

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS E DELTAICOS
DAS FORMAÇÕES SERRARIA E FELIZ DESERTO DA SEÇÃO JURÁSSICO
SUPERIOR-NEOCOMIANO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, PROPRIÁ-SE.**

THIAGO ROSA DA CUNHA

ORIENTADOR

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Rualdo Menegat (UFRGS)

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina (UNISINOS)

COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS

Prof^a. Dra. Andrea Ritter Jelinek

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro de 2010.

Cunha, Thiago Rosa da

Evolução estratigráfica dos depósitos fluviais e deltaicos das Formações Serraria e Feliz Deserto da seção Jurássico superior-Neocomiano da Bacia de Sergipe-Alagoas, Propriá-SE. / Thiago Rosa da Cunha - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2010.

[118 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Formação Serraria. 2. Formação Feliz Deserto. 3. Modelos Evolutivos. 4. Estágios Evolutivos. 5. Paleogeografia. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

À minha família, por toda ajuda e amor.
Ao meu grande amor Thandra, por tudo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar à Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino de qualidade e preparação para o mercado de trabalho. Aos funcionários (principalmente aos motoristas) pelo suporte e viagens.

Aos meus colegas de bolsa, que sempre me ajudaram e se mostraram presentes para solucionar qualquer problema e dúvida, são eles: Alexandre e Manoela, por sempre estarem dispostos a ajudar; ao João, Amanda, Franciele, Guilherme, Andréia, Olavo e Natália; Ana e Adriana pela companhia dos meus 5 anos de graduação, em especial à Adriana, que me acompanhou praticamente durante todo meu período como bolsista, tanto com o Michael, quanto com o Claiton. Aproveito para agradecer esses que foram meus dois mestres durante meu período de bolsista, pessoas de grande importância para que eu chegasse onde estou. Agradeço aos meus amigos geólogos, ou quase geólogos, que sempre discutiram comigo sobre Geologia, como o Bruno, a Thisiane, o Francisco e, principalmente, a Carina. Sem esquecer dos colegas que estão na Petrobras, como a Junia, a Paula, a Lilian e o Christian, que sempre parava para discutir alguma coisa sobre meu temático. Agradeço ao Juliano, por me supervisionar e me ajudar sempre que precisei, muito obrigado pela oportunidade, e também à Renata. E, finalmente, ao Carlos, nosso secretário e aos colegas da informática pelo suporte técnico, Peterson e Felipe.

Minha família também fez e faz parte desta conquista, meus pais Adair e Eva, sempre me mostraram o que era o certo e são a base de tudo. Amo vocês! Aos meus irmãos Márcio e Tatiane, ao meu irmão mais velho Marcelo, que sempre me apoiou e me ajudou durante o período que eu mais precisava. Aos meus amigos Gilmar, Rogério e Glauber. Aos meus sogros Emílio Santiago e Ana Luiza, que me ajudaram muito e sempre, meus pais emprestados que eu amo. Ao meu cunhado Áttila e, principalmente, minha namorada, meu Amor Thandra, que sempre me

apoiou e me deu forças para conseguir passar pelos obstáculos e chegar aos meus sonhos. Te amo.

Agradeço também todas às pessoas que, de alguma forma, me ajudaram e me apoiaram nessa minha busca pelo conhecimento.

MUITO OBRIGADO!

RESUMO

A Bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada por registrar as diferentes fases de fragmentação do Gondwana, apresentando-se com uma história evolutiva bastante complexa. Apesar de ser uma bacia bastante estudada, existem muitas dúvidas e divergências quanto ao arcabouço tectono-sedimentar e aos modelos referentes aos depósitos que representam o início da fase rifte. Este trabalho tem como objetivo o estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos fluviais e deltaicos das Formações Serraria (topo) e Feliz Deserto, e contextualização dessas unidades dentro do cenário evolutivo do rifteamento. A partir do levantamento de perfis colunares, elaboração de fotomosaicos e a análise de paleocorrentes, foi possível a individualização de quatro associações de fácies para o intervalo estudado: a associação de fácies de canais fluviais entrelaçados, que marca o topo da Formação Serraria; e as associações de fácies de prodelta, de frente deltaica e de planície deltaica pertencentes à Formação Feliz Deserto. Os depósitos fluviais do topo da Formação Serraria apresentam uma paleocorrente consistente para SSE, enquanto os depósitos deltaicos da Formação Feliz Deserto apresentam uma distribuição polimodal de paleocorrentes. A análise e a integração desse conjunto de dados permitiram a construção de modelos paleogeográficos, que auxiliaram no entendimento da evolução da bacia. A pequena espessura, a distribuição unimodal de paleocorrente e a arquitetura deposicional caracterizada por corpos de canais entrelaçados amalgamados, sugerem que a Formação Serraria foi acumulada em um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação (baixas razões A/S), associado a uma bacia rasa e ampla. Por sua vez, a grande espessura, a distribuição polimodal da paleocorrente e o predomínio de depósitos lacustres relativamente profundos, indicam que a Formação Feliz Deserto foi acumulada em um contexto de alta taxa de criação de espaço de acomodação (altas razões A/S), possivelmente dentro de sistemas de meio-grábens. Isso permite a interpretação da Formação Serraria como pertencente à fase inicial do rifte (*sensu* Morley, 2002), e a Formação Feliz Deserto como pertencente ao início da fase de maior subsidência mecânica da bacia (fase inicial do meio-gráben *sensu* Morley, 2002).

ABSTRACT

The Sergipe-Alagoas basin is characterized by the record of different stages during the fragmentation of Gondwana, presenting a rather complex evolutionary history. Despite being a widely studied basin, there are many questions and divergences about the tectonic-sedimentary framework and the models related to deposits which represent the beginning of the rift phase. This paper aims at studying the sedimentology and stratigraphy of fluvial deposits and deltaic deposits of the Serraria (top) and the Feliz Deserto formations, and contextualization of these units within the rifting evolution. Through the construction of columnar sections, photomosaics and paleocurrent analysis, it was possible to individualize four distinct facies associations for the studied interval: the fluvial braided channel facies associations, which mark the top of the Serraria Formation; and the prodelta, delta front and delta plain facies associations belonging to the Feliz Deserto Formation. The fluvial deposits at the top of the Serraria Formation present a consistent paleocurrent to SSE, while the deltaic deposits of the Feliz Deserto Formation present a polymodal distribution of paleocurrents. The analysis and integration of this set data allowed the construction of paleogeographic models, which helped to understand the basin evolution. The thin deposits, the unimodal paleocurrent direction and depositional architecture of braided channel amalgamated bodies suggest that the Serraria Formation was accumulated in a context of low rate of creation of space accommodation (low A/S ratios), associated with a wide and shallow basin. On the other hand, the thick deposits, the polymodal paleocurrent distribution and the predominance of relatively deep lacustrine deposits indicate that the Feliz Deserto Formation was accumulated in a context of high rate of creation of accommodation space (high A/S ratios), possibly within half-graben systems. This allows the interpretation that the Serraria Formation belong to the initial rift phase (sensu Morley, 2002), and the Feliz Deserto Formation is related to the start of a phase with more mechanical subsidence in the basin (early stage of half-graben, sensu Morley, 2002).

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO.....	III
ABSTRACT	IV
SUMÁRIO.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABELAS	XIV
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	5
3. CONTEXTO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO.....	6
3.1. Arcabouço tectono-sedimentar.....	8
3.1.1. Megassequência pré-rifte.....	8
3.1.2. Megassequência rifte	9
3.2. As Formações Serraria e Feliz Deserto.....	11
3.2.1. Formação Serraria	11
3.2.2. Fm. Feliz Deserto x Fm. Barra de Itiúba.....	12
3.3. Arcabouço Estrutural	12
3.3.1. Embasamento	13
3.3.2. Altos e Baixos Estruturais	14
3.3.3. Falhas e Dobras.....	14
3.3.4. Evolução Estrutural	16
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
5. METODOLOGIA	20
5.1. Metodologia Pré-Campo.....	20
5.1.1. Revisão Bibliográfica.....	20
5.1.2. Sensoriamento Remoto.....	20
5.1.2.1. Imagens de Radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)	21
5.1.2.2. Fotoanálise	22

5.2.	Metodologia de Campo	23
5.2.1.	Levantamentos de Perfis Colunares	24
5.2.2.	Elaboração de Fotomosaicos	30
5.2.3.	Análise de Paleocorrentes	32
5.3.	Metodologia Pós-Campo	32
5.3.1.	Correção e Tratamento Estatístico de Paleocorrentes	33
5.3.1.1.	Correção de Paleocorrentes	33
5.3.2.	Tratamento Estatístico de Paleocorrentes	34
5.3.3.	Integração e Interpretação dos dados	35
6.	MODELOS EVOLUTIVOS DE BACIAS RIFTE	36
6.1.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Bosence (1998).	37
6.1.1.	Controles da estratigrafia de bacias rifte	38
6.1.2.	Modelos tectono-sedimentares	39
6.2.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Prosser (1993).	40
6.2.1.	Início de Rifte (S2)	41
6.2.2.	Clímax de Rifte (S3)	41
6.2.3.	Pós-rifte Inicial (S4) e Final (S5)	42
6.3.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Gawthorpe e Leeder (2000).	44
6.3.1.	Estágio de iniciação	44
6.3.2.	Estágio de interação e conexão de falhas	44
6.3.3.	Estágio de propagação da falha	45
6.3.4.	Estágio de abandono da falha	45
6.4.	Evolução tectono-estratigráfica segundo Morley (2002)	48
6.4.1.	Início de crescimento das falhas	48
6.4.2.	Desenvolvimento e evolução de falhas de borda	49
6.4.3.	Estágio final de atividade das falhas	50
7.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	52
7.1.	Análise Faciológica	52
7.1.1.	Formação Serraria	52
7.1.1.1.	Associação de Fácies de Canais Fluviais Entrelaçados	54
7.1.1.2.	Sistema Depositional	59
7.1.2.	Formação Feliz Deserto	59
7.1.2.1.	Associação de Fácies de Prodelta / Frente Deltaica	61
7.1.2.2.	Associação de Fácies de Planície Deltaica	70

7.1.2.3. Sistema Depositional	75
7.2. Modelo Paleogeográfico	79
7.3. Evolução Estratigráfica	88
8. CONCLUSÕES.....	95
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ilustra a diferença de interpretação, como mencionada pelo texto acima, das cartas de Sergipe-Alagoas, por Feijó, 1994 (figura 01a) e Campos Neto <i>et al.</i> , 2007 (figura 01b).	2
Figura 2. Carta Estratigráfica da Bacia de Sergipe mostrando as cinco principais fases e seu arcabouço estratigráfico (FEIJÓ, 1994).	3
Figura 3. Carta Estratigráfica da Bacia de Sergipe mostrando as cinco principais fases e seu arcabouço estratigráfico (CAMPOS NETO <i>et al.</i> , 2007).	4
Figura 4. Localização da área de estudo (modificada de BARREIRO <i>et al.</i> , 2003)....	6
Figura 5. Mapa tectônico esquemático do segmento nordeste da margem continental divergente brasileira, mostrando alinhamentos de zonas de fraturas oceânicas (modificado de MOHRIAK, 2003).....	7
Figura 6. Mapa tectônico simplificado da Bacia de Sergipe-Alagoas e das principais estruturas do embasamento pré-Cambriano. (Extraído de DESTRO, 1995).	13
Figura 7. Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas mostrando a configuração das principais falhas normais e compartimentos tectônicos (modificado de FALKENHEIN <i>et al.</i> , 1986).....	15
Figura 8. Modelo evolutivo proposto por Falkenhein et al. (1986).	16
Figura 9. A) Estruturas teóricas previstas em uma zona de cisalhamento simples, criada por um binário N45°E. B) Elipse de deformação. C) Falhas observadas na bacia. (Modificado de LANA, 1985).....	17
Figura 10. Ciclos tectônicos identificados por Chagas (1996).	18
Figura 11. Mapa de localização da área de estudo, localizada na porção central da Bacia de Sergipe-Alagoas; e em detalhe, a localização das quatro áreas-chave que compreendem os afloramentos interpretados neste estudo.....	19
Figura 12. Imagem de radar <i>SRTM</i> da área de estudo, mostrando as diferentes tonalidades diferenciando o relevo e as drenagens (Delta do Rio São Francisco). Esta imagem foi tratada no Programa <i>Surfer</i>	22

Figura 13. Foto aérea da região estudada, escala original 1:40.000.....	23
Figura 14. Repetição de camadas causada por falha normal que, quando não observada gera a prática da chamada pseudo-estratigrafia. (Extraído de INGERSOLL <i>et al.</i> ,1996).....	25
Figura 15. Modelo utilizado no levantamento de perfis colunares, onde é realizada a descrição de litofácies em espaço reservado.....	26
Figura 16. Exemplo da descrição de um perfil colunar, onde são representadas as litofácies, associações de fácies, estruturas sedimentares, paleocorrente e descrição geral do afloramento.	27
Figura 17. Diagrama esquemático mostrando a distorção causada nas imagens decorrente da distorção em perspectiva (figura 17a). Diagrama esquemático mostrando as posições das câmeras relativas a um plano hipotético (figura 17b). Figuras modificadas de (WIZEVICH, 1991).....	31
Figura 18. Exemplo de um fotomosaico, onde posteriormente é feita a descrição de estruturas.	32
Figura 19. Diagramas de Rosetas representando a direção das paleocorrentes medidas e corrigidas, num total de 22 medidas do ponto 4010.	34
Figura 20. Diagrama de roseta de depósitos deltaicos da Fm. Feliz Deserto, com tabela mostrando informações estatísticas referentes às medidas coletadas no ponto 4010, como o número de medidas (<i>population</i>) e direção angular do vetor médio (<i>vector mean</i>), dentre outras.	35
Figura 21. Modelo idealizado do sistema de meio-gráben com seus principais elementos e zonas. (Extraído de KÜCHLE, 2004).	37
Figura 22. Terminologia utilizada para classificação de estratos e suas discordâncias em uma bacia rifte. (Extraído de BOSENCE, 1998).	38
Figura 23. Fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte. (Modificado de BOSENCE, 1998).....	39
Figura 24. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte. (Modificado de BOSENCE, 1998).....	40
Figura 25. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte (Modificado de Prosser, 1993).....	43
Figura 26. Modelo de evolução tectono-sedimentar de bacias rifte proposta por GAWTHORPE & LEEDER (2000). Mostrando os estágios de iniciação (acima) e de interação e conexão de falhas (abaixo).....	46

- Figura 27.** Modelo de evolução tectono-sedimentar de bacias rifte proposta por GAWTHORPE & LEEDER (2000). Mostrando os estágios de propagação de falha (acima) e de abandono da falha (abaixo).....47
- Figura 28.** (1) Dois básicos modelos para propagação de falhas de borda e desenvolvimento de depocentro, (1a) desenvolvimento de bacia sedimentar, que ocorre principalmente após a propagação da falha de borda (MORLEY, 1999), estágio i = inicial, ii = final, 1-3 = contorno das estruturas (profundidade em km); (1b) desenvolvimento de bacia sedimentar durante a propagação de falhas de borda (modificado de SCHLISCHE & ANDERS, 1996). (2) Ilustração esquemática de como os modelos básicos se desenvolvem, (2a) conexão de falhas progressivamente maiores ao longo de um período relativamente longo da história da bacia (SCHILICHE & ANDERS, 1996); (2b) início da conexão de falhas menores para formar uma longa falha de borda. Através do desenvolvimento da falha há pouca propagação axial, e na bacia progressivos onlaps em direção a margem flexural. (Modificado de MORLEY, 2002).....49
- Figura 29.** Seção esquemática ilustrando uma evolução idealizada de um meio-gráben, destacando as principais etapas estruturais comumente encontradas em riftes do leste africano. (a) a fase rifte inicial, depressão sinformal (por exemplo, *Usangu Flats*). (b) fase inicial do meio-gráben. (c) estágio de meio-gráben maturo. (d) estágio final de meio-gráben. (Modificado de MORLEY, 2002).51
- Figura 30.** Detalhes das principais estruturas. (A) Arenitos com estratificação cruzada tangencial (fácies St), apresentando gradação normal com grânulos e seixos na base dos sets e nos planos dos estratos cruzados. (B) Níveis de grânulos e seixos na base dos sets. (C) Estratificação cruzada de grande porte. (D) Conglomerado arenoso, maciço. (E / F) Arenitos com estratificação cruzada planar (fácies Sp).55
- Figura 31.** Perfil colunar do ponto 4025 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas.....56
- Figura 32.** Perfil colunar do ponto 4003 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas.....57
- Figura 33.** Perfil colunar do ponto 4057 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de.....58
- Figura 34.** Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de canais fluviais entrelaçados. Indica um vetor médio para SSE.59

- Figura 35.** Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de frente deltaica. Apresenta uma grande dispersão no sentido das paleocorrentes.....63
- Figura 36.** Detalhes das principais estruturas. (A) Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal fluidizada (fácies Ssg). (B) Arenito muito fino com laminação cruzada de marcas onduladas subcríticas (fácies Sr). (C) Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies Ssg). (D) Arenito fino com laminação cruzada de marcas onduladas (fácies Sr), apresentando sets com ângulo de cavalgamento subcrítico a crítico. (E) Arenitos com estratificação cruzada tangencial sotopostas por camadas de pelitos maciços. (F) Arenitos com estratificação horizontal (fácies Sh).....64
- Figura 37.** Perfil colunar do ponto 4008 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.65
- Figura 38.** Perfil colunar do ponto 4009 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.66
- Figura 39.** Perfil colunar do ponto 4010 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.67
- Figura 40.** Perfil colunar do ponto 4017 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.68
- Figura 41.** Perfil colunar do ponto 4053 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de.....69
- Figura 42.** Detalhes das principais estruturas. (A) Contato erosivo entre duas camadas de arenitos com nível de intraclastos. (B) Sets com gradação normal de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. (C / F) Arenitos com estratificação cruzada tangencial. (D) Intercalações entre camadas de arenitos e delgadas camadas de pelito. (E) Nível conglomerático na base da camada de arenito, formando geometria de canal (G) Gretas de contração na base da camada de arenito. (H) Camada de pelito maciço.71
- Figura 43.** Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de planície deltaica. Mostrando principalmente os parâmetros de população de medidas feitas e vetor médio.....72

Figura 44. Perfil colunar do ponto 4021 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.	73
Figura 45. Perfil colunar do ponto 4024 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.	74
Figura 46. Geometria e Classificação dos tipos de deltas, segundo Galloway, 1975.	76
Figura 47. Classificação de Deltas dominados por rios, ondas e marés tendo como exemplos deltas atuais. A figura ainda mostra que um delta pode ser dominado por dois tipos ao mesmo tempo, como é o caso do delta Danube na Romênia onde no nº 1 o delta é dominado por rio enquanto que no nº 2 o delta é dominado por ondas. (Fonte: <i>Google Earth</i>).....	77
Figura 48. Exemplos de deltas do leste africano. (A) deltas advindos da margem flexural (foto índice: S-35-00.2000); (B) deltas advindos axialmente (foto índice: S-36-00.2000. (Fonte: <i>LandSat 7 ETM+ – Nasa</i>).	78
Figura 49. Mapa de paleocorrentes referentes aos depósitos fluviais da Fm. Serraria.....	80
Figura 50. Mapas de distribuição espacial das paleocorrentes e suas relações com as fases iniciais de rifteamento. (A) indica o padrão de drenagens característico de uma bacia endorréica. (B) indica a reorientação do sistema fluvial ao longo das terras baixas adjacentes aos altos estruturais. (Modificado de KÜCHLE <i>et al.</i> , 2010).	81
Figura 51. Mapa de paleocorrentes referentes aos depósitos deltaicos da Fm. Feliz Deserto.....	83
Figura 52. Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, com os principais conjuntos de falhas e apresentando a interpretação dos possíveis meio-grábens atuantes na Bacia, através da interpretação citada no texto. (Modificado de DESTRO, 1995).	84
Figura 53. Variações morfológicas da bacia geradas pelo desenvolvimento de sistemas de meio-gráben inversos e conectados, gerando assim, altos estruturais internos a bacia. (Modificado de ROSENDAHL <i>et al.</i> , 1986).	85

- Figura 54.** Modelos estruturais (blocos diagramas) de meio-grábens, com a influência de falhas de alívio. Os tipos (a,b) são formadas em rampas de revezamento ou (c) extremidades das falhas. (Modificado de DESTRO, 1995).86
- Figura 55.** (A) Modelo Paleogeográfico da Bacia de Sergipe-Alagoas durante a época de deposição da Formação Feliz Deserto. Para a área de estudo, mostra o binário de meio-grábens e suas drenagens advindas principalmente da margem flexural e por falhas de alívio. (B) Estágio de Iniciação (Modificado de GAWTHORPE & LEEDER, 2000).87
- Figura 56.** Modelo de evolução proposto para a Bacia de SE-AL, referente ao intervalo de estudo.90
- Figura 57.** Modelo de arranjo de sistemas deposicionais em um meio-gráben, mostrando as superfícies de discordância no *footwall* e concordância no *hangingwall* (Modificado de MORLEY, 2002). (A) fase rifte inicial, depressão sinformal. (B) fase inicial do meio-gráben.91
- Figura 58.** Modelo explicativo das possíveis fases de evolução de bacias rifte, comparando com os atuais modelos.92

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Tabela de fácies utilizada pelo projeto temático (Modificado de MIALL, 1996).....	28
Tabela 2. Tabela de Fácies dos depósitos fluviais da Fm. Serraria.....	53
Tabela 3. Tabela de Fácies dos depósitos deltaicos da Fm. Feliz Deserto.	60

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Sergipe-Alagoas registra as diferentes fases de fragmentação do Gondwana (no extremo norte do Atlântico Sul), abrangendo desde estratos da fase pré-rifte até os depósitos de margem passiva, cuja evolução se estende até os dias atuais. Em decorrência disso, esta bacia apresenta uma história evolutiva bastante complexa, tendo sido considerada como uma bacia escola para estudos dos processos tectono-estratigráficos associados com a evolução da margem continental brasileira. Mesmo sendo uma das bacias mais estudadas, existem muitas dúvidas e divergências sobre o arcabouço tectônico e o preenchimento sedimentar. Exemplo disso são os diferentes modelos existentes sobre a evolução tectono-estratigráfica da fase rifte (FEIJÓ, 1994 e CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Além disso, os estudos estratigráficos abrangem uma escala regional, existindo poucos trabalhos que detalhem a evolução sedimentar da fase rifte da bacia.

O início e o término do estágio rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas são motivo de controvérsia. Trabalhos mais antigos, dentre eles Feijó (1994), posicionaram o limite pré-rifte/rifte dentro da Formação Barra de Itiúba. Para Feijó (1994), a Formação Barra de Itiúba apresenta internamente uma discordância regional (discordância pré-Aratu), que separa um pacote inferior, considerado como pré-rifte, de um intervalo superior, interpretado como depósitos da fase rifte (figuras 01a e 02).

Campos Neto *et al.* (2007), por sua vez, consideram a porção inferior da Formação Barra de Itiúba como uma nova unidade estratigráfica, passando a denominá-la de Formação Feliz Deserto. A designação de Formação Barra de Itiúba passou a ter o seu uso restrito ao pacote lacustre que se sobrepõe à discordância pré-Aratu. Além disso, Campos Neto *op. cit.* admitem que o início do rifteamento ocorreu na base do Andar Rio da Serra (aproximadamente 142 Ma), sendo representado pelos depósitos lacustres da Formação Feliz Deserto (figuras 01b e 03). Segundo esses autores, os depósitos lacustres dessa unidade indicariam

condições de água mais profunda que os pelitos lacustres subjacentes da Formação Bananeiras, sugerindo um contexto de mais alta taxa de subsidência, compatível com uma bacia rifte. Desta forma, pode-se observar a existência de modelos conflitantes no que se refere aos depósitos que representam o início da fase rifte.

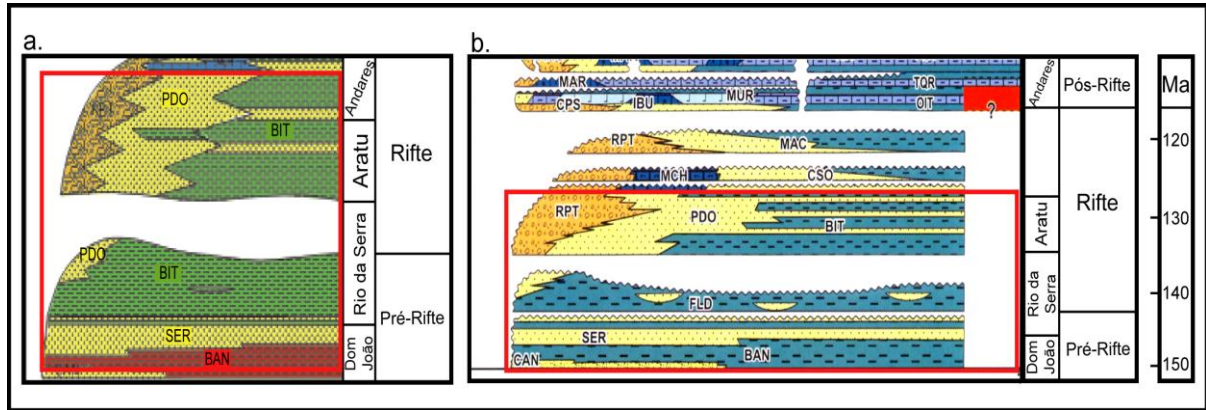


Figura 1. Ilustra a diferença de interpretação, como mencionada pelo texto acima, das cartas de Sergipe-Alagoas, por Feijó, 1994 (figura 01a) e Campos Neto *et al.*, 2007 (figura 01b).

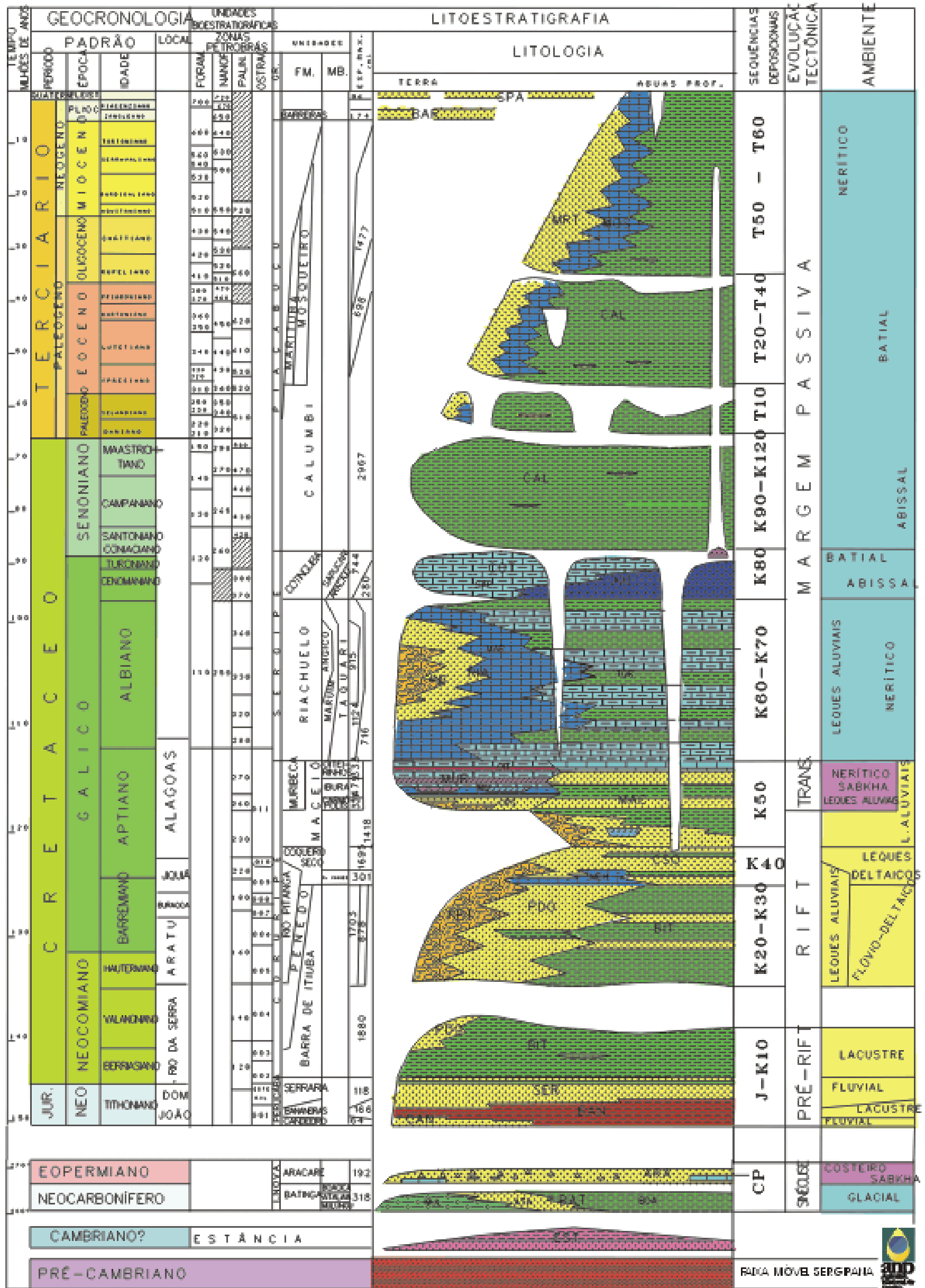
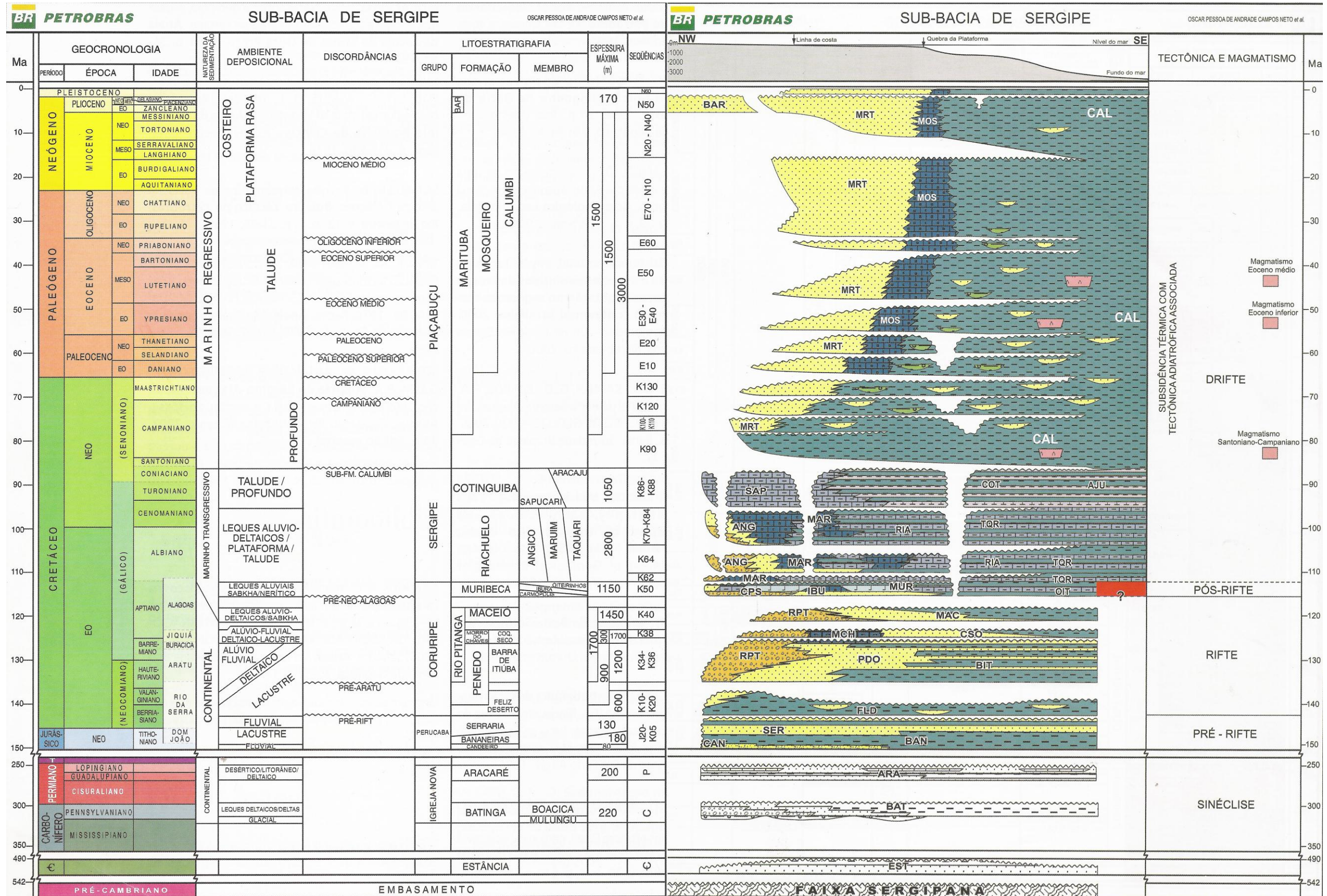


Figura 2. Carta Estratigráfica da Bacia de Sergipe mostrando as cinco principais fases e seu arcabouço estratigráfico (FEIJÓ, 1994).



2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo um estudo tectono-sedimentar e estratigráfico detalhado do intervalo correspondente às Formações Serraria e Feliz Deserto. Por meio disso, pretende-se estabelecer critérios sedimentológicos e estratigráficos confiáveis para o posicionamento do início do rifte, bem como entender a evolução estratigráfica e paleogeográfica da sedimentação rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. Ou seja, pretende-se, neste estudo, definir e utilizar critérios (estratigráficos/estruturais) que permitam posicionar com segurança o início da fase rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas. Esses critérios devem ser embasados nos modelos atuais de evolução de bacias rifte, *e.g.* Bosence (1998), Prosser (1993), Gawthorpe & Leeder (2000) e Morley (2002), dentre os quais se utilizará aqueles que melhor se adaptam às observações.

Este estudo testará a hipótese:

- de que a Formação Serraria já corresponderia ao início do rifte (representaria uma grande bacia), enquanto que a Formação Feliz Deserto estaria vinculada à fase de clímax de rifte (quando a bacia já estaria condicionada pela geometria de meio-grábens) diferentemente do que outros autores definiram para esses intervalos.

3. CONTEXTO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO

A Bacia de Sergipe-Alagoas localiza-se na margem leste brasileira, na região nordeste do Brasil, entre os paralelos 9° e 11° 30'S (figura 04). Apresenta na porção costeira (*onshore*) uma área de 13.000 km², enquanto que a porção costa a fora (*offshore*) estende-se por uma área de 32.760 km², até o limite de 200 milhas náuticas (limite brasileiro).

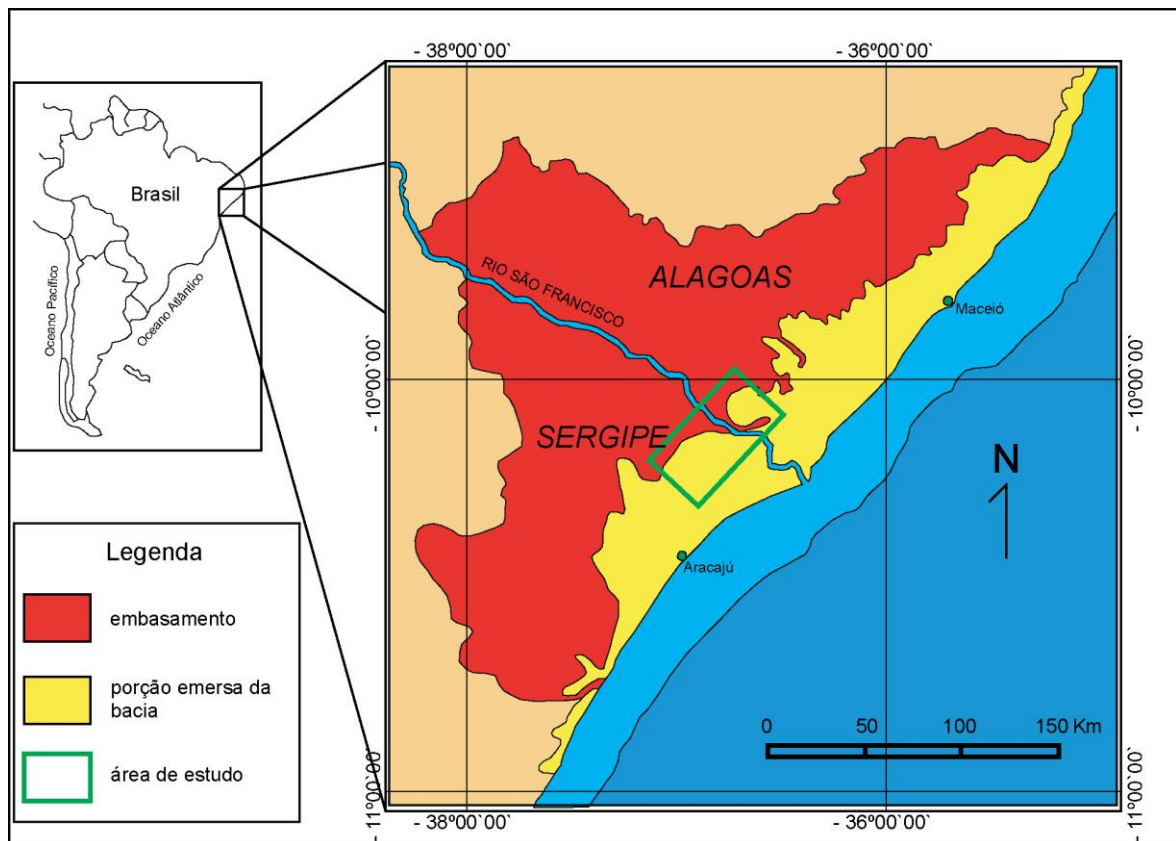


Figura 4. Localização da área de estudo (modificada de BARREIRO *et al.*, 2003).

Apresentando-se como uma calha alongada na direção NNE/SSW, sendo limitada, a norte, com a Bacia Pernambuco-Paraíba, pelo Alto de Maragogi, e, a sul, com a Bacia do Jacuípe, pelo sistema de falhas de Vaza-Barris (figura 05). Dividindo-se em duas sub-bacias, Alagoas e Sergipe, separadas pelo alto de

Japoatã-Penedo, nas imediações do Rio São Francisco (AQUINO & LANA, 1990). Segundo Souza-Lima *et al.* (2002), essa bacia subdivide-se em quatro sub-bacias: do Jacuípe, de Sergipe, de Alagoas e do Cabo (no lado africano), com diferentes histórias tectono-sedimentares e preenchimentos distintos.

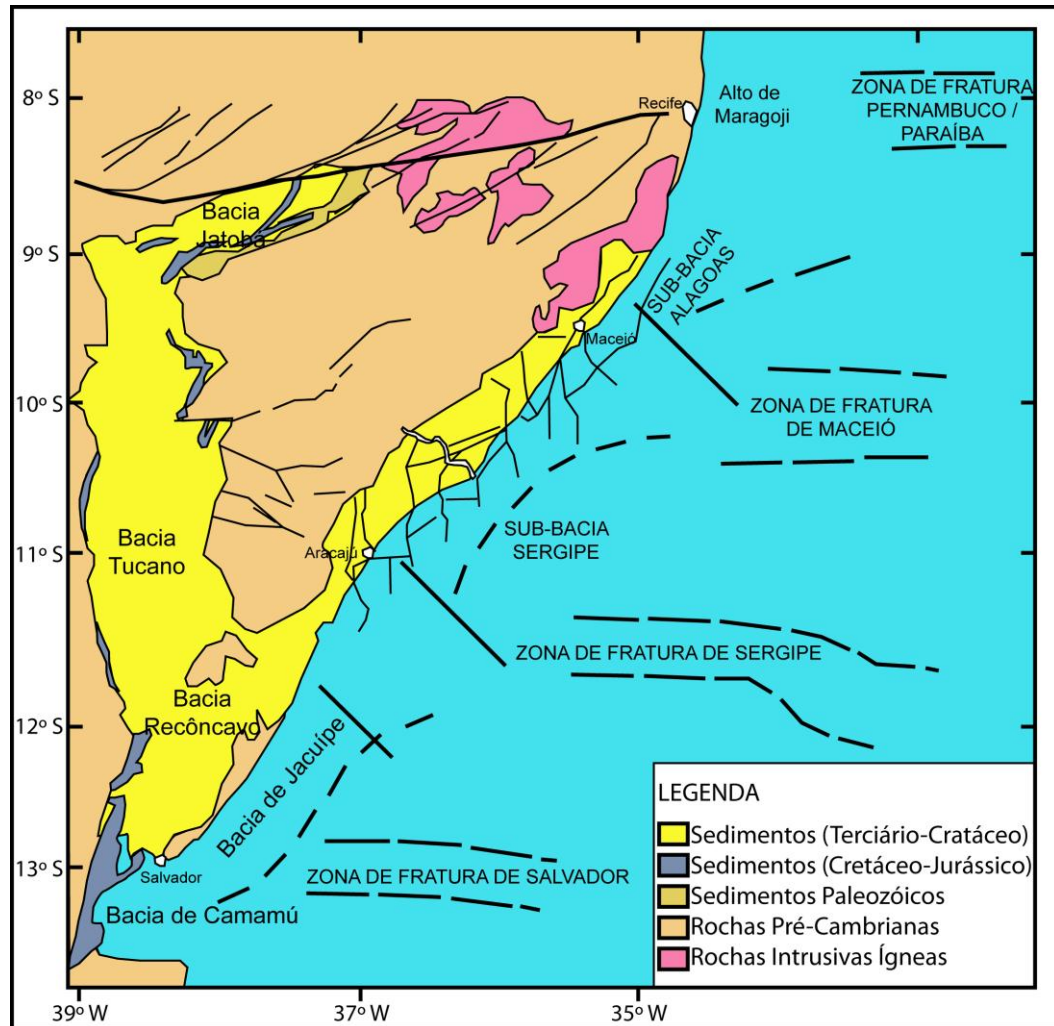


Figura 5. Mapa tectônico esquemático do segmento nordeste da margem continental divergente brasileira, mostrando alinhamentos de zonas de fraturas oceânicas (modificado de MOHRIAK, 2003).

Em sua compartimentação estrutural, a bacia subdivide-se em diferentes blocos tectônicos, em geral limitados por grandes falhas, diferenciados com base na profundidade e configuração do embasamento, natureza da cobertura sedimentar, intensidade do falhamento e padrão de anomalias gravimétricas (LANA, 1990). Em termos gerais, a evolução tectono-sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas é semelhante às demais bacias da margem leste brasileira, sendo que esta se caracteriza por apresentar a mais completa sucessão estratigráfica, consequência

direta da sua evolução estrutural, onde o preenchimento sedimentar é variável de um compartimento tectônico para outro. Em cada compartimento, a subsidência ou eventual soerguimento processaram-se de modo desigual ao longo do tempo, resultando em distribuição espacial bastante complexa das unidades crono e litoestratigráficas (AQUINO & LANA, 1990).

3.1. Arcabouço tectono-sedimentar

Das bacias da margem continental brasileira, essa bacia é a que apresenta a mais completa sucessão estratigráfica, sendo reconhecidas cinco megassequências deposicionais: sinéclise, pré-rifte, rifte, pós-rifte e margem passiva (drifte), (figuras 02 e 03, CAMPOS NETO *et al.*, 2007). As megassequências são limitadas por discordâncias regionais, caracterizadas por mudanças nítidas na sedimentação e no estilo tectônico da bacia, resultantes da evolução tectono-sedimentar impressa pela separação continental e formação do Atlântico Sul (LANA, 1990).

Tendo em vista o enfoque desta monografia, será feita uma revisão das megassequências pré-rifte e rifte. Muitos aspectos referentes à terminologia de classificação de unidades deposicionais em bacias rifte, assim como o posicionamento tectônico das unidades estratigráficas abordadas, são questionados no presente trabalho e serão apresentados no final da monografia.

3.1.1. Megassequência pré-rifte

A megassequência pré-rifte, depositada na fase de estabilidade tectônica durante o Juro-Cretáceo, e em condições intracontinentais constitui um dos segmentos da depressão afro-brasileira (CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Sendo assim, nessa fase, a bacia era caracterizada por ser rasa e ampla, sendo composta já por falhas de pequeno porte e subsidência flexural. Após período de calma tectônica, sem evidências de tectonismo sin-sedimentar relevante como em toda a sequência pré-rifte, houve a retomada da sedimentação com depósitos de grande continuidade lateral, sedimentados sobre as sequências permocarboníferas das Formações Batinga e Aracaré (LANA, 1990). Segundo Campos Neto *et al.* (2007), essas

formações representam o registro sedimentar de sinéclises paleozóicas que cobriam extensas áreas do continente Gondwana. Em sua revisão mais recente, Campos Neto *et al.* (2007) chamou de Supersequência Paleozóica o pacote composto pela Sequência Carbonífera compreendida por rochas siliciclásticas da Formação Batinga, de ambiente glacial subaquoso, e dividida em dois membros: Membro Mulungu, basal, de distribuição restrita, composto exclusivamente por diamictitos (resultantes do retrabalhamento dos sedimentos glaciais por fluxos de detritos) e o Membro Boacica, constituído por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos de leques deltaicos (padrão transgressivo); a Sequência Permiana, compreendida pela Formação Aracaré, é depositada em ambiente desértico, litorâneo e deltaico, sob influência de retrabalhamento eólico e de ondas (caracterizada por ciclo transgressivo-regressivo). Também classificou a Supersequência pré-rifte, em depósitos juro-cretácicos, representados pelos folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras, os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiros e, por último, sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico que colmataram esse lago e depositaram os arenitos da Formação Serraria (melhor esclarecimento sobre esta formação será dado no próximo tópico).

3.1.2. Megassequência rifte

A megassequência rifte representa os depósitos formados durante o intenso tectonismo extensional que atuou durante a fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior. Foi depositada em condições de atividade tectônica instáveis, com bruscas variações laterais e verticais de fácies, resultando em sistemas deposicionais mais complexos, falhas frequentes e erosões de caráter local ou regional (LANA, 1990). Conforme Campos Neto *et al.* (2007). A megassequência rifte corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, no qual foram depositadas, em ambientes continental e marinho restrito, as rochas das sequências K10-K20, K34-K36, K38 e K40. Esse estágio foi caracterizado por inúmeros pulsos tectônicos que acarretavam em mudanças na estruturação da bacia e, conseqüentemente, nos ambientes deposicionais.

Em sua revisão mais recente, Campos Neto *et al.* (2007) propuseram dividir essa megassequência em quatro diferentes sequências marcadas por eventos tectônicos distintos.

Sequência K10-K20

Essa sequência, de idade Rio da Serra, depositou-se durante o estiramento inicial do rifte, quando se instalou o sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto e o sistema alúvio-fluvial da Formação Penedo, que se restringia a segmentos da borda sergipana e ao extremo nordeste da borda alagoana.

Sequência K34-K36

Essa sequência compreende os andares Aratu, Buracica e Jiquiá durante o primeiro pulso tectônico do rifte. Composta por conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga; arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo; carbonatos coquinóides e folhelhos da Formação Morro do Chaves; além de arenitos, siltitos e folhelhos deltaicos-lacustres da Formação Barra de Itiúba. Nessa época, a tectônica rúptil restringia-se à sub-bacia de Sergipe, onde ocorria a deposição dos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, dos arenitos da Formação Penedo e, nas porções distais, prevalecia a sedimentação deltaica-lacustre da Formação Barra de Itiúba.

Sequência K38

Essa sequência foi depositada no início do segundo pulso de rifteamento, de idade Neojiquiá e Eoalagoas, quando o tectonismo aumentou de intensidade e propagou-se por toda bacia. Ocorreu, nessa fase, a deposição do sistema alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco, que teve uma alta taxa de sedimentação em virtude da elevada subsidência da bacia. Essa sequência também é composta pelas Formações Rio Pitanga, Poção e Morro do Chaves.

Sequência K40

Essa sequência foi depositada ao final do segundo pulso tectônico do estágio rifte, quando o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha de charneira. Nessa época, a porção emersa sergipana e parte da porção terrestre alagoana foram soerguidas, sendo que a sedimentação ficou restrita ao bloco baixo da

charneira e ao nordeste de Alagoas. Composta por conglomerados de leques alúvio-deltaicos das Formações Rio Pitanga e Poção e por arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió.

Quanto ao término do rifte, esses autores admitiram a idade Eoalagoas (aproximadamente 116 Ma), quando o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha de charneira. Posteriormente, uma discordância expressiva ocorreu em toda a bacia. Esse evento erosivo regional, denominado de discordância pré-Neoalagoas, também aconteceu nas bacias de Camamu, Almada, Espírito Santo, Campos e Santos, onde também limita o final do estágio rifte (DIAS, 2005 *apud* CAMPOS NETO *et al.*, 2007)¹.

3.2. As Formações Serraria e Feliz Deserto

3.2.1. Formação Serraria

Segundo Garcia *et al.* (1990), a Formação Serraria foi depositada no Neocomiano por um sistema fluvial de canais entrelaçados, ao qual associavam-se depósitos eólicos e lagos efêmeros. O sistema fluvial alimentador dos depósitos da Formação Serraria configura-se como um sistema de grande extensão, essas afirmativas estão alicerçadas em dados de paleocorrentes, em análise comparativa entre a composição detrítica dos arenitos da Formação Serraria e a mineralogia do embasamento na região considerada como área fonte, além das informações lito e bioestratigráficas das demais bacias interiores do nordeste. Em revisões feitas por Feijó (1994), a Formação Serraria é composta por arcóseos e quartzarenitos médios a grossos, brancos, acinzentados e avermelhados, com estratificação cruzada acanalada. Não muito diferente da feita por Schaller *et al.* (1969), onde descreve a formação como um pacote de arenitos médios a grossos, brancos, acinzentados a avermelhados, mal a regularmente selecionados, com grãos frequentemente subangulosos, feldspático, caulínico, e, localmente, conglomerático. Esse autor cita,

¹ DIAS, J.L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, nov.2004/maio 2005.

também, intercalações subordinadas de folhelhos sílticos, cinza-esverdeados a vermelhos, sugerindo uma integração com os folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras (também ocorrente na seção pré-rifte da bacia). Esses autores afirmam que o contato inferior (com a Formação Bananeiras) é bem marcado e concordante, tanto em superfície quanto em subsuperfície. O contato superior, também é concordante, ocorre com os folhelhos da Formação Barra de Itiúba é demarcado ao longo do aparecimento dos arenitos grossos da Formação Serraria.

3.2.2. Fm. Feliz Deserto x Fm. Barra de Itiúba

Em sua revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas, Schaller *et al.* (1969) colocam os folhelhos verde-oliva e negros (ocorrentes na porção basal dessa formação) como Formação Barra de Itiúba que ocorre antes e depois de uma grande discordância regional conhecida como pré-Aratu, e, finalmente, abandonando o nome de Feliz Deserto que, segundo os autores, designa uma unidade bioestratigráfica que não corresponde inteiramente à formação descrita a partir de critérios litológicos. Até 2007, foi utilizada essa definição para a Formação Barra de Itiúba, quando Campos Neto *et al.* (2007) retomaram a definição de Feliz Deserto, essa denominação que é atribuída à sucessão de folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos que ocorre na parte basal da Formação Barra de Itiúba. Essa redefinição baseia-se na identificação da discordância pré-Aratu entre o limite superior e a inferior da Formação Barra de Itiúba (hiato estimado em 3 Ma.). Rever figura 01 para maiores detalhes.

3.3. Arcabouço Estrutural

Grande parte da evolução estratigráfica da bacia foi controlada pela atividade das falhas, que possibilitaram a geração de quase todo espaço de acomodação disponível para a preservação dos sedimentos. Além disso, os resultados geomorfológicos da atividade das falhas também podem ter controlado a entrada e dispersão dos sedimentos, bem como a distribuição dos sistemas deposicionais dentro do rifte.

3.3.1. Embasamento

As principais feições estruturais do embasamento são: os limites entre as províncias, caracterizados por bruscas mudanças reológicas e as falhas de empurrão e foliações da Faixa de Dobramentos Sergipana (figura 06). Como direção geral de estruturação, a bacia apresenta preferencialmente NE-SW, representada no embasamento pela foliação metamórfica na região de Propriá e, na bacia, por falhas normais de grande rejeito. As direções E-W e N-S também compartimentam a bacia, a primeira ocorrendo na forma de falhas de empurrão (no embasamento) enquanto que, na bacia, ocorre como importantes falhas; a segunda é pouco comum no embasamento, enquanto que, na bacia, aparece frequentemente como grandes falhas normais.

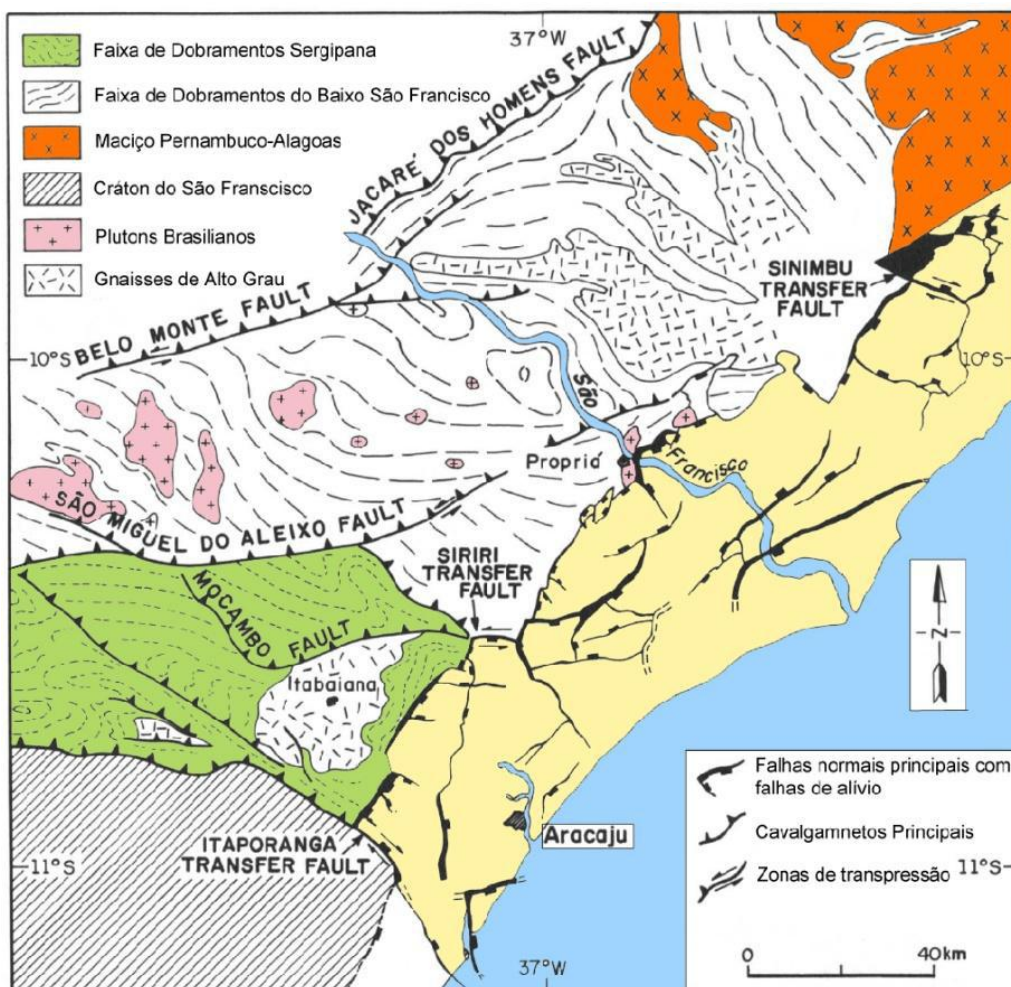


Figura 6. Mapa tectônico simplificado da Bacia de Sergipe-Alagoas e das principais estruturas do embasamento pré-Cambriano. (Extraído de DESTRO, 1995).

3.3.2. Altos e Baixos Estruturais

Os altos estruturais apresentam-se como grandes áreas (semelhante a plataformas) como os altos de Aracaju, Estância, Itaporanga, Riachuelo, Japoatã e Palmeira Alta, enquanto outros são estreitos e alongados, como o Alto de Atalaia/Camorim e o Alto de Penedo. Os baixos estruturais apresentam-se como depressões assimétricas (hemi-grábens), como uma falha principal e uma rampa homoclinal adjacente, como os de Divina Pastora, Santa Rosa de Lima, Japarutuba, Sinimbu, Varrela, São Francisco e Coruripe. Os degraus ocorrem em posições intermediárias entre os altos e baixos, normalmente apresentam-se como rampas (*relay*) ou plataformas, diferenciando-se dos baixos por não terem o caráter assimétrico e pela presença de falhas normais e de transferência (definem os limites compartimentais).

3.3.3. Falhas e Dobras

As falhas que se constituem com maior importância são as falhas normais, com duas direções principais: NE-SW (bastante expressivas, apresentando grandes rejeitos) e N-S. Segundo diversos autores, essas falhas seriam mais antigas que as falhas de direção NE-SW, e estariam relacionadas como processos transtativos da fase inicial de rifteamento, sendo as mais expressivas a de Propriá e a de Muribeca. Entre as principais falhas de direção N-S estão as de Piranhas, Ponta dos Mangues, Coruripe e Tabuleiro dos Martins (figura 07).

As falhas de transferência são responsáveis por mudanças na borda da bacia, conectando falhas normais com mergulhos iguais ou apostos (GIBBS, 1984). Destro (1995) percebeu que, na Bacia de Sergipe-Alagoas, as principais falhas de transferência são as de Itaporanga, Siriri e Sinimbu, reconheceu também que diversas falhas de direção NW-SE presentes na bacia de Sergipe-Alagoas representavam falhas de alívio, associadas com variações no rejeito ao longo da direção das falhas normais de direção NE-SW.

Observando que a porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas é relativamente pouco profunda, e que mesmo seus baixos estruturais são mais altos que as depressões existentes na direção da bacia oceânica, Chagas (1996),

interpretou essa região da bacia como uma grande rampa flexural de um enorme rifte assimétrico, cuja falha de borda estaria em áreas submersas, ou no lado africano (Bacia do Gabão). Segundo o mesmo autor, pelo fato das maiores espessuras de depósitos sin-rifte estarem nas regiões mais profundas, além da linha de charneira da bacia, também indicaria que a falha de borda estaria localizada mais a leste.

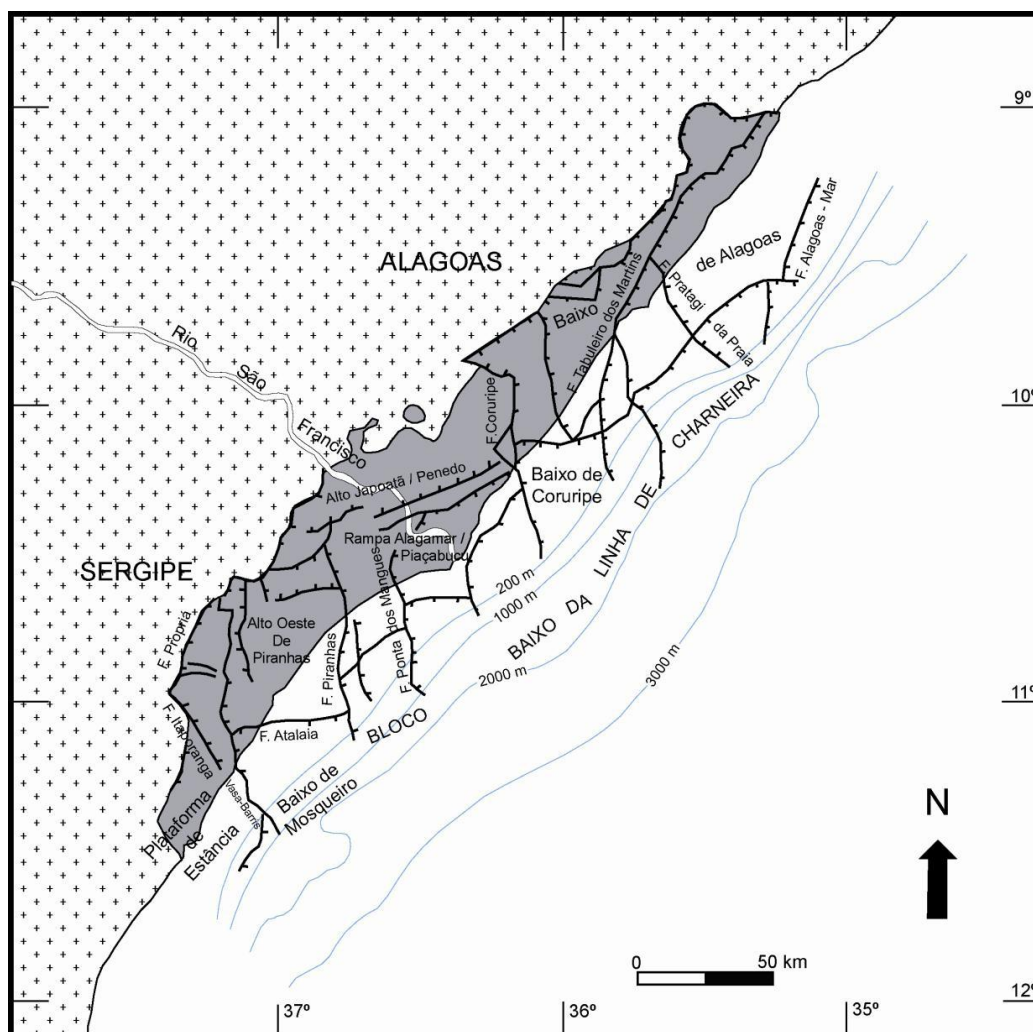


Figura 7. Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas mostrando a configuração das principais falhas normais e compartimentos tectônicos (modificado de FALKENHEIN *et al.*, 1986).

Dobras podem ocorrer associadas com falhas, correspondendo a sinclinais alongadas afetando os sedimentos e estariam, com isso, ativas durante os estágios iniciais do rifte. Pela sua dimensão (≈ 1 a 2 km de largura), essas dobras podem estar relacionadas como o processo de dobramento por propagação (*Fault propagation folding*).

3.3.4. Evolução Estrutural

Ojeda & Fugita (1972) sugeriram a atuação de um sistema binário dextral, de direção NW-SE, perpendicular ao *trend* principal da bacia. Esse binário formaria falhas extensionais de direção N-S e falhas transcorrentes para N45°E e N60°W. Já Falkenhein *et al.* (1986) apresentam modelo de evolução mais complexo (multiépisdico) onde campos tensionais distintos seriam responsáveis pela geração do arcabouço estrutural em três estágios de rifteamento (figura 08).

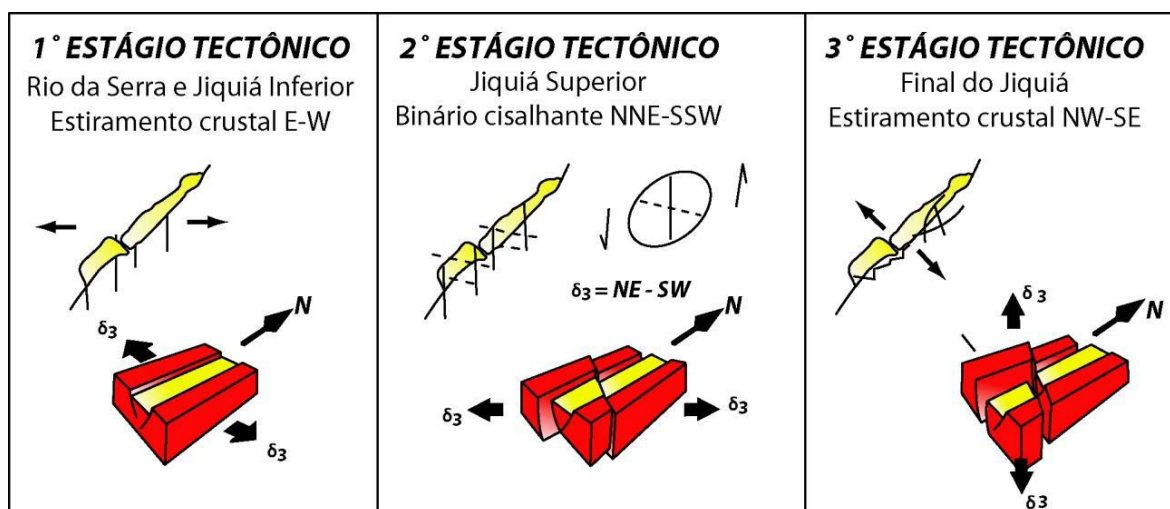


Figura 8. Modelo evolutivo proposto por Falkenhein *et al.* (1986).

Lana & Milani (1983) apresentaram uma hipótese de evolução estrutural da bacia constituída por dois estágios: o inicial, sob esforços cisalhantes, resultaria em transtração sinistral de direção N45°E, gerando falhas normais N-S com padrão em *echelon*, falhas transcorrentes sinistras N30°E e dextrais N30°W (figura 09). O segundo estágio, atuante a partir do Andar Alagoas, teria um caráter puramente extensional, com o maior estiramento na direção NW-SE. Com essa configuração tectônica, as antigas falhas transcorrentes de direção NE seriam reativadas como falhas normais.

Segundo Lana (1985), o rifteamento no nordeste do Brasil pode ser atribuído a uma rotação anti-horária do continente africano em relação ao sul-americano, em torno de um pólo de rotação situado sobre o Lineamento de Pernambuco. A movimentação da África seria acompanhada por rotação de mesmo sentido, mas com menor ângulo (“retardamento”) da Microplaca Sergipana, a natureza dos esforços transtrativos estaria vinculada com a existência dessa microplaca.

Observou-se em linhas sísmicas algumas feições tectônicas, como estruturas em flor positiva, negativa e arqueamentos. Pode ainda observar, no limite da microplaca entre Salvador e Recife, ocorre cisalhamento sinistral, predominantemente transtensional no sul, mas com aumento da componente compressional para o norte, assim, a distribuição dos depocentros e o padrão de falhas no início do rifteamento em Sergipe-Alagoas contribuem para essa possibilidade.

A partir do norte de Alagoas praticamente não há sedimentação rifte, e a cobertura sedimentar cretácica superior/terciária é pouco espessa. Isso pode ser explicado pela atuação de um regime transpressional, causando soerguimento e erosão na região durante o Neocomiano. E a separação continental ocorreu mais tarde (Albiano), com rompimento mais brusco e quase sem afinamento crustal, implicando uma subsidência termal posterior consequentemente pequena.

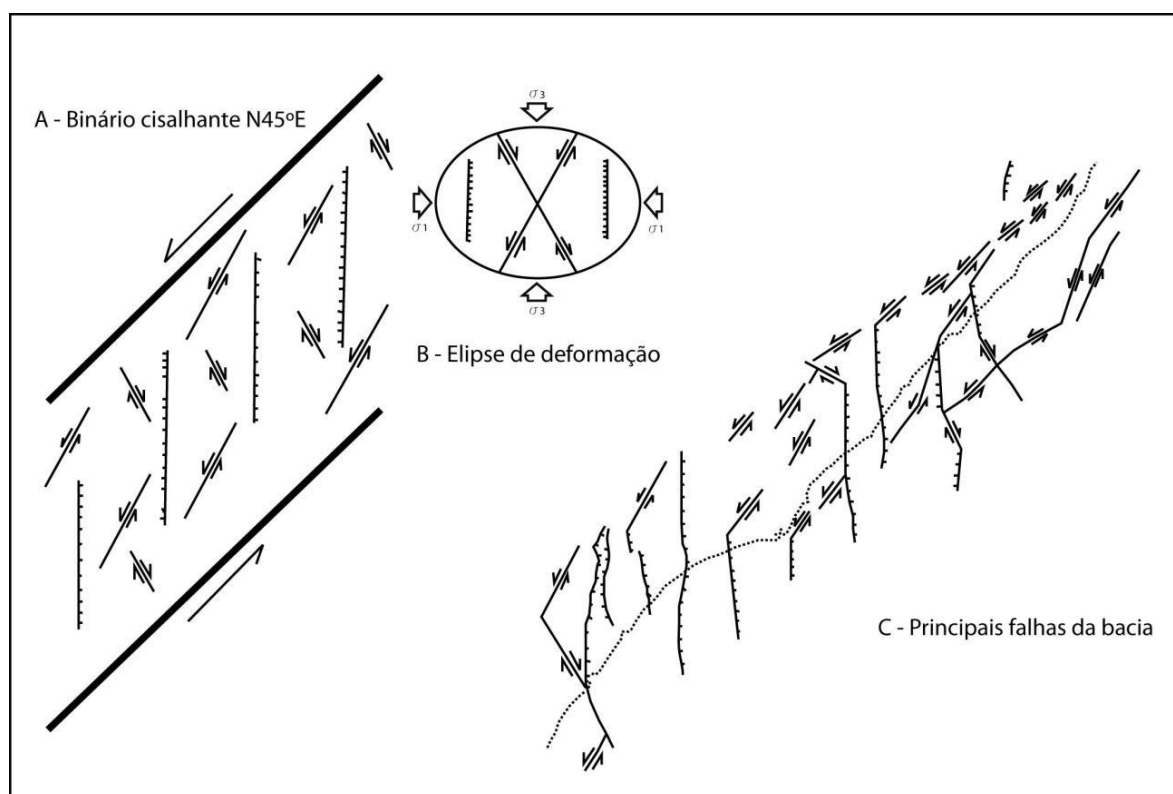


Figura 9. A) Estruturas teóricas previstas em uma zona de cisalhamento simples, criada por um binário N45°E. B) Elipse de deformação. C) Falhas observadas na bacia. (Modificado de LANA, 1985).

Chagas *et al.* (1993) propõem um modelo de evolução tectônica de extensão associada à transferência, ressaltando a importância das falhas de transferência

como limitadoras de blocos com diferentes taxas de extensão. Chagas (1996) identificou a presença de quatro ciclos tectônicos (figura 10) durante a evolução da bacia. O 1º ciclo, com extensão E-W seria responsável pela geração de falhas normais N-S em *echelon* e falhas transcorrentes NE-SW. Os demais ciclos seriam governados por processos extensionais de direção NW-SE, que seriam responsáveis pela geração de falhas normais NE-SW, e transcorrentes N-S e NW-SE.

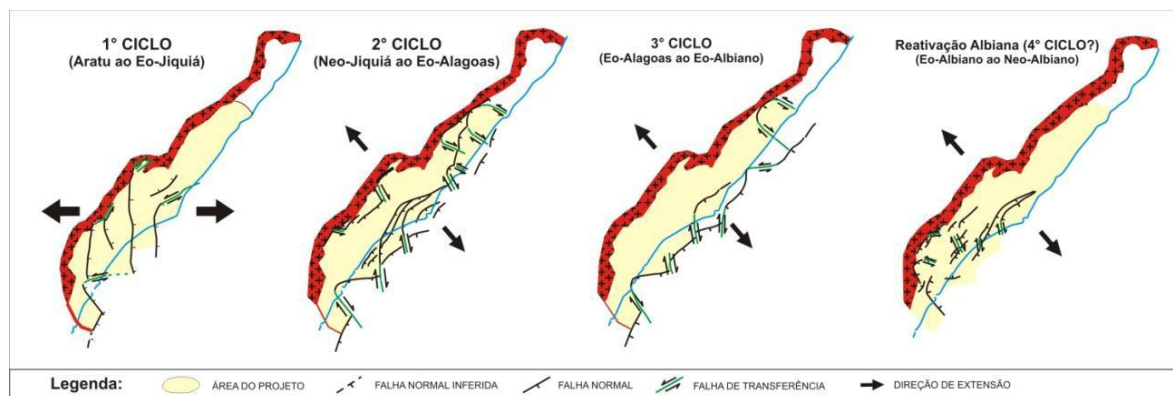


Figura 10. Ciclos tectônicos identificados por Chagas (1996).

Todos os trabalhos citados, embasaram-se em geral, principalmente, aos aspectos estruturais em detrimento aos estratigráficos. Acabam, então, divergindo em vários aspectos, inclusive, sobre a duração da fase rifte e a existência de um campo tensional único ou variável ao longo da evolução da bacia.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O trabalho tem como sede a cidade de Propriá/SE, na porção norte de Sergipe. Foram individualizadas quatro áreas chave: Muribeca, Malhada dos Bois, Propriá-Pindoba e Igreja Nova (figura 11). Esses alvos foram escolhidos através de estudos prévios sobre as unidades geológicas em estudo. Os acessos aos afloramentos se deram principalmente por meio de estradas, estradas vicinais e caminhos, cujo percurso deu-se a pé.

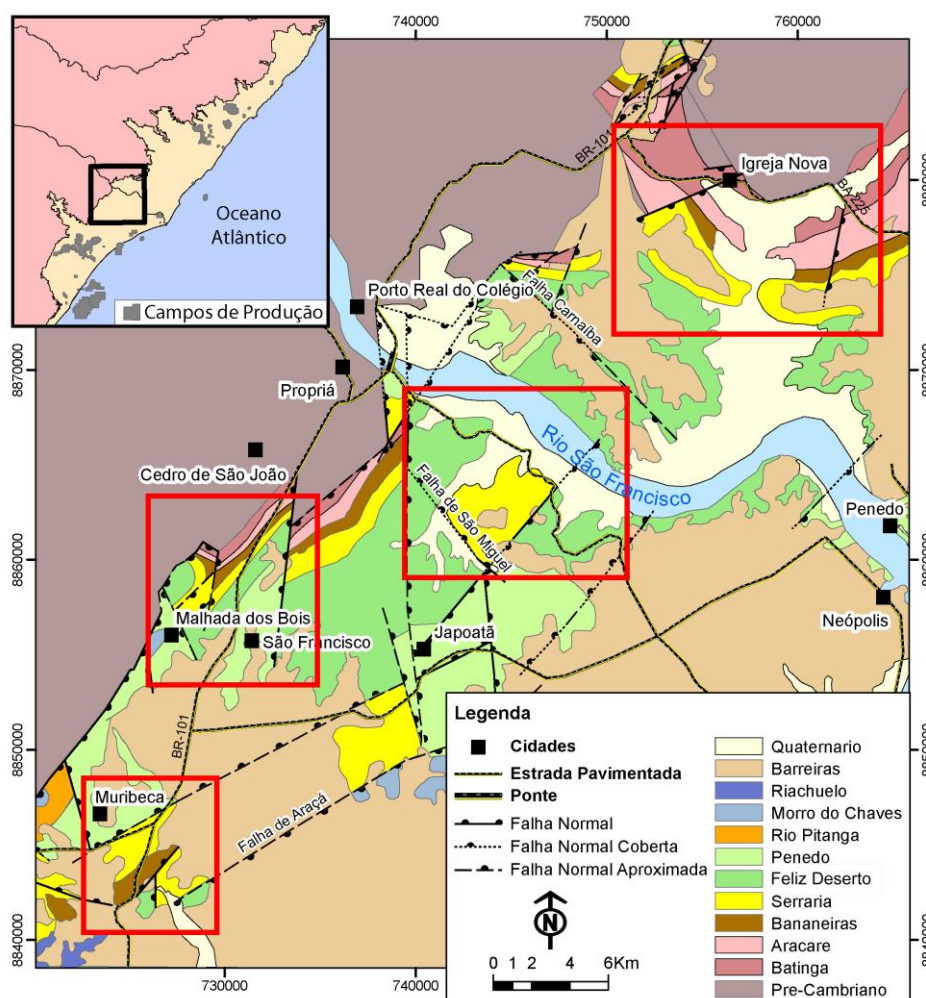


Figura 11. Mapa de localização da área de estudo, localizada na porção central da Bacia de Sergipe-Alagoas; e em detalhe, a localização das quatro áreas-chave que compreendem os afloramentos interpretados neste estudo.

5. METODOLOGIA

A metodologia está compreendida por três etapas: o pré-campo – onde o enfoque maior é a busca por referências bibliográficas e toda a preparação para o campo; o campo – onde é feita toda a coleta de dados e informações necessárias para a elaboração das futuras interpretações; e o pós-campo – onde são feitos todos os tratamentos dos dados adquiridos e posteriormente interpretados.

5.1. Metodologia Pré-Campo

Essa etapa condiciona o campo, tendo, em primeiro lugar, a elaboração de um banco de dados de revisão bibliográfica direcionada ao tema em questão e, também, a preparação de mapas topográficos e geológicos, imagens orbitais e fotografias aéreas que foram utilizadas nos trabalhos de campo.

5.1.1. Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica faz parte de todas as etapas, mas com uma maior importância na primeira, consistindo tanto na revisão dos trabalhos publicados sobre a estratigrafia e geologia estrutural da bacia, quanto na leitura de artigos vinculados a bacias rifte de uma forma geral.

5.1.2. Sensoriamento Remoto

Técnica que consiste na elaboração de mapas topográficos e geológicos preliminares que são utilizados na etapa de campo. Esses mapas são desenvolvidos

com a utilização de imagens de radar, fotos aéreas e suas interpretações, que são georreferenciadas e integradas no programa *ArcGis*.

5.1.2.1. Imagens de Radar SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)

As imagens de radar foram adquiridas gratuitamente do *site* da USGS (<http://seamless.usgs.gov>). Por definição, segundo Sabins (1996), é um sistema ativo, isto é, o sensor emite uma energia eletromagnética que é retro-espalhada por um alvo e registrada pelo sistema. O termo RADAR é um acrônimo da expressão inglesa *Radio Detection And Ranging* e refere-se a um dispositivo sensor que é capaz de detectar alvos por meio da indicação da sua posição e distância. Cada píxel (menor unidade da imagem) representa 90 m² no terreno e possui um valor que representa sua elevação em relação ao nível do mar. Foi utilizado o programa *Global Mapper* para tratamento dessas imagens. Para isso ferramentas do próprio programa são utilizadas como a técnica de pseudo-sombreamento, para uma melhor visualização das estruturas e filtros direcionais, que ressaltam melhor o relevo de acordo com a direção escolhida. A utilização desta ferramenta serviu como base altimétrica, e também para auxiliar a vetorização das drenagens durante a montagem do mapa.

No programa *Global Mapper* foi utilizado o filtro *Slope Shader* (sombreamento de taludes) que resalta as quebras naturais do relevo, associadas com contatos geológicos e falhas para auxiliar na melhora do mapa geológico disponível.

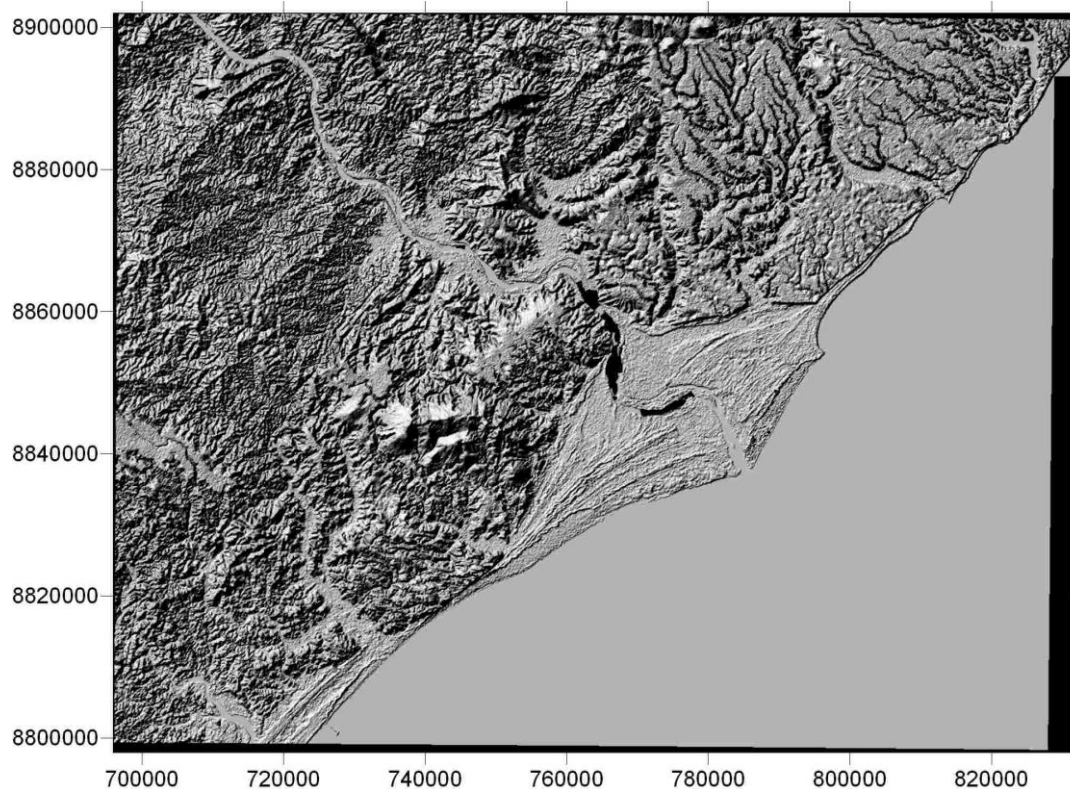


Figura 12. Imagem de radar *SRTM* da área de estudo, mostrando as diferentes tonalidades que diferenciam o relevo e as drenagens (Delta do Rio São Francisco). Esta imagem foi tratada no Programa *Surfer*.

5.1.2.2. Fotoanálise

As fotos aéreas (escala 1:40.000) foram adquiridas através da CPRM (Serviço Geológico Brasileiro). Estas que foram impressas e posteriormente analisadas em estereoscópios no Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS. Consiste numa interpretação indireta da área de estudo, tendo como principais focos na descrição a visualização de estruturas de macro e megaescala como unidades geológicas (contatos e direções de mergulho de camadas); lineamentos; estradas, caminhos e trilhas; possíveis afloramentos (através da diferença de tonalidades) e drenagens.

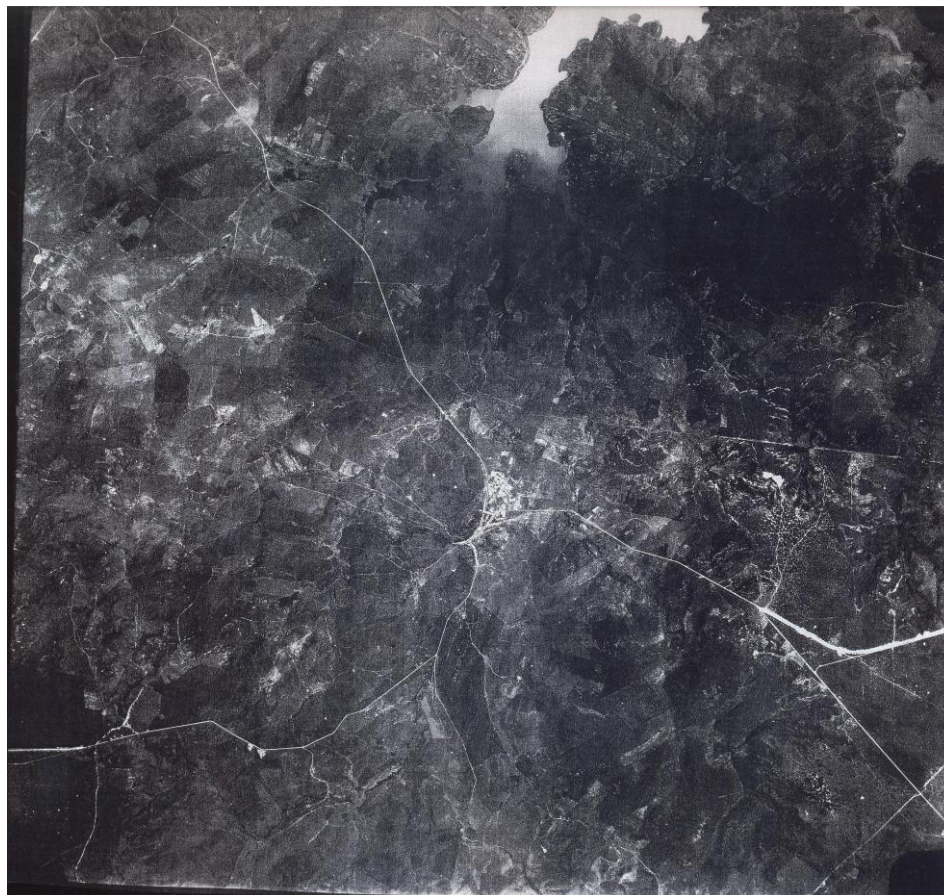


Figura 13. Foto aérea da região estudada, escala original 1:40.000.

5.2. Metodologia de Campo

A etapa de campo foi o elemento principal na aquisição de dados do trabalho, realizado nas imediações da cidade de Propriá/SE, entre os dias 19-29 de Janeiro de 2010. Nos primeiros dias, foi realizado um reconhecimento das áreas de interesse, buscando a identificação dos potenciais afloramentos demarcados na etapa pré-campo. Em seguida, o enfoque tornou-se a descrição dos afloramentos identificados, principalmente ao longo das auto-estradas (BR-101, por exemplo) e estradas secundárias (vicinais) onde foi possível observar afloramentos em cortes de estrada ou em pedreiras desativadas.

Com a realização do campo adquiriu-se dados importantes, como: litofácies compondo as associações de fácies correspondentes, medidas de paleocorrentes, levantamentos de perfis colunares de detalhe, seções laterais de afloramento (elaboração de fotomosaicos). Serão detalhadas as seguintes técnicas:

5.2.1. Levantamentos de Perfis Colunares

Levantar um perfil colunar é realizar graficamente a sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, podendo ser integrados dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, paleontológicos e de paleocorrente.

Um perfil colunar é construído sobre dois eixos, um vertical, onde é representado o eixo contínuo vertical de empilhamento das camadas, e outro horizontal, que representa a granulometria dos sedimentos. Com a representação gráfica de cada estrato, pode-se indicar diferentes granulometrias, espessura do pacote, estratificação e as relações com os estratos sotopostos e sobrepostos. E ainda, descreve-se as principais características das litofácies, medidas de paleocorrentes, conteúdo fossilífero, principais estruturas, fotos e amostras coletadas.

Neste trabalho, os perfis colunares foram levantados em escala 1:100 (em sua maioria) e também em escala 1:50, com o auxílio de trenas e réguas para a medição das espessuras das camadas. Essas ferramentas utilizam-se quando a superfície do afloramento estiver em posição vertical ou um pouco inclinada, com isso posiciona-se a trena ou uma régua graduada (no caso foi utilizada de três metros, dividida em 0,50 em 0,50 cm) em posição perpendicular as camadas para se obter com isso a espessura das camadas.

Os afloramentos visitados apresentaram basculamentos suaves (variando de 5 a 20°), com uma boa continuidade lateral, podendo com isso ter sido utilizada trena na maioria dos afloramentos e, quando preciso, o auxílio da régua para a medição e construção do perfil. Existem diferentes maneiras para a realização desse tipo de trabalho, visando diferentes situações para o basculamento das camadas ou inclinação da superfície aflorante, como descritos por Prothero (1989).

No levantamento de um perfil devemos primeiramente observar toda a área aflorante identificando o basculamento das camadas e a presença de falhas. O basculamento irá definir o sentido de caminhamento do perfil, pois deve-se começar uma seção sempre da camada mais basal na direção de mergulho das camadas. É preciso ter cuidado quando houver repetição das camadas no empilhamento vertical. A análise de imagens de satélite e de fotografias aéreas (anteriormente citadas) auxiliam o controle de tais estruturas. A negligência dessas estruturas pode causar a

prática da chamada pseudo-estratigrafia (INGERSOLL, 1996), como se observa na figura 14.

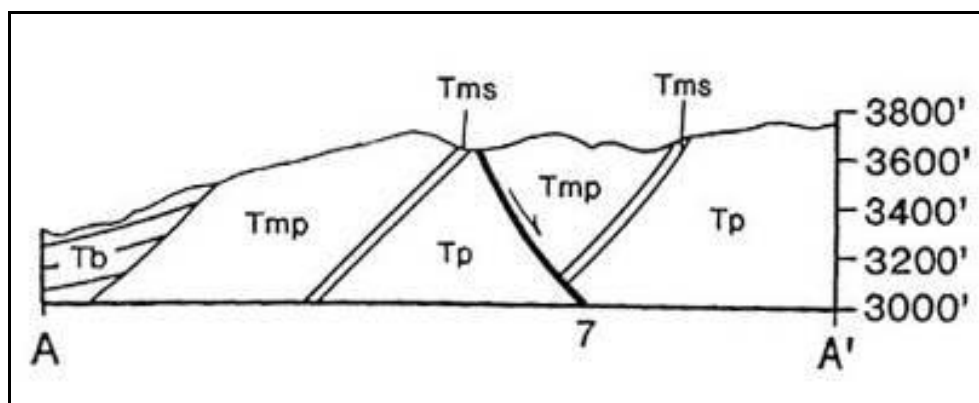


Figura 14. Repetição de camadas causada por falha normal que, quando não observada gera a prática da chamada pseudo-estratigrafia. (Extraído de INGERSOLL *et al.*, 1996).

Para a elaboração dos perfis colunares, as descrições de litofácies foram de grande importância, definindo, quando em conjuntos, as principais associações de fácies, as quais são características de um determinado ambiente deposicional (MIALL, 1999). Com a utilização de atributos como: granulometria, composição e seleção dos grãos, presença de estruturas sedimentares, direções de paleocorrentes e presença de conteúdo fóssilífero são de extrema importância para se ter uma descrição litológica completa. Todos esses atributos são importantes para a distinção e interpretação das litofácies que são utilizadas nas interpretações do presente trabalho podendo indicar, em conjunto, as associações de fácies, padrões de empilhamento, ciclos de parassequências, etc. Nas figuras abaixo (figuras 15 e 16) exemplos de perfis colunar mostrando a base de descrição que foi utilizada no campo com a presença dos atributos citados acima e a distribuição de cada na coluna; e a outra um exemplo da descrição de um perfil colunar.

PERFIL COLUNAR		SEÇÃO/UNIDADE	
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS M Maciço Lam. Plano Paralela Lam. Cruz. Cavalgante Lam. Ondulada Lam. Ondulada Truncada Estr. Cruz. Tangencial Estr. Cruz. Acanalada Ripples Estr. Cruz. Bxo. Ângulo Estr. Cruzada Planar Fluidização Lam. Convoluta Estrutura em Chama Escorregamento Estrutura de Carga		ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS Estratos cruzados compostos por marcas ond. eólicas Estruturas de adesão Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos Estratificação cruzada de baixo-ângulo Estratificação horizontal	
		FÓSSEIS Bioturbação Conchas Fósseis Restos Vegetais Marca de raiz	Coord. UTM E: N: Data: Escala:
		Cód. Fácies Fotos Amostras	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
Paleocorrente Estruturas			
BI Sx Gr G M F Mf S Ag Areia			
			Página /

Figura 15. Modelo utilizado no levantamento de perfis colunares, onde é realizada a descrição de litofácies em espaço reservado.

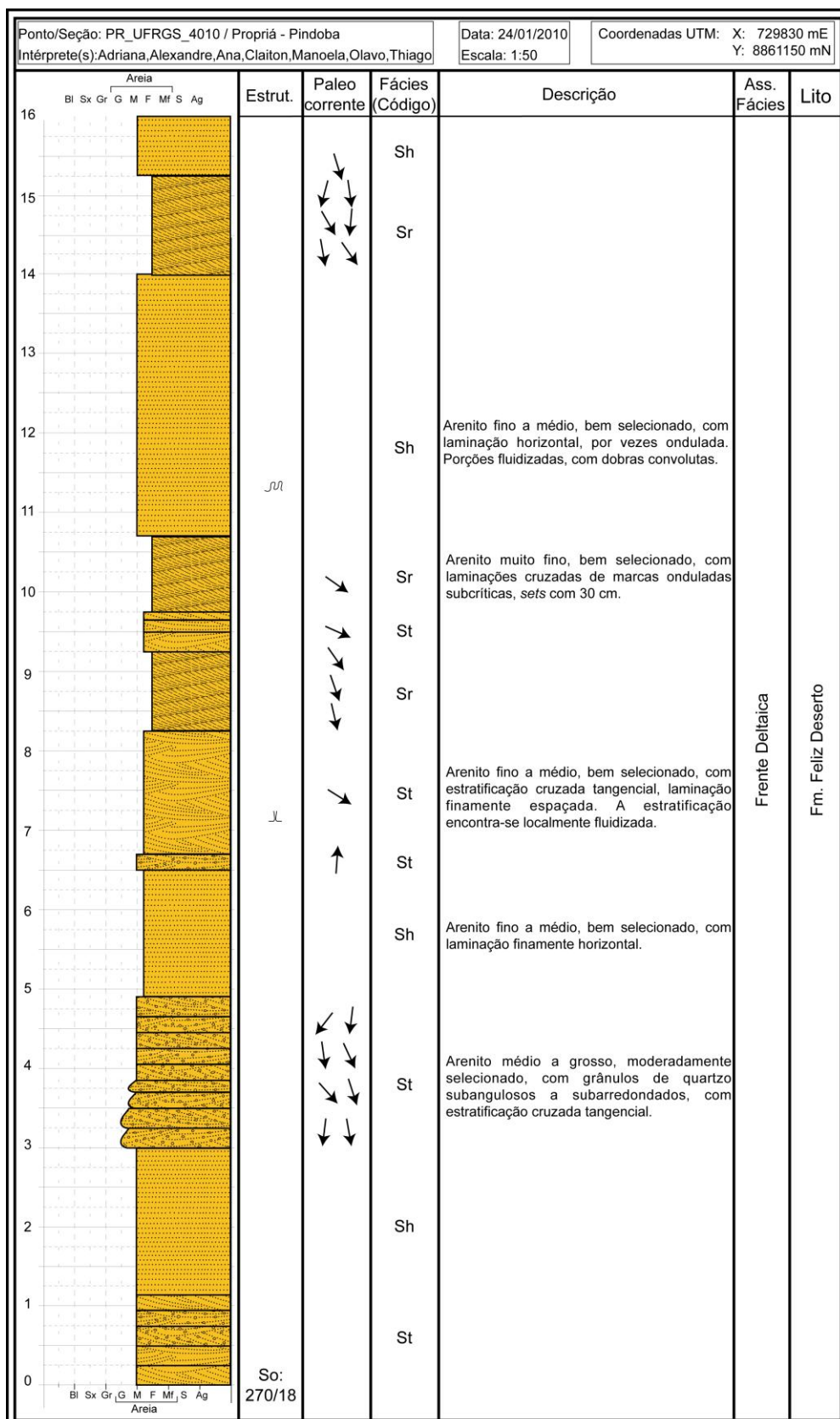


Figura 16. Exemplo da descrição de um perfil colunar, onde são representadas as litofácies, associações de fácies, estruturas sedimentares, paleocorrente e descrição geral do afloramento.

Depois de levantadas e empilhadas de acordo com as associações de fácies, representa-se toda a unidade estudada por meio de uma seção colunar composta onde são mostrados, em ordem cronológica, as sucessões de fácies da Fm. Serraria e da Fm. Feliz Deserto. Pode ser representado a partir do empilhamento estratigráfico dos afloramentos descritos, e também é possível construir seções colunares compostas que permitem a individualização do pacote sedimentar em diferentes intervalos estratigráficos. Cada um destes intervalos apresenta associações de fácies e padrões de empilhamento distintos.

Tabela 1. Tabela de fácies utilizada pelo projeto temático (Modificado de MIALL, 1996).

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Gmm	Conglomerado matriz-suportado	Maciço	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmc	Conglomerado matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudo-plástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gcm	Conglomerado clasto-suportado	Maciço	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gcg	Conglomerado clasto-suportado	Gradação normal	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gh	Conglomerado clasto-suportado	Acamamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Conglomerado estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas, gradação normal	Migração de barras conglomeráticas transversais de crista curva
Sh	Arenito fino a muito grosso (podendo ser conglomerático)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
Sl	Arenito fino a muito grosso (podendo ser conglomerático)	Laminação de baixo ângulo (<15%)	Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas (regime de fluxo transicional)
Ssg	Arenito fino a média	Estratificação cruzada sigmoidal	Dunas transicionais (regime de fluxo transicional)
St	Arenito fino a muito grosso (podendo ser conglomerático)	Estratificações cruzadas acanaladas	Migração de dunas subaquosas 3D, cristas sinuosas ou linguóides (regime de fluxo inferior)

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Sp	Arenito fino a muito grosso, conglomerático	Estratificação cruzada planar ou tabular	Formas de leito transversas, crista reta, migração de dunas subaquosas 2D.
Sm	Arenito fino a muito grosso	Maciça ou laminação indistinta	Fluxos hiper-concentrados, fluidizações, perda de estruturas pelo intemperismo
Ss	Arenito fino a muito grosso, conglomerático	Sobre amplas e suaves depressões, geralmente sem estrutura	Preenchimento de suaves depressões
Sr	Arenito muito fino a grosso	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional subaquoso (regime de fluxo inferior)
Sf	Arenito fino a grosso	Feições de fluidização evidentes	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos, com estruturas deformativas
Sw	Arenito muito fino a médio	Ondulações de grande comprimento de onda	Marcas de ondas no substrato plataformal (fluxo oscilatório)
Sh(e)	Arenito fino a grosso, bimodal	Laminação horizontal gerada pela migração de marcas onduladas eólicas, gradação inversa na lâmina, marcas onduladas eólicas	Migração subaérea de marcas onduladas eólicas em leitos planos (lençóis de arenito eólicos)
Sl(e)	Arenito fino a grosso, bimodal	Estratificação cruzada de baixo ângulo composta por laminação gerada pela migração de marcas onduladas eólicas	Depósitos residuais de dunas eólicas (dunas fortemente truncadas), Lençóis de arenito eólicos com dunas atenuadas
St(e)	Arenito fino a grosso, bimodal, estratificado	Estratificação cruzada acanalada composta por laminação gerada pela migração de marcas onduladas eólicas, pode conter nos <i>foresets</i> cunhas de arenitos maciços	Depósitos residuais de dunas eólicas, as cunhas de arenitos representam depósitos de fluxos de grãos, gerados em dunas com face frontal bem desenvolvida

Código	Fácies	Estrutura	Interpretação
Sa(e)	Arenitos finos a muito finos, pode conter intercalações de pelitos	Estruturas de adesão eólica, como domos, laminação crenulada/contorcida	Depósitos de interdunas úmidas ou lençóis de areia úmidos, onde a areia fina carregada pelo vento adere ao substrato úmido
Fr	Siltito ou arenito muito fino	laminações cruzadas de marcas onduladas de corrente	Correntes trativas subaquosas de muito baixa energia
Fw	Siltito, arenito fino	Marcas onduladas simétricas, marcas onduladas truncadas	Fracas a moderadas correntes trativas oscilatórias, ação de ondas
Fl	Arenito muito fino, siltito ou lama	Laminações horizontais	Depósitos por decantação
Fm	Pelito	Maciço, podem conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes
Ht	Arenitos e pelitos intercalados	Laminação horizontal, laminações de marcas onduladas nos arenitos	Alternância entre fluxos trativos e decantação
P	Paleossolo carbonático (caliches). Pode conter concreções silicosas	Acamamento horizontal, nódulos, concreções	Precipitação química. Exposição prolongada por longo período de tempo sob clima semi-árido a árido

5.2.2. Elaboração de Fotomosaicos

Fotomosaicos são um conjunto de fotografias formando uma imagem de grande dimensão, resultado da combinação de uma série de fotos tiradas sequencialmente ao longo de um afloramento.

A câmera digital é a ferramenta com que se adquirem essas fotos, que devem ser feitas ao longo da extensão lateral do afloramento, com recobrimento de aproximadamente 30% da imagem antecedente diminuindo as chances de ocorrer distorção na imagem formada. É extremamente importante que as fotos estejam, também, todas alinhadas horizontalmente ao longo do perfil mantendo-se sempre o mesmo *zoom* e distância da área do afloramento. Se o plano focal estiver oblíquo ao

afloramento, parte do afloramento aparecerá relativamente menor, esse tipo de distorção chama-se distorção em perspectiva (figura 17a). Uma maneira rápida e simples de solucionar este problema é posicionar a câmera entre o plano de foco e o afloramento numa distância maior, porém, nem sempre este distanciamento do alvo pode se tornar eficiente (figura 17b). Câmeras de mais alta qualidade (de máxima resolução) também são ferramentas que ajudam a melhorar a distorção nas imagens e as características sedimentares tornam-se mais claras para a interpretação futura.

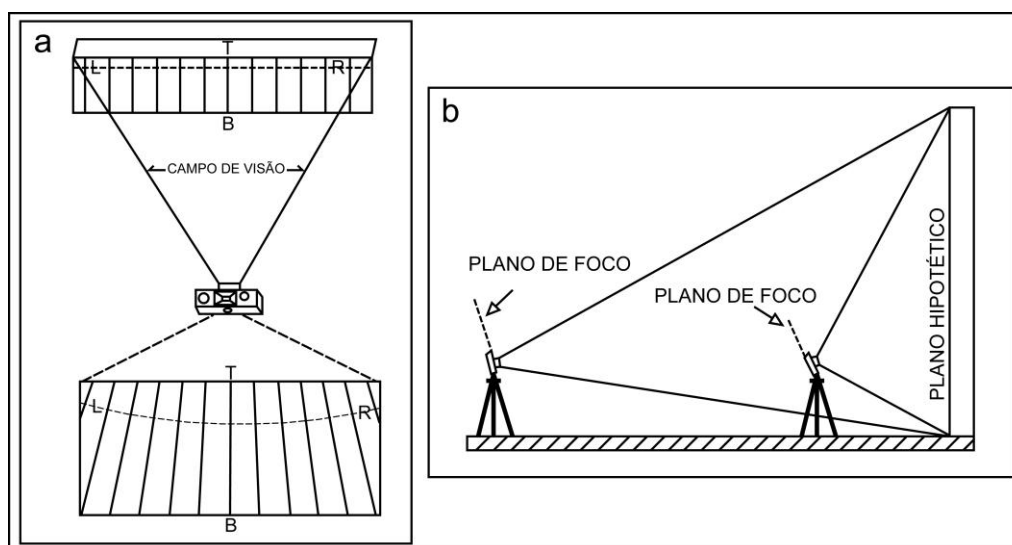


Figura 17. Diagrama esquemático mostrando a distorção causada nas imagens decorrente da distorção em perspectiva (figura 17a). Diagrama esquemático mostrando as posições das câmeras relativas a um plano hipotético (figura 17b). Figuras modificadas de (WIZEVICH, 1991).

Fotomosaicos são ótimas ferramentas para o entendimento das características geológicas expressas em afloramentos, registrando as variações laterais e distribuição das fácies e identificação de elementos arquiteturais, tais como: formas de leito, canais, barras de acreção frontal, barras de acreção lateral, etc.

Depois de obtida a imagem, utiliza-se o programa *Adobe Photoshop* para a junção das fotos. Apenas as porções centrais das imagens são utilizadas, porque as bordas das fotos podem se apresentar com distorções, com isso, deve-se cortar aproximadamente 20% do entorno de cada foto no momento da montagem do fotomosaico. Precisa-se apenas de dois pontos em comum entre uma fotografia e outra, estas são sobrepostas sequencialmente até que se tenha a imagem final de todo o afloramento (figura 18).



Figura 18. Exemplo de um fotomosaico, onde posteriormente é feita a descrição de estruturas.

5.2.3. Análise de Paleocorrentes

Esta técnica visa a identificação do sentido de transporte de sedimentos e informações quanto à direção do fluxo que gera estruturas sedimentares como, por exemplo, marcas onduladas, canais, seixos imbricados, etc.

As medidas de paleocorrentes devem ser adquiridas com cuidado e de forma sistemática, coletada de forma o mais correta possível, constando a localização e posição dentro do perfil colunar (fácies correspondente), o tipo de estrutura na qual foi efetuada a medida e indicar direção e mergulho do plano da estrutura.

A aquisição desses dados traz importantes informações que auxiliam na identificação dos diferentes sistemas deposicionais, nas reconstruções de paleofluxos locais ou regionais, mudanças paleogeográficas, proveniência dos sedimentos e localização dos depocentros da bacia.

5.3. Metodologia Pós-Campo

A etapa pós-campo consiste na integração e na interpretação dos dados adquiridos no campo com a correção e tratamento estatístico de dados de paleocorrente, correlação e interpretação dos dados e análise estratigráfica.

5.3.1. Correção e Tratamento Estatístico de Paleocorrentes

5.3.1.1. Correção de Paleocorrentes

De acordo com Tucker (1982), quando rochas estão inclinadas por processos tectônicos, é preciso restaurar direções medidas em estruturas sedimentares para suas orientações anteriores ao basculamento (figura 19). Para estruturas planares, como é o caso das paleocorrentes medidas em *foresets* de estratificações cruzadas, basculamentos maiores do que 5° necessitam serem feitas as devidas correções.

Quando se tem conhecimento das direções e mergulhos das estruturas onde foram medidas as paleocorrentes, e a atitude do basculamento das camadas onde estas paleocorrentes estão inseridas, que se pode efetuar a correção. E para corrigi-las para suas direções originais, é preciso plotar e manipular os dados em um estereograma.

Uma vez organizados os dados, plota-se no estereograma o pólo do plano de inclinação da camada e os pólos de todas as paleocorrentes medidas nesta seção. O segundo passo consiste em rotacionar os pontos plotados até que o pólo do plano da camada atinja o grande círculo da projeção. A seguir, esse pólo deve ser movimentado ao longo do grande círculo até que seu mergulho seja zero (centro da projeção). Do mesmo modo, os pólos das paleocorrentes devem ser movimentados, respeitando a mesma distância angular usada no pólo de inclinação da camada, ao longo do pequeno círculo sobre o qual estão localizadas. Finalmente retorna-se a projeção para a posição inicial, e anotam-se as novas posições azimutais das paleocorrentes. Essas novas medidas representam os pólos dos *foresets* das estratificações cruzadas no momento de deposição. Esses pólos são transformados novamente em planos que são utilizados como indicadores de paleocorrente. Neste trabalho a correção das paleocorrentes foi efetuada no programa *Stereowin* que automaticamente realiza todos os passos descritos acima.

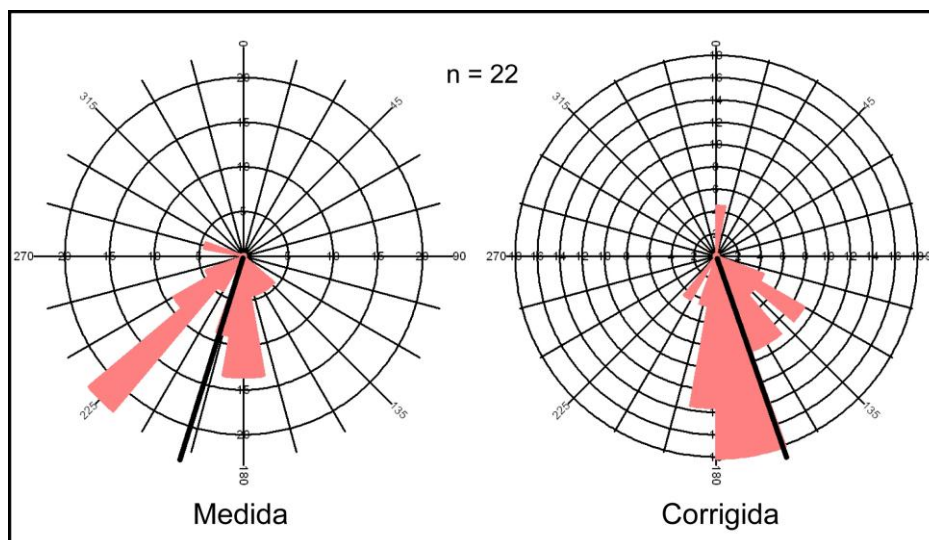


Figura 19. Diagramas de Rosetas representando a direção das paleocorrentes medidas e corrigidas, num total de 22 medidas do ponto 4010.

5.3.2. Tratamento Estatístico de Paleocorrentes

Segundo Miall (1999), existem diversos procedimentos estatísticos de exposição e redução de dados, disponíveis para trabalhos com paleocorrente. Para o tratamento e representação estatística dos indicadores de paleocorrentes, serão utilizadas técnicas simples e que permitem fácil visualização das medidas que são, respectivamente, estereogramas e diagramas de rosetas. Para tanto, foi utilizado o programa *RockWorks* para a confecção dos diagramas de rosetas.

Primeiramente é necessário organizar os dados para facilitar as futuras interpretações. O diagrama de roseta nada mais é do que um histograma convertido a uma distribuição circular. A circunferência pode ser dividida em segmentos de 10, 20, 30, 40 ou 45°, e as pétalas da rosa são desenhadas com os raios dos segmentos proporcionais ao número de medidas ou ao percentual do total de medidas (MIALL, 1999), como pode ser observado na figura 20.

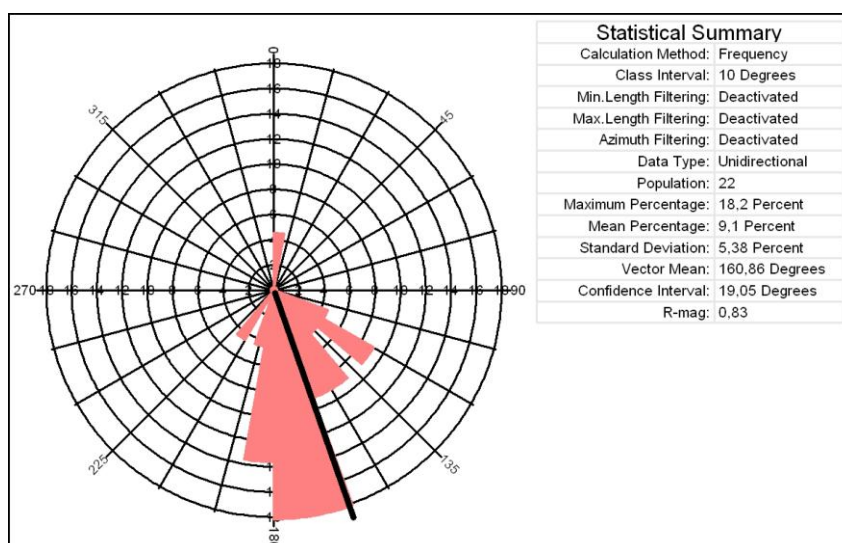


Figura 20. Diagrama de roseta de depósitos deltaicos da Fm. Feliz Deserto, com tabela mostrando informações estatísticas referentes às medidas coletadas no ponto 4010, como o número de medidas (*population*) e direção angular do vetor médio (*vector mean*), dentre outras.

5.3.3. Integração e Interpretação dos dados

Todos os dados, depois de devidamente coletados e organizados, darão suporte à integração das diferentes técnicas no intuito de refinar a interpretação, e com isso, auxiliará na construção de mapas de evolução paleogeográfica, bem como compreender o cenário estrutural e dos ambientes sedimentares das formações em estudo. Os fotomosaicos e perfis colunares contribuíram na correlação de todos os dados, sendo possível com a representação de desenhos esquemáticos das estruturas e o posicionamento dos diagramas de rosetas nos intervalos de interesse.

6. MODELOS EVOLUTIVOS DE BACIAS RIFTE

Antes de iniciarmos com a discussão sobre os modelos evolutivos atuais de bacias rifte, precisamos entender o significado de rifte. Bacias rifte são alongadas depressões da crosta terrestre delimitada por um ou ambos os lados do embasamento envolvido por falhas normais. Estas características extensionais se estendem por centenas de quilômetros de comprimento, dezenas de quilômetros de largura e centenas de quilômetros de profundidade (WITHJACK, 2002). Segundo Chagas (1996), os riftes são um conjunto de meio-grábens (inclusive os juvenis ou incipientes), conectados ou não, limitados por falhas e/ou por rampas de transferências. Esses elementos foram criados a partir de deformações rúpteis na litosfera continental estirada. Em bacias rifte, o principal fator controlador do nível de base não é a variação do nível do mar, mas a tectônica, que em um regime distensivo gera falhamentos normais sintéticos e antitéticos, predominantemente; este sistema de falhamentos está diretamente associado com basculamento de blocos, gerando um sistema de sub-bacias, os chamados *half-grabens* ou meio-grábens (KÜCHLE, 2004). Segundo Küchle (2004), o meio-gráben assimétrico é a unidade estrutural básica de uma bacia rifte em escala local, compartimentado classicamente em *footwall* (bloco situado acima do plano de falha), e *hangingwall* (bloco situado abaixo do plano de falha), conforme a figura 21.

O conhecimento acerca de riftes continentais tem aumentado ao longo dos anos, com base em trabalhos de campo e interpretações sísmicas. Trabalhos como de Rosendahl *et al.* (1986) nos riftes do leste africano, no lago Tanganyika, por exemplo, são de grande importância para entendermos as principais características dos meio-grábens. Os modelos de formação de bacias rifte de McKenzie (1978) e de Bosence (1998), mostram os modelos de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Até os modelos evolutivos de Prosser (1993) e Gawthorpe & Leeder (2000) enfocando, principalmente, no estudo dos padrões dos refletores, bem como a

integração das respostas dos ambientes sedimentares aos pulsos tectônicos e atividade das falhas. Serão abaixo apresentados alguns exemplos desses modelos, apresentando apenas os tópicos mais relevantes de cada estudo.

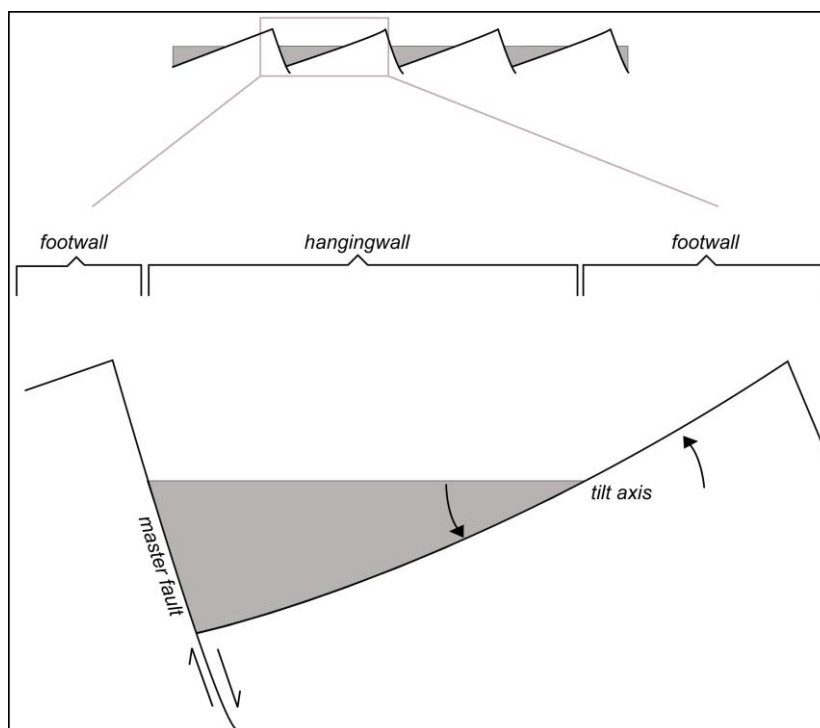


Figura 21. Modelo idealizado do sistema de meio-gráben com seus principais elementos e zonas. (Extraído de KÜCHLE, 2004).

6.1. Evolução tectono-estratigráfica segundo Bosence (1998).

Bosence (1998) em sua discussão sobre preenchimento de bacias do tipo rifte, classifica os estratos com base em características estruturais e sedimentológicas, de forma bastante simples. Propôs, então, três estágios tectono-sedimentares: pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte (figura 22).

Os estratos pré-rifte caracterizam os depósitos abaixo da discordância Sin-Rifte (DSR). Esta discordância pode ser uma superfície erosiva de escala local e/ou regional, como também uma discordância angular causada pela rotação de blocos.

Os estratos sin-rifte compreendem os sedimentos depositados durante a subsidência mecânica geradas por ativa extensão. A discordância Pós-Rifte (DPR) marca o final da atividade mecânica da bacia, bem como o início da fase de subsidência termal da bacia.

Os estratos pós-rifte são depositados acima da (DPR) durante o estágio de subsidência termal da bacia. Esta fase é marcada por espessas sequências onlapantes que preenchem ainda os estratos remanescentes da fase sin-rifte.

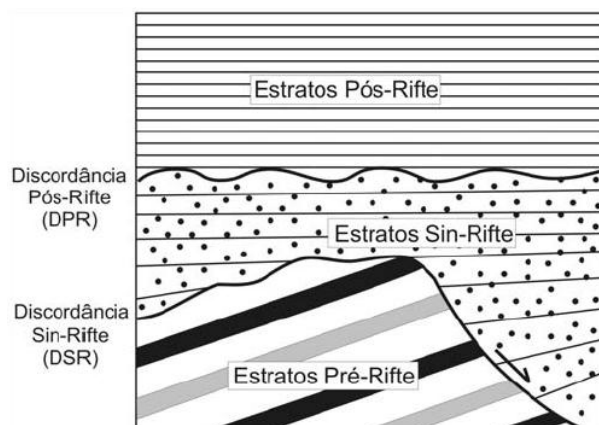


Figura 22. Terminologia utilizada para classificação de estratos e suas discordâncias em uma bacia rifte. (Extraído de BOSENCE, 1998).

6.1.1. Controles da estratigrafia de bacias rifte

Segundo Bosence (1998), há um grande número de controles independentes e interdependentes na estratigrafia de bacias rifte, e geralmente tendem aos três principais, que são (i) a tectônica, (ii) o clima e (iii) os processos magmáticos (figura 23). Esses controles podem ser tanto restritos para as diferentes fases de evolução da bacia rifte, ou ser mais presente afetando todas as fases. Podem ainda controlar diretamente ou indiretamente as taxas de criação e destruição de espaço de acomodação e as taxas de aporte sedimentar, controlando assim os padrões de empilhamento e o desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais.



Figura 23. Fatores controladores da estratigrafia em bacias rifte. (Modificado de BOSENCE, 1998).

6.1.2. Modelos tectono-sedimentares

O estágio inicial do sin-rifte é caracterizado por uma complexa topografia que se desenvolve em resposta à propagação de falhas extensionais, que controla os padrões de acumulação de sedimentos, o desenvolvimento de padrões de drenagens e de muitos processos erosivos e sedimentológicos. Há soerguimento e erosão do *footwall*, tornando-se áreas fontes para a sedimentação, enquanto que nas sub-bacias do *hangingwall* ainda continuam a receber aporte (figura 24). As bacias de drenagem, portanto, tem uma relação complexa com a mudança em relação às antecedentes. Podem ser advindas dos altos do *footwall*, da margem flexural e axialmente, e eventualmente podem ignorar e cortar pequenas falhas de transferência ou zonas de acomodação e se depositar. No entanto, quando há um rápido extensionamento da bacia, a tendência é que a taxa de subsidência supere a de aporte sedimentar. Mais tarde a topografia será reduzida pela erosão nos altos e nas depressões.

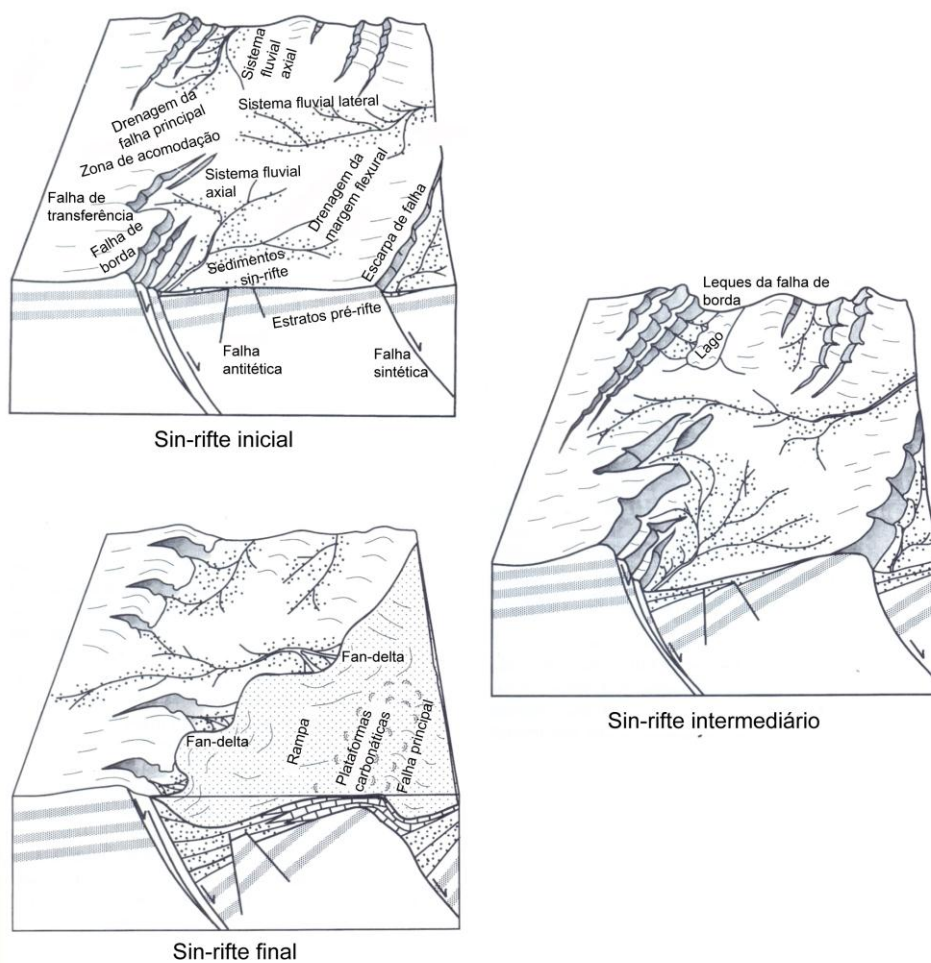


Figura 24. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte. (Modificado de BOSENCE, 1998).

6.2. Evolução tectono-estratigráfica segundo Prosser (1993).

Prosser (1993) apresenta uma classificação estratigráfica utilizando o termo “trato de sistemas tectônicos” para bacias rifte, onde o tectonismo é o fator controlador mais importante. Estes tratos tectônicos são embasados em padrões de refletores sísmicos, das fácies sísmicas, dos sistemas deposicionais, dos eventos tectônicos, de dados de poços ou campo. São ainda individualizados quatro estágios de evolução de bacias rifte (S2 a S5), cada qual com seu próprio trato de sistemas tectônico idealizado. A fase S1 (pré-rifte) não possui nenhuma relação com o desenvolvimento da bacia.

6.2.1. Início de Rifte (S2)

O primeiro incremento no movimento da falha causa uma depressão na superfície da crosta e exposição subaérea com suficiente suprimento para manter sistemas fluviais perenes. As bacias ainda são rasas e isoladas (pequena área de deposição) cujas áreas fontes adjacentes são de rochas consolidadas e competentes. Nesta fase o aporte sedimentar é igual a taxa de subsidência. Prosser (1993) sugere que durante o rifteamento ativo os altos locais (pouco expressivas cristas de *footwall*) não seriam importantes como áreas fontes para o preenchimento da bacia, e que os rios de áreas fonte mais distantes, com bacias de drenagem já estabelecidas e fluxo contínuo seriam redirecionados, entrando axialmente nas novas sub-bacias. Essas antigas áreas fonte forneceriam sedimentos relativamente mais maduros e finos para a bacia (figura 25A).

6.2.2. Clímax de Rifte (S3)

O clímax de rifte é a fase de maior taxa de deslocamento de falhas. Neste estágio, o aporte sedimentar é superado pela taxa de subsidência. Este trato de sistema representa um momento em que grande parte da bacia estava afogada, resultando em transgressão. Os altos dos blocos falhados eram caracterizados por ambientes subaéreos, enquanto que os baixos foram simultaneamente submersos. Este estágio pode ser individualizado em três fases, cada qual com seu trato de sistema.

O trato de sistema tectônico inicial de clímax de rifte é distinguido do trato de sistema tectônico de início de rifte por uma superfície de *downlap*. Nesta fase os sistemas de drenagens são imaturos, e são caracterizados por um golfo lacustre e marinho desenvolvidos na falha de borda. Os sedimentos depositados nesses corpos d'água são relativamente finos, comparados aos grossos advindos do *footwall* e também dos depósitos de leques aluviais ou deltas rasos do *hangingwall* (margem flexural). São caracterizados por regressões forçadas e por um baixo potencial de preservação dos depósitos.

O trato de sistema tectônico intermediário de clímax de rifte é caracterizado pela superfície basal ser transgressiva e marcar o afogamento dos depósitos

lobados do trato de sistema tectônico anterior. Há uma mudança do padrão de empilhamento na margem flexural para retrogradacional, com domínio da sedimentação fina e uma mudança na direção do transporte de sedimentos. A margem flexural possui um grande potencial de suprimento sedimentar enquanto que na margem falhada desenvolvem-se amplos leques subaquosos, fan-deltas e leques aluviais devido à expressiva escarpa falhada (figura 25B).

O trato de sistema tectônico final de clímax de rifte consiste à fase de submersão total dos ambientes sedimentares. Ocorre em grande parte sedimentação siliciclástica fina de depósitos hemipelágicos e turbidíticos distais, também, depósitos de talus junto à crista do *footwall* (falha principal).

6.2.3. Pós-rifte Inicial (S4) e Final (S5)

Esta fase marca o fim do tectonismo ativo e deslocamento nas falhas de borda, resultando no cessamento da subsidência diferencial através do plano da falha, e na diminuição da taxa de subsidência regional, embora ainda continue devido ao efeito termal de resfriamento da crosta. A taxa de sedimentação supera a taxa de subsidência nesta fase, resultando na progradação no *hangingwall* e agradação e progradação no *footwall* (figura 25C).

A fase final do Pós-rifte marca a resposta final de criação e preenchimento de uma bacia rifte, e a lenta e gradual peneplanação da topografia criada através das falhas. Variações eustáticas tendem a ser identificáveis em porções mais rasas da bacia, e flutuações no nível de base devido a estas variações eustáticas podem controlar a taxa sedimentar e os sistemas deposicionais.

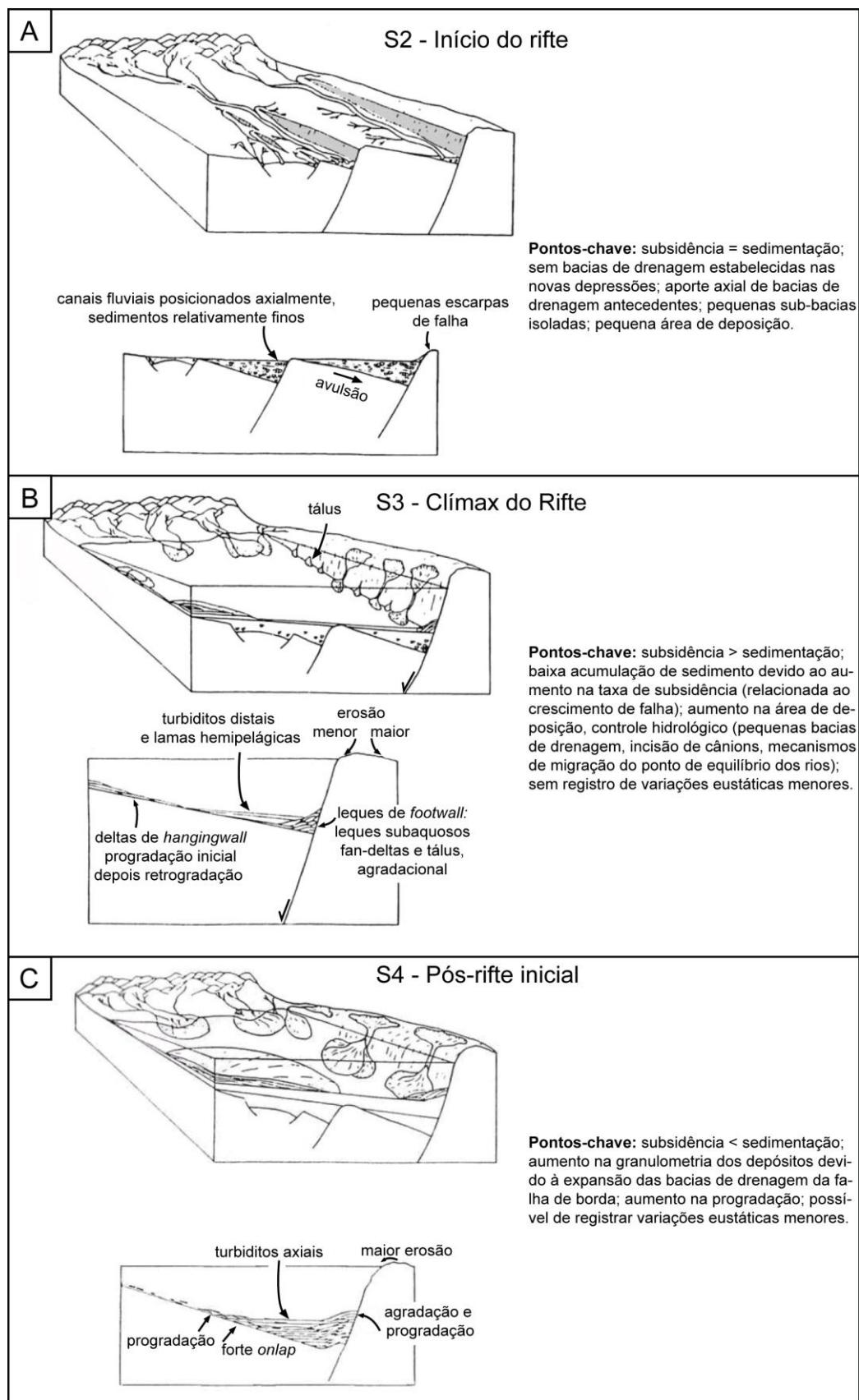


Figura 25. Modelo de evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte (Modificado de Prosser, 1993).

6.3. Evolução tectono-estratigráfica segundo Gawthorpe & Leeder (2000).

Gwathorpe & Leeder (2000) discutem que a arquitetura da bacia, depende de uma complexa interação entre a evolução tridimensional da ligação através da propagação de falhas; a evolução da drenagem e bacias de drenagem, e os efeitos das mudanças climáticas e dos níveis do mar ou lago. Utilizando-se da mesma premissa de Prosser (1993), dividiram em quatro estágios de evolução tectono-sedimentar com enfoque no arranjo de falhas normais. Estes descrevem a evolução de riftes continentais e marinhos separadamente, mas será abordado apenas os continentais, que podem ser divididos em: estágio de iniciação, estágio de interação e conexão de falhas, estágio de propagação da falha e estágio de abandono da falha.

6.3.1. Estágio de iniciação

Este estágio é caracterizado por um grande número de pequenos deslocamentos de segmentos de falhas normais. Apresenta uma baixa topografia influenciada por dobras e falhas. São representados por pequenas falhas e dobras de borda da bacia, estes depocentros interagem com as drenagens pré-existentes até que o tectonismo seja o fator dominante sobre o relevo. Lagos são comuns em meio-grábens isolados, que são o depocentro de sedimentos clásticos introduzidos pelas drenagens transversais. Os sistemas deposicionais nestas sub-bacias são fluvial (predominante), lacustre e eólico (figura 26).

6.3.2. Estágio de interação e conexão de falhas

Neste estágio a tensão influencia os segmentos de crescimento e de deformação no conjunto de falhas e começa a tornar-se localizadas em zonas de grandes falhas. Isso se deve aos continuados esforços distensivos que fazem com que as falhas comecem a se ligar lateralmente formando falhas principais, enquanto que outras acabam sendo abandonadas. A área de drenagem da bacia controla a descarga anual de água e sedimentos, e, portanto, a magnitude dos leques aluviais, dos fan-deltas e fans submarinos ao longo das margens dos grábens. Esta fase é

caracterizada por instalação de lagos isolados, controlados pela segmentação das falhas, juntos às falhas de borda, e as consequentes redes de drenagens advindas transversalmente (dominante) ao longo das escarpas do *footwall* e pela margem flexural (figura 26).

6.3.3. Estágio de propagação da falha

Este estágio é caracterizado quando a deformação é localizada ao longo das principais zonas de falha de borda que dão origem aos grandes e bem definidos meio-grábens e depocentros, ocorrendo, então, a maior taxa de deslocamento vertical. Rios axiais interagem com os leques transversais e drenagens já estabelecidas ao longo do meio-gráben e respondem a qualquer falha induzida por inclinação do assoalho. Neste estágio, a grande subsidência nas falhas conectadas reduz a topografia dos altos intra-baciais remanescentes das bacias anteriores, permitindo que as drenagens axiais fluam livremente ao longo do rifte. A concentração dos esforços causa aumento nas taxas de subsidência nas falhas ativas levando ao desenvolvimento de uma pronunciada topografia no bloco alto, invertendo as drenagens antecedentes no *footwall* (figura 27).

6.3.4. Estágio de abandono da falha

Durante este estágio ocorre o cessamento da atividade tectônica nas falhas principais, podendo causar soerguimento e incisão dos depósitos antecedentes. Pode haver um deslocamento dos rios axiais e, ainda, falhas podem se propagar para dentro do *hangingwall*, retrabalhando antigos leques (figura 27).

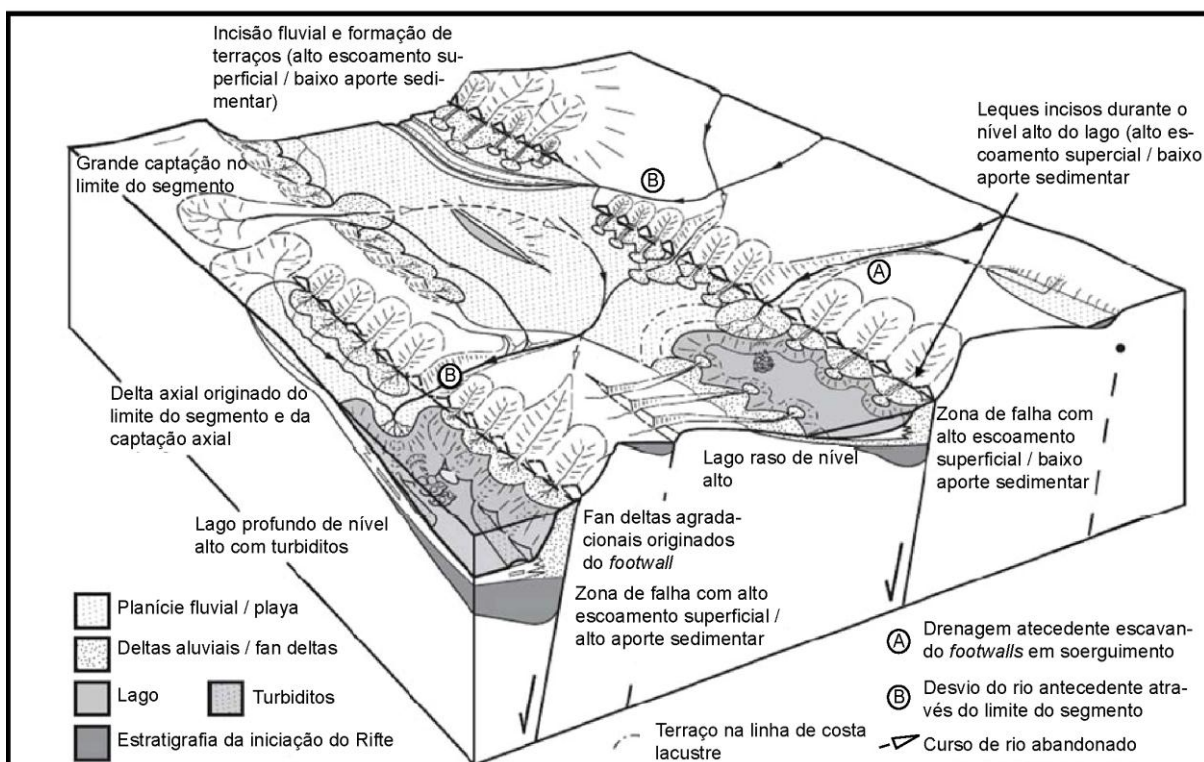
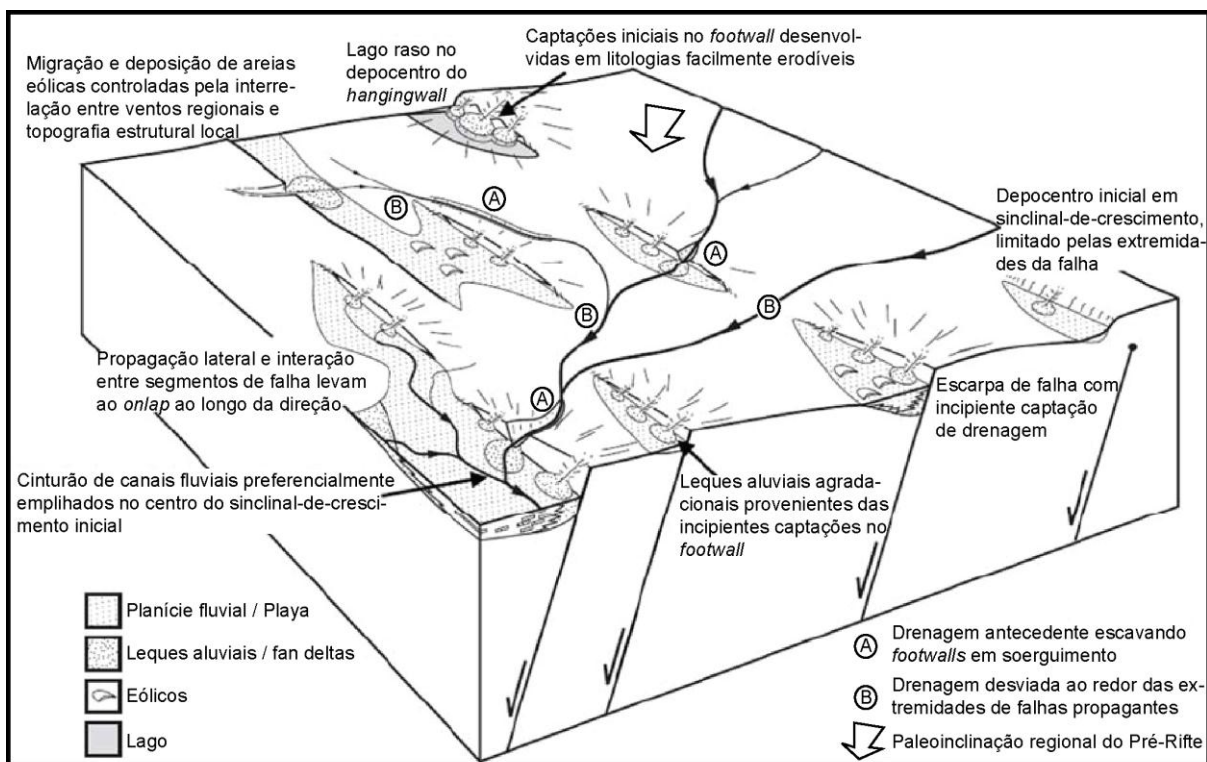


Figura 26. Modelo de evolução tectono-sedimentar de bacias riftes proposta por GAWTHORPE & LEEDER (2000). Mostrando os estágios de iniciação (acima) e de interação e conexão de falhas (abaixo).

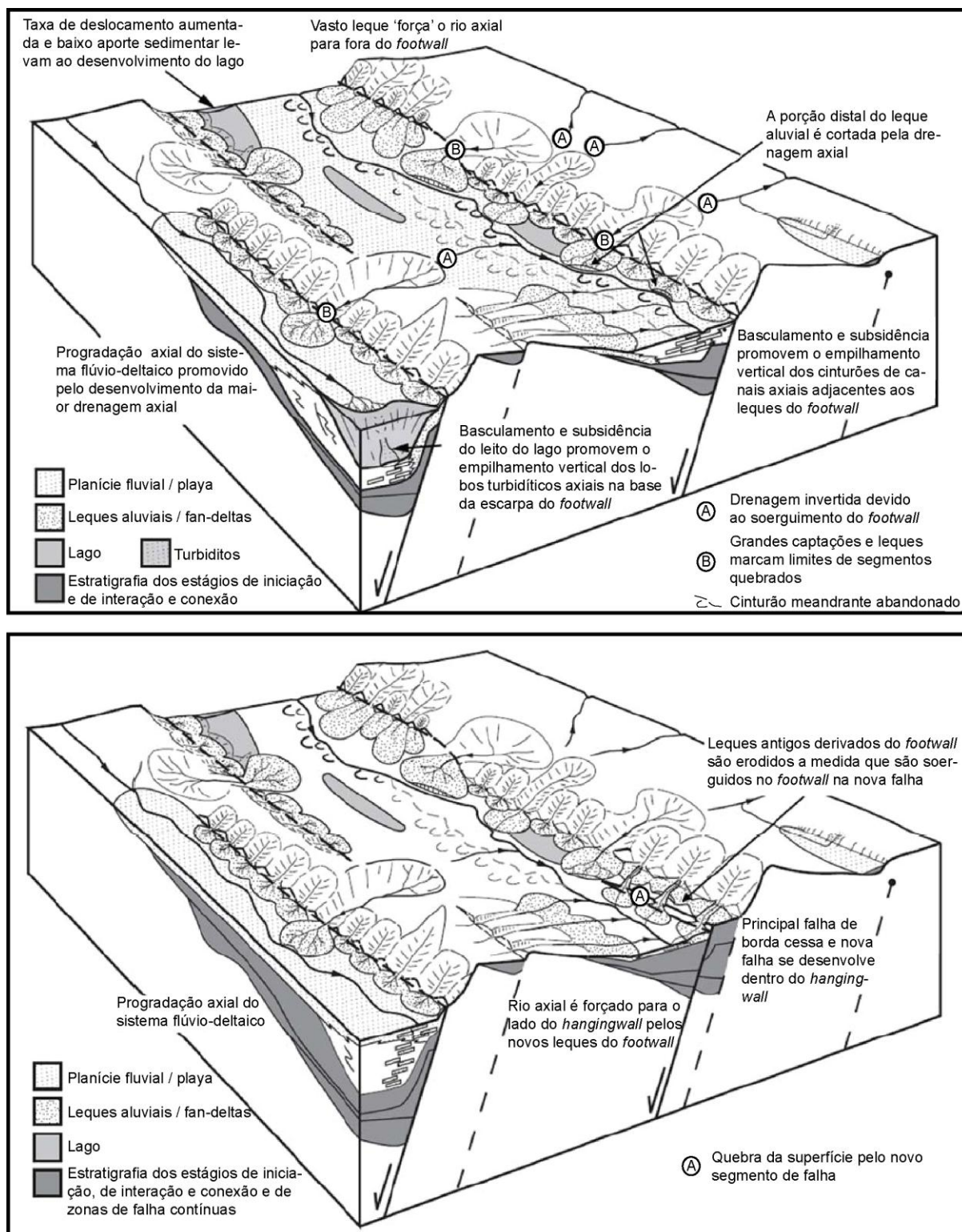


Figura 27. Modelo de evolução tectono-sedimentar de bacias riftite proposta por GAWTHORPE & LEEDER (2000). Mostrando os estágios de propagação de falha (acima) e de abandono da falha (abaixo).

6.4. Evolução tectono-estratigráfica segundo Morley (2002).

Segundo Morley (2002), recentes avanços vem sendo feitos no entendimento de como as falhas extensionais e o desenvolvimento de bacias, através da propagação e conexão de falhas, ocorrem: (i) antes da formação significativa da bacia; (ii) após falhas menores criando uma extensa área de subsidência; (iii) durante o desenvolvimento da bacia. O autor utilizou de dados e exemplos do leste africano, para incitar os itens (i) e (ii).

O autor revela que um dos desafios de teste dos modelos é tentar achar exemplos atuais que permitam o detalhamento da evolução das falhas, por exemplo, falhas bem expostas em afloramentos mostram diferentes estágios de desenvolvimento da falha, com ausência ou baixa exposição sin-tectônica de rochas sedimentares.

6.4.1. Início de crescimento das falhas

O desenvolvimento das falhas neste estágio provavelmente seja lento, e ocorrem predominantemente pequenas e numerosas falhas. Apenas no final desta fase, se desenvolvem as grandes falhas de borda (figura 29). As mudanças na geometria da falha estão acompanhados por uma acentuada aceleração da subsidência tectônica, ou seja, o crescimento das falhas de borda está acompanhado do crescimento de bacias sedimentares, produzindo um suposto padrão axial e *onlaps* na margem flexural, que estão identificados no registro sedimentar (figura 28.1). Neste modelo, é proposto que a ligação entre as falhas poderiam se propagar e se conectar com outras durante o desenvolvimento da bacia (figura 28.2). Morley (2002) propõe a evolução do início de rifte, baseado na propagação das falhas, onde inicialmente, desenvolve-se uma ampla bacia, com espessuras relativamente pequenas, caracterizadas por falhas de pequeno rejeito e sem apresentar grandes extensões laterais (figura 29a).

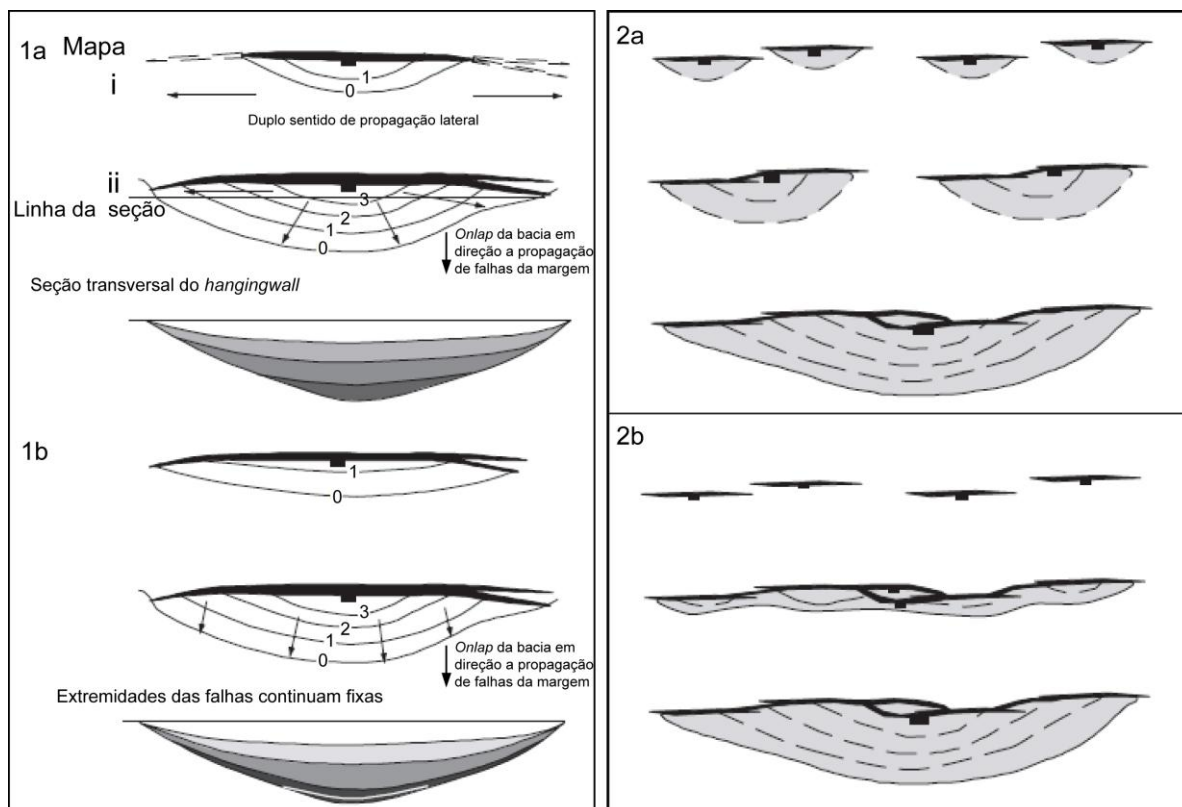


Figura 28. (1) Dois básicos modelos para propagação de falhas de borda e desenvolvimento de depocentro, (1a) desenvolvimento de bacia sedimentar, que ocorre principalmente após a propagação da falha de borda (MORLEY, 1999), estágio i = inicial, ii = final, 1-3 = contorno das estruturas (profundidade em km); (1b) desenvolvimento de bacia sedimentar durante a propagação de falhas de borda (Modificado de SCHLISCHE & ANDERS, 1996). (2) Ilustração esquemática de como os modelos básicos se desenvolvem, (2a) conexão de falhas progressivamente maiores ao longo de um período relativamente longo da história da bacia (SCHLISCHE & ANDERS, 1996); (2b) início da conexão de falhas menores para formar uma longa falha de borda. Através do desenvolvimento da falha há pouca propagação axial, e na bacia progressivos onlaps em direção a margem flexural. (Modificado de MORLEY, 2002).

6.4.2. Desenvolvimento e evolução de falhas de borda

Os dados sísmicos adquiridos da porção oriental da África mostram a predominância de uma falha de borda (figura 29b). O desenvolvimento da falha de borda inicia-se, com propagação das falhas, desenvolvendo o meio-gráben inicial com suas geometrias deposicionais características (figura 29b). O simples padrão de preenchimento da bacia, paralelo às falhas, mostram uma máxima espessura no centro, e um afinamento progressivo em direção as extremidades das falhas (figura 28). Um padrão comum de desenvolvimento de meio-grábens é dado por falhas

sintéticas associadas à falha de borda, tornando-se dominante. Muitas das falhas iniciais, particularmente as antitéticas, tornam-se secundárias, que deve ser resultado de redução de tensões que inibe seus desenvolvimentos, e a deformação (rúptil) acaba por se concentrar na falha de borda (figura 29b). Seguido por amplo desenvolvimento do meio-gráben, através da propagação efetiva e expansão na formação de um meio-gráben maior, onde é apontada a possibilidade de migração da falha de borda (figura 29c).

6.4.3. Estágio final de atividade das falhas

A atividade das falhas pode acabar abruptamente por causa de grandes eventos externos, como a inversão tectônica. Nas falhas de borda, que se extinguem gradualmente à medida que outras falhas em uma bacia se tornam ativas, o deslocamento parece tornar-se cada vez mais restrito a um segmento, quer no centro da falha ou em uma de suas extremidades. Comumente, as falhas mostram uma atividade restrita ao seu centro, enquanto que a seção do *hangingwall* as extremidades das falhas são erodidas. Em um cenário continental, a transição para a fase pós-rifte é diferente. A diminuição da atividade da falha tende a resultar em rápidos afogamentos (ambiente lacustre) e uma transição de folhelhos lacustre para progradantes depósitos flúvio-deltaicos (e.g., LAMBIASE & BOSWORTH, 1995). As falhas, em riftes continentais, são suscetíveis de ter qualquer espaço de acomodação preservado por muito tempo depois de cessar a sua atividade. Por causa da erosão do *footwall* e rápido preenchimento no *hangingwall*.

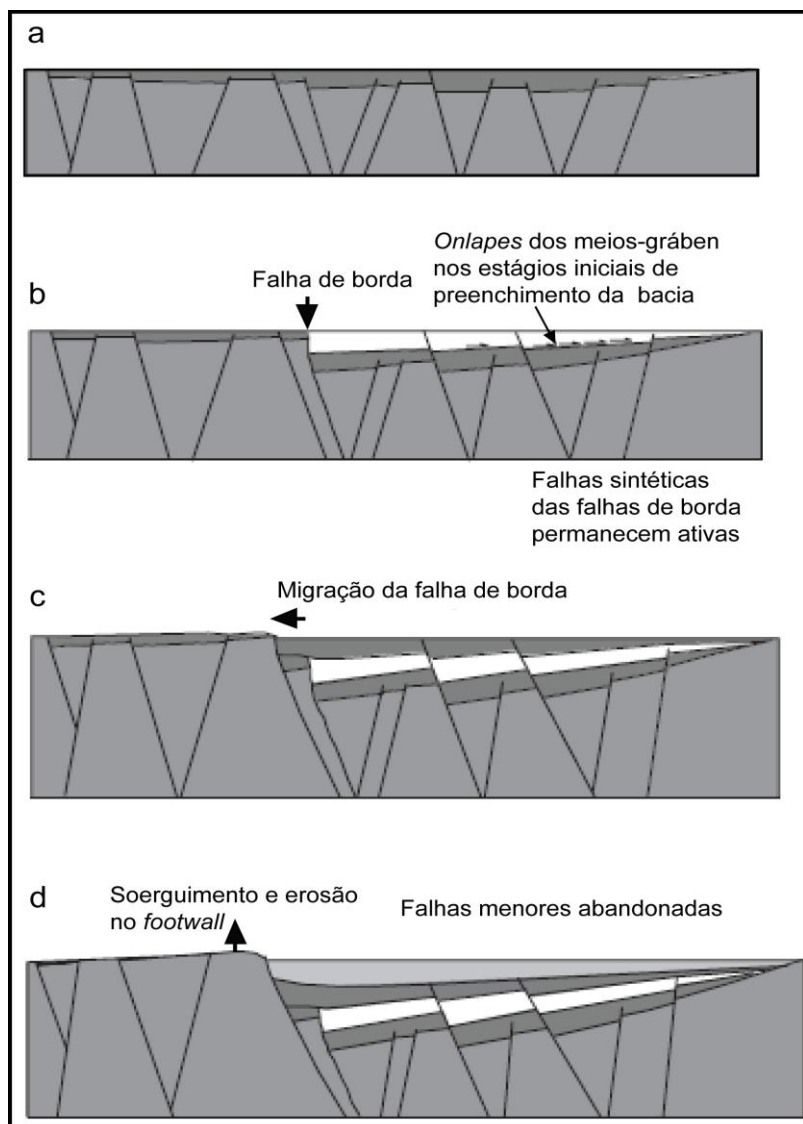


Figura 29. Seção esquemática ilustrando uma evolução idealizada de um meio-gráben, destacando as principais etapas estruturais comumente encontradas em riftes do leste africano. (a) a fase rifte inicial, depressão sinformal (por exemplo, *Usangu Flats*). (b) fase inicial do meio-gráben. (c) estágio de meio-gráben maturo. (d) estágio final de meio-gráben. (Modificado de MORLEY, 2002).

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Com base no estudo realizado na porção norte do estado de Sergipe, tendo como cidade sede a cidade de Propriá/SE, foi possível a descrição de 25 afloramentos e levantamento de perfis colunares correspondentes na escala de 1:100 ou 1:50, totalizando mais de 270 metros de seção, 329 medidas de paleocorrentes e construção de 1 fotomosaico. Obteve-se ainda, como resultados, a caracterização faciológica e estratigráfica do topo da Formação Serraria, e da Formação Feliz Deserto.

7.1. Análise Faciológica

As fácies descritas, no presente estudo, compreendem afloramentos estudados correspondentes as Formações Serraria e Feliz Deserto. Os afloramentos da Formação Serraria, localizam-se principalmente nas áreas-chave de Muribeca, Malhada dos Bois e Igreja Nova (figura 11), enquanto aqueles da Formação Feliz Deserto, estão posicionados nas regiões de Propriá e Pindoba e, subordinadamente na região de Malhada dos Bois (figura 11). As litofácies deste estudo estão agrupadas em três tipos: pelitos, arenitos (mais frequentes) e conglomerados. Estes grupos foram subdivididos em 7 fácies para os depósitos fluviais da Formação Serraria (Tabela 02) e em 14 fácies para os depósitos deltaicos da Formação Feliz Deserto (Tabela 03).

7.1.1. Formação Serraria

O foco deste estudo se concentra apenas no topo (Sequência II, *sensu* KÜCHLE *et al.*, 2010) da Formação Serraria. Segundo Mohriak *et al.* (1997), a Formação Serraria é separada da Formação Feliz Deserto por uma importante discordância (pré-Aratu), de idade neocomiana, que marca um incremento na taxa

de estiramento litosférico. Não foi possível identificar essa discordância em campo, devido a escassez de afloramento próximo ao contato das unidades. A Sequência II da Formação Serraria foi caracterizada por uma única associação de fácies denominada de Canais Fluviais Entrelaçados.

Tabela 2. Tabela de Fácies dos depósitos fluviais da Fm. Serraria.

Código	Fácies	Interpretação
Gcm	Conglomerado arenoso, clasto suportado, com grânulos e seixos de quartzo, por vezes feldspáticos, subangulosos a subarredondados variando de 0,2 a 5 cm, maciço.	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gcg	Conglomerado clasto suportado gradando para conglomerado arenoso, maciço com clastos angulosos a subarredondados de quartzo variando de 0,5 a 2 cm.	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gt	Conglomerado arenoso, variando de seixos a grânulos que grada para arenito médio a grosso apresentando-se até 2,5 cm e dispersos ao longo da estratificação, mal selecionado, com estratificação cruzada tangencial.	Migração de barras conglomeráticas transversais de crista curva
Sh	Arenito grosso a conglomerático, moderadamente a mal selecionado, subangulosos a subarredondados com grânulos e seixos (< 2 cm) dispersos nos planos da estratificação plano-paralela.	Formas de leito planas (regime de fluxo superior)
St	Arenito médio a conglomerático, amarelo alaranjado, esbranquiçado, arcoseano e quartzoso, mal selecionado (predominante), com grânulos e seixos de até 3 cm, subangulosos a subarredondados, na base das camadas ou dispersos ao longo dos planos de estratificação. Apresenta estratificação cruzada tangencial, disposta em sets de até 30 cm. As vezes com fluidizações incipientes.	Migração de dunas subaquosas 3D, cristas sinuosas ou linguóides (regime de fluxo inferior)
Sp	Arenito grosso a conglomerático, mal selecionado, grânulos e seixos de 0,5 a 1 cm, subangulosos e subarredondados, dispersos nos planos de estratificação. Estratificação cruzada planar de 10 a 20 cm de espessura. As lâminas apresentam gradação normal, gradando de seixo a arenito grosso, com espessura de 5 a 8 cm.	Formas de leito transversas, crista reta, migração de dunas subaquosas 2D
Sm	Arenito fino a conglomerático, alaranjado, moderadamente selecionado, porções mais grossas são mais frequentes na base, com os clastos de quartzo subarredondados a subangulosos, maciço.	Fluxos hiper-concentrados

7.1.1.1. Associação de Fácies de Canais Fluviais Entrelaçados

Descrição:

Esta associação de fácies é caracterizada por corpos arenosos amalgamados em lençol, de base erosiva, com espessuras variando de 1 a 5 m, e extensões laterais de até 100 m (extensão máxima dos afloramentos estudados). Internamente, os corpos arenosos formam ciclos de granodecrescência ascendente fracamente desenvolvidos, sendo constituídos na base por arenitos conglomeráticos, mal selecionados, que comumente apresentam grânulos e seixos que podem ocorrer dispersos, ao longo dos planos da estratificação cruzada tangencial (fácies St, figuras 30A, 30B e 30F) e planar (fácies Sp, figuras 30E), ou marcando a base dos sets. Por vezes ocorrem conglomerados arenosos a clasto-suportados, polimíticos, maciços (fácies Gcm, figura 30D), com estratificação cruzada tangencial (fácies Gt) ou com gradação normal (fácies Gcg). Em direção ao topo, gradam para arenitos médios a grossos, moderadamente a mal selecionados, mais comumente com estratificação cruzada tangencial (fácies St) e com estratificação plano-paralela (fácies Sh). São encontrados também, finalizando os ciclos, arenitos mais finos e maciços (fácies Sm) intercalados com as fácies St e Sh.

Por vezes observam-se estratos cruzados compostos (*compound cross-strata*, figuras 30C e 31), menor que 2 m, caracterizados por sets com estratificação tangencial separados por superfícies inclinadas (5 a 10°) a favor do fluxo. As paleocorrentes destes estratos mostram um sentido de fluxo médio para SSE.

Interpretação:

Os corpos arenosos com granodecrescência ascendente, mal selecionados, amalgamados, compostos por estruturas trativas unidirecionais, limitados por superfície planas, levemente côncavas para cima e erosivas (superfícies de 5º ordem de MIALL, 1996; figuras 30C e 31), podem ser interpretados como depósitos de canais fluviais (figuras 31, 32 e 33). Os estratos planares de grande porte (> 1m) representam barras entrelaçadas simples, com face de avalanche bem desenvolvida e os estratos cruzados compostos, por sua vez, representam barras entrelaçadas com dunas sobrepostas descendo a sua face frontal. A presença de barras entrelaçadas arenosas simples e compostas indica canais fluviais entrelaçados. O

sentido das paleocorrentes desta associação de fácies mostra um sentido de movimento para sudeste (figura 34).

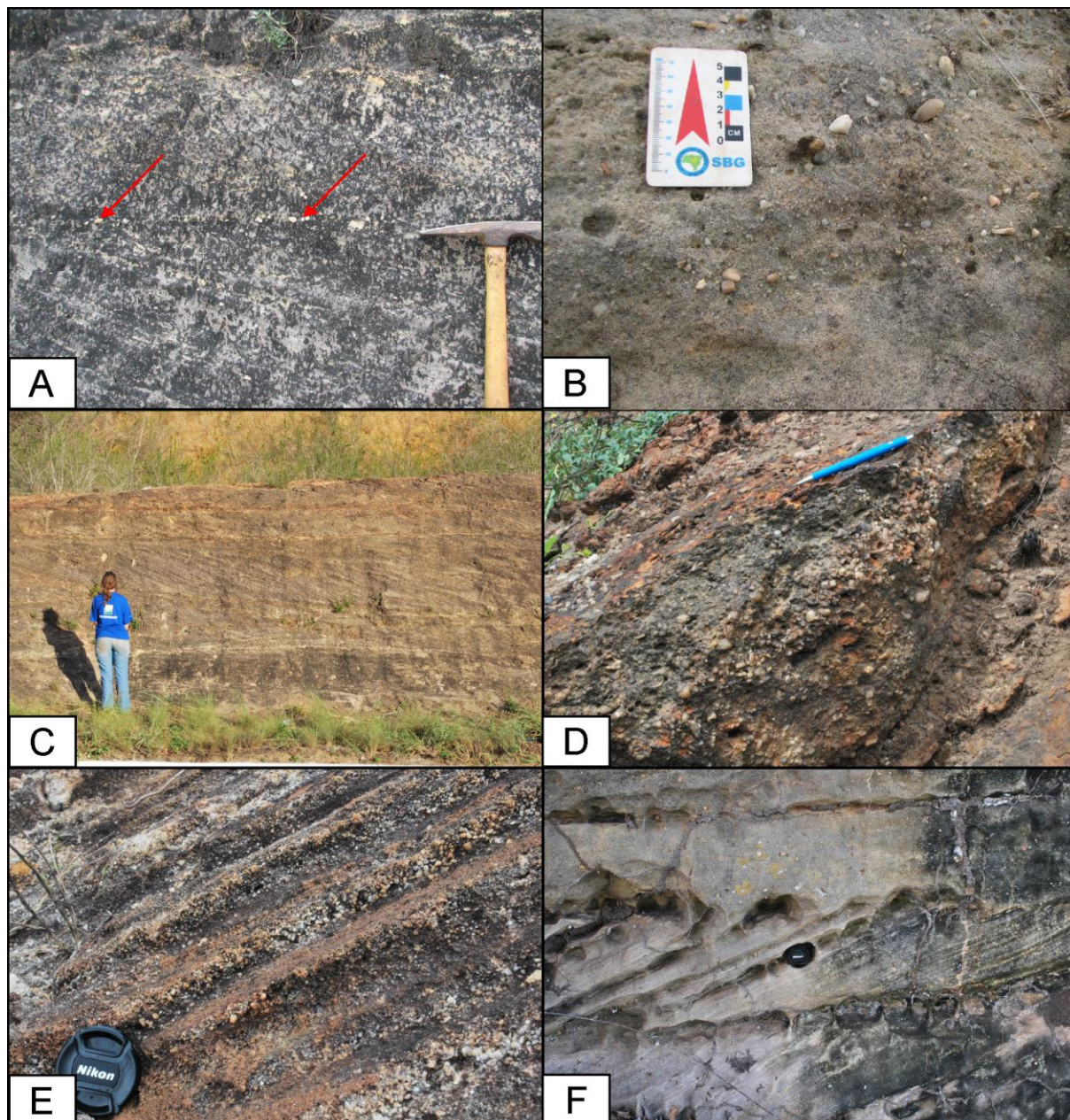


Figura 30. Detalhes das principais estruturas. (A) Arenitos com estratificação cruzada tangencial (fácies St), apresentando gradação normal com grânulos e seixos na base dos sets e nos planos dos estratos cruzados. (B) Níveis de grânulos e seixos na base dos sets. (C) Estratificação cruzada de grande porte. (D) Conglomerado arenoso, maciço. (E) Conglomerados arenosos com laminação interna aos estratos cruzados, com gradação normal. (F) Sets de estratificação cruzada tangencial.

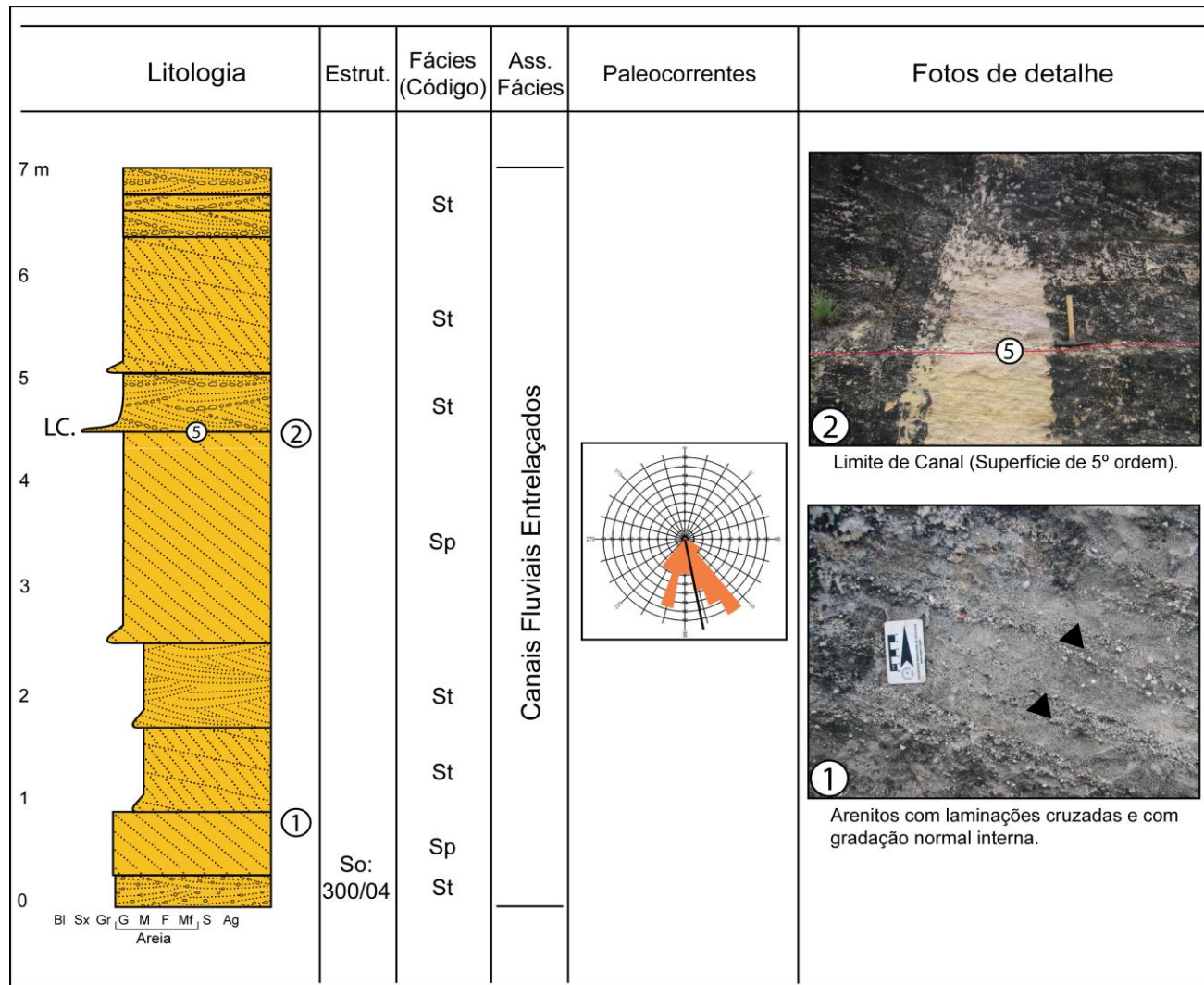


Figura 31. Perfil colunar do ponto 4025 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.

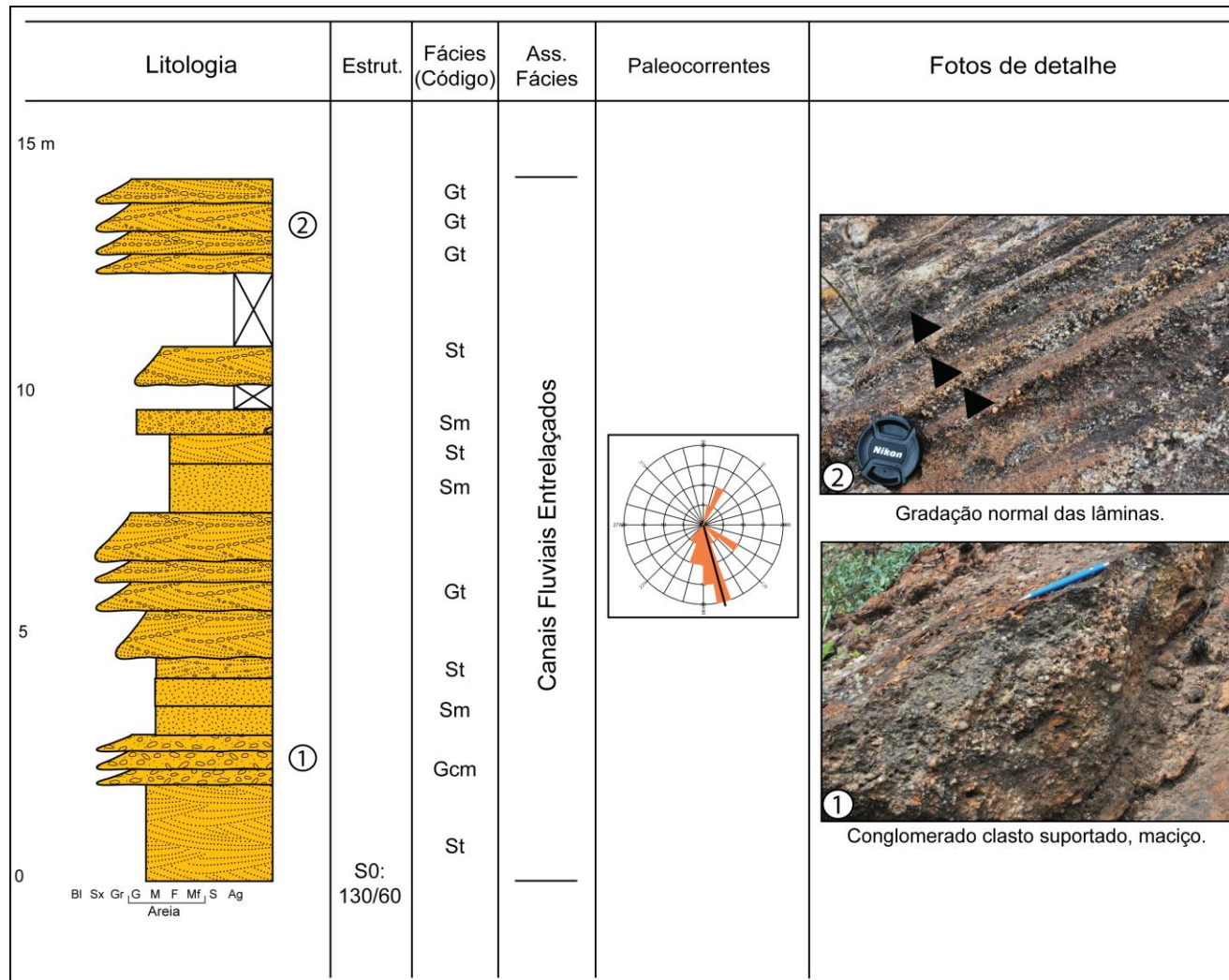


Figura 32. Perfil colunar do ponto 4003 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.

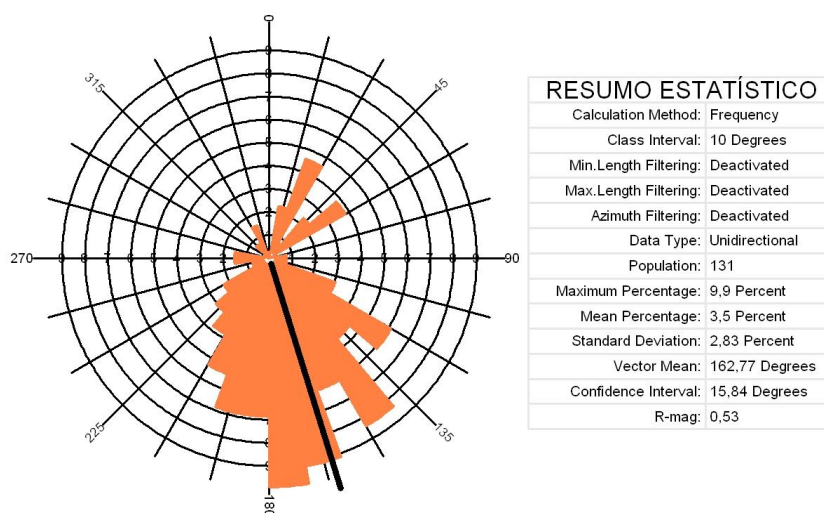


Figura 34. Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de canais fluviais entrelaçados. Indica um vetor médio para SSE.

7.1.1.2. Sistema Depositional

A associação de fácies que compõem este intervalo é interpretada como pertencente a canais fluviais entrelaçados. Esse sistema fluvial é caracterizado por formar corpos arenosos multiepisódicos (corpos verticalmente e horizontalmente amalgamados) depositados em canais fluviais dominados por processos trativos unidirecionais e de alta energia. As repetidas avulsões de canais causam o alto grau de amalgamação dos canais fluviais em um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação. A ausência de depósitos de planície de inundação inferem que estes podem ter sido retrabalhados pelos próprios canais fluviais. As paleocorrentes indicam uma direção de migração uniforme (SSE) e confirmam que os depósitos alimentadores configuraram-se num sistema de grande extensão (pertencentes a uma grande bacia).

7.1.2. Formação Feliz Deserto

A Formação Feliz Deserto foi identificada principalmente nas áreas chave de Malhada dos Bois e Propriá-Pindoba. Como citado anteriormente, a Formação Feliz Deserto se separa por uma importante discordância da Formação Serraria. A

Formação Feliz Deserto é caracterizada por diferentes litofácies (tabela 03), agrupadas em três associações de fácies, descritas a seguir: Prodelta, Frente Deltaica e Planície Deltaica.

Tabela 3. Tabela de Fácies dos depósitos deltaicos da Fm. Feliz Deserto.

Código	Fácies	Interpretação
Gcm	Conglomerado intraformacional, arenoso com intraclastos, maciço.	Fluxo de detritos pseudo-plástico
Gt	Conglomerado arenoso, quartzoso, subarredondado, clastos de tamanho grânulo a seixo com estratificação cruzada tangencial dispostos em <i>sets</i> de até 40 cm.	Migração de barras conglomeráticas transversais de crista curva
Sh	Arenito fino a médio, esbranquiçado, quartzoso, bem selecionado, com laminação horizontal, podendo se apresentar incipiente e fluidizada.	Formas de leito plano (regime de fluxo superior)
Sl	Arenito fino a médio, moderadamente selecionado, grãos subarredondados, com estratificação cruzada de baixo ângulo, podendo se apresentar fluidizada.	Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas
Ssg	Arenito médio, por vezes fino, subarcóseo, moderadamente selecionado, com grânulos e seixos na base e dispersos, com estratificação cruzada sigmoidal em <i>sets</i> de até 1 m, podendo se apresentar fluidizada.	Dunas transicionais (regime de fluxo inferior ao superior)
St	Arenito muito fino a muito grosso, gradação normal, mal a moderadamente selecionado, grânulos e clastos quartzosos de até 2 cm dispersos na estratificação cruzada tangencial, com <i>sets</i> de até 30 cm (marcados por grânulos e intraclastos na base). Podendo apresentar fluidização e base erosiva.	Migração de dunas subaquosas 3D, cristas sinuosas ou linguóides. Fluxos aquosos trativos (regime de fluxo inferior)
Sp	Arenito médio, esbranquiçado, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada planar.	Formas de leito transversas, crista reta, migração de dunas subaquosas 2D.
Sm	Arenito médio a conglomerático, com gradação normal, esbranquiçado a avermelhado, quartzo-feldspático, moderadamente selecionado, grânulos e seixos de até 2 cm, subarredondados, maciço, podendo apresentar fluidização e base erosiva.	Fluxos hiper-concentrados
Sr	Arenito fino a médio, por vezes muito fino, esbranquiçado, bem selecionado, com laminação cruzada de marcas onduladas (ângulo de cavalgamento subcrítico predominante), dispostos em <i>sets</i> de até 30 cm, podendo ocorrer fluidizada.	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional subaquoso (regime de fluxo inferior)

Sf	Arenito fino a grosso, com predomínio de médio, esbranquiçado, quartzoso, moderadamente selecionado, grânulos e seixos dispersos e marcando a estratificação. Estratos cruzados deformados.	Obliteração total ou parcial da estrutura original da rocha por escape de fluidos, com estruturas deformativas
Sw	Arenito fino, bem selecionado, com laminação ondulada truncada de pequeno porte.	Marcas de ondas no substrato plataformal
Fr	Siltito (pelito), branco a cinza esverdeado, com laminação cruzada de marcas onduladas.	Correntes trativas subaquosas de muito baixa energia
Fl	Pelito cinza esverdeado, com laminação plano-paralela, podendo apresentar lente de areia fina dispersas (10 cm), e também camadas de pelito oxidado (20 cm).	Depósitos por decantação
Fm	Pelito cinza avermelhado, esverdeado, subarcoseano, maciço, podendo apresentar gretas de contração e lentes de areia intercaladas.	Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes

7.1.2.1. Associação de Fácies de Prodelta / Frente Deltaica

Descrição:

Esta associação de fácies é caracterizada por formar ciclos de granocrescência ascendente (figuras 37 e 38), com espessuras de 1,5 a 12 metros. Compostos na base por camadas de pelitos de até 5 m de espessura, cinza esverdeado, predominantemente maciços (fácies Fm), laminados (fácies Fl), e por vezes, com laminação cruzada de marcas onduladas (fácies Fr). Fósseis de bivalves são comuns (figura 38). Esses sedimentos finos são intercalados com camadas delgadas de arenitos muito finos a médios (predominantemente finos), de até 1,5 metros de espessura, moderadamente a mal selecionados, grãos subarredondados a subangulosos. Os arenitos apresentam estratificação plano-paralela (fácies Sh), estratificação cruzada tangencial (fácies St, figura 36E), e sets de laminações cruzadas de marcas onduladas com ângulo de cavalgamento crítico a subcrítico (fácies Sr, figuras 36B e 36D), e mais raramente com estratificação cruzada planar (fácies Sp). Arenitos maciços também podem ocorrer.

Em direção ao topo dos ciclos ocorrem corpos amalgamados de arenitos finos a grossos, com espessura de até 10 metros, moderadamente a bem selecionados, com estratificação plano-paralela (fácies Sh, figura 36F), estratificação cruzada

sigmoidal (fácies Ssg, figuras 36A e 36C) e/ou com a laminação deformada por dobras convolutas e estruturas em chama e carga (fácies Sf, figuras 39 e 41), ocorrendo também, mas em menor proporção, arenitos com laminações onduladas truncadas (fácies Sw). A passagem da porção inferior para a superior dos ciclos de granodecrescência ascendente normalmente é gradacional, mostrando o sucessivo aumento nas camadas de arenito em relação às de pelito. Entretanto, em alguns casos este contato é abrupto. Medidas do sentido de mergulho dos estratos cruzados mostram um sentido do mergulho dos *foresets* dispersos, mas com valor médio para SSE.

Interpretação:

As características litológicas, as sucessões de granocrescência ascendente e a dominância de estruturas geradas por correntes, permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos de lobos deltaicos progracionais, dominados por rios. As intercalações de pelitos, com camadas delgadas de arenito na base dos ciclos, são interpretados como depósitos de prodelta. O incremento verticalmente na frequência e espessura das camadas de areia, indica a progradação da frente deltaica (figura 37). Os arenitos amalgamados que compõem o topo de alguns ciclos devem representar as porções mais proximais de frentes deltaicas (figura 37). Os arenitos com estratificação cruzada sigmoidal podem ser interpretados como barras de desembocadura de canais distributários (BHATTACHARYA, 1991). A presença de níveis com laminações cruzadas de marcas onduladas e com laminações onduladas truncadas sugerem inundação episódica seguida de retrabalhamento por ondas da frente deltaica (READING & COLLINSON, 1996 e fotos da figura 38). As estruturas de fluidização estão relacionados com a deposição rápida de sedimentos arenosos por sobre sedimentos lamosos contendo muita água; esta água ao tentar escapar da sobrecarga sedimentar produz as dobras convolutas (estruturas em chamas) (ROJAS, 2010).

É possível observar em algumas sucessões de frente deltaica, arenitos maciços (Fácies Sm) intercalados com os finos de prodelta. Estes depósitos devem estar associados à fluxos hiperconcentrados (concentrações de sedimentos produzindo condições em que a densidade da corrente é maior do que as baciais) formados durante períodos de alta descarga de sedimentos. Os fluxos

hiperconcentrados normalmente ocorrem em eventos episódicos, ou até mesmo raros, e por um curto espaço de tempo (MULDER & SYVITSKI, 1995; BHATTACHARYA, 2006).

Conforme descrito anteriormente, as sucessões de fácies podem ser organizadas de duas formas distintas: (1) contato abrupto entre as associações de fácies de frente deltaica e de prodelta, indicando evidências de base de regressão forçada. Estas que se caracterizam quando há queda do nível de base e por altas taxas de progradação, também são eventos relativamente rápidos e, portanto, há menos tempo para que haja uma transição faciológica entre o prodelta e frente deltaica (CATUNEANU, 2006 e figura 38). (2) contato gradacional entre as associações de fácies de prodelta e frente deltaica, indicando evidências de base de regressão normal. Formadas quando as taxas de sedimentação ultrapassam as taxas de subida do nível de base, ocorrendo concomitantemente, tanto progradação quanto agradação. Neste caso, geram eventos relativamente mais lentos do que os de regressão forçada, tendo mais tempo para que haja um padrão de empilhamento gradacional entre o prodelta e frente deltaica.

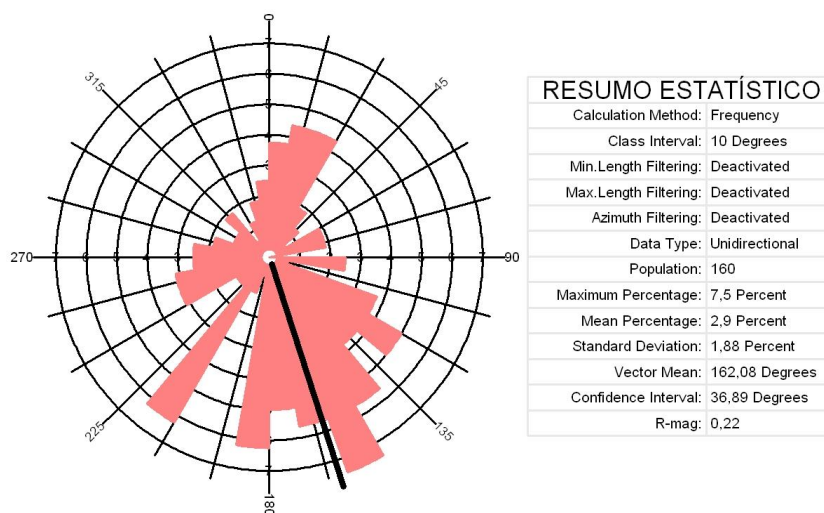


Figura 35. Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de frente deltaica. Apresenta uma grande dispersão no sentido das paleocorrentes.

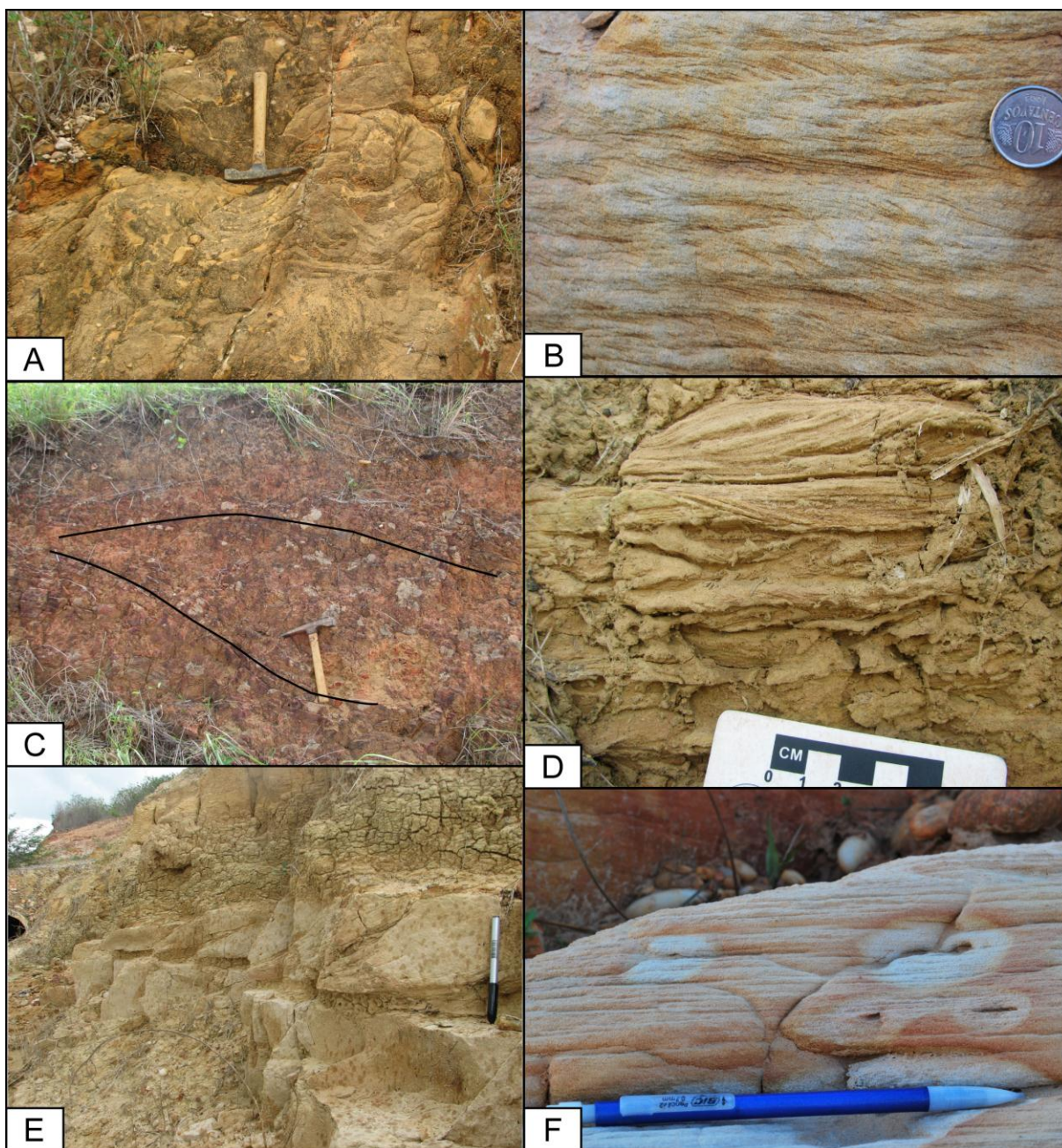


Figura 36. Detalhes das principais estruturas. (A) Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal fluidizada (fácies Ssg). (B) Arenito muito fino com laminação cruzada de marcas onduladas subcríticas (fácies Sr). (C) Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (fácies Ssg). (D) Arenito fino com laminação cruzada de marcas onduladas (fácies Sr), apresentando sets com ângulo de cavalgamento subcrítico a crítico. (E) Arenitos com estratificação cruzada tangencial sotopostas por camadas de pelitos maciços. (F) Arenitos com estratificação horizontal (fácies Sh).

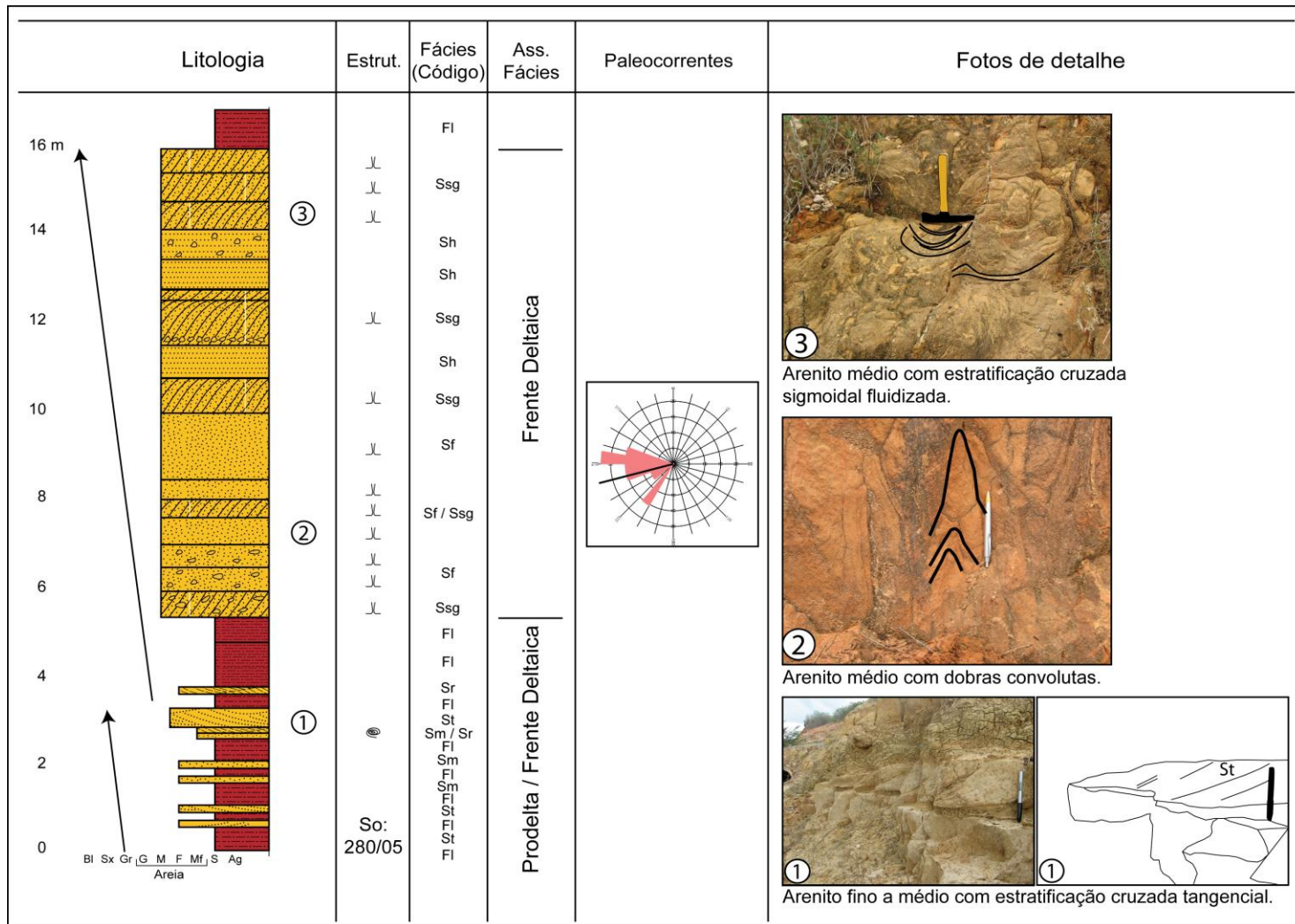


Figura 37. Perfil colunar do ponto 4008 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcada no perfil.

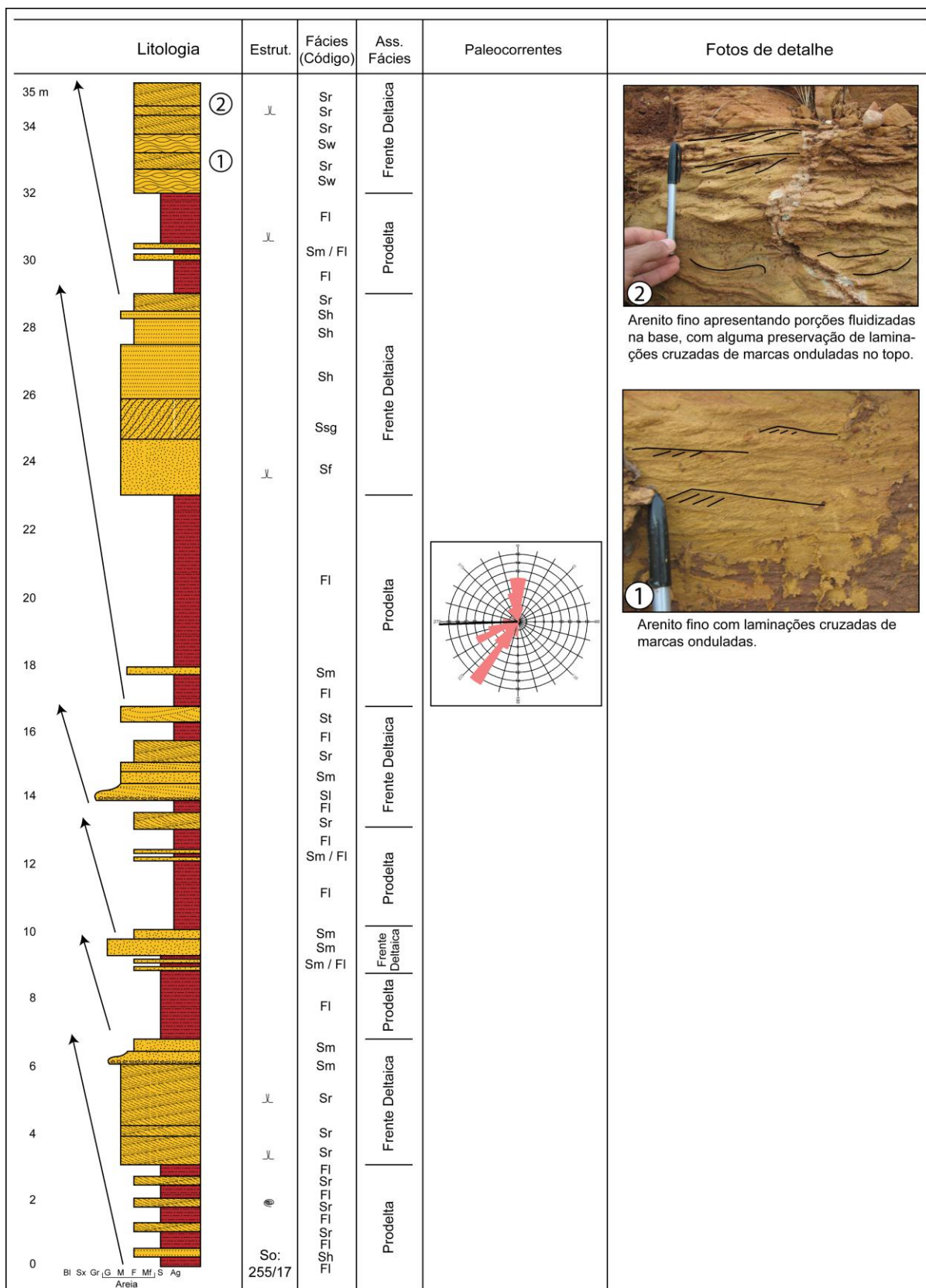


Figura 38. Perfil colunar do ponto 4009 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.

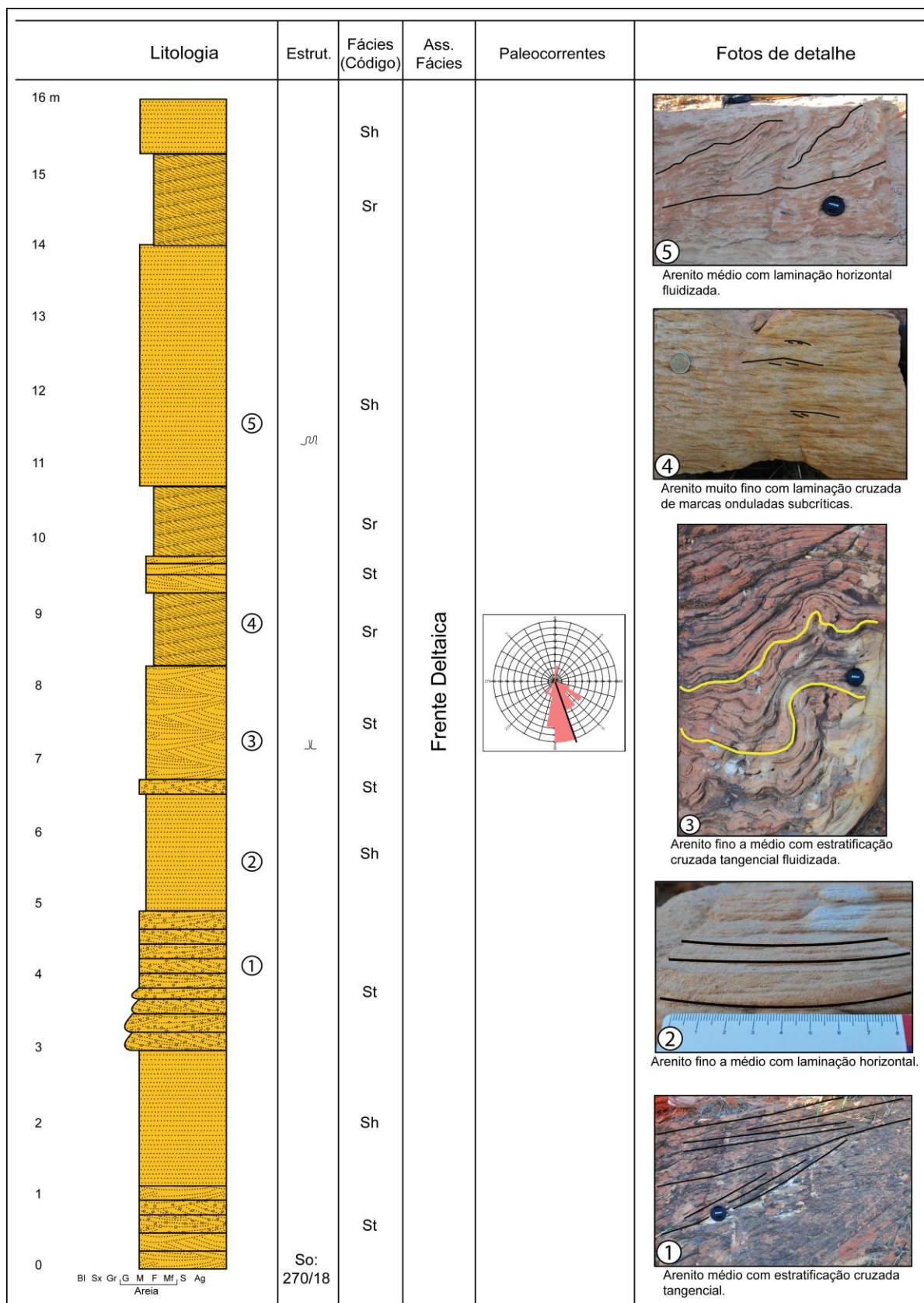


Figura 39. Perfil colunar do ponto 4010 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcadas no perfil.

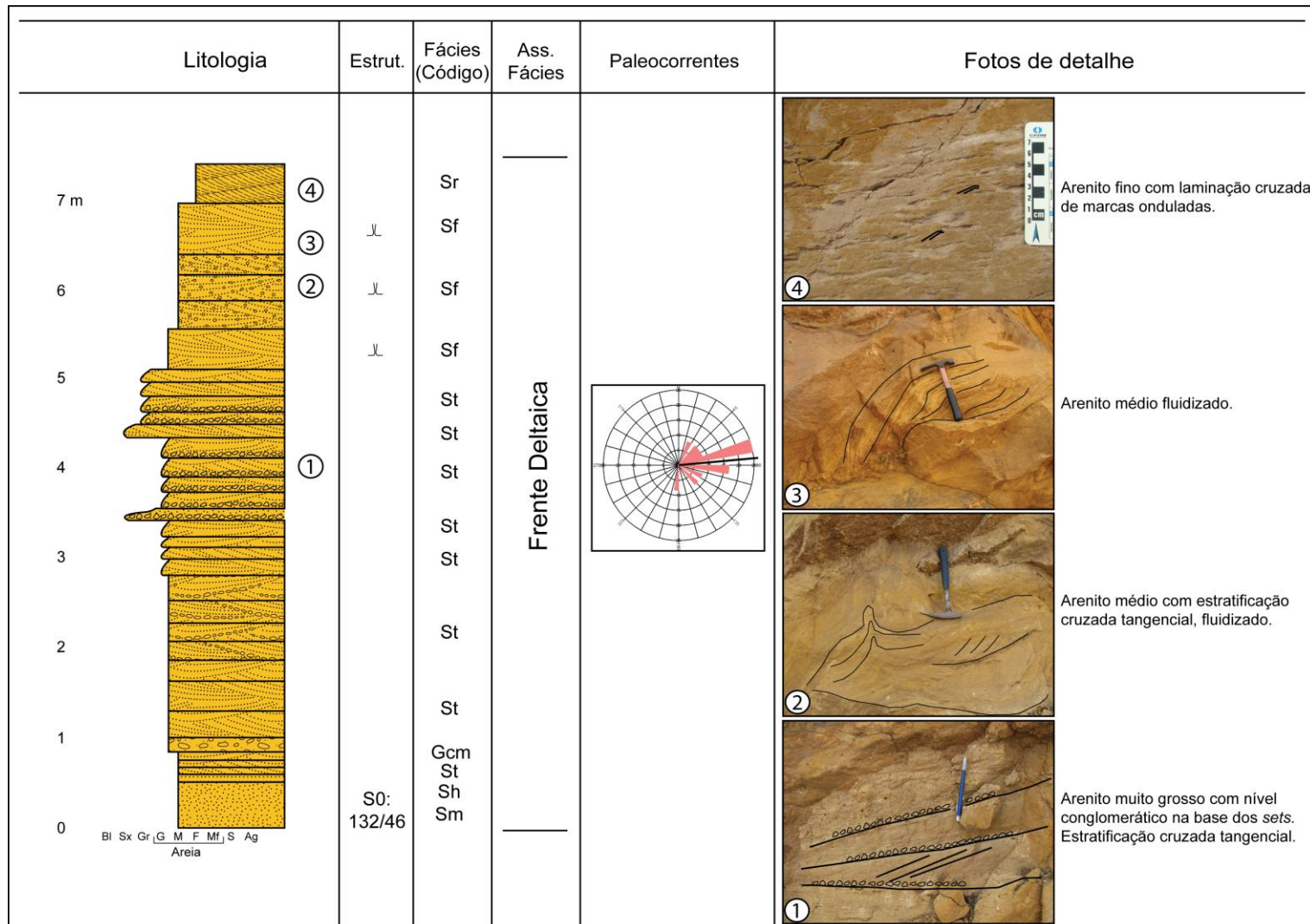


Figura 41. Perfil colunar do ponto 4053 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcada no perfil.

7.1.2.2. Associação de Fácies de Planície Deltaica

Descrição:

Esta associação de fácies é caracterizada por corpos arenosos com espessuras de 0,2 a 3 m, podendo ser limitados por superfícies erosivas (figuras 42A, 42E e 44) com extensões laterais superiores a 100 m (extensão lateral máxima dos afloramentos estudados). Internamente os corpos apresentam ciclos de granodecrescência ascendente, marcados por arenitos médios a conglomeráticos na base, sobrepostos por arenitos mais finos no topo, ambos com grânulos e seixos de quartzo (de até 2 cm) e intraclastos. Os arenitos são mais comumente maciços (fácies Sm), com laminação cruzada de marcas onduladas (fácies Sr) e com estratificação cruzada tangencial (fácies St, figuras 42B, 42C, 42F e 44) dispostos em *sets* variando de 10 a 15 cm de espessura. Raramente observam-se arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (fácies Sl). Separando os corpos arenosos, por vezes ocorrem pacotes com espessuras inferiores a 1 m compostos por pelitos avermelhados maciços (fácies Fm, figura 42H), ou subordinadamente laminados (fácies Fl), por vezes gretados (figuras 42G, 42H e 44) intercalados com raras e delgadas camadas de arenito fino e maciços (fácies Sm, figura 42D).

Interpretação:

A ocorrência de corpos arenosos com granodecrescência ascendente, limitados na base por superfícies erosivas, e internamente compostos predominantemente por *sets* de estratos cruzados com paleocorrentes unidirecionais, permite interpretar esta associação de fácies como depósitos de canais fluviais. As intercalações entre pelito e arenito muito fino com laminação cruzada de marcas onduladas sugerem depósitos externos aos canais (*overbank*), enquanto que a presença de gretas de contração evidencia exposição subaérea destes depósitos. A união destes fatores sugere um contexto de planície deltaica, onde os canais fluviais representam os canais distributários alimentadores do delta, e os sedimentos mais finos a planície de inundação (figura 44).

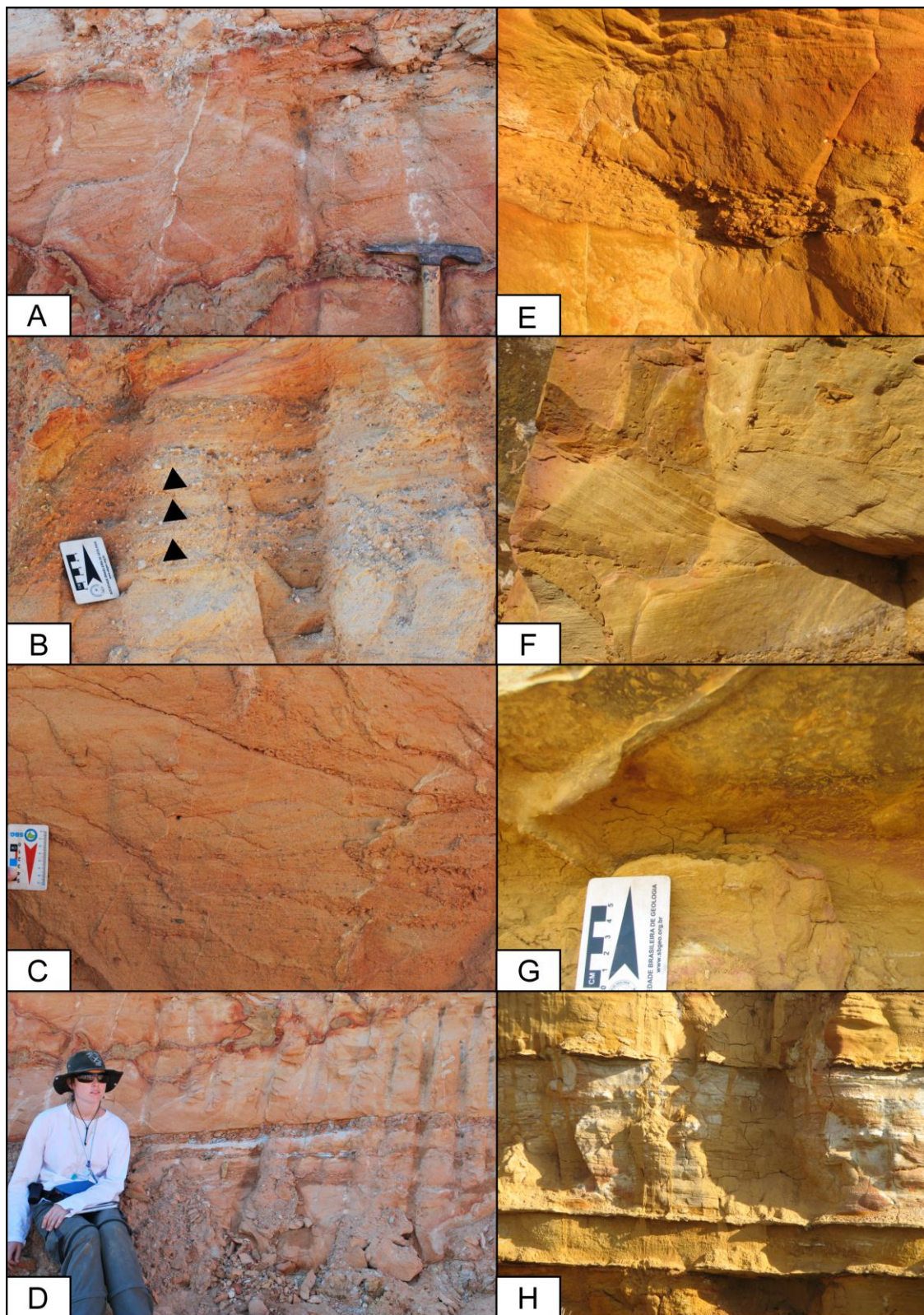


Figura 42. Detalhes das principais estruturas. (A) Contato erosivo entre duas camadas de arenitos com nível de intraclastos. (B) Sets com gradação normal de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada. (C / F) Arenitos com estratificação cruzada tangencial. (D) Intercalações entre camadas de arenitos e delgadas camadas de

pelito. (E) Nível conglomerático na base da camada de arenito, formando geometria de canal (G) Gretas de contração na base da camada de arenito. (H) Camada de pelito maciço.

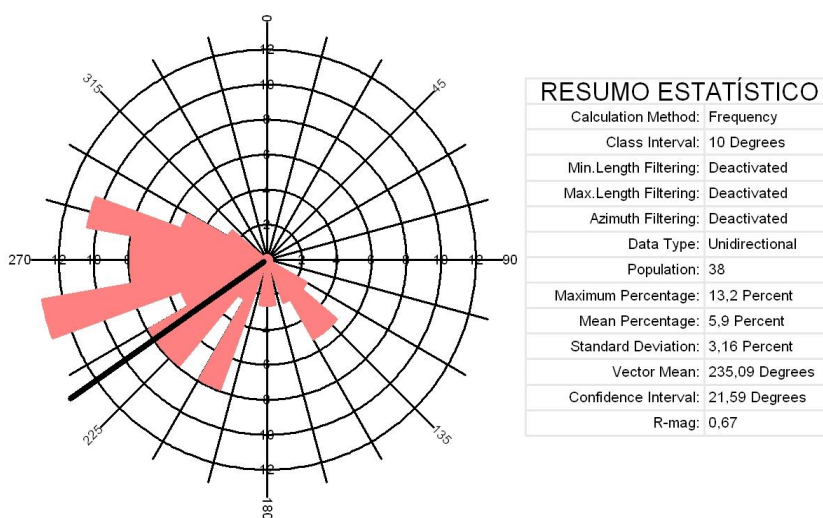


Figura 43. Diagrama de rosetas indicando a paleocorrente para a associação de fácies de planície deltaica. Mostrando principalmente os parâmetros de população de medidas feitas e vetor médio.

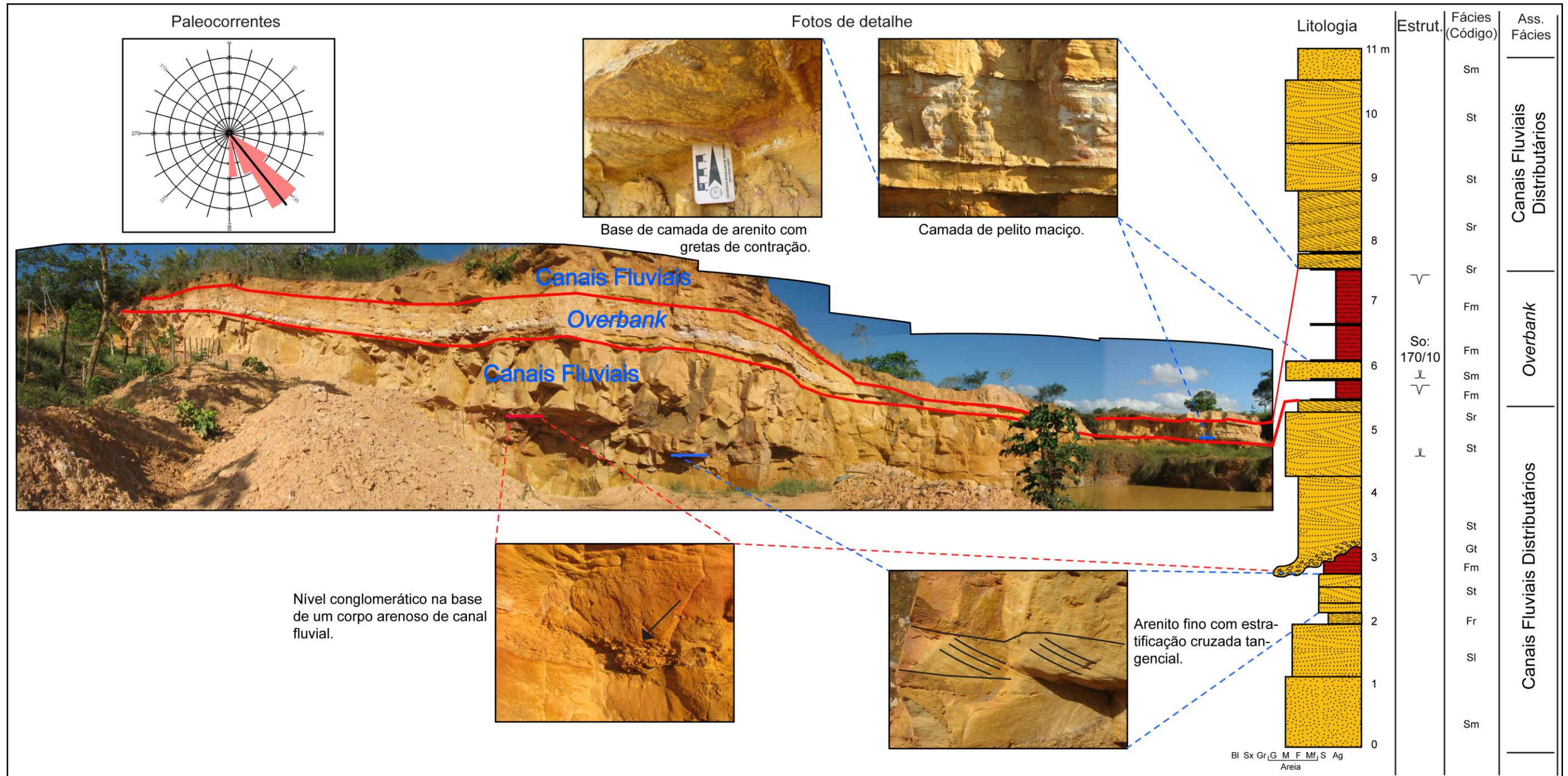


Figura 44. Perfil colunar do ponto 4021 indicando as fácies, associações de fácies e diagramas de paleocorrentes. Localização das fotos encontra-se marcada no perfil.

7.1.2.3. Sistema Depositional

Deltas são definidos como discretas protuberâncias da linha de costa, formadas quando rios entram em corpos aquosos como oceanos, mares semi-enclausurados, lagos e lagoas e o suprimento sedimentar é mais rápido do que pode ser redistribuído por processos baciais (ELLIOTT, 1986 *apud* BHATTACHARYA, 2006)². Podem ser classificados, de acordo com processos dominantes, em deltas: dominados por rios, por ondas e por marés (GALLOWAY, 1975 e figuras 46 e 47). Muitas divergências sobre essa classificação foram amplamente citadas ao longo do tempo, e outros autores comentam que em princípio todos os deltas são dominados por rios, com possíveis processos influenciando na morfologia e controle desses deltas como a influência pelas ondas e marés, mas ainda assim será utilizada a antiga classificação de Galloway (1975), para fins de entendimento e classificação. Três terminologias separam os processos formadores dos deltas em: (i) planície deltaica, larga zona subaérea dominada por canais distributários e pela baía interdistributária (e.g. planície de inundação); (ii) frente deltaica, zona de interação entre processos fluviais e baciais e (iii) prodelta, zona de calma sedimentação por suspensão. Tanto frente deltaica como prodelta correspondem à zona subaquosa. Os deltas apresentam ainda outra subdivisão de acordo com a arquitetura de fácies e sucessão vertical de fácies: *topset*, *foreset* e *bottomset* (GILBERT, 1885).

² ELLIOTT, T. 1986. Deltas. In: READING, H. G. (Ed.), **Sedimentary Environments and Facies**. Blackwell Scientific Publications, 2. ed., p. 113-154.

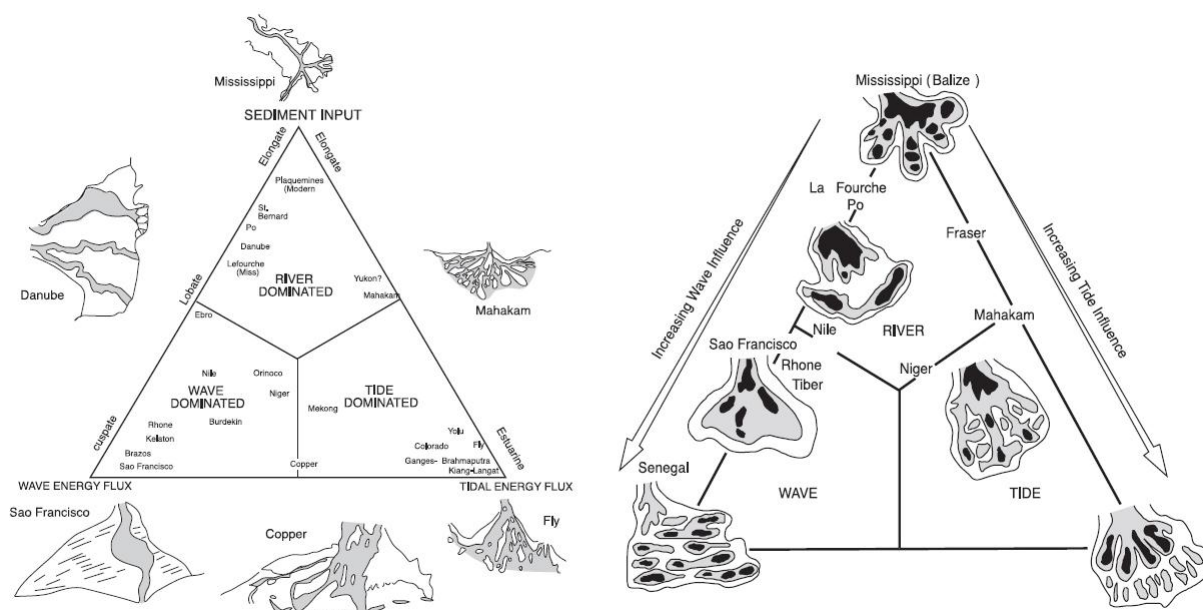


Figura 46. Geometria e Classificação dos tipos de deltas, segundo Galloway, 1975.

As associações de fácies que compõem este intervalo são interpretadas como pertencentes à depósitos deltaicos, que estão subdivididos em três associações de fácies: prodelta, frente deltaica e planície deltaica, e são caracterizados por serem do tipo dominados por rios (figura 47). Deltas dominados por rios são caracterizados, segundo Reading & Collinson (1996), por entrada de argila, silte e areia, e por moderados a baixos gradientes que juntos permitem grande eficácia por processos de retrabalhamento bacial. Podem ser classificados em: (i) *shoal water* (deltas de águas rasas) ou *inner shelf deltas* (deltas de plataforma interna) e (ii) *shelf margin deltas* (deltas de margem de plataforma) ou *shelf edge deltas* (deltas de borda de plataforma). Os primeiros são formados em lagos, baías, lagoas e estuários, e se diferenciam dos deltas dominados por ondas e marés, por apresentar: grande frequência nos ciclos de granocrescência ascendente; gradação entre estratos; estruturas formadas por ondas que podem ocorrer no topo das camadas de arenitos, mas com menor abundância em relação aos dominados por ondas; transporte de sedimentos unidirecional, dentre outros. Os deltas estudados são fortemente caracterizados por essas características citadas acima, corroborando com um sistema deltaico dominado por rio.

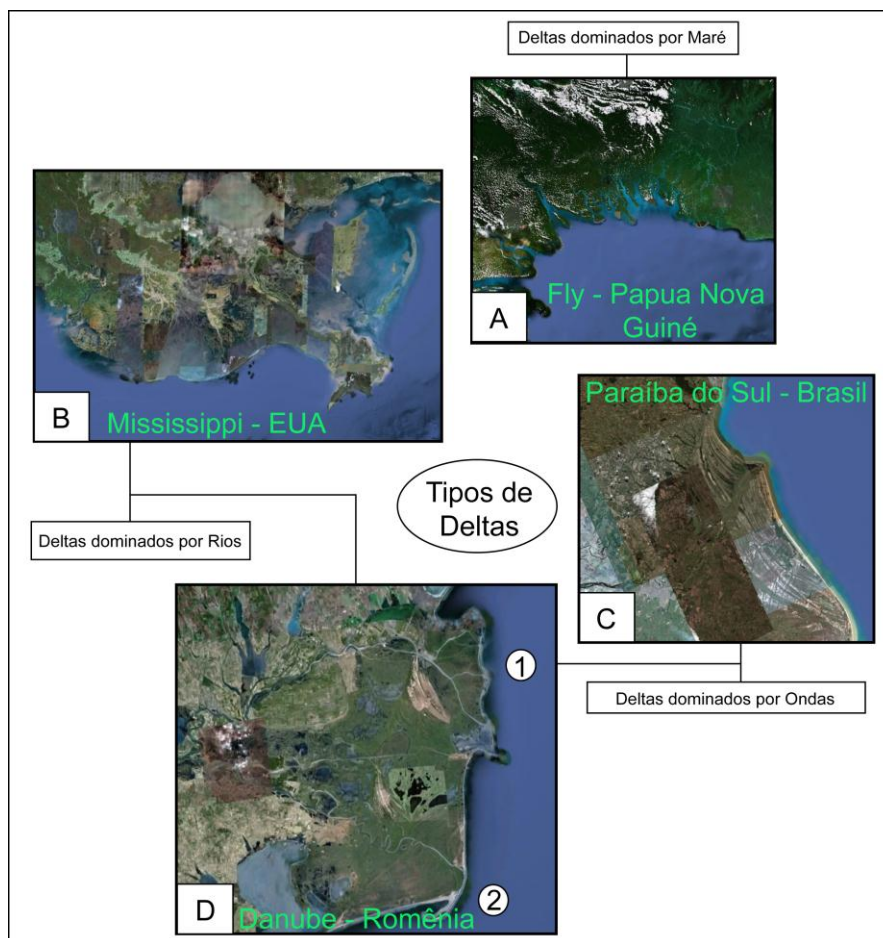


Figura 47. Classificação de Deltas dominados por rios, ondas e marés tendo como exemplos deltas atuais. A figura ainda mostra que um delta pode ser dominado por dois tipos ao mesmo tempo, como é o caso do delta Danube na Romênia onde no nº 1 o delta é dominado por rio enquanto que no nº 2 o delta é dominado por ondas. (Fonte: *Google Earth*).

O incremento vertical na frequência e espessura das camadas de areia indicam a progradação da frente deltaica. A pronunciada intercalação de arenitos e pelitos e a presença exclusiva de estruturas geradas por correntes nas camadas de arenitos sugere que as areias foram supridas por fluxos unidirecionais intermitentes, derivados de sistemas fluviais localizados mais a jusante. De forma bastante secundária, é possível observar do topo de alguns ciclos, fácies formadas por fluxos oscilatórios, sugerindo que embora a construção da frente deltaica seja dominada pela descarga fluvial, nos períodos de baixa descarga de sedimentos aluviais, a frente deltaica ficava sujeita a ação de ondas normais e/ou de tempestade (BHATTACHARYA, 2006). A presença de fósseis de conchostráceos indicam corpos lacustres (CARVALHO & VIANA, 1993; CARVALHO & ARAI, 2001). Segundo

Carvalho & Arai (2001), esses organismos são predominantemente dulciaquícolas, encontrados em corpos d'água temporários, bem como em margens de lagos perenes.

Sendo assim, pode-se afirmar que os deltas da Formação Feliz Deserto possuem fortes evidências para que sejam classificados por deltas dominados por rios. Para fins de analogia, podemos citar exemplos de deltas modernos, os que desembocam nos grandes lagos do leste africano (figura 48). Estes são os que mais se aproximam aos estudados, e que podemos utilizar como possíveis análogos.

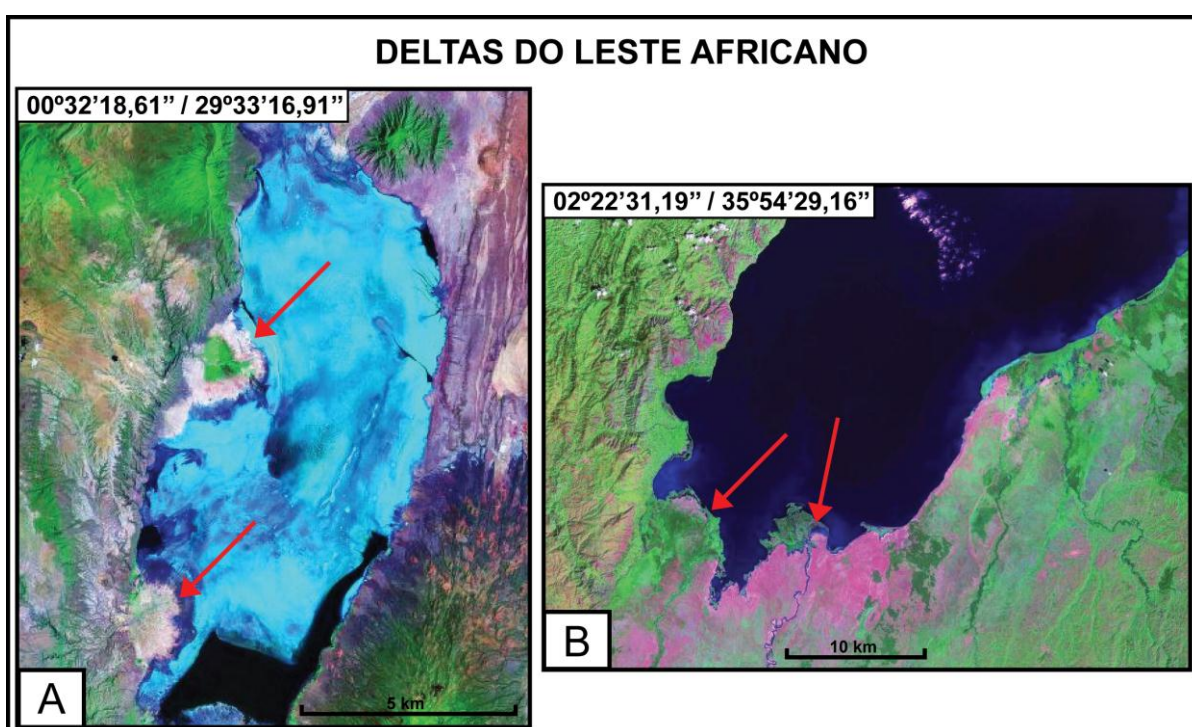


Figura 48. Exemplos de deltas do leste africano. (A) deltas advindos da margem flexural (foto índice: S-35-00.2000); (B) deltas advindos axialmente (foto índice: S-36-00.2000. (Fonte: *LandSat 7 ETM+ – Nasa*).

7.2. Modelo Paleogeográfico

A análise de distribuição espacial das paleocorrentes do topo da Formação Serraria, mostra a orientação dos sistemas fluviais ao longo das regiões de Igreja Nova, Malhada dos Bois e Muribeca (figura 49). Essa orientação indica uma predominância das paleocorrentes fluviais para SSE, corroborando com a hipótese de que os depósitos referentes a esta formação estariam vinculados a uma grande bacia (figura 50). Em trabalhos mais recentes (KÜCHLE *et al.*, 2010) de correlações entre as bacias da margem nordeste brasileira, indicam a existência de uma grande bacia (depressão afro-brasileira) durante as primeiras fases do rifteamento (Andar Dom João). Küchle *et al.* (2010) propõem a existência de três sequências deposicionais acumuladas na depressão afro-brasileira, sendo a sequência II equivalente aos arenitos fluviais de topo da Formação Serraria estudados no presente trabalho (figura 50). Segundo estes autores, a acumulação da sequência II se deu dentro de uma grande bacia, embora já existisse durante este período altos e baixos estruturais que controlavam as bacias de drenagem. A paleocorrente para SSE da sequência II indica a existência de um alto estrutural a NW, que representa provavelmente a extensão do Alto de Salvador, sugerindo uma possível individualização das calhas deposicionais das bacias de Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano.

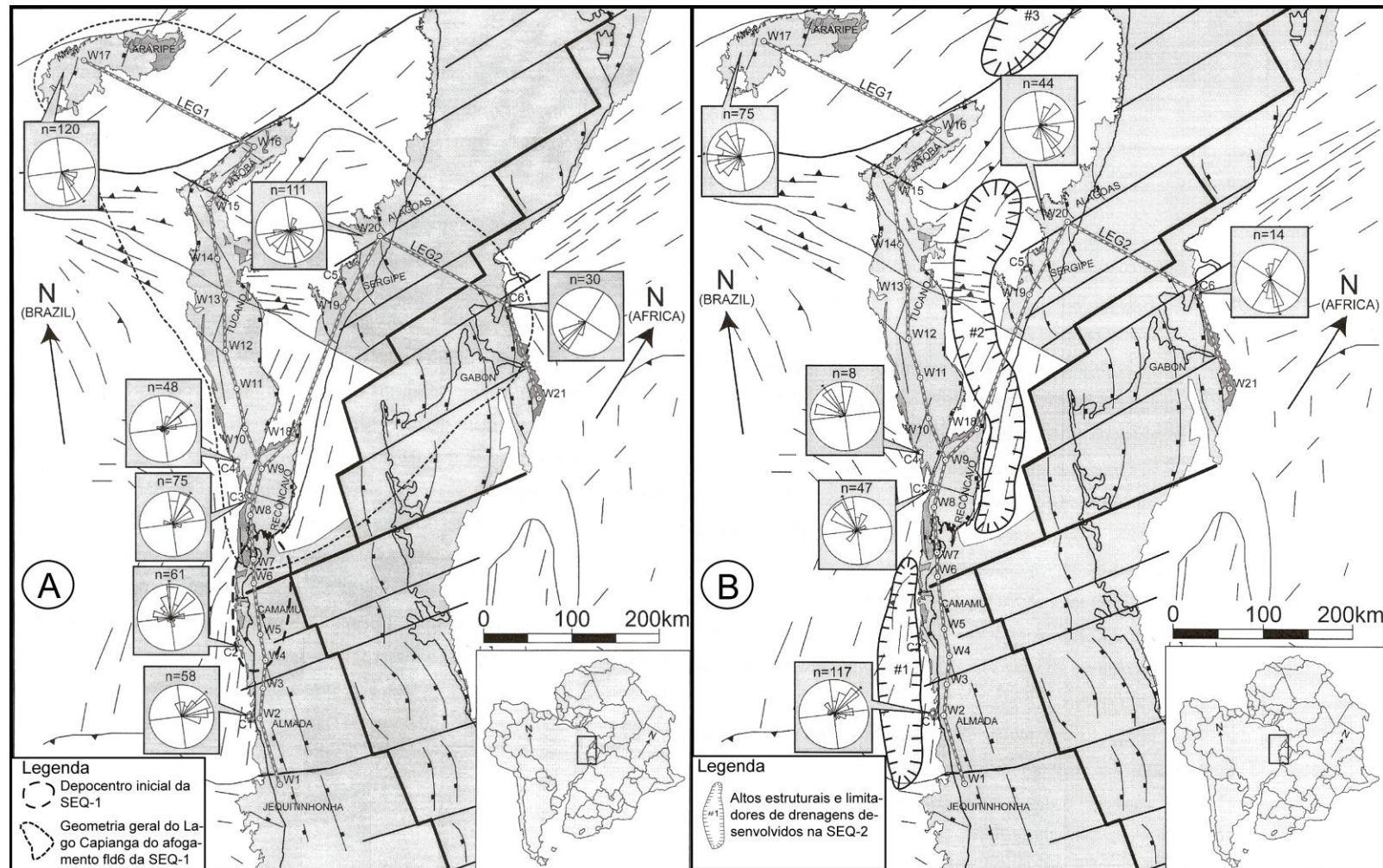


Figura 50. Mapas de distribuição espacial das paleocorrentes e suas relações com as fases iniciais de rifteamento. (A) indica o padrão de drenagens característico de uma bacia endorréica. (B) indica a reorientação do sistema fluvial ao longo das terras baixas adjacentes aos altos estruturais. (Modificado de KÜCHLE *et al.*, 2010).

Por sua vez, os dados tectono-estratigráficos e de paleocorrentes (figura 51) indicam uma mudança radical no modelo paleogeográfico da Formação Feliz Deserto. Ao contrário da Formação Serraria que foi acumulada em uma grande bacia, os dados geológicos da Formação Feliz Deserto indicam que a acumulação se deu em um sistema de meio-grábens. A partir da análise dos dados estruturais disponíveis na bibliografia (figura 52), foi possível observar, na área de estudo, uma predominância de falhas normais sintéticas (SW-NE), com falhas antitéticas subordinadas. Também a presença de falhas transcorrentes, de predominância dextral, com padrão sinistral subordinadas (figura 52). Através da interpretação dessa distribuição e arranjo das falhas foi possível a construção dos meio-grábens (figura 52). Essas informações de estrutural regional e a análise estratigráfica permitiram, então, a construção do modelo paleogeográfico (figura 55) e, com isso, permitiu a distribuição geográfica dos depósitos da Fm. Feliz Deserto.

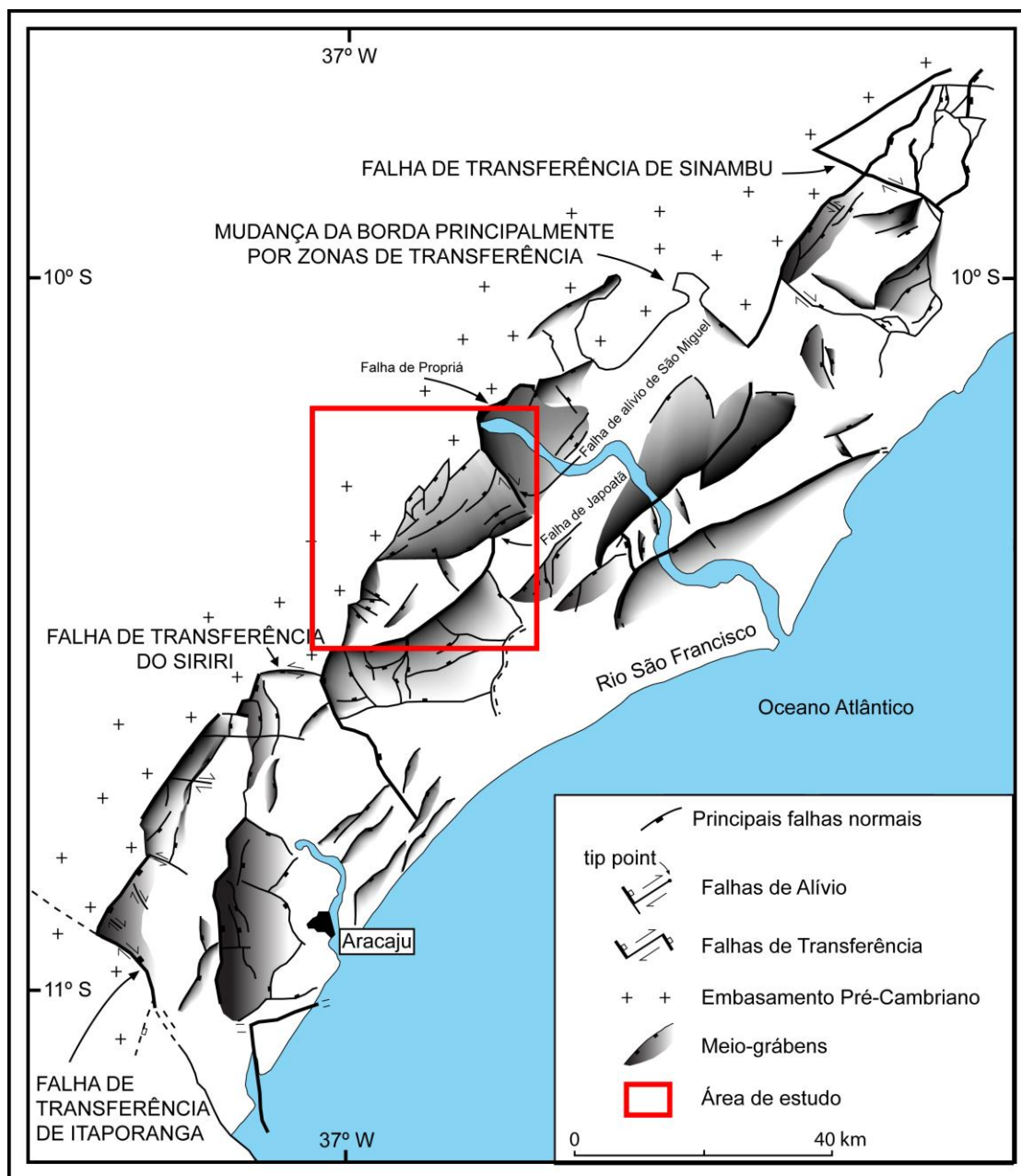


Figura 52. Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, com os principais conjuntos de falhas e apresentando a interpretação dos possíveis meio-grábens atuantes na Bacia, através da interpretação citada no texto. (Modificado de DESTRO, 1995).

A paleogeografia, da área de estudo, indica um arranjo binário de meio-grábens, separados por uma zona de transferência composta por uma falha de transferência (falha de alívio de São Miguel por DESTRO, 1995; figura 52). Podemos analisar ainda, que houve uma mudança de polaridade causada pela interferência dessa falha de transferência, originando uma zona de rampa de revezamento, onde, supostamente, as drenagens contornaram essas zonas, e se depositaram no lago

respectivo deste meio-gráben (figura 55). Chagas *et al.* (1993), propõem um modelo de evolução tectônica de extensão associadas à transferência. Neste modelo, eles ressaltam a importância das falhas de transferência na evolução do rifte. Essas falhas permitiriam a ocorrência de diferentes taxas de extensão entre blocos adjacentes. Os modelos de Rosendahl (1986) (figura 53) são cabíveis de comparação com este modelo proposto, porém, com algumas ressalvas. Neste modelo, o autor não leva em consideração a zona de transferência como de significativa importância e influência, sempre apresentando seus meio-grábens com terminações laterais por diminuição do plano de falha, ao contrário do modelo de Destro (1995), onde este autor cita os tipos de influência dessas zonas, e os tipos possíveis de falhas de alívio (figura 54).

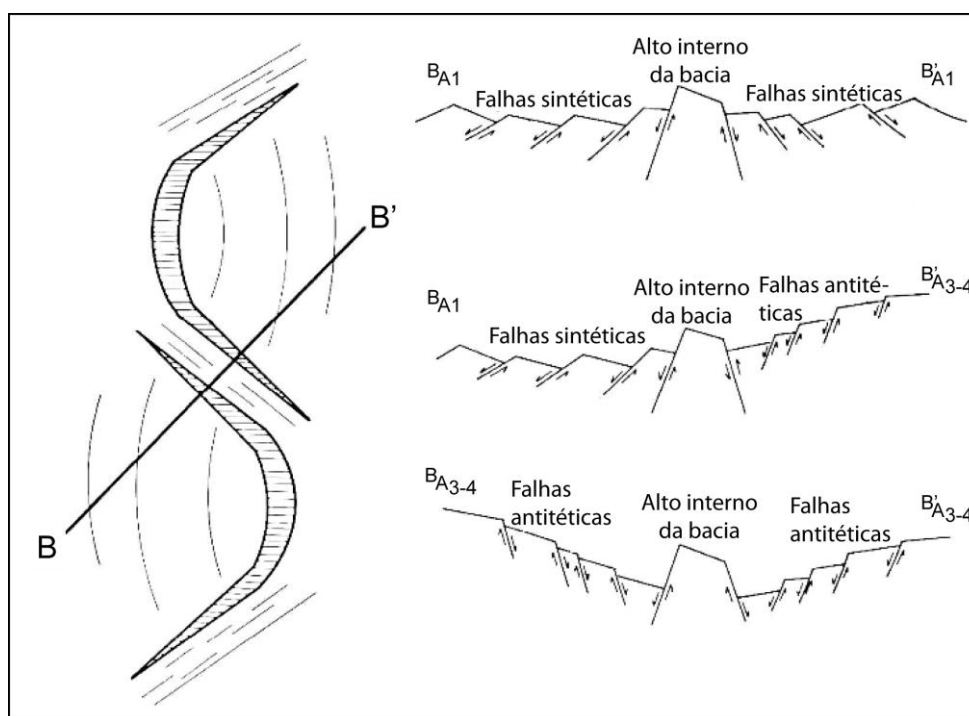


Figura 53. Variações morfológicas da bacia geradas pelo desenvolvimento de sistemas de meio-gráben inversos e conectados, gerando assim, altos estruturais internos a bacia. (Modificado de ROSENDAHL *et al.*, 1986).

Destro (1995) caracteriza esse tipo de falha de alívio, como a que apresenta um único sentido de movimento predominante (figura 54a e figura 55). As falhas de alívio mostram soerguimento no *footwall* lateral, por apresentarem diferentes acomodações advindas dos deslocamentos verticais. As presentes interpretações

sugerem que as condições dos planos de deformação foi originado durante o processo distensivo NW-SE.

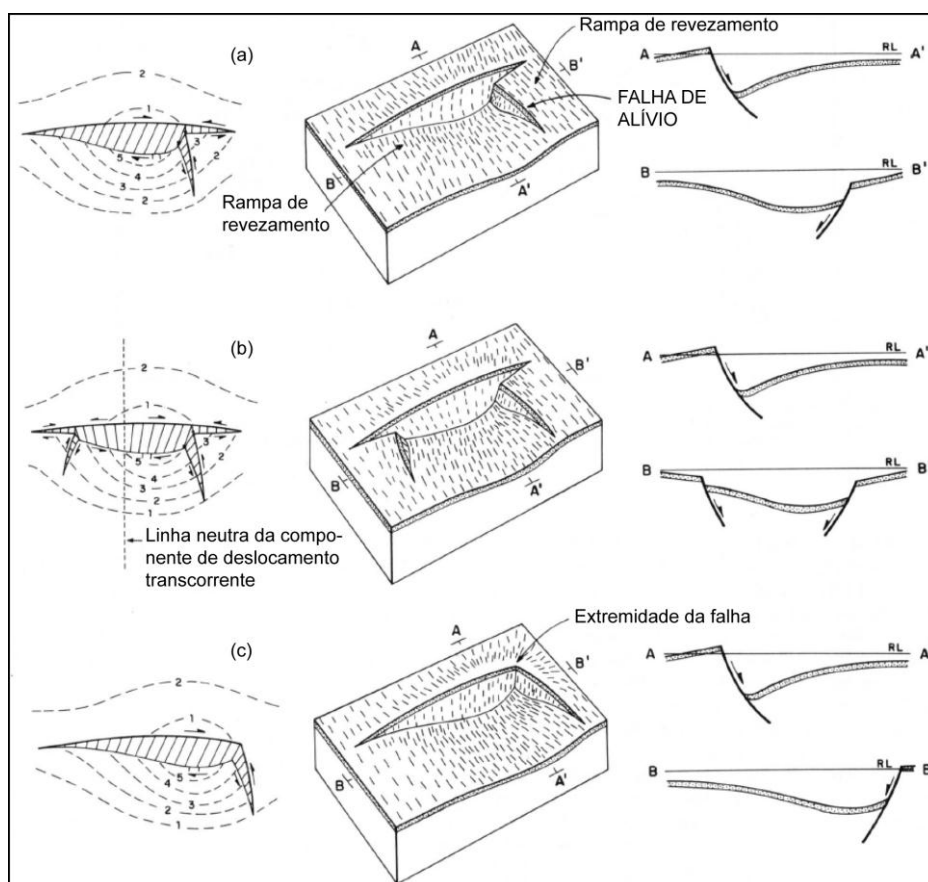


Figura 54. Modelos estruturais (blocos diagramas) de meio-grábens, com a influência de falhas de alívio. Os tipos (a,b) são formadas em rampas de revezamento ou (c) extremidades das falhas. (Modificado de DESTRO, 1995).

O arranjo deposicional da Formação Feliz Deserto, na área de estudo, é controlado pela configuração dos meio-grábens, que são estruturados por duas falhas de borda (de Propriá, ao norte e de Japoatã, mais ao sul), separados por uma zona de transferência (falha de alívio de São Miguel). Os meio-grábens apresentam falhas internas subordinadas que redirecionam as drenagens antecedentes. Os dados de paleocorrente sugerem que os deltas são, principalmente, advindos das margens flexurais e, de acordo com a configuração estabelecida, também podem ser inferidos como advindos da região axial dos meio-grábens (figura 55A). Esta configuração é muito semelhante ao modelo de iniciação de Gawthorpe & Leeder (2000), quando estes descrevem essa fase como de meio-grábens rasos e isolados (figura 55B). Será discutida com mais detalhe, no próximo tópico, essa fase de evolução da bacia.

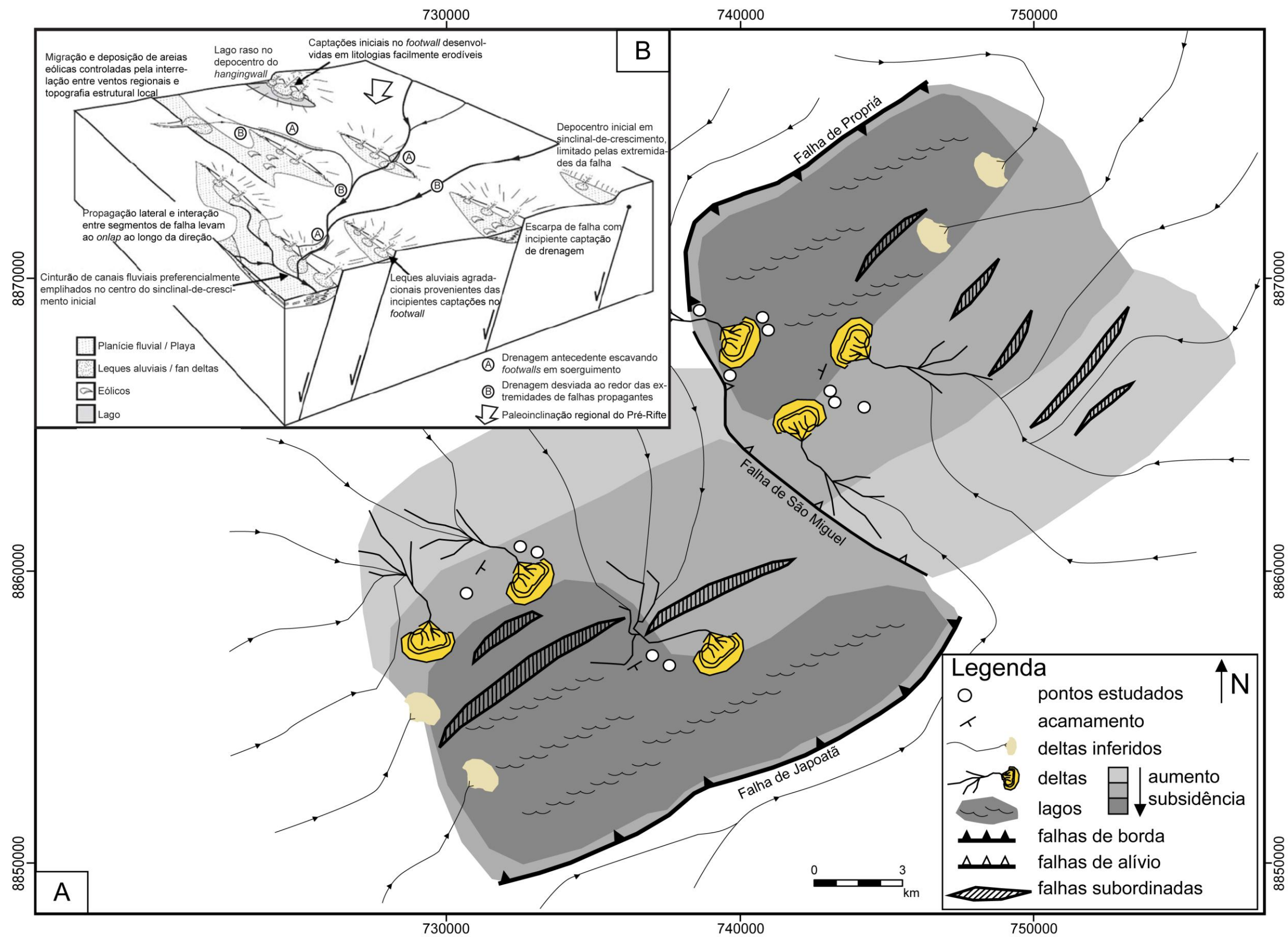


Figura 55. (A) Modelo Paleogeográfico da Bacia de Sergipe-Alagoas durante a época de deposição da Formação Feliz Deserto. Para a área de estudo, mostra o binário de meio-grábens e suas drenagens advindas principalmente da margem flexural e por falhas de alívio. (B) Estágio de Iniciação (Modificado de GAWTHORPE & LEEDER, 2000).

7.3. Evolução Estratigráfica

A estratigrafia de sequências, em bacias continentais, vem cada vez tendo um maior enfoque em recentes trabalhos, como os de Withjack *et al.* (2002), Gawthorpe & Leeder (2000), Martinsen *et al.* (1999), Shanley & McCabe (1994), Scherer *et al.* (2007), Prosser (1993), dentre outros. A estratigrafia de sequências é amplamente aplicada aos depósitos de bacias costeiras e plataformais, que são controlados por mudanças relativas do nível do mar (VAIL *et al.*, 1977; POSAMENTIER *et al.*, 1988; VAN WAGONER *et al.*, 1990). No entanto, os depósitos de bacias continentais apresentam, como os principais controladores da sedimentação, as mudanças nas taxas de criação de espaço de acomodação (SHANLEY & McCABE, 1994), influenciadas pela tectônica e clima.

Em sucessões continentais fluviais e lacustres a acumulação sedimentar ou erosão regional são controladas pelo balanço entre espaço de acomodação (A) e suprimento sedimentar (S), existindo três situações possíveis (SHANLEY & MCCABE, 1991; RAMON & CROSS, 1997; MARTINSEN, 1999) (figura 56):

- 1) Razão A/S (zero ou negativa): nesta situação não ocorre acumulação causando *bypass* de sedimentos ou erosão, gerando uma discordância regional;
- 2) Razão A/S positiva, com valores entre 0 e 1: ocorre acumulação fluvial resultando no preenchimento de todo espaço disponível e eventual *bypass* sedimentar;
- 3) Razão A/S positiva, com valores maiores que 1: indica que o suprimento sedimentar não foi suficiente para preencher toda a acumulação disponível, gerando potencialmente, uma inundação da planície aluvial.

Sendo assim, a acumulação fluvial ocorre entre valores de razão A/S entre 0 e 1, sendo o grau de amalgamação dos canais dependentes desta razão. Valores positivos próximos a 0 indicam uma baixa taxa de criação de acomodação em relação ao suprimento sedimentar, resultando em complexos de canais amalgamados, com raros depósitos de planície de inundação preservados. Por outro lado, valores de razão A/S próximos a 1 indicam um incremento na taxa de geração de acomodação, resultando em corpos arenosos de canais fluviais separados por amplos depósitos de planície de inundação.

Desta forma, pode-se constatar que a acumulação de sedimentos das Formações Serraria e Feliz Deserto ocorreram com valores de razão A/S diferentes entre si. A porção de topo da Formação Serraria (equivalente a Sequência II de KÜCHLE *et al.*, 2010), é caracterizada por corpos arenosos amalgamados de canais fluviais entrelaçados, indicando um contexto de razão A/S positiva, porém próximo a zero (figura 56). Em decorrência da pequena espessura da sequência II (inferior a 80 metros), pode-se inferir que a baixa razão A/S é decorrente da reduzida taxa de criação de acomodação e não de um alto aporte sedimentar. Esta baixa taxa de criação de acomodação é compatível com o modelo de uma ampla bacia, com subsidência moderada, proposto para a Formação Serraria (KÜCHLE *et al.*, 2010).

Por outro lado, a Formação Feliz Deserto é caracterizada por uma sucessão deltaica e lacustre, indicando um incremento significativo da razão A/S para valores superiores a 1, marcando um afogamento da bacia. A grande espessura desta formação sugere que o aumento da razão A/S se deu por um acréscimo na taxa de geração de acomodação, fato este compatível com o cenário de desenvolvimento de meio-grábens durante a acumulação da Formação Feliz Deserto.

Embora não tenha sido encontrado o contato entre as duas formações estudadas (Formações Serraria e Feliz Deserto), diferentes autores tem defendido que estas unidades são separadas por uma discordância regional, de idade Neocomiana (andar Rio da Serra) (figuras 2 e 3). Entretanto, se levarmos em conta os modelos conceituais de Morley (2002), pode-se inferir que a passagem da Formação Serraria para a Formação Feliz Deserto pode ser tanto por uma discordância, se ela estiver situada acima do plano de falha (*footwall*), quanto por uma concordância relativa, se estiver abaixo do plano de falha (*hangingwall*) (figura 57). No segundo caso, o contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto é marcada por uma brusca mudança de associações de fácies, passando de depósitos fluviais para ambiente lacustre, sem entretanto, a existência de uma discordância (figura 56 e 57). O abrupto aumento na razão A/S geraria uma superfície de inundação, sem hiato significativo associado. Por outro lado, as porções externas do meio-gráben passariam a sofrer erosão, gerando uma discordância regional. Esta região só voltaria a receber a sedimentação com expansão da área de sedimentação do sistema de meio-grábens durante a evolução do rifteamento (figura 57).

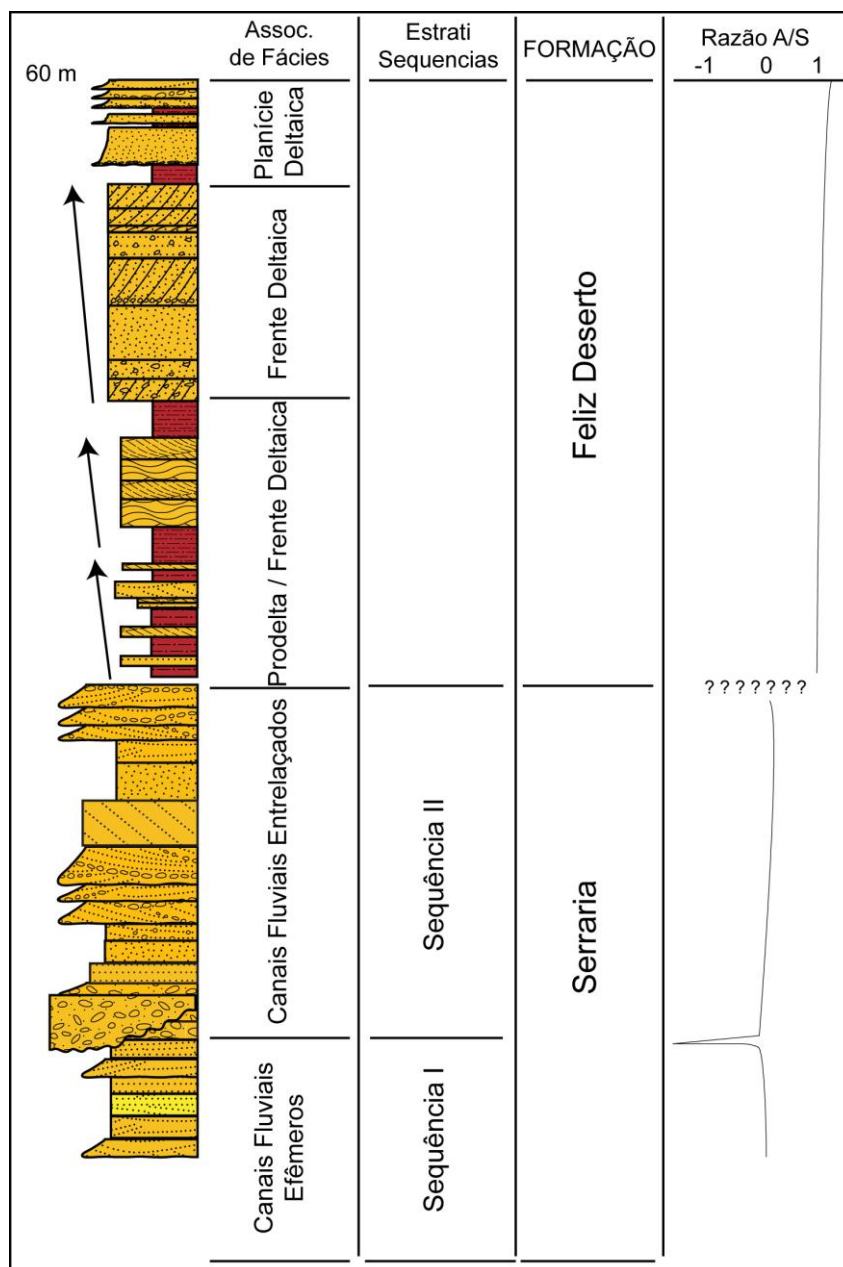


Figura 56. Modelo de evolução proposto para a Bacia de SE-AL, referente ao intervalo de estudo.

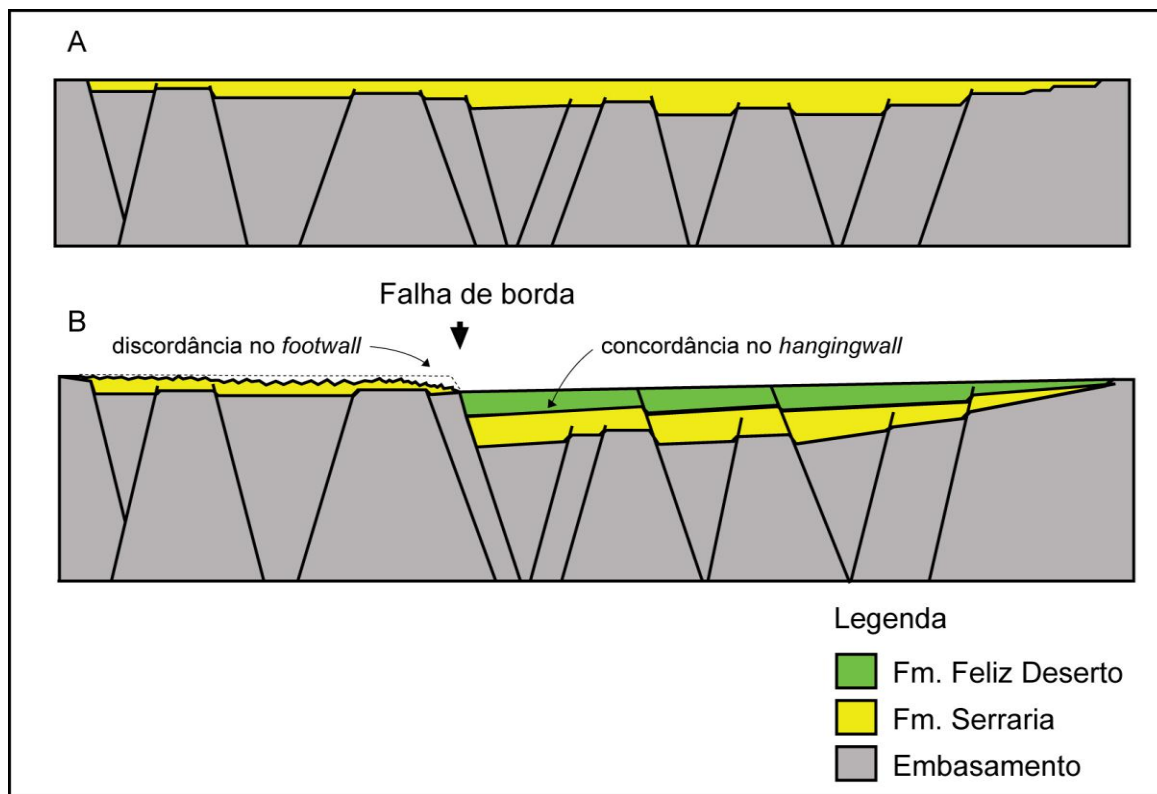


Figura 57. Modelo de arranjo de sistemas deposicionais em um meio-gráben, mostrando as superfícies de discordância no *footwall* e concordância no *hangingwall* (Modificado de MORLEY, 2002). (A) fase rife inicial, depressão sinformal. (B) fase inicial do meio-gráben.

Desta forma, pode-se afirmar que as significativas mudanças paleogeográficas e estratigráficas existentes entre as Formações Serraria e Feliz Deserto marcam diferentes estágios evolutivos do rifteamento. A Formação Serraria foi acumulada em uma ampla bacia, em um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação. Por sua vez, a Formação Feliz Deserto é marcada pela acumulação de sistemas deltaicos e lacustres em sistemas de meio-grábens, associada a um contexto de alta taxa de criação de espaço de acomodação. De acordo com essas afirmações, será feito, a seguir, uma discussão a cerca dos modelos apresentados no capítulo anterior, resumidos na figura 58, com as possíveis relações das interpretações deste trabalho com os diferentes modelos de evolução tectono-estratigráfica de bacias riftes.

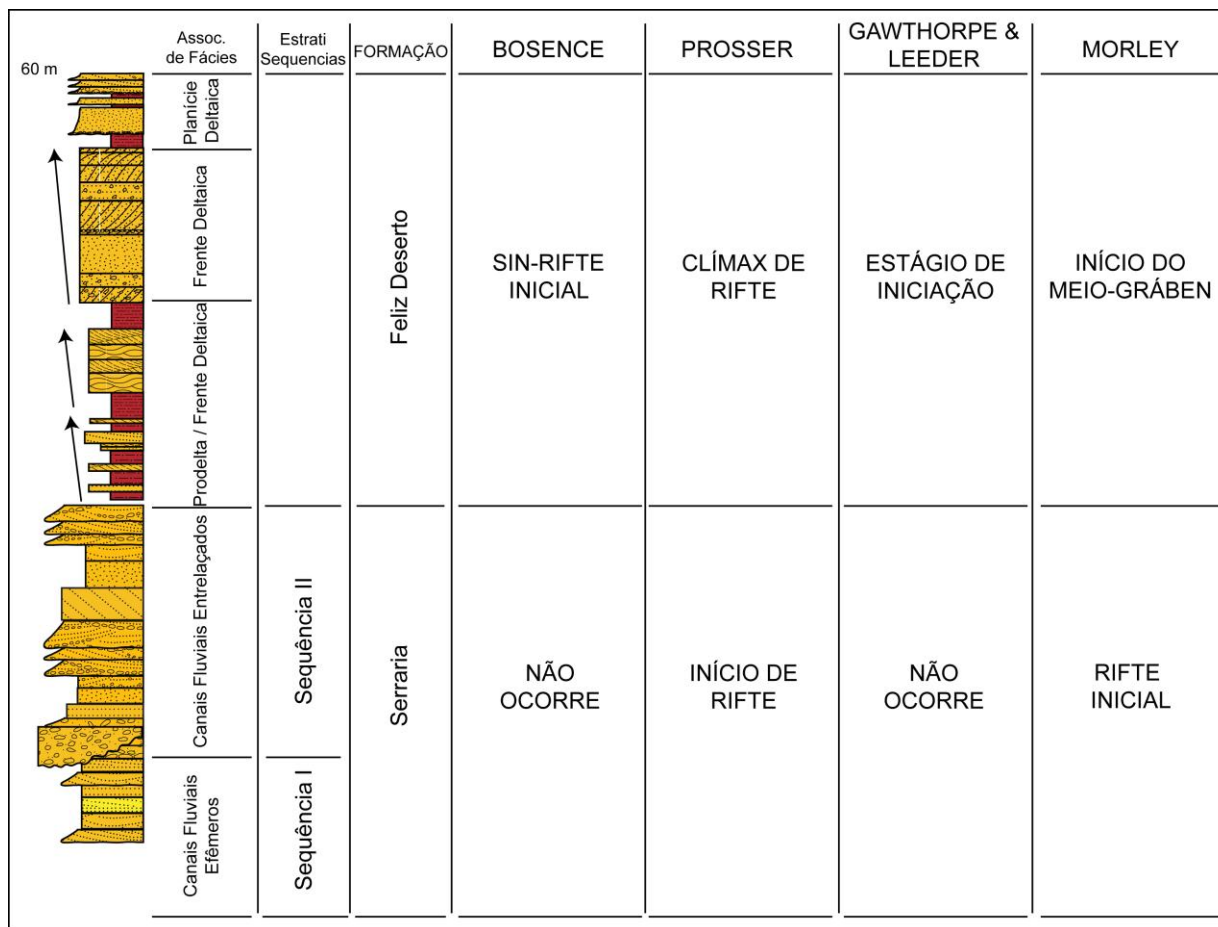


Figura 58. Modelo explicativo das possíveis fases de evolução de bacias rifte, comparando com os atuais modelos.

Para Bosence (1998), a fase sin-rifte é separada da pré-rifte por uma superfície de discordância chamada discordância sin-rifte (DSR) (figura 22). Observa-se, nas figuras 56 e 58, que o contato entre as duas formações, na área de estudo, não se dá, exclusivamente, por uma discordância, mas também, por uma superfície de afogamento. Com isso, a situação encontrada permite supor que não há compatibilidade com a fase evolutiva proposta para a Formação Serraria com os modelos de Bosence (1998). Por outro lado, o modelo sin-rifte inicial de Bosence (1998), pode ser aplicado ao intervalo referente à Formação Feliz Deserto, por já ser caracterizado pela criação inicial das estruturas controladoras dos meio-grábens e pequenos depocentros (figura 24).

A proposição de Prosser (1993), sobre o intervalo de estudo, correspondente à Fm. Serraria reflete o seu Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte, caracterizado, principalmente, por espaço de acomodação ser equivalente ao aporte

sedimentar, bem como apresentar padrão de empilhamento predominantemente agradacional à levemente progradacional. Entretanto, para esta autora, o trato de início de rifte seria caracterizado por uma série de pequenos meio-grábens rasos e isolados entre si, o que não é verificado no presente trabalho, onde a acumulação da Formação Serraria ocorre em uma grande bacia. Para o intervalo correspondente à Fm. Feliz Deserto estabeleceu-se a definição de Trato de Sistemas Tectônico de Clímax do Rifte, caracterizado, principalmente, pelo aporte sedimentar ser superado pela taxa de subsidência, ou seja, o espaço de acomodação é muito maior do que o aporte sedimentar, refletindo padrões retrogradacionais na margem flexural. Neste modelo, o clímax do rifte marca a fase de maior taxa de deslocamento de falhas, causadas por pulsos tectônicos, e o aporte sedimentar é baixo devido ao constante rearranjo da rede de drenagens.

A fase de evolução referente à Formação Serraria não se encaixa nos modelos de Gawthorpe & Leeder (2000). Para estes autores, de forma similar ao modelo defendido por Prosser (1993), a fase de iniciação já estaria caracterizada pelo início do desenvolvimento das falhas. Já haveria nucleação de pequenos meio-grábens isolados (depocentros rasos) (figura 26), diferentemente da paleogeografia reconstruída para a Fm. Serraria. Esta fase de iniciação estaria relacionada, no entanto, a fase correspondente à Fm. Feliz Deserto, onde já haveria o controle das falhas de borda sobre os meio-grábens e as drenagens antecedentes se alojariam independentes em cada meio-gráben (figura 55). Esta fase remete à utilização da nomenclatura de Prosser (1993), como pertencente ao clímax do rifte.

No modelo de Morley (2002), o principal controlador da estruturação e preenchimento de um meio-gráben é a falha de borda. Inicialmente, a bacia é caracterizada por pequenas e isoladas falhas, de pequeno rejeito e sem grandes extensões laterais, caracterizando uma grande e rasa bacia (figura 29a). Já na fase seguinte, essas falhas se conectam e estabelece-se a geometria de meio-grábens condicionadas pela falha de borda, desenvolvida a partir das propagações das falhas (figura 29b). A partir disso, é possível classificar o estágio evolutivo da Fm. Serraria como pertencente à fase de rifte inicial (figura 29a), enquanto que o estágio evolutivo da Fm. Feliz Deserto corresponde à fase inicial de meio-gráben (figura 29b). Ao exemplo dos modelos de Gawthorpe & Leeder (2000), Morley (2002) foca apenas em aspectos estruturais em detrimento dos sedimentológicos. Portanto, por

mais que este modelo possa parecer o mais adequado para o intervalo de estudo, é muito importante não descartarmos a utilização de outros modelos, nos quais, foram de relevante auxílio na discussão.

A utilização de um modelo requer critérios, que condigam com os dados, e que não extrapolem as possibilidades de uma análise crítica sobre o problema proposto. Não se propôs aqui uma utilização de apenas um modelo, mas sim, a utilização da base conceitual que suporta todos eles. Tentou-se a aplicação dos modelos conforme os dados oferecidos, tendo em vista a carência de mais dados, que poderiam fornecer uma maior base conceitual para solucionar o problema. Como, por exemplo, mapas de isópacas e isólitas, para supor a dimensão e profundidade dos meio-grábens; associação com poços na região, para uma melhor interpretação da análise estratigráfica; dentre outros.

8. CONCLUSÕES

As principais conclusões do trabalho foram:

- Foram identificados 7 fácies compondo 1 associação de fácies de canais fluviais entrelaçados, para os depósitos da Fm. Serraria. Enquanto que foram identificados 14 fácies compondo 3 associações de fácies: prodelta, frente deltaica e planície deltaica, para os depósitos da Fm. Feliz Deserto.
- O sistema fluvial foi caracterizado por formar corpos arenosos multiepisódicos (corpos verticalmente e horizontalmente amalgamados). Já o sistema deltaico foi possível classificá-lo como deltas dominados por rios, bem como compará-los com os deltas dos lagos do leste africano.
- As paleocorrentes para a Fm. Serraria apresentam migração predominante para SSE, corroborando a hipótese levantada, pelo presente trabalho, de que a Bacia de Sergipe-Alagoas, nesta fase, pertenceria a uma grande bacia.
- A análise estrutural regional, o mapa de paleocorrentes e a análise estratigráfica, permitiram a construção dos possíveis meio-grábens expressos no modelo paleogeográfico, da fase representada pela Fm. Feliz Deserto, permitindo a distribuição geográfica destes depósitos na

área de estudo. A paleogeografia foi configurada por um arranjo binário de meio-grábens, separados por uma zona de transferência.

- A evolução estratigráfica é marcada por variações na razão A/S, que marcam e definem o arcabouço estratigráfico definido para este trabalho. Indicando baixos valores da razão A/S para os depósitos da Fm. Serraria (predominando agradação), e altos valores da razão A/S para os depósitos da Fm. Feliz Deserto (espaço de acomodação maior que o aporte sedimentar).

- Os modelos evolutivos de bacia rifte foram de fundamental importância para a compreensão da evolução da fase inicial do rifte na bacia de Sergipe-Alagoas. Estes modelos serviram, como base conceitual, para o posicionamento ou reposicionamento das Formações Serraria e Feliz Deserto nas fases evolutivas correspondentes, respectivamente ao Início de Rifte e ao Clímax de Rifte, de Prosser (1993), bem como correspondente às fases de rifte inicial e fase inicial do meio-gráben, de Morley (2002). Nenhum modelo pode se aplicar cegamente, sem levar em consideração a importância e relevância de outros.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AQUINO, G. S. A.; LANA, M. C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: O “Estado da Arte”. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 75-84.
- BARREIRO, C. B.; MIZUSAKI, A. M. P.; GARCIA, A. J. V. 2003. Análise da seção de transição pré-rifte/rifte (Formações Serraria e Barra de Itiúba) da Bacia Sergipe-Alagoas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, 2., 2003, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: UFRJ, 2003.
- BHATTACHARYA, J. P. 1991. Regional to subregional facies architecture of river-dominated deltas in the Alberta subsurface, Upper Cretaceous Dunvegan Formation. In: MIAL, A. D.; TYLER, N. (Eds.). **The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery**. Tulsa: SEPM Concepts and Models in Sedimentology and Paleontology, n. 3, p. 189-206.
- BHATTACHARYA, J. P. 2006. Deltas. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Eds.) **Facies Models Revisited**. Tulsa: SEPM Special Publication, v. 84. p. 237-292.
- BOSENCE, D. W. J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. (Eds.). **Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea – Gulf of Aden**. London: Chapman & Hall. p. 9-25.
- CAMPOS NETO, O. P. A.; LIMA, W. S.; GOMES CRUZ, F. E. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405-415. maio/nov.
- CARVALHO, I. S.; ARAI, M. 2001. Os fósseis da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Revista Phoenix**, v. 3, n. 29. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix29_Mai01.htm. Acesso em: 26 out. 2010.

CARVALHO, I. S.; VIANA, M. S. S. V. 1993. Os Conchostráceos da Bacia do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, n. 2, p. 181-188.

CATUNEANU, O. 2006. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 375 p.

CHAGAS, L. S. *et al.* 1993. **Evolução Tectono-Sedimentar do Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas e Novas Perspectivas Exploratórias**. Petrobrás/Denest/Direx, SE. Relatório Interno (inédito), 77 p.

CHAGAS, L. S. 1996. **Tectono-Sedimentação das Bacias do tipo Rifte: Aplicação na Porção Emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 1996. 322 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1996.

COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: BROUSSARD, M. L. (Ed.). **Deltas Models for Exploration**. Houston: Houston Geological Society, p. 99-149.

DESTRO, N. 1995. Release Fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 17, n. 5, p. 615-629, maio.

DIAS, J. L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n. 1, p. 7-25. nov. 2004/maio 2005.

ELLIOTT, T. 1986. Deltas. In: READING, H. G. (Ed.), **Sedimentary Environments and Facies**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 2. ed., p. 113-154.

FALKENHEIN, F. U. H., *et al.* 1986. **Análise da Bacia de Sergipe-Alagoas**. PETROBRAS. Relatório interno (não editado).

FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161.

GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M. L.

(Ed.). **Deltas Models for Exploration**. Houston: Houston Geological Society, p. 87-98.

GARCIA, A. J. V. *et al.* 1990. Potencial de Reservatórios Profundos na Formação Serraria, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 4, p. 467-488.

GAWTHORPE, R.L.;LEEDER,M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, v. 12, n.2, p. 195-218.

GIBBS, A. D. 1984. Structural Evolution of Extensional Basin Margins. **Journal of Geological Society of London**, v. 141, p. 609-620.

GILBERT, G. K. 1885. The topographic features of lake shores: U.S. Geological Survey, 5 th Annual Report (1883-1884), p. 69-123.

GOOGLE EARTH. Acesso em: outubro de 2010.

INGERSOLL, R. V. *et al.* The Mud Hills, Mojave Desert, California: Structure, stratigraphy, and sedimentology of a rapidly extended terrane. In: BERATAN, K. K. (Ed.) **Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy: Boulder, Colorado**. Geological Society of America Special Paper 303. p. 61-84. 1996.

KÜCHLE *et al.* 2010. A Contribution To Regional Stratigraphic Correlations Of The Afrobrazilian Depression – The Dom João Stage (Brotas Group And Equivalent Units – Neojurassic) In Northeastern Brazilian Sedimentary Basins. **Journal of South American Earth Sciences**. In press.

KÜCHLE, J. 2004. **Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada, Bahia**. 2004. 172 pp. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

LAMBIASE, J. J.; BOSWORTH, W. 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: LAMBIASE, J. J. (Ed.). **Hydrocarbon habitat in rift basins**. London: Geological Society Special Publication, v. 80, p. 117-144.

- LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma Hipótese de Evolução Tectono-Sedimentar. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 311-332.
- LANA, M. C. 1985. **Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas**. 1985. 124 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. 1985.
- LANA, M. C.; MILANI, E. J. 1983. **Modelo Preliminar da Evolução Estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Petrobrás/Cenpes/Divex. Relatório interno (inédito), 12 p.
- MARTINSEN, O. *et al.* 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, v. 46, p. 235–259.
- McKENZIE, D. O. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and planetary science letters**, v. 40, p. 25-32.
- MIALL, A. D. 1999. **Principles of sedimentary basin analysis**. 3. ed. Berlin; Heidelberg; New York; Barcelona; Hong Kong; London; Milan; Paris; Singapore; Tokyo: Springer. 616 p.
- MIALL, A. D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. New York: Springer-Verlag. 582 p.
- MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A. *et al.* (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (Texto, Mapas & SIG)**. Brasília: CPRM. p. 139-142.
- MOHRIAK, W. U.; BASSETO, M.; VIEIRA, I. S. 1997. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 11 n. 1/2, p. 84-115, jan./dez.
- MORLEY, C. K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 83. p. 613-634.

- MORLEY, C. K. 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 86, p. 961-978.
- MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, Chicago, v. 103, n. 3, p. 285-299, maio.
- NASA (LandSat 7 ETM+). Disponível em: <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>. Acesso em: outubro de 2010.
- OJEDA, H. A. O; FUGITA, A. M. 1972. **Bacia de Sergipe-Alagoas: Tectônica, Evolução Tecto-Sedimentar e Perspectivas Petrolíferas**. Relatório Interno (inédito). s.p.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. 1988. Eustatic Controls On Clastic Deposition I: Conceptual Framework. In: WILGUS, C. K. *et al.* (Eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. p. 109-124.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G. B.; DOBB, A. (Eds.). **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: Geological Society Special Publication, v. 71. p. 35-66.
- PROTHERO, D.R. 1989. **Interpreting the stratigraphic record**. 4 ed. New York: W. H. Freeman & Company. 410 p.
- RAMÓN, J.C.; CROSS, T.A., 1997. Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, middle Magdalena Basin, Colombia. *CT&F – Ciência, Tecnologia y Futuro*, v. 1, p. 19-46.
- READING, H. G.; COLLINSON, J. D. 1996. Clastic coasts. In: READING, H.G. (Ed.). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. 3 ed. Oxford: Blackwell Science. p. 154-231.
- ROJAS, F. E. M. 2010. Estratigrafia de Sequências do intervalo Aptiano ao Albiano na Bacia do Araripe, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 28, n. 1, p. 138-139. Disponível em:

http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_pdf&pid=S0102261X2010000100011&lng=en&nrm=iso&tlng=pt. Acesso em: 13 nov. 2010.

- ROSENDAHL, B. R. *et al.* 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: FROSTICK, L. E. (Ed.) **Sedimentation in the African Rifts**. Geological Society Special Publication, n. 25. p. 29-43.
- SABINS, Jr., F. F. 1996. **Remote sensing: principles and interpretation**. 3. ed. New York: W. H. Freeman and Company. 494p.
- SCHALLER, H. 1969. Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86.
- SCHERER, C. M. S. *et al.* 2007. Stratigraphy and fácies architecture of the fluvial – aeolian – lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 194, n. 3/4, p. 169-193.
- SCHLISCHE, R. W.; ANDERS, M. H. 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: BERATAN, K. K. (Ed.) **Reconstructing the structural history of Basin and Range extension using sedimentology and stratigraphy**. The Geological Society of America Special Paper 303. p. 183-203.
- SHANLEY, K.W.; McCABE, P. J. 1991. Predicting facies architecture thorough sequence stratigraphy – an example from the Kaiparowits Plateau, Utah. **Geology**, v. 19, p. 742-745.
- SHANLEY, K. W.; McCABE, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 78, p. 544–568.
- SOUZA-LIMA, W. *et al.* 2002. **A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil**. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix. 34 p.
- TUCKER, M. E. 1982. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. England: Open University Press. 112 p.

USGS (imagens SRTM). Disponível em: <http://seamless.usgs.gov>. Acesso em: dezembro de 2009.

VAIL, P. R. *et al.* 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 26. p.49-212.

VAN WAGONER, J. C. *et al.* 1990. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, n. 7. 55 p.

WITHJACK, M. O.; SCHILISCHE, R. W.; OLSEN, P. E. 2002. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. In: **Sedimentation in Continental Rifts**. Tulsa: SEPM Special Publication, n. 73. p. 57-81.

WIZAVICH, M. C. 1991. Photomosaics of Outcrops: useful photographic techniques. In: MIAL, A. D.; TYLER, N. (Eds.). **The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Tulsa: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3. p. 22-24.