

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

COMPARAÇÃO PALEOHIDRÁULICA ENTRE AS UNIDADES BASAL  
(ARENO-CONGLOMERÁTICA) E SUPERIOR (ARENO-PELÍTICA) DA  
FORMAÇÃO MARIZAL (APTIANO), BACIA DO TUCANO (BA)

Samuel Andrade Abdala

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF - 14/32)

SÃO PAULO

2014

TF  
A135  
SA.c



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

COMPARAÇÃO PALEOHIDRÁULICA ENTRE AS UNIDADES BASAL  
(ARENO-CONGLOMERÁTICA) E SUPERIOR (ARENO-PELÍTICA) DA  
FORMAÇÃO MARIZAL (APTIANO), BACIA DO TUCANO (BA)

Samuel Andrade Abdala

Samuel Andrade Abdala



Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Renato Paes de Almeida

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF - 14/32)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900032380

SÃO PAULO

2014

TF  
A135  
SA C

A Faculdade Paranaense de Administração, Ciências Contábeis, Marketing e Comunicação, da Universidade Tecnológica Federal do Paraná, organiza o seminário sobre o tema: *“A Gestão da Inovação: perspectivas para a sustentabilidade organizacional”*.

A Faculdade Paranaense de Administração promove o seminário com o objetivo de discutir a importância da inovação.

A Faculdade Paranaense de Administração promove o seminário com o objetivo de discutir a importância da inovação. O seminário é resultado da parceria entre a Faculdade Paranaense de Administração (FPA) e a Escola Superior de Administração da Universidade Estadual do Paraná (EduParaná) e a Escola Superior de Administração da Universidade Estadual do Paraná (EduParaná) e a Escola Superior de Administração da Universidade Estadual do Paraná (EduParaná).

Além disso, o seminário é organizado com o objetivo de discutir a importância da inovação.

*“Though this be madness, yet there is method in’t”*

*Hamlet, Act II Scene 2*

(W. Shakespeare)

## **Agradecimentos**

A Renato Paes de Almeida, pela orientação, aprendizado, *bullying* e boas piadas. A Bernardo Tavares Freitas, pelas sugestões e ajuda na logística e tratamento dos dados. A Liliane Janikian, pelo auxílio na realização da campanha de campo.

A Paulo Boggiani e Gina Abdala pela leitura do presente trabalho e contribuição com importantes sugestões.

À Fapesp, cujo financiamento permitiu minha ida com o grupo ao campo na Bacia do Tucano (Processo Fapesp 2013/01825-3 intitulado *"Relação de fácies e heterogeneidade de microescala em análogos de reservatórios de sistemas fluviais das Bacias do Camaquã (RS) e Tucano Central (BA)"*, coordenadora: Liliane Janikian).

Aos meus pais (a quem dedico este trabalho) e a toda minha família.

A Deus, por nos conceder um quebra-cabeça tão divertido que é a geologia.

## SUMÁRIO

Resumo.....	01
Abstract.....	02
I. INTRODUÇÃO.....	03
II. METAS E OBJETIVOS.....	05
III. TRABALHOS PRÉVIOS.....	06
IV. MÉTODOS.....	08
IV.1. Procedimento Operacional.....	08
IV.2. Embasamento Teórico.....	09
V. RESULTADOS OBTIDOS.....	24
VI. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	36
VII. CONCLUSÕES.....	40
Referências Bibliográficas.....	42

## Resumo

A Formação Marizal, unidade estratigráfica aptiana do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá, é subdividida em uma unidade inferior areno-conglomerática (Membro Banzaê) caracterizada por cinturões de canais fluviais, e uma unidade superior areno-pelítica (Membro Cícero Dantas) com maior preservação de depósitos de planície de inundação. O limite entre estas duas unidades é dado pela Camada Amargosa, um nível fossilífero tabular de espessura métrica com grande continuidade lateral e expressão geomorfológica. Este nível é influência de uma ingressão marinha no sistema de riftes RTJ. No presente trabalho de formatura foi realizado estudo comparativo dos padrões paleohidráulicos dos dois membros estratigráficos, mais especificamente a profundidade de paleocanais obtida através da análise de espessura de séries de estratificação cruzada, bem como a análise de paleocorrentes, a fim de investigar a evolução do sistema fluvial aptiano na Bacia do Tucano. Os membros Banzaê e Cícero Dantas exibem distribuição de espessura de séries de estratificação cruzada com médias relativamente semelhantes. Para o Membro Cícero Dantas, observa-se uma tendência de aumento na profundidade dos paleocanais de norte para sul. As profundidades de paleocanal calculadas sugerem um sistema fluvial de dimensões significativas, comparável a alguns dos maiores rios entrelaçados atuais, como o Brahmaputra-Jamuna. A análise de paleocorrentes forneceu para ambos os membros uma direção média de transporte fluvial para sul, com sutil aumento na dispersão dos dados da unidade superior, o que pode ser apenas um artefato devido ao menor número de dados para esta unidade. As duas unidades demonstram em análise da arquitetura deposicional depósitos de canais amalgamados. A soma dos resultados de paleohidráulica e paleocorrentes sugere que não houve uma mudança significativa no estilo fluvial da unidade inferior para a superior, apesar das diferenças litológicas e maior preservação de depósitos de planície de inundação na unidade superior, que é interpretada como resultado de uma maior subsidência tectônica na bacia. Estas diferenças entre os dois membros corresponderiam a variação nos tratos de sistemas deposicionais; o Membro Banzaê é aqui associado a Trato de Sistemas de Baixa Acomodação, e o Membro Cícero Dantas associado a Trato de Sistemas de Alta Acomodação.

## Abstract

The Marizal Formation, an aptian stratigraphic unit in the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift system, is subdivided into a lower coarse-grained member (Banzae) composed of fluvial channel belts, and an upper finer-grained member (Cicero Dantas) with sandstones and mudstones showing greater preservation of floodplain deposits. The boundary between these two members is given by the Amargosa Layer, a tabular fossil-bearing unit of metric thickness, with great lateral continuity and geomorphological expression. This unit is direct influence of a marine incursion in the RTJ rift system. The present graduation project conducts a comparative study of paleohydraulic patterns for both members of the Marizal Formation, more specifically on depth of paleochannels obtained through analysis of cross-bedding set thickness, as well as paleocurrent analysis, in order to tackle the evolution of this aptian fluvial system in the Tucano basin. The Banzae and Cicero Dantas members show equivalent mean values of cross-bed set thickness. For the Cicero Dantas Member, a tendency of growing paleochannel depths can be observed when going from North to South. Paleochannel depths here calculated suggest a braided fluvial system of significant proportions, like the Jamuna-Brahmaputra, a modern bedload river. Paleocurrent analysis has yielded for both units a mean North to South fluvial transport direction. A slightly larger dispersion of data occurs for the Cicero Dantas Member, which might be only a reflection of fewer data for this unit. Both members show in depositional architecture analysis amalgamation of channels of considerable size. The combined results of paleohydraulics and paleocurrent analysis do not suggest any significant change in fluvial style from the Banzae Member to the Cicero Dantas Member in the Marizal Fm., despite the lithological differences and greater preservation of floodplain deposits in the upper unit, which may result from greater tectonic subsidence in the basin. The differences between the two members correspond to variation in the depositional systems tracts; the Banzae Member is here associated with a Low-Accommodation Systems Tract, and the Cicero Dantas Member is associated with a High-Accommodation Systems Tract.

## I. INTRODUÇÃO

A Bacia do Tucano (Figura 1) faz parte do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá, um ramo intracontinental da abertura do Atlântico Sul que foi abortado (Magnavita *et al.* 2003), tendo relação com o processo de rifteamento associado à fragmentação do Supercontinente Gondwana no Cretáceo (Milani & Davison 1988). A Bacia do Tucano tem como embasamento em sua porção meridional o Cráton do São Francisco, e em sua porção setentrional a Província Borborema e Faixa Sergipana. Esta bacia é segmentada nas sub-bacias de Tucano Norte, Tucano Central e Tucano Sul.

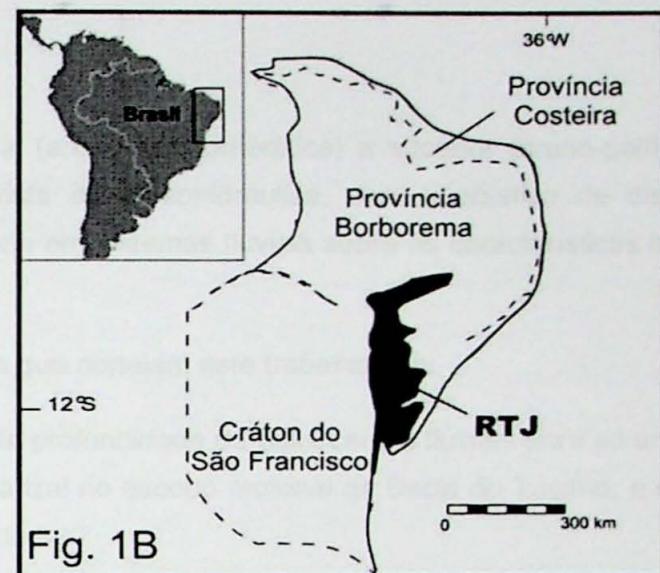
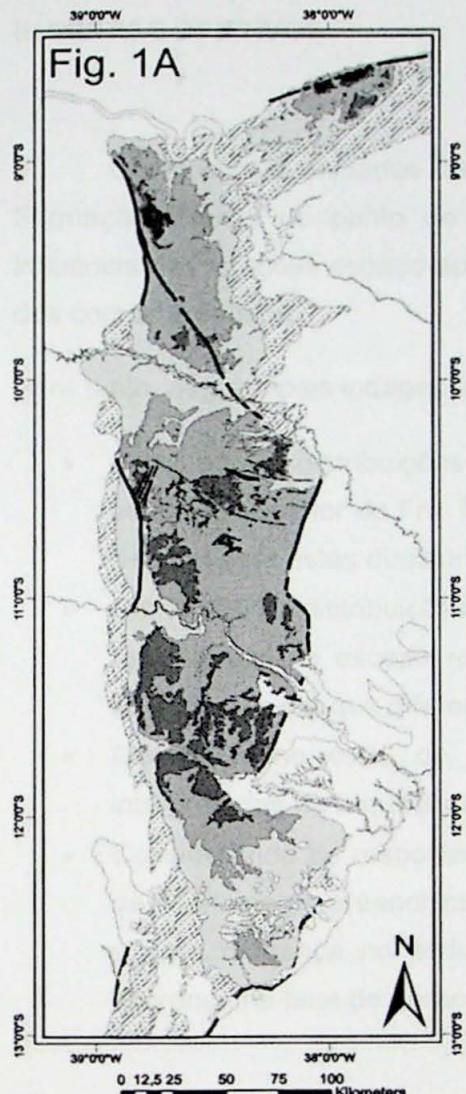
O sistema de riftes RTJ possui geometria de grábens assimétricos (Milani & Davison 1988), com depocentros adjacentes a falhas de borda, e margens flexurais nas porções mais rasas da bacia. Seu preenchimento consiste predominantemente de depósitos juro-cretáceos lacustrinos, eólicos, deltaicos e aluviais, sendo alvo de pesquisas devido ao potencial petrolífero. Depósitos paleozoicos mais antigos afloram na margem flexural a leste da sub-bacia de Tucano Norte.

A bacia é coberta pela Formação Marizal, aptiana, previamente interpretada como depósito pós-rifte de subsidência térmica (Costa *et al.* 2007). A grande extensão lateral e boa exposição de afloramentos permite o estudo da evolução de seus depósitos aluviais.

A recente caracterização de Freitas (2014) da Fm. Marizal, ressaltando a subdivisão desta entre as unidades areno-conglomerática inferior (Membro Banzaê) e areno-pelítica superior (Membro Cícero Dantas) fornece ideias para discutir neste trabalho o estilo fluvial e contexto tectônico responsáveis pelas diferenças na deposição destas duas unidades. O Membro Banzaê é constituído por depósitos de canais fluviais amalgamados, raramente com depósitos de planície de inundação; o Membro Cícero Dantas é caracterizado como depósitos fluviais de canais isolados em meio a depósitos de planície de inundação (Freitas 2014).

O objetivo do presente trabalho de formatura foi o de investigar as diferenças dos estilos fluviais de forma comparativa entre os dois membros da Formação Marizal, através do estudo da paleohidráulica. Estudos de paleohidráulica tem sido pouco abordados no Brasil, apesar de maior número relativo de estudos do gênero após o trabalho de Paola e Borgman (1991).

Do ponto de vista científico e econômico, o preenchimento sedimentar de bacias-rifte intracontinentais possui potencial para gerar e armazenar hidrocarbonetos, justificando também a importância deste tema como busca por uma melhor compreensão deste contexto tectônico e processos de sedimentação associados.



### Unidades Litoestratigráficas

- Embasamento e cobertura pós-Cretáceo, indivisos
  - Fm. Exu
  - Fm. Santana
- | Formação Marizal |                                |
|------------------|--------------------------------|
| ■                | Unidade superior               |
| ■                | Unidade inferior               |
| □                | Fm. São Sebastião              |
| □                | Pré-São Sebastião e Paleozóico |

**Figura 1:** À esquerda (Fig. 1A), Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá. À direita (Fig. 1B), sua localização na região Nordeste do Brasil (Freitas 2014).

## II. METAS E OBJETIVOS

Comparar as unidades basal (areno-conglomerática) e superior (areno-pelítica) da Formação Marizal do ponto de vista da paleohidráulica, com o objetivo de discutir a influência das relações espaço-aporte em sistemas fluviais sobre as características internas dos corpos arenosos.

Para tanto, as principais indagações que norteiam este trabalho são:

- Como são as distribuições de profundidade de paleocanais fluviais para as unidades inferior e superior da Fm. Marizal no escopo regional da Bacia do Tucano, e em que diferem para estas duas unidades?
- Como são as distribuições de paleocorrente para as unidades inferior e superior da Fm. Marizal no escopo regional da Bacia do Tucano quanto à direção média do paleofluxo e em que diferem para estas duas unidades?
- Diferenças no estilo de canal fluvial entre estas duas unidades poderiam ser interpretadas na arquitetura deposicional observada em afloramentos?
- Considerando as respostas para as três perguntas acima, pode-se atribuir a causa da diferença no preenchimento sedimentar para estas duas unidades da Fm. Marizal a uma mudança no estilo de canal fluvial (fator autogênico) ou apenas a uma diferença na taxa de geração de espaço de acomodação (fator alogênico)?

### III. TRABALHOS PRÉVIOS

Viana *et al.* (1971) propuseram a primeira carta estratigráfica unificada das bacias Recôncavo e Tucano, revisada por Caixeta *et al.* (1994), que destacaram particularidades a cada sub-bacia. Costa *et al.* (2007a) consideram o preenchimento da bacia como uma sucessão de Supersequências Pré-Rifte, Rifte e Pós-Rifte, do Jurássico superior ao Cretáceo inferior, sobrepostas a depósitos do Paleozoico (Magnavita *et al.* 2003). A Supersequência Pré-Rifte é composta por: Formação Aliança (folhelhos lacustres e arenitos médios fluviais e eólicos) e Formação Sergi (arenitos fluviais e eólicos, médios a grossos). A Supersequência Rifte é composta por: Formação Salvador (conglomerados junto às falhas de borda), Formação Candeias (folhelhos lacustres e arenitos deltaicos), Grupo Ilhas (ambiente deltaico com arenitos, siltitos, folhelhos e carbonatos) e Grupo Massacará (arenitos e lamitos fluviais). A Supersequência Pós-Rifte seria composta pela Formação Marizal (Magnavita *et al.* 2003).

A Bacia do Tucano possui depocentros tanto a leste (Tucano Central e Sul) quanto a oeste (Tucano Norte), revertidos por zonas de transferência, como a de Vaza-Barris. Esta última, no entanto, parece não ter tido influência como entrada principal de sedimento para as formações São Sebastião e Marizal, cujo aporte deve ter superado a variação local de geração de espaço de acomodação (Galeazzi 2012). A Formação Marizal, arenoconglomerática, encontra-se acima da Formação São Sebastião (também caracterizada como deposição aluvial), com discordância erosiva entre elas (Freitas 2014).

A Formação Marizal foi pela primeira vez descrita segundo os elementos arquiteturais de Miall (1985) por Lima & Vilas Boas (2000) na Bacia do Recôncavo, que identificaram nas partes mais proximais os elementos arquiteturais de fluxo gravitacional (SG) e barras ou formas de leito cascalhosas (GB), e, nas porções mais distais, os seguintes elementos: formas de leito arenosas (SB), lençóis de areia laminada (LS), macroformas de acréscimo para jusante (DA), depósitos de acréscimo lateral (LA), canais (CH) e sedimento fino de planície de inundação (FF). Estudos de fácies sedimentares, elementos arquiteturais, e superfícies limitantes indicam ambiente deposicional fluvial com barras compostas (elemento arquitetural predominante), canais pouco desenvolvidos com restritas planícies de inundação, e, subordinadamente, sistema de campos de dunas eólicas com paleovento para NE. Análise de paleocorrente na Formação Marizal indica paleofluxo médio pra SSW, em um sistema contínuo de drenagem axialmente paralela ao rifte (Carrera 2012, Figueiredo 2013, Freitas 2014).

Conglomerados da Formação São Sebastião exibem clastos resistentes ao intemperismo, sugerindo retrabalhamento policíclico de depósitos sedimentares paleozoicos

e mesozoicos (Figueiredo 2013). Estudos de proveniência indicam aumento, em relação à Formação São Sebastião, de fontes pré-cambrianas para os clastos dos conglomerados da Formação Marizal, que possuem grande variabilidade composicional (Carrera 2012, Figueiredo 2013). Isto sugere que houve reativação de falhas de borda no Aptiano e soerguimento do embasamento à medida que esta formação era depositada (Figueiredo 2013). Esta ideia se contrapõe a interpretações anteriores de que esta deposição teria ocorrido na fase de subsidência térmica da bacia (Costa *et al.* 2007a).

A Formação Marizal foi subdividida (Freitas 2014) em unidades areno-conglomerática basal (Membro Banzaê) e areno-pelítica superior (Membro Cícero Dantas). O Membro Banzaê é interpretado como uma amalgamação de canais fluviais. O Membro Cícero Dantas é interpretado como uma mistura de canais fluviais isolados em meio a depósitos de planície de inundação. Ambas as unidades apresentam o padrão previamente identificado (Carrera 2012, Figueiredo 2013) de paleocorrentes sugerindo um sistema fluvial axial à Bacia do Tucano, fluindo para sul. O limite entre estas duas unidades é dado pela Camada Amargosa, um nível fossilífero tabular de espessura métrica, com grande continuidade lateral e expressão geomorfológica, influenciada por uma ingressão marinha no sistema de riftes RTJ (Freitas 2014).

## IV. MÉTODOS

### IV.1. Procedimento operacional

Dados de campo coletados na Formação Marizal são aqui analisados, tratando-se de:

- 1) Medidas de paleocorrentes efetuadas em 55 afloramentos: 34 na unidade inferior e 21 na unidade superior.
- 2) Medidas de espessura de séries de estratificação cruzada efetuadas em 27 afloramentos: 19 na unidade inferior e 8 na unidade superior (em um total de 2470 medidas).

Parte dos resultados da análise de paleocorrentes realizada na Formação Marizal está publicada em Freitas (2014). A outra parte dos dados de paleocorrente são inéditos e aqui tratados e somados aos dados anteriores. As principais feições de paleofluxo medidas com bússola geológica foram estratificações cruzadas planares e acanaladas, principais registros preservados que indicam paleofluxo na Formação Marizal. Foram registradas a direção de mergulho e o ângulo de mergulho dos planos que definem as antigas superfícies da face frontal de paleodunas, que mergulham preferencialmente na direção jusante do fluxo. As medidas foram organizadas em planilhas com o software *Gnumeric*, corrigidas para a declinação magnética regional, e plotadas em diagramas do tipo roseta (que representam a distribuição estatística azimutal) por meio do software *Openstereo*, no qual alguns parâmetros estatísticos principais também são fornecidos (número de medidas, vetor médio calculado, intervalo de confiança da média e a frequência ou probabilidade para cada direção de mergulho em um intervalo de dez graus).

As medidas de espessura de séries de estratificação cruzada foram realizadas em campo no mês de Setembro (2014), tomadas em diferentes conjuntos de séries de cada afloramento, visando obter médias locais e comparar sua distribuição regional, em uma escala mais ampla. As medidas foram realizadas com trena métrica. Os dados foram organizados em planilhas com o software *Gnumeric*, onde diferentes parâmetros estatísticos foram calculados (desvio padrão, média, mediana) e diagramas *box-plot* construídos para cada afloramento e para o total de cada membro da Formação Marizal.

Mapa geológico (Freitas 2014) do sistema de riftes Reconcavo-Tucano-Jatobá foi georreferenciado com o software *ArcGis 10.2*, e sobre ele foram plotados os afloramentos onde houve coleta de dados. Estes mapas preliminares foram então exportados para o software *Inkscape*, onde foram integradas as rosetas de paleocorrentes e símbolos para

representar espessuras de séries de estratificação cruzada. O traçado de feições da arquitetura deposicional nos fotomosaicos foi realizado com o software *CorelDraw X5*.

#### **IV.2. Embasamento Teórico**

##### **Arquitetura de depósitos fluviais**

Até o início da década de 1980, o estudo de depósitos fluviais baseava-se no conceito de fácies e através da análise de seções colunares. Tal procedimento se mostrou inadequado, uma vez que depósitos fluviais apresentam grande variabilidade espacial de geometrias e estruturas sedimentares, que não é bem representada em seções colunares ou diagramas paleogeográficos. Miall (1985), em contrapartida, descreve o conceito de elementos arquiteturais, que possui como critério a assembleia de litofácies, geometria interna e natureza das superfícies limitantes superiores e inferiores a cada elemento, decompondo a geometria dos depósitos em elementos limitados hierarquicamente em escalas que se sobreponem e com conotação genética, não apenas descritiva. Os oito elementos arquiteturais propostos por Miall (1985) são: canais fluviais, barras e formas de leito cascalhosas, formas de leito arenosas, macroformas de estratos frontais, depósitos de acréscimo lateral, depósitos de fluxo gravitacional, lençóis de areia laminada e sedimento fino de planície de inundação.

Bridge & Demicco (2008) propõem ainda outra abordagem, descrevendo uma hierarquia de quatro escalas de séries de estratos, baseadas na escala de feições deposicionais (barras, dunas), no tempo e extensão espacial onde a deposição ocorreu (além do grau de sua preservação). As escalas de séries de estratos são: cinturões de canais, ou grandes corpos areno-conglomeráticos; depósitos de barras compostas e preenchimento de canais em estratos inclinados de grande escala; incrementos deposicionais de inundações singulares ou múltiplos gerando estratos inclinados interiores a barras compostas e canais; finalmente, incrementos deposicionais gerados pela passagem de formas de leito tais como dunas, marcas onduladas e lençóis de carga de fundo.

Tanto os conceitos de Miall (1985) quanto os de Bridge & Demicco (2008) serão utilizados na discussão da arquitetura fluvial de alguns afloramentos aqui apresentados por meio de fotomosaicos, para ilustrar algumas das principais características do sistema fluvial abordado neste trabalho.

## Paleohidráulica

A Paleohidráulica é o estudo da relação entre os depósitos preservados de um sistema fluvial e seus parâmetros hidráulicos quantitativos (profundidade de canal fluvial, largura de canal, declividade, vazão, granulometria, etc.) (Miall 1996).

A altura e comprimento de dunas, principal forma de leito formada sob regime de fluxo inferior, demonstram boa correlação com a tensão cisalhante de leito ou profundidade da lâmina d'água (Yalin 1964, Allen 1968). Porém, existem casos em que esta correlação pode não ser muito boa (Jackson 1976). Mesmo assim, uma abordagem paleohidráulica que vem se tornando comum é estimar as dimensões de dunas em depósitos sedimentares para em seguida inferir a profundidade do paleocanal (Miall 1996).

No entanto, é preciso também ter cautela. Allen (1973), por exemplo, mostrou que formas de leito demoram um pouco a se ajustar a mudanças nas condições de fluxo, e portanto não seriam sempre indicadores paleohidráulicos conclusivos (Miall 1996).

## Principais formas de leito em cinturões de canais

Barras sedimentares são as principais macroformas (Jackson 1975) encontradas em canais fluviais. São formas onduladas cuja altura é comparável à profundidade do canal, e cujo comprimento maior é proporcional à largura do fluxo. Dunas, no entanto, são menores e possuem comprimento e altura relacionados à profundidade do fluxo. As dimensões das barras são controladas não só pela profundidade do fluxo, mas também por sua largura. Inicialmente, barras unitárias ou alternadas (porque estão presentes em ambos os lados de um canal fluvial, de maneira alternada) se desenvolvem em um canal reto e de leito erodível, crescendo em altura e comprimento à medida que migram para jusante. Sua deposição é gerada pela expansão do fluxo, até que um equilíbrio seja estabelecido, predominando migração destas para jusante. Se a expansão do fluxo e a deposição ocorressem mais lentamente, haveria deposição contínua de lençóis e não de barras (Bridge 2003). A sobreposição de duas ou mais barras alternadas (unitárias, ou lingulares) gera barras compostas, que podem ocorrer tanto no interior do fluxo (barras entrelaçadas ou barras longitudinais) quanto em suas margens por acresção lateral (barras laterais ou barras em pontal). A migração destas barras compostas é mais lenta que a de barras unitárias. "Chute channels" são canais que atravessam as barras ou que sobre elas ocasionalmente se desenvolvem. A configuração das barras e canais pode ser alterada de acordo com o

regime de fluxo de um rio, que se alterna entre cheias e baixas. Já houve tentativas de se estabelecer ordens a elementos como canais e barras em rios entrelaçados, mas estas nem sempre se aplicam a casos reais, e sua definição é confusa (Bridge 2003).

### **Estratificação cruzada**

Estratos cruzados são acumulações de superfícies inclinadas da face frontal de formas de leito, inclinadas em 30 a 40 graus em relação à horizontal, normalmente sendo este o ângulo de repouso da forma de leito (Bridge 2003). Estratos cruzados são definidos por variações espaciais na textura e composição devido aos processos genéticos associados à face frontal das dunas, tais como variação composicional e granulométrica do sedimento que chega à crista da duna em diferentes momentos, seleção durante avalanche de grãos, decantação de sedimento em suspensão e retrabalhamento por vórtices abaixo da separação do fluxo (Bridge & Demicco 2008).

Estas superfícies inclinadas geradas pela migração da duna são limitadas acima e abaixo por superfícies de cavalgamento de dunas subsequentes. Isto define uma série de estratificação cruzada, que é o conjunto de superfícies inclinadas gerado pela migração de uma forma de leito individual (Bridge 2003).

### **Espessura de série de estratificação cruzada como indicador da altura de paleodunas**

Há dois tipos principais de modelos utilizados na compreensão da preservação de séries de estratificação cruzada. O primeiro tipo considera macroformas harmônicas e uniformes; isto é, dunas de altura e comprimento constante migrando em velocidade constante com taxas de deposição maiores que taxas de migração, resultando em acúmulo e cavalgamento (mesmo que em baixo ângulo) de dunas umas sobre as outras – o que gera séries de estratificação cruzada (Bridge 2003). Neste tipo de modelo, a espessura destas séries em perfil paralelo à direção média de fluxo depende da taxa média de deposição em relação à taxa de migração da carga de fundo. A espessura de série de cruzadas preservada é dada pela seguinte equação:

$$\text{Eq. 1: } S = L \tan(\theta)$$

onde  $L$  = comprimento da duna,  $\delta$  = ângulo de cavalgamento de uma duna sobre a anterior (Figura 2), assumindo taxas e geometrias constantes de deposição e migração (Bridge & Demicco 2008).

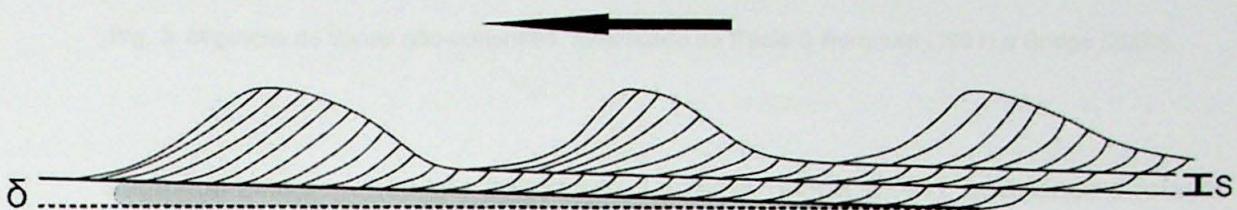


Fig. 2: Migração de dunas uniformes. Bridge (2003)

O método é limitado a conjuntos de séries homogêneos de estratos cruzados – não deve haver mudanças espaciais óbvias no tipo de estratos ou granulação, e que as séries de cruzadas foram formadas pela migração de dunas cuja geometria não variou consideravelmente no tempo e espaço (Bridge 2003).

O segundo tipo principal de modelo, mais realístico e proposto por Paola e Borgman (1991), considera simultaneamente dunas de múltiplas dimensões, que ao migrarem geram ora construção de séries de cruzadas e ora escavação e erosão destas em diferentes lugares, a depender da sequência e ordem de passagem de cristas e calhas de diferentes alturas relativas (Figura 3). Assim, a distribuição de espessura de séries de estratificação cruzada depende da variabilidade da altura de macroformas de leito e do princípio de que a variação na taxa de deposição não é tão importante assim. Paola e Borgman (1991) demonstram a geração e preservação de séries de estratificação cruzada mesmo quando a razão deposição/migração é nula, podendo as séries ter espessuras comparáveis às alturas das dunas. Para certificar que a deposição não teve papel influente na espessura das séries, o ângulo médio de cavalgamento das bases de séries de cruzadas em relação à horizontal deveria ser menor que um grau (Bridge 2003). Esta abordagem prevê uma distribuição probabilística de densidade (medida de uma variável aleatória) dos vários valores de altura de dunas e relaciona os parâmetros desta função a uma distribuição probabilística de densidade da espessura de séries de estratificação cruzada, tecendo relações entre os parâmetros das duas funções probabilísticas. Trata-se de um método estatístico (estocástico) não determinístico. O desvio padrão e a média desta distribuição podem ser calculados, sendo que a razão  $\beta$  (desvio padrão/média) deve situar-se em 0,88 ( $\pm 0,3$ ) para que as equações deste tipo de modelo possam ser aplicadas (Paola & Borgman 1991, Bridge 2003).

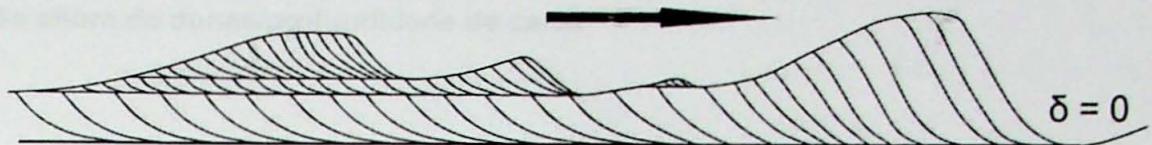


Fig. 3: Migração de dunas não-uniformes. Modificado de Paola & Borgman (1991) e Bridge (2003).

Seguindo este segundo tipo de modelo, Leclair & Bridge (2001), calibrando a relação de Bridge & Tye (2000) e fazendo uma compilação de autores anteriores sugerem duas equações simples que independem da taxa de agradação (assim como em Paola & Borgman 1991) para se estimar  $H_m$  (altura média de dunas):

$$\text{Eq. 2: } H_m = 2,22(Sm/1,8)^{1,32}$$

$$\text{Eq. 3: } H_m = 5,3(Sm/1,8) + 0,001(Sm/1,8)^2$$

onde  $Sm$  é a média de espessura de séries. A equação 3 difere da equação 2 apenas por se tratar de uma curva de regressão ajustada com zero na origem cartesiana. Assim, Leclair & Bridge (2001) concluem que a altura média de dunas tende a apresentar valores no seguinte intervalo:

$$\text{Eq. 4: } H_m = 2,9 (+- 0,7)*Sm$$

No entanto, para taxas nulas ou muito baixas de agradação, as séries de estratificação cruzada só serão preservadas se a variação na altura de dunas for grande; isto é, maiores valores para a razão  $\beta$  (desvio padrão/altura média) de dunas são mais favoráveis à geração e preservação de séries de estratificação cruzada (Leclair & Blom 2005).

Há que considerar também que boa parte das relações empíricas entre dimensões de formas de leito e espessura de séries de cruzadas foi realizada em pequenos canais estáveis de climas temperados, não necessariamente testadas em rios de grande porte ou em climas tropicais, que possuem razoável potencial de preservação no registro geológico (Nwajide & Hoque 1984, Khan & Tewari 2011). Mesmo assim, as estimativas obtidas por meio de estudos de paleohidráulica merecem uma maior atenção como importante contribuição ao estudo de sistemas fluviais.

## Relação altura de dunas/profundidade de canal

Uma vez que a altura média de dunas é estimada, a profundidade do paleocanal também pode ser inferida por meio de dados experimentais. O comprimento e altura de dunas subaquáticas tende a aumentar com a profundidade do fluxo (Allen 1970). Esta relação entre altura de dunas e profundidade do fluxo foi empiricamente estabelecida por diversos autores (Yalin 1964, Allen 1970, Ranga Raju & Soni 1976, Julien & Klaassen 1995, Karim 1999). Yalin (1964), por exemplo, estabeleceu a seguinte equação:

$$\text{Eq. 5: } H_{\max} = D/6$$

onde  $H_{\max}$  é a altura máxima das dunas e D é a profundidade da lâmina d'água. Allen (1968; 1970) estabeleceu a seguinte equação, válida para profundidades entre 0,1 a 100 m:

$$\text{Eq. 6: } D = 11,6H^{0,84}$$

É importante mencionar que a altura de dunas muda gradualmente com o regime de fluxo de um rio. No regime de fluxo inferior, suas dimensões vão crescendo, atingindo um máximo e voltando a diminuir quando o regime de fluxo superior é atingido (Bridge 2003). Além disso, quando alturas de dunas são medidas em rios modernos, nem sempre é possível saber se estão em equilíbrio com o fluxo (que pode por sua vez também ser inconstante). A altura e comprimento de dunas, portanto, varia no tempo com a migração destas (Bridge 2003).

A presença de carga em suspensão atua destrutivamente sobre a altura de uma duna subaquática, que pode ser diminuída mesmo quando há aumento da tensão cisalhante do fluxo sobre o leito (Fredsøe 1981).

A altura de dunas é relacionada à tensão cisalhante adimensional de leito, e não à vazão. Isto significa que um fluxo de vazão constante pode exibir baixa velocidade e considerável profundidade, consequentemente gerando dunas maiores, ou, com esta mesma vazão constante, exibir altas velocidades e baixas profundidades, com dunas menores. A tensão cisalhante adimensional de leito, por sua vez, é direta e positivamente relacionada à profundidade e declividade de um canal (Yalin 1964, Bridge & Demicco 2008).

A medição de superfícies inclinadas de acréscimo de barras em pontal (estratificação *epsilon*) também já foi utilizada para estimar profundidade de canais meandrantes (Khan & Tewari 2011). Bridge (2003) também menciona outro método de estimativa de paleoprofundidade utilizando sucessões de granodecrescência ascendente que representariam barras com ciclos completos. No entanto, estes ciclos nem sempre podem

ser reconhecidos, e estruturas *epsilon* não são encontradas em todos os contextos fluviais, como na Formação Marizal, sendo útil a utilização de estimativa de dimensões de paleodunas subaquáticas para estimar a profundidade (Allen 1968).

Os melhores resultados empíricos da relação H/D são: Karim (1999) (relação complexa, exigindo vários parâmetros), Yalin (1964), Julien & Klaassen (1995), e Ranga Raju & Soni (1976), nesta ordem (Karim 1999). A relação de Karim (1999) tem a vantagem de poder ser aplicada não apenas a dunas mas também a outras formas de leito tais como marcas onduladas, antidunas e regimes transicionais de leito. A relação de Yalin (1964), embora simples e exibindo valores constantes máximos de H/D em torno de 0,15 a 0,16 para diversos fluxos, continua sendo excelente, pois concorda bem com experimentos em tanques e em rios naturais (Karim 1999). O método de Julien & Klaassen (1995) fornece valores H/D acima daqueles encontrados em dunas de experimentos em tanques e exibe valores H/D abaixo daqueles obtidos em dunas de rios naturais (Karim 1999).

A equação de Julien & Klaassen (1995) não é aqui utilizada, pois requer um parâmetro que não foi obtido neste trabalho: a mediana da distribuição de granulometria das séries de cruzadas medidas. A equação de Ranga Raju & Soni (1976) também não foi utilizada por empregar parâmetros que não são facilmente obtidos.

Leclair & Bridge (2001) sugerem ainda a seguinte equação para relacionar profundidade de paleocanal (D) a altura de dunas (H):

$$\text{Eq. 7: } D = (8 \pm 2)H$$

A profundidade média de canais corresponde a 50% da profundidade máxima, quando ocorrem cheias, segundo Leclair & Bridge (2001).

Prever a relação entre profundidade de fluxo e dimensão de macroformas de leito torna-se também importante para se evitar potenciais problemas na navegação fluvial, desvio no curso de um rio, ou planejamento de estruturas de contenção de inundações (Ranga Raju & Soni 1976, Karim 1999).

## **Paleocorrentes**

Dados de paleocorrente são informações úteis para compreender a direção e sentido principal do transporte sedimentar fluvial tanto regionalmente, em toda a bacia sedimentar, quanto localmente, em escala de afloramento (Miall 1996).

É de se esperar que as direções de paleocorrentes de partes à jusante de antigas barras de canais em estágio de cheia serão preferencialmente preservadas, reduzindo a variabilidade de direções observada em barras emersas atuais. Mesmo assim, as direções de paleofluxo obtidas podem variar bastante mesmo para uma única barra unitária ou complexo de barras (Miall 1996). Uma média da direção dos paleocanais pode ser obtida analisando-se várias medidas de estruturas obtidas em um cinturão de canais bem exposto (Bridge 2003).

A distribuição regional de paleocorrentes permite analisar a direção e sentido principal do transporte fluvial, revelando, por exemplo, se a rede de drenagem constitui um sistema axial (rio-tronco) ou uma rede de drenagem transversal ao depocentro, bem como fornecendo informações úteis sobre a paleogeografia. Em escala de afloramento, a determinação do sentido principal do paleofluxo em depósitos fluviais é essencial no estudo de elementos arquiteturais em cinturões de canais, pois a geometria interna dos complexos de barras pode ser decifrada a partir de análises visuais de exposições 2-D de afloramentos (Miall 1996). Para este propósito, até mesmo poucos dados de paleocorrente podem ser bastante úteis, desde que a localização destes dados esteja bem definida (Miall 1996). É recomendado também levar em consideração as superfícies limitantes principais antes de realizar os levantamentos de paleocorrente, para uma melhor caracterização de cada setor interno a um afloramento – o que não é tão importante dentro do escopo deste trabalho, de enfoque regional.

Segundo Bridge (2003), a sinuosidade de um paleocanal não deveria ser determinada com exatidão a partir de dados de paleocorrente, como fez Miall (1976). Porém, alguns autores não veem problema em estimar a sinuosidade de um canal através da variação angular de vetores médios de paleocorrente em estratificação cruzada de grande porte (Miall 1976), comparados entre diferentes afloramentos por meio da seguinte equação:

$$\text{Eq. 8: } S = 1/[1 - (\alpha/252)^2]$$

onde  $S$  = sinuosidade e  $\alpha$  = intervalo angular máximo, em graus, do vetor azimute médio para diferentes afloramentos (Miall 1976; Barrett & Fitzgerald 1985). Para canais entrelaçados, a sinuosidade já foi inferida como o recíproco da magnitude do vetor azimute médio (Barrett & Fitzgerald 1985).

## Padrões de canais

Os diferentes padrões de canais fluviais são resultado da influência da sinuosidade e da multiplicidade de canais (Bridge 1985, 2003). Multiplicidade de canais (*channel splitting*) se refere ao número de barras e canais ativos em uma direção transversal ao fluxo do rio. Sinuosidade de canais (*channel sinuosity*) se refere à relação entre o comprimento da linha de talvegue e o comprimento do vale fluvial.

A sinuosidade dos canais surge com o aumento da declividade de um rio, mas após um certo limite esta cai novamente; o canal volta a ser mais retilíneo e passa a ser entrelaçado (Schumm 1973, Bridge 2003). Schumm (1973) argumenta que esta transição não é gradual, ao contrário de Bridge (2003).

Rios de todos os estilos e padrões de canais ocorrem atualmente em todas as zonas climáticas, e a vegetação parece não influenciar no padrão dos canais (Bridge & Demicco 2008). Porém, alguns autores sugerem que o clima afetaria este padrão a longo prazo. Blum & Törnqvist (2000) argumentam que durante o Quaternário, na Europa, grandes rios de canais entrelaçados deram lugar a menores rios meandrantes devido à transição de períodos glaciais para os interglaciais. O padrão dos canais fluviais também é influenciado pela natureza do fluxo (que varia sazonalmente) e por processos deposicionais. Já que há um contínuo destes fatores, há também uma graduação no padrão resultante (Bridge 1985).

Adicionalmente, um rio pode exibir vários padrões ao longo de sua extensão. O Rio Brahmaputra, por exemplo, possui padrão entrelaçado com segmentos de canais meandrantes no mesmo trecho (Bridge 2003).

Bridge (2003) argumenta que a natureza da carga sedimentar (se é carga de fundo ou carga em suspensão) não influencia tanto no padrão de canais, pois existem meandros em rios de carga arenosa, como também canais entrelaçados de carga composta por areia fina e silte. O entrelaçamento de canais parece estar associado a altas razões largura/profundidade, e poderia também ser influenciado pela declividade de um perfil longitudinal fluvial e seu número de Froude. Porém, a largura e profundidade de um canal parecem não ser variáveis independentes, mas estariam relacionadas ao suprimento de água e sedimento. Ainda segundo Bridge (2003), o aumento da declividade e suprimento de água geram maiores razões largura/profundidade de canal, aumentando o entrelaçamento e a multiplicidade de canais (entrelaçamento). Com este aumento de declividade e vazão, a sinuosidade também aumenta até certo limite, após o qual passa a diminuir.

## Controles alogênicos e autogênicos sobre o preenchimento sedimentar

A geometria do preenchimento sedimentar recebe influência de fatores intrabacinais e extrabacinais (Figura 4). Exemplos de fatores intrabacinais (autogênicos ou auto-cíclicos) em sistemas fluviais são: geometria e tipo de carga sedimentar de canais e planícies de inundação, taxas de deposição e erosão em canais e planícies de inundação, deformação tectônica local no vale fluvial, natureza das avulsões dos canais, enchentes e compactação na bacia. Fatores extrabacinais (alogênicos ou alocíclicos), por sua vez, envolvem também tectonismo, além de clima, e, de maneira mais restrita, variações eustáticas (este fator perde relevância rumo a montante). Os fatores intrabacinais são afetados diretamente pelos extrabacinais.

Períodos de deposição fluvial (agradação) se alternam com períodos de erosão (degradação) que geram incisões e terraços fluviais. A predominância de erosão em um dado trecho do canal pode ser causada pelo aumento da taxa de transporte sedimentar para jusante. Isto ocorre devido a diversos fatores, tais como o tectonismo (que influencia no suprimento sedimentar ou no gradiente do rio), ou mudanças climáticas, que podem diminuir o suprimento sedimentar a montante. A agradação pode resultar dos seguintes fatores: aumento do suprimento sedimentar devido a soerguimentos a montante, mudanças climáticas, mudança no curso dos rios, ou ainda pela diminuição da taxa de transporte sedimentar para jusante, que por sua vez é causada pela expansão do fluxo, subsidência tectônica da bacia, ou pela elevação do nível de base (Bridge & Demicco 2008).

Allen (1978) e Bridge & Leeder (1979) relacionaram baixas taxas de subsidência a um preenchimento com cinturões de canais mais interconectados. Utilizando modelos de avulsão com frequência constante e independente de outras variáveis, os autores acima propuseram que baixas taxas de subsidência permitem maior incisão e retrabalhamento de planícies de inundação por cinturões de canais. Estes se tornariam mais interconectados, gerando aumento no volume de corpos areno-conglomeráticos em relação aos depósitos sedimentares de granulometria mais fina das planícies de inundação. Esta razão areia/lama tem sido utilizada por alguns autores para inferir o padrão de canais em depósitos fluviais. O padrão, conforme já discutido, é ditado por fatores tais como aporte sedimentar, declividade longitudinal do rio e vazão. A maior densidade volumétrica de cinturões de canais pode ser gerada tanto por menores taxas de subsidência (Allen 1978, Bridge & Leeder 1979) quanto por um padrão de maior entrelaçamento de canais (Bridge 1985). Assim, é necessário que, antes que seja executada uma abordagem como a de Allen (1978) em depósitos fluviais, é necessário realizar uma análise cuidadosa dos elementos arquiteturais em afloramentos.

Esta análise é extremamente importante para caracterizar o padrão de canais e a relação da subsidência na interconectividade destes (Bridge 1985, Schumm *et al.* 2000).

Segundo Bridge (1985), a caracterização do padrão de canais em depósitos fluviais antigos pode ser realizada seguindo-se alguns princípios: 1) Um padrão de canal com maior sinuosidade gera maior variação nos dados de paleocorrente e tende a estar associado a sedimento de menor granulometria; 2) A proporção de corpos areno-conglomeráticos de cinturões de canais aumenta em um padrão de canal entrelaçado.

A avulsão de canais pode ser função do espaço de acomodação, segundo Törnqvist (1994 apud Schumm *et al.* 2000), ou função do aporte sedimentar, segundo Bryant *et al.* (1995). A frequência de avulsões provavelmente não é uma variável independente ou constante. O aporte sedimentar é maior em climas áridos, onde a vegetação é esparsa e a precipitação é episódica e torrencial.

Estudos de processos de avulsão no delta do Rio Reno (Reno-Meuse) sugerem que, para o Holoceno, não há um padrão definido de avulsões, mesmo que os fatores extrabacinais, como tectonismo e clima, tenham sofrido variação nesta época (Stouthamer & Berendsen 2007). Para estes autores, o padrão em longo prazo de avulsões (frequência de avulsões e período inter-avulsão) parece ser controlado por fatores alogênicos, mas os ciclos de avulsão a curto prazo, durante o Holoceno, parecem ser controlados por fatores autogênicos.

O soerguimento da área-fonte (fator extrabacinal) aumenta o gradiente dos rios e sua competência para transportar seixos. Subsidiência da bacia a jusante produziria o mesmo efeito. No entanto, progradação de conglomerados na bacia não é sincrônica com o tectonismo ativo: há um "lag" ou discrepância temporal observada em pesquisas à partir da década de 1980. A progradação de conglomerados pode ser pós-tectônica, quando o aporte sedimentar supera a taxa de geração de espaço de acomodação. Além disso, taxas de soerguimento tendem a ser mais rápidas que taxas de denudação (Schumm *et al.* 2000).

Considerando-se os modelos atuais de bacias-rifte com zonas de transferência e de preenchimento de meio-grábens na Bacia do Tucano, espera-se variação da arquitetura deposicional em diferentes áreas da bacia. Existem diferenças locais na taxa de subsidência que poderiam resultar na maior ou menor preservação de cinturões de canais ou planícies de inundação.

Diferentes taxas de subsidência na bacia não apenas geram feições estruturais como o Alto de Vaza Barris e o Baixo de Cícero Dantas, mas também influenciam localmente nos padrões de sistemas fluviais e consequentemente na arquitetura deposicional (Figueiredo 2013).

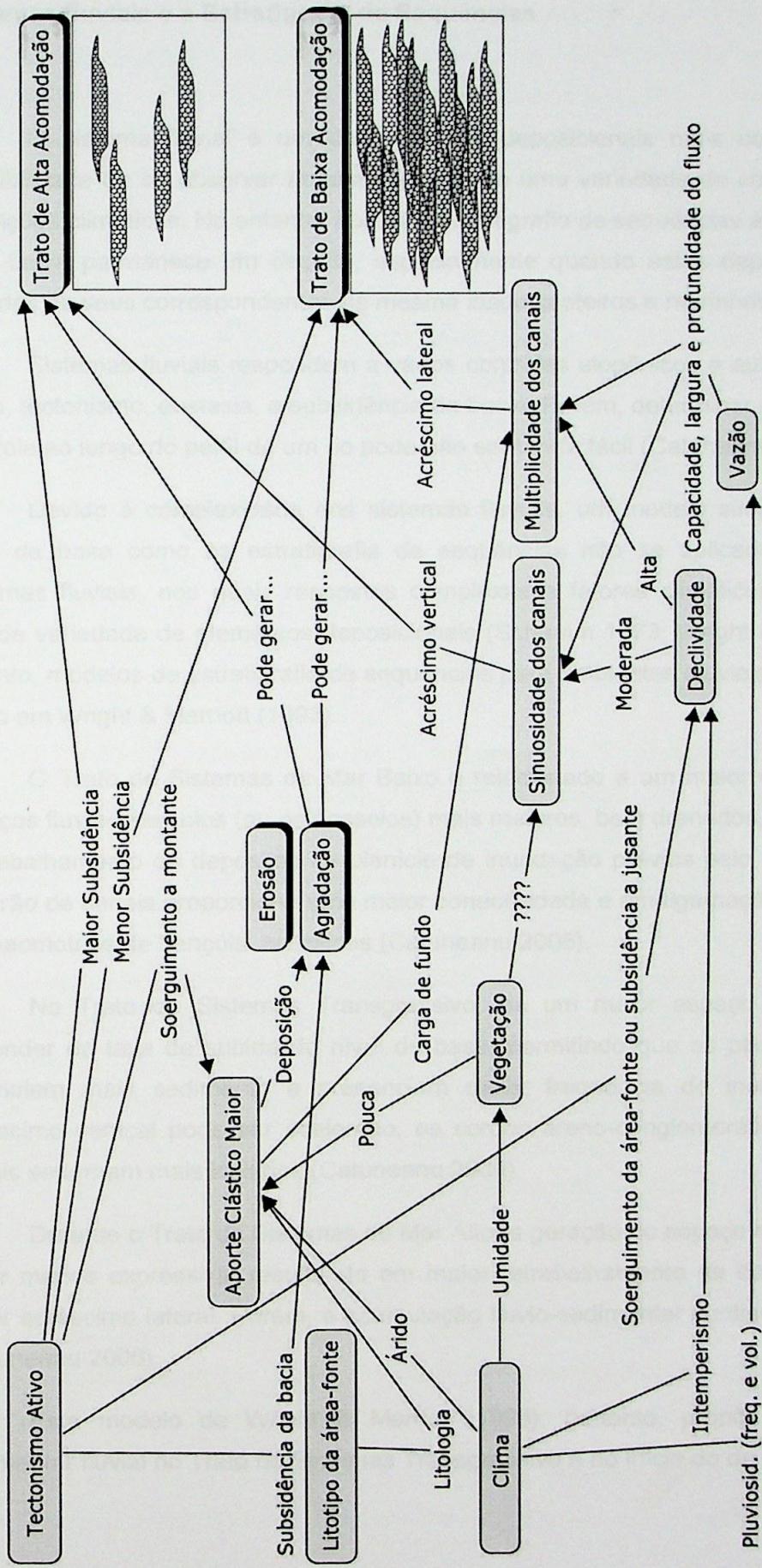


Figura 4 – Fluxograma de fatores alógenicos e autogênicos a montante de sistema fluvial (longe dos efeitos da eustásia), onde são gerados Tratos de Sistemas de Alta e Baixa Acomodação. Baseado em: Catuneanu (2006), Schumm *et al.* (2000), Bridge (2003) e Bridge & Demicco (2008).

## Sistemas fluviais e a Estratigrafia de Sequências

O sistema fluvial é um dos sistemas deposicionais mais conhecidos, devido à possibilidade de se observar atualmente rios em uma variedade de contextos tectônicos e condições climáticas. No entanto, aplicar a estratigrafia de sequências às porções fluviais de uma bacia permanece um desafio, especialmente quando estes depósitos fluviais estão isolados de seus correspondentes de mesma idade costeiros e marinhos (Catuneanu 2006).

Sistemas fluviais respondem a vários controles alogênicos e autogênicos, tais como clima, tectonismo, eustasia, e subsidência da bacia. Porém, determinar a relevância de cada controle ao longo do perfil de um rio pode não ser tarefa fácil (Catuneanu 2006).

Devido à complexidade dos sistemas fluviais, um modelo simples controlado pelo nível de base como na estratigrafia de sequências não se aplicaria à maior parte de sistemas fluviais, nos quais respostas complexas e fatores climáticos devem gerar uma grande variedade de elementos deposicionais (Schumm 1973, Wright & Marriott 1993). No entanto, modelos de estratigrafia de sequências para ambientes aluviais já foram propostos, como em Wright & Marriott (1993).

O Trato de Sistemas de Mar Baixo é relacionado a um maior desenvolvimento em terraços fluviais de solos (ou paleossolos) mais maduros, bem drenados, e incisão de canais. Retrabalhamento de depósitos de planície de inundação prévios pelo acréscimo lateral do cinturão de canais proporciona uma maior conectividade e amalgamação destes, resultando em geometrias de "lençóis" areníticos (Catuneanu 2006).

No Trato de Sistemas Transgressivo, há um maior espaço de acomodação, a depender da taxa de subida do nível de base, permitindo que as planícies de inundação acumulem mais sedimento e presenciem maior frequência de inundações. Já que o acréscimo vertical pode ser acelerado, os corpos arenoso-conglomeráticos de cinturões de canais se tornam mais isolados (Catuneanu 2006).

Durante o Trato de Sistemas de Mar Alto, a geração do espaço de acomodação volta a ser menos expressiva, resultando em maior retrabalhamento de depósitos anteriores e maior acréscimo lateral. Porém, a acumulação fluvio-sedimentar continua sendo expressiva (Catuneanu 2006).

Este modelo de Wright & Marriot (1993), portanto, propõe maior acumulação sedimentar fluvial no Trato de Sistemas Transgressivo e no início do de Mar Alto.

A eustasia e suas consequências (como a mudança no nível de base e migração da linha de costa) afetam os sistemas fluviais no continente apenas até uma distância de dezenas de quilômetros a montante do litoral (Catuneanu 2006). A montante desta zona de influência costeira, o sistema fluvial é controlado por fatores climáticos e tectônicos. Portanto, a porção distal de um sistema fluvial (a Bacia do Recôncavo, por exemplo) pode ter nos processos de incisão ou agradação uma maior influência oriunda das mudanças no nível relativo do mar, e portanto ser tratada pela estratigrafia de sequências. Já a porção mais proximal do sistema fluvial, como ocorre nas bacias de Tucano e Jatobá, não seriam afetadas por controles de jusante ou pelo nível de base, e a divisão em tratos de sistema de Mar Baixo, Transgressivo e de Mar Alto não poderia ser ali aplicada. Neste contexto, tratos de sistemas limitados por discordâncias poderiam ser vistos como o resultado da interferência entre alto ou baixo espaços de acomodação, subsidência na bacia, tectonismo na área-fonte, clima, oscilações no fluxo de água e aporte sedimentar (Catuneanu 2006).

Para depósitos fluviais isolados de processos marinhos e costeiros, criou-se o conceito de Tratos de Sistemas de Alta e Baixa Acomodação. Estes tratos de sistemas são definidos com base em elementos arquiteturais fluviais, que servem para inferir a variação do espaço de acomodação – visto como principal variável tectônica.

O Trato de Sistemas de Baixa Acomodação é caracterizado por depósitos de cinturões de canais, com relativamente rara preservação de depósitos de planície de inundação, e inclui a fração granulométrica sedimentar mais grossa, geometrias irregulares e descontínuas, alta razão areia/lama e paleossolos bem desenvolvidos (Catuneanu 2006).

Já o Trato de Sistemas de Alta Acomodação é caracterizado por uma razão sedimentar areia/lama mais baixa, paleossolos pouco desenvolvidos, maior preservação de fácies de planície de inundação, geometrias de preenchimento tabulares ou em cunha, e granulometria mais fina. Além do maior espaço de acomodação, mudanças no tempo do aporte sedimentar também contribuem para um padrão geral de granodecrescência ascendente. A gradual denudação de áreas-fonte e diminuição do gradiente de declividade fluvial com o tempo fazem com que haja uma diminuição do aporte terrígeno de granulação mais grossa (Catuneanu 2006).

Mesmo a jusante, a influência da eustasia é significativa apenas quando se considera os ciclos eustáticos de ordens mais baixas, a longo prazo. Ciclos eustáticos de quarta e quinta ordem não devem interferir nos sistemas fluviais. Em ciclos desta ordem, fatores climáticos e tectônicos devem ser mais decisivos (Wright & Marriott 1993).

Schumm (1973), já prevendo a sujeição de sistemas fluviais a modelos de controle cíclico como a Estratigrafia de Sequências, argumenta que existem inúmeras deviações

regidas por controles climáticos e tectônicos em um sistema fluvial que impedem que este seja interpretado à luz de uma simples mudança cíclica no nível de base. Além disso, ajustes rápidos no equilíbrio dinâmico de um sistema fluvial também ocorrem, ignorando a influência gradual da eustasia. Estes podem ser autogênicos, como na avulsão de canais, ou regidos por fatores externos.

Para a avaliação ambiental da base (Figura 5), 10 pontos foram utilizados, distinguindo-se entre a base da bacia (Figura 6) e pontos que se situam entre a base e o topo da bacia (Figura 7).

Diagramas que são resultado da soma das densidades centrais das amostras de solo para cada aeronave foram elaborados para as três unidades (Marron Gesso, Figura 7, e Claro Gesso, Figura 8). Os pontos foram organizados em ordem decrescente da altitude da base para cima (do fundo para cima, no sentido direita), e também de menor para maior densidade central da amostra de solo para a base da bacia de fato, por meio da figura que mostra que existem 9 tipos de densidade central para cada unidade de solo (Figura 9), que é o que pode ser visto na descrição na Tabela 3.

As três unidades possuem densidades centrais de solo que variam entre 0,00 e 0,75, adicionando-se ao total de 100% de amostras de diferentes densidades de solo (Tabela 3). Para a descrição das amostras, é preciso dividir as amostras de solo em 100% de densidades (HD) na Tabela 3, que é o que é feito na Tabela 4, dividido pelo total das amostras da Lapa (Tabela 3).

As etapas com a distribuição de solo diferentes para as três unidades foram a Marron Gesso (Figuras 10 e 11), seguidamente, a base centralizada entre as três unidades, com suas respectivas publicações em 2014, e, finalmente, a base centralizada entre as três unidades (Figura 12), que é a descrição da base da bacia de solo, que é a descrição da base da bacia de solo.

As principais fases de formação da deposição em solo, principalmente são sucedidas por meio de aeronaves para as duas unidades, Marron Gesso (Figura 12) e Claro Gesso (Figura 13) (Figura 14), que é a descrição da base da bacia de solo.

## V. RESULTADOS OBTIDOS

As espessuras médias de séries de estratificação cruzada foram obtidas para cada ponto levantado e aqui plotadas juntamente com o vetor médio de paleocorrentes em mapa regional da bacia para as duas unidades (arenó-conglomerática basal e arenó-pelítica superior).

Para a unidade arenó-conglomerática, basal (Figura 5), 19 pontos foram plotados, distribuídos entre as três sub-bacias do Tucano.

Para a unidade arenó-pelítica, superior (Figura 6), 8 pontos foram plotados.

Diagramas *box-plot* mostrando a dispersão e tendências centrais das espessuras de série para cada afloramento foram elaborados para as duas unidades (membros Banzaê, Figura 7, e Cícero Dantas, Figura 8). Os *box-plots* foram organizados em ordem decrescente de latitude, de norte para sul (da esquerda para direita), na tentativa de observar qualquer tendência latitudinal na profundidade de paleocanais. Comparação também é feita por meio de diagrama com *box-plots* que reunem o total de medidas realizadas para cada unidade da Formação Marizal (Figura 9, com parâmetros estatísticos descritivos na Tabela 1).

Uma tabela sumariza o resultado dos cálculos de paleocanal e altura de paleodunas para os 27 afloramentos levantados, segundo metodologia de diferentes autores (ver legenda, Tabela 2). Para a discussão dos resultados, ênfase é dada aos valores de altura de paleodunas (H3 na Tabela 2) e profundidade de paleocanais (D3 na Tabela 2) obtidos por meio das equações de Leclair & Bridge (2001).

Mapas com a distribuição de paleocorrentes para as duas unidades, Membro Banzaê e Membro Cícero Dantas (Figuras 10 e 11, respectivamente) são aqui apresentados, comparando dados inéditos (em azul) àqueles publicados em Freitas (2014), em vermelho. Alguns dados de paleovento são também inseridos (em amarelo). Os dados são apresentados em diagramas-roseta, com setas representando o azimute médio das paleocorrentes.

As principais feições arquiteturais de deposição em alguns afloramentos são ilustradas por meio de fotomosaicos para as duas unidades: Membro Banzaê (Figura 12 - MR 03) e Membro Cícero Dantas (Figura 13 – MR 80; Figura 14 – MR 60; Figura 15 – MR 111).

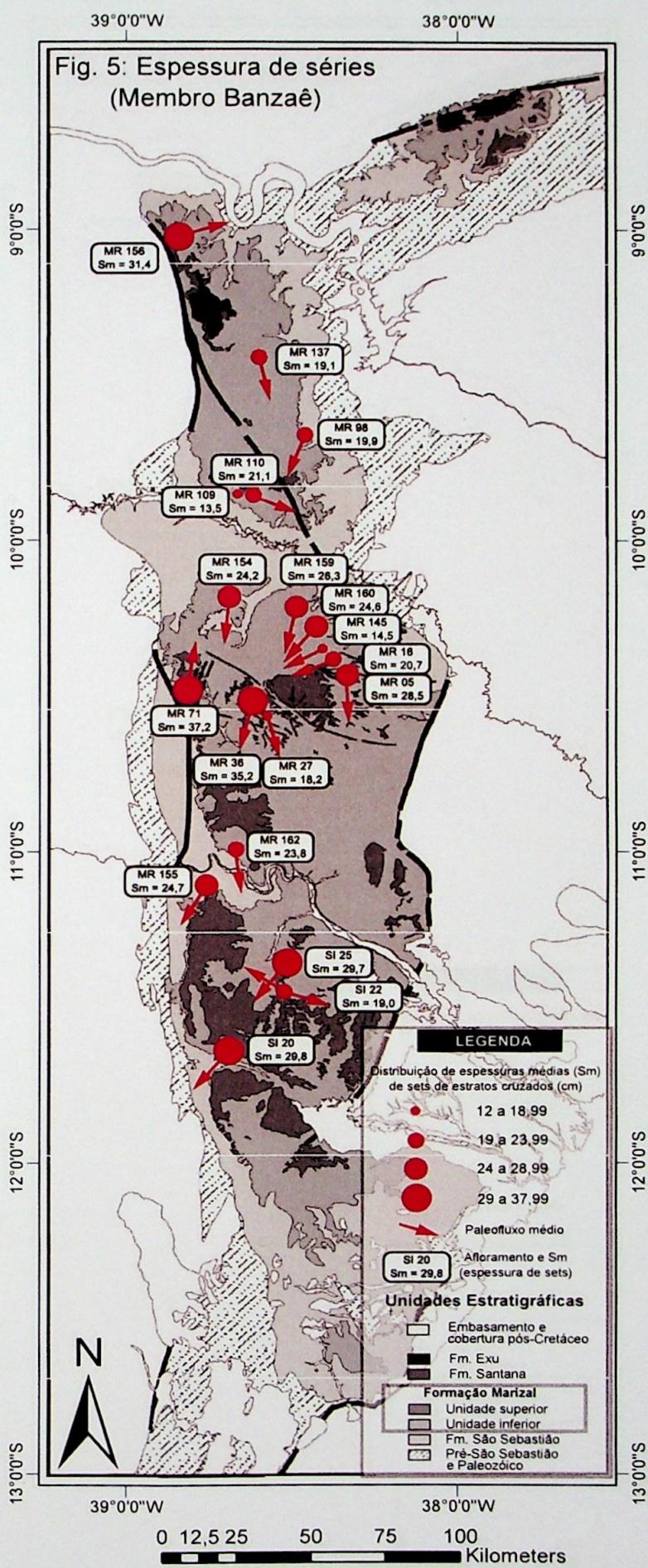
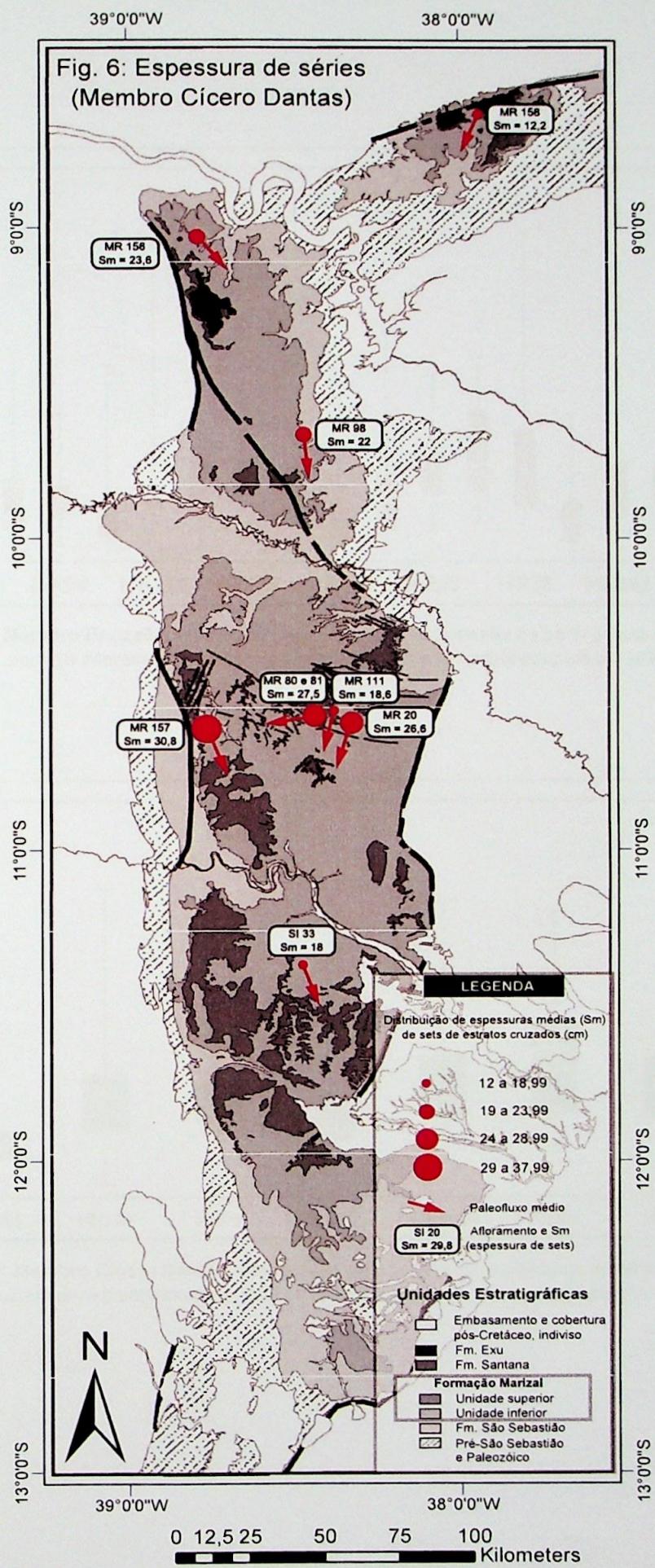
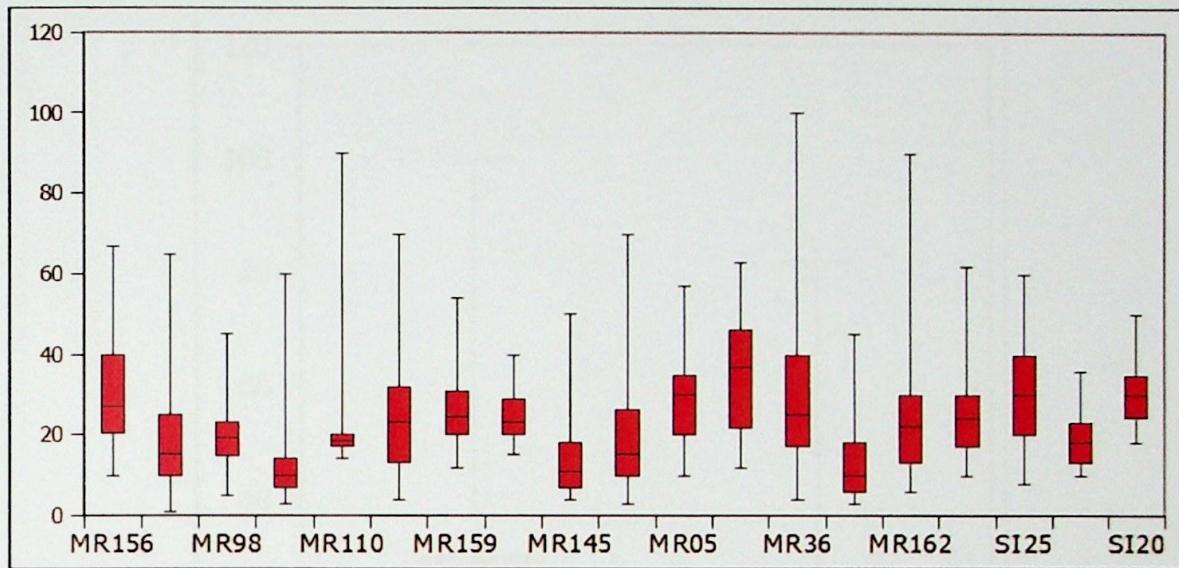
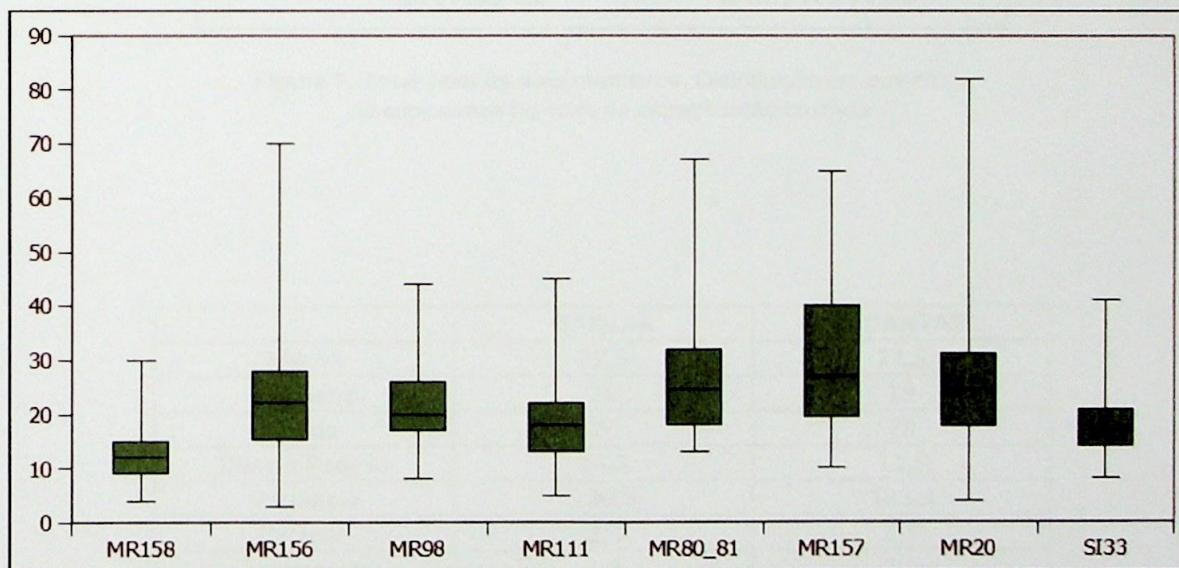


Fig. 6: Espessura de séries  
(Membro Cícero Dantas)

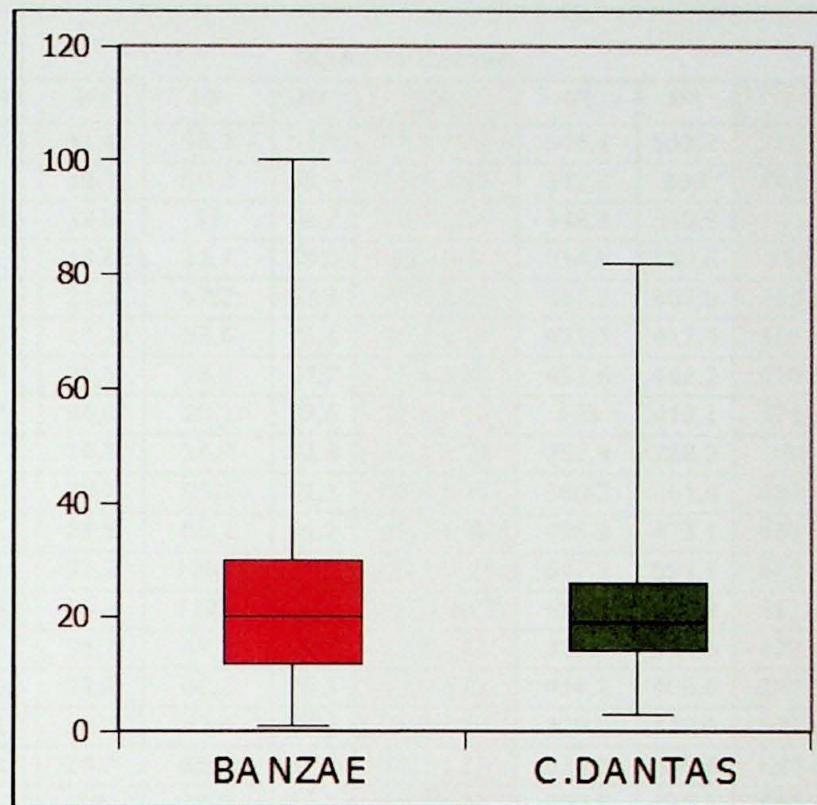




**Figura 7: Membro Banzaê.** Distribuição de box-plots de espessuras de série de estratificação cruzada para 19 afloramentos, aqui organizados de norte (à esquerda) para sul (à direita).



**Figura 8: Membro Cícero Dantas.** Distribuição de box-plots de espessuras de série de estratificação cruzada para 8 afloramentos, aqui organizados de norte (à esquerda) para sul (à direita).



**Figura 9: Total para os dois membros.** Distribuição em box-plots de espessuras de série de estratificação cruzada

	BANZAE	C.DANTAS
Média	22,5	21,6
Mediana	20	19
Moda	20	18
Desvio Padrão	14,8	11,5
Variância	220,5	133,3
Curtose	2,9	3,5
Assimetria	1,4	1,6
Range	99	79
Número de medidas	1704	766

**Tabela 1:** Principais parâmetros de estatística descritiva (com ênfase em parâmetros de tendência central da amostra) para medidas de espessura de série de estratificação cruzada, comparando os membros Banzaê e Cícero Dantas. Medidas estão em centímetros.

**Tabela 2 – Cálculo de altura de paleodunas (H) e profundidade de paleocanais (D)**

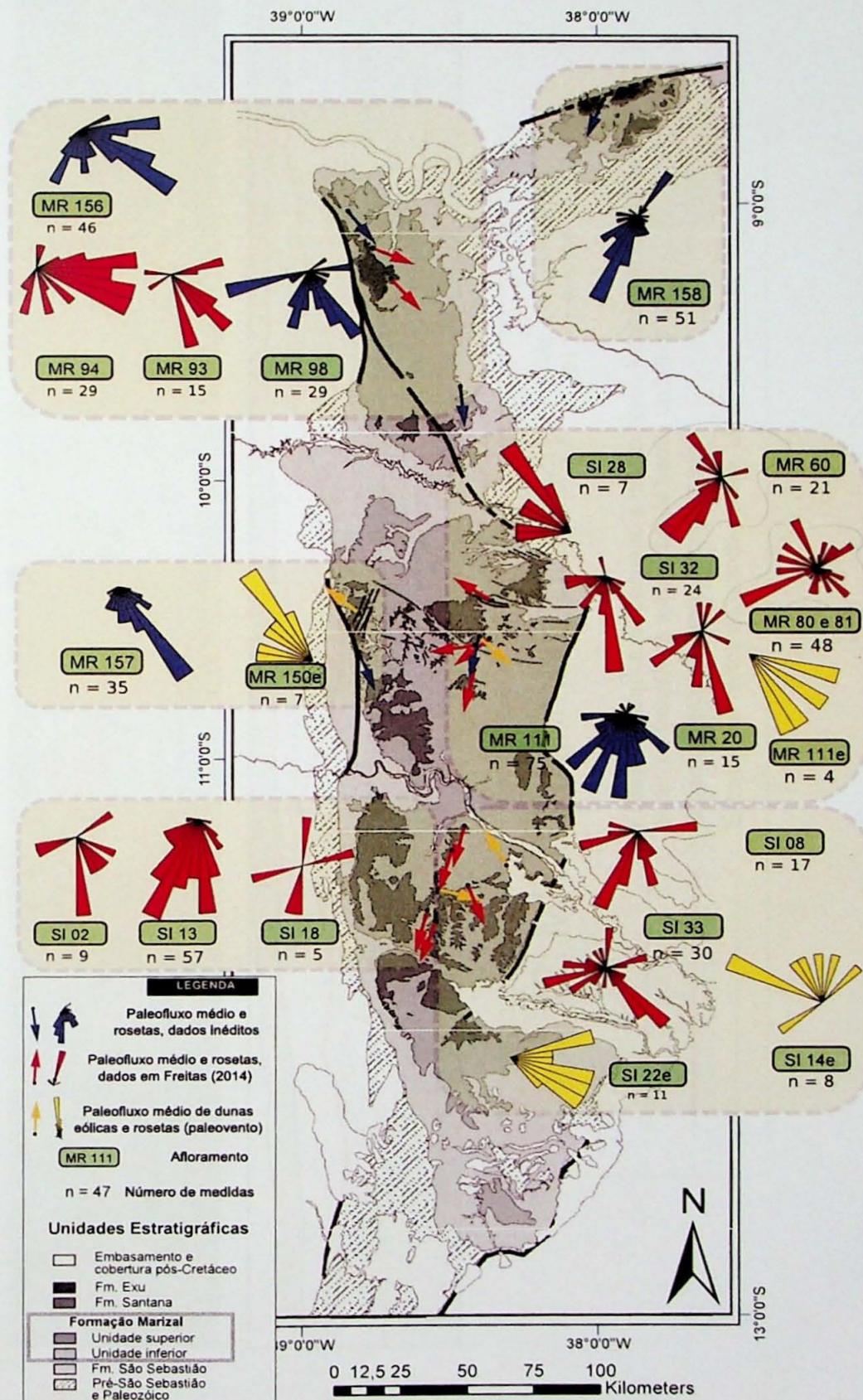
Membro Banzaê									
PONTO	$\sigma_{Sm}/Sm$	Sm	H1	H2	H3	D1	D2	D3	Dmax
MR156	0,45	31,4	96,7	92,8	91,1 ± 22	546,4	513,2	728 ± 182	1457
MR137	0,7	19,1	50,2	56,4	55,4 ± 13	332,3	338	443 ± 111	886
MR98	0,38	19,9	53	58,7	57,7 ± 14	346,3	349,9	462 ± 115	923
MR109	0,9	13,5	31,7	39,8	39,2 ± 9	234,9	252,6	313 ± 78	626
MR110	0,62	21,1	57,2	62,3	61,2 ± 15	367,1	367,5	490 ± 122	979
MR154	0,58	24,2	68,6	71,4	70,2 ± 17	421,1	412,4	561 ± 140	1123
MR159	0,34	26,3	76,5	77,7	76,3 ± 18	457,6	442,2	610 ± 153	1220
MR160	0,27	24,6	70,1	72,6	71,3 ± 17	428	418,1	571 ± 143	1141
MR145	0,7	14,5	34,9	42,8	42,1 ± 10	252,3	268,2	336 ± 84	673
MR16	0,79	20,7	55,8	61,1	60,0 ± 14	360,2	361,6	480 ± 120	960
MR05	0,41	28,5	85,1	84,2	82,7 ± 20	495,9	473,1	661 ± 165	1322
MR71	0,41	37,2	120,9	110	107,9 ± 26	647,3	591,7	863 ± 216	1726
MR36	0,59	35,2	112,4	104	102,1 ± 25	612,5	564,9	817 ± 204	1633
MR27	0,53	18,2	47,1	53,7	52,8 ± 13	316,7	324,6	422 ± 106	844
MR162	0,66	23,8	67,1	70,3	69,0 ± 17	414,1	406,6	552 ± 138	1104
MR155	0,43	24,7	70,4	72,9	71,6 ± 17	429,8	419,5	573 ± 143	1146
SI25	0,48	29,7	89,8	87,7	86,1 ± 21	516,8	489,8	689 ± 172	1378
SI22	0,35	19	49,8	56,1	55,1 ± 13	330,6	336,5	441 ± 110	882
SI20	0,26	29,8	90,2	88	86,4 ± 21	518,5	491,1	691 ± 173	1383
<b>MÉDIA</b>	<b>0,66</b>	<b>22,5</b>	<b>62,3</b>	<b>66,4</b>	<b>65,3 ± 16</b>	<b>391,5</b>	<b>387,9</b>	<b>522 ± 131</b>	<b>1044</b>
Membro Cícero Dantas									
PONTO	$\sigma_{Sm}/Sm$	Sm	H1	H2	H3	D1	D2	D3	Dmax
MR158	0,39	12,2	27,8	36	35,4 ± 9	212,3	232	283 ± 71	566
MR156	0,49	23,6	66,3	69,7	68,4 ± 17	410,6	403,8	548 ± 137	1095
MR98	0,36	22	60,4	64,9	63,8 ± 15	382,8	380,6	510 ± 128	1021
MR111	0,44	18,6	48,4	54,9	53,9 ± 13	323,6	330,6	432 ± 108	863
MR81	0,45	27,5	81,2	81,2	79,8 ± 19	478,5	459,1	638 ± 160	1276
MR157	0,5	30,8	94,2	91	89,3 ± 22	535,9	505	715 ± 179	1429
MR20	0,53	26,6	77,7	78,5	77,1 ± 19	462,8	446,5	617 ± 154	1234
SI33	0,37	18	46,4	53,1	52,2 ± 13	313,2	321,6	418 ± 104	835
<b>MÉDIA</b>	<b>0,53</b>	<b>21,6</b>	<b>59</b>	<b>63,7</b>	<b>62,6 ± 15</b>	<b>375,8</b>	<b>374,8</b>	<b>501 ± 125</b>	<b>1002</b>

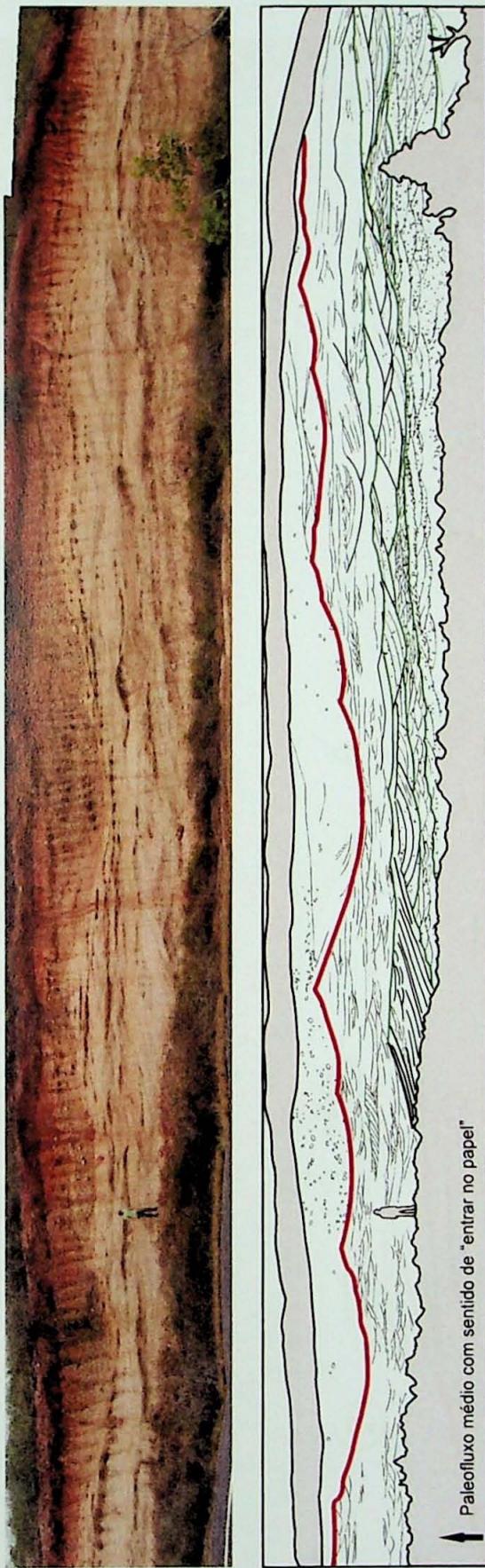
**Tabela 2 – Cálculo de altura de paleodunas (H) e profundidade de paleocanais (D) para os membros Banzaê e Cícero Dantas, segundo metodologia de diferentes autores.  $\sigma_{Sm}/Sm$ : desvio padrão de espessura de séries. Sm: média de espessura de séries. A razão ( $\sigma_{Sm}/Sm$ ) ideal deve se situar no intervalo (0,88 ± 0,3) para dunas de dimensões variadas. Colunas H1 a H3: altura de paleodunas segundo equações de Leclair & Bridge (2001) (Equações 2 a 4). D1: profundidade de paleocanal segundo equação de Yalin (1964) (Eq. 5). D2: profundidade de paleocanal segundo equação de Allen (1968; 1970) (Eq. 6). D3: profundidade de paleocanal segundo equação de Leclair & Bridge (2001) (Eq. 7). Dmax: profundidade máxima de paleocanal, durante cheias, segundo Leclair & Bridge (2001). Resultados estão em centímetros.**

Fig. 10: Paleocorrentes (Membro Banzaê)



Fig. 11: Paleocorrentes (Membro Cícero Dantas)





**Fig 12: Membro Banzaê)**

UTM: 575436/8861840  
BR 101, Km 104

Estratos cruzados de pequeno a médio porte, localmente limites de séries ou frentes de avalanche de barras unitárias.

Superfície erosiva basal de canal fluvial.

Estratos inclinados de grande escala. Limite de cosérie.

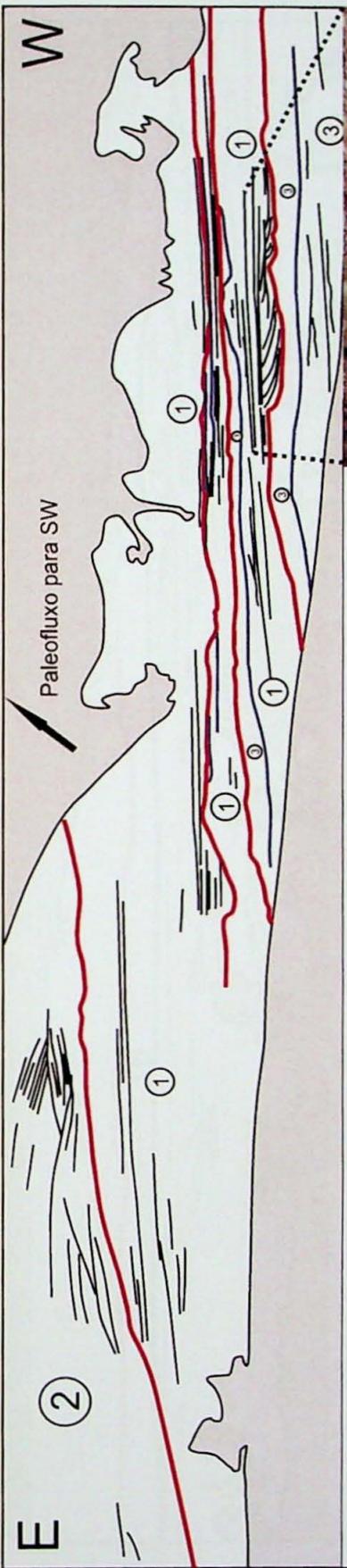
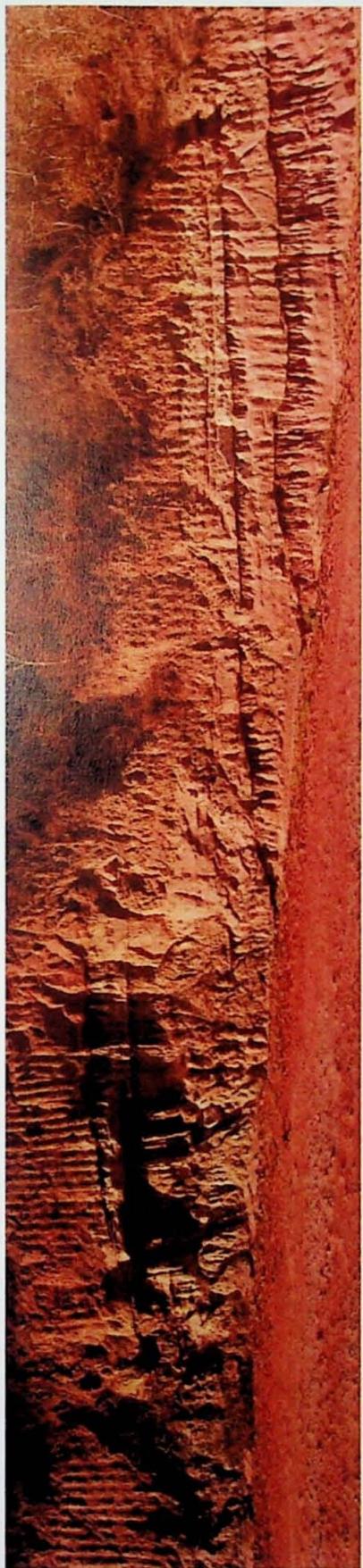


Figura 13: Membro 80 (Membro Cícero Dantas) UTM: 561694/8828234

Estratificação cruzada (com locais limites de série ou frentes de avalanche) ou estrat. plano-paralela.

Superfície basal de associação de planicie de inundação

Superfícies limitantes erosivas basais de canais de crevasse ou do canal fluvial principal (à esquerda). Canal de crevasse. Escavação e preenchimento sobre planícies de inundação.

Associação de barras fluviais do canal principal. Arenitos e paraconglomerados com estratificação cruzada de médio porte.

Associação de facies de planicie de inundação (predominio de fácies heterolítica).

1  
2  
3

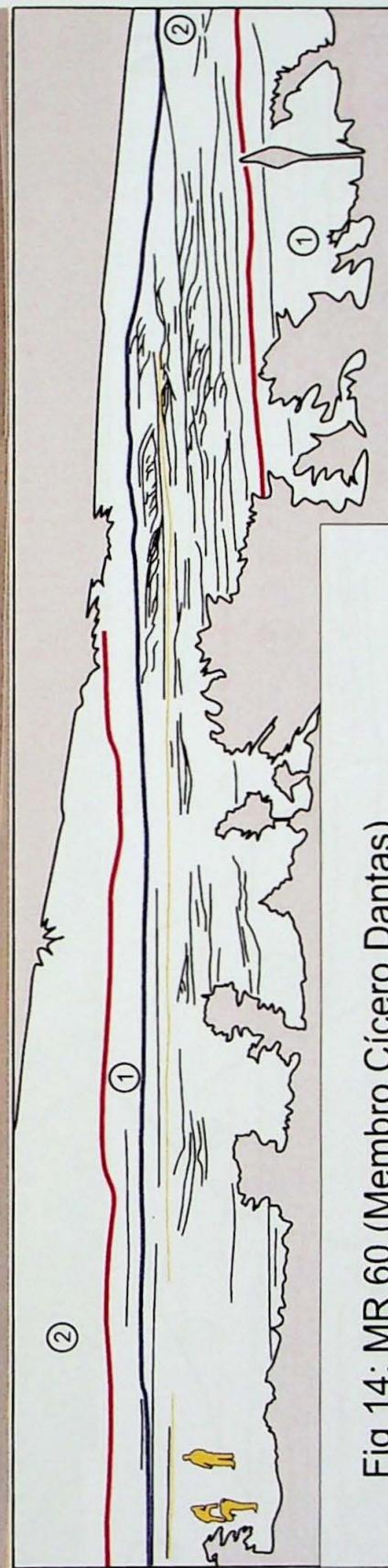


Fig 14: MR 60 (Membro Cícero Dantas)

Superfície basal de centimétrica associação de topo de barra.

Estratificação cruzada, localmente limites de séries ou frentes de avalanche.

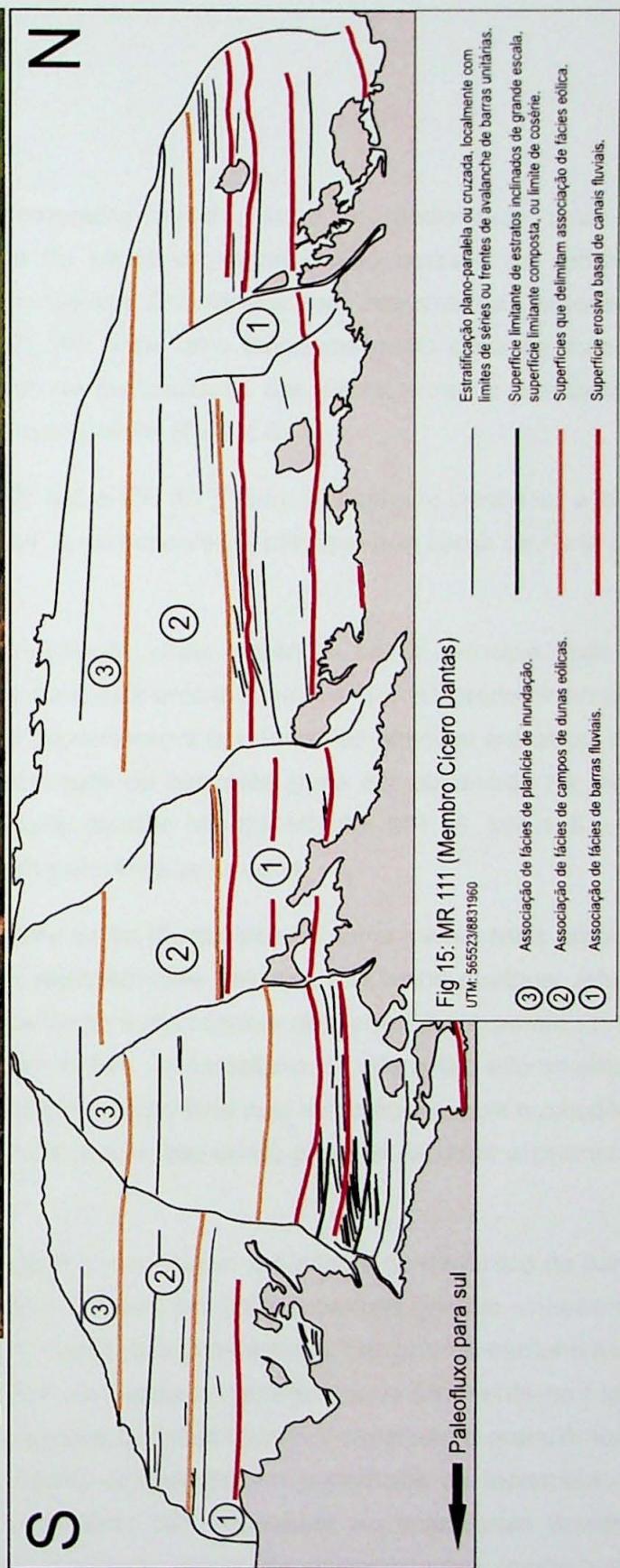
Superfície limitante basal de associação de planicie de inundação.

Superfícies limitantes erosivas basais de canais fluviais sobre planícies de inundação.

Associação de fácies de planicie de inundação.

Associação de fácies de barras fluviais.

①  
②



## VI. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### Membro Banzaê

Para a unidade arenoso-conglomerática basal (Figura 5), observa-se uma leve tendência de aumento da espessura de séries de estratificação cruzada da sub-bacia Tucano Norte para a sub-bacia Tucano Central. O diagrama com *box-plots* das espessuras de série para esta unidade (Figura 7) não exibe uma tendência muito clara de aumento destas espessuras para sul (e portanto da profundidade dos paleocanais), o que também pode ser observado para o Membro Cícero Dantas (Figura 8).

Os pontos MR 71, MR 160, MR 145 e MR 16 (Figura 5) parecem pertencer a locais sistemas de tributários que alimentavam o rio-tronco/axial principal que corria de norte para sul.

Esta característica de subordinação de locais tributários ao rio principal pode ser observada no mapa de paleocorrentes para esta unidade (Figura 10). Há predominância de paleofluxo para sul, interpretado como pertencente a um rio-tronco principal e axial ao rifte. Um sistema de tributários fluindo para oeste ou sudoeste pode ser observado na região Nordeste da sub-bacia do Tucano Central (pontos MR 03, MR 09, MR 16, MR 145 e MR 160). O paleovento possui predominante paleofluxo para norte.

*area Baixo* Já que os dados de paleocorrente estão distribuídos em uma escala mais ampla, o vetor médio de paleofluxo pode variar regionalmente sem que isto tenha qualquer relação com a sinuosidade de canal fluvial, conforme a abordagem de Barrett & Fitzgerald (1985), que utiliza os valores extremos de vetor médio de paleofluxo de diferentes afloramentos - porém em uma escala diferente. Tal método não poderia aqui ser aplicado, pois o paleofluxo médio se distribui em todos os quatro quadrantes, não sendo possível escolher afloramentos para azimute máximo e mínimo.

O afloramento MR 03 (Figura 12) é composto por um pacote de depósitos de barras fluviais arenosas com seixos e grânulos, limitado por uma superfície erosiva sinuosa que limita a base de um pacote com preenchimento mais cascalhoso, também de barras fluviais. O pacote inferior exibe séries de estratos inclinados de grande escala (em verde na Figura 12), que separam séries de estratos cruzados distintas quanto à dimensão e granulometria. Estes estratos inclinados de grande escala representariam superfícies de incremento ou acresção de barras fluviais. Estas superfícies são onduladas ou acanaladas devido à orientação do afloramento, transversal à direção média de paleocorrentes (embora seja

possível também localmente observar superfícies retilíneas e bem inclinadas de frente de avalanche destas barras unitárias). Não há associação de fácies de planície de inundação, que são mais raras no Membro Banzaê.

### **Membro Cícero Dantas**

Para a unidade superior, areno-pelítica, as séries de estratificação cruzada da sub-bacia do Tucano Central, onde há maior representatividade de dados (50% dos pontos), apresentam espessuras um pouco maiores (Figura 6).

O conjunto dos pontos MR 80 e 81 poderia pertencer ao sistema tributário de paleofluxo para sudoeste.

O diagrama de box-plots demonstra uma tendência de aumento na profundidade de palocanais de norte para sul (da esquerda para a direita na Figura 8). No entanto, o número de dados é aqui menor que para a unidade basal (Membro Banzaê).

O mapa de paleocorrentes (Figura 11) também sugere um sistema fluvial axial ao rifte, com um rio-tronco principal fluindo de Norte para Sul. Os pontos MR 60, MR 80 e 81 poderiam pertencer ao sistema tributário que entra na bacia de E para W. Paleovento possui dois sentidos principais: NW e SE.

Uma aparente maior variação angular interna nos dados de paleocorrente para cada afloramento desta unidade (Figura 11) poderia ser apenas reflexo do menor número de dados quando comparado aos dados do Membro Banzaê (Figura 10). Quando comparamos diferentes afloramentos desta unidade, a coerência quanto aos vetores médios é tão boa quanto na unidade inferior, não justificando a atribuição de um estilo fluvial mais meandrante para o Membro Cícero Dantas (segundo metodologia como em Barrett & Fitzgerald 1985).

O trecho do afloramento MR 80 aqui apresentado por meio de fotomosaico (Figura 13) apresenta uma superfície erosiva, à esquerda, com concavidade para cima, que serve de limite inferior para uma associação de fácies de barras fluviais com estratificação composta em um contexto de canal fluvial, com arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada de médio porte e algumas superfícies de frente de avalanche de barras unitárias. À direita, uma série de superfícies erosivas basais de canais de *crevasse* é facilmente observada. Estes pequenos canais podem estar relacionados ao canal principal (à esquerda). São preenchidos por arenitos com estratificação cruzada na base e níveis tabulares ou lençóis areníticos no topo. Estes, por sua vez, dão lugar mais acima a níveis

tabulares sub-horizontais de fácies heterolítica, interpretados como associação de planície de inundação (acima das curvas azuis, Figura 13). Estes corpos tabulares heterolíticos alternam níveis centimétricos lamíticos e níveis centimétricos de arenitos finos com laminação cruzada de pequeno porte.

O afloramento MR 60 também apresenta associação de fácies de canal fluvial em meio a associação de planície de inundação (Figura 14). A associação de canal fluvial à direita possui preenchimento de arenitos com estratificação cruzada composta, de barras fluviais. Pode-se observar limites inclinados de séries de estratificação cruzada e frentes de avalanche de macroformas de leito. Logo acima há passagem para associação de topo de barras - níveis areníticos mais tabulares ou em lençóis com estruturas como laminação cruzada e antidunas e granulação um pouco mais fina. No canto superior esquerdo, há mais um par de associações de planície de inundação e canal fluvial, respectivamente.

O afloramento MR 111 (Figura 15) possui em sua base várias superfícies erosivas irregulares de base de canais, representando uma amalgamação destes. É comum encontrar nestas superfícies basais erosivas alguns seixos reliquias de lamitos, que quando erodidos deixam buracos facilmente visíveis. A associação de fácies de canais fluviais é constituída por arenitos grossos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada composta, com superfícies de limites de série de estratificação cruzada e superfícies de frente de avalanche de barras unitárias. A amalgamação de canais fluviais na base do afloramento é seguida mais acima por um espesso pacote de arenitos finos bem selecionados relacionados a um campo de dunas eólicas, que por fim é coberto por um nível tabular de associação de fácies de planície de inundação, com espessura de alguns metros.

### **Comparação entre as duas unidades**

Na Figura 9 e Tabela 1, observa-se que não há diferença entre as unidades inferior e superior no que se refere à espessura de séries de cruzadas (e consequentemente na profundidade de paleocanais). Ambas as unidades possuem média e mediana de espessura de séries em cerca de 20 cm.

Quanto à arquitetura deposicional, embora o Membro Cícero Dantas preserve depósitos de planícies de inundação que não são prontamente observados no Membro Banzaê, os depósitos de associação de canais fluviais para ambos os membros é similar. Ambos possuem amalgamação de canais fluviais, observada em afloramentos de grande extensão lateral (MR 03, Figura 12; MR 111, Figura 15). Ambos os membros possuem

preenchimento de canais fluviais com estratificação cruzada composta interpretada como produto sedimentar da migração de barras unitárias (MR 03, Figura 12; MR 80, Figura 13; MR 111, Figura 15).

A altura de paleodunas calculada para as duas unidades por meio da equação de Leclair e Bridge (2001) (H3 na Tabela 2) exibe valores médios de 65 cm (Membro Banzaê) e 62 cm (Membro Cícero Dantas), com profundidades médias em torno de 5 m (D3 na Tabela 2), seguindo a equação de Leclair e Bridge (2001). Estes valores são comparáveis aos de um trecho entrelaçado do Rio Jamuna (com valor médio de altura de dunas em 70 cm e profundidade média de 5 m), que faz parte do maior rio entrelaçado atual, o Brahmaputra-Jamuna (Best *et al.* 2007).

## VII. CONCLUSÕES

Os membros Banzaê e Cícero Dantas da Formação Marizal possuem semelhanças quanto ao padrão de paleocorrentes e características paleohidráulicas. Ambas as unidades são constituídas por um sistema fluvial axial em relação ao sistema de riftes RTJ que o abriga. Este sistema fluvial possui paleofluxo rumo a sul, com um sistema tributário bem caracterizado na sub-bacia Tucano Central que fluía para oeste, conforme as observações de Freitas (2014).

O presente trabalho fornece uma estimativa de profundidade de paleocanais para ambas as unidades, por meio de análise estatística de dados distribuídos em toda a Bacia do Tucano. Os resultados aqui apresentados sustentam a comparação entre os estilos fluviais representados por estas duas unidades.

A paleohidráulica do sistema fluvial para ambas as unidades é bastante similar, com altura média de paleodunas em 65 cm para o Membro Banzaê e 62 cm para o Membro Cícero Dantas. A profundidade média de paleocanais varia de dois a nove metros, com média total para ambas as unidades em cinco metros (Tabela 2) – razoavelmente significativa para rios de baixa sinuosidade. Isto sugere que o sistema fluvial responsável pela deposição dos membros Banzaê e Cícero Dantas era um rio-tronco de destaque regional (Freitas 2014).

Desta maneira, o estilo de canal para os sistemas fluviais dos membros Banzaê e Cícero Dantas não deveria diferir muito, conforme observado na arquitetura deposicional de afloramentos para estes dois membros.

A Formação Marizal poderia ser subdividida em um Trato de Sistema de Baixa Acomodação, correspondente ao Membro Banzaê, e um Trato de Sistema de Alta Acomodação, correspondente ao Membro Cícero Dantas. A maior preservação de elementos de planície de inundação no Membro Cícero Dantas e sua caracterização como Trato de Alta Acomodação poderia ser atribuída a uma maior subsidência tectônica ou a uma maior disponibilidade de aporte sedimentar clástico de área-fonte friável, conforme sugerido por Freitas (2014).

Por outro lado, a suposição de que a maior preservação de planícies de inundação implicaria em uma mudança de estilo fluvial para meandrante não foi confirmada pelos dados. A arquitetura dos depósitos de canal é muito semelhante em ambas unidades, com arenitos grossos e arenitos conglomeráticos organizados em barras amalgamadas semelhantes às de rios entrelaçados modernos. A baixa dispersão de paleocorrentes do

sistema de rios-tronco (paralelos ao eixo do rifte) corrobora a interpretação de canais de baixa sinuosidade para ambos os membros. A dispersão de paleocorrentes totais está relacionada à presença de sistemas contributários com posição bem definida em mapa. Por fim, os dados de espessura de séries de estratificação cruzada são muito semelhantes nas duas unidades, contrariando a hipótese de modificação no estilo dos canais, dado que a alteração mais marcante na modificação de sistemas entrelaçados para meandrantes seria a grande redução da razão largura/profundidade, implicando em sensível aumento nas profundidades médias de canais e portanto de espessuras de séries preservadas.

Desta forma, o presente trabalho documenta um caso de modificação abrupta no padrão de preservação de canais e planícies de inundação fluviais facilmente relacionável às variações esperadas em consequência de um aumento na taxa de geração de espaço de acomodação (ou diminuição do aporte clástico), de acordo com modelos vigentes. Entretanto, a esperada alteração dos estilos de canais relacionada a essa modificação nos controles externos não parece ter ocorrido, revelando, como sugerido por Bridge (2003) que a proporção de depósitos de planície de inundação é, ao menos em parte, independente do estilo dos canais.

## Referências Bibliográficas

- Allen J.R.L. 1968. *Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publishing, Amsterdam, 433pp.
- Allen J.R.L. 1970. *Physical Processes of Sedimentation: An Introduction*. Unwin University Books, 248 pp.
- Allen J.R.L. 1973. Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance. *Sedimentology*, **20**: 323-329.
- Allen J.R.L. 1978. Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, **21(2)**:129-147.
- Barrett P.J. & Fitzgerald P.G. 1985. Deposition of the lower Feather Conglomerate – a Permian braided river deposit in southern Victoria Land, Antarctica, with notes on the regional paleogeography. *Sedimentary Geology*, **45**:189-208.
- Best J.L., Ashworth P.J., Sarker M.H., Roden J.E. 2007. The Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. In: *Large Rivers: Geomorphology and Management* (Ed.: Gupta A.). John Wiley & Sons, Chichester: 395-430.
- Blum M.D. & Törnqvist T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, **47(Sup.1)**:2-48.
- Bridge J.S. 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation perspective. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55(4)**:579-589.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and Floodplains*. Wiley-Blackwell Publishing, 504 pp.
- Bridge J.S. & Demicco R.V. 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge, 832 pp.
- Bridge J.S. & Leeder M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, **26(5)**:617-644.
- Bridge J.S., Tye R.S. 2000. Interpreting the dimensions of ancient channel bars, channels, and channel belts from wireline-logs and cores. *AAPG Bulletin*, **84(8)**:1205-1228.
- Bryant M., Falk P., Paola C. 1995. Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology*, **23**:365-368.
- Caixeta J.M., Bueno G.V., Magnavita L.P., Feijó F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8(1)**:163-172.
- Carrera S.C. 2012. Análise de Proveniência e Arquitetura Deposicional da Formação Marizal, Aptiano, Bacia do Tucano-Central, BA. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 52p.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375 pp.

Costa I.P., Milhomem P.S., Bueno G.V., Silva H.S.R.L., Kosin M.D. 2007a. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):433-443.

Costa I.P., Bueno G.V., Milhomem P.S., Silva H.S.R.L., Kosin M.D. 2007b. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):445-453.

Figueiredo F.T. 2013. Proveniência e arquitetura de depósitos fluviais das Sub-Bacias Tucano Central e Norte, Cretáceo (BA). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161p.

Fredsøe J. 1981. Unsteady flow in straight alluvial streams. Part 2. Transition from dunes to plane bed. *Journal of Fluid Mechanics*, **102**:431-453.

Freitas B.T. 2014. A Formação Marizal (Aptiano) na Bacia do Tucano (BA): Contribuições à Análise da Arquitetura de Depósitos Fluviais e Implicações Paleogeográficas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 176p.

Galeazzi C.P. 2012. Avaliação da influência da Zona de Transferência do Vaza-Barris na deposição das Formações São Sebastião (Barremiano) e Marizal (Aptiano), Bacia do Tucano (BA). Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 46p.

Jackson R.G. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*, **86**(11):1523-1533.

Jackson R.G. 1976. Large-scale ripples of the lower Wabash River. *Sedimentology*, **23**:593-623.

Julien P.Y. & Klaassen G.J. 1995. Sand-dune geometry of large rivers during floods. *Journal of Hydraulic Engineering*, **121**:657-663.

Karim F. 1999. Bed-form geometry in sand-bed flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, **125**:1253-1261.

Khan Z.A. & Tewari R.C. 2011. Paleochannel and paleohydrology of a Middle Siwalik (Pliocene) fluvial system, northern India. *Journal of Earth System Sciences*, **120**(3):531-543.

Leclair S.F. & Blom A. 2005. A qualitative analysis of the distribution of bed-surface elevation and the characteristics of associated deposits for subaqueous dunes. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 35:121-134. In: *Fluvial Sedimentology VII* (Eds: Blum M.D., Marriott S.B., Leclair S.F.). Wiley-Blackwell Publishing, 600 pp.

Leclair S.F. & Bridge J.S. 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, **71**(5):713-716.

Lima C.C.U. & Vilas Boas G.S. 2000. A Arquitetura Deposicional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) Na Bacia do Recôncavo, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):729-736.

Magnavita L.P., Destro N., Carvalho M.S.S., Milhomem P.S., Lima W.S. 2003. Bacia de Tucano. *Séries Bacias Sedimentares Brasileiras: Fundação Paleontológica Phoenix*, vol. 52.

Miall A.D. 1976. Paleocurrent and paleohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, **23**:459-483.

- Miall A.D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, **22**:261-308.
- Miall 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
- Milani E.J. & Davison I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154**:41-70.
- Nwajide C.S. & Hoque M. 1984. Paleohydraulic reconstruction of a late Cretaceous river in the middle Benue Trough (Nigeria) and its limitations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **47**:245-259.
- Paola C. & Borgman L. 1991. Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, **38**:553-565.
- Ranga Raju K.G. & Soni J.P. 1976. Geometry of ripples and dunes in alluvial channels. *Journal of Hydraulic Research* **14**(3):241-249.
- Reynolds J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester, 796 pp.
- Schumm S.A. 1973. Geomorphic Thresholds and Complex Response of Drainage Systems. In: M. Morisawa (Editor) *Fluvial Geomorphology*. Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp.:299-310.
- Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, Cambridge, 276pp.
- Stouthamer E. & Berendsen H.J.A. 2007. Avulsion: The relative roles of autogenic and alloegenic processes. *Sedimentary Geology*, **198**:309-325.
- Törnqvist T.E. 1994. Middle and late Holocene avulsion history of the River Rhine (Rhine-Meuse delta, Netherlands). *Geology*, **22**:711-714.
- Viana C.F., Gama Jr E.G., Simões I.A., Moura J.A., Fonseca J.R., Alves R.J. 1971. Revisão Estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **14**(3):157-192.
- Wright V.P. & Marriott S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, **86**:203-210.
- Yalin M.S. 1964. Geometrical properties of sand waves. *Journal of the Hydraulics Division* **90**(5):105-119.

