

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**AVALIAÇÃO DE PORTE DE UM SISTEMA ENTRELACADO NA
FORMAÇÃO MARIZAL (APTIANO, BACIA DO TUCANO) A
PARTIR DE ANÁLISES DE PALEOSINUOSIDADE E
PALEOHIDRÁULICA**

Maria Paula Ramos Clavijo

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2017

Nome: Maria Paula Ramos Clavijo

**AVALIAÇÃO DE PORTE DE UM SISTEMA ENTRELACADO NA
FORMAÇÃO MARIZAL (APTIANO, BACIA DO TUCANO) A
PARTIR DE ANÁLISES DE PALEOSINUOSIDADE E
PALEOHIDRÁULICA**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

SÃO PAULO

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Ramos Clavijo, Maria Paula

Avaliação de porte de um sistema entrelaçado na Formação Marizal (Aptiano, Bacia do Tucano) a partir de análises de paleosinuosidade e paleohidráulica / Maria Paula Ramos Clavijo. - São Paulo, 2017.

69 p.: il. + anexos + mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Almeida, Renato Paes de

1. Sinuosidade 2. Formação Marizal 3.
Paleohidráulica 4. Bacia Tucano I. Título

Nome: Maria Paula Ramos Clavijo

Título: AVALIAÇÃO DE PORTE DE UM SISTEMA ENTRELACADO NA FORMAÇÃO
MARIZAL (APTIANO, BACIA DO TUCANO) A PARTIR DE ANÁLISES DE
PALEOSINUOSIDADE E PALEOHIDRÁULICA

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para
obtenção do grau de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geotectônica

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Julgamento: _____

Para mi familia

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

Primeiramente, ao Prof. Renato por conceder-me a oportunidade de fazer parte do grupo de pesquisa, por estar presente nesses dois anos de trabalho fornecendo apoio em todos os âmbitos, especialmente durante o trabalho de campo, pelo entusiasmo dos resultados e no encaminhamento das discussões. E, finalmente, por ser um exemplo de força de trabalho e liderança.

Ao Grupo Mocé, a Natalia, o Heitor, o Xupim e a Bia pela ajuda na coleta de dados o longo dos trabalhos de campo. À Lari pela companhia nas aulas e pelo apoio nos relatórios e prestações de contas. À Prof. Lilliana pelo apoio e pelas discussões em campo. E especialmente ao Cristiano pela ajuda incondicional ao longo desses dois anos: nas aulas, nas discussões em campo, na revisão e no apoio para a culminação deste trabalho.

Ao Carlos pela disposição em me ensinar os programas de edições de mapas, e pelas críticas às imagens do trabalho.

Aos órgãos de fomento, à Fapesp pelo auxílio à pesquisa sob a forma do processo 2014/16739-8, 2016/03091-5, e ao PRH -241 pelo auxílio através de bolsa.

Por fim, às pessoas que fizeram parte desta linda experiência e que tive o prazer de conhecer. Ao Santiago e ao Andrés por mostrarme un camino más relajado, pelo apoio, carinho e amizade. Ao Cleber pelas longas conversas e desabafos. Aos colombianos pelo apoio fora de casa. Ao Adrian pela boa companhia. À equipe de rugby Tsunami pela oportunidade de sentir-me em casa. À Mari, pela ajuda e a paciência nesta última parte do mestrado. Ao Cris, Lari, Dori, Fer, Naza, Helena, Julio, Pedro, e Marcelo pelo apoio para que esta etapa fosse terminada.

Aos professores e funcionários do IGc.

RESUMO

Uma das principais questões da geologia sedimentar fluvial é a identificação do porte dos depósitos fluviais no registro geológico. O seguinte trabalho desenvolveu um método para determinação de um indicador de escala do sistema fluvial independente das medidas de espessura de séries, com base na relação empírica entre o porte do sistema fluvial e o comprimento de onda da sinuosidade de seu canal principal.

A Formação Marizal é interpretada como depósitos fluviais de rio entrelaçado do Aptiano, no município de Banzaê (Bahia-Brasil) as excelentes exposições e a continuidade lateral do Membro Banzaê permitiram a análise da distribuição espacial dos dados de paleocorrentes. Análise de 592 pares de estratificação cruzada e limite de séries permitiram reconhecer o predomínio de acréscimo frontal em barras arenosas, corroborando a interpretação de depósitos de rios entrelaçados. Para uma área de 250 Km², em 40 localidades tomaram-se 1264 medidas de estratificações cruzadas, permitindo a elaboração de mapas de paleocorrentes de três níveis estratigráficos de 10 a 15 m de espessura. Para cada estação pontual de medidas, foi possível estabelecer um erro em graus, com 95% de confiança, determinado pela análise de uma grande amostra (938 medidas em uma única estação) tomada como representativa da distribuição típica. Essa abordagem permitiu reconhecer a variação nos sentidos de paleocorrentes em uma malha de afloramentos e reconstituir a padrões de sinuosidade do sistema, dando como resultado 9 km de comprimento de onda da sinuosidade preservada no registro sedimentar. Novas medidas de espessura de séries de estratificação cruzada (n=2051) corroboram trabalhos anteriores, indicando média entre 21 e 23 cm para o Membro Banzaê, o que sugere canais com profundidade na escala de rios entrelaçados modernos de grande porte.

A análise de rios entrelaçados ativos com vazão conhecida mostra que o comprimento de onda da sinuosidade está diretamente relacionado à vazão média anual. A comparação do comprimento de onda dos rios ativos com o obtido no registro geológico para a unidade estudada permite concluir que o rio responsável pela deposição do Membro Banzaê da Fm. Marizal foi de grande porte, equiparável a rios de bacia de drenagem regional, como o Irrawaddy (Mianmar) e o Brahmaputra (Índia-Bangladesh).

ABSTRACT

One of the main questions in fluvial sedimentary geology is the recognition of the scale of past fluvial systems in the rock record. This work proposes a method for the assessment of fluvial system scale independent of cross-strata set thickness measurements, based on the empirical relation between the size of the fluvial system and the wavelength of the sinuosity in its main channel.

The Marizal Formation is interpreted as deposits of an Aptian braided river. The excellent exposures of the Banzaê Member, in Banzaê municipality (Bahia State - Northeastern Brazil) and their lateral continuity, enabled an analysis of the spatial distribution of paleocurrent data. The analysis of 592 pairs of cross-strata set surfaces and cross-strata set bounding surfaces reveal the prevalence of downstream accretion in sandy bars, thus corroborating previous interpretations of a braided river. For an area of 250 Km², in 40 outcrops 1264 cross-strata set surfaces were measured, leading to paleocurrent maps for three 10 to 15 m thick stratigraphic levels. An error in degrees, with 95% of confidence, was attributed for each individual station, calculated based on the analysis of a large sample (938 measurements in one individual station) taken as representative of the typical distribution. This approach enabled the recognition of the variability in local paleocurrent directions, leading to the reconstruction of the sinuosity patterns of the system, pointing to a 9 km wavelength for the preserved sinuosity. New cross-strata set thickness measurements (n=2051) corroborate previous works, with a mean thickness between 21 e 23 cm for the Banzaê Member, suggesting channel depths in the same scale of modern day large scale braided rivers.

The analysis of active braided rivers with known discharge reveals that the sinuosity wavelength is directly correlated to the mean annual discharge. Comparison of modern day rivers sinuosity wavelengths with the results obtained for the studied unit in the rock record indicates that the river responsible for the deposition of the Banzaê Member of the Marizal Formation was one of large dimensions, comparable to rivers of regional-scale drainage basins such as the Irrawaddy (Mianmar) and the Brahmaputra (India-Bangladesh).

SUMÁRIO

Capítulo 1 – Considerações iniciais	14
1.1 Introdução	14
1.2 Justificativa	15
1.3 Objetivo	15
1.4 Localização e acessos das áreas de estudo	16
Capítulo 2 – Fundamentação Bibliográfica	18
2.1 Contexto Geológico	18
2.1.1 Estratigrafia	20
2.1.2 Formação Marizal	22
2.2 Sinuosidade no registro	25
Capítulo 3 – Metodologia	27
3.1 Análises de fácies e elementos arquiteturais	27
3.2 Análise de sinuosidade	28
3.2.1 Paleocorrentes	28
3.2.2 Comprimento de onda da sinuosidade em rios atuais	30
3.3 Análise de profundidade	31
3.3.1 Paleohidráulica	31
3.3.2 Espessura de preenchimento	31
3.4 Processamento computacional	32
Capítulo 4 – Resultados	¡Error! Marcador no definido.
4.1 Arquitetura Depositional	¡Error! Marcador no definido.
4.1.1 Caracterização de Fácies	¡Error! Marcador no definido.
4.1.2 Caracterização das associações de fácies e elementos arquiteturais	¡Error! Marcador no definido.
4.2 Análises de Paleocorrentes	¡Error! Marcador no definido.
4.2.1 Escala hectométrica - Área Ravina de Currálinho	¡Error! Marcador no definido.
4.2.2 Escala quilométrica - Área de Banzaê	¡Error! Marcador no definido.
4.2.3 Escala da Bacia do Tucano	¡Error! Marcador no definido.
4.3 Análises de Paleohidráulica	¡Error! Marcador no definido.
4.3.1 Área Ravina de Currálinho	¡Error! Marcador no definido.
4.3.2 Área de Banzaê	¡Error! Marcador no definido.

4.3.3 Comparação com dados anteriores Bacia do Tucano	¡Error! Marcador no definido.
4.4 Comparações entre os dados de paleocorrente e paleohidráulica	¡Error! Marcador no definido.
Capítulo 5 – Discussão	¡Error! Marcador no definido.
5.1 Sinuosidade	¡Error! Marcador no definido.
5.1.1 Sinuosidade do canal em escala quilométrica na região de Banzaê	¡Error! Marcador no definido.
5.1.2 Comparação com sistemas ativos	¡Error! Marcador no definido.
5.2 Profundidade	¡Error! Marcador no definido.
5.2.1 Paleohidráulica: espessuras de série	¡Error! Marcador no definido.
5.2.2 Comparação com sistemas fluviais ativos	¡Error! Marcador no definido.
Capítulo 6 – Conclusões	¡Error! Marcador no definido.
Referências	33
Anexos	39
Anexo 1. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra. Currealinho	40
Anexo 2. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzaê , mapa A.	41
Anexo 3. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzaê , mapa B.	42
Anexo 4. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzaê , mapa C.	45

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Mapas da localização da área de estudo. A. Mapa da Bacia de Tucano. B. Afloramento Ravina de Currallinho. C. Afloramentos da área de Banzaê. 17
- Figura 2. Mapa geológico simplificado das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (extraído de Magnativa et al., 2003). 19
- Figura 3. Carta estratigráfica atualizada e aspectos tectono-deposicionais da Bacia do Tucano na área estudada (extraído de Santos et al., 2010). 23
- Figura 4. Coluna estratigráfica da Formação Marizal (extraído de Santos et al., 2010). 25
- Figura 5. Hierarquia de formas de leito e respectivas variabilidades de paleocorrentes (extraído de Miall, 1974). 26
- Figura 6. Rio Rakaia (Nova Zelândia) com medições do comprimento de onda da sinuosidade do canal. 30
- Figura 7. Fotos das fácies sedimentares presentes nos afloramentos. A. Arenito com estratificação cruzada tabular (At). B. Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo (Ab). C. Conglomerado com estratificação cruzada (Ce). D. Fácies dos Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa). **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 8. Fotos dos elementos arquiteturais nos afloramentos. A-D Estratificações cruzada de grande porte na Ravina de Currallinho. E. Estratificações cruzadas afloramento da área Banzaê. F. Estratificação cruzadas de médio porte na área de Banzaê. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 9. A. Panorâmica em direção Norte –Sul da área Ravina de Currallinho e localidade geográfica dos grupos 1, 2 e 3. B. Panorâmica da quarta seção estratigráfica. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 10. Parte superior, mapa com o vetor médio das paleocorrentes e reconstruções de superfícies nas seções estratigráficas da Ravina de Currallinho. Parte inferior, mapa com as distribuições das paleocorrente em rosetas de cada seção. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 11. Expressões geomorfológicas dos afloramentos da área de Banzaê. **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 12. Expressões geomorfológicas e fácies dos afloramentos da área de Banzaê. A e B. Fotografia ressaltando a direção entre as seções estratigráficas intermédias B e

superior C (linha azul) e estratificações cruzada (linhas roxas). D Fotografia que detalhada de estratificação cruzada tabular.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 13. Mapa de paleocorrentes da seção estratigráfica A na área de Banzaê. A. Mapa com o vetor médio das paleocorrentes e reconstruções de superfícies. B. Mapa com as distribuições das paleocorrente em gráficas de rosetas.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 14. Mapa de paleocorrentes da seção estratigráfica B na área de Banzaê. A. Mapa com o vetor médio das paleocorrentes e reconstruções de superfícies. B. Mapa com as distribuições das paleocorrente em gráficas de rosetas.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 15. Mapa de paleocorrentes da seção estratigráfica C na área de Banzaê. A. Mapa com o vetor médio das paleocorrentes e reconstruções de superfícies. B. Mapa com as distribuições das paleocorrente em gráficas de rosetas.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 16. Mapas de paleocorrentes dos três níveis estratigráficos na área de Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 17. Mapa de paleocorrentes do Membro Banzaê. (Modificado de Abdala, 2014 e Freitas, 2014).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 18. Diagramas de caixas das espessuras de séries das seções estratigráficas da Ravina de Curralinho.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 19. Diagramas de caixas da espessura de séries nas seções estratigráficas divididas e organizadas de Norte a Sul em cada localidade da Ravina de Curralinho. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 20. Diagramas de caixas das espessuras de séries das seções estratigráficas da área de Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 21. Mapa de distribuição da média das espessuras de serie nas três seções estratigráficas da área de Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 22. Mapa de distribuição das espessuras de séries máximas nas três seções estratigráficas da área de Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 23. Mapa da relação de paleocorrente e espessuras de séries máximas nas três seções estratigráficas da área de Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 24. Mapa das interpretações da sinuosidade nas três seções da área Banzaê.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 25. Gráfico da relação do comprimento de onda da sinuosidade com a vazão de sete rios atuais.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 26. Imagens satélites do Brahmaputra, Ghaghara, Kosi, Irrawaddy, Waitaki, Rakaia e Karakash, associadas a histogramas com o comprimento de onda da sinuosidade do canal.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 27. Diagramas de caixas das espessuras de séries da Ravina de Curralinho e Banzaê (dados do presente trabalho) e o Membro Banzaê (compilados de Abdala, 2014).
.....**¡Error! Marcador no definido.**

INDICE DE TABELAS

Tabela 1. Tabela de erros para cada número de medidas	29
Tabela 2. Compilação das medidas de estatística descritiva da Ravina de Curralinho.	¡Error! Marcador no definido.
Tabela 3. Compilações das médias de cada grupo em cada seção estratigráfica da Ravina de Curralinho	¡Error! Marcador no definido.
Tabela 4. Estimativas de profundidade das seções estratigráficas da Ravina de Curralinho. Sm (Média da espessura da série), H (altura da duna), D1 (profundidade do canal seis vezes maior a H) e D2 (profundidade do canal dez vezes maior a H).	¡Error! Marcador no definido.
Tabela 5. Recopilação das medidas de estatística descritiva das seções estratigráficas da área de Banzaê.	¡Error! Marcador no definido.
Tabela 6. Recopilação das estimativas de profundidade das seções estratigráficas da Ravina de Curralinho, Banzaê e Membro Banzaê (Abdala, 2014). Sm (Média da espessura da série), SM (Máximo da espessura de serie), H (altura da duna), D1 (profundidade do canal seis vezes maior a H) e D2 (profundidade do canal dez vezes maior a H).	¡Error! Marcador no definido.

Capítulo 1 – Considerações iniciais

1.1 Introdução

Rios de grande porte são um dos principais elementos dos sistemas de transporte e deposição sedimentar no planeta (e.g. Tandon & Sinha, 2007), e a identificação de grandes rios no registro sedimentar antigo é uma das principais questões da geologia sedimentar atual (e.g. Miall, 2006; Ashworth & Lewin, 2012; Lewin & Ashworth, 2014), porém critérios seguros para o reconhecimento de grandes rios no registro são ainda escassos. Nesse contexto o presente trabalho aborda a questão do reconhecimento do porte de paleorios com base em seus depósitos preservados em bacias sedimentares de uma forma alternativa às tradicionais análises de espessura de séries de estratos cruzados, propondo um método baseado no reconhecimento do comprimento de onda da sinuosidade de paleocanais, comparado ao de sistemas ativos com estilo de canal semelhante.

A Formação Marizal tem sido interpretada como um depósito de um sistema fluvial entrelaçado de rio grande (e.g. Freitas 2014). Localizada na Bacia do Tucano, no topo de uma sucessão de rifte do Cretáceo associado à abertura do Atlântico Sul (e.g. Magnavita, 1994; Cesero, 1997).

Trabalhos recentes desenvolvidos na Bacia do Tucano foram voltados à coleta sistemática de grande quantidade de dados de paleocorrentes e de espessuras de série (e.g. Freitas, 2014; Abdala, 2014). Nesses trabalhos, os dados de paleocorrentes foram utilizados principalmente para estimar direção geral do fluxo no contexto da bacia, enquanto os dados de espessura de série foram usados para estimar profundidade do canal.

Esse trabalho, por meio de um volume robusto de dados de paleocorrentes e de espessuras de séries, distribuídos em malha por uma área de 250 km², apresenta novos dados para avaliar o porte do rio que depositou a Fm. Marizal. A distribuição de dados de paleocorrentes permitiu desenvolver um método inovador de estimativa do comprimento de onda da sinuosidade em grande escala para depósitos fluviais, a partir do qual é possível comparar depósitos antigos com rios atuais de diferente dimensões. As espessuras de série foram utilizadas para obter estimativas de profundidade do paleocanal.

Os dados de sinuosidade e profundidade obtidos foram complementados com estimativas de profundidade de trabalhos prévios (e.g. Freitas, 2014; Abdala, 2014) e comparados com as características de sinuosidade e profundidade de rios ativos, a fim de estimar, por meio de análogos, o porte do sistema fluvial que existiu na época de deposição da Formação Marizal.

1.2 Justificativa

A Formação Marizal caracteriza-se por afloramentos com altura de dezenas de metros e continuidade lateral de quilômetros, além de fácil acessibilidade, assim constitui alvo ideal para o desenvolvimento de métodos de estudo de afloramentos de sistemas fluviais (e.g. Almeida et al., 2016; Figueiredo et al., 2016). Este trabalho apresenta dados importantes para as reconstruções e interpretações paleogeográficas especificamente na evolução espaço temporal do tamanho e sinuosidade de paleorios.

1.3 Objetivo

O objetivo desse trabalho é testar a possibilidade de estimar o porte de depósitos de rios antigos com base no comprimento de onda registrado como variação espacial de paleocorrentes.

Para isso é preciso:

1. Obter medidas de paleocorrentes em malha de pontos com espaçamento ideal para reconhecer a sinuosidade.
2. Medir espessuras de séries de estratos cruzados para avaliar o porte do rio com base em métodos de paleohidráulica.
3. Reconhecer a espessura preservada de depósitos de canal.
4. Interpretar o estilo dos canais e comparar com rios ativos para os quais pode-se conhecer a vazão e medir o comprimento de onda da sinuosidade.

O presente trabalho procura desenvolver método para determinação de um indicador de escala do sistema fluvial independente das medidas de espessura de séries, com base na relação empírica entre o porte do sistema fluvial e o comprimento de onda da

sinuosidade de seu canal principal (Leclair & Bridge, 2001 e Paola & Borgman, 1991) na escala do rank 3 de Miall (1974). Assim, com base em grande volume de dados de paleocorrentes e estimativa de erro para o rumo de paleocorrentes obtido em cada localidade, foram elaborados mapas de paleocorrentes para três diferentes níveis estratigráficos na área tipo da Formação Banzaê, permitindo a reconstituição tentativa da sinuosidade do sistema.

1.4 Localização e acessos das áreas de estudo

A área do presente trabalho está localizada no nordeste do Brasil, no Estado da Bahia. Geologicamente, encontra-se na Bacia de Tucano, que faz parte do Rifte Recôncavo - Tucano - Jatobá (RTJ). A Bacia de Tucano estende-se em direção Norte-Sul 330 Km e Leste-Oeste 40 Km, aproximadamente (Figura 1).

Foram estudadas duas áreas para obtenção de dados: a primeira encontra-se a norte do município de Banzaê, em local denominado de Ravina de Curralinho, enquanto a segunda área tem escala quilométrica, sendo constituída por uma série de afloramentos distribuídos a noroeste do povoado Banzaê. Estas áreas são caracterizadas pela ocorrência de paredões com espessuras que alcançam dezenas de metros, e continuidade lateral de centenas de metros até quilômetros que permitiu um estudo detalhado de cada localidade.

O percurso para chegar à Ravina de Curralinho envolve o uso de estradas secundárias, sendo necessário um veículo de dupla tração para o percurso. O trajeto a partir do município de Banzaê se dá pela rodovia BA-388 em direção norte (sentido Ribeirão do Pombal) até o povoado de São João de Fortaleza, continuando por 10 km em direção norte na rodovia BA-220 (sentido Euclídes da Cunha). Neste ponto, há uma bifurcação para uma estrada de terra, e continua-se nessa estrada, caracterizada por diversas outras bifurcações, da seguinte forma: percorre-se por 8 km em direção a norte-noroeste, 11 km a norte, 12 km a noroeste e terminado com 4 km a norte-nordeste.

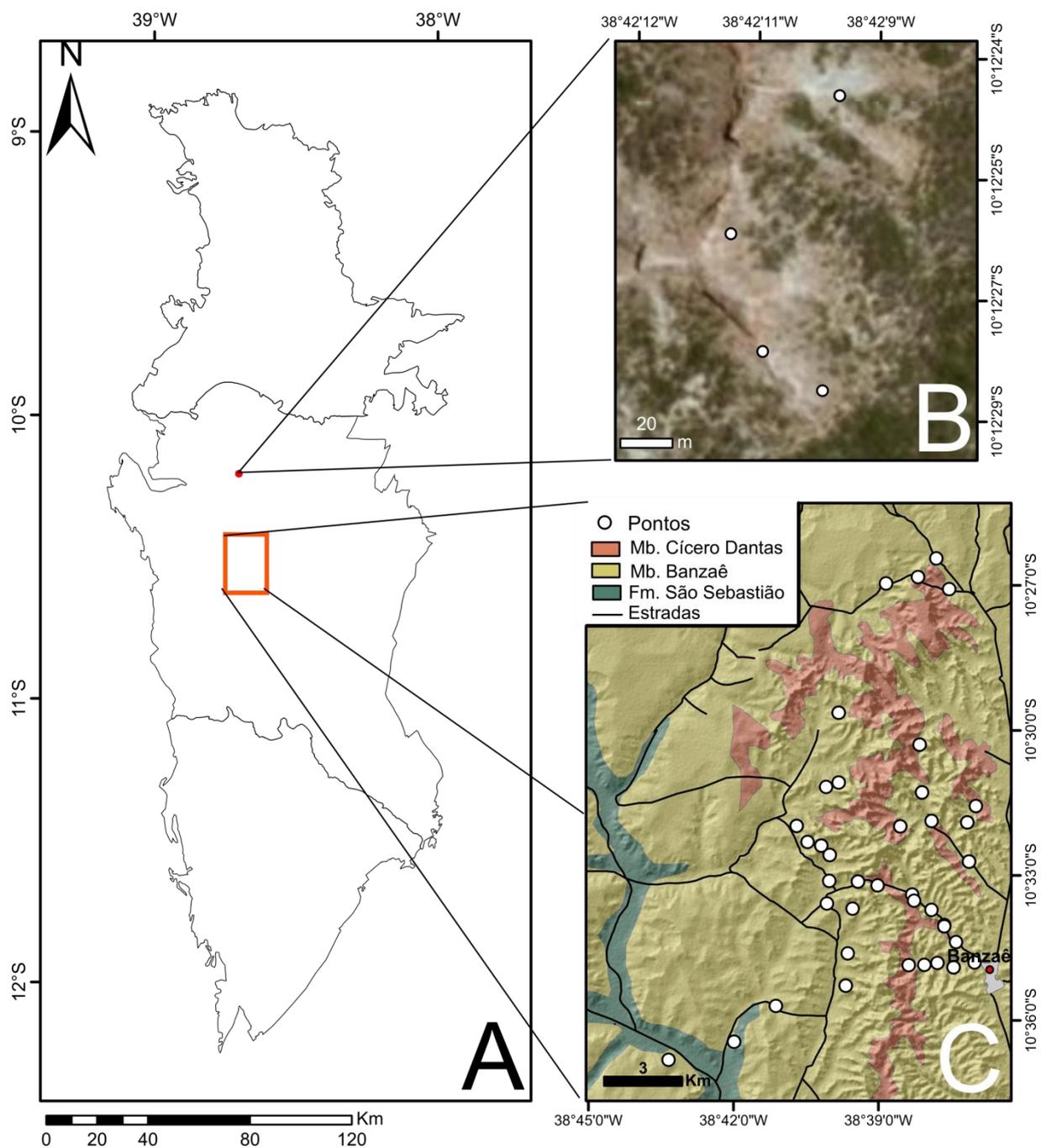


Figura 1. Mapas da localização da área de estudo. A. Mapa da Bacia de Tucano. B. Afloramento Ravina de Curalinho. C. Afloramentos da área de Banzaê.

Capítulo 2 – Fundamentação Bibliográfica

2.1 Contexto Geológico

O sistema de Rifte Recôncavo–Tucano–Jatobá (RTJ) localiza-se na região nordeste do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 45.000 km² (Bizzi et al., 2003) com direção NE-SW e N-S. A origem do rifte está relacionada à extensão crustal no Cretáceo Inferior que fragmentou o Supercontinente Gondwana, dando origem ao Oceano Atlântico. (Cesero & Ponte, 1997; Costa et al., 2007a,b; Magnavita et al., 1994) e definindo os contornos das placas Sul-Americana e Africana (Milani et al., 2007). No trabalho de Ponte (1978) o sistema RTJ foi interpretado como um rifte abortado na plataforma continental brasileira.

A configuração estrutural das bacias reflete a atuação dos esforços distensivos (Magnavita & Cupertino, 1987). Ao longo dos anos, tem-se apresentado diferentes modelos tectônicos sobre a evolução da Bacia RTJ como: o modelo de microplaca (Milani & Davison, 1988; Milani et al., 1988), o modelo de rifteamento duplo (Magnavita, 1992), o modelo de descolamento (Ussami et al., 1986); entre outros trabalhos que desenvolvem estudos estruturais e estratigráficos específicos de cada bacias ou de todo o sistema RTJ (e.g. Caixeta et al., 1994; Costa et al., 2007a,b; Costa et al., 2005, 2003; Cupertino, 1990; Cupertino & Bueno, 2005; Destro et al., 2003a,b; Kuchle & Dos Santos Scherer, 2010).

A Bacia do Tucano é a maior bacia do sistema RTJ. O limite geográfico com a Bacia do Recôncavo é o Alto Aporá e com a Bacia Jatobá, é o Rio São Francisco (Magnavita et al., 2003). A bacia, subdivida nas sub-bacias de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, estruturalmente apresenta-se como semi-grabens assimétricos, com depocentros isolados por falhas transferência (Magnavita & Cupertino, 1987) que compõe os altos estruturais de Itapicuru e Vaza-Barris. A assimetria é gerada por uma falha de borda principal (Magnavita et al., 2003) (Figura 2).

Na Sub-bacia de Tucano Sul e Tucano Central a falha de borda está ao leste e o mergulho regional das camadas é para sudeste, acomodado, em padrão dominó, por falhas normais planares, sintética em relação à falha de borda. Na Sub-bacia de Tucano Norte a falha de borda está a oeste, assim como o mergulho das camadas (Costa et al., 2007a,b; Magnavita & Cupertino, 1987).



Figura 2. Mapa geológico simplificado das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (extraído de Magnativa et al., 2003).

O Tucano Sul ocupa aproximadamente 7.000 km² em área. Seus limites são determinados pela falha de Inhambupe, a leste; pelo embasamento cristalino, a oeste; pelo Alto de Aporá, a sul; pela zona de acomodação do rio Itapicuru, a norte. A sub-bacia torna-se mais profunda para nordeste, atingindo mais de 7.000 metros de espessura sedimentar no Baixo de Inhambupe (Costa et al., 2007 a; Magnavita et al., 2003).

O Tucano Central ocupa aproximadamente 14.700 km² em área, constituindo a maior sub-bacia da região. Seus limites são determinados pela falha de Ajustina, a leste; pelo embasamento cristalino, a oeste; pela zona de acomodação do rio Itapicuru, a sul; pela zona de acomodação do Vaza-Barris, a norte. A falha de Ajustina é falha de borda principal, arquitetura estrutural é caracterizada por falhas de direção geral N-S, mergulhando para oeste, resultando em um estilo dominó. No baixo de Cícero Dantas a bacia tem uma espessura de mais de 10.000 metros (Costa et al., 2007a; Magnavita et al., 2003).

O Tucano Norte ocupa uma área de cerca de 8.800 km². Seus limites são determinados pelo embasamento cristalino, a leste; pela falha São Saité, a oeste; pela zona de acomodação do Vaza-Barris, a sul; pela falha do rio São Francisco, a norte. (Costa, et al., 2007 b; Magnavita et al., 2003). No limite entre as bacias de Tucano Central

e Tucano Norte, além do Alto do Vaza-Barris, ocorrem falhas de transferência de Caritá e de Jeremoabo que constituem uma zona de acomodação determinante da inversão da assimetria dos semi-grabens. Esta inversão está bem caracterizada pelo padrão geométrico da falha de Caritá, a qual inverte o sentido do mergulho (Caixeta et al., 1994; Cupertino, 1990; Magnavita et al., 2003) No Baixo de Salgado do Melão estima-se a profundidade de mais de 7.000 metros (Magnavita et al., 2003).

O Sistema Rifte RTJ instalou-se na região limítrofe das províncias São Francisco e Borborema, cujas estruturas controlaram sua abertura. As sub-bacias de Tucano Sul e Central tem como embasamento o Cinturão Bahia Oriental (nordeste da Província São Francisco) constituído por blocos/microplacas arqueanos, compostos por ortognaisses granulíticos e/ou migmatíticos (Serrinha, Itabuna-Curaçá) amalgamados e intensamente deformados no Paleoproterozoico (Kosin, 2008).

A Sub-bacia de Tucano Norte instala-se no limite da Província São Francisco com a Subprovíncia Meridional da Província Borborema. A Subprovíncia Meridional está dividida nos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó, constituídos por complexos ortognáissicos e sequências metavulcanossedimentares, e na Faixa de Dobramentos Sergipana, que compreende rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas (Kosin, 2008).

2.1.1 Estratigrafia

A revisão histórica da estratigrafia das bacias de Recôncavo e Tucano de Viana et al.,(1971) apresenta uma nova proposta estratigráfica baseada no Código de Nomenclatura Estratigráfica America de 1966. Assim, este trabalho converteu-se na base dos estudos estratigráficos do rifte RTJ. (e.g. Caixeta et al., 1994; Cupertino, 1990; Magnavita et al., 2005)

Segundo Magnavita et al. (2005), a sucessão estratigráfica do Rifte do RTJ contém estratos com idades do Paleozoico ao Cenozoico. O autor apresenta uma coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo relacionando-a à evolução tectôno-estratigráfica do rifte (fases pré-, sin- e pós-rifte), estendendo as unidades definidas na bacia para todo o Rifte RJT. Porém, aclara a necessidade de ter uma coluna estratigráfica para cada bacia ou sub-bacia (Figura 3).

Os depósitos de idade Paleozoica estão preservados nas bordas leste e sudeste das bacias do Tucano Norte e Jatobá e constituem remanescentes de ciclos sedimentares, sendo correlacionados aos depósitos da Bacia do Parnaíba. A Formação Afligidos, de idade Permiana ou Triássica, para sua porção superior (Magnavita et al., 2005).

Os depósitos de idade Mesozoicos são o resultado da própria evolução tectônica da bacia, das etapas Pre-Rifte, Sin-Rifte e Pós-Rifte. O preenchimento da bacia nesse período inclui depósitos de um sistema fluvio-deltáico progradante de norte para o sul (Magnavita & Cupertino, 1987).

A seção Pre-Rifte estende-se temporalmente do Tithoniano ao Berriasiano e compreende rochas do Grupo Brotas (Formação Aliança e Sergi), representado por folhelhos avermelhados e arenitos sobrepostos por arenitos fluviais e eólicos, respectivamente. Sucedidos pelo Grupo Santo Amaro (Formação Itaparica e Água Grande) representado por depósitos fluviais e lacustres sobrepostos por arenitos fluviais e eólicos, respectivamente (Costa et al., 2007a; Magnavita et al., 2005).

A porção Sin-Rifte engloba idades do Berrasiano inferior ao Aptiano inferior, abrangendo um intervalo de tempo de 24 milhões de anos, no qual a bacia foi preenchida por dois sistemas deposicionais progradantes, o longitudinal (flúvio-deltáico-lacustre) e o transversal (leques conglomeráticos). Tradicionalmente, o início desta fase era marcado no primeiro aparecimento da espessa cunha de conglomerados sintectônicos da Fm. Salvador. Mas os conglomerados só indicam a existência de uma elevação topográfica. O início desta se representa quando a taxa de subsidência é maior do que a taxa sedimentação, registrada nos folhelhos escuros do Membro Tauá da Formação Candeias (Costa et al., 2007a ; Magnavita et al., 2005).

O sistema fluvio-deltáico-lacustre compreende rochas da Fm. Candeias, representada por turbiditos, folhelhos lacustres e arenitos laminados e maciços. Essas rochas são sucedidas pelo Grupo Ilhas, pela Fm. Marfil representada por arenitos siltitos, folhelhos e ocasionais carbonatos, pelo Fm. Pojuca/Trapique representada arenitos, folhelhos, siltitos e calcários intercalados (Viana et al., 1971). Estratigraficamente acima, encontra-se o Grupo Massacará, composto Fm. São Sebastião, representada por arenitos fluviais deltaicos (Costa et al., 2007a ; Magnavita et al., 2005), e pela Fm. Poço Verde, representada por folhelhos e alguns calcários.

A seção Pós-Rifte foi depositada do Aptiano ao Albiano Inferior. Esse período é representado por conglomerados, arenitos, folhelhos e calcários da Fm. Marizal em ambientes deltaicos. (Costa et al., 2007a ; Magnavita et al., 2005).

Os depósitos do Neógeno são representados exclusivamente pelos depósitos aluviais da Fm. Barreiras (Costa et al., 2007a).

Em função das similaridades de seu arcabouço estrutural e registro sedimentar, as sub-bacias de Tucano Sul e Central podem ser representadas através de uma única carta estratigráfica, enquanto a sub-bacia de Tucano Norte tem maiores afinidades com a bacia de Jatobá. (Costa et al., 2007a b).

2.1.2 Formação Marizal

A Fm. Marizal ocupa 75% da área superficial do Rifte RTJ. Apresenta espessura média em torno de 150 m, com máximo de 300 m no centro de Tucano. Sobrepõe-se em discordância angular ao Grupo Massacará e está sotoposta em discordância homogênea à Fm. Barreiras. A formação tem idade aptiana, por estudos baseados em palinóforos (Magnavita, 1992).

Um dos primeiros trabalhos onde se registra a Formação Marizal se descreve uma sequência de arenitos micáceos de areia média até cascalhos com algumas estratificações cruzadas exposta na Serra do Marizal ao Leste da cidade de Tucano. Na base da formação há uma discordância com as unidades do Cretáceo. Interpretou-se como um depósito eólico e deltaico. Suprajacente a ela se ocorre a Fm. Cícero Dantas como sedimentos vermelhados, arenitos folhelhos, argilas e siltitos.

Segundo Viana et al. (1971), a dificuldade para diferenciar as formações Marizal e Cícero Dantas levou a juntá-las em uma única unidade. Nesse trabalho se faz referência a Campos (1960) pela divisão informal da formação em três membros (Viana et al., 1971), a Santos (1962) pelo mapeamento da formação no sudeste da bacia e aos trabalhos de Weber (1964), Muller (1966) e Brain (1961) pela menção da formação na revisão da evolução cronoestratigráfica.

Tendo em vista estes trabalhos e o de Santos et al. (2010), descreve-se a Fm. Marizal sendo formada por arenitos e conglomerados, siltitos, folhelhos e calcários. Os arenitos são mal selecionados, finos a grossos apresentam tonalidades cinza-esbranquiçados e amarelo-avermelhados, sub-angulares a sub-arredondados, de composição quartzosa, feldspáticas, pouco micáceos, argilosos, caulínicos; com estratificações cruzadas frequentes. Os conglomerados são policompostos, seixos de arenitos vermelhos, calcários e quartzos, em uma matriz arenosa. Os folhelhos contêm

lâminas de gipsita e barita de tons cinza, róseos e amarelados. Os siltitos micáceos têm tons róseos e amarelo-avermelhados (Figura 4).

Muitos dos peixes fósseis estudados no oeste do Gondwana no Cretáceo Temprano pertencem a uma fauna endêmica, sendo uma potencial ferramenta para as reconstruções biogeográficas. (Maisey, 2000) Os dados paleontológicos coletados na Formação Marizal reforçam a hipótese de que durante o Aptiano-Albiano houve uma conexão do mar Carriben Tetys com o sistema de rifte de Gondwana Ocidental formando um mar epicontinental ou um 'seaway' (e.g. Brito & Alvarado-Ortega, 2008; Maisey, 2000). Outros autores também apresentam a influência do Mediterrâneo Tethys no rifte em questão (Amaral & Brito, 2012). As interpretações paleográficas do 'seaway' não se referem como uma única, contínua e ampla conexão marinha; refletem eventos tectônicos locais incluindo às vezes faunas localmente distintivas (Brito & Alvarado-Ortega, 2008). A camada Amargosa entre os Membros Banzaê e Cicero Dantas é interpretada como depósito destas incursões marinhas (Freitas, 2014). O registro do mar epicontinental estaria também presente em outras bacias ao longo da margem continental, e.g. bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe, Sergipe e Camamu (Arai, 2014).

A formação Marizal recentemente foi dividida em dois membros, com uma unidade inferior, denominada de Membro Banzaê, caracterizada por depósitos de canais amalgamados, e uma unidade superior, denominada de Membro Cícero Dantas, caracterizada por depósitos de canais isolados em meio a depósitos de planície de inundação (Freitas, 2014).

Esta formação tem sido o objetivo de numerosos trabalhos de caracterização de sistemas deposicionais fluviais (e.g. Carrera, 2015; Freitas, 2014; Lima & Boas, 1994). Os trabalhos de paleocorrente têm se desenvolvido em escalas maiores do que as apresentadas no presente trabalho. Essas pesquisas prévias, mostram a predominância do paleofluxo para SSW (Santos et al., 2010), sendo interpretada como um sistema de rio tronco fluindo para o sul, paralelo à bacia, junto à borda oeste, com padrões transversais associados a sistemas fluviais tributários, na borda leste (Abdala, 2014; Carrera, 2015; Freitas, 2014).

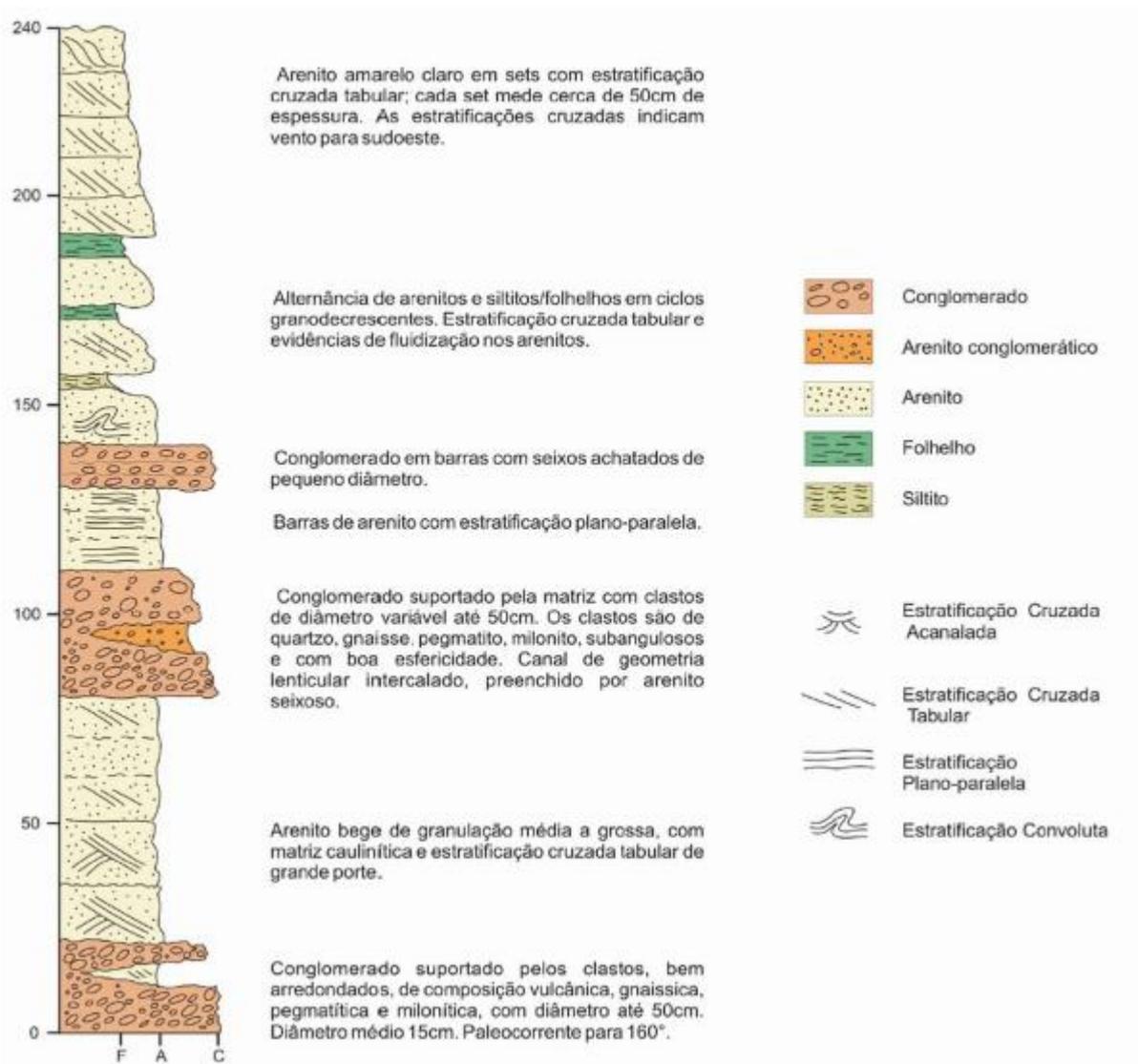


Figura 4. Coluna estratigráfica da Formação Marizal (extraído de Santos et al., 2010).

2.2 Sinuosidade no registro

A análise de paleocorrentes se apresenta como ferramenta de interpretações paleogeográficas e sinuosidade (e.g. Potter & Pettijohn, 1977; Selley, 1982). A análise de paleocorrentes permite saber a direção do fluxo no momento em que o sedimento foi depositado e, integrada com os dados de análises de fácies e proveniência, permite fazer reconstruções paleogeográficas regionais (e.g. Assine, 1994; Bradley & Hanson, 2002; Bill et al., 1987; Freitas, 2014; Carrera, 2015).

Segundo Allen (1966), as informações trazidas pelos dados de paleocorrente variam de acordo com a escala da área estudada. O autor, ao propor uma hierarquização de estruturas sedimentares de acordo com a escala de observação (variando da primeira ordem, que envolve um trecho de um canal, à quarta ordem, composta por ripples de pequena escala), denota que a variabilidade da direção de vetor aumenta quando a escala

de estrutura sedimentar diminui. O trabalho de Miall (1974) retoma os conceitos de Allen (1966) e caracteriza a hierarquização em seis escalas, que incluem (1) um sistema fluvial inteiro, (2) canais dentro de um delta, (3) canal individual, (4) barras, (5) estratificação cruz margeando a frente da barra e (6) a crista de uma ripple. Para determinação de sinuosidade, a escala de interesse é representada pela variação em planta da direção do canal correspondente o rank 3 de Miall (1974), em uma área condizente com o tamanho do canal estudado (Figura 5).

No registro geológico, interpretações do grau sinuosidade, alto ou baixo, foram estimadas a partir de análises de paleocorrentes (e.g. Barrett & Fitzgerald, 1985; Miall, 1988; Payenberg et al., 2003). Recentemente, foi confirmada a possibilidade de usar dados de paleocorrente como indicadores de sinuosidade em trabalhos que mostram geometria de depósitos fluviais antigos em planta por meio de imagens de satélite. Estas imagens mostram uma grande quantidade de “scroll bars” com variações das paleocorrentes ao longo destas, concordantes as geometrias encontradas (e.g. Wu et al., 2015; Bhattacharyya et al., 2015).

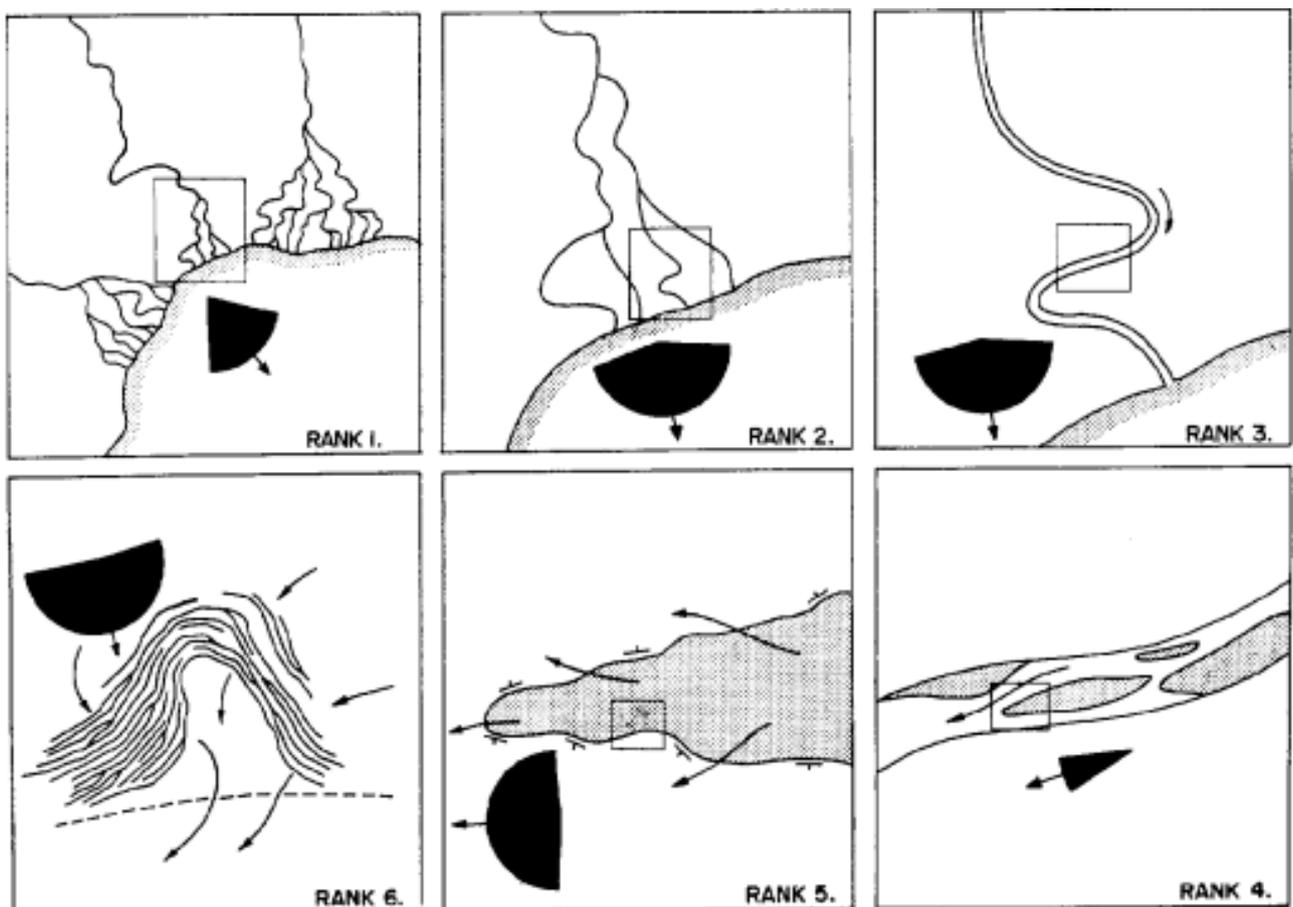


Figura 5. Hierarquia de formas de leito e respectivas variabilidades de paleocorrentes (extraído de Miall, 1974).

Capítulo 3 – Metodologia

Com a finalidade de estimar a sinuosidade e profundidade do canal que formou os depósitos do Membro Banzaê, Fm. Marizal, na Bacia do Tucano, o trabalho aqui proposto fundamentou-se em levantamentos sistemáticos de colunas estratigráficas em detalhe, com (i) análise de fácies, (ii) aquisição de dados de paleocorrente e atitude dos respectivos limites de série e (iii) espessura de séries nos afloramentos estudados. Os dados foram adquiridos diretamente em campo nos meses de novembro de 2015 e agosto de 2016.

3.1 Análises de fácies e elementos arquiteturais

A análise de fácies consiste na caracterização de depósitos sedimentares a partir da identificação da textura, composição, estruturas sedimentares, geometria, conteúdo paleontológico e cor. Assim, um intervalo é distinto dos depósitos adjacentes por meio de um conjunto de características próprias, com o objetivo de interpretar o ambiente deposicional com base nas descrições e metodologias de diversos autores (e.g. Miall, 2000; Reading, 1986; Walker, 1992). A caracterização das fácies foi feita a partir da descrição e de levantamentos de colunas estratigráficas nos afloramentos estudados, apresentando um registro fotográfico de cada uma delas.

A análise dos elementos arquiteturais consiste em inferir as relações hierárquicas das fácies descritas anteriormente a partir das relações espaciais entre elas. Estas relações geométricas foram descritas em campo e comparadas com formas geométricas do sistema deposicional, conforme apresentado nos trabalhos de Allen (1983) e Miall (1985). As descrições e a nomenclatura dos depósitos foram baseadas no trabalho de Bridge (1993), no qual o autor criticou a classificação de Miall (1985, 1996) que evidencia a complexidade dos sistemas fluviais ativos. Em seu trabalho, o autor propôs uma observação de detalhes e de características não esperadas e interpretação de depósitos fluviais com enfoque na escala das barras.

3.2 Análise de sinuosidade

3.2.1 Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes consiste na determinação da direção e sentido do fluxo de um depósito sedimentar através da medição sistemática das estruturas preservadas nas rochas, cuja origem tem relação direta com o paleofluxo (Miall, 1974; Potter & Pettijohn, 1977; Selley, 1982). As medidas são apresentadas graficamente por uma roseta que representa um histograma em formato de círculo (Selley, 1982).

A estratificação cruzada tabular é a estrutura sedimentar mais comum nas áreas de estudo relacionada ao paleofluxo. As análises para calcular os parâmetros estatísticos das estratificações cruzadas foram baseadas nos métodos propostos por Potter & Pettijohn (1977) e Selley (1982).

Na equação a seguir, tem-se que o vetor médio (x) e o fator de consistência (f.c.) foram calculados a partir dos azimutes medidos (a) e do número de medidas realizadas (n) com as seguintes equações:

$$x = \arctan (\sum \text{sen } a / \sum \text{cos } a)$$

$$\text{f.c.} = \sqrt{[(\sum \text{sen } a)^2 + (\sum \text{cos } a)^2]} n^{-1}$$

Foram estimadas 30 medidas como número de medidas mínimo em cada localidade, aumentando em 5 medidas a metodologia do trabalho de Selley (1982), no qual o autor estima um erro máximo de $\pm 30^\circ$ com um mínimo de 25 medidas. No entanto, por limitações de exposição, algumas localidades não cumprem com todas as medições. Nesse trabalho, foi coletado um total de 3193 medidas, principalmente com a utilização do programa Clino (Midland Valley) em iPad mini 2, com precisão verificada por medições com bússola Brunton. Para as análises em escala de bacia, compilaram-se os dados de paleocorrente e espessura de série de Abdala (2014) e Freitas (2014), e os dados adquiridos em escalas menores apresentados neste trabalho.

Foi possível interpretar a direção de acreção das barras seguindo a metodologia proposta na aquisição de dados e o processamento com os códigos em *MatLab* apresentados no trabalho de Almeida et al. (2016), no qual as superfícies das barras são reconstruídas a partir de medições de pares de estratificação cruzada e limite de série. O método apresenta a possibilidade de reconstituição de superfícies de barra a partir de limites de séries e estratos cruzados, permitindo um grande número de medidas que não

seria possível se apenas superfícies de incremento (3a ordem, *sensu* Miall, 1974) fossem medidas.

Apesar do reconhecimento de bandas de deformação e falhas afetando a unidade, os mergulhos tectônicos nas camadas da Formação Marizal nas áreas estudadas limitam-se a frações de grau (Freitas, 2014). Desta forma não foi necessária a correção das medidas para basculamento tectônico.

Os intervalos de erro foram estimados a partir de novo método desenvolvido para tanto. O princípio é a coleta de um grande conjunto de dados em uma única localidade, de forma a obter-se uma amostra representativa da distribuição de medidas em estruturas geradas sob um único rumo paleocorrente local. Neste estudo, foram coletadas 938 medidas em uma área de 100 por 150 metros na localidade de Curralinho. Uma rotina gerada em Matlab foi então utilizada para extrair aleatoriamente 200 subamostras para cada número de medidas possível. Assim, para cada um dado número de medidas foi possível calcular 200 valores diferentes de paleocorrentes com diferentes subamostras. Comparando-se os 95% centrais dessa dispersão com o rumo calculado para a amostra total de 938 medidas, foi possível estabelecer o erro, com 95% de confiança, de amostras menores com relação à amostra total. Deve-se salientar que este é um erro mínimo, pois mesmo a amostra maior apresenta erro com relação à população real, porém, dado o grande número de medidas, a estimativa é válida para comparação entre diferentes estações.

De posse da tabela 1 de erros para cada número de medidas e considerando-se que localidades diferentes apresentam distribuição idêntica à da amostra de Curralinho para diferentes rumos de paleocorrente local, foi possível atribuir erro a cada medida, permitindo maior rigor na interpretação dos padrões de sinuosidade do sistema estudado.

No. de dados	Erro	No. de dados	Erro	No. de dados	Erro	No. de dados	Erro
6	117.25	16	65.97	26	49.63	40	38.55
7	107.12	17	63.67	27	48.54	45	35.98
8	99.05	18	61.57	28	47.52	50	33.82
9	92.44	19	59.65	29	46.55	55	31.98
10	86.90	20	57.88	30	45.63	60	30.39
11	82.18	21	56.25	31	44.76	65	29.00
12	78.09	22	54.73	32	43.94	70	27.77
13	74.51	23	53.33	33	43.15	75	26.67
14	71.34	24	52.01	34	42.40	80	25.68
15	68.52	25	50.78	35	41.69	85	24.78

Tabela 1. Tabela de erros para cada número de medidas

3.2.2 Comprimento de onda da sinuosidade em rios atuais

Para a análise de comprimento de onda da sinuosidade em rios ativos, foram selecionados 7 rios entrelaçados: o rio Brahmaputra, de Bangladesh, os rios Ghaghara e Kosi, da Índia, o rio Irrawaddy, de Myanmar, os rios Waitaki e Rakaia, da Nova Zelândia, e o rio Karakash, da China os quais apresentam diferentes vazões. O comprimento de onda foi calculado pelo comprimento de uma linha traçada entre os vales ou cristas das curvas dos rios. Para cada rio, foram tomadas 29 medições do comprimento de onda do canal com imagens satélites de Google Earth, foram estimadas as médias do comprimento para cada rio. A figura 6 mostra um trecho do rio Rakaia com 4 medidas do comprimento de onda do canal.

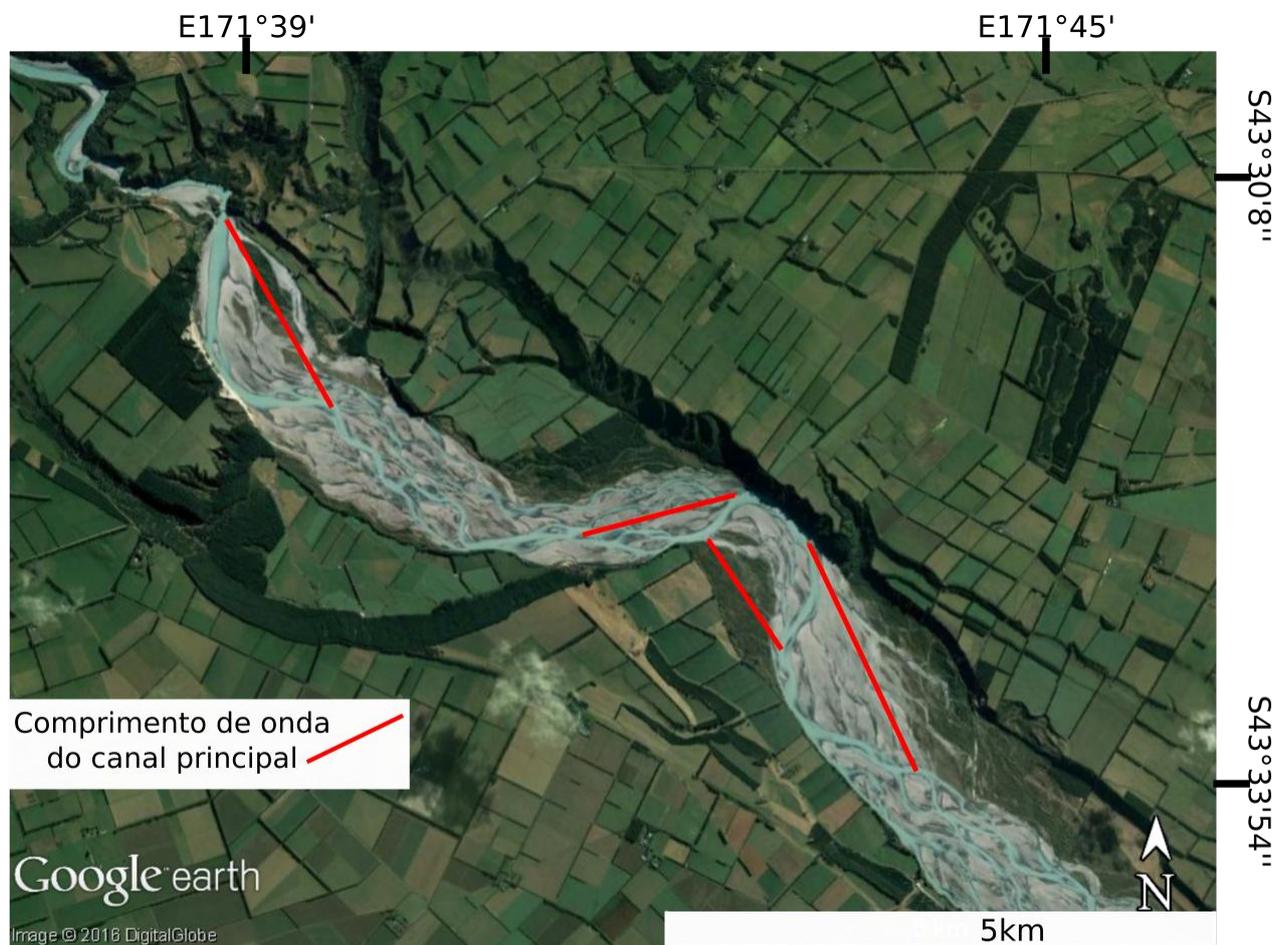


Figura 6. Rio Rakaia (Nova Zelândia) com medições do comprimento de onda da sinuosidade do canal.

3.3 Análise de profundidade

3.3.1 Paleohidráulica

A análise de paleohidráulica consiste na quantificação dos parâmetros hidráulicos atuantes no sistema fluvial, como profundidade e largura do fluxo, além de declividade, descarga e carga sedimentar do canal (Miall, 1996). Os parâmetros que este trabalho vai desenvolver são estimativa da altura média das dunas (Hm) e profundidade do paleocanal (D), utilizando a espessura de séries (s) como indicador direto desses parâmetros.

Apoiados no trabalho de Paola & Borgman (1991), que propõe uma função de distribuição probabilística para estimativa da altura das dunas de múltiplas dimensões por meio das espessuras de séries preservadas em estratificações cruzadas. Este trabalho foi avaliado em experimentos de tanque (e.g. Leclair & Bridge, 2001) que concluíram que a altura média de dunas (Hm) equivale aproximadamente a três vezes a média de espessuras preservadas de séries com estratificações cruzadas (sm) segundo a equação:

$$Hm = 2,9 (\pm 0,7) sm$$

A relação com a profundidade do paleocanal (D) foi desenvolvida empiricamente por diversos autores como (Allen, 1970; Julien & Klaassen, 1995; Karim, 1999; Ranga Raju & Soni, 1976; Yalin, 1964). No trabalho de Yalin (1964) foi estabelecida uma relação de seis vezes a altura máxima das dunas. Leclair & Bridge (2001) se assume que a altura das dunas é entre 6 a 10 vezes maior do que a altura da duna.

3.3.2 Espessura de preenchimento

Uma forma de estimar a profundidade do canal é por meio da espessura dos depósitos de um canal em afloramento. Pela análise de fácies e elementos arquiteturais, é possível identificar elementos da base e do topo de um canal, sendo a espessura entre essas fácies um valor mínimo da lâmina d'água no local do afloramento.

3.4 Processamento computacional

Os softwares utilizados neste trabalho foram: *Matlab* no processamento dos dados, seguindo os código de Almeida et al. (2016) e análises parâmetros estatísticos, *ArcGis10.2* na realização dos mapas de paleocorrente e localização, *Openstereo* na representação gráfica das medidas de atitude em estereograma e rosetas, *Inksape* para a edição de imagens, e *Gnumeric* no análises estadístico e representação de diagramas Box-plot.

Referências

- Abdala, S. (2014). Comparação paleohidráulica entre as unidades basal (areno-conglomerática) e superior (areno-pelítica) da Formação Marizal (Aptiano), Bacia do Tucano (BA). Universidade de São Paulo.
- Allen, J. R. L. (1966). On bed forms and palaeocurrents. *Sedimentology*, 6(3), 153-190
- Allen, J. R. (1983). Studies in fluvial stile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33, 237–293.
- Allen, P. A. (1970). Physical processes of sedimentation. American Elsevier Pub. Co.
- Almeida, R. P., Freitas, B. T., Turra, B. B., Figueiredo, F. T., Marconato, A., & Janikian, L. (2016). Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion direction in large river deposits. *Sedimentology*.
- Amaral, C. R. L., & Brito, P. M. (2012). A new chanidae (Ostariophysii: Gonorynchiformes) from the cretaceous of Brazil with affinities to Laurasian gonorynchiforms from Spain. *PLoS ONE*, 7(5), 1–9.
- Arai, M. (2014). Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 339–350.
- Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem-SEPM bedforms and bedding structures. *Journal of Sedimentary Research*, 60.
- Ashworth, P. J., & Lewin, J. (2012). How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews*, 114(1-2), 84–107.
- Assine, M. L. (1994). Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4), 223-232.
- 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(3-4), 189-208.
- Bhattacharyya, P., Bhattacharya, J. P., & Khan, S. D. (2015). Paleo-channel reconstruction and grain size variability in fluvial deposits, Ferron Sandstone, Notom Delta, Hanksville, Utah. *Sedimentary Geology*, 325, 17-25.
- Best, J. L., Ashworth, P., Sarker, M. H., & Roden, J. (2007). The Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. In *Large Rivers: Geomorphology and Management*. (395–430).
- Bill, P., Magi, M., & Sagri, M. (1987). Coarse-grained low-sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., & Gonçalves, J. (2003). Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (pp. 87–94). Brasília: CPRM.

- Bradley, D. C., & Hanson, L. S. (2002). Paleocurrent analysis of a deformed Devonian foreland basin in the Northern Appalachians, Maine, USA. *Sedimentary Geology*, 148(3), 425-447.
- Bridge, J. S. (1993). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40.
- Bridge, J. S. (2003). *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell, 491.
- Brito, P. M., & Alvarado-Ortega, J. (2008). A new species of *Placidichthys* (Halecomorphi: Ionoscopiformes) from the Lower Cretaceous Marizal Formation, northeastern Brazil, with a review of the biogeographical distribution of the Ophiopsidae. *Geological Society, London, Special Publications*, 295(1), 145–154.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P., & Feijó, F. J. (1994). Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 8(1), 167–172.
- Cant, D. J., & Walker, R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, 625–648.
- Carling, P. A., Williams, J. J., Golz, E., & Kelsey, A. D. (2000). The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport. *Sedimentology*, 47, 253.
- Carrera, S. (2015). *Arquitetura deposicional e proveniência da formação marizal nas sub-bacias Tucano Sul e Central, BA*. Universidade de São Paulo.
- Cesero, P., & Ponte, F. C. (1997). Análise Comparativa Da Paleogeologia Dos Litorais Atlânticos Brasileiro E Africano Comparative. *B. Geoci. Petrobras*, 11, 1–18.
- Chen, J., Wang, Z., Li, M., Wei, T., & Chen, Z. (2012). Bedform characteristics during falling flood stage and morphodynamic interpretation of the middle-lower Changjiang (Yangtze) River channel, China. *Geomorphology*, 147–148,
- Coleman, J. (1968). *Brahamaputra River: channel processes and sedimentation*. Elsevier
- Costa, I. P., Milhomem, P. da S., Bueno, G. V., Lima E Silva, H. S. R., & Kosin, M. D. (2007a). Sub-bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 15(2), 433–443.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P. da S., Lima E Silva, H. S. R., & Kosin, M. D. (2007b). Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 15(2), 445–453.
- Costa, P. R. C., Jardim De Sá, E. F., & da Silva, F. C. A. (2005). Bandas de deformação na região de Jeremoabo (BA), Bacia do Tucano : implicações na compartimentação de reservatórios petrolíferos. In IBP (Ed.) (pp. 2–7). Salvador: 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás.
- Costa, P. R. C., Jardim De Sá, E. F., Guedes, I. M. G., & da Silva, F. C. A. (2003). Caracterização Estrutural Da Área Da Serra Do Letreiro , Oeste Da Cidade De Jeremoabo (NE Da Bahia). *Revista de Geologia*, 16(2), 49–60.

- Cupertino, J. A. (1990). Estágio exploratório das Bacias do Tucano Centra, Norte e Jatobá. *Boletim de Geociencias Da Petrobras*, 4(1), 45–53.
- Cupertino, J. A., & Bueno, G. V. (2005). Arquitetura das seqüências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rife do Recôncavo. *Boletim de Geociencias Da Petrobras*, 13(2), 245–267.
- Destro, N., Alkmim, F. F., Magnavita, L. P., & Szatmari, P. (2003a). The Jeremoabo transpressional transfer fault, Recôncavo- Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 25, 1263–1279.
- Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F., & Magnavita, L. P. (2003b). Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, 87(7), 1123–1144.
- Fielding, C. R. (2006). Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 190, 227–240.
- Figueiredo, F. T., Almeida, R. P., Freitas, B. T., Marconato, A., Carrera, S. C., & Turra, B. B. (2016). Tectonic activation, source area stratigraphy and provenance changes in a rift basin: the Early Cretaceous Tucano Basin (NE-Brazil). *Basin Research*, 28(4), 433–445.
- Freitas, B. T. (2014). A Formação Marizal (Aptiano) na Bacia do Tucano (BA): contribuições à análise da arquitetura de depósitos fluviais e implicações paleobiogeográficas. Universidade de São Paulo.
- Harms, J. C., Southard, J. B., & Walker, R. G. (1982). Fluvial deposits and facies models.
- 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.
- Knox, R. L., & Latrubesse, E. M. (2016). A geomorphic approach to the analysis of bedload and bed morphology of the Lower Mississippi River near the Old River Control Structure. *Geomorphology*, 268, 35–47.
- Kosin, M. D. (2008). O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá - Uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Boletim de Geociencias Da Petrobras*, 17(1), 89–108.
- Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J. L., Seyler, P., Guimarães, V. (2009). Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *Hydrological Processes*, 23(22), 3141–3150.
- Kuchle, J., & Dos Santos Scherer, C. M. (2010). Sismoestratigrafia de bacias rifte: Técnicas, métodos e sua aplicação o na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociencias Da Petrobras*, 18(2), 179–206.

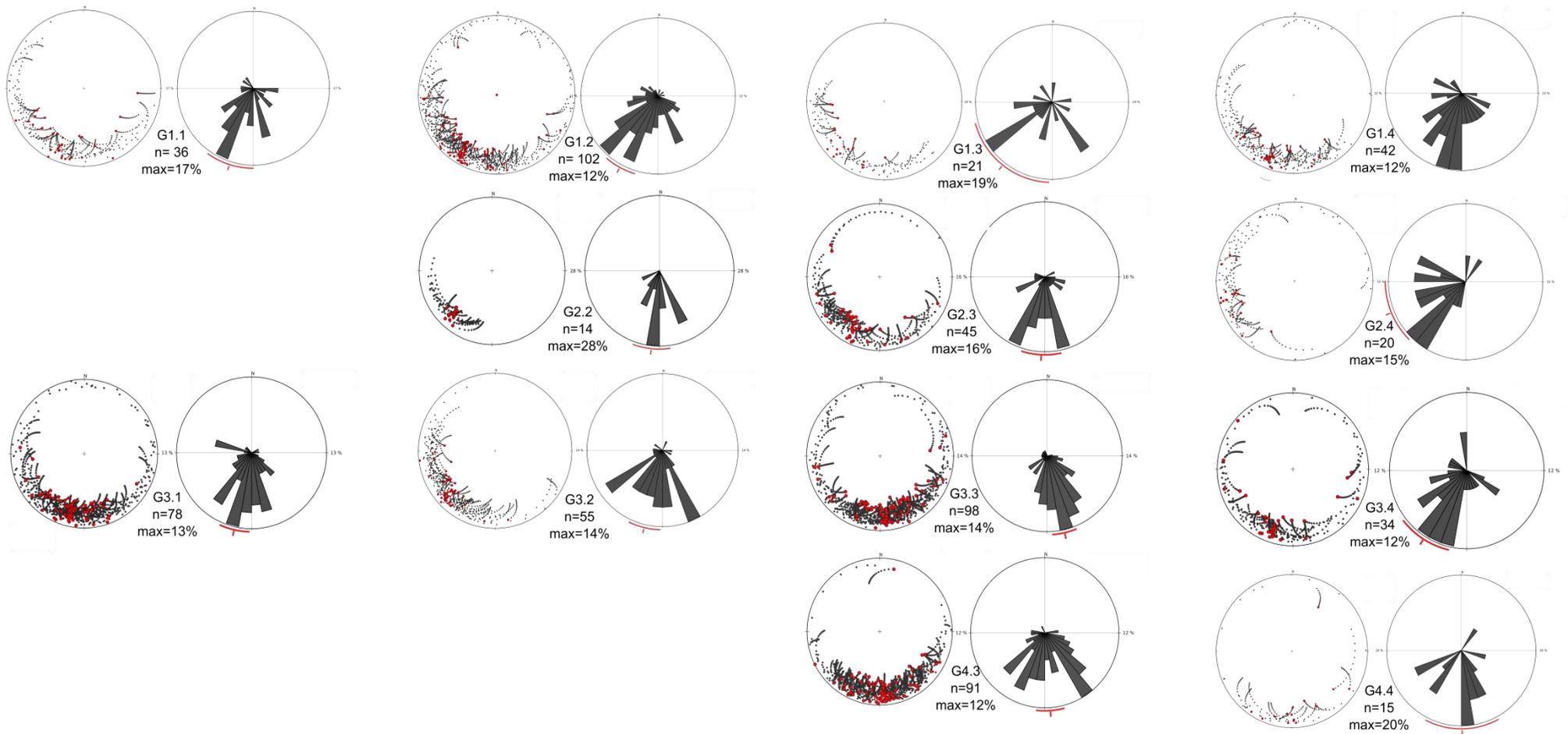
- Leclair, S. F., & Bridge, J. S. (2001). Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5), 713–716.
- Lewin, J., & Ashworth, P. J. (2014). Defining large river channel patterns: Alluvial exchange and plurality. *Geomorphology*, 215, 83–98.
- Lima, C. C. U., & Boas, G. da S. V. (1994). Mecanismos de transporte e deposição dos Conglomerados da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4), 240–246.
- Magnavita, L. P. (1992). Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. Universidade de Oxford.
- Magnavita, L. P., & Cupertino, J. A. (1987). Concepção atual sobre as bacias do Tucano e Jatobá nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 1(2), 119–134.
- Magnavita, L. P., Da Silva, R. R., & Sanches, C. P. (2005). Roteiros geológicos - Guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 13(2), 301–334.
- Magnavita, L. P., Davison, I., & Kuszniir, N. J. (1994). Rifting, erosion, and uplift history of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13(2), 367–388.
- Magnavita, L. P., Destro, N., Carvalho, M. S. S., Milhomem, P. da S., & Souza-Lima, W. (2003). Bacias sedimentares brasileiras. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 52, 1–9.
- Maisey, J. G. (2000). Continental break up and the distribution of fishes of Western Gondwana during the early Cretaceous. *Journal of African Earth Sciences*, 33(2).
- Miall, A. D. (1974). Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Research*, 44.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, 22, 261–308.
- Miall, A. D. (1988). Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55(3-4).
- Miall, A. D. (1996). Methods of architectural-element analysis. In *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. (75–98.). Springer-Verlag.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of sedimentary basin analysis* (3 ed). Springer-Verlag.
- Miall, A. D. (2006). How do we identify big rivers? And how big is big? *Sedimentary Geology*, 186, 39–50.
- Miall, A. D. (2016). Facies Models. In *A Modern Synthesis* (161–214). Springer International Publishing.
- Milani, J. E., & Davison, I. (1988). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano- Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonics*, 154, 41–70.

- Milani, J. E., Lana, M. C., & Szatmari, P. (1988). Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Recôncavo - Tucano - Jatobá, Sergipe - Alagoas). In Triassic-Jurassic rifting: Continental Break up and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins (833–858).
- Milani, J. E., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M., & Neto, O. da C. P. (2007). Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas Introdução. Boletim de Geociencias Da Petrobras.
- Oberg, K., Shelton, J. M., Gardiner, N., & Jackson, P. R. (2009). Discharge and other hydraulic measurements for characterizing the hydraulics of Lower Congo River. The International Association for Hydraulic Research Congress, 1–8.
- Payenberg, T. H., Sidi, F. H., & Lang, S. C. (2003). Paleocurrents and reservoir orientation of Middle Miocene channel deposits in Mutiara field, Kutei Basin, East Kalimantan.
- Paola, C., & Borgman, L. (1991). Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, 38, 553–565.
- Ponte, F. C. (1978). Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In in. Congresso Brasileiro de petróleo. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo.
- Potter, P. E., & Pettijohn, F. J. (1977). Paleocurrents and basin analysis (2 ed). New York: Springer-Verlag.
- Ranga Raju, K. G., & Soni, J. P. (1976). Geometry of ripples and dunes in alluvial channels. *Journal of. Hydraulic Research*, 14, 241–249.
- Reading, H. (1986). Facies. In In: Reading, H.G., (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd edition. Blackwell.
- Roden, J. E. (1998). *The Sedimentology and Dynamics of Mega-Dunes, Jamuna* by. University of Leeds.
- Santos, C.C., Reis, C., Pedreira, A. J. (2010). Projeto Bacia do Tucano Central: Folha Ribeira do Pombal - SC.24-Z-A-IV; Folha Cícero Dantas - SC.24-Z-A-V. Estado da Bahia e Sergipe. salcador.
- Sarker, M. H., Thorne, C. R., Aktar, M. N., & Ferdous, M. R. (2014). Morpho-dynamics of the Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology*, 215, 45–59.
- Selley, R. C. (1982). *An introduction to sedimentology* (2 da). London: Academic Press.
- Tandon, S. K., & Sinha, R. (2007). Geology of large rivers. In A. Gupta (Ed.), *Large Rivers: Geology and Managment* (7–28). John Wiley and Sons.
- Ussami, N., Karner, G. D., & Bott, M. H. P. (1986). Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano—Gabon basin system. *Nature*, 322, 629–632.
- Viana, C. F., da Gama Junior, E. G., Simões, I. de A., Moura, J. A., Fonseca, J. dos R., & Alves, R. J. (1971). Revisão estratigráfica da bacia recôncavo/tucano. *Boltim Técnico Da Petrobrás*, 14, 157–192.

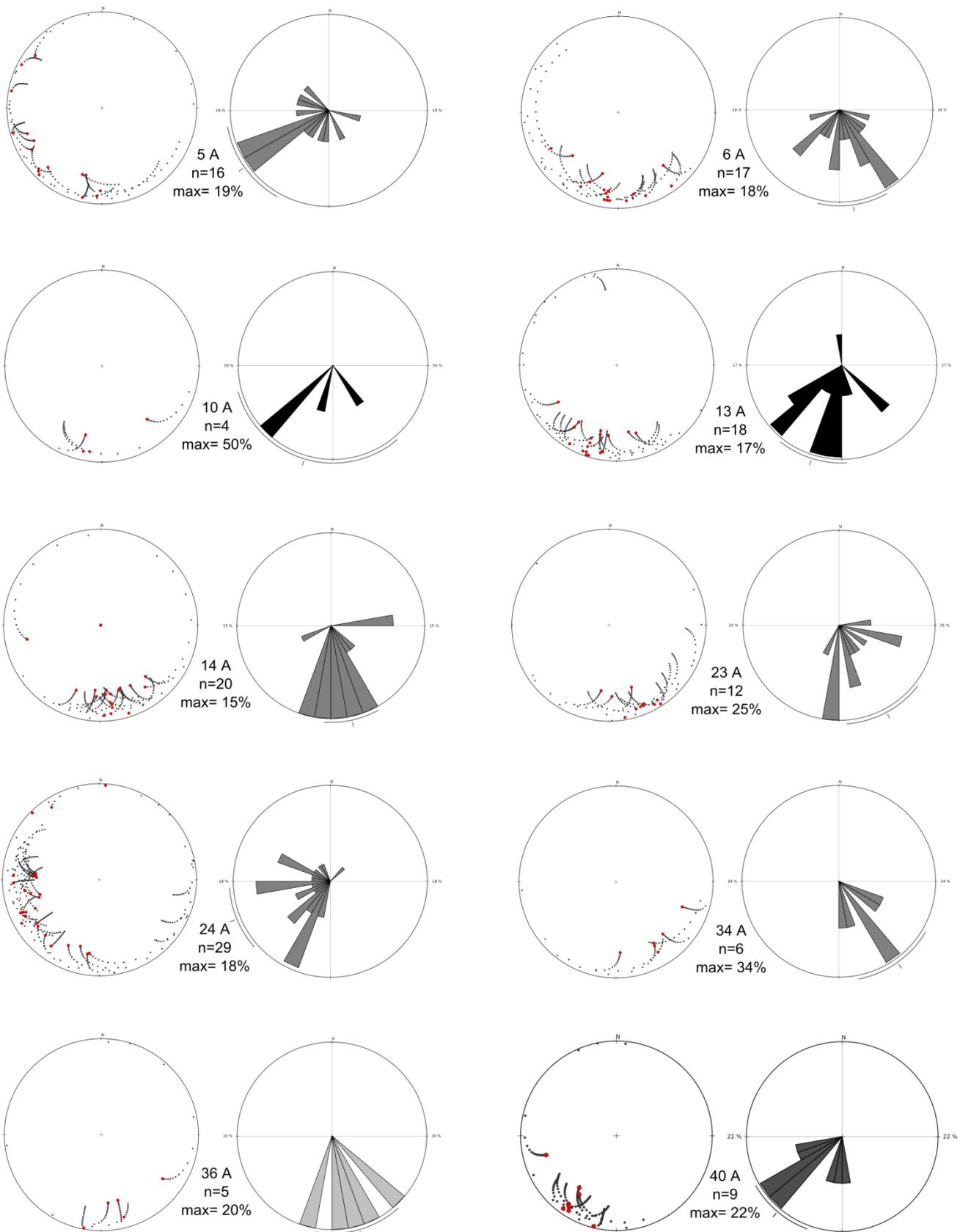
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In In: R.G. Walker & N.P. James (Eds.), *Facies Models and Response to Sea-level Change* (p. 1–14.). Geological Association of Canada.
- Wilbers, A. W. E., & Ten Brinke, W. B. M. (2003). The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology*, 50(6), 1013–1034.
- Wu, C., Bhattacharya, J. P., & Ullah, M. S. (2015). Paleohydrology and 3D facies architecture of ancient point bars, Ferron Sandstone, Notom Delta, south-central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 85(4), 399-418.
- Yalin, M. S. (1964). Geometrical properties of sand wave. *Journal of the Hydraulics Division*, 90(5), 105–119.

Anexos

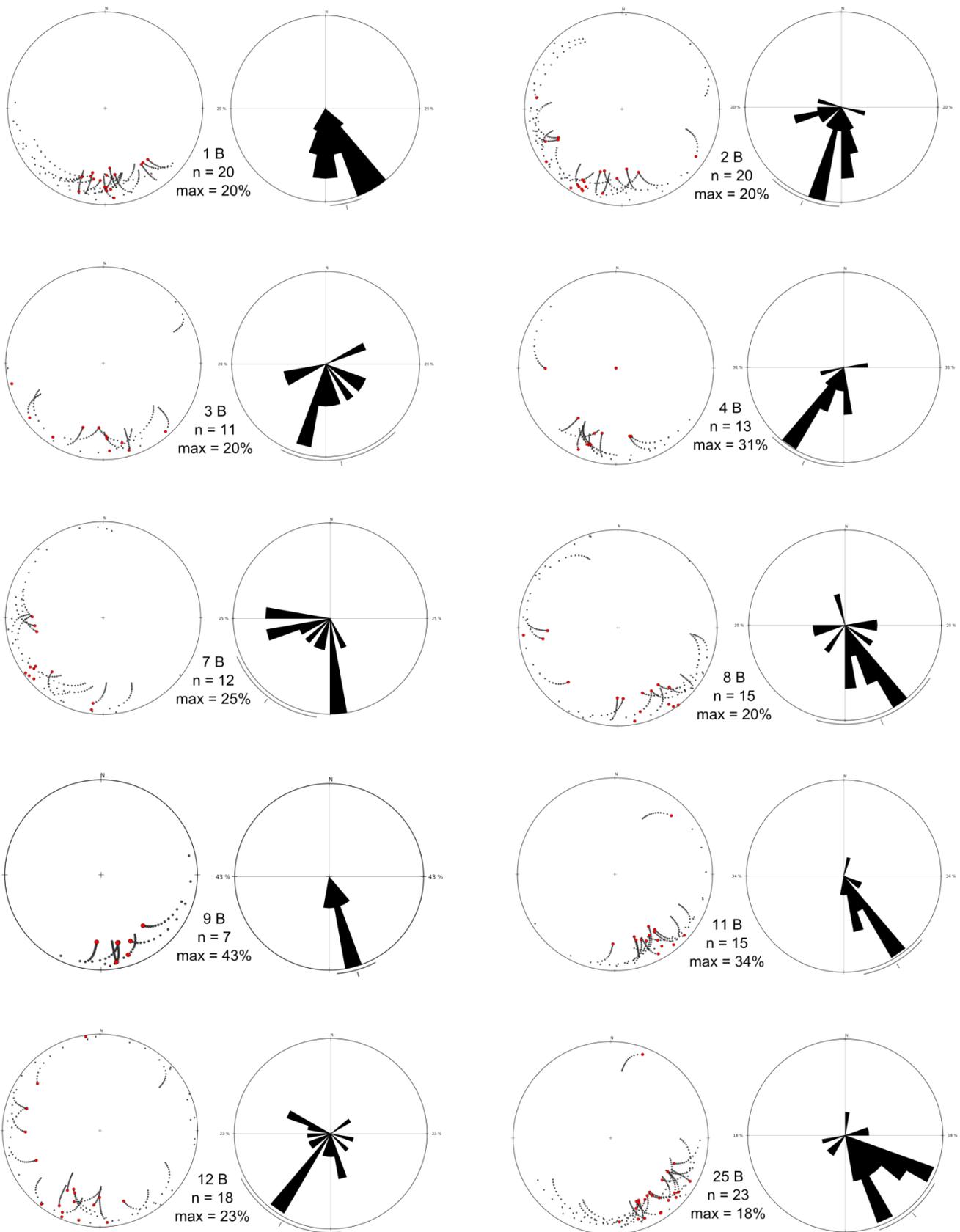
Anexo 1. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra. Currallinho



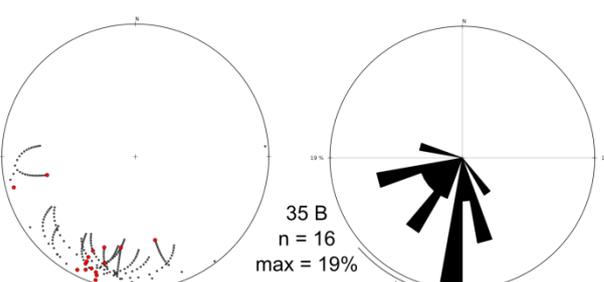
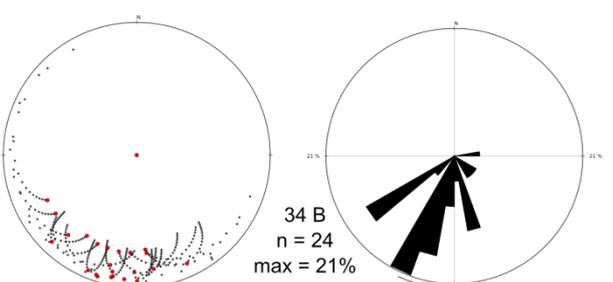
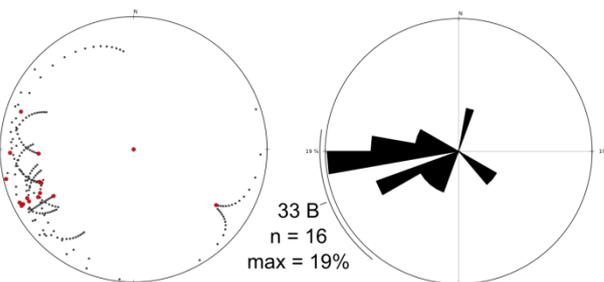
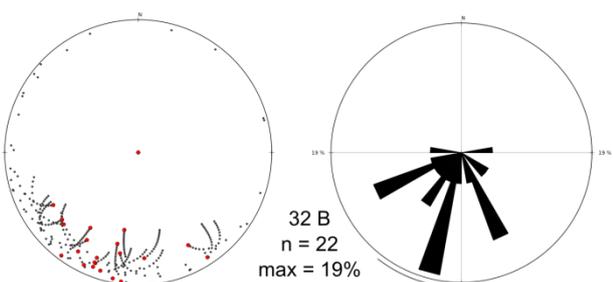
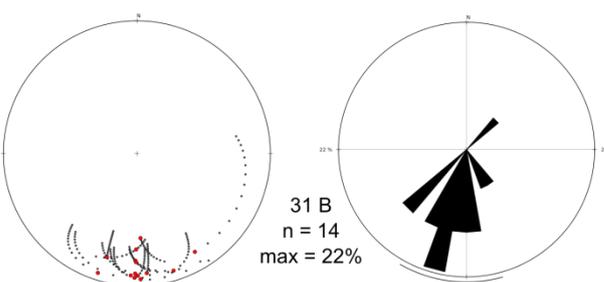
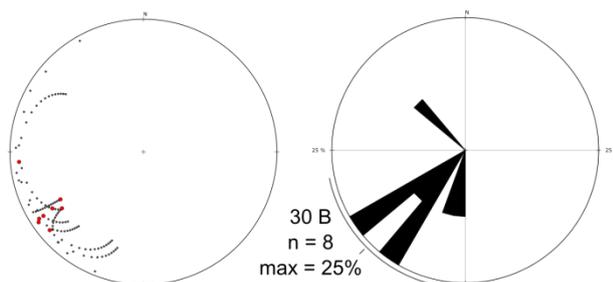
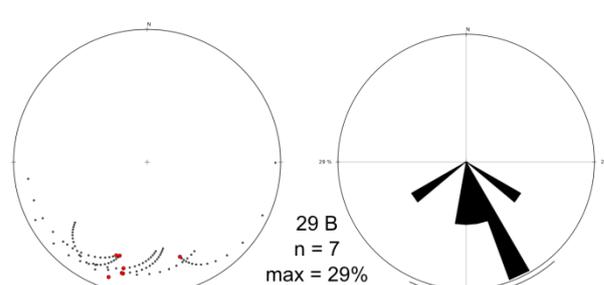
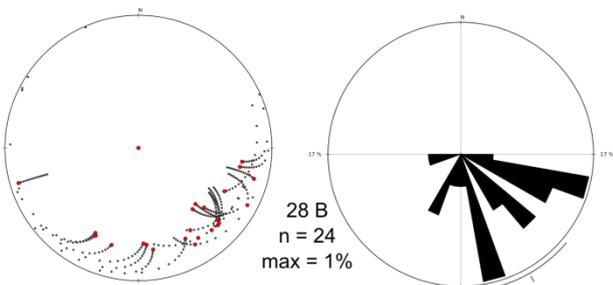
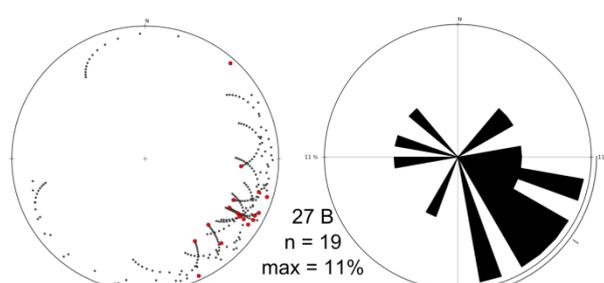
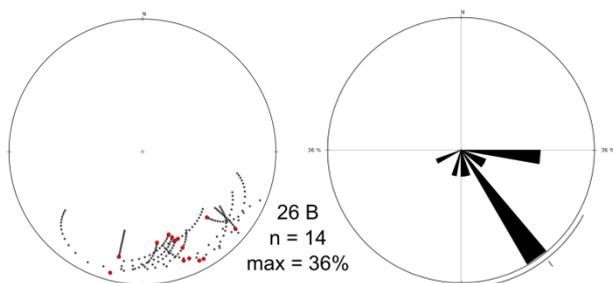
Anexo 2. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzê , mapa A.



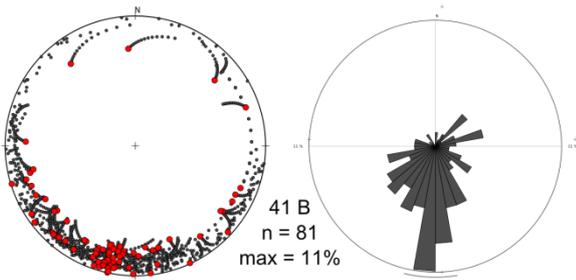
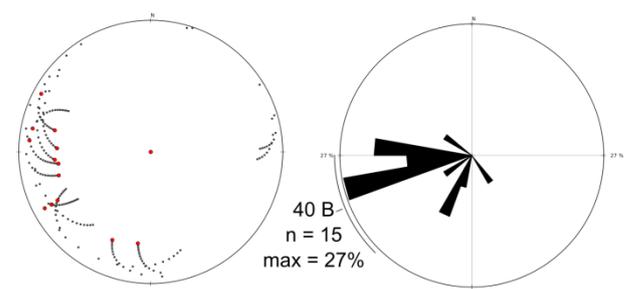
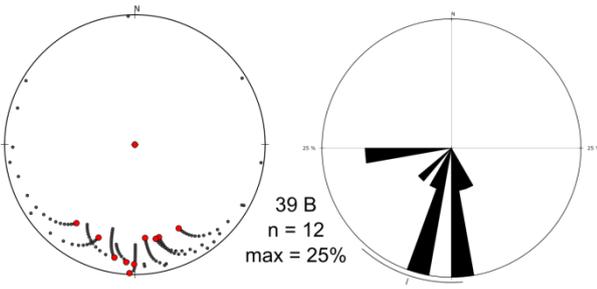
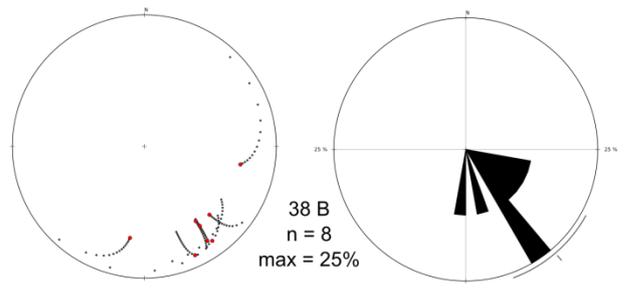
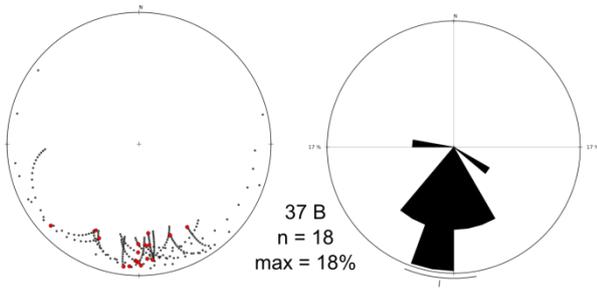
Anexo 3. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzaê , mapa B.



Continuação



Continuação



Anexo 4. Resultado gráfico das análises de reconstrução de superfícies barra, Banzaê , mapa C.

