes ao longo da margem da bacia.

## 7.2. Evolução Estratigráfica

### 7.2.1. Tratos de Sistemas

Como recentemente descrito por Galloway (2004) tratos de sistemas correspondem a unidades estratigráficas genéticas que incorporam estratos depositados dentro de um sistema de dispersão de sedimentos síncrono. Os sistemas de dispersão de sedimentos, isto é, a maneira como os sedimentos estão distribuídos dentro de uma bacia sedimentar, são relativamente estáveis durante a deposição de cada trato de sistemas. As mudanças significativas, ou reorganizações no sistema de dispersão de sedimentos ocorrem nos limites dos tratos de sistemas, que correspondem a quatro principais eventos do ciclo de nível de base. Cada trato de sistemas é definido por um tipo específico de padrão de empilhamento estratal, intimamente associado com um tipo de mudança na linha de costa (regressão forçada, regressão normal ou transgressão), e representa uma resposta sedimentar específica da interação entre fluxo de sedimento, fisiografia, energia do ambiente e mudanças na acomodação (Posamentier and Allen, 1999).

#### 7.2.1.1. Trato de Sistemas Transgressivo

O padrão granodecrescente na unidade fluvial basal e a transição para a unidade eólica mostram uma retrogradação do sistema fluvial terminal, demonstrando que a taxa de criação de espaço de acomodação superava a taxa de sedimentação. Portanto as unidades 1 e 2 constituem um trato de sistemas transgressivo, que se estende até a Fm. Caboclo. Entretanto, a superfície de máxima regressão, que marca o início deste trato de sistemas, não está registrada na área de estudo.

O topo da Formação Tombador é marcado por uma superfície de ravinamento por onda (*sensu* Swift, 1975). A superfície de ravinamento por onda (SRO) é



uma superfície diácrona, a qual se torna progressivamente mais nova em direção à porção proximal da bacia (Nummedal e Swift, 1987). Levando-se em conta que a área estudada está na parte proximal da bacia, é fácil perceber que esta superfície já está dentro do Trato de Sistemas Transgressivo e, portanto, não coincide com a superfície basal deste trato de sistemas (Figura 60).

A retrogradação do sistema terminal pode ser explicada por dois mecanismos: diminuição do aporte sedimentar e/ou aumento nas taxas de criação de espaço de acomodação. A diminuição do aporte pode ser induzida por uma aridização regional (Howell and Mountney, 1997; Mountney et al., 1999). Esta mudança climática inclui a redução da descarga fluvial e um rebaixamento no nível freático, o qual aumenta a disponibilidade de areia seca para os ventos transportarem e acumularem dunas eólicas (Kocurek, 1999; Kocurek and Lancaster, 1999). Enquanto o incremento na taxa de criação de espaço de acomodação pode ser induzido por dois fatores: (i) subida eustática global, (ii) aumento na taxa de subsidência tectônica da bacia.

#### 7.2.1.2. Trato de Sistema de Nível Baixo (TSNB)

A unidade 3 sobrepõe de forma erosiva a unidade 2 e marca uma mudança abrupta no sistema deposicional da região sul. A superfície erosiva que separa estas duas unidades é interpretada como um Limite de Sequências (Figura 55 e Figura 56) gerado pelo rebaixamento do nível de base, o qual permitiu a escavação de um vale sobre o erg. Considerando que este limite de sequências está inserido em um trato de sistemas transgressivo de 3ª ordem, pode-se considerá-lo de 4ª ordem. A parte profunda do vale inciso estaria registrada na Seção Gameleira, onde os depósitos eólicos da Unidade 2 foram bastante erodidos. A parte mais rasa do vale estaria na Seção Fedegosos, por isso a Unidade 2 encontra-se mais preservada neste local (Figura 54).

Tendo em vista a tendência transgressiva, o nível de base não permaneceu baixo por muito tempo. Sua subida é registrada pelo preenchimento do vale por canais fluviais entrelaçados (Unidade 3). O empilhamento agradacional destes canais, na base do

vale, (Figura 55) sugere que seu preenchimento inicial tenha se dado sob baixas taxas de criação de espaço de acomodação. Este preenchimento compõe parte do TSNB final (4ª ordem). Não se sabe se o padrão de empilhamento agradacional permanece até a parte superior desta unidade, mas, segundo Scherer (comunicação verbal) há influência de maré em depósitos fluviais na localidade de Cachoeira, que se localiza entre as seções Gameleira e Fedegosos. Desta forma, os depósitos de topo do vale estariam associados ao trato de sistemas transgressivo de mais alta frequência, e seriam recobertos pela SRO, a qual marca a base da Fm. Caboclo (Figura 54).

Durante a escavação e preenchimento do vale na região sul, a região norte seria uma área de interflúvio, sujeita à migração e deflação eólica, pois o sedimento disponibilizado pelos rios estaria concentrado dentro do vale, impedindo que os ventos alcançassem condições de saturação. Portanto, no norte, o limite de seqüências e o TSNB seriam representados por uma superfície de deflação eólica. A posterior invasão marinha teria erodido esta superfície por meio da ação de ondas, restando apenas o registro da SRO.

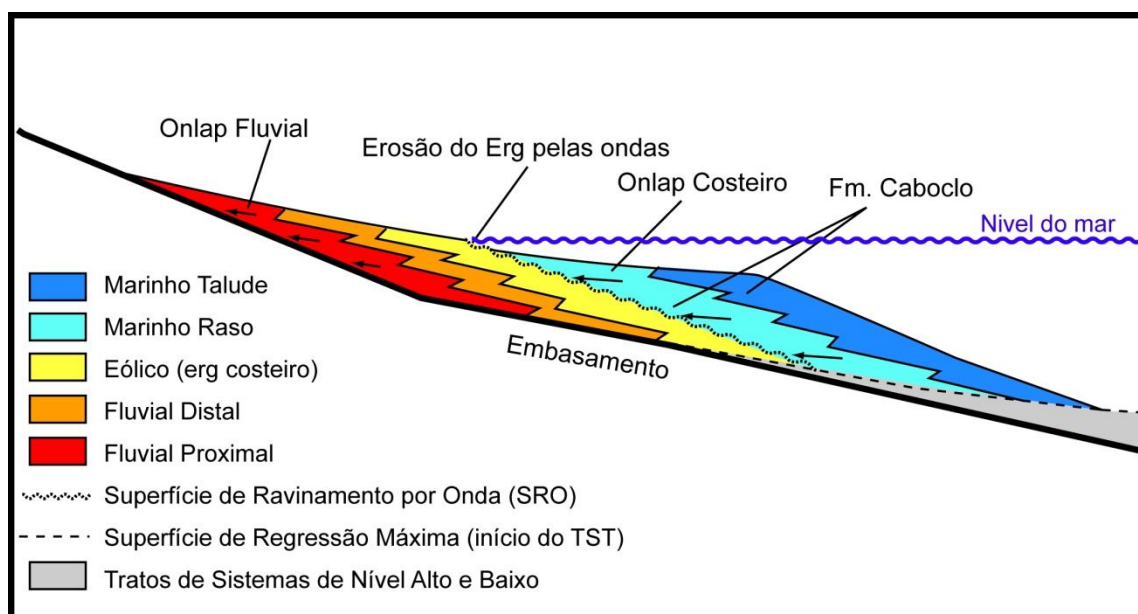


Figura 60: Trajetória da linha de costa em ambiente transgressivo, notar a SRO no topo da Formação Tombador e a SRM ou ST na base.

### 7.3. Interações de alta frequência

Um aspecto interessante em relação a Fm. Tombador é que os depósitos eólicos e fluviais distais se intercalam em alta frequência, resultando em uma arquitetura deposicional bastante complexa. A alternância entre esses depósitos pode ser resultado do empilhamento de sistemas contemporâneos (processos autocíclicos), ou consequência da alternância temporal de dois sistemas não coexistentes (processos alocíclicos).

Um dos pontos-chave na análise da interação fluvial/eólico é a diferenciação entre sedimentação fluvial desenvolvida em áreas de interdunas, contemporâneas a acumulação eólica, e progradações fluviais que marcam paradas na sedimentação eólica. Algumas características sedimentológicas podem auxiliar na separação de depósitos fluviais de interdunas daqueles associados à implantação regional de um sistema aluvial (Langford, 1989; Herrie, 1993; Stanistreer & Stollhofen, 2002; Mountney & Jagger, 2004; Scherer & Lavina, 2005):

- (1) Os arenitos fluviais de interdunas são bem selecionados, tendo a sua origem associada ao retrabalhamento de dunas eólicas, ao contrário de fluviais regionais que apresentam uma forte contribuição externa à bacia;
- (2) os estratos fluviais de interdunas apresentam uma espessura pequena e uma extensão lateral restrita (< 500m), enquanto o estabelecimento de um sistema aluvial pressupõe a correlação regional (dezenas a centenas de quilômetros) dos estratos fluviais;
- (3) os arenitos fluviais de interdunas são maciços ou caracterizados por estratificação cruzadas de pequeno porte, enquanto as sucessões fluviais são dominadas por estruturas trativas, podendo apresentar grandes macroformas de acresção frontal ou lateral;
- (4) os dados de paleocorrentes de fluviais intra-erg indicam fluxos aquosos fortemente condicionados pelos corredores das interdunas, com uma orientação geral paralela à linha de crista das dunas eólicas. No caso de recobrimento do erg por depósitos fluviais, somente os primeiros fluxos são condicionados pelas depressões de interdunas, sendo que a grande

maioria das formas de leito pode apresentar uma paleocorrente diametralmente oposta ao sentido de migração das dunas eólicas subjacentes.

(5) Superfície na base dos sets de estratos cruzados eólicos passa lateralmente para superfícies corrugadas geradas por fluxos subaquosos, indicando que a migração da duna se deu de forma síncrona com a acumulação fluvial nas interdunas (Mountney, 2006) (Figura 61). Em sistemas não contemporâneos este tipo de configuração estratal não é observado.

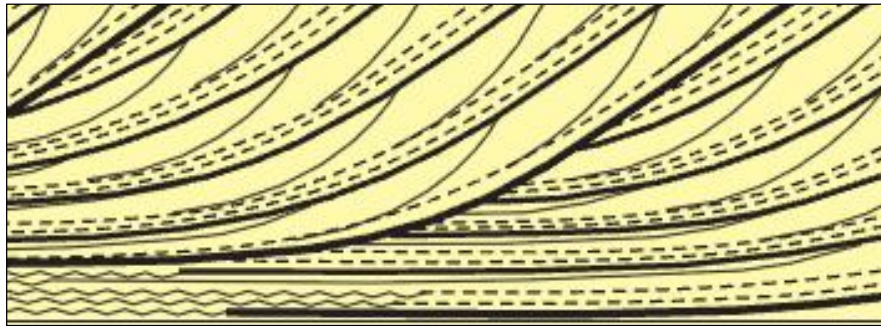


Figura 61: Padrão estratal de interações autocíclicas (Mountney, 2006).

A intercalação de alta frequência na área de estudo é interpretada como sendo originada por processos autocíclicos, onde os depósitos fluviais representam inundações de interdunas. Pode-se chegar a esta conclusão com base nas seguintes observações:

(i) Em alguns locais, a base dos *foresets* dos estratos cruzados eólicos passam lateralmente para inundações em lençol distais (Figura 61) indicando que a migração da duna e a acumulação fluvial ocorreram ao mesmo tempo (Figura 62).

(ii) As unidades fluviais que se intercalam às dunas, geralmente são de granulação fina, pouco espessas e com extensão lateral restrita.

(iii) Algumas unidades eólicas são compostas por um único conjunto de estratos cruzados, limitadas no topo e na base por unidades fluviais, sugerindo dunas isoladas em meio às Inundações em Lençóis Distais (Figura 63).

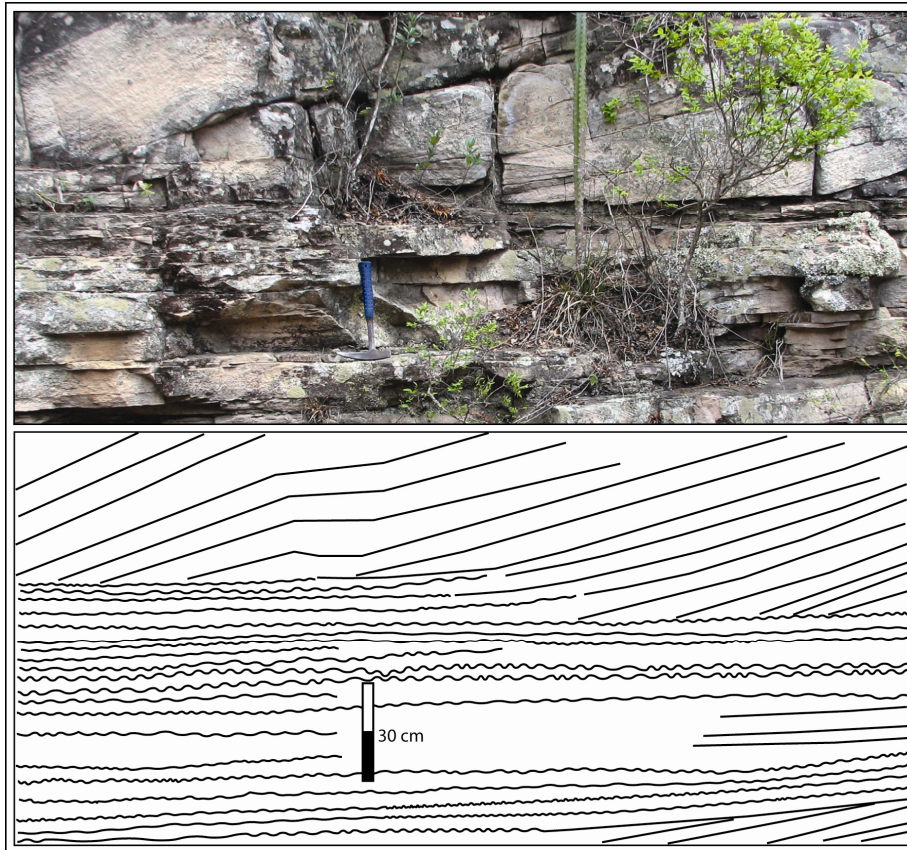


Figura 62: Arquitetura de fácies - Seção Araújo. As bases dos foresets dos estratos cruzados eólicos passam lateralmente para ripples fluviais.

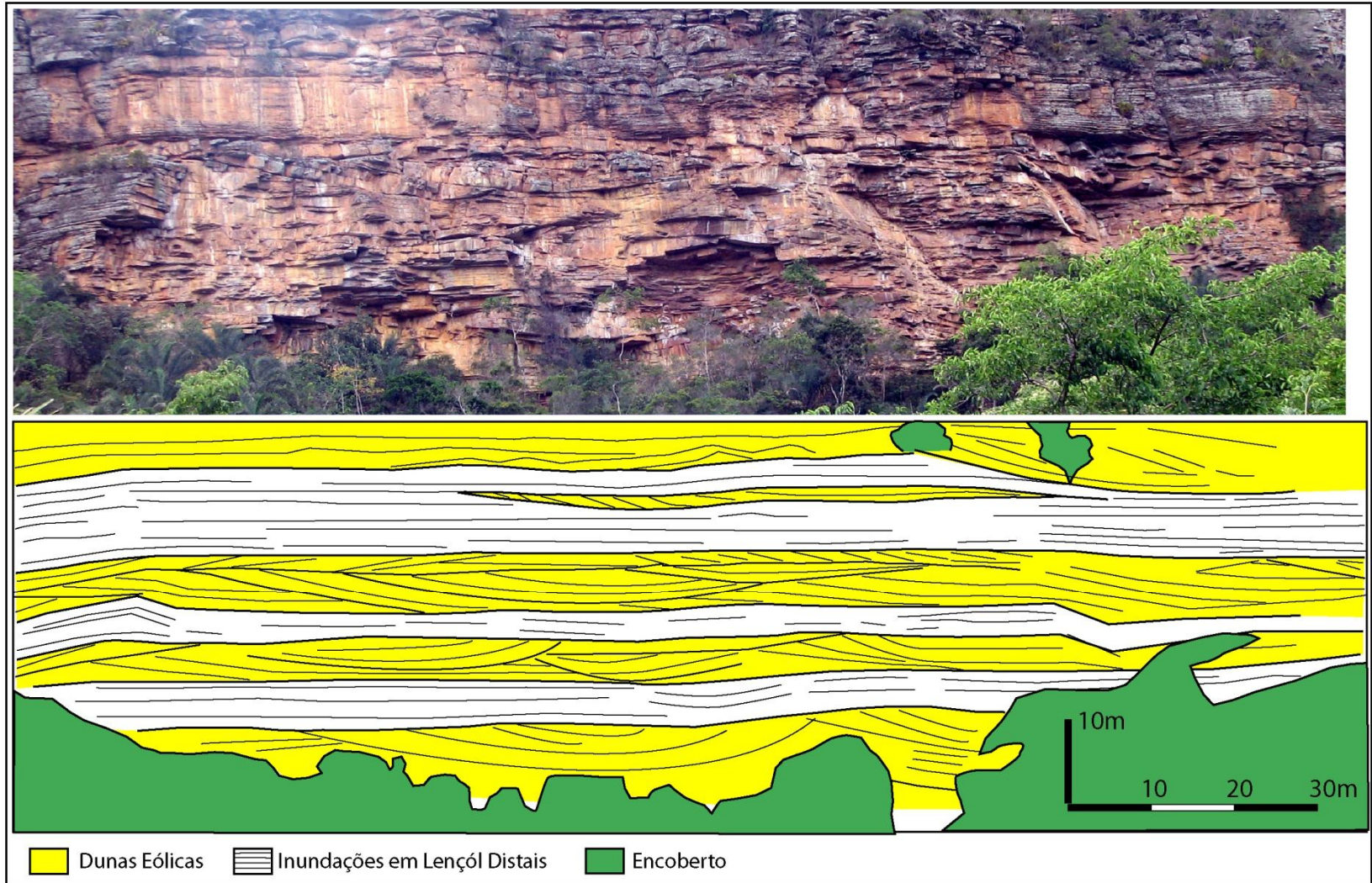


Figura 63: Arquitetura de Fácies - Seção Angelim. Dunas eólicas ocorrem isoladas em unidades de Inundações em Lençóis Distais.

Dentro dos processos autocíclicos podem ser distinguidas duas escalas distintas de interações fluvio-eólicas: (1) interações de menor escala, caracterizadas por pacotes eólicos compostos por um a três sets de dunas intercalados com depósitos fluviais. Esta interação é interpretada como produto da migração de dunas sobre interdunas sujeitas a inundações periódicas; (2) interações de maior escala, onde o sistema eólico úmido forma unidades fluvio-eólicas com 15 a 20 metros de espessura, intercalando-se com espessas unidades exclusivamente eólicas. Esta intercalação é interpretada como produto da avulsão dos canais fluviais para outra porção do leque terminal. Segundo Bridge (2003), embora o sistema de canais do leque pareça distributário, nem todos os canais estão ativos ao mesmo tempo, ocorrendo um desvio dos fluxos de inundação por diferentes canais e tornando inativas algumas porções do leque. As porções distais que não estão recebendo sedimentos fluviais são retrabalhadas pelos ventos gerando a acumulação de depósitos eólicos.

Tendo em vista que a frequência das avulsões é proporcional às taxas de deposição no canal fluvial (Mackey e Bridge, 1995) e que essas taxas são baixas em climas áridos, espera-se que as avulsões no sistema fluvial da Formação Tombador tenham sido pouco frequentes. Isso explicaria a elevada espessura dos pacotes eólicos úmidos, já que os canais permaneceriam por muito tempo em uma mesma região até que avulsionassem.

## 8. CONCLUSÕES

- 1) Este estudo possibilitou o reconhecimento de treze litofácies, onde os arenitos são o tipo litológico predominante, seguidos pelos conglomerados, enquanto os pelitos são a litologia subordinada.
- 2) As litofácies foram agrupadas em sete associações de fácies: 1 – Canais fluviais entrelaçados profundos efêmeros, 2 – Canais fluviais entrelaçados rasos efêmeros, 3 – Inundações em lençol proximais, 4 – Inundações em lençol medianas, 5 – Inundações em lençol distais, 6 – Lençóis de areia eólicos e 7 – Dunas eólicas.
- 3) A distribuição das associações de fácies, o padrão dispersivo das paleocorrentes e a grande extensão lateral dos depósitos fluviais indicam que a Formação Tombador seja um sistema de leque terminal, onde os canais coexistem com as inundações em lençol na zona distributária, perdendo energia em direção à bacia e dando lugar a depósitos eólicos na porção mais distal.

4) A zona distributária foi separada em proximal, mediana e distal com base na diminuição na densidade dos canais, na diminuição da granulometria e na espessura das camadas em direção à bacia. A zona bacinal é constituída pelo Erg e raras inundações em lençol distais.

5) O padrão de paleocorrentes de cada zona distributária indica: (a) havia mais de um leque terminal ocorrendo concomitantemente, (b) os leques partiam de leste e infletiam para norte em sua porção distal.

6) A distribuição lateral e vertical em grande escala dos sistemas permitiu dividir a formação em três unidades deposicionais informais: Unidade 1, Unidade 2 e Unidade 3. A Unidade 1 é composta por uma sucessão fluvial granodecrescente com algumas intercalações de depósitos eólicos no topo. A espessura desta unidade varia entre 20 e 80m, sendo observado um adelgaçamento em direção ao centro da área de estudo. A Unidade 2 é caracterizada pelo predomínio de dunas e lençóis de areia eólicos sobre inundações em lençol distais. Esta unidade se espessa em direção ao centro da área de estudo, onde pode alcançar valores de até 90m. A Unidade 3 é constituída por canais entrelaçados rasos que sobrepõem de forma abrupta e erosiva a Unidade 2. Esta unidade ocorre apenas na região sul com espessura inferida de até 30m.

7) O padrão de empilhamento retrogradacional das Unidades 1 e 2 indica que façam parte de um Trato de Sistemas Transgressivo de 3<sup>a</sup> ordem que se estenderia dentro da Formação Caboclo. O contato entre as formações Tombador e Caboclo é marcado por uma superfície de ravinamento por onda, desenvolvida dentro do trato de sistema transgressivo.

8) A Unidade 3, por sua vez, corresponde a um Trato de Sistemas de Nível Baixo de mais alta frequência (4<sup>a</sup> ordem), demonstrado pela mudança abrupta no sistema deposicional, variação no padrão de empilhamento e pela discordância erosiva que marca o seu contato basal. A pequena extensão lateral desta unidade sugere que ela represente o preenchimento de um vale inciso. Durante a deposição da Unidade 3, a região norte seria uma área de interflúvio, onde o topo da Unidade 2 estaria exposto à deflação eólica.



## 9. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Este trabalho foi focado em uma seção strike da bacia, possibilitando uma compreensão da distribuição dos sistemas deposicionais nesta direção. No entanto, a disposição dos sistemas na seção *dip* foi apenas inferida com base no empilhamento vertical das fácies.

Um estudo aprofundado na direção *dip*, se faz necessário para a compreensão do mecanismo controlador da deposição; o padrão retrogradacional das unidades 1e 2, foi condicionado por uma aridização ou por uma variação no nível do mar? Para elucidar tal questão primeiramente é necessário saber se os sistemas fluviais e eólicos coexistiam com depósitos marinhos. Caso coexistissem, esses depósitos também apresentavam o mesmo padrão de empilhamento?

Deve-se salientar que para uma correta análise estratigráfica da porção oeste, é imprescindível compreender a deformação superimposta, a fim de se evitar correlações litoestratigráficas equivocadas.

Outro fator importante a ser mais bem investigado é a distribuição espacial da unidade 3 (preenchimento do vale inciso), a fim de checar se o vale tinha conexão com o mar durante sua escavação e preenchimento.

Uma investigação mais aprofundada a norte da seção de Jacobina pode contribuir para melhor compreensão das variações laterais no sistema fluvio-eólico da Formação Tombador, revelando outras possíveis entradas fluviais e dando pistas a respeito da fisiografia da área fonte na época da deposição.

O estilo tectônico que atuava durante a deposição das formações Tombador e Caboclo ainda requer uma investigação aprofundada, na qual devem ser levados em conta: (i) a idade da deformação, (ii) o estilo estrutural do embasamento e das unidades do Grupo Paraguaçu, (iii) as características geométricas dos estratos, (iv) os padrões de preenchimento da bacia, (v) as curvas de subsidência e (vi) os eventos tectônicos regionais.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLBRANDT, T.S.; FRYBERGER, S.D. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: Ethridge, F.G.; Flores, R.M. (Eds). Recent and ancient nonmarine depositional environments. Soc. Econ. Paleont. Miner., 31, p.293-314.

ALKMIM, F. F.; MARTINS NETO, M. A. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, C. P.; MARTINS NETO, M. A. (Eds.) *A Bacia do São Francisco geologia e recursos minerais*. Belo Horizonte: SBG. p. 9-30.

ALKMIM, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton ? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, et al. (Eds.) *Geologia do Continente Sul- Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Becca, p. 17-35.

ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco—uma revisão. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (Eds.), *O Cráton do São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, p. 45–62.

ALLEN, J.R.L. 1982. *Sedimentary structures*, Amsterdam, Elsevier, 593p.

ALLEN, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.*, 33, p. 237-293.

ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, p. 89-101.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7 (4), p. 349–364.

ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1981. *Anais...*, Salvador, p. 1-10.

ALTERMANN, W. 2004. Precambrian stromatolites: problems in definition, classification, morphology and stratigraphy. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, p. 564–574.

ANDREWS, S. 1981. Sedimentology of Great Sand Dunes, Colorado. In: Etheridge, F.G.; Flores, R.M. (Eds.) *Recent and Ancient nonmarine depositional models for exploration*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 31, p. 293-314.

ARCANJO, J. B. A.; VARELA, P. H. L.; MARTINS, A. A. M.; LOUREIRO, H. S. C.; NEVES, J. P. (Org.) 2000. *Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia*. Salvador: CPRM., 105 p. II. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.

ARNDT, N.T. 2004. Crustal growth rates. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, p. 155–158.

ASHLEY, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sedim. Petrol.*, 60, p. 160-172.

BABINSKI, M.; NEVES, B. B. B.; NOCE, C. M. et al. 1994. Problemas da Metodologia U/Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: caso do Grupo Rio dos Remédios Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, Balneário de Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG. v. 2, p. 409-410.

BAGNOLD, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Methuen, 265pp.

BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, p. 1–27.

BATTILANI, G. A. 1999. Contribuição à Petrologia da Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, Bahia. 139 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais.

BENITO, G.; SÁNCHEZ-MOYA, Y.; SOPEÑA, A. 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157, p. 107-132.

BLAIR, T.C. 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology* 132, p. 233–262.

BLAKEY, R.C. 1988b. Superscoops: Their significance as elements of eolian architecture. *Geology*, v.16, p.483-487.

BOMFIM, L.F.; PEDREIRA, A.J. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Lençóis). In: BOMFIM, L.F.; PEDREIRA, A.J. (orgs.) - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Lençóis (Folha SD.24-V-A-V)* Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, p.25-73.

BOMFIM, L.F.C.; ROCHA, A.J.D.; PEDREIRA, A.J.; MORAIS FILHO, J.C.; GUIMARÃES, J. T.; TESCH, N.A. 1985. Projeto Bacia de Irecê; Relatório Final. Salvador, CPRM/CPM, 2v. (inédito)

BOWN, T.M.; KRAUS, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relation of alluvial paleosols. *J. Sediment. Petrol.*, 57, p. 587-601.

BRANNER, J. C. 1909. The Diamond bearing highlands of the interior of the State of Bahia, Brazil. *Engineering Min. Journal*, v. 10, n. 58, p. 381-401; n.59, p. 507-525,

BRANNER, J. C. 1910. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. Jour. Sci.*, v. 30, p. 335-343.

- BRANNER, J.C. 1910 b. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. J. Sci. Brasileira dos Centen rios de Portugal*, 472p.
- BREED, C.S.; FRYBERGER, S.G.; ANDREWS, S.; MCCAULEY, C.; LENNARTZ, F.; GEBEL, D.; HORSTMAN, K. 1979. Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery. In: Mckee, E.D. (Ed.) A study of global sand seas. United States Geological Survey, Professional Paper 1052, p.305-397.
- BREED, C.S.; GROW, T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In: Mckee, E.D. (Ed.) A study of global sand seas. United States Geological Survey, Professional Paper, 1052, p.253-302.
- BRIDGE, J.S. 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *J. Sediment. Petrol.*, 55, p. 579-589.
- BRIDGE, J.S., 2003. Rivers and floodplains, forms, processes, and sedimentary record. Blackwell Publishing, Oxford, UK.
- BRIERLEY, G.J.; FERGUNSON, R.J.; WOOLFE, K.J. 1997. What is a fluvial levee? *Sediment. Geol.* 114, p. 1-9.
- BRISTOW, C.S. 1987. Brahmaputra river: channel, migration and deposition. In: Ethridge, F.G.; Flores, R.M.; Harvey, M.D. (Eds.) Recent developments in fluvial sedimentology. SEPM Special Publication, 39, p. 83-91.
- BRISTOW, C.S.; SKELLY, R.L.; ETHRIDGE. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sandbed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology*, 46, p.1029-1048.
- BRITO NEVES, B.B. 1967. Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu. Recife, CONESP, Rel. 17, 53p.
- BRITO NEVES, B.B. 1972. Síntese da geologia e bibliografia das coberturas dobradas Pré-Silurianas. Recife, SUDENE, *Bol. Rec. Nat.* 10(12): 87-122.
- BROOKFIELD, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, p. 303-332.
- CABY, R. R.; ARTHAUD, M. 1987. Petrostructural evolution of the Lagoa Real subcaline metaplutonic complex (Bahia, Brazil). *Revista Brasileira Geociências*, v. 17, n. 4, p. 636.
- CAIRNCROSS, B.; STANISTREET, I.G.; MCCARTHY, T.S.; ELLERY, W.N.; ELLERY, K.; GROBICKI, T.S.A. 1988. Paleochannels (stone-rolls) in coal seams: modern analogues from fluvial deposits of the Okavango Delta, Botswana, Southern Africa. *Sediment. Geol.*, 57, p. 107-118.
- CATUNEANU, O. 2001. Flexural partitioning of the Late Archaean Witwatersrand foreland system, South Africa. *Sediment Geol.*;141-142: 95- 112.
- CATUNEANU, O. 2003. Sequence stratigraphy of clastic systems. Short Course Notes Geological Association of Canada, v. 16. 248 pp.

- CATUNEANU, O.; ERIKSSON, P.G. 2007. Sequence stratigraphy of the Precambrian. *Gondwana Research*, n.12, p. 560-565,
- CHAKRABORTY, T.; CHAKRABORTY, C. 2001. Eolian-aqueous interactions in the development of a Proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India. *J. Sediment. Res.*, 71, p.107- 117.
- CHAKRABORTY, T.; CHAUDHURI, A.K. 1993. Fluvial-Aeolian Interactions in a Proterozoic Alluvial Plain: Example from the Mancherai Quartzite, Sullavai Group, Pranhita-Godavari Valley, India. In: Pye, K. (Ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems, Geological Society of London (Special Publication 72)*, p. 127-141.
- COLEMAN, J.M. 1969. Bramaputra river: channel, processes and sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, p.129-239.
- COLLINSON, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, London, Third Edition, p. 37-82.
- CORDANI, U.G.; IYER, S. S.; TAYLOR, P. N. et al. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (South-Central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca.1.5 - 1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, n. 1, p. 33-46.
- COSTA, L. A. M.; INDA, H. A. V. 1982. O aulacógeno do espinhaço. *Rev. Ciências da Terra*. n. 1, p. 13-18,
- COUSENS, B.L.; CHIARENZELLI, J.R.; ASPLER, L.B. 2004. An unusual Palaeoproterozoic magmatic event, the ultrapotassic Christopher Island Formation, Baker Lake Group, Nunavut, Canada: Archaean mantle metasomatism and Palaeoproterozoic mantle reactivation. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, pp. 183–201.
- CRABAUGH, M.; KOCUREK, G. 1993. Sandstone: An example of a wet aeolian system, In: Pye, K. (Ed.) *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems: Geological Society of London (Special Publication 72)* p. 103–126.
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. 2005. A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí-oeste Congo. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., Salvador. *Anais...* Salvador: CBPM. p. 215-218.
- CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 78, n. 1, p. 151-174.
- DANDERFER FILHO, A. 1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (BA). Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Ouro Preto, 99 p.

DANDERFER FILHO, A. 2000. Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. 498 f. Il. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de Brasília.

DERBY, O.A. 1905. Notícias geológicas sobre o Estado da Bahia. Instituto Geográfico Histórico, Bahia. n. 31. p. 143 – 151.

DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*. n. 14: 374-401.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (Eds.) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG. p. 137-159.

DOMINGUEZ, J.M.L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: BARBOSA, J. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. (Coord.) *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Salvador: SICT/SGM. p. 105-125.

DOMINGUEZ, J.M.L.; ROCHA, A.J.D. 1991. Grupos Chapada Diamantina (Proterozóico Médio) e Una (Proterozóico Superior). In: O Proterozóico Médio e superior no Brasil: sedimentologia e evolução estrutural - conferência de campo, Morro do Chapéu. *Roteiro de Excursão Geológica*. Salvador, CPRM, 42p.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos* 3, p. 19–26.

ERIKSSON, P.G.; CATUNEANU, O. 2004a. A commentary on Precambrian plate tectonics. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Amsterdam Elsevier; p. 201–13.

ERIKSSON, P.G.; SIMPSON, E.L.; ERIKSSON, K.A.; BUMBY, A.J.; STEYN, G.L.; SARKAR, S. 2000. Muddy roll-up structures in siliciclastic interdune beds of the c. 1.8 Ga. Waterberg Group, South Africa. *Palaios* 15, p.177–183.

ETHRIDGE, F.G.; SKELLY, R.L.; BRISTOW, C.S. 1999. Avulsion and crevassing in the sandy, braided Niobrara River: complex response to base-level rise and aggradation. In: Smith, N.D.; Rogers, J. (Eds.) *Fluvial sedimentology IV*. (Special Publication int. Ass. Sediment., 28) p. 179-192.

FERGUNSON, R.J.; BRIERLEY, G.J. 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross River, south-eastern Australia. *Sedimentology*, 46, p. 627-648.

FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. Geochemical evolution of Eastern Bahia, Brazil: A Probable Early Proterozoic Subduction-related Magmatic Arc. *J. of South American Earth Sciences*, 2: 131- 145.

FLORES, R.M.; HANLEY, J.H. 1984. Anastomosed and associated coal-bearing fluvial deposits: upper tongue river member, paleocene Fort Union Formation, northern Powder River Basin, Wyoming, USA. In: Rahmani, R.A.; Flores, R.M. (Eds.) *Sedimentology of coal and coal bearing sequence*. IAS (Special Publication, 7) p.85-103.

- FRYBERGER, S.G.; AHALBRAND, T.S.; ANDREAS, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *J. Sedimentary Petrology.*, 49, p. 733-746.
- FRYBERGER, S.G.; AL-SARI, A.M.; CLISHAM, T.J. 1983. Eolian Dune, interdune, sand sheet and siliciclastic sabkas sediments of an offshore prograding sand sea, Dharan area, Saudi Arabia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, p. 280-312.
- FRYBERGER, S.G.; SCHENK, C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of eolian strata. *Sedimentology*, 8, p. 805-821.
- GLENNIE, K.W. 1970. Desert sedimentary environments. Elsevier, Amsterdam, 222p.
- GLIBING, M.R.; NANSON, G.C.; MAROULIS, J.C. 1998. Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology*, 45, p. 595-619.
- GREELEY, R.; INVERSEN, J.D. 1985. Wind as a Geological Process, Cambridge University Press, Cambridge, 333pp.
- GROTZINGER, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal of Science* 290-A, p. 80-103.
- GUIMARÃES, J.T. (org.) 2005. Projeto Ibitiara - Rio de Contas. Salvador: CPRM & CBPM. 182p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- GUIMARÃES, J.T.; PEDREIRA, A.J. 1990. Utinga, *Folha SD.24-V-A-II*, Estado da Bahia. Texto Explicativo. Brasília, DNPM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- HAVHOLM, K.G.; KOCUREK, G. 1988b. Implication of surface processes on a modern draa: Algodones dune field. California. *Sedimentology*, 35, p. 649-669.
- HIRST, J.P.P. 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Mioceno Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. In: Miall, A.D.; Tyler, N. (Eds.) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts Sediment. Paleont.*, 3, p. 11-121.
- HOWELL, J., MOUNTNEY, N., 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. In: Ziegler, K., Turner, P., Daines, S.R. (Eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*: Geological Society London. Special Publication, vol. 123, pp. 63-86.
- HUMMEL, G.; KOCUREK, G. 1984. Interdune areas of the back-island dune field, north Padre Island, Texas. *Sediment. Geol.*, 39, p. 1-26.
- HUNTER, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-388.

- 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. Soc. Econ. Paleont. Miner. (Special Publication, 31) p.315-329.
- INDA, H.A.V.; BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala 1:1.000.000. CPM, Salvador, 137 p.
- JACKSON, R.G. II. 1978. Preliminary evaluation of Lithofacies models for meandering alluvial streams. In: Miall, A.D. (Ed.) Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, p.543-576.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: Um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozóico Médio do Cráton do São Francisco. In: Inda, H.A.V.; Marinho, M.M.; Duarte, F.R. (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, CPMB. v.4, p. 111-120 (Textos Básicos).
- JARDIM DE SÁ, E.F.; BARTELS, R.L.; BRITO NEVES, B.B.; MCREATH, I. 1976. Geocronologia e modelo tectono-magmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. 29° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Ouro Preto – MG. *Anais*. v.4. p. 205 – 227.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, CGSTC.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner J.C. (Eds.) Sea-level changes: an integrated approach. (Special Publication) - Soc Econ Paleontol Mineral, v. 42;. p. 47–69. Tulsa, Oklahoma.
- KEGEL, W. 1959. Estudos geológicos da zona central da Bahia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Boletim v. 198, 35 p.
- KIRSCHBAUM, M.A.; MCCABE, P.J. 1992. Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah. *Sedimentology*, 39, p. 581-598.
- KOCUREK, G. 1981a. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28, p. 753-80.
- KOCUREK, G.; NIELSON, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sand sheet. *Sedimentology*, 33, p.795-816.
- KOCUREK, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sediment. Geol.*, 56, p. 193-206.
- KOCUREK, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19: 43-75.
- KOCUREK, G.; HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. In: Weimer, P.; Posamentier, H.W. (Eds.) Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. Soc. Econ. Paleont. Miner. (Special publication, 52) p.393-409.



- KOCUREK, G. 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p. 125-153.
- KOCUREK, G., 1999. The aeolian rock record (yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one). In: Goudie, A.S., Livingstone, I., Stokes, S. (Eds.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. John Wiley & Sons, Ltd., pp. 239–259.
- KOCUREK, G.; LANCASTER, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46, p. 505-515.
- LAGOEIRO, L. E. 1990. Estudo da deformação nas sequências do Grupo Una, na região de Irecê, Bahia. 102 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto – M.G.
- LANCASTER, N. 1982. Dunes of the Skeleton Coast, Namibia (South West Africa): geomorphology and grain size relationships. *Earth Surf. Proc. Land.*, 7, 575-587.
- LANCASTER, N. 1983. Controls of dune morphology in Namibia sand sea. In: Brookfield, M.E.; Ahlbrandt, T.S. (Eds.) *Eolian Sediments and processes*. Elsevier, Amsterdam, p. 261-290.
- LANCASTER, N. 1988. The development of large eolian bedforms. *Sediment. Geol.*, 56, p. 69-89.
- LANGFORD, R.; CHAN, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 100, p. 1541-1549.
- LANGFORD, R.P. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36, p. 1023-1035.
- LANGFORD, R.P.; BRAKHEN, B. 1987. Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition. *J. Sediment. Petrol.*, 57, p.863-870.
- LANGFORD, R.P.; CHAN, M.A. 1993. Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. Pye, K. And Lancaster, N. (Eds.) *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. (Special Publication) Int. Ass. Sediment., 16, p.109-126.
- LEAL, A.S.; BRITO NEVES, B.B. 1968. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 4, Recife. *Resumo das Comunicações*. Recife, SBG., p.17-19.
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILE'SI, J.P.; TEGYEY, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.* 69, p. 169–191.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering and straight. US Geological Survey professional paper 282-B. Lewin, J., 1976. Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 281-285.
- LIMA, M.I.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F.; SILVA, J.M.R.; SIGA JR, O. 1981. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha*

SD.24, Salvador. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral. Levantamento de Recursos Naturais, v.24. p.25-192.

LOVE, S.E.; WILLIAMS, B.P.J. 2000. Sedimentology, cyclicity and floodplain architecture in the Lower Old Red Sandstone of SW Wales. In: Friend, P.F.; Williams, B.P.J. (Eds.) *New Perspectives on the Old Red Sandstone*. Geological Society of London (Special Publication, 180) p. 371–388.

MACKEY, S.D.; BRIDGE, J.S. 1995. Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application: *Journal of Sedimentary Research*, v. B65, p. 7–31.

MAKASKE, B. 2001. Anasomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Sci. Rev.*, 53, p. 149-196.

MARTINS-NETO, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleomesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 151-158.

MARTINS-NETO, M.A. 2000. Tectonic sand sedimentation in a paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, south eastern Brazil). *Precambrian research* 103, p. 147–173.

MASCARENHAS, J. F. 1969. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina na região entre Itaetê e Seabra-Bahia. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Resumos das Conferências e das Comunicações, p. 59 – 60.

MCCLAY, K. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Milton Keynes. The Open University Press, 161p. (Geol. Soc. London Handbook Series).

MCKEE, E.D. 1979a. Sedimentary structures in dunes. In: Mckee, E. D. (Ed.) *Global Sand Sea*. US Geol. Surv. Prof. Pap., 1052, 429 p.

MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth- Sciences, Rev.*, 13, p. 1-62.

MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5, p. 597-604.

MIALL, A.D. 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sciences, Rev.*, 22, p. 261-308.

MIALL, A.D. 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L.; Paola, C. (Eds.) *New perspectives in basin analysis*, Berlin, Springer-Verlag, p. 67-81.

MIALL, A.D. 1991. Hierarquies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rocks. In: Miall, A.D.; Tyler, N. (Eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts Sediment. Paleont., 3, p. 6-12.

MIALL, A.D. 1992. Alluvial Deposits. In: Walker, R.G.; James, N.P. (Eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, p. 119- 142.

MIALL, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. New York, Springer-Verlag, 582 p.

MILLER, J.R. 1991. Development of anastomosing channels in south-central Indiana. *Geomorphology*, 4, p.221-229.

MONTEIRO, M.D.; CARVALHO, M.P. de.; CONCEIÇÃO FILHO, V.M. 1984. Caracterização faciológica e sistemas deposicionais do Grupo Chapada Diamantina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, v.3, p.1090-1105.

MOUNTNEY, N., HOWELL, J., FLINT, S., JERRAM, D., 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian– fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society* 156, 771–779.

MOUNTNEY, N. P. 2006. Eolian facies models. In: Posamentier, H.W.; Walker, R. G. (Eds.) *Facies Model Revisited. SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. v. 84, f. 532, p.23-87.

MOUTINHO DA COSTA, L.A.; INDA, H.A.V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, v.2, p.13-18.

NANSON, G.C.; CROKE, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, p. 459 - 486.

NEMEC, W.; POSTMA, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M.; Puigdefàbregas, C. (Eds.) *Alluvial Sedimentation (Special Publications) International Association of Sedimentologists*, v. 17, p. 235–276.

NEMEC, W.; STEEL, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. In: Koster, R.J.; Steel, R.J. (Eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 10, p.1-31.

NEVES, B. B. B. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço. Dados Novos e Integração. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 9, n. 1, p. 71-85. II.

NEVES, B. B. B.; NILSOM, A. A.; BOTELHO, N. F.; et al. 1996. Tafrogênese Estateriana nos Blocos Proterozóicos da América do Sul de Processos Subsequentes. *Geonomos*, v. 3, n. 2, p. 1-21.

O'BRIEN, P.E.; WELLS, A.T. 1986. A small alluvial crevasse splay. *J. Sedim. Petrol.*, 56, p. 876-879.

OHMOTO H. 2004. The Archaean atmosphere, hydrosphere and biosphere. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Amsterdam Elsevier; p. 361– 88.

OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. 1940. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários de Portugal, 472p.

ORTON, G.J.; READING, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, p. 475-512.

OTERO, E.P. 1991. Reconstrução da Arquitetura Depositional de um Erg Precambriano (Fm. Tombador – Grupo Chapada Diamantina-Bahia). 92 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal da Bahia, Salvador.

PEDREIRA, A. J. 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica. Tese (Doutorado em Geociências), 126 p. Universidade de São Paulo.

PEDREIRA, A. J.; ARCANJO, J. B. A.; PEDROSA, C. J.; OLIVEIRA, J. E.; SILVA, B. C. E. 1975. Projeto Bahia: Geologia da Chapada Diamantina. Texto e mapas. Relatório final. Salvador: CPRM. v. 1.

PEDREIRA, A.J. 1997. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 27. p. 229 – 240.

PEDREIRA, A.J.; BOMFIM, L.F.C. 2002. Morro do Pai Inácio, BA - Marco morfológico da Chapada Diamantina. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M.L.C. (Eds.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1. Ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), v.1: 307-312.

PEDREIRA, A.J.; DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M.; GARCIA, A.J.V. 1989. Kibaran (Mid-Proterozoic) evolution and mineralizations in Eastern Brazil. *IGCP 255 Newsletter*, 2:57-63.

PEDREIRA, A.J.; MARGALHO, R.S.F.X. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (*Folha Mucugê*). In: PEDREIRA, A.J.; MARGALHO, R.S.F.X.; Orgs., Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Mucugê (Folha SD.24-V-C-II), Estado da Bahia; Texto Explicativo*. Brasília; DNPM/CPRM, p.19-68.

PEDREIRA, A.J.; MASCARENHAS, J.F. 1974. A Seqüência Estratigráfica da Chapada Diamantina NE, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre 1974. *Anais*. Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., v.4 p.19-26.

PEDREIRA, A.J.; WAELE, B. DE. 2008. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic São franciscocongo Craton. Geological Society, London, (Special Publications) v. 294; p. 33-48.

PFLUGER, F.; SARKAR, S. 1996. Precambrian Bedding Planes—Bound to Remain. Abstract Programs, v. 28. Geological Society of America, p. 491.

POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.S.T.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C.; (Eds) Sea-level Changes: An Integrated Approach. (Special Publication) - Soc Econ Paleontol Mineral, v. 42; p. 109–124. Tulsa, Oklahoma.

- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 7. Tulsa, OK: SEPM; 210 pp.
- RAJA GABAGLIA, G.P.; ARREGUI, C.D. 2008. Curso de Campo da Chapada Diamantina. PETROBRAS. 15p.
- REINFELDS, I.; NANSON, G. 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology*, 40, 1113-1127.
- 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. Elsevier, Amsterdam, p. 407-427.
- RUST, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.) Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, p.187-198.
- RUST, B.R. 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *J. Sediment. Petrol.*, 51, 745-755.
- RUST, B.R.; LEGUN, A.S. 1983. Modern anastomosing-fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: Collinson, J.D.; Lewin, J. (Eds.) Modern and ancient fluvial systems. Int. Assoc. Sedimentol. (Special Publication 6), p. 385-392.
- SÁ, E. F. J., et al. 1976. Geocronologia e modelo tectomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG v. 4, p. 205-227.
- SÁ, E. F. J. 1981. A Chapada Diamantina e a Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no Proterozóico Médio do Cráton São Francisco. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M.; DUARTE, F. B. (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador: SME/CPM. v. 4, p. 111-120.
- SARKAR, S.; BANERJEE, S.; ERIKSSON, P.G.; CATUNEANU, O. 2005. Microbial mat control on siliciclastic precambrian sequence stratigraphic architecture: examples from India. *Sedimentary Geology* 176, 195–209.
- SCHOBENHAUS, C. 1993. Proterozoico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste. 166 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Universitat Freiburg, Alemanha.
- SCHOBENHAUS, C. 1996. As Tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Rev. Bras. Geociên.*, 26: 265-276.
- SCHOBENHAUS, C.; KAUL, P.F.T. 1971. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina - Bahia - Central. *Mineração e Metalurgia*. p. 116-120.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A., et al. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*.: SBG., v. 2, p. 397-398.

- SCHOPF, J.W. 2004. Earth's earliest biosphere: status of the hunt. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam, pp. 516–539.
- SCHUMM, S.A. 1972. Fluvial paleochannels. In: Rigby, J.K.; Hamblin, W.K. (Eds) *Recognition of ancient sedimentary environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (Special Publication 16) p.98-107.
- SCHUMM, S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- SCHUMM, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101, 279-294.
- SCHUMM, S.A.; ERSKINE, W.D.; TILLEARD, J.W. 1996. Morphology, hydrology, and evolution of the anastomosing ovens and king rivers, Victoria, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 212-224.
- SHANMUGAN, G. 1988. Origin, recognition, and importance of erosional unconformities in sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K.; PAOLA, C. *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, p. 83-108.
- SHARP, R.P. 1963. Wind ripples. *J. Geol.*, 71, 617-636.
- SILVA, A. J. C. L. P. 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina no Centro-Oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. 126 f., 1 mapa anexo. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- SILVA, H. T. F. Da. 1993. Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates: characteristics of the Lower Cretaceous tectonosequence in the Recôncavo basin, Northeast Brazil. Austin, Tex.: University of Texas at Austin,. 313 p. Tese (Doutorado).
- SLOSS, L.L. 1962. Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 46, 1050–1057.
- SMITH, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: Collinson, J.D.; Lewin, J. (Eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. Int. Assoc. Sedimentol. (Special Publication 6), p. 155-168.
- SMITH, D.G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology*, 46, 177-196
- SMITH, D.G.; CROSS, T.A.; DUFFICY, J.P.; CLOUGH, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36, 1-23.
- SMITH, N.D.; PERES-ARLUCEA, M. 1994. Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. *J. Sedim. Res.*, B64, 159-168.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, U. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 181-191.

STEAR, W.M. 1983. Morphological characteristic of ephemeral stream channel and aversbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karro Basin, South Africa. In: Collinson, J.D.; Lewin, J. (Eds) *Modern and ancient fluvial systems*. Int. Assoc. Sedimentol. (Special Publication 6), p. 405-120.

STEAR, W.M. 1985. Comparasion of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sediment. Geol.*, 45, 209-230.

STEIDTMANN, J.R.; SCHMITT, J.G. 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrustured terrains. In: KLEINSPEHN, K.; PAOLA, C. (Eds.) *New Perspectives in Basin Analysis*. New York, Springer-Verlag, p.353-369.

SWEET, M.L.; NIELSON, J.; HAVHOLM, K.; FARRELLEY, J. 1988. Algodones dune field of southeastern California: case history of a migrating modern dune field. *Sedimentology*, 35, 934-952.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic–granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Res.* 78, 151–164.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 101–138.

TORNQVIST, T.E. 1993. Holoceno alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *J. Sedim. Petrol.*, 65, 683-693.

TROMPETTE, R.; UHLEIN, A.; SILVA, M.E.; KARMANN, I. 1992. The Brasiliano São Francisco Craton revisited (central Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 6 (1–2), 49–57.

TUMBRIDGE, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation—some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28, 79–95.

TWENHOFEL, W.H. 1939. *Principles of Sedimentation*. Mcgraw-Hill, New York. (610 p).

UHLEIN, A.; PEDREIRA, A. J. 1989. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (BA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/ NÚCLEO BRASÍLIA 1, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., p.180-183.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. 1997. As faixas dobradas Araçuaí-Paramirim e os eventos geológicos no limite meso-neoproterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 9., Ouro Preto. *Anais...Ouro Preto: SBG Núcleo Minas Gerais*, P. 34-35.

VAIL, P. R.; MITACHUM JUNIOR, R. M.; TODD, R. G., et al. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Org.) *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa: AAPG., P. 49-212. (AAPG Memoir, 26).

WASSON, R.J.; HYDE, R. 1983. Factors determining desert dune type. *Nature*, v. 304, p. 337-339.

WILLIAMS, G.E. 2004. The paradox of Proterozoic glaciomarine deposition, open seas and strong seasonality near the Palaeo-Equator: global implications. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O.; (Eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Amsterdam 7 *Elsevier*; p. 448– 59.

WILSON, I.G. 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. J.*, 137, 180-189.

WILSON, I.G. 1972. Aeolian Bedforms - Their Development and Origins. *Sedimentology*, 19, 173-210.

WILSON, I.G. 1973. Ergs. *Sediment. Geol.*, 10: 77-106.