UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Variabilidade de Paleocorrentes e Interpretação de Estilos de Canais na Formação Marizal, Cretáceo, Bacia Tucano Central (BA)

MARIANE VIVAN PONTE

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO 2019

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Variabilidade de Paleocorrentes e Interpretação de Estilos de Canais na Formação Marizal, Cretáceo, Bacia Tucano Central (BA)

MARIANE VIVAN PONTE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica para obtenção do título de Mestre em Ciências

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

SÃO PAULO 2019

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

VARIABILIDADE DE PALEOCORRENTES E INTERPRETAÇÃO DE ESTILOS DE CANAIS NA FORMAÇÃO MARIZAL, CRETÁCEO, BACIA TUCANO CENTRAL (BA)

MARIANE VIVAN PONTE

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Dissertação de Mestrado

Nº 836

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Renato Paes de Almeida

Dr. André Marconato

Dr. Mauricio Guerreiro Martinho dos Santos

SÃO PAULO 2019

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.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a) via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação: Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Vivan Ponte, Mariane
Variabilidade de Paleocorrentes e Interpretação
de Estilos de Canais na Formação Marizal, Cretáceo,
Bacia Tucano Central (BA) / Mariane Vivan Ponte;
orientador Renato Paes de Almeida. -- São Paulo,
2019.
96 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Formação Marizal. 2. Variância Circular. 3. Paleocorrente. 4. Variabilidade espacial. 5. Estilo de Canais. I. Paes de Almeida, Renato , orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Existem várias formas de falar sobre esse período de mestrado. Encurtando, apenas falaria: difícil. Foi difícil lidar com os desafios impostos, com o crescimento e amadurecimento concomitantemente, porém hoje me sinto grata por toda a experiência. Não foram as melhores formas de lidar com diversas situações, mas com certeza o final desta etapa foi marcante, houve um imenso apoio, um imenso incentivo e um suporte sem fim de amigos, professores e familiares que levaria páginas e mais páginas para agradecer como merecido!

No entanto posso fazer uma pequena retrospectiva no qual meus amigos da AS Geo (Camila, Pacu, Dercy, Jaque, Bete, Judeu, Obama, Weder), em especial o Buxo, tiveram uma participação importante e me deram todo o espaço para a preparação do meu ingresso no programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e desde já agradeço a todos da instituição. Quanto à Geologia, pessoas importantes e que continuam sedimentando (há!) recordações, aqui posso esquecer alguém e já me desculpo de antemão, devem ser mencionadas, pois meus dias com certeza seriam mais pesado e chatos: Gorda, Porra, Fofona, Grega, Dana, Alice, Banana, Exu, Kramunhaum, Xoelma, Cris, Pringles, Fernanda, Marília, Angélica, Gorfo, Belo.

A continuidade da pesquisa não seria possível se não houvesse o financiamento dos programas Capes e Fapesp, projetos do Prof. Dr. Bernardo de Freitas e da Prof. Dra. Liliane Janikian, no qual possibilitaram minha coleta de dados no estado da Bahia, minha permanência e trabalho científico.

Não posso deixar de exaltar a experiência incrível, principalmente sobre cultura, desapego, sobrevivência, simplicidade e esperança, que as pessoas do Marizá Epicentro me proporcionaram (e que comida, amigos...!!). Minha estadia nesta permacultura não podia ter sido igual sem a companhia de Bernardo, Cristiano, Ariel e Fernanda. Obrigada de coração por todas as conversas e aulas de campo que tive, e pelo suporte quando um galho dessa maravilhosa caatinga resolveu me chamar de "bixete" bem de pertinho!

Ao Grupo de Pesquisa Mocó, do Laboratório de Análises de Bacias Sedimentares, em especial a Lari, Mazoca, Ariel e Cristiano, pela intervenção e ajuda no fim da escrita deste manuscrito. Sem vocês definitivamente não conseguiria! Agradeço ao meu orientador, Renato, por ter sido e continuar sendo sempre, uma referência de pesquisador e professor, e sempre quando necessário, estar lá!

E sobre parcerias, preciso mencionar duas pessoas que fizeram toda diferença. Adrianna (Leonssyo), obrigada por ser minha companheira de casa, confidências, rolês errados, muita ciência (pessoas do Via Saber, vocês fizeram toda diferença também!), e ser esse mulherão da porra! Ao Fábio (Pubiano), meu amor, a pessoa mais sensacional que venho conhecendo ao longo desses anos.

Por último e não menos importante, agradeço minha mãe e meu irmão, por serem meu porto seguro, por estarem no passado e presente, e sei que estarão no futuro!

RESUMO

Caracterizar e estabelecer relações de reconhecimento entre o estilo dos rios atuais e do registro geológico sempre foi uma temática recorrente na área da geologia fluvial. Através do levantamento por meio do sensoriamento remoto de depósitos recentes deixados durante a migração lateral de rios ativos (scroll bars), obtiveram-se parâmetros que possibilitaram identificar padrões que individualizam cada estilo de canal. Para estabelecer aplicabilidade nos rios antigos, desenvolveu-se o método baseado na comparação da variância circular de rios ativos com dados obtidos em afloramentos, possibilitando por meio de dados de paleocorrente atribuir probabilidades do registro pertencer a determinado estilo de canal, pois as medidas azimutais de paleocorrente permitem a análise de dispersão, ou seja, através de sua variabilidade espacial e estudos dos canais modernos, é possível estimar tal índice. A coleta de dados de paleocorrente é sistemática e estratigraficamente controlada de forma que possam ser atribuídas a um mesmo evento de avulsão do canal. Desta forma escolheu-se o Membro Banzaê da Formação Marizal localizado na Bacia do Tucano Central (BA), sendo selecionados dois alvos (Banzaê e Tucano) e discriminadas quatro camadas de fácil acesso e correlação. Os dados passam por tratamentos de dados direcionais. Através de um denso número de medidas coletadas nos alvos, foi possível identificar que a variação das variabilidades oscilou entre 0,11 e 0,18 e obtendo probabilidades maiores de 70% de pertencerem ao estilo de canal Entrelaçado, que quando comparadas a análises de elementos arquiteturais prévios, o resultado foi o mesmo. A expansão dessa abordagem para outros depósitos fluviais de diferentes idades deve permitir avaliações mais consistentes das interpretações prévias de estilos de canal baseadas em modelos de fácies e arquitetura deposicional. Adicionalmente, a possibilidade de identificação de sistemas anabranching com índice de entrelaçamento entre 1,5 e 3,4 pelo método proposto deve permitir o reconhecimento, ainda escasso, desse tipo de sistema no registro geológico, posto que o estilo predomina em rios de grande porte ativos e é sub-documentado no registro antigo em decorrência da ausência de modelos de fácies que permitam o reconhecimento de suas características diagnósticas.

Palavras-chave: Formação Marizal, variância circular, paleocorrente, variabilidade espacial, estilo fluvial

ABSTRACT

In fluvial sedimentology, characterizing and establishing criteria to recognize fluvial styles have always been a recurring issue. By the collection of data of modern deposits formed by the lateral migration of active channels (scrolls bars), parameters that allow the recognition of the fluvial style were defined. In order to test the applicability in the rock record, a method based on the comparison of circular variance of active rivers with data from outcrops was developed. The method uses paleocurrent measurements to indicate the probability of a deposit being of a given fluvial style, based on the comparison of the dispersion and spatial variability of paleocurrents in modern rivers. Paleocurrent data collection must be systematic and stratigraphically controlled so that the deposits may be related to a single event of channel avulsion. In this way, two localities (Banzaê and Tucano) where the Member Banzaê of the Marizal Formation (Central Tucano Basin, in Bahia) outcrops were chosen. A total of four layers were considered in the research and were subject of this this study concerning directional data. A high number of paleocurrent measurements from each layer shows that the variance of paleocurrent ranged from 0,11 to 0,18. This result indicates that there is more than 70% of chance of the fluvial style of the deposit being braided, which is the same result obtained by previous works based on the analysis of architectural elements. The expansion of the method to other fluvial deposits of different ages must result in more consistent interpretations of fluvial style compared to the definitions based on facies models and depositional architecture. Additionally, the possibility of identification of anabranching systems, whose braided index varies from 1,5 and 3,4, by the use of the proposed method, must allow the recognition of this particular fluvial style, which has been underappreciated in the rock record, especially considering the fact that this is the predominant fluvial style of large rivers.

Keywords: Marizal Formation, circular variance, paleocurrent, spatial variability, fluvial style

ÍNDICE

1. Introdução	1
1.1 Justificativa	3
1.2 Objetivo	4
1.3 Localização	4
2. Contexto Geológico	7
2.1. Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)	7
2.2 Bacia do Tucano Central	7
2.3 Formação Mariza	8
3. Fundamentação teórica	11
3.1 Análise de Paleocorrentes	11
3.2 Variabilidade espacial de paleocorrentes	13
3.3 Estilos de canais	19
3.4 Scroll bars	21
3.4.1 Medidas de Scroll dos Rios Moderno	23
3.5 Arquitetura Deposicional	26
3.6 Elementos arquiteturais avulsivos	29
4. Métodos	32
4.1 Correlação estratigráfica	32
4.2 Medições de Paleocorrentes e tratamento estatístico	32
4.2.1 Estatística para Dados Direcionais	34
5. Resultados	36
5.1 Bootstrapping de Curralinho	36
5.2 Propagação de erro e discriminação de estilos de canais	42
5.3 Estratigrafia dos Alvos Banzaê e Tucano	46
5.3.1 Aspectos Geomorfológicos e de Macroescala Geológica	47

5.3.2 Unidades litológicas	.49
5.3.3Reconhecimento de superfícies avulsivas	.53
5.4 Aplicação do método e resultados nos Alvos	.56
5.4.1 Alvo Banzaê	.56
5.4.2 Alvo Tucano	.63
6. Discussões e Conclusões	.71
7. Referências Bibliográficas	.73

ÍNDICE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de trabalho	6
Figura 2 - Mapa geológico do sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)	10
Figura 3 - Direção média do vetor resultante sem e com duplicação dos compone	ntes
azimutais decompostos	12
Figura 4 – Morfologias dos tipos de estratificações cruzadas (Allen,1966)	13
Figura 5 - Ordens de hierarquia de Allen (1966)	15
Figura 6 - Hierarquia de ordens de Miall (1974)	16
Figura 7 – Exemplificação da diferença da distribuição direcional do fluxo do canal	l em
detrimento de sua sinuosidade (retirado e modificado de Purkait, 2010)	18
Figura 8 - Boxplots de sinuosidade para três estilos de canal	20
Figura 9 – Empilhamentos idealizados dos estilos de canais	22
Figura 10 - Exemplos de scroll bars de canais modernos em cada estilo de canal	22
Figura 11-Exemplificação do levantamento de dados dos depósitos dos rios ativos (s	scrol
bars)	24
Figura 12 – Relação entre variâncias circulares dos canais modernos e o número de ca	ınais
modernos	25
Figura 13 - Relação entre índice de entrelaçamento e o número de canais modernos	26
Figura 14 – Fáceis de hierarquização e ordens de classificação de acordo com ambie	entes
dentro dos sistemas fluviais (retirado e modificado de Miall, 1988)	28
Figura 15 -Possíveis composições estratigráficas e sua hierarquia de empilhamento	o no
registro geológico em eventos avulsivos. (retirado e modificado de McLaurin e Steel, 2	007
Slingerland e Smith, 2004)	31
Figura 16 – Exemplos de diagramas de rosa (Fisher, 1993)	34
Figura 17 – Localização das medidas de paleocorrente de Curralinho (retirado de Rar	mos-
Clavijo, 2017)	37
Figura 18 – Função de distribuição de probabilidade (pdf) de Curralinho	38
Figura 19 – Funções de distribuição de probabilidade para cada quantidades sorteada	s do
conjunto de Curralinho (15, 20, 30 e 45 medidas)	39
Figura 20 – Representação dos desvios padrões (erro acumulado)	39
Figura 21 – Função de distribuição de probabilidade (pdf) do Alvo Tucano	41
Figura 22 – Histogramas das simulações com 15, 20, 30 e 45 medidas do Alvo Tucano…	42
Figura 23 – Simulações estocásticas para cenários de 15, 30, 45 e 90 pontos em campo	com
erro de 20 medidas.	44
Figura 24 - Probabilidade dos estilos de canais após simulação estocástica para 90 por	ntos,
vide Tabela 4	45
Figura 25 – Geomorfologia e Macroestruturas dos Alvos Tucano e Banzaê	48

Figura 26 - (A) e (B) Fácies de conglomerados nas áreas de estudo	49
Figura 27 - (A) Alvo Tucano. (B) Alvo Banzaê. Associações obervadas com o arenit	o fino a
grosso com grânulos e seixos	50
Figura 28 - (A) e (B) Alvo Tucano. Arenito grosso representativo	51
Figura 29 - (A) e (B) Alvo Banzaê. Estratificação cruzada métrica	51
Figura 30 - (A) Alvo Banzaê. (B) Alvo Tucano. Arenito fino	52
Figura 31–(A) e (B) Alvo Banzaê. Intraclastos no registro	53
Figura 32 – (A) Alvo Tucano. (B) Alvo Banzaê. Argilitos	53
Figura 33 - Associação e tipos de fácies de dunas	54
Figura 34 – Associação de fácies observadas (Galeazzi et al. 2018)	55
Figura 35 – Diagrama de rosas da camada A do Alvo Banzaê	57
Figura 36 – Mapa com os pontos georreferenciados do Alvo Banzaê (Camada A)	58
Figura 37 – Probabilidade de estilos de canais da Camada A do Alvo Banzaê	59
Figura 38 – Diagrama de rosas da Camada B do Alvo Banzaê	60
Figura 39 – Mapa com os pontos georreferenciados do Alvo Banzaê (Camada B)	61
Figura 40 – Probabilidades de estilos de canais da Camada B do Alvo Banzaê	62
Figura 41 – Diagrama de rosas da Camada 1 do Alvo Tucano	64
Figura 42 – Mapa com os pontos georreferenciados do Alvo Tucano (Camada 1)	65
Figura 43 – Probabilidades de estilos de canais da Camada 1 do Alvo Tucano	66
Figura 44 – Diagrama Diagrama da Camada 2 do Alvo Tucano	67
Figura 45 – Mapa com os pontos georreferenciados do Alvo Tucano (Camada 2)	69
Figura 46 – Probabilidade de estilos de canais da Camada 2 do Alvo Tucano	70

TABELAS

Tabela 1 – Classificação de estilos de canais segundo Rust (1978)	20
Tabela 2 - Dados retirados das subamostras de Curralinho	40
Tabela 3 – Dados retirados das subamostras de Tucano	42
Tabela 4 – Exemplificação de probabilidades de pertencimento de um estilo de canal	46
Tabela 5 - Número de afloramentos e seu gráfico de confiabilidade	46

1 INTRODUÇÃO

Ao final do século XIX e início do século XX, medidas de estratificações cruzadas se tornaram a principal forma de coleta de dados de paleocorrente por serem reconhecidas em várias unidades sedimentares com diferentes composições e granulometrias, e encontradas em diversos ambientes deposicionais (Potter e Pettijohn, 1963). Além do propósito primário de determinar direções de transporte em escala de bacia, dados de dispersão das paleocorrentes foram relacionados a estilos de canais e modelos de fácies, porém sem controles quantitativos precisos, desde a década de 1950 (revisão em Potter e Pettijohn, 1963).

A área da geologia fluvial, até meados da década de 50, tinha como função entender os processos sedimentológicos nos mais diversos ambientes deposicionais e sistematizar as fácies de cada um. Atrelados a esses estudos de sistemas fluviais, os mesmos foram classificados através de sistemas deposicionais fluviais baseados em estilos de canais, como retilíneo, meandrante e entrelaçado, e estabeleceram-se ao longo do século XX (Allen, 1983, Miall 1996, 2014, Bridge 2003). Estudando sistemas ativos, Leopold & Wolman (1957) associaram o índice de sinuosidade e a quantidade de canais ativos a controles externos como declividade e descarga. Howard et al. (1970) e Hong e Davies (1979) desenvolveram um índice de entrelaçamento e Rust (1978) inseriu parâmetros para os índices.

O conceito de modelo de fácies, implícito na comparação de características sedimentológicas de sistemas ativos com depósitos antigos, passou a ser predominante na interpretação de estilos de canais no registro geológico antigo (e.g. Allen, 1983, Miall, 1996, 2014 Bridge, 2003), enquanto estudos da dispersão de paleocorrentes passaram a enfatizar aspectos qualitativos e de hierarquização de escalas da variabilidade (Selley, 1968, Allen, 1966, Miall, 1974).

Mesmo com uma ampla discussão sobre as fácies dos sistemas fluviais resultantes das arquiteturas deposicionais e diversas classificações advindas de estudos de canais modernos para refletir de forma adequada a setorização de cada estilo de canal, o mesmo se mostrou ineficiente (Allen, 1966, Miall, 1974). Como tentativa de resolução, foi proposta uma forma de análise independente do empilhamento, sendo apenas necessária uma criteriosa e sistemática divisão de camadas estratigraficamente reconhecidas a eventos avulsivos (Bryant e Paola, 1995,

Mohirg, Hellen e Paola, 2000, Slingerland e Smith, 2004, Hajek e Wolinsky, 2012; Mclaurin e Steel, 2007).

Um importante elo entre os canais fluviais ativos e o registro geológico de seus processos é a preservação seletiva de trechos dos depósitos de canais como *scroll bars* na planície aluvial, que são produtos de processos sedimentares de deposição em consequência de erosão e deposição de um meandro, a deposição implica no aumento ou diminuição da sinuosidade, ou seja, os *scroll bars* registram a assimetria do canal e situações transitórias de existência do canal, gerando dificuldades na reconstrução do registro (Melton, 1939; Hickin, 1974; Nanson, 1980; Nanson e Hickin, 1983).

A possibilidade de estudo, por imagens de sensores orbitais, de planícies aluviais ativas em todo o planeta, permite a revisão dos conceitos originais de relação entre dispersão de paleocorrentes e estilos de canais. Essa possibilidade motiva a presente dissertação, que enfoca abordagens quantitativas da análise de dispersão de paleocorrentes e sua aplicação no registro geológico, como teste independente das interpretações de estilos de canais baseadas em modelos de fácies e arquitetura deposicional.

Os rios modernos tidos como referência de análise, proporcionaram em seu levantamento a divisão de três categorias (entrelaçado, *anabranching* e meandrante) a partir do número de canais ativos parâmetros como o índice de entrelaçamento e a variância circular dos raios médios de pontos de coleta em 74 canais modernos. Resultantes deste banco de dados, foi possível desenvolver o método do presente estudo, com a proposição de classificar estilos de canais com base na variância circular de paleocorrentes em depósitos antigos e uma avaliação da aplicação desse método ao conjunto de dados de dois alvos do Membro Banzaê da Fm. Marizal, Cretáceo da Bacia do Tucano.

O método aqui proposto traz a possibilidade de avaliação quantitativa, com propagação de erros e faixas de probabilidade de classificação, para um problema que tem sido tradicionalmente abordado de forma qualitativa, permitindo teste independente de hipóteses de interpretação de canais com critérios sedimentológicos e arquiteturais.

1.1 Justificativa

A análise de fácies e elementos arquiteturais (Miall, 1996) é o método tradicionalmente aplicado na interpretação e predição da distribuição de depósitos e atributos petrofísicos em sistemas deposicionais fluviais. Ainda que aprimorada por avanços recentes (e.g. Fielding, 2006), essa abordagem tem como característica principal uma cadeia de inferências interpretativas em diferentes escalas, que passa por processos na escala de forma de leito registrados em estruturas sedimentares, por processos em escala de macroforma de canais e pela preservação parcial de depósitos pela dinâmica do sistema. Essa cadeia de interpretações leva a ambiguidades e incertezas que se propagam sem demonstração explícita de suas implicações para as interpretações finais.

Um problema fundamental nesse tipo de abordagem qualitativa ou semiquantitativa do registro geológico é a ausência de teste de hipóteses, pois todas as evidências são consideradas e incluídas em modelos de fácies genéricos com os quais as unidades do registro geológico são comparadas. Assim, o desenvolvimento de métodos para a interpretação de estilos de canais de forma independente dos modelos de fácies tradicionais seria de grande utilidade na validação desse tipo interpretação, principalmente no caso de abordagens quantitativas.

Nesse contexto, conceitos originalmente quantitativos que correlacionam dispersão de paleocorrentes com estilos de canais (Potter e Pettijohn, 1963), oferecem a possibilidade de desenvolvimento de método quantitativo, com grande potencial para o avanço nessa área.

A seleção da área de estudo para o desenvolvimento do método proposto necessita de uma criteriosa delimitação da camada estratigráfica. A descrição do depósito deve subsidiar o reconhecimento em campo de distintos episódios temporais de atuação do canal, pois as configurações podem ter sofrido mudanças ao longo do seu registro.

O membro Banzaê pertencente a Formação Marizal (Freitas et al. 2017), possui fácil acessibilidade e grande extensão lateral de exposição, permitindo controle estratigráfico preciso em pequenas áreas. Adicionalmente, estudos recentes (Figueiredo, 2013, Almeida et al. 2015 e Figueiredo et al. 2016, Ramos-Clavijo, 2017) trazem caracterizações e interpretações de estilos de canal e bases de dados preliminares de paleocorrentes úteis para o desenvolvimento do estudo.

1.2 Objetivo

O objetivo principal do estudo é desenvolver e testar método que classifica quantitativamente, através da variabilidade espacial de dados de paleocorrentes, a probabilidade do estilo de canal em sucessões fluviais preservadas no registro geológico. Objetivos parciais necessários para se obter os resultados são:

- Aquisição de uma base de dados baseada em levantamento sistemático de dados de paleocorrente em níveis estratigráficos controlados por eventos de avulsão e distribuídos geograficamente;
- Determinação da variabilidade direcional de paleocorrentes em um ponto com grande amostragem e propagação dessa distribuição probabilística como erro em amostras geograficamente distribuídas;
- Comparação entre as variâncias dos registros geológicos e as probabilidades entre estilos provenientes dos canais modernos, baseados em dados coletados pelo grupo de pesquisa;
 - Atribuição da probabilidade do estilo do paleocanal e seu erro.

1.3 Localização

Foram selecionados dois alvos na Bacia do Tucano Central em consequência da boa exposição do Membro Banzaê, Formação Marizal (Freitas et al. 2017) e de estudos recentes na área que compartilham do mesmo objetivo (Figueiredo, 2013, Almeida et al. 2015 e Figueiredo et al. 2016, Ramos-Clavijo, 2017).

O primeiro alvo, localizado no município de Banzaê, dista aproximadamente 330 km de Salvador e as principais vias de acesso são feitas pelas rodovias federais BR-324, BR-110 e pela rodovia estadual BA-388, em direção ao norte do estado, passando pelos municípios de Alagoinhas e Ribeira do Pombal.

Em Banzaê, o Membro homônimo, se expressa em relevo tabular com escarpas de diversas dezenas de metros, correlacionáveis e contínuos lateralmente por quilômetros, o que facilitou o planejamento de rotas. Os deslocamentos foram realizados por estradas vicinais, sem pavimentação, acessadas através de sítios de produtores rurais, e por trilhas marcadas. Os locais de coleta de dados intitulam-se "Fazenda Bom Retiro", "Propriedade Seu Saturnino", "Campo do Brito", "Gancho", em referência a estas propriedades.

Para o município de Tucano, o segundo alvo, distante 270 km de Salvador, o deslocamento é realizado pelas rodovias federais BR-324 e BR-116, atravessando o município de Feira de Santana. O povoado mais próximo a área de coleta de dados é chamado de Creguenhem, e a mobilidade necessita de veículo 4x4.

A geomorfologia se assemelha muito a região de Banzaê, com relevo tabular e escarpas dispostas ao longo de uma antiga ou efêmera rede de drenagem dissecada e nomes regionais como "Olhos D'Água, Buraco do Vento" e a serra de Caetanas, no qual o topo já pertence ao Membro Cícero Dantas (Figura 1).

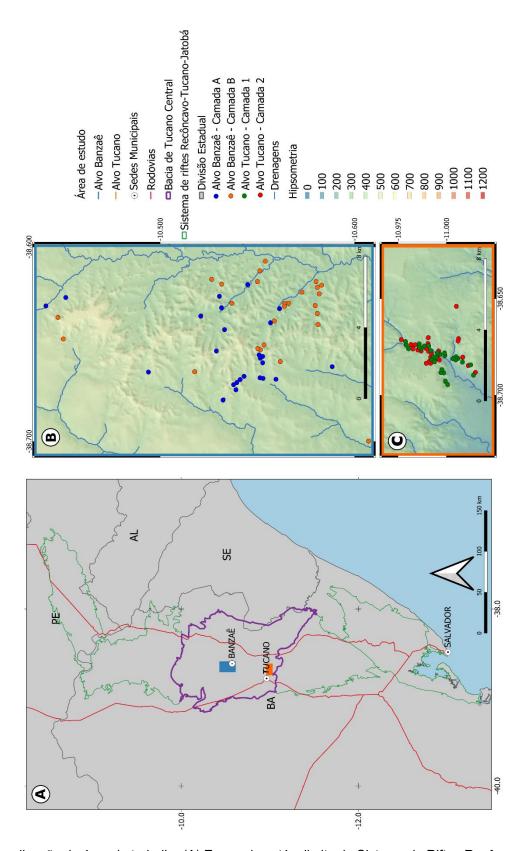


Figura 1 - Localização da área de trabalho (A) Em verde está o limite do Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá, em roxo está o limite da Bacia do Tucano Central e os retângulos inseridos (azul e laranja) compreendem os Alvos de estudo. (B) Afloramentos estudados do Alvo Banzaê. (C) Afloramentos estudados do Alvo Tucano.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ)

O Sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) está relacionado com a separação do supercontinente Gondwana durante o Cretáceo, culminando na abertura do Oceano Atlântico. As placas resultantes, Sul-Americana e Africana herdaram suturas, como a Zona de Cisalhamento Além-Paraíba no sudeste e o lineamento de Pernambuco-Paraíba no nordeste, que auxiliaram na configuração atual da evolução das bacias marginais (Bizzi et al, 2003).

Szatmari e Milani (1999) dissertam sobre a microplaca de Sergipe que possuiu papel fundamental para a configuração atual das bacias do nordeste. A contínua propagação da separação do supercontinente é impedida por esta feição estrutural, perpendicular à zona de cisalhamento Pernambuco-Ibimirim, que segundo Bueno (2004) teria provocado uma transferência direcional da distensão continental para a zona transformante de Sergipe-Alagoas abortando o desenvolvimento dos riftes Recôncavo, Tucano e Jatobá.

No tocante a evolução do preenchimento das bacias, é amplamente difundida a hipótese do sincronismo entre fases tectônicas e feições deposicionais (Asmus e Porto, 1980, Dias, 1991, Magnavita e Magnavita et al. 1992, 1994, Cupertino, 2000, Bueno, 2004). Em contrapartida Destro (1994), entre outros, consideram seu início já durante a sequência continental, não necessariamente atrelada a esforços tectônicos.

2.2 Bacia do Tucano Central

A Bacia do Tucano, de direção N-S localiza-se no estado da Bahia com área de 30.500 km² podendo ser dividida nas sub-bacias Norte, Central e Sul. A Bacia do Tucano Central separa-se a norte pela Zona de Acomodação Vaza-Barris e a sul pelo Alto de Aporá (Caixeta et al. 1994, Costa et al. 2007a). Porém, Cupertino (1990), define o limite sul da Sub-bacia do Tucano Central pela Falha do Rio Itapicuru e relaciona um padrão de blocos antitéticos a orientação regional da bacia. O limite norte da sub-bacia, segundo Cupertino e Magnavita (1987), Milani e Davison (1988) seria o Arco do Vaza-Barris, um marcador de inversão da polaridade de abertura do sistema de riftes, interpretados como uma zona de transferência.

Estruturalmente ainda, os riftes abortados do sistema estão inseridos entre as províncias tectônicas de Borborema e São Francisco, sendo que o último configura o

embasamento da Bacia do Recôncavo, Tucano Norte e Central compostos de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos (Cupertino, 1990, Delgado et al. 2003, Silva et al. 2007, Kosin, 2008).

A estratigrafia é correlacionada com fases tectônicas denominadas de pré-rift, sin-rift e pós-rift (Milani et al. 2007, Magnavita et al. 1994). O pré-rift (Jurássico) com espessura máxima de 1200 m compõe o Grupo Brotas, conjunto das Formações Aliança, Sergi e Itaparica constituídos de sedimentos aluviais, fluviais, eólicos e lacustres rasos.

A fase rift que ocorre entre o Berriasiano ao Valanginiano com espessuras próximas dos 3 km é marcada pela ativação da Falha de Salvador e compreende a conglomerados proximais. Distal a mesma, a Formação Candeias é descrita como lacustre com folhelhos e turbiditos. Soma-se também a esta fase a Formação Ilhas proveniente de progradações deltaicas e a Formação São Sebastião constituído de sistemas arenosos fluviais.

Milani et al. e Magnavita et al. (2007, 1994) entre outros autores, consideram o intervalo do Aptiano ao Barremiano, uma fase pós-rite, caracterizado pela Formação Marizal, com 400 m de preenchimento entre camadas de conglomerados fluviais, arenitos e ocasionais feições lacustres.

2.3 Formação Marizal

A Formação Marizal, primeiramente descrita por Brazil (1947) na Serra de Marizal, mapeou uma extensa região de relevo tabular e escarpas íngremes quase inteiramente formadas de arenitos grossos e conglomerados. Freitas (2014) caracteriza as fácies por arenitos de areias grossas e conglomerados polimíticos, com clastos imbricados e estruturas de estratificação cruzada e plano-paralela de arenitos.

Por sua vez, são atribuídos à unidade o ambiente deposicional de um sistema fluvial de escala regional e axial à Bacia do Tucano, entrelaçados, efêmeros e de clima árido a semiárido com extensa abrangência paleogeográfica, pois as fontes dos clastos abrangem rochas metamórficas, ígneas e intrabacinais (Lima, 1991, Lima e Vilas Boas, 1996, Lima e Vilas Boas, 2000).

Figueiredo et al. (2016) descreve a Formação contendo a espessura máxima de 250 m, sobrejacente a Formação São Sebastião, possuindo uma superfície erosiva de contato, localmente angular. Porém ambas possuem características litológicas e

estruturais similares, mas são compartimentadas em fases tectônicas distintas. Enquanto a Formação São Sebastião pertencente na fase rift, a Formação Marizal, sobrejacente, é interpretada como a erosão remanescente da fase pós-rift, ocasionada pela subsidência termal devido a deformação extensional por cisalhamento puro (Magnavita et al. 1994).

Segundo Freitas (2014), houve a necessidade de subdividir a formação em dois Membros, o inferior foi denominado Banzaê e o superior, Cícero Dantas. Os critérios de separação estabelecidos perpassam pela possibilidade de reconhecer, em todo o sistema RTJ uma camada argilosa de escala decimétrica a métrica fossilífera (Camada Amargosa) e ao contraste entre a arquitetura deposicional do sistema fluvial, no qual o membro Banzaê compõe depósitos conectados de canais, e o membro Cícero Dantas possui corpos isolados de canais por antigas planícies aluvionares (Figura 2).

Estudos recentes ainda (Freitas et al. 2017, Figueiredo et al. 2016), discutem a fase de geração do Membro Banzaê, colocando-o como desenvolvido durante a fase rift, pois relaciona a posição dos depósitos de leques aluviais com os fluviais que, além da baixa preservação das planícies de inundação ocorrerem restritos às proximidades das falhas, associadas a maior taxa de sedimentação e avulsões.

A Camada Amargosa seria o produto de uma transgressão e evidência de rápido aumento de geração de espaço, corroborando com a hipótese de ingresso marinho. O Membro Cícero Dantas, caracterizado por ambientes fluviais com leques aluviais ausentes, pouca deformação e cobertura das falhas antecessoras que deformam o membro inferior, pode ter sido ocasionado pela redução da atividade tectônica (Freitas et al. 2017).

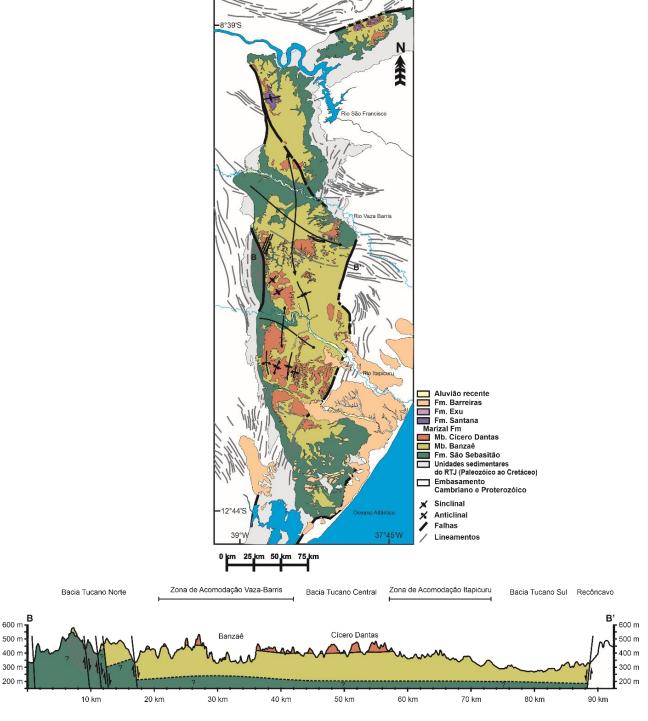


Figura 2 - Mapa geológico do sistema de Riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) com as formações e principais estruturas mapeadas por Freitas, 2014. O mapa já apresenta a divisão da Formação Marizal explorada nesta dissertação. Em amarelo escuro está discriminado o membro inferior Banzaê - Mb Banzaê - e em vermelho claro o membro superior Cícero Dantas - Mb Cícero Dantas. Perfil BB' logo abaixo, atravessa a Bacia do Tucano Central, exemplificando os tipos de contatos nas bordas das bacias e dimensão das espessuras dos pacotes (Retirado e modificado de Freitas, 2014).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Análise de Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes consiste em identificar, nas rochas sedimentares, propriedades estruturais que foram originadas através do transporte de uma partícula, especificando direção azimutal de movimento, o que engloba desde seixos imbricados, formas de leito assimétricas preservadas, estratificações e laminações cruzadas, marcas de sola e fósseis orientados. Neste contexto trata-se a paleocorrente como um vetor, sinônimo de estrutura direcional e de magnitude, expondo o padrão de variabilidade de sua distribuição, e não apenas atrelada a sua gênese (Potter e Pettijohn, 1963).

A estatística linear foi introduzida como método, utilizando a variância como meio da análise de dispersão global de uma certa região, pois levava-se em consideração uma possível hierarquia de estruturas durante seus processos nos ambientes (Cochran, 1953). O desvio padrão ou a variância podem ser utilizados para mensurar a dispersão de medidas em torno da direção média Potter e Pettijohn (1963), porém questões intrínsecas ao dados direcionais exigem adaptações. A abordagem metodológica de Reiche (1938), transforma a direção média em um vetor resultante, e mede a dispersão dos dados através de sua magnitude denominada por "taxa de consistência". Porém, medidas entre o intervalo de 180º e 360º são simétricas em relação ao centro e se anulariam, pois os vetores diametralmente opostos cancelam-se (Figura 3, Curray, 1956). Para solucionar este problema Krumbein (1939) duplica os ângulos dos vetores antes que sejam decompostos, obtendo uma distribuição periódica não simétrica, fazendo com que a magnitude do vetor seja a tangente do dobro do ângulo resultante (arcotangente).

Krumbein (1939) descreve matematicamente esta relação da seguinte maneira:

Componente N-S =
$$\sum n \cos 2\theta$$

Componente O-L = $\sum n \sin 2\theta$
 $\tan 2\theta = \frac{= \sum n \sin 2\theta}{\sum n \cos 2\theta}$
 $r = \sqrt{(\sum n \sin 2\theta)^2 - (\sum n \cos 2\theta)^2}$
 $L = \frac{r}{\sum n} 100$
 $\overline{\theta} = \frac{1}{2} \arctan \frac{\sum n \sin 2\theta}{\sum n \cos 2\theta}$

Onde,

θ = azimutes variáveis entre 0° e 360° coletados

 $\overline{\theta}$ = vetor azimutal resultante

n = número de observações de coleta de dados

r = magnitude do vetor resultante

L = magnitude do vetor resultante em percentagem

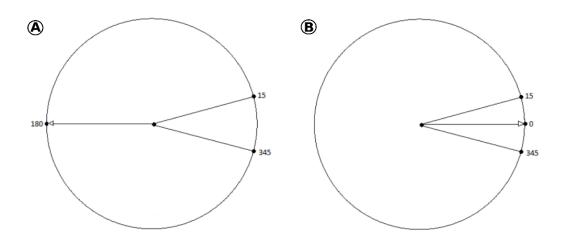


Figura 3 - Direção média do vetor resultante - representado pela seta - quando não há a duplicação dos componentes azimutais decompostos. (B) Direção média do vetor resultante - representado pela seta - seguindo a lógica da distribuição periódica não simétrica de Krumbein (1939). Exemplo didático retirado de Neves, 2015.

Ou seja, a magnitude do vetor seria uma forma sensível de entender a dispersão dos dados de paleocorrente que, atrelados ao desvio padrão e a variância são comparáveis e consistentes, e por meio da estatística de dados circulares a origem se torna independente na análise. Essa abordagem está em consonância com o tratamento estatístico de dados direcionais proposto por Fisher (1993), que define variância direcional como: (1 - magnitude do vetor médio), sendo este resultante da soma vetorial (decomposta em senos e cosenos) dos dados individuais.

Selley (1968) considera que as paleocorrentes pertençam a três grandes grupos: unimodais, bimodais e polimodais, originadas por processos sedimentares já apontados por Allen (1966), mas considera que em termos de análise de paleocorrente equívocos são frequentes, resultando em interpretações errôneas ou generalistas (Figura 4).

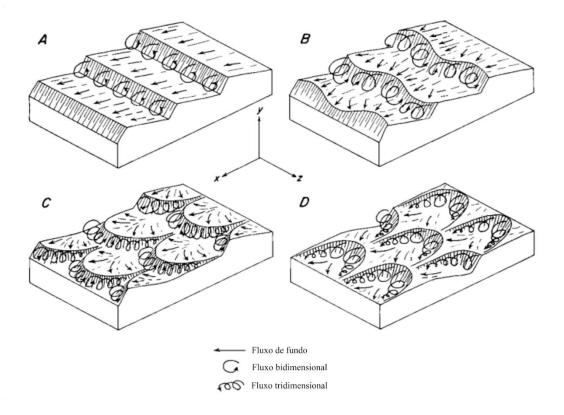


Figura 4 – Morfologias dos tipos de estratificações cruzadas habitualmente encontradas em descrições geológicas representadas através da decomposição bi e tridimensional da velocidade de fluxo e turbidez. Retirado de Allen (1966), os blocos diagramas representam, A: ripples retilíneas; B: ripples sinuosas; C: ripples em cúspide, D: ripples linguóides. As respectivas coordenadas correspondem ao eixo x: paralelo a direção do fluxo; eixo y: vertical (perpendicular) à normal da direção de fluxo; eixo z: horizontal (paralela) à normal da direção do fluxo.

O autor considera que a representação de dados de paleocorrente regional em um único diagrama de rosas pode produzir um padrão polimodal, maquiando sistemas discretos tanto de afloramentos individuais quanto de diferentes fácies. Ademais, são comumente encontrados padrões unimodais em sistemas fluviais de deposição, mas amplos intervalos de grau de dispersão da direção da corrente média foram observados, sugerindo que a variância de paleocorrentes possam caracterizar estilos diferentes de rios (Selley, 1968).

3.2 Variabilidade espacial de paleocorrentes

A importância do estudo de sistematização dos tipos de canais existentes tanto os ativos e os reconhecidos nos registros, perpassou por diversos métodos e tentativas de entendimento. A classificação dos rios modernos primeiramente proposta por Leopold e Wolman (1957) foi embasada a partir de um índice de sinuosidade definido como a razão entre o comprimento do talvegue e o comprimento

do vale, e embora outros índices tenham sido propostos (Schumm, 1963, Brice, 1964), o valor arbitrário de 1,5 foi usado para distinguir canais de baixa (menor que 1,5) e alta (maior que 1,5) sinuosidade. Rust (1978) utilizou em sua classificação quantitativa da morfologia dos canais os parâmetros de sinuosidade e agregou o grau de entrelaçamento. O grau de entrelaçamento (G.E.) mede o número de barras ou ilhas no canal por comprimento de onda no qual é medido ao longo do talvegue podendo indicar sua multiplicidade. Alternativamente, o número de canais médio em seções transversais ao fluxo é também utilizado como índice de entrelaçamento como sugerido em revisão de Egozi e Ashmore (2008) sobre o tema.

A primeiras tentativas de reconstrução das características dos canais em registro geológico através da comparação com análogos atuais foram de Bluck (1971) e Ferguson (1977), ambos relacionando a dispersão das orientações de forma de leito reconhecidas por meio das paleocorrentes. Ferguson (1977) observou que o fluxo dos rios modernos é em geral subparalelo ao talvegue e que há uma estreita relação entre a sinuosidade do meandro e a variância direcional do canal ativo, apresentando ampla variação de tamanho e padrão morfológico ao longo dos seus levantamentos.

Contemporaneamente as tentativas de reconstrução, houve estudos de hierarquização, iniciados por Allen (1966) e Miall (1974). O primeiro autor classifica seus níveis de acordo com os campos de vetores de fluxo, pois as formas de leito e suas geometrias estão intimamente relacionadas e são interdependentes, mas necessitam de análises isoladas. Assim, cada campo possui determinada influência no sistema, refletindo diretamente na variância direcional de cada ordem, aumentando conforme decresce a hierarquia.

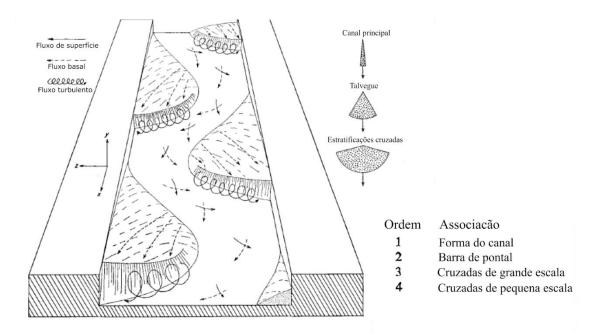


Figura 5 - Ordens de hierarquia de Allen (1966) descritas no canto inferior direito e bloco diagrama com a representação da variância nas diferentes escalas de análise. O fluxo é decomposto tridimensionalmente nos eixos (x/y/z) nos devidos campos de fluxo, além da subdivisão em estratos de acordo com a profundidade de atuação. Nota-se que o canal principal (1ª ordem possui menor variância, ao contrário das estratificações cruzadas de 3ª e 4ª ordem), retirado e modificado de Allen (1966).

O sistema para Allen (1966) é representado de acordo com o volume de água total do fluxo e sua direção (Figura 5). Em cada ordem o fluxo é decomposto tridimensionalmente e sua influência no sistema é proporcional a profundidade da lâmina d'água, gerando um tipo resultante de estrutura sedimentar, ou seja, a macroforma de canal surge como uma estrutura de primeira ordem; as barras são produtos de segunda ordem; as cruzadas métricas são de terceira ordem, e as de pequena escala são de quarta ordem. Miall (1974) propõe uma hierarquização correlata, mas adiciona níveis e um ponderamento (Figura 6).

Quanto às seis classes de hierarquia, Miall (1974) adiciona duas (em relação a classificação de Allen, 1966) aumentando a escala de análise: a primeira ordem corresponde desta forma a uma bacia hidrográfica, somando os tributários e canal principal, e em cada ranqueamento inferior individualiza-se sucessivamente a análise.

Miall (1974) utiliza as bases da estatística para dados circulares (Curray, 1956), mas durante a análise decomposicional para um vetor resultante, modifica o termo 'n' que seria para a quantidade dos elementos medido, um fator de ponderação, que seria o cubo da espessura da estrutura sedimentar, partindo de uma suposta proporção entre o volume de sedimento e a relevância da medida associada para o fluxo médio.

O ponderamento insere-se nos dados azimutais, pois o mesmo seria o correspondente a uma medida de volume, o que representaria a quantidade de sedimentos movidos pelo vetor de fluxo decomposto em três dimensões, associandose a magnitude.

Os resultados mostram que, assim como os dados de Allen (1966), a variância aumenta da alta para a baixa classificação, acentuada entre os ranks 3 e 4 e entre 5 e 6. As menores variâncias estariam expressas nas maiores escalas de análises (rank 1 e 2) nas quais as espessuras deveriam ser maiores. A variação pode ser atribuída também, segundo o autor, ao grau de sinuosidade e consequentemente, ao estilo de canal (entrelaçado ou meandrante).

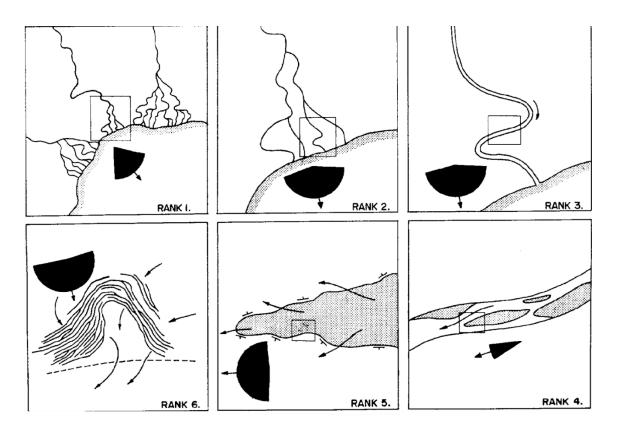


Figura 6 - Hierarquia de ordens de Miall (1974). Notar que o rank 1 é atrelado a análise em escala de bacia, com variabilidade menor do que os ranks 5 e 6, de estruturas sedimentares com espessuras centimétricas (Miall, 1974)

As análises de Allen (1966) e Miall (1974) supõe que conjuntos de estratos cruzados refletem necessariamente a profundidade do canal e ambos cometem equívocos em interpretar a dinâmica e paleoambientes com generalizações a partir destas dispersões. Ao contrário de Allen (1966), que tentou hierarquizar o tipo de estrutura e o processo atrelado, o ponderamento de Miall (1974) mascara a verdadeira

dispersão dos dados com a criação de classes e misturas de rank (principalmente entre o 5 e 6), além de não relatar como há a distinção entre os de 1^a, 2^a e 3^a ordem no registro geológico.

Em contrapartida, Le Roux (1993) por meio do sensoriamento remoto (análise de fotografias aéreas) e ferramentas matemáticas relaciona o comprimento de arcos com a sinuosidade do canal em relação ao seu eixo. Ou seja, projetou-se um círculo ao longo de uma sinuosidade selecionada, retirando-se suas direções de fluxo, correspondente a um range de azimutes (dispersão). Percebeu-se que quanto menor o range de dispersão, menor o índice de sinuosidade e vice-versa.

A limitação do método vai de encontro ao problema antigo da geologia fluvial, no qual toda a gama de direções levantadas quando são processadas em conjunto, pode superestimar a variabilidade real, e desta forma Le Roux (1993, 1994) utiliza a dispersão angular efetiva e que comparado a outros métodos como de Batschelet (1981) e Curray (1956), não produz um modelo que detenha todas as variações de sinuosidade, principalmente os extremos, necessitando de melhorias na faixa operacional através de diferentes tipos de ponderações.

Para solucionar esta problemática, Ghosh (2000) aplicou o método de geometria fractal, estimando a sinuosidade do canal através de dados de paleocorrente a partir da dispersão das mesmas através do padrão fractal modelando e quantificando a forma do plano do canal em diversas escalas. A variação regional da direção da paleocorrente é modelada relacionando a distribuição espacial das orientações médias de medidas azimutais de estratificações cruzadas em locais individualizados em consequência da observação de rios modernos e a migração do leito. A sinuosidade, desta forma, seria um padrão no qual sua representação é definida por um único comprimento de onda do meandro.

Atualmente, é cada vez mais usual a utilização de estatística de dados circulares nos estudos da variabilidade espacial de paleocorrentes. Purkait (2002, 2010) utilizou a dispersão do padrão da paleocorrente para reconstruir o curso do canal no registro (Figura 7). Foi através da vetorização e duplicação dos valores de azimutes para manter a circularidade, que cada agrupamento de paleocorrentes contêm direção e magnitude, gerando um vetor principal em função da dispersão. Os dados de dispersão em sistema efêmero moderno relatadas por Purkait (2002, 2010) têm relevância na reconstrução do padrão de fluxo em sistemas antigos.

A evolução paralela do conhecimento sobre a variabilidade de paleocorrentes em diversas escalas e da relação entre estilos de canais e sinuosidade é a base da hipótese de trabalho aqui apresentada, que envolve a possibilidade de reconstituição dos padrões de canais antigos com base em dados de variância de paleocorrentes.

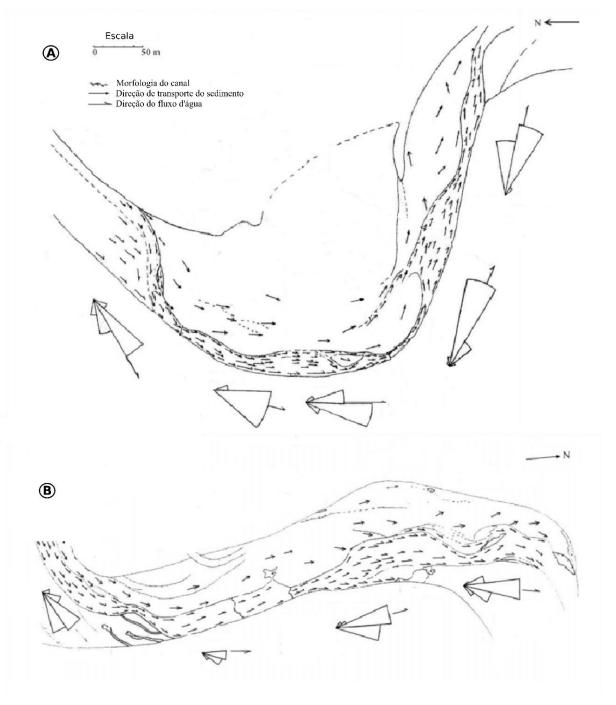


Figura 7 – Exemplificação da diferença da distribuição direcional do fluxo do canal em detrimento de sua sinuosidade. Quanto mais sinuosa a morfologia do canal, maior será a variabilidade espacial da medida azimutal da paleocorrente (A), ao contrário de morfologias que tendem a retilinearidade (B). Os histogramas apresentam o range de medidas em cada ponto de levantamento de dados e a seta, o vetor da direção média, possibilitando visualizar a diferença na variância (retirado e modificado de Purkait, 2010).

3.3 Estilos de canais

A classificação de rios aluviais por estilos de canal tem sido o foco de interpretações do registro geológico com fins de previsão da distribuição de fácies e propriedades petrofísicas (revisões em Miall 1996, 2014, Bridge 2003). Leopold & Wolman (1957) pioneiramente demonstraram que descarga e declividade são os principais controles na formação dos dois principais tipos de rios aluviais: meandrantes, com canais simples e sinuosidade elevada, e entrelaçados, com canais múltiplos e menor sinuosidade. Assim, essas classes morfológicas e genéticas passaram a dominar a nomenclatura de depósitos antigos e sistemas atuais.

Entretanto, a associação direta de estilos de canais com elementos arquiteturais e outras características de seus depósitos sedimentares é problemática quando os aspectos dinâmicos da evolução das barras, canais e planícies de inundação não são bem compreendidos. Isso é particularmente relevante para sistemas multi-canal, cuja classificação é ainda disputada.

Enquanto há aparente consenso na definição de rios entrelaçados ("braided"), nos quais barras dividem múltiplos talvegues e há mudanças morfológicas expressivas do sistema na escala temporal da frequência de grandes cheias, outros sistemas multi-canal são classificados como anastomosados ou "anabranching", termos com diferentes definições, porém não mutuamente excludentes. Nanson & Knighton (1996) propuseram definição de rios anabranching rivers como rios multicanal com canais individuais separados por ilhas estáveis que persistem por décadas ou séculos e ficam expostas durante as descargas que preenchem todo o canal ("bank-full"). Essa definição original está ainda em uso (e.g. Latrubesse, 2008, Eaton et al. 2010, Nanson 2013), e para esses autores, o termo anastomosado aplica-se a um tipo particular de rio *anabranching*, dominado por sedimentação de argila, silte e orgânica em ambientes de baixa energia. Os canais poderiam formar-se tanto pelo isolamento de parte de planície de inundação preexistente como pelo crescimento de uma barra de meio de canal. Assim, o critério para distinção entre rios anabranching e rios entrelaçados seria a persistência no tempo das barras entre canais, uma feição de reconhecimento praticamente inviável no registro geológico.

Apesar das definições incluírem tanto aspectos descritivos quanto genéticos e dinâmicos, dois aspectos morfológicos podem ser utilizados para a classificação desses tipos de rios:

- 1- Número de canais por segmento transversal ao fluxo (índice de entrelaçamento, Howard et al. 1970, Hong e Davies 1979), que expressa o índice e entrelaçamento. Alternativamente, número de bifurcações de canais por comprimento de onda da sinuosidade (parâmetro de entrelaçamento, Rust, 1978 Tabela 1).
- 2- Sinuosidade, expressa pelo comprimento do talvegue dividido pelo comprimento do vale no sentido médio do fluxo (Leopold & Wolman, 1957).

Tabela 1 – Classificação de estilos de canais segundo Rust (1978), o "Braiding parameter" de corte entre estilo refere-se a uma bifurcação de canais por comprimento de onda da sinuosidade, equivalente a um índice de entrelaçamento de 1,5 canais por seção transversal ao fluxo.

	Canal único	Multicanais	
	(Braiding parameter < 1)	(Braiding parameter > 1)	
Baixa Sinuosidade (< 1.5)	Retilíneo	Entrelaçado	
Alta Sinuosidade (> 1.5)	Meandrante	Anastomosado	

Apesar de não ser este o critério primário de classificação, a comparação de medições em rios ativos com as listas de rios classificados por Latrubesse (2008) permite distinguir rios meandrantes, *anabranching* e entrelaçados pelo índice de entrelaçamento, com cortes respectivamente em 1,5 e 3,4.

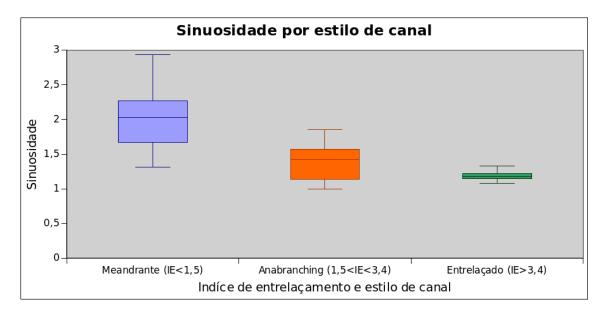


Figura 8 - Boxplots de sinuosidade para três estilos de canal medidas em 72 rios modernos.

A forma clássica de interpretação de estilos de canal em sucessões antigas não tem qualquer relação direta com esses parâmetros, dependendo do reconhecimento de elementos arquiteturais que se relacionam a tipos de barras (Allen, 1983, Miall 1996, 2014, Bridge 2003). A possibilidade de avaliação da sinuosidade e do índice de entrelaçamento por métodos quantitativos no registro antigo poderia trazer avaliações independentes, potencialmente servindo de validação para interpretações arquiteturais.

3.4 Scroll bars

Medidas de sinuosidade em sistemas ativos consideram o traçado de um talvegue que muda dinamicamente. O processo de erosão preferencial do banco externo de curvas e deposição no banco interno implica no aumento progressivo da sinuosidade. O estabelecimento de atalhos por erosão de bancos entre curvas, por outro lado, reduz a sinuosidade. Assim, medidas de sinuosidade de trechos determinados revelam uma situação transitória que considera processos que operam em direções opostas. A grande dificuldade de comparação dessa medida com o registro geológico provém da assimetria de preservação desses processos: enquanto o aumento da sinuosidade dá origem a *scroll bars* (Melton, 1939, Hickin, 1974, Nanson, 1980, Nanson e Hickin, 1983), em barras em pontal ou barras de meio de canal, que ficam preservadas na planície aluvial e no registro geológico, os trechos mais retilíneos gerados por atalhos e isolamento de meandros deixam pouco ou nenhum depósito (Figura 9).

Assim, a sinuosidade do canal, que se relaciona inversamente ao índice de entrelaçamento como observado desde Leopold e Wolman (1957), não é diretamente preservada no registro, mas apenas a sinuosidade dos segmentos deposicionais internos às curvas do canal (Figura 10).

A relação entre IE (que classifica estilos de canal) e sinuosidade (Figura 8) traz a possibilidade de utilização de medidas indiretas de sinuosidade, e principalmente variabilidade de direção de fluxo preservada em *scroll bars*, para classificação de estilos de canal, tema central da presente dissertação.

A Barra em pontal em rio meandrante B Barra em pontal em rio entrelaçado Canais entrelaçados ativos com deposição de lama Canal Barra em pontal Canal abandonado Canal abandonado

Figura 9 – Empilhamentos idealizados dos estilos de canais. (A) Estratigrafia de um canal meandrante e suas fácies subordinadas. (B) Estratigrafia e as fácies modelas para um canal entrelaçado.

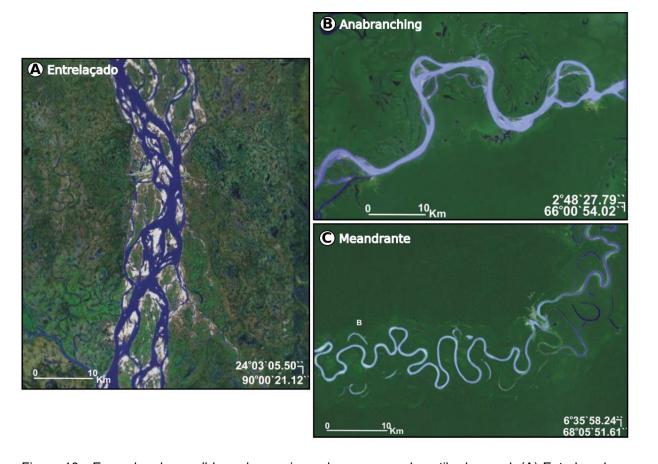


Figura 10 - Exemplos de *scroll bars* de canais modernos em cada estilo de canal. (A) Entrelaçado – Brahmaputra (Índia). (B) *Anabranching* – Solimões (Brasil). (C)Meandrante – Juruá (Brasil). Fonte: Imagem Ladsat/Copernicus retirada do Google Earth.

3.4.1 Medidas de Scroll dos Rios Moderno

Para o desenvolvimento do método de determinação de estilos de canais com base em dados de paleocorrentes em unidades antigas, foram realizados estudos em base de dados de rios atuais, coletadas por Galleazzi et al. (em preparação, conforme qualificação de doutorado 2019), que mediram direções de *scroll bars* em 74 rios ativos de diferentes estilos (21 entrelaçados, 16 *anabranching* e 37 meandrantes), permitindo a comparação dos parâmetros sinuosidade e índice de entrelaçamento com cálculos de variância circular (Figura 11). A medida de paleocorrentes registradas em *scroll bars* de planícies recentes é muito mais relevante para a comparação com o registro geológico antigo do que medidas de fluxo em canais pois a preservação de depósitos sedimentares como barras reliquiares em planícies aluviais é etapa necessária para sua posterior preservação no registro geológico. Adicionalmente, a preservação seletiva de trechos com deposição na parte interna de curvas com banco externo erosivo, como discutido acima, faz com que os trechos mais sinuosos sejam preferencialmente preservados, afetando a comparação direta entre orientação do canal ativo e registro de paleocorrentes.

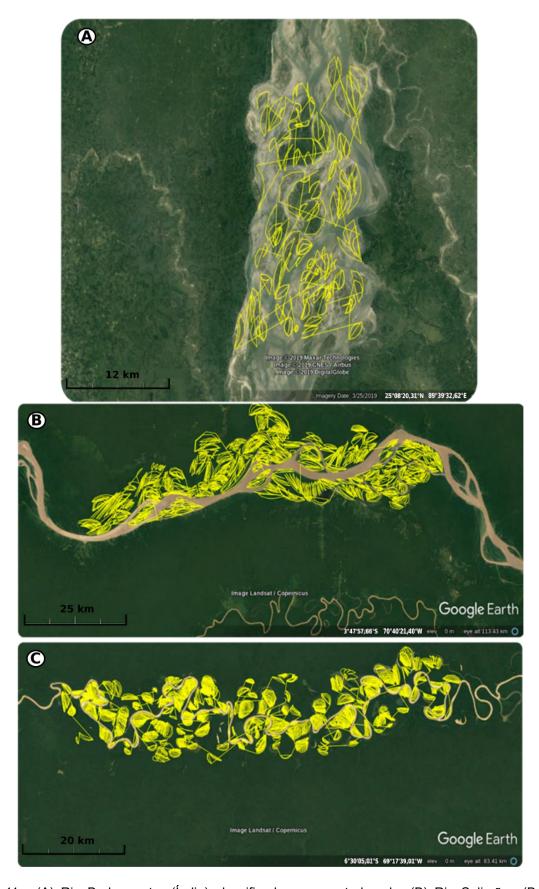


Figura 11 - (A) Rio Brahmaputra (Índia) classificado como entrelaçado; (B) Rio Solimões (Brasil) classificado como *anabranching*; (C) Rio Juruá (Brasil) classificado como meandrante. Exemplificação do levantamento de dados dos depósitos dos rios ativos (*scroll bars*), cada arco é composto por 5 pontos. Fonte: Imagem Ladsat/Copernicus retirada do Google Earth.

A classificação morfológica dos estilos de rios por número de canais (canal único e canais múltiplos) apresenta uma relação inversamente proporcional entre a quantidade de canais ativos existentes e a variância circular dos depósitos em decorrência de sua curvatura média. Os rios classificados como meandrantes possuem um intervalo de 0,4 a 0,7, os entrelaçados variância menor que 0,4, os intermediários (1,5 a 3,4 canais, majoritariamente *anabranching*), oscilam entre 0,2 e 0,6 na dispersão de dados que foi diretamente relacionada com a direção do fluxo do canal principal (Figura 12). Em contrapartida, os rios meandrantes possuem índice de entrelaçamento menor que 1,5 e entrelaçados maior que 3,4 (Figura 13).

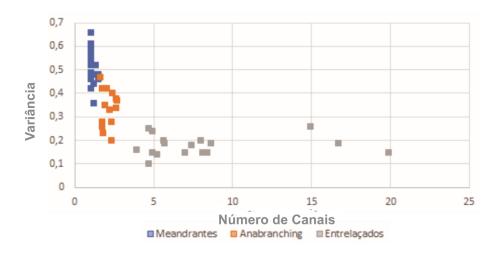


Figura 12 – Relação entre variâncias circulares dos canais modernos e o número de canais modernos, agrupando os mesmos nos respectivos estilos.

Como esperado, a variância circular da correntes preservadas relaciona-se à sinuosidade, e não surpreendentemente a variância circular de depósitos de barras é fator mais discriminante de número de canais que a própria sinuosidade do canal, que integra trechos com sinuosidade reduzida por atalhos erosivos que não são representados por depósitos na planície ou no registro geológico.

Essa avaliação preliminar permite inferir que é possível o desenvolvimento de método para a discriminação de estilos de canais pela variância de paleocorrentes em depósitos antigos.

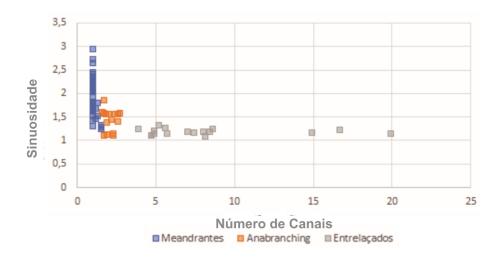


Figura 13 - Relação entre índice de entrelaçamento e o número de canais modernos, agrupando os mesmo nos respectivos estilos.

3.5 Arquitetura Deposicional

As características deposicionais dos sistemas fluviais foram sistematizadas na década de 80 através dos trabalhos de Allen (1983), Miall (1985, 1988), entre outros, que somados a trabalhos recentes, aumentam a compreensão dos processos e produtos, desenvolvendo critérios de reconhecimento e maior entendimento de aspectos hidrogeológicos.

As reconstruções geográficas interpretam a arquitetura deposicional em função das espessuras das estruturas deposicionais associando-as e compondo a geometria do paleocanal, buscando desta forma a definição de elementos hierárquicos. Allen (1983) atribui três ordens de escala, sendo a primeira de estratos cruzados ("sets") individuais, que em conjunto ("cosets") delimitam a segunda ordem de litofácies geneticamente relacionadas, e a terceira e última, envolve os elementos complexos delimitados por superfícies regionais.

O método proposto por Miall (1985) baseia-se na observação tridimensional dos depósitos fluviais (Figura 14), determinando fáceis de acordo com seu posicionamento e processo: canais (CH); leitos e barras de cascalho (GB); leitos arenosos (LA); macroformas de foresets (FM); depósitos de acresção lateral (LA); depósitos de fluxo gravitacional (SG); laminação de camadas arenosas (LS) e

camadas argilosas (OF). Os depósitos são associados a sequências cíclicas (autocíclicos ou alocíclicos) identificadas pelas bases côncavas dos canais com topos de empilhamento erosionais ou gradacionais. A sistematização destes oito elementos arquitetônicos baseia-se na granulação, composição da forma de leito, sequência interna e geometria externa. A escala dos elementos depende da escala do sistema deposicional original, podendo ocorrer em várias ordens de magnitude.

Miall (1988) adiciona ao método o escalonamento de ambientes clásticos e seus eventos, singularizando-os, também de modo hierárquico dentro dos sistemas fluviais, sendo os produtos genéticos das macroformas (Miall, 1985) distinguidos pela 4ª (quarta) ordem de superfícies erosivas delimitadoras (nomeadas por letras maiúsculas, assim como as ordens inferiores, todas posicionadas sequencialmente da base para o topo - datação relativa) que incorporam as duas primeiras ordens de Allen (1983) referentes aos *sets* e *cosets*.

As superfícies regionais, que podem se delimitar eventos de avulsão, são reconhecidas como de 5^a (quinta) ordem, e a sexta e última são elementos mapeáveis que subdividem membros e formações.

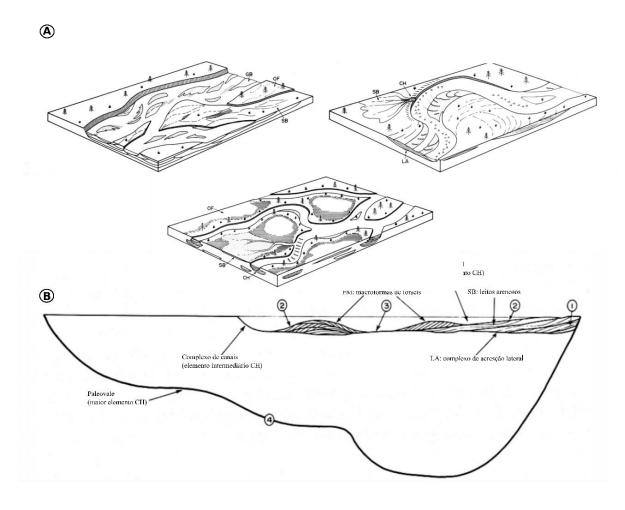


Figura 14 – (A) Blocos diagramas mostrando algumas das fáceis de hierarquização de acordo com o ambiente deposicional e o processo sedimentológico. (B) Apontamento das ordens de classificação de acordo com o escalonamento de ambientes clásticos e seus eventos dentro dos sistemas fluviais (retirado e modificado de Miall, 1988).

Neste cenário, com exceção das laminações plano-paralelas com lineação de partição ("LS" Miall, 1985), estruturas de regime de fluxo superior não foram amplamente reconhecidos no registro de rochas, por serem considerados de baixo potencial de preservação. Fielding (2006), entretanto, relaciona nos depósitos aluvionares mecanismos deste regime com estruturas encontradas, tanto em fluxos rasos que podem facilmente se aproximar ou exceder número de Froude crítico, ou quando caracterizados por variações extremas na descarga com quedas rápidas no nível da água, permitindo a preservação dos leitos e estratos de regime superior e transicional. O autor propõe redefinir "Laminação de Camadas Arenosas (LS)" de Miall (1985), para "Regime de Fluxo Superior (UFR)", concordando entre si sobre os processos, mas apresentando uma gama mais ampla de estruturas sedimentares.

Complementando o entendimento dos processos fluviais nos canais modernos, os trabalhos recentes (Almeida et al. 2016, Galeazzi et al. 2018) argumentam que as

estruturas sedimentares formadas pela migração de leitos sobrepostos seriam relativamente pequenas em qualquer profundidade de fluxo, pois o determinante principal para a espessura preservada dos conjuntos de cosets seria o tamanho da forma de leito, e que espessuras transversais seria uma fração da altura original da duna.

Canais de grande porte, segundo Galeazzi et al. (2018) podem estar associados a certos tipos de fácies de talvegue e de barras, vinculadas geneticamente, gerando *sets* de conglomerados e arenitos grosseiros métricos compostos por *cosets* centimétricos a decimétricos formados pela migração de dunas sobrepostas e ângulos de inclinação médios.

3.6 Elementos arquiteturais avulsivos

A avulsão, processo conhecido como a abrupta mudança da posição geográfica de um canal, é o principal mecanismo de construção aluvionar atual e no registro (Bryant e Paola, 1995, Mohirg, Hellen e Paola, 2000, Slingerland e Smith, 2004, Hajek e Wolinsky, 2012). As interpretações atuais relacionam o processo com a agradação predominante no curso do canal em detrimento das áreas adjacentes, dando origem a áreas topograficamente elevadas quando comparadas com as planícies aluvionares, culminando a montante com sua desestabilização e ativação de uma ruptura de dique marginal como novo canal. Isso gera, a jusante, diminuição no aporte de sedimentos no antigo canal, assim como o aumento em outros pontos que não recebiam tal carga no novo canal (Mohrig et al. 2000, Slingerland e Smith, 2004).

Os corpos arenosos (*multistory sand bodies* - MSBs) de origem avulsiva possuem padrões que podem ser modelados, pois apesar de uma gama de variáveis entre a incisão no canal e as taxas de assoreamento, são geradas MSBs com características semelhantes (Chamberlin e Hajek, 2015).

Os empilhamentos de reocupação aluvionar resultam do amalgamento de paleocanais de pequena espessura e largura, com superfícies erosivas limitantes irregulares, individualizando antigas planícies de inundação em consequência da presença de corpos finos e descontínuos e/ou retrabalhados de depósitos finos. Fácies de canais abandonados e evidência de exposição subaérea e presença de paleossolos, traços radiculares e horizontes com evidências de oxidação também são

atribuídas a eventos de deslocamentos abruptos do fluxo principal (Mohrig et al. 2000, Chamberlin e Hajek, 2015).

Em conjunto, os componentes arquiteturais podem ser definidos entre as unidades basais de preenchimento de talvegue; os depósitos de corpos arenosos ou heterolíticos; e siltitos e lamitos de topo, culminando em uma cíclica deposição de sistemas fluviais (Mclaurin e Steel, 2007). A hierarquia cíclica (Figura 15) perpassa pela migração lateral de pequenos sistemas individuais de canal (*channel-bar system*) que são empilhados e separados pelos eventos de avulsão formando cinturões de canais (*channel-belts*) e que, reunidos entre as várias sequências completas de talvegues, barras e sobreposições de finos, contemplam diversos eventos e sistemas fluviais (*stacked channel-belts complex*).

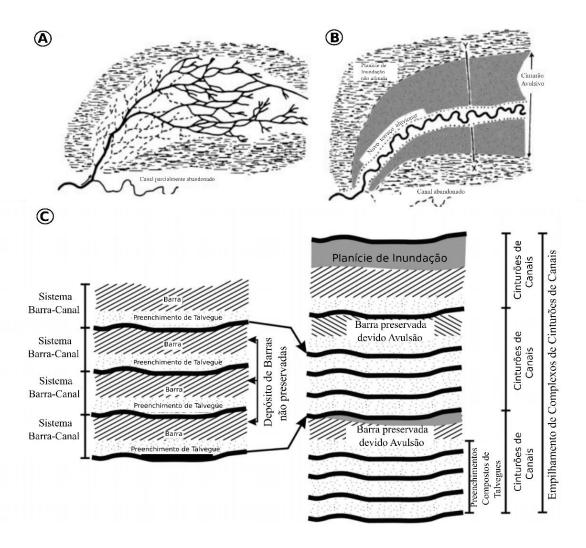


Figura 15 - (A) Configuração de um cenário parcialmente avulsivo, já que no *kickpoint* o curso não foi totalmente mudado. (B) Configuração de um cenário avulsivo clássico no qual o curso antigo é totalmente abandonado através do *kickpoint*. Ambos mostram a complexidade do sistema fluvial. O cinturão de canais composto pelo terraço atual e antigos terraços avulsivos contêm depósitos do mesmo, apontando o quanto a variabilidade espacial pode ser abrangente geograficamente independentemente do estilo de canal. Observa-se também a planície de inundação, elemento importante para o reconhecimento dos eventos de avulsão. (C) Possíveis composições estratigráficas e sua hierarquia de empilhamento no registro geológico. As principais fácies que auxiliam na identificação de eventos avulsivos são associações entre a base de canal, barra submersa e planícies de inundação (retirado e modificado de McLaurin e Steel, 2007, Slingerland e Smith, 2004).

4 MÉTODOS

Com o objetivo de testar a possibilidade de reconstituição de estilos de canais no registro geológico com base na variância de suas paleocorrentes, o presente estudo baseia-se na integração de dados de campo e dados derivados do estudo de imagens de satélite para o estudo de paleocorrentes e, assim, parte de dois conjuntos complementares de métodos de coleta e tratamento de dados.

4.1 Correlação estratigráfica

São necessários dois critérios básicos para a coleta dos dados de paleocorrente. Baseado na escala de afloramento, é imprescindível garantir que as estratificações cruzadas que serão utilizadas no método estejam em *cosets* relacionados a sistemas fluviais, mais comumente de fácies estratigráficas de talvegue ou de barras.

Em escala regional, os pontos de coleta devem ser distribuídos geograficamente em um mesmo nível de avulsão, ou seja, se deve determinar elementos arquitetônicos que indiquem eventos de deslocamento e reocupação dos paleocanais ao longo do empilhamento vertical dos corpos arenosos.

Somente após a observação e análise destes dois critérios combinados, durante o levantamento em campo, é possível construir a malha de medição georreferenciada, para que se estabeleça tanto a direção principal de um determinado evento de existência do rio, assim como sua variância circular.

4.2 Medições de Paleocorrentes e tratamento estatístico

Utilizou-se, devido à importância geoespacial dos pontos de coleta, o aplicativo All-in-one OfflineMaps Plus 3.2b do desenvolvedor Psyberia, devido a facilidade de aquisição dos mais diversos tipos de mapas (rodoviários, topográficos, aéreos) com conversões de distância, coordenadas GPS e sistemas de grade (UTM, OSGB, irlandês, suíço, MGRS / WGS84, USNG / NAD27). Todos os pontos adquiridos estão armazenados em mapas aéreos BING em WGS84.

Foram realizadas medidas em 135 afloramentos, em um total de 4225 dados individuais, sendo 1470 dados prévios obtidos por Ramos-Clavijo (2017) na região de Banzaê foram utilizados para a composição das malhas de paleocorrentes e a

dispersão de medidas em um só ponto foi avaliada com base em dados coletados por Ramos-Clavijo (2017) na ravina do Curralinho.

Em cada afloramento, após as especificações das correlações estratigráficas, é utilizado o software pertencente a Midland Valley Exploration Ltd denominado Fieldmove Clino versão 2.04.00, por se tratar de um clinômetro-bússola digital no qual é possível registrar o rumo de mergulho das estruturas planares (estratificações cruzadas tabulares e acanaladas) das paleocorrentes e arquivar fotos e notas georreferenciadas, podendo exportá-las em formato csv. e kml.

O levantamento de dados de paleocorrentes foi inicialmente feito, para fins de controle, em uma malha regular a cada 1000 metros em Banzaê (Ramos-Clavijo, 2017) e a cada 500 metros em Tucano. Aos poucos o espaçamento entre pontos foi alimentado e em cada ponto de coleta foram retiradas entre 15-30 medidas conforme os estudos de acúmulo de erro.

Sabendo que a paleocorrente se trata de um vetor, a linguagem python de programação foi escolhida como ferramenta de processamento de dados, no qual relações estatísticas descritivas e de dispersão foram efetuadas. Os estudos de correlação feitos através dos dados dos canais modernos e os retirados nos registro também foram feitos através deste meio.

O paleofluxo do canal pode ser descrito matematicamente como um ponto P sobre um círculo unitário, centrado na origem O com sistema de coordenadas polares de rotação horária (0°, 360°), gerando um vetor unitário - OP, pois não possui magnitude (Leal e Souza, 2003). Segundo Neves (2015), estas escolhas de referência para direções bidimensionais de representação são expressas por um ângulo, a origem e sentido da rotação é imprescindível, entrando em consonância com a análise vetorial de Fisher (1993).

Para fins de representação gráfica, são impressos histogramas circulares, formados por um conjunto de barras que representam a frequência dividida em classes. Segundo Leal (2006), o círculo unitário é dividido de acordo com o tamanho de cada classe e com áreas proporcionais a mesma (Figura 16). Em geologia, o análogo seria o diagrama de rosas, pois as áreas projetam as classes e os raios são proporcionais à raiz quadrada de cada frequência.

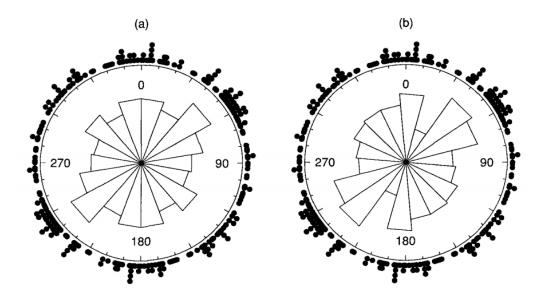


Figura 16 – Exemplos de diagramas de rosa, representando a orientação dos eixos de felspatos. Os círculos pretos ao redor são as quantidades de medidas (n) e (a) e (b) se diferem em tamanho de classe, mudando assim as áreas. O autor chama de "bin boundaries e binwidth", sendo o início em 0º e 15º respectivamente (Fisher, 1993).

4.2.1 Estatística para Dados Direcionais

Em cada ponto georreferenciado, foram retiradas aproximadamente 30 medidas de paleocorrentes. A direção média para cada conjunto de dados em cada afloramento é determinada por tratamento estatístico de dados angulares (Fisher, 1963). Dado um conjunto de dados angulares (vetores unitários) pode-se decompor cada um em seno e cosseno, somando-os, de forma que resulte em um vetor resultante:

$$C = \sum_{i=1}^{n} cos^{\theta_{i}}$$

$$S = i = \sum_{i=1}^{n} sen^{\theta_{i}}$$

$$R^{2} = C^{2} + S^{2} \text{ sendo } (R \ge 0)$$

n = número total de ângulos medidos

θi = ângulo medido

Para determinar a variância circular, a partir dos vetores unitários decorrentes da paleocorrente, calcula-se o comprimento resultante (R) do vetor resultante:

$$R = ||R|| = \sqrt{C^2 + S^2}$$

A variância circular é então definida como:

$$V = 1 - \overline{R}$$

Desta forma, a variância circular (V) poderá fornecer um índice de dispersão de dados, ou seja, se as direções médias possuírem boa concentração espacial, a variância será próxima a 1, caso contrário, a proximidade com valor 0 será indicado.

$$0 \le \bar{R} \le 1$$

Pode-se ainda, correlacionando, observar que quanto menor o valor da variância circular, maior a concentração nos dados (Leal, 2006). Este índice pode ser correlacionado com a taxa de consistência.

$$0 \le V \le 1$$
 quando $0 \le \bar{R} \le 1$

O comportamento da dispersão dos dados é o primeiro passo para o cálculo de probabilidade de classificação de estilos de canais, pois correlaciona-se à sinuosidade.

As particularidades de dados direcionais implicam também na escolha de funções de densidade de probabilidade específicas para o modelamento estatístico dos dados. A função Von Mises (e.g. Mardia e Jupp, 2000) para dados direcionais é útil por aproximar-se de uma distribuição "wrapped normal" (normal circular) e ser de processamento mais fácil, e foi escolhida para ajuste de dados e modelos estocásticos de paleocorrentes. Já o dado de variância circular (Fisher, 1963), por ser limitado entre 0 e 1 e frequentemente compor distribuições assimétricas em amostragem de diferentes sistemas fluviais, adequa-se à aplicação da função de densidade de probabilidade Beta. Essas funções de densidade de probabilidade foram implementadas com a biblioteca scipy.stats (ver documentação das funções beta.pdf e .fit e vonmises.pdf e .fit em python).

5 RESULTADOS

Os resultados do presente estudo envolvem a proposição de método para classificar estilos de canais com base na variância circular de paleocorrentes em depósitos antigos e uma avaliação da aplicação desse método a conjunto de dados dois alvos do Membro Banzaê da Fm. Marizal, Cretáceo da Bacia do Tucano. Esse método visa caracterizar estilos de canais de maneira independente do levantamento de arquitetura deposicional, dependendo apenas de um criterioso controle estratigráfico e de dados de paleocorrente. O mesmo propõe ainda uma forma de representação da direção média dos pontos de campo com os erros acumulados. A aplicação do mesmo ocorre da seguinte forma:

5.1 Bootstrapping de Curralinho

Entendendo que é necessário propagar os erros acumulados das medidas de paleocorrente, faz-se necessária a avaliação da quantidade de medidas por afloramento e afloramentos por malha relacionada aos respectivos erros na determinação dos estilos de canal. De forma a permitir a propagação de erros, uma base de dados com 687 medidas em um único ponto foi tomada como representativa da distribuição de direções de estratificação cruzada dada uma única direção de fluxo (Figura 17).

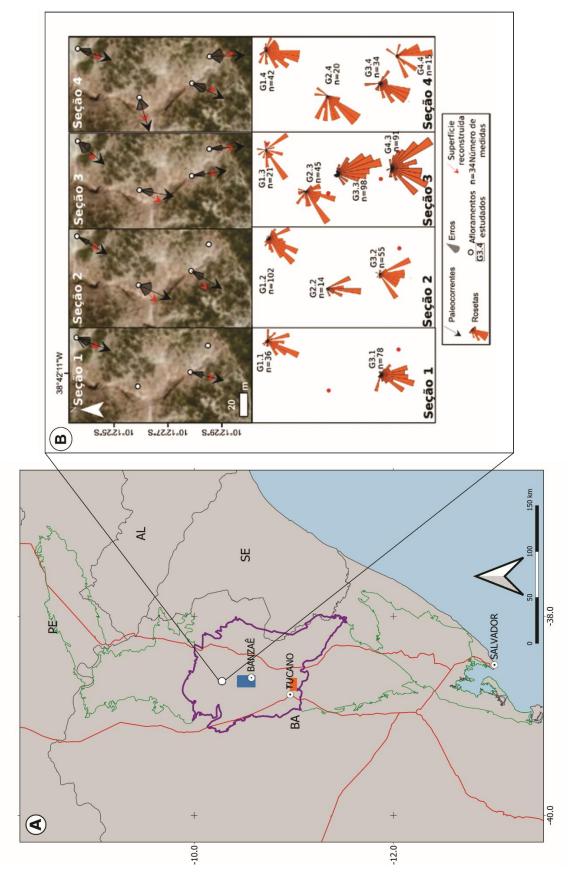


Figura 17 – Localização da Ravina de Curralinho e das 4 (quatro) seções de medidas de paleocorrente retiradas no município de Banzaê (retirado de Ramos-Clavijo, 2017).

A partir das 687 medidas de paleocorrente das seções levantadas em Curralinho, foi ajustada uma função Von Mises de probabilidade com parâmetro kappa (\varkappa) de ~2,13 a partir do ângulo (azimute) médio de direção de 197,09°. A avaliação da dispersão esperada em amostras menores de populações com dispersão semelhante foi realizada pela subamostragem por sorteio aleatório, em técnica conhecida como *bootstrapping* (Figura 18).

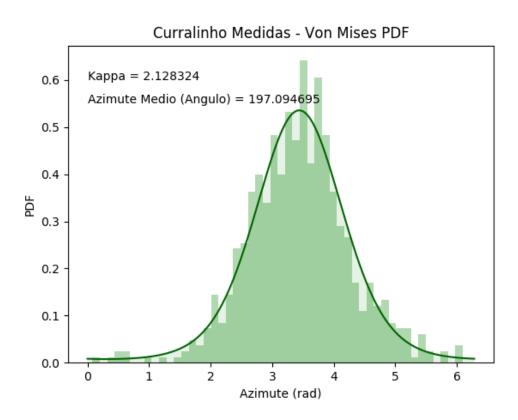


Figura 18 – Função de distribuição de probabilidade (pdf) adquirida a partir das medidas de paleocorrente das seções de Curralinho.

Assim, foram analisadas 2000 subamostras aleatórias dessa distribuição para cada número de medidas, sendo obtidas e armazenadas suas médias direcionais. A distribuição dessas médias reflete a distribuição de probabilidades esperada para amostras menores em afloramentos da mesma unidade. Foram gerados os gráficos de distribuição de probabilidade para 15, 20, 30 e 45. Em cada grupo de medidas, foi ajustada uma função Von Mises com seus respectivos parâmetros kappa e ângulo (azimute) médio (Figura 19).

A partir de cada função de distribuição representada por gráficos Von Mises, pode-se avaliar o erro equivalente a um e dois desvio padrão (sigma, σ) em

distribuições normais, relativos ao campo que contém respectivamente 68% e 95% dos dados em torno do valor médio. Para grupos de medidas entre 10-250 dados foram obtidas as curvas abaixo (Figura 20):

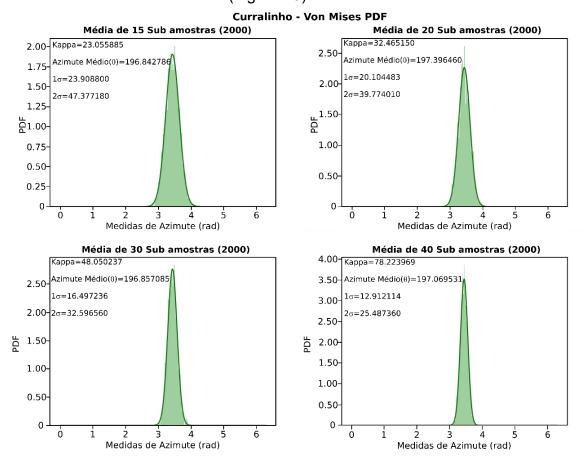


Figura 19 – Funções de distribuição de probabilidade para cada quantidade de medidas sorteadas do conjunto de Curralinho. Nota-se que os histogramas apresentam os ângulos medidos estão em radianos, significando que o azimute médio de ~196 $^{\circ}$ se encontra próximo a π ou entre 3 e 4 em o mesmo está em função da sua frequência de ocorrência, gerando o histograma normalizado. Estão relacionados às simulações com 15, 20, 30 e 45 medidas

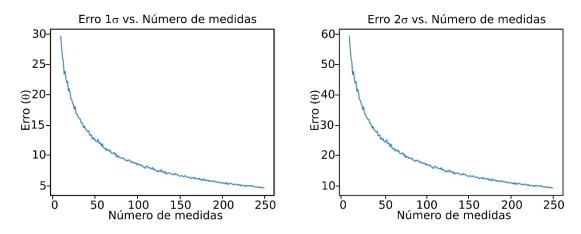


Figura 20 – (A) Representação de um desvio padrão (erro acumulado), área de 68% de probabilidade relacionando o erro de cada grupo de medida em relação a quantidade de medidas. (B) Representação

de um desvio padrão, área de 95% de probabilidade relacionando o erro de cada grupo de medida em relação a quantidade de medidas.

Nota-se que quanto mais medidas levantadas em campo, mais precisa é a média azimutal e maior o kappa, ou seja, menor é a dispersão, ou seja, o erro acumulado (Tabela 2).

Tabela 2 - Dados retirados das subamostras de Curralinho, demostranstrando os parâmetros do ajuste das curvas de probabilidade e a quantificação das distribuições de desvios padrões.

Medidas de	Média	Карра (к)	1 sigma σ (<i>θ</i> º)	2 sigma σ (θ ²)
Subamostras	Azimutal (θ ^o)		68%	95%
15	196,84	23,05	23,90	47,37
20	197,39	32,46	20,10	39,77
30	196,85	48,05	16,49	32,59
45	197,06	78,22	12,91	25,48

Para fins de comparação e primeira análise, foi realizado o mesmo estudo em um ponto densamente amostrado do Alvo Tucano, na Camada 1 com 230 medida de paleocorrente, resultando (Figura 21):

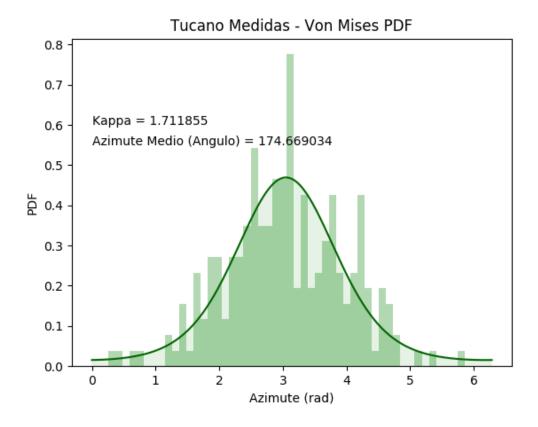


Figura 21 – Função de distribuição de probabilidade (pdf) adquirida a partir das medidas de paleocorrente do Alvo Tucano.

Sabendo que a Ravina de Curralinho e o Alvo Tucano estão contidos no mesmo sistema fluvial do Membro Banzaê, observa-se que a média azimutal é semelhante, e os parâmetros da distribuição e erro associado são, para efeitos práticos, equivalentes (Figura 22, Tabela 3).

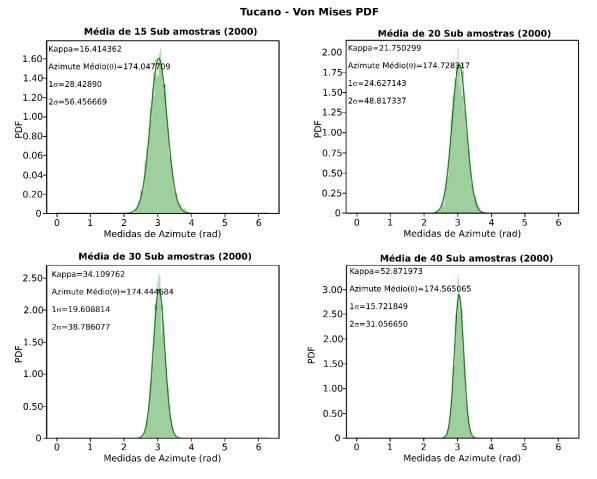


Figura 22 – Histogramas das simulações com 15, 20, 30 e 45 medidas do ponto adensado do Alvo Tucano.

Tabela 3 – Dados retirados das subamostras de Tucano, demonstrando os parâmetros do ajuste das curvas de probabilidade e a quantificação das distribuições de desvios padrões.

Medidas de	Média	Карра (к)	1 sigma σ (<i>θ</i> º)	2 sigma σ (θ°)
Subamostras	Azimutal (θ°)		68%	95%
15	174,04	16,41	28,42	56,45
20	174,72	21,75	24,62	48,81
30	174,44	34,10	19,60	38,78
45	174,56	52,87	15,72	31,05

5.2 Propagação de erro e discriminação de estilos de canais

Com base na distribuição de variâncias circulares em *scroll bars* preservadas em rios ativos (item 3.4.1) e nas funções de densidade de probabilidade de médias de

paleocorrentes em função do número de medidas em campo descritas acima, é possível simular amostragens com erros propagados com base nos dados de rios ativos, e assim estabelecer quais seriam as probabilidades de resultados de variância circular de amostras de campo em sistemas com mesmo estilo de canal. O procedimento foi semelhante ao *bootstrapping*, contando com sorteio aleatório 2000 subamostras com número de medidas (n) variável em cada um dos 74 rios ativos quantificados por Galleazzi et al. (em preparação). Neste caso o número amostral refere-se aos pontos de coleta de dados e não às medidas de estratificações cruzadas individuais e cada valor sorteada refere-se à direção média no ponto.

O objetivo dessa subamostragem é a comparação com dados de campo consistindo de malhas com números limitados de pontos. Porém, para uma comparação direta, é necessário ainda considerar que dados de estratificação cruzada apresentam dispersão de medidas em torno da média e efeitos do tamanho da amostra de estratos cruzados conforme discutido acima. Assim, após o sorteio de pontos dos sistemas ativos foi adicionado erro aleatório em cada ponto conforme a PDF Von Mises da estação de Curralinho, de forma a permitir a comparação direta com dados de campo.

Como resultado, foram agrupados todos os valores de variância circular de paleocorrentes de diferentes cenários, com erro propagado, para cada tipo de rio. Então foram ajustadas funções de densidade de probabilidade Beta que refletem a distribuição de variâncias em dados de campo análogos para diferentes números de pontos (Figura 23). Essas PDFs demonstram excelente discriminação entre rios entrelaçados e meandrantes, e um campo bem definido para a identificação de rios anabranching, principalmente com uma malha com mais de 30 afloramentos.

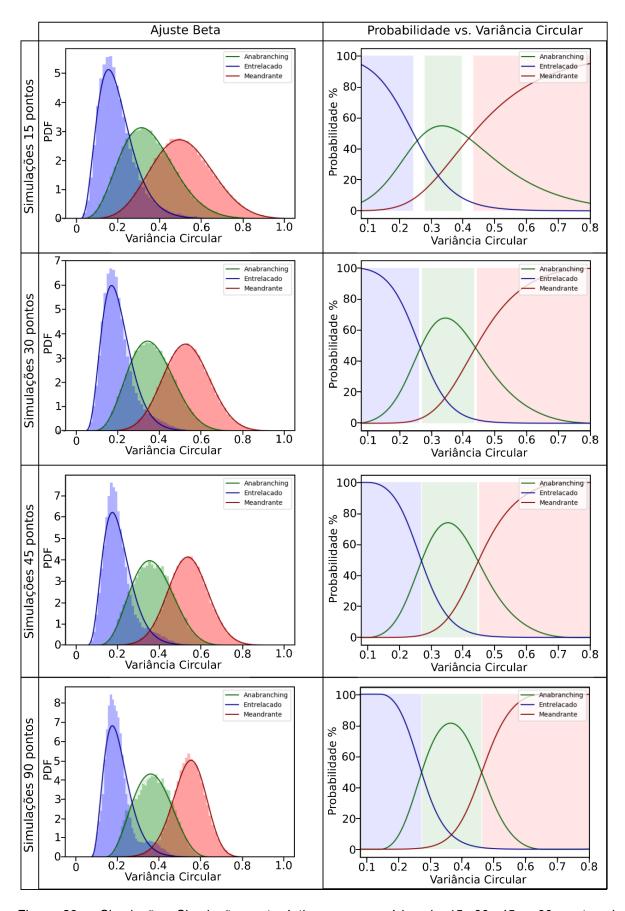


Figura 23 — Simulações Simulações estocásticas para cenários de 15, 30, 45 e 90 pontos de levantamento em campo com erro de 20 medidas e suas respectivas probabilidades (%) em função da variância circular.

A proposta do ajuste Beta no qual as simulações estocásticas de cenários hipotéticos de amostragens em uma área não delimitada, contendo certo números de afloramentos (15, 30, 45 e 90 nos gráficos respectivos) e com os desvios padrões de 1 sigma e 2 sigma para 20 medidas padronizada (se determina esta medida, pois é geralmente realizável em campo), corrobora para a construção de campos de confiabilidade de "probabilidade vs. variância circular".

A cada cenário de simulação é possível ver um estreitamento das curvas normais, restringindo de forma mais assertiva as variâncias de cada estilo de canal, principalmente na morfologia da curva de rios *anabranching* que a cada simulação delimita com maior precisão o intervalo de variâncias que o compõe, além das relações entre intersecções das mesmas e construção de patamares dos estilos opostos de concentração (entrelaçado e meandrante), observados na Figura 24 e Tabela 4.

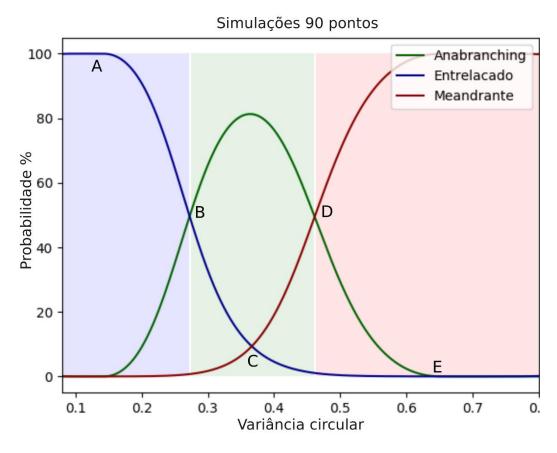


Figura 24 - Campos, intersecções e patamares de probabilidade dos respectivos estilos de canais após simulação estocástica para 90 pontos em determinada área de estudo, vide Tabela 4.

Tabela 4 – Tabela com pontos observados na Figura 24 apresentando as variâncias circulares aproximadas quando há determinada probabilidade de pertencimento de um estilo.

	Variância	%	%	%
	Circular	Entrelaçado	Anabranching	Meandrante
Α	~0,17	~100	0	0
В	~0,28	~50	~50	0
С	~0,37	~80	~10	~10
D	~0,46	0	~50	~50
E	~0,62	0	0	~100

De maneira conservadora, indica-se seguir, após adquirir a variância circular do nível amostrado, a Tabela 5 para plotar o mesmo.

Tabela 5 - Número de afloramentos pertencentes a determinada camada do sistema fluvial estudado e seu respectivo gráfico de confiabilidade.

Afloramentos Medidos na Camada	Gráfico "Probabilidade vs. Variância Circular"
15 – 29	Simulação 15 Pontos
30 – 44	Simulação 30 Pontos
45 – 90	Simulação 45 Pontos
> 90	Simulação 90 Pontos

5.3 Estratigrafia dos Alvos Banzaê e Tucano

A Formação Marizal, interpretada na literatura como o resultado da deposição continental atribuída um sistema fluvial axial de um aulacógeno, possui unidades continuamente redefinidas com fácies comumente descritas por conglomerados e arenitos de areia média a grossa com seixos e localmente conglomeráticos, ambos basais, que são sobreposto por camadas finas de argilitos e carbonatos fossilíferos, e topos composto pelas intercalações de siltito e arenito (Brazil, 1947 apud Brazil, 1948; Viana et al., 1971; Campos, 1960 apud Silva Santos, 1972; Rolim & Mabesoone, 1982; Gava et al., 1983; Magnavita & Cupertino, 1988; Milani & Davison, 1988; Assine, 1994; Lima & Vilas Boas, 1994; 2000; Magnavita et al., 2003; 2005; Costa et al., 2007 a; b; Lima & Vilas Boas, 2000; Santos et al. 2010; Santos & Reis, 2011; Freitas, 2014).

A divisão de unidades utilizada foi proposta por Freitas et al. (2017) sendo a Formação Marizal é subdividida em dois membros, o inferior (Mb. Banzaê) e o superior (Mb. Cícero Dantas), baseado nos estudos feitos na Serra do Marizal (Viana et al., 1971) e na Formação Cícero Dantas (Brazil, 1947 apud Brasil, 1948). Freitas et al. (2017) e Almeida et al. (2016) descrevem o Membro Banzaê como sucessões fluviais compostas de elementos de 5 a 15 metros de estratos cruzados de arenitos grossos transicionando para arenitos médios a finos com lentes de argilitos e lâminas arenosas plano-paralelas, delimitados por superfícies erosivas e anteriormente interpretados com a preservação de bases de canais (fácies de talvegue), barras de acresção lateral e topos de barras de canais.

Estratigraficamente inserido entre os dois membros, um pacote pouco espesso e fossilífero - Camada Amargosa - é utilizado como camada guia na Bacia do Tucano e o fator divisor da Formação Marizal e passível de ser datada do fim do Aptiano, interpretada como uma incursão marinha (Freitas et al. 2017, Brito e Alvarado-Ortega, 2008, Alvarado-Ortega e Brito, 2010).

5.3.1 Aspectos Geomorfológicos e de Macroescala Geológica

A expressão topográfica dos membros é de suma importância e auxilia seu reconhecimento. Os membros diferem, pois o Banzaê manifesta-se através de encostas contínuas, íngremes, com topos planos, e solos pouco profundos e arenosos, vegetados em suas superfícies e rupturas e mudando abruptamente de densidade e tipo. Já o Membro Cícero Dantas, devido a suas intercalações argilosas, apresenta colinas arredondadas e suaves, densamente vegetadas e contrasta fortemente com as superfícies planas e regionais do membro inferior.

O Membro Banzaê também apresenta dois tipos característicos de erosão diferencial, um associado a reentrâncias contínuas, majoritariamente retilíneas e paralelas ao topo (outras superfícies contínuas tanto côncavas como onduladas também foram identificadas, mas com menor extensão lateral). A outra, são concentrações de escavações pluviais morfologicamente arredondadas de tamanhos diversos, muitas vezes contínuas topograficamente, dependendo da mudança granulométrica e comumente atribuídos aos intraclastos (Figura 25).

Estas superfícies contínuas regionalmente são classificadas como a 5ª ordem de Miall (1988), o qual serve de critério para os distinguir eventos avulsivos

conjuntamente com as litologias e assegurar que as fácies pertencem a sistemas fluviais, estabelecendo assim, o nível contemporâneo de existência do paleocanal.

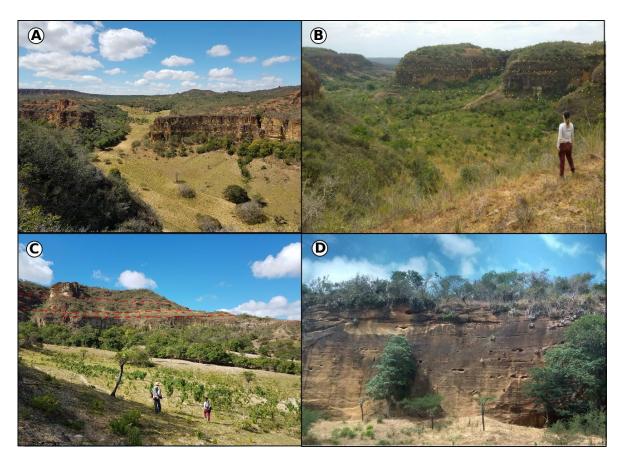


Figura 25 – A) Alvo Tucano: observação de possíveis superfícies erosivas regionais que nos auxilia a identificar eventos avulsivos. Observa-se no sopé da encosta espesso colúvio no qual a vegetação é mais densa e logo atrás as paredes íngremes características do Membro Banzaê. (B) Alvo Banzaê: características morfológicas do relevo da área, com colúvio no sopé, paredes íngremes do Membro Banzaê e topos colinosos pertencentes ao Membro Cícero Dantas ou resquícios da Camada Amargosa. (C) Alvo Tucano: rupturas de relevo indicando erosão diferencial, podendo ser um indicativo de contatos entre diferentes fácies e/ou granulometrias. (D) Alvo Banzaê: vertente íngreme do Membro Banzaê com escavações erosivas comumente encontradas nos Alvos, pertencentes a antigos intraclastos argilosos.

5.3.2 Unidades litológicas

As unidades litológicas descritas nas sucessões são as de maior recorrência em ambos os Alvos e que auxiliaram tanto para classificar os sistemas fluviais, quanto nortear a delimitação nos níveis avulsivos.

5.3.2.1 Conglomerados

Os conglomerados, comumente restritos na base do Membro Banzaê são mais expressivos no Alvo Banzaê em termos de espessura. São encontrados na maioria das vezes nos sopés dos paredões íngremes, com grânulos e seixos dispersos, elipsoidais, subangulosos a arredondados e polimíticos (Figura 26).

Se tornam relevantes quando são concentrados em finas camadas, com seixos alinhados e imbricados entre séries de granulação mais fina, indicando fluxos mais energéticos de descargas e períodos de erosão. Sua extensão lateral pode chegar a dezenas de metros, porém não o suficiente para estabelecer uma superfície regional, além de muitas vezes serem responsáveis pelos formatos côncavos erosivos vistos à distância.



Figura 26 - (A) e (B) Fácies de conglomerados facilmente encontrados nas áreas de estudo.

5.3.2.2 Arenito fino a grosso com grânulos e seixos

Esta fácies está regionalmente distribuída, em contato abrupto e gradacional com outros subtipos litológicos e em diferentes níveis avulsivos. Sua espessura pode variar entre conjuntos de 1 a 10 metros, com séries de 3 a 30 cm, mas sempre reconhecido através de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.

O arenito é constituído de areia grossa a média, raramente fino, composto de quartzo e feldspato com grãos subangulosos e grânulos e seixos (05 - 2 cm)

polimíticos, elipsoidais a subarredondados. É comum observar que os grânulos e seixos definem os limites de séries, com granodecrescência ascendente em relação a base. Outra característica comum é que mesmo nos conjuntos de cosets, os grânulos e seixos tendem a ficar esparsos para o topo dos ciclos de preenchimento de canal. Este pode ser um critério para definição dos processos de deposição e sobreposição de cosets de mesma gênese, indicando perda de energia de fluxo e capacidade de transporte ou diminuição da lâmina d'água nas partes mais rasas do canal (Figura 27).

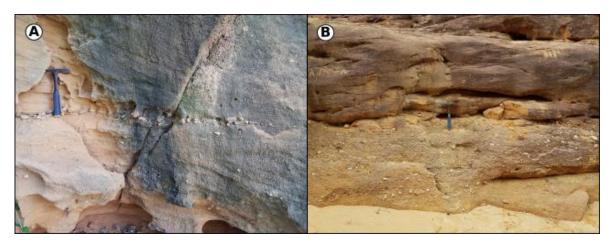


Figura 27 - (A) Alvo Tucano. (B) Alvo Banzaê. Típicas associações encontradas com o arenito fino a grosso com grânulos e seixos, podendo ser com o conglomerado (ou linha de seixos) e com arenitos mais finos.

5.3.2.3 Arenito fino a grosso com estratificação cruzada

O arenito fino a grosso possui má seleção granulométrica, porém composicionalmente é predominantemente quartzoso. As estratificações cruzadas acanaladas são variáveis em questão de espessura de séries variando de 4 a 25 cm, com cosets de 2 a 6 metros (Figura 28).

São muitas vezes observados acima dos conjuntos de arenitos finos a grossos com grânulos e seixos como uma continuação dos processos de deposição.

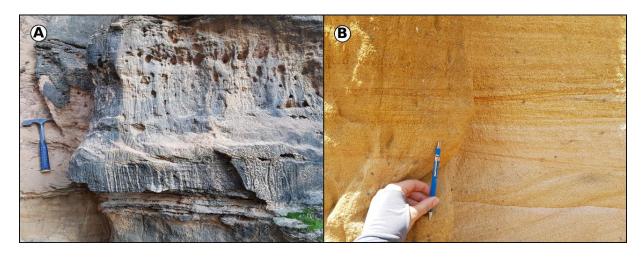


Figura 28 - (A) e (B) Alvo Tucano. O arenito grosso era um dos mais representativos em termos de medidas, as estratificações cruzadas acanaladas e tabulares eram de fácil acesso e maioria nos Alvos de estudo

5.3.2.4 Arenito fino a médio com estratificação cruzada

Este litotipo, apesar de estar sempre presente em pelo menos um nível delimitado, compreende séries de estratificações cruzadas métricas com superfícies de migração sobrepostas entre si tornando-se um único set. Suas espessuras de exposição não ultrapassa os 5 metros (Figura 29).

Há a presença também de séries centimétricas de arenito fino a médio, porém sua expressão é concentrada em poucos decímetros de espessura e são pouco recorrentes na estratigrafia.

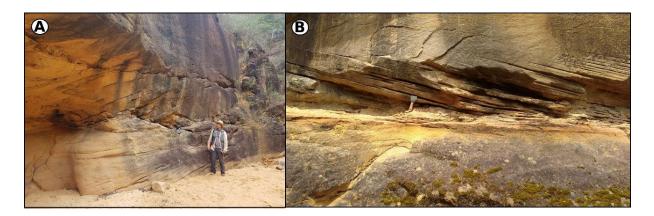


Figura 29 - (A) e (B) Alvo Banzaê. Estratificação cruzada métrica típica dos arenitos finos a médios.

5.3.2.5 Arenito fino

Este tipo de litologia é muito comum associado a estratificações plano-paralela e laminação cruzada por "ripples" de correntes, mas também estratificações cruzadas acanaladas, geralmente com argilitos sobrepostos. São conjuntos de cosets de pouca espessura (máximo de 50 cm a 1 metro) com séries centimétricas (5 cm), mas costumam ter grandes extensões regionais, pois estão associadas com as superfícies erosivas de 5ª ordem.

É comum que porções granulométricas mais finas como silte e argila estejam associadas, tanto entre as estruturas cruzadas como entre as laminações, revelando uma intercalação. Não há também, entre o arenito fino e o argilito, superfícies erosivas incisivas, ou seja, nota-se uma transição gradual entre as unidades, ou lentes composicionais (Figura 30).

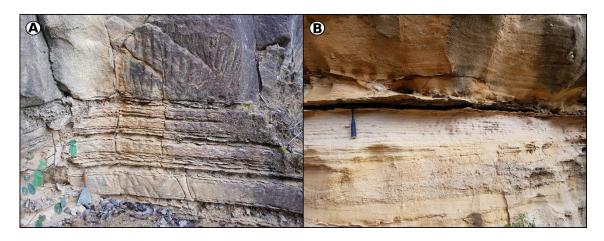


Figura 30 - (A) Alvo Banzaê. (B) Alvo Tucano. O arenito fino era um indicativo de topo de barra com associações variáveis de ripples e/ou argilitos. Possuem estratificação plano-paralela na maioria dos casos, mas estratificações cruzadas não deixam de ser importantes e observadas.

5.3.2.6 Arenito com intraclastos

Não há um tipo específico de arenito que apresente os intraclastos de argila. A granulação varia de fina a grossa, e os intraclastos têm diversos tamanhos e diferentes formatos, desde arredondados e submilimétricos a centimétricos, alongados e sem um forma definida.

A distribuição dos intraclastos é variável, são vistos nas estratificações cruzadas, entre os estratos frontais, nos limites das séries e muitas vezes deformando a estrutura ou obliterando-a. Há também camadas praticamente contínuas e retilíneas de intraclastos (Figura 31).

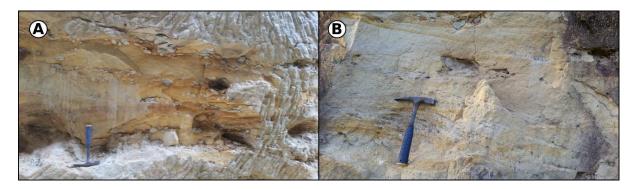


Figura 31 – (A) e (B) Alvo Banzaê. Diferentes formas nas quais os intraclastos eram encontrados. Não possuíam uma morfologia padrão e podiam tanto deformar as estruturas sedimentares como estarem contidas nas próprias estratificações.

5.3.2.7 Argilitos

As espessuras podem variar, mas em geral não passam de poucos decímetros, possuem laminação plano-paralela ou são maciços. Possuem extensão lateral de grande porte, mas também podem indicar lentes entre as camadas arenosas. São comumente encontrados em associação com arenito fino e sobrepostos por finas camadas conglomeráticas (Figura 32).

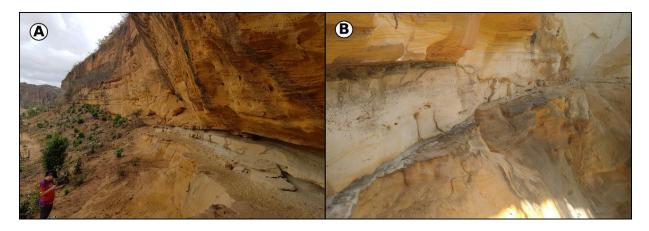


Figura 32 – (A) Alvo Tucano. (B) Alvo Banzaê. Os argilitos são encontrados em camadas retilíneas ou lenticulares

5.3.3 Reconhecimento de superfícies avulsivas

Como já abordado por Galeazzi et al. (2018), as fácies conglomeráticas e de arenitos grossos quando associados, podem corresponder à fáceis de talvegues e de barras formados durante a migração de dunas subaquáticas. Esta relação é claramente reconhecida durante os estudos estratigráficos dos alvos (Figura 34).

Conforme a lâmina d'água diminui, depósitos de corpos arenosos mais finos e as intercalações com argilitos, correspondem a ambientes no qual a energia de transporte é cada vez menor, ocorrendo muitas vezes períodos de exposição, ou mesmo abandono de canais (Mohrig et al. 2000, Mclaurin e Steel, 2007, Chamberlin e Hajek, 2015).

Somando a tendência da granodecrescência em relação a profundidade do canal e as superfícies erosivas planas de grande extensão geográfica, definem-se os níveis de levantamento de dados, assumindo que a cada ciclo deposicional as medidas de paleocorrente correspondem a existência de um canal ativo em determinado momento no tempo geológico. Quando não fosse possível delimitar uma zona com intraclastos ou fácies argilosas, as divisões de níveis eram feitas tanto pelas diferenças azimutais das paleocorrentes, quanto da associação de fácies associadas a fundos de canais e barras, delimitando-os pela espessura do empilhamento (Figura 33).

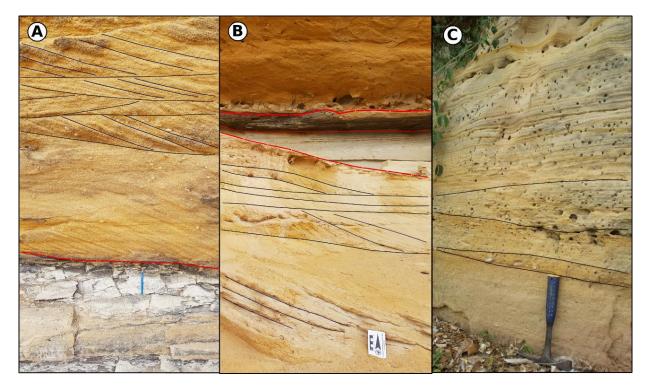


Figura 33 - (A) e (B) Associação de fácies que corroboram para a divisão dos níveis em relação aos eventos avulsivos do sistema fluvial de estudo. Nota-se clara diferença granulométrica e composicional. (C) Associação de sets de dunas compostas, auxiliando na divisão de cosets, importantes durante as as correlações estratigráficas capazes de trazer mais elementos interpretativos para a divisão de níveis. As linhas pretas são limites de sets e estratificações cruzadas. As linhas vermelhas indicam importantes diferenças litológicas.

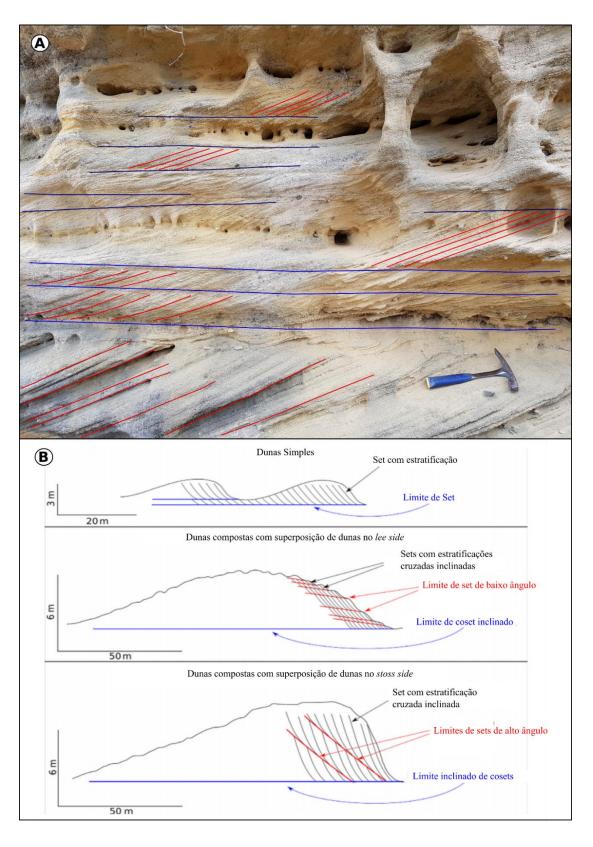


Figura 34 – Associação de fácies observadas durante os levantamentos em campo e relação com os elementos estudados por Galeazzi et al. 2018. As linhas azuis são os limites de sets e as vermelhas são as estratificações cruzadas (acanaladas e tabulares) que foram medidas em campo (paleocorrentes). (A) Alvo Tucano: estratificação cruzada tabular métrica na base da estratigrafia pode ser associada a dunas compostas no stoss side, sobrepostas por dunas hospedeiras de espessuras de sets centimétricas e de baixo ângulo. (B) Esquema de morfologia resultante de processos observado em dunas submersas através de GPR (retirado de Galeazzi et al. 2018).

5.4 Aplicação do método e resultados nos Alvos

Foram, no total, analisados 135 afloramentos e coletados 4.225 dados de paleocorrente entre os dois municípios pertencentes a Bahia (Banzaê e Tucano).

Os resultados serão apresentados seguindo os passos propostos no método e de melhor observação dos mesmos. Primeiramente será mostrada a roseta com todas as medidas de paleocorrente retiradas em cada camada, individualizadas em cada Alvo de estudo, com os respectivos pontos de afloramentos georreferenciados, o número de coleta total de medidas de paleocorrente e a variância circular atribuída. A utilização da roseta é ilustrativa, apenas pontuando os dados.

Aplicando o método de representação proposto, observa-se dois mapas que possuem separadamente a disposição dos pontos de afloramentos coletados com a quantidade de medidas retiradas em cada, e no outro estão representadas as direções médias de cada afloramento por setas pretas e arcos de cores distintas, indicando os erros acumulados proporcionais às probabilidades de 68% e 95% dos respectivos 1 sigma σ (laranja) e 2 sigma σ (branco). Indica-se que sejam arcos de ângulos divididos simetricamente em relação a seta e mantendo a ordem de menor acúmulo de erro para o maior acúmulo de erro, padronizando os símbolos.

A seguir, com o objetivo de reconhecer o estilo de canal, a variância circular de cada camada é plotada no gráfico "Probabilidade vs. Variância" de acordo com a Simulação de Pontos que lhe cabe, apresentado no item 5.2.

5.4.1 Alvo Banzaê

Devido a facilidade de acesso, os estudos e coleta de dados de Freitas (2014) e Ramos-Clavijo (2017) na região do Alvo Banzaê e seguindo os critérios do item 5.3 foram estabelecidas a divisão em camadas estratigráficas de A (basal); B (intermediário) e C (superior) no qual foram complementadas às coletas de paleocorrentes entre os pontos que a priori estavam distantes entre si por 1 km, diminuindo a distância da malha originalmente amostrada para refinamento estatístico.

Para as camadas A (basal) e B (intermediária) de Banzaê, as direções preferenciais variam de SW/SE. A variância obtida foi de 0,18 (Camada A) e 0,12 (Camada B). Cada camada será apresentada a seguir.

5.4.1.1 Camada A:

A camada basal obteve levantamentos de medidas em 25 (vinte e cinco) pontos, totalizando 550 medidas. A dispersão direcional das paleocorrentes podem ser visualizadas no diagrama de rosas (Figura 35), com direção média de 200°. A variância circular obtida por estes dados foi de 0,18.

Variância Circular: 0,18 Afloramentos: 25 Medidas: 550

Figura 35 – Diagrama de rosas com todas as 550 medidas de paleocorrentes da camada A do Alvo Banzaê.

Os mapas a seguir apresentam a disposição dos pontos na área de coleta, assim como suas quantidades de medidas de paleocorrente, seguidamente representadas por suas direções médias pontuais e erros cumulados de medidas (Figura 36).

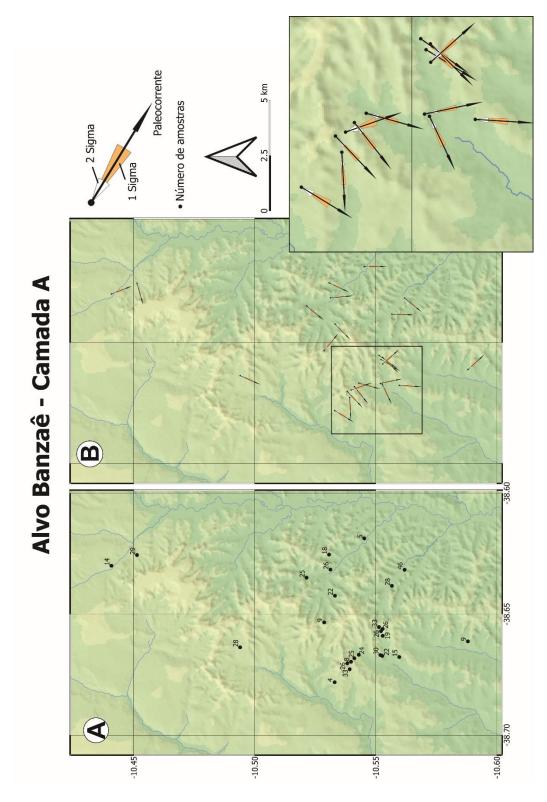


Figura 36 – (A) Mapa com os pontos georreferenciados de afloramentos no Membro Banzaê, Alvo Banzaê da Camada A com os respectivos números de paleocorrentes medidas. (B) Mapa com as direções médias de cada ponto e erros acumulados de acordo com a quantidade de medidas realizadas, notar que há a discriminação na representação dos erros entre o 1 sigma σ (laranja) e 2 sigma σ (branco). Datum utilizado: WGS 84. As camadas referentes a hipsometria, sombreamento e drenagem foram geradas a partir de imagens do Projeto "Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)", com pixels de 30 metros de resolução, no software QGis, versão 3.3.6-Madeira.

Em consequência da retirada de 25 (vinte e cinco) pontos de afloramentos, o gráfico para a plotagem da variância circular da mesma é de "Simulação de 15 pontos", pois está no intervalo estabelecido de 15-29.

Desta forma, nota-se que a probabilidade da Camada A do paleocanal de ser Entrelaçado é de 73,86%; 24,07% *Anabranching* e de ser Meandrante, 2,05% (Figura 37).

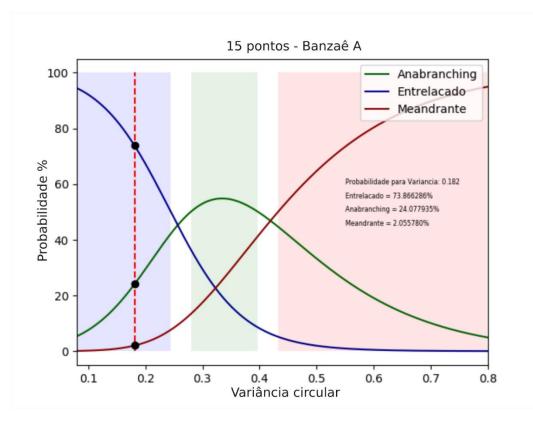


Figura 37 – Apresentação das probabilidade de estilos de canais que a Camada A do Alvo Banzaê possa ter pertencido. Há a maior probabilidade (73,86%) de que o paleocanal tenha sido Entrelaçado.

5.4.1.2 Camada B:

A Camada B, intermediária estratigraficamente e com maior exposição e acessibilidade, obteve 1432 medidas retiradas em 32 afloramentos, com direção média para Sul (185º) e variância circular de 0,12 (Figura 38).

Camada B - Alvo Banzaê

Variância Circular: 0,12 Afloramentos: 32 Medidas: 1432

Figura 38 – Diagrama de rosas com todas as 1432 medidas de paleocorrentes da camada B do Alvo Banzaê.

Os mapas das disposições dos afloramentos e medidas direcionais com seus respectivos erros são apresentados abaixo (Figura 39).

Em relação aos 32 pontos de retirada de medidas, o gráfico utilizado para a obtenção da propabilidade de estilo de canal foi o "Simulação 30 Pontos", reconhecido desta forma as percentagens de 97,44 % para canal do tipo Entrelaçado, 2,53% tipo *Anabranching* e 0,02% tipo Meandrante (Figura 40).

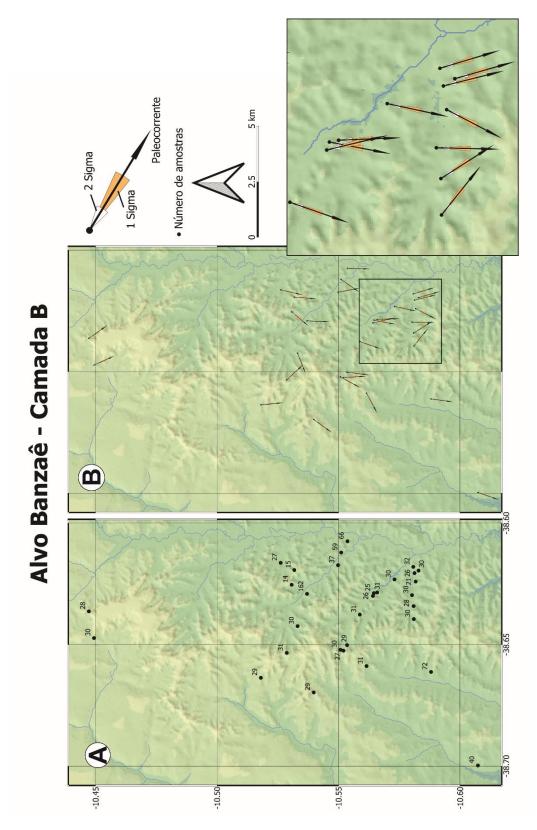


Figura 39 – (A) Mapa com os pontos georreferenciados de afloramentos no Membro Banzaê, Alvo Banzaê da Camada B com os respectivos números de paleocorrentes medidas. (B) Mapa com as direções médias de cada ponto e erros acumulados de acordo com a quantidade de medidas realizadas, notar que há a discriminação na representação dos erros entre o 1 sigma σ (laranja) e 2 sigma σ (branco). Datum utilizado: WGS 84. As camadas referentes a hipsometria, sombreamento e drenagem foram geradas a partir de imagens do Projeto "Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)", com pixels de 30 metros de resolução, no software QGis, versão 3.3.6-Madeira.

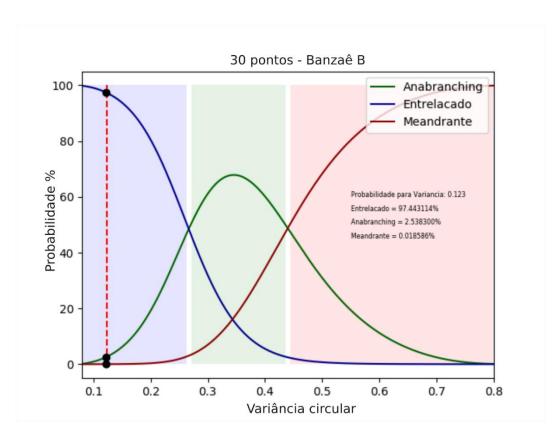


Figura 40 – Apresentação das probabilidades de estilos de canais que a Camada B do Alvo Banzaê possa ter pertencido. Há a maior probabilidade (97,44%) de que o paleocanal tenha sido Entrelaçado.

5.4.2 Alvo Tucano

Em Tucano (BA), alvo sem qualquer estudo anterior, necessitou de dois campos para o levantamento de dados. A área se mostrou muito extensa, com diversas dificuldades de acesso e de reconhecimento de superfícies erosivas com extensão lateral suficientemente dispostas para o mesmo tipo de relação estratigráfica de Banzaê (BA).

Em consequência destes entraves, a área foi delimitada de acordo com os níveis geomorfológicamente estabelecidos, junto com a topografia e análise de critérios estratigráficos avulsivos para que os níveis fossem amarrados de maneira coerente. Desta forma, foram reconhecidos pelo menos 4 níveis, e selecionados apenas 2 representativos estatisticamente, denominados de Camada 1 (basal) e a Camada 2 (intermediário).

Na Camada 1 (basal) e na Camada 2 (intermediário) os valores de variância circular são de 0,11 e as direções médias das paleocorrentes são predominantemente para Sul (180°).

5.4.2.1 Camada 1

A Camada 1 (basal), obteve 1106 medidas retiradas em 30 afloramentos, com direção média para Sul (185º) e variância circular de 0,11 (Figura 41).



Figura 33 – Diagrama de rosas com todas as 1106 medidas de paleocorrentes da camada 1 do Alvo Tucano.

Os mapas apresentam a disposição dos pontos na área de coleta, suas quantidades de medidas de paleocorrente, suas direções médias pontuais e erros cumulados de medidas (Figura 42).

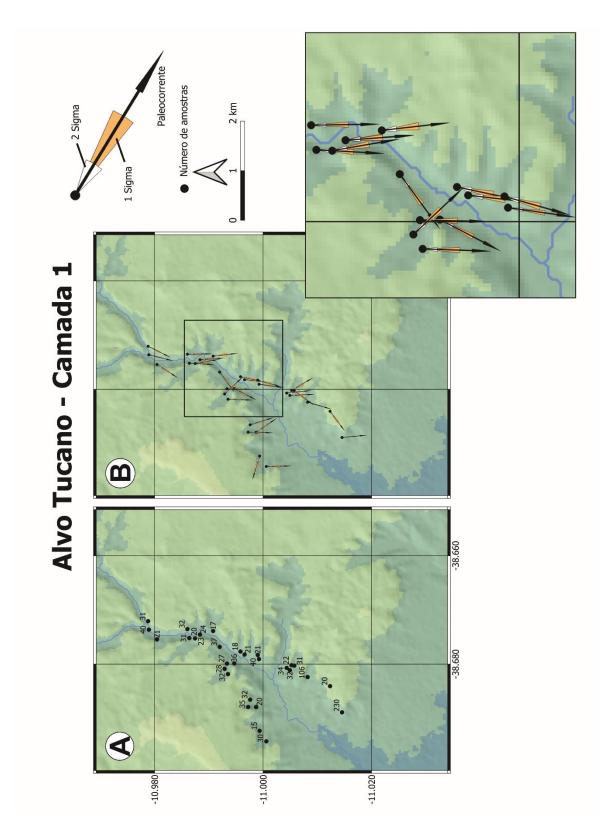


Figura 42 – (A) Mapa com os pontos georreferenciados de afloramentos no Membro Banzaê, Alvo Tucano da Camada 1 com os respectivos números de paleocorrentes medidas. (B) Mapa com as direções médias de cada ponto e erros acumulados de acordo com a quantidade de medidas realizadas, notar que há a discriminação na representação dos erros entre o 1 sigma σ (laranja) e 2 sigma σ (branco). WGS 84. As camadas referentes a hipsometria, sombreamento e drenagem foram geradas a partir de imagens do Projeto "Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)", com pixels de 30 metros de resolução, no software QGis, versão 3.3.6-Madeira.

Plotando a variância circular de 0,11 no gráfico de probabilidade com simulação feita em 30 pontos em consequência dos 32 afloramentos amostrados, obteve-se 98,51% de probabilidade do estilo do paleocanal ser Entrelaçado, 1,47% de ser *Anabranching* e 0,01% de ser Meandrante (Figura 43).

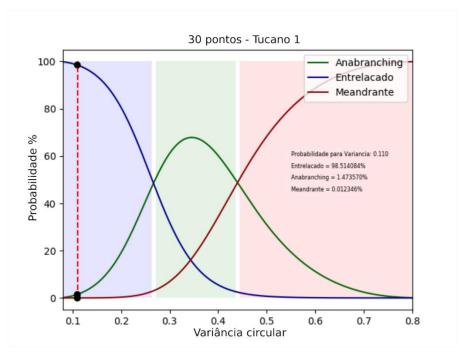


Figura 43 – Apresentação das probabilidades de estilos de canais que a Camada 1 do Alvo Tucano possa ter pertencido. Há a maior probabilidade (98,51%) de que o paleocanal tenha sido Entrelaçado.

5.4.2.2 Camada 2

Topograficamente e estratigraficamente acima da Camada 1, tanto a variância circular (0,11) e a direção principal para Sul (180°) foram reconhecidas. Houve a retirada de 999 medidas em 27 afloramentos (Figura 44).



Figura 34 – Diagrama Diagrama de rosas com todas as 999 medidas de paleocorrentes da Camada 2 do Alvo Tucano.

Durante a observação das disposições dos afloramentos, notar que a maioria são coincidentes com a Camada 1, devido as relações de campo encontradas e a acessibilidade da mesma (Figura 45).

No caso da Camada 2 porém, com apenas 27 afloramentos, foi utilizado o gráfico de "Simulação de 15 Pontos" para a estimativa de probabilidade, sendo 90,70%; 8,99% e 0,30% para Entrelaçado, *Anabranching* e Meandrante respectivamente (Figura 46).

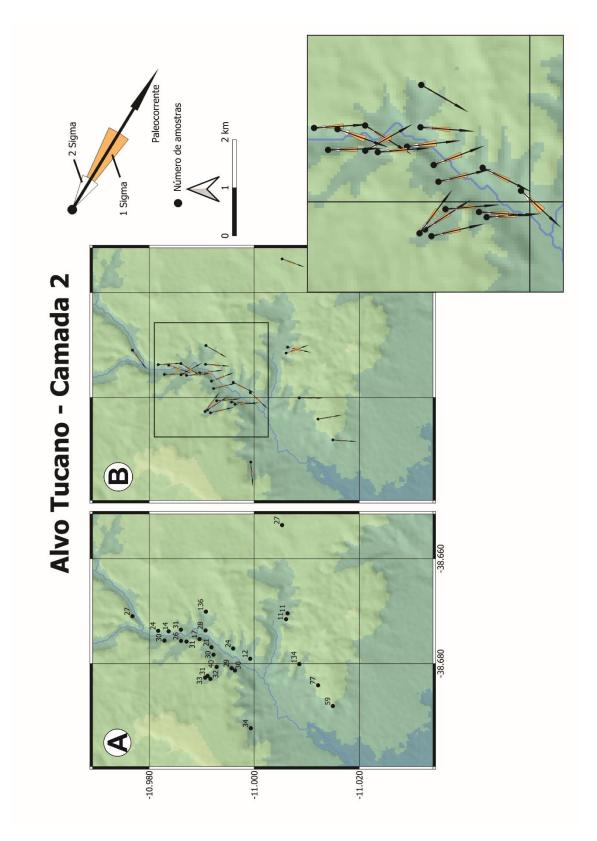


Figura 35 – (A) Mapa com os pontos georreferenciados de afloramentos no Membro Banzaê, Alvo Tucano da Camada 2 com os respectivos números de paleocorrentes medidas. (B) Mapa com as direções médias de cada ponto e erros acumulados de acordo com a quantidade de medidas realizadas, notar que há a discriminação na representação dos erros entre o 1 sigma σ (laranja) e 2 sigma σ (branco). WGS 84. As camadas referentes a hipsometria, sombreamento e drenagem foram geradas a partir de imagens do Projeto "Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)", com pixels de 30 metros de resolução, no software QGis, versão 3.3.6-Madeira.

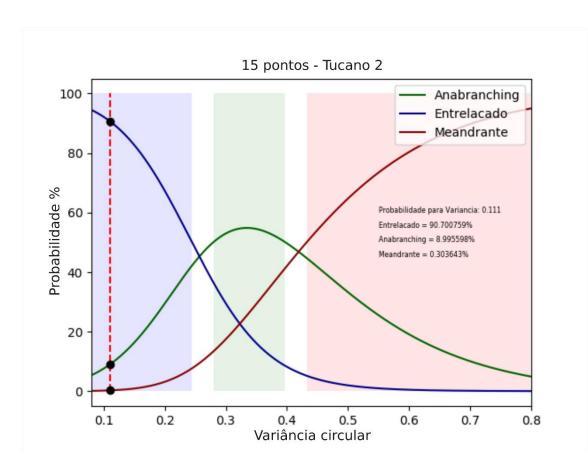


Figura 36 – Apresentação das probabilidade de estilos de canais que a Camada 2 do Alvo Tucano possa ter pertencido. Há a maior probabilidade (90,70%) de que o paleocanal tenha sido Entrelaçado.

6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O estudo de dados de paleocorrentes em planícies ativas de rios com diferentes estilos de canais integrado à identificação da dispersão de dados de estratificações cruzadas em afloramentos com grande amostragem permitiram o estabelecimento de um método para a caracterização de estilos de canais de forma independente da análise de arquitetura deposicional, com etapas resumidas abaixo:

Fase de campo:

- (1) Escolha do alvo de estudo, subdividido em níveis (camadas temporais de atividade do paleocanal), a partir de correlações estratigráficas atreladas a sistemas fluviais e avulsivos;
- (2) Coleta preferencial de 30 afloramentos (pontos), contendo no mesmo, o levantamento de no mínimo 15 medidas de paleocorrente em sets de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, indiferentes de sua espessura e granulometria. As medições são feitas da base para o topo da estratigrafia, georreferenciando o local;

Fase de escritório:

- (3) Em cada ponto georreferenciado da camada, compor uma direção média em detrimento das paleocorrentes coletadas (soma dos vetores azimutais decompostos, gerando um vetor resultante);
- (4) A partir das direções médias, e através do tratamento de dados circulares, atribuí-se uma variância circular para cada nível;
- (5) Tabelar cada nível estratigráfico do alvo (camadas) associando as coordenadas de cada ponto, com sua respectiva direção média e quantidade de medidas realizadas. Salvar cada variância circular atribuída nas camadas estratigráficas;

Representações dos resultados:

(6) Para a representação em mapa das direções médias em cada ponto do nível, é recomendável utilizar os respectivos intervalos de confiança, tanto os de 1σ (68%) como de 2σ (95%), através de uma barra associada a seta que indica o azimute resultante. O intervalo de confiança é inserido de acordo com o erro cumulativo do número de medidas de paleocorrente, advindos dos estudos das seções de Curralinho: (7) A variância circular deve ser projetada nos gráficos dos estilos de canal a partir do número de pontos em afloramento com no mínimo 15 medidas em cada. Caso os números de afloramento seja menor que 30, deve-se utilizar o gráfico "Probabilidade vs Variância Circular" para 15 pontos, caso no número de pontos for maior entre 30 e 45, utilizar o respectivo gráfico para 30 pontos e assim sucessivamente;

A aplicação desse método em malhas de paleocorrentes de dois níveis estratigráficos distintos em cada um dos dois alvos do Mb. Banzaê da Fm. Marizal, Cretáceo da Bacia do Tucano, permitiu a comparação entre os resultados de quatro níveis com arquitetura semelhante e previamente interpretados como depósitos de rios entrelaçados pelo método de análise de elementos arquiteturais (Freitas, 2014, Freitas et al. 2017). Os resultados revelam que o método de fato permite uma avaliação independente, e nesse caso confirma uma grande probabilidade de estilo entrelaçado para as quatro malhas de paleocorrentes investigadas.

A expansão dessa abordagem para outros depósitos fluviais de diferentes idades deve permitir avaliações mais consistentes das interpretações prévias de estilos de canal baseadas em modelos de fácies e arquitetura deposicional. Adicionalmente, a possibilidade de identificação de sistemas anabranching com índice de entrelaçamento entre 1,5 e 3,4 pelo método proposto deve permitir a identificação, ainda escassa, desse tipo de sistema no registro geológico, posto que o estilo predomina em rios de grande porte ativos e é sub-documentado no registro antigo em decorrência da ausência de modelos de fácies que permitam o reconhecimento de suas características diagnósticas.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen J.R.L. 1966. On bed forms and paleocurrents. Sedimentology, 6: 153-190.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes, and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, **33:**237-293.
- Almeida R.P., Freitas B.T., Turra B.B., Figueiredo F.T., Marconato A., Janikian L. 2015. Reconstructing fluvial bar surfaces from compound cross-strata and the interpretation of bar accretion direction in large river deposits. *Sedimentology.* **63:** 609-628.
- Almeida R.P., Galeazzi C.P., Freitas B.T., Janikian L., Ianniruberto M., Marconato A. 2016. Large barchanoid dunes in the Amazon River and the rock record: Implications for interpreting large river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, **454**: 92-102
- Alvarado-Ortega J., Brito P.M. 2010. A new ichthyodectiform (Actinopterygii, Teleostei) from the Lower Cretaceous Marizal Formation, northeast Brazil. *Palaeontology*, **53:**297-306.
- Asmus H.E., Porto R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, *Camburiú*, *Anais*, v.1, p. 225-239.
- Assine M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**:223-232.
- Batschelet E. (eds.) 1981. Circular Statistics in Biology. New York, Academic Press, 371 p.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J. (eds.). 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Brasília, CPRM, p. 87-94
- Bluck B. J. 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish Journal of Geology*, **7**:93-138.
- Brazil. 1948. Relatório de 1947, Estado da Bahia. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, p. 91-182.
- Brazil J.J. 1947. Resume of geologic reconnaissance of the north half of the Bahia sedimentary, embayment northeast Bahia and west edge of Sergipe. *Petrobrás (Rei.Int. 20)*.
- Brice J.C. 1964. Channel patterns and terraces of the Loup rivers in Nebraska. *U.S. Geological Survey,* **422D**:1-41.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Oxford, Wiley-Blackwell, 491p
- 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. In: Cavin, L., Longbottom, A., Richter, M. (Eds.), Fishes and the break-up of Pangea, 295, Londres, Geological Society of London Special Publication, p. 145-154.
- Bryant M., Falk P., Paola C. 1995. Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology*, **23**: 365-368.
- Bueno G.V., 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12:** 203-229.
- Caixeta J.M., Bueno G.V., Magnavita L.V. Feijó F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8(1): 163-172
- Chamberlin E.P., Hajek E. 2015. Interpreting paleo-avulsion dynamics from multistory sand bodies. *Journal of Sedimentary Research*, **85**: 82-94.
- Cochran J. R. 1953. Sampling techniques. John Wiley and Son, 330 p.
- Costa I.P., Bueno, G.V., Milhomem P.S., Lima e Silva H.S.R., Kosin M.D. 2007a. Sub-bacias de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15(2)**: 445-453.
- Costa I.P., Milhomem P.S., Bueno G.V., Silva H.S.R.L., Kosin M.D. 2007b. Sub-bacia de Tucano Sul e Central. *Boletim de Geociências da Petrobras,* **15**:433-443.
- Cupertino J.A., Magnavita L.P. 1987. Configuração estrutural das bacias do Tucano e Jatobá. In: Seminário de Tectônica da Petrobrás. *Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex/Cenpes*, p. 238-246
- Cupertino J.A. 1990. Estágio exploratório das Bacias do Tucano Central, Norte e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **4(1)**: 45-53.
- Cupertino J.A. 2000. Evolução tectono-climática na fase rifte das Bacias de Camamu, parte norte e sul do Recôncavo, com ênfase na utilização de isótopos estáveis e traço de fissão. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio grande do Sul, Rio Grande do Sul.
- Curray J.R. 1956. The analysis of two-dimensional orientation data. Journal of Geology, 64: 117-131.

- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heinec C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília*, CPRM, p. 227-334
- Destro N. 1994. Tectonism, stratigraphy and sedimentation in Sergipe and Alagoas Basin, NE Brazil: An overview. In: 14° International Sedimentology Congress. *Recife*, *Abstracts*, p. G25-G26
- Dias J.L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase "rift" nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 145 p.
- Eaton B. C., Millar R. G., Davidson, S. 2010. Channel patterns: braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology.* **120:**353–364
- Egozi R., Ashmore P. 2008. Defining and measuring braiding intensity. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, **33**: 2121–2138.
- Ferguson R.I. 1977. Meander sinuosity and direction variance. *Bulletin of the Geological of Society of America*. **88:** 212-214
- 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 chances in rift basin: the Early Cretaceous Tucano Basin (NE-Brazil). *Basin Reasearch*, **28(4)**: 433-445.
- 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, São Paulo, 193 p.
- Fisher N. I. 1993. Statistical Analysis of Circular Data. Cambridge: University Press, 277 p.
- Freitas B.T. 2014. A Formação Marizal (Aptiano) na Bacia do Tucano (BA): contribuições à análise da arquitetura de depósitos fluviais e implicações paleobiogeograficas. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 176 p.
- Freitas B.T, Carrera S.C., Almeida R.P, Figueiredo F.T., Turra B.B. 2017. Aptian sedimentation in the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System and its tectonic significance. *Journal of South America Earth Sciences*, **80:** 460-481.
- Galeazzi C.P., Almeida R.P., Mazoca C.E.M., Best J.L., Freitas B.T., Ianniruberto M., Cisneros J., Tamura L.N. 2018. The significance of superimposed dunes in the Amazon River: Implications for how large rivers are identified in the rock record. *Sedimentology*, **65(7)**: 2388-2403.
- Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B., Ghignone J.I.P., Santiago Filho A.L., Teixeira W., Stanford W.J.P., Ribeiro A.G., Ribeiro J.H.M. 1983. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL Folha SC.24/25 Aracaju/Recife. Rio de Janeiro, MME/SG, p. 27-376
- Gosh P. 2000. Estimations of channel sinuosity from paleocurrent data: A method using fractal geometry. *Journal of Sedimentary Research*, **70(3)**: 449-455.
- Hajek E.A., Wolinsky M.A. 2012. Simplified process modeling of river avulsion and alluvial architecture: Connecting models and field data. *Sedimentary Geology*, **257**: 1-30.
- Hickin E.J. 1974. The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science*. **274:** 414-442
- Hong L.B, Davies T.R.H. 1979. A study of stream braiding. *Geological Society of America Bulletin.* **90(II)**: 1839–1859.
- Howard A.D., Keetch M.E., Vincent C.L. 1970. Topological and geometrical properties of braided streams. *Water Resources Research*. **6:** 1674–1688.
- 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 Geociências da Petrobrás*, **17(1)**: 89-108.
- Krumbein W. C. 1939. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Journal of Geology*, **47:**673-706.
- Latrubesse, E. M. 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology.* **101:**130–145.
- Leal G.M.G., Souza F.A.M. 2003: Análise descritiva de dados de ventos visando aplicações em plataformas. In: 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás. Rio de Janeiro. 7 p.
- Leal G.M.G. 2006. *Análise de Resíduos em Modelos de Regressão von Mises*. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 85 p.
- Leopold L. B., Wolman M. G. 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. *U. S. Geol. Survey*, **282-B.**

- Le Roux J.P. 1993. Determining the channel sinuosity of ancient fluvial systems from paleocurrent data. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63(2)**: 308-310
- Le Roux J.P. 1994. The angular deviation of paleocurrent directions as applied to the calculation of channel sinuosities. *Journal of Sedimentary Research*, **A64(1)**: 86-87
- Lima C.C.U. 1991. Reconstrução Arquitetural da Formação Marizal na Bacia do Recôncavo, Bahia Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 115 p.
- Lima C., Vilas Boas G. 1994. Mecanismos de transporte e deposição dos Conglomerados da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. *Brazilian Journal of Geology,* **24**:240-246.
- Lima C.C.U., Vilas Boas G.S. 1996. Caracterização da faciologia areno-lamosa da Formação Marizal na Bacia do Recôncavo BA. In: 39º Congr. Brás. De Geol. *Salvador, Anais*, v. 1, 154-156.
- Lima C., Vilas Boas G., 2000. A arquitetura deposicional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do recôncavo, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, **30(4)**: 729-736.
- Magnavita L.P., Cupertino J.A. 1988. A new Approach to the geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá basins, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:222-230.
- Magnavita L.P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil.* Tese de Doutoramento, University of Oxford, Earth Science Department, Wolfson College, Oxford, 493 p.
- Magnvita L.P., Destro I., Kusznir N.J. 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá 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.
- Magnavita L.P., Silva R.S., Sanches C.P. 2005. Roteiros geológicos, guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras,* **13:** 301-334.
- Mardia, K.V., Jupp, P.E. 2000. Directional Statistics. Academic Press, Londres, 429 pp.
- Mclaurin B.T., Steel, R.J. 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate Formatios, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology*. **197**: 291-311
- Melton F.A. 1939. An Empirical Classification of Flood-Plain Streams. *Geographical Review*. **26(4)**: 593-609.
- Miall A. D. 1974. Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Petrology,* **44:** 1174-1185
- 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. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *AAPG Bulletin*, **72:**682-697.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Velarg, 582 p.
- Milani J.E., Davison I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá, Northeast Brazil. *Tectonics*, **154**: 41-70.
- Miall, A.D., 2014. Fluvial Depositional Systems. Cham: Springer, 328 p.
- Milani E.J., Rangel H.D., Bueno G.V., Stica J.M., Winter W.R., Caixeta J.M., Pessoa Neto O.C. 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**.
- Mohrig D., Hellen P.L., Paola C., Lyons W.J. 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalope-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *GSA Bulletin*, **112** (12): 1787-1803.
- Nanson G.C. 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology.* **27:** 3-29
- Nanson G.C., Hickin E.J. 1983. Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering*. **109:** 327-337
- Nanson G. C., Knighton A. D. 1996. Anabranching rivers: Their cause, character, and classification. *Earth Surf. Processes Landforms*. **21:**217 – 239.
- Nanson G.C. 2013. Anabranching and anastomosing rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), Treatise on Geomorphology. *Fluvial Geomorphology*. San Diego, Academic Press, 9, p. 330–345.
- Neves M.R. 2015. *Modelos para séries temporais de dados circulares*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Matemática, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 120 p.
- Potter P.E., Pettijohn F.J. 1963. Paleocurrents and Basin Analysis. Springer, Berlin, 296 p.
- Purkait B. 2002. Current dispersion pattern in an ephemeral river bend, India. *Journal of Combinatorics*. *Information and System Sciences*, **27(1–4)**: 135–153

- Purkait B. 2010. Analysis of current directions in the bends of an ephemeral river and its geological implications. *Front.Earth Sci. China*, **4(4)**: 417-426.
- Ramos-Clavijo, M.P.R. 2017. Avaliação de porte de um sistema entrelaçado na Formação Marizal (Aptiano, Bacia do Tucano) a partir de análises de paleosinuosidade e paleohidráulica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 69 p.
- Reiche P. 1938. An analysis of cross-lamination: The Coconino sandstone. *Journal of Geology*, **46:**905-932.
- Rolim J.L. Mabesoone, J. M. (eds.). 1982. Um modelo de grande rio para as bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Pubeckiano-Aptiano, Nordeste do Brasil). In: *SBG, 32o Congresso Brasileiro de Geologia,* Salvador, **4:**1406-1412.
- Rust B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall A.D. (ed.) Fluvial Sedimentology Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5, 187-193.
- 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.
- Santos C.C., Reis C. 2011. Projeto Bacia do Tucano Central: Folha Caimbé SC.24- Z-A-I, Folha Jeremoabo SC.24-Z-A-II: Estado da Bahia, escala 1:100.000, Salvador. CPRM, Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos, 99 p.
- Schumm S.A. 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin*, **74:**1089-1100.
- Selley R.C. 1968. A Classification of paleocurrent models. Journal of Geology, 76:99-110.
- Silva O.B., Caixeta J.M., Milhomem P.S., Kosin M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**: 423-431.
- Silva Santos R. 1972. *Peixes da Formação Marizal, Estado da Bahia.* Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 76 p.
- Slingerland R., Smith N. D., 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **321**:257-285.
- Szatmari P., Milani E. 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. *Geology*, **27(12)**: 1115-1118.
- Viana C.F., Junior E.G.G., Simões I.A., Moura J.A., Fonseca J.D.R., Alves R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, **14**: 157-192.