

**SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DO CONTATO ENTRE AS  
FORMAÇÕES SERRARIA E FELIZ DESERTO (BACIA DE SERGIPE-  
ALAGOAS): INFERÊNCIAS SOBRE OS ESTÁGIOS INICIAIS DO  
RIFTEAMENTO.**

**Porto Alegre, 2014**

**CARREL KIFUMBI**

**SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DO CONTATO ENTRE AS  
FORMAÇÕES SERRARIA E FELIZ DESERTO (BACIA DE SERGIPE-  
ALAGOAS): INFERÊNCIAS SOBRE OS ESTÁGIOS INICIAIS DO  
RIFTEAMENTO.**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia

**Orientador:** Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer

**Supervisora:** MSc. Manoela Bettarel Bállico

Porto Alegre, 2014

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

### **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Kifumbi, Carrel

Significado estratigráfico do contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto (Bacia de Sergipe-Alagoas): inferências sobre os estágios iniciais do rifteamento . / Carrel Kifumbi. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.  
[97 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Rifte 2. Bacia de Sergipe-Alagoas 3. Formação Serraria 4. Formação Feliz Deserto I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-8329 Fax: +55 51 3308-8337

E-mail: [bibgeo@ufrgs.br](mailto:bibgeo@ufrgs.br)

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão do Curso “**SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO DO CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES SERRARIA E FELIZ DESERTO (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS): INFERÊNCIAS SOBRE OS ESTÁGIOS INICIAIS DO RIFTEAMENTO.**” Elaborado por “Carrel Kifumbi”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora**

---

**Juliano Kuchle**

---

**Anderson José Maraschin**

---

**Eduardo Premaor**

## Agradecimentos

Chego hoje ao fim de uma longa viagem e me parece ser o momento certo para agradecer todas as pessoas que de perto ou de longe contribuíram para que este trabalho fosse realizado. Certamente eu nunca teria alcançado o nível que tenho atualmente sem a ajuda de vocês. Agradeço a todos.

Eu agradeço de forma muito especial ao meu pai. Você sempre acreditou em mim. Apesar das dificuldades e todos os sacrifícios você nós motivou a seguir em frente, mas, sobretudo a ser quem queríamos mesmo ser. Seus conselhos me ajudaram a superar os momentos difíceis e me deram força quando precisei.

Mãe, você é tão presente na minha vida que nunca haverá palavra para te agradecer. Fiz a promessa que todos meus sucessos acadêmicos te voltariam. Você me deu amor e reconforto, você sempre teve as palavras certas para despertar em mim a esperança. Eu estudei e eu me formei só para você ter orgulho de mim. O diploma é teu.

Aos meus irmãos Fabrice, Yannick, Clive e Bénédicte que não pararam de acreditar em mim. De forma particular agradeço a ti Clive, meu irmão, amigo e confidente que sempre me apoia e me defende quando necessário.

A Bénédicte Mubilanzila, que me compreende e aguenta minhas teimosias. Obrigado por ser esta companheira atenciosa com quem eu posso desabafar. Obrigado pelas longas horas no telefone a me motivar. Eu te amo.

A vocês Linden e Marthély com quem eu consegui amadurecer. Obrigado pela confiança, o suporte e obrigado por estarem presente quando eu não podia me confiar em ninguém mais.

Agradeço à grande família de Porto Alegre: Erick Losala, Lionel Muanda, Thierry Lukama, Francis Mwanza, Mike Muya, Bernice Ngioyele, Mauricia Ngolo, Emmanuel Saula, Romita Abdala, Esther Mupulu, Felly Bakwa, Diego Ngamuna, Joel Tshibamba, Grace Waka, Raissa Nsansele,

Dieu-Merci Kengele e Kadi Kokoye. Vocês são a família que Deus colocou no meu caminho. Obrigado pelas gargalhadas e as horas de PS3.

Obrigado a Mauricia por ser uma irmã para mim, a Bernice pelas deliciosas jantares enquanto eu estudava e por me acompanhar na busca pelo Senhor. Obrigado à Ingrid Frank que é simplesmente a pessoa mais querida que conheci no Brasil e que me ensinou as bases desta língua que até agora não domino. A todos meus colegas de campo Maurício Ericksson, Anna Júlia, Paulo, Airan Lima, Diego Lyra, Laís Gabrielli mais que uma amiga uma gêmea, Fernando Michels, Pedro Coveiro e Rafael Niemeyer. Com vocês aprendi a importância do trabalho em grupo.

Ao professor Juliano Kuchle que sempre se mostrou disposto a esclarecer minhas ideias. Aos meus amigos Duda, João, Raquel, Fábio, Carlinhos, Fernando, Rodrigo, Simon. A Adriano e Zazá com quem eu aprendo tanto.

À minha supervisora e mãe Manoela pelo imenso carinho, a paciência e por falar por mim quando sou tímido. E ao meu orientador Claiton pela oportunidade, por ter acreditado em mim.

Obrigado a Deus pois não sou nada sem ele.

“... Felizes são os que não viram mas  
assim mesmo creram!” *João 20 :29*

“Porque Deus amou o mundo tanto,  
que ele deu o seu único filho, para que  
todo aquele que nEle crer não morra,  
mas tenha a vida eterna.” *Jão 3 :16*

## Resumo

O presente trabalho tem por objetivo realizar uma caracterização faciológica e estratigráfica do topo da Formação Serraria e da base da Formação Feliz Deserto, correspondentes respectivamente aos Tratos de Sistemas Tectônico de Início de Rife (TTIR) e Desenvolvimento de Meio-gráben (TTDMG) (Kuchle e Scherer, 2010), visando entender a assinatura estratigráfica da passagem entre estes dois tratos de sistemas. A partir do levantamento de um perfil colunar foi possível descrever as fácies e interpretar as associações de fácies e sistemas deposicionais. As evidências como corpos arenosos formando ciclos granodecrescentes, a ausência de pelito e a dominância de barras de acreção frontais permitiram interpretar que o topo da Formação Serraria é caracterizado por um sistema fluvial entrelaçado. A formação Formação Feliz Deserto foi interpretada como composta por sistemas deltaicos devido a espessos pacotes de pelitos e ciclos de progradação. A mudança de sistemas deposicionais deve-se à reestruturação da bacia na transição entre o TTIR e TTDMG: A presença de sistemas deltaicos indica um aumento na geração de espaço de acomodação quando comparado ao TTIR, sugerindo um incremento da atividade tectônica, possivelmente com o desenvolvimento de sistemas de meio-grábens bem definidos. O limite entre os depósitos fluviais e deltaicos é marcado pelo desenvolvimento de paleosolo e pelo contato abrupto entre arenitos de canais fluviais e pelitos de pró-delta indicando exposição subárea seguido de uma rápida inundação. Estas informações permitiram determinar que durante o TTIR se forma uma ampla bacia rasa devido à tectônica incipiente, mas, no TTDMG, esta bacia fragmenta-se em várias sub-bacias mais profundas onde o basculamento dos blocos propicia exposição subaérea dos sedimentos fluviais e posterior inundação destes por depósitos lacustres. Esta interpretação é confirmada pelos dados de poço da bacia que mostram claramente um aumento brusco no valor de raio gama no limite entre a Formação Serraria e Feliz Deserto.

**Palavras-chave:** Rife, Bacia de Sergipe-Alagoas, Formação Serraria, Formação Feliz Deserto.

## Abstract

This study aims to perform a facies and stratigraphic characterization of the top of Serraria Formation and the base of Feliz Deserto Formation, corresponding respectively to the Rift Initiation Tectonic System Tract (TTIR) and Half-graben Development (TTDMG) (Kuchle and Scherer, 2010), in order to understand the stratigraphic signature of the passage between these two systems tract. Through the construction of a vertical graphic it was possible to describe the facies and to interpret facies associations and depositional systems. Evidences such as sandstone bodies forming finingupward cycles, the lack of mudstones and dominance of bars accretion allowed to interpret the top of the Serraria Formation as characterized by a braided river system. The Feliz Deserto Formation was interpreted as a composition of deltaic systems due to thickness of mudstones packages and progradation cycles. The change of depositional systems is due to the restructuring of the basin in the transition between the TTIR and TTDMG: The presence of deltaic systems indicates an increase in the generation of accommodation space when compared to TTIR, suggesting an increase in tectonic activity, possibly with the development of well defined half grabens systems. The boundary between the river and deltaic deposits is marked by the development of paleossol and the abrupt contact between sandstones of fluvial channels and mudstone of pro-delta indicates subarea exposure followed by a rapid flood. These informations allowed to determine that during the TTIR was formed a wide shallow basin due to incipient tectonics, but in TTDMG, this basin is fragmented into several deep sub-basins where the tilting of the blocks provided subaerial exposure of river sediments and subsequent flooding by lacustrine deposits. This interpretation is confirmed by the well data of the basin that clearly shows a sharp increase in gamma ray values at the boundary between the Serraria and Feliz Deserto formations.

**Key-words:** Rift, Sergipe-Alagoas Basin, Serraria Formation, Feliz Deserto Formation.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Geometria do meio-gráben. Modificado de Kuchle (2004)..... 16
- Figura 2: Sucessão estratigráfica idealizada. Imagem modificada de Prosser (1993). Observa-se que os sedimentos finos (lacustre/deltaico) sobrepõem-se aos sedimentos grossos (fluviais). O início do estágio de clímax de rifte de Prosser (1993) corresponde com o estágio de desenvolvimento de meio-gráben de Kuchle e Scherer (2010)..... 17
- Figura 3: Modelo evolutivo de Prosser (1993). Em (a) um bloco diagrama e uma seção transversal esquemática do início do rifte mostrando o controle estrutural da bacia e o baixo rejeito da falha. Em (b) o estágio de clímax final. Nota-se o alto rejeito da falha principal e o aumento da área deposicional... 21
- Figura 4: Modelo evolutivo de Gawthorpe e Leeder (2000). A imagem (a) mostra o estágio de iniciação, onde ocorrem bacias isoladas. O baixo relevo das falhas pode afetar as redes de drenagem secundárias orientando-as paralelamente à falha enquanto a rede principal não é afetada e é orientada axialmente às falhas. A imagem (b) ilustra o estágio de iniciação e interação de falhas: os meio-grábens se desenvolvem, formam-se lagos e as drenagens são rearranjadas e orientadas em direção ao meio-grábens..... 22
- Figura 5: Modelo evolutivo de Morley (2002). A figura (a) mostra uma ampla bacia rasa e com falhas de pequeno rejeito. Em (b) observa-se que a falha de borda é mais desenvolvida e controla a sedimentação na bacia, as falhas secundárias na margem flexural continuam ativas. .... 23
- Figura 6: Modelo estratigráfico de Kuchle e Scherer (2010). Observa-se em (a) a ampla bacia rasa caracterizada por várias falhas normais de baixo relevo. A rede de drenagem é endorreica. Em (b) uma falha concentra a atividade tectônica e tem rejeito maior. A bacia é mais profunda desenvolvendo sistemas lacustres próximos da falha e deltaico e fluviais alimentadores. As drenagens são axiais, da margem e da falha de borda.... 26

Figura 7: Mapa Geológico de detalhe da área de estudo. Em vermelho as três áreas-chaves visitadas pois apresentam as duas formações de interesse (Scherer, 2011).....	28
Figura 8: Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando a configuração das principais falhas (Falkenhein <i>et al.</i> , 1986). ....	31
Figura 9: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe extraída de Campos Neto et al. (2007). ....	34
Figura 10: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas extraída de Campos Neto et al. (2007). ....	35
Figura 11: Modelo de folhas para levantamento de perfil colunar em campo. ....	41
Figura 12: Imagem do software Stereo 32 com a medida de So inserida para correção dos dados de paleocorrente.....	45
Figura 13: Diagramas de rosetas das medidas de paleocorrentes coletadas em campo. Em A os dados antes de serem corrigidos e em B o resultado após correção. ....	45
Figura 14: Gráficos dos resultados: (A) porcentagem de cada classe granulométrica encontrada em relação à espessura total do perfil; (B) espessura de cada litofácies expressa em porcentagem; (C) Espessura de cada litofácies em metro. ....	48
Figura 15: Perfil colunar simplificado. O perfil colunar completo, na escala 1:100 está em anexo. ....	49
Figura 16: <i>lag</i> conglomerático clasto-suportado maciço com base erosiva. ...	51
Figura 17: Conglomerado com estratificação plano-paralela e base erosiva.	52
Figura 18: (a) Arenito com estratificação plano-paralela; (b) Bioturbação no topo da camada. ....	54
Figura 19: Estratificação cruzada de baixo ângulo com base erosiva. ....	55

- Figura 20: (a) Estratificação cruzada tangencial marcada pelos grânulos; (b) Estratificação cruzada de grande porte. ....57
- Figura 21: (a) Sets de estratificação cruzada planar separados por superfícies erosivas inclinadas no mesmo sentido que os planos de estratificação caracterizando uma barra de acreção frontal; (b) Dobras convolutas.....59
- Figura 22: Arenito maciço com intraclastos lamosos.....61
- Figura 23: Pelitos cinza e avermelhados maciços. ....62
- Figura 24: Arenitos argiloso branco a avermelhado com textura blocosa.....63
- Figura 25: (A) Gráfico da espessura em metros de cada associação de fácies; (B) Gráfico mostrando a porcentagem de cada associação de fácies em relação à espessura total do perfil levantado.....64
- Figura 26: Associação de fácies de Canais Fluviais Entrelaçados: (a) Estratificação cruzada tangencial; (b) Barra de acreção frontal com indicação das superfícies erosivas inclinadas a favor do fluxo; (c) Intraclastos lamosos em arenito maciço; (d); Base erosiva em conglomerado clasto-suportado com estratificação horizontal marcando a base de ciclo (e) dobras convolutas; (f) Estratificação cruzada planar de grande porte. ....67
- Figura 27: Associação de fácies de Frente deltaica dominada por rio. (a) e (b) bioturbação no topo da camada; (c) fluidização; (d) Estratificação plano-paralela; (e) base abrupta com os pelitos de pró-delta; (f) contato abrupto com os pelitos de pró-delta.....69
- Figura 28: Associação de fácies de pró-delta. (a) pelitos avermelhados sobrepostos a arenitos esbranquiçados; (b) contato abrupto com os arenitos de frente deltaica; (c) vista geral do topo da seção mostrando o contato entre os pelitos de pró-delta e os arenitos de frente deltaica.....71
- Figura 29: O modelo proposto por Gawthorpe e Leeder (2000) prevê que durante o início do rifte forma-se um rio que escava vales nas falhas ou é desviado por falhas maiores, mas continue orientado com a declividade regional da bacia.....73

- Figura 30: (a) Leque terminal Okavango; (b) sistema de falhas do rifte Okavango associado ao rifteamento do leste da África, Kinabo *et al*, (2007).; (c) Principais falhas que controlam o leque terminal Okavango e seus rejeitos, Kinabo *et al*, (2007).....74
- Figura 31: Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas com localização do perfil colunar levantado, indicação do sentido de paleocorrentes e localização do campo de perfuração Furado ao qual pertence parte dos dados de subsuperfícies deste trabalho. Modificado de Destro (1995). .....76
- Figura 32: (a) Devido à taxa de acomodação alta há rebaixamento do nível de base e exposição subaérea dos sedimentos fluviais e formação de paleosolo. (b) Em seguida ocorre a inundação dos sedimentos fluviais com o preenchimento da sub-bacia.....78
- Figura 33: Mapa da Bacia de Sergipe-Alagoas com indicação dos campos de poços e do perfil levantado. ....80
- Figura 34: Perfil de correlação de poços.....82

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Principais modelos evolutivos considerados neste estudo e relação entre os estágios iniciais. Em destaque o intervalo de estudo.....	19
Quadro 2: Geocronologia da Bacia de Sergipe-Alagoas. ....	24
Quadro 3: Codificação de fácies proposta por Miall (1996). ....	43
Quadro 4: Quadro com todas as fácies encontradas e indicação do processo deposicional.....	50
Quadro 5: Eletrofácies identificadas nos perfis de raios gama. Modificado de Cant (1992).....	83

## LISTA DE ABREVIATURAS

N : Norte

S : Sul

E : Leste

W: Oeste

m: metros

Ma: Milhões de anos

TTIR: Trato de sistemas Tectônico de Início de Rifte

TTDMG: Trato de sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben

## Sumário

1	INTRODUÇÃO.....	14
1.1	Problemática .....	14
1.1.1	Introdução e caracterização do problema.....	14
1.1.2	Premissas .....	15
1.1.3	Hipóteses .....	17
1.2	Objetivos .....	18
2	REVISÃO CONCEITUAL.....	19
2.1	Prosser (1993) – Rift-related linked depositional systems and their seismic expression.....	19
2.2	Gawthorpe e Leeder (2000) – Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. ....	21
2.3	Morley (2002) – Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. ....	23
2.4	Campos Neto <i>et al.</i> (2007) – Bacia de Sergipe-Alagoas.....	24
2.5	Kuchle e Scherer (2010) – Stratigraphic characterization of rift basins from stacking patterns and its genetic significance .....	25
3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE INVESTIGAÇÃO .....	27
4	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	29
	Embasamento.....	29
4.1	Arcabouço Estrutural.....	30
4.2	Cronoestratigrafia.....	31
4.2.1	Grupo Perucaba.....	32
4.2.2	Grupo Coruripe .....	33
5	METODOLOGIA.....	38
5.1	Revisão Bibliográfica.....	38
5.2	Escolha dos Pontos .....	39
5.3	Perfil Colunar .....	40
5.4	Análise de Fácies.....	42
5.5	Medição de Paleocorrente .....	44
5.6	Perfis Eletroradioativos .....	45
6	RESULTADOS .....	47

6.1	Descrição de litofácies .....	47
6.1.1	Conglomerados maciços (Gcm).....	51
6.1.2	Conglomerado clasto-suportado com estratificação plano-paralela (Gh) 52	
6.1.3	Arenitos com estratificação horizontal (plano-paralela) (Sh).....	53
6.1.4	Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl).....	54
6.1.5	Arenitos com estratificação cruzada acanalada (St) .....	55
6.1.6	Arenitos com estratificação cruzada planar (Sp).....	57
6.1.7	Arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) ...	60
6.1.8	Arenitos maciços (Sm) .....	60
6.1.9	Pelitos maciços (Fm).....	61
6.1.10	Paleosolo (P).....	62
6.2	Associações de Fácies .....	63
6.2.1	Associação de fácies de Canais Fluviais Entrelaçados .....	64
6.2.2	Associação de Fácies de Frente Deltaica Dominada por Rio .....	68
6.2.3	Associação de fácies de Pró-delta .....	70
7	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO .....	72
7.1	Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte (TTIR) .....	72
7.2	Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio Gráben (TTDMG).....	77
7.3	Contato entre o TTIR e o TTDMG.....	78
8	CONCLUSÃO.....	85
9	Referências.....	87
10	Anexos.....	93

# 1 INTRODUÇÃO

---

## 1.1 Problemática

### 1.1.1 Introdução e caracterização do problema

A Bacia de Sergipe-Alagoas destaca-se das demais bacias da margem leste brasileira por ser uma tradicional produtora de petróleo e também por ser uma das únicas bacias a apresentar a sucessão estratigráfica Jurocretácea completa referente à evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira. Entretanto, apesar de apresentar uma sequência jurássica a eocretácica pré-rifte e sequências mesocretácea sinrifte e pós-rifte bem preservadas (Campos Neto *et al.*, 2007), existem poucos trabalhos detalhando a arquitetura de fácies e a dinâmica deposicional associada aos diferentes estágios do rifteamento, especialmente no que se refere aos seus estágios iniciais. Nestes estágios os depocentros são difíceis de visualizar e os padrões de empilhamento são diversos e ainda pobremente compreendidos (Kinabo *et al.*, 2007; Morley, 2002; Kuchle *et al.*, 2011). Em decorrência disso, o presente projeto busca realizar uma caracterização sedimentológica e estratigráfica que permita compreender a transição entre os tratos tectônicos de Início de Rifte (Fm. Serraria) e Desenvolvimento de Meio-gráben (Fm. Feliz Deserto), conforme classificação de Kuchle & Scherer (2010).

Os principais e mais conhecidos modelos evolutivos de bacias rifte, a saber: os de Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthope & Leeder (2000) e

Morley (2002) propõem 3 a 4 estágios na evolução do rifte e os nomeiam de forma arbitrária tornando difícil a correlação de estágios entre autores diferentes. Observa-se também que esses autores tiveram como objetivo principal delimitar os estágios evolutivos dos sistemas riftes e estabelecer a evolução tectono-estrutural da bacia. no entanto, esses modelos não detalham a passagem entre os estágios iniciais do rifte, visando à evolução estratigráfica da bacia. O presente trabalho aplica o modelo proposto por Kuchle & Scherer (2010) que, além de ser o mais recente, propõe uma evolução estratigráfica inspirada das bacias riftes brasileiras. Este modelo foi aplicado à Bacia de Sergipe-Alagoas visando estudar a transição entre dois estágios evolutivos em bacias rifte, o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte (TTIR) e o Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben (TTDMG).

### 1.1.2 Premissas

A Formação Serraria depositou-se durante o estágio inicial do rifte, também conhecido como Depressão Afro-Brasileira caracterizada por uma ampla bacia rasa e endorreica resultando da atividade tectônica incipiente (Kuchle *et al.*, 2011). A Formação Serraria é composta por arenitos depositados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico enquanto a Formação Feliz Deserto compõe-se de arenitos e pelitos depositados em ambientes lacustres e deltaicos (Campos Neto *et al.*, 2007). A Formação Feliz Deserto foi depositada em um contexto de bacias menores, isoladas e bem mais profundas controladas pelo progressivo desenvolvimento do meio-gráben como resposta à atividade tectônica mais intensa

Para melhor entender os modelos a serem citados a seguir é imprescindível compreender o mecanismo de uma bacia rifte. Enquanto alguns autores acreditam que durante o estágio inicial do rifte se forma uma ampla bacia rasa, outros defendem com a tectônica incipiente formaram-se várias sub-bacias isoladas e associadas às falhas em desenvolvimento. Independentemente de iniciar como uma ampla bacia ou como pequenas bacias isoladas, com o aumento da atividade tectônica, a atividade tectônica

se concentra ao longo de uma falha mais extensa, de alto rejeito vertical e gerada pela expansão e conexão lateral de falhas menores. Esta falha confere às sub-bacias a geometria de meio-gráben e controla a sedimentação. O meio-gráben é composto por uma falha de borda e uma margem flexural: a falha de borda é a falha principal do Meio-gráben, que concentra o rejeito e tem declividade alta e a margem flexural é a parte com declividade suave até a próxima falha de borda (Figura 1). A geometria do meio-gráben resulta do falhamento normal ocasionado devido ao estiramento crustal e da rotação progressiva em torno do *tilt point* (ponto de rotação). A parte do bloco que se encontra acima do *tilt point* é chamada de *footwall* (Teto) e a parte abaixo é o *hangingwall* (Muro) (Figura 1). Nos primeiros instantes da individualização do meio-gráben há uma rápida criação de espaço, preenchimento do *hangingwall* (Muro) por sistema lacustre e deltaico e não deposição ou erosão no *footwall* (Teto) Este momento corresponde à transição entre a Formação Serraria e a Formação Feliz Deseto. Deste fato, é lógico esperar uma superposição de sistemas lacustres/deltaico, da Formação Feliz Deserto, sobre os sedimentos fluviais, da Formação Serraria, à medida que o meio-gráben está sendo preenchido.

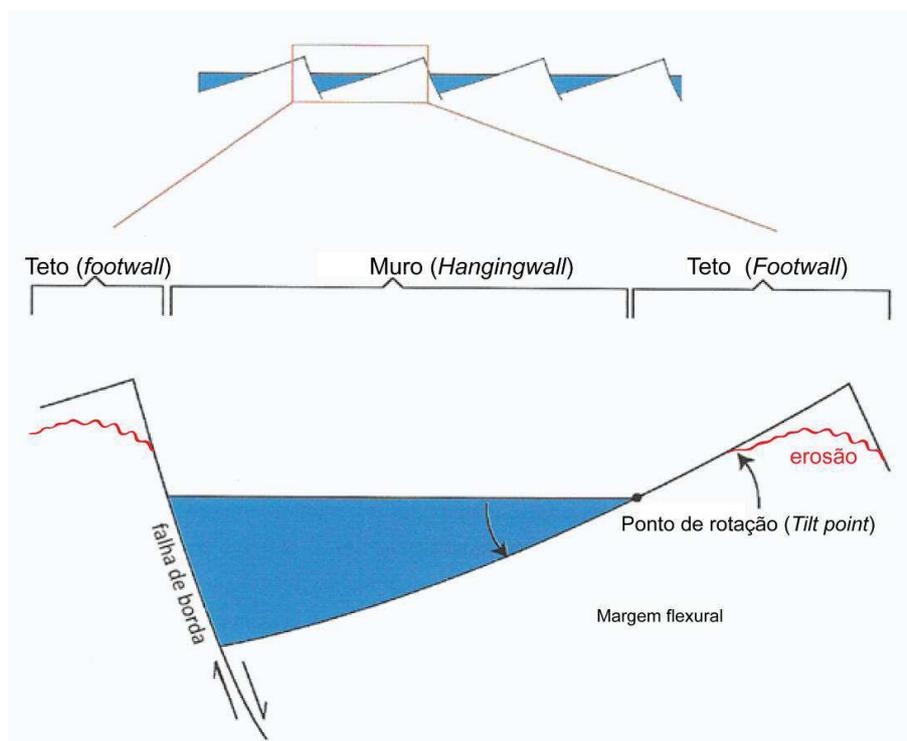


Figura 1: Geometria do meio-gráben. Modificado de Kuchle (2004).

### 1.1.3 Hipóteses

Como observado, a transição entre as Formações Serraria e Feliz Deserto é marcada pelo aumento na atividade tectônica e a mudança radical na estruturação da bacia. Com uma atividade tectônica alta, cria-se uma bacia cada vez mais profunda em um intervalo de tempo relativamente curto. Espera-se, portanto, encontrar, sobre os depósitos fluviais da Formação Serraria, uma superfície de rápida inundação marcando a base da Formação Feliz Deserto (Figura 2) ou feições de não deposição e/ou erosão antes da deposição da Formação Feliz Deserto, se o ponto considerado localiza-se acima do ponto de rotação (*tilt point*). Esta hipótese baseia-se essencialmente nos modelos propostos na literatura.

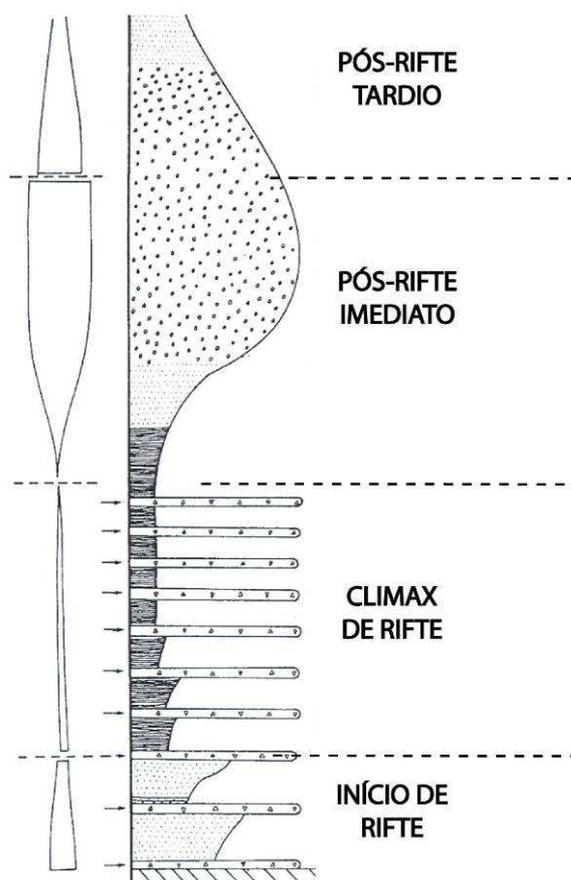


Figura 2: Sucessão estratigráfica idealizada. Imagem modificada de Prosser (1993). Observa-se que os sedimentos finos (lacustre/deltaico) sobrepõem-se aos sedimentos grossos (fluvial). O início do estágio de clímax de rifte de Prosser (1993) corresponde com o estágio de desenvolvimento de meio-gráben de Kuchle e Scherer (2010)

## 1.2 Objetivos

Para testar essa hipótese é preciso encontrar em campo feições e evidências de contato abrupto entre as Formações Serraria e Feliz Deserto depositados respectivamente durante os TTIR e TTDMG. Considerando que o contato abrupto se manifesta na forma de uma rápida inundação, erosão ou não deposição, espera-se encontrar em campo feições diagnósticas de erosão ou uma superfície de inundação marcada pelo contato direto entre fácies e associações de fácies fluvial e deltaico/lacustre.

O presente trabalho tem por objetivo realizar uma caracterização faciológica e estratigráfica detalhada da passagem entre os tratos de sistemas tectônicos de início de rifte e de desenvolvimento de meio-gráben, que na Bacia de Sergipe Alagoas corresponde ao contato entre as formações Serraria e Feliz Deserto. Como objetivos específicos podem-se destacar:

- Realizar uma análise faciológica detalhada do limite entre os tratos de início de rifte e desenvolvimento de meio-gráben, por meio da construção de perfis colunares;
- Estabelecer modelos deposicionais para os depósitos da Formação Serraria e Feliz Deserto;
- Discutir sobre o controle tectônico na distribuição das redes de drenagem nas fases iniciais do rifteamento.

## 2 REVISÃO CONCEITUAL

---

No Brasil a nomenclatura dos estágios evolutivos de rifte mais conhecida e adotada pela Petrobras para a evolução tectono-estratigráfica das bacias da margem brasileira adotada, foi proposta por Campos Neto *et al.* (2007). Mundo afora muitos autores propuseram modelos diversos, cada qual com um enfoque principal e denominando os estágios evolutivos de riftes de forma diferente (Quadro 1). Apesar de não denominar todos os estágios de evolução de rifte da mesma forma, esses autores apresentam mecanismos semelhantes para explicar a transição entre as Formações Serraria, e Feliz Deserto.

Quadro 1: Principais modelos evolutivos considerados neste estudo e relação entre os estágios iniciais. Em destaque o intervalo de estudo.

Autores / Formações	Prosser (1993)	Gawthorpe e Leeder (2000)	Morley (2002)	Campos Neto et al. (2007)	Kuchle e Scherer (2010)
Barra de Itiúba	Climax	Propagação de falhas	Meio-Gráben maturo	Rifte	Climax
Feliz Deserto		Interação e conexão de falhas	Meio-Gráben inicial		Desenvolvimento de Meio-Gráben
Serraria	Início de rifte	Estágio de iniciação	Rifte inicial	Pré-rifte	Início de rifte

### 2.1 Prosser (1993) – Rift-related linked depositional systems and their seismic expression.

Prosser (1993) apresentou seus modelos baseados em dados sísmicos do Mar do Norte. Ela propõem adaptar a estratigrafia de sequência

inventada por Posamentier *et al.* (1988), que é inteiramente vinculada a variações eustáticas, para um modelo onde os padrões de empilhamentos devem ser a base da análise. Ela usa então, diferentemente dos tratos de sistemas clássicos de Posamentier *et al.* (1988), os Tratos de Sistemas Tectônicos que são um conjunto de estratos geneticamente relacionados que não possuem nenhuma relação obrigatória com a curva de nível relativo do mar mas que são relacionados a uma fase de preenchimento específica na evolução de um rifte.

Segundo Prosser (1993) durante o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte ocorrem as primeiras rotações de blocos devido ao falhamento normal e são geradas áreas soerguidas (*footwall*) e outras rebaixadas (*hangingwall*). Os baixos estruturais são preenchidos por sistemas fluviais axiais progracionais e na falha de borda ocorre uma sedimentação gravitacional pouco expressiva (Figura 3a). Ao passar para o Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte a criação de espaço atinge as maiores taxas e o aporte sedimentar não consegue acompanhar estes patamares. O resultado é uma marcante retrogradação sobrepondo sedimentos lacustres aos fluviais do estágio anterior. Na área próxima da falha de borda, ocorrem agradações relacionadas ao empilhamento de *fan deltas* (Figura 3b). Este trato é dividido em inicial, médio e final. O estágio final é marcado pela máxima extensão da bacia, onde nos depósitos centrais ocorre apenas a deposição de lama lacustre recobrando toda a área. As grandes retrogradações são relacionadas ao baixo aporte sedimentar em relação ao grande espaço criado.

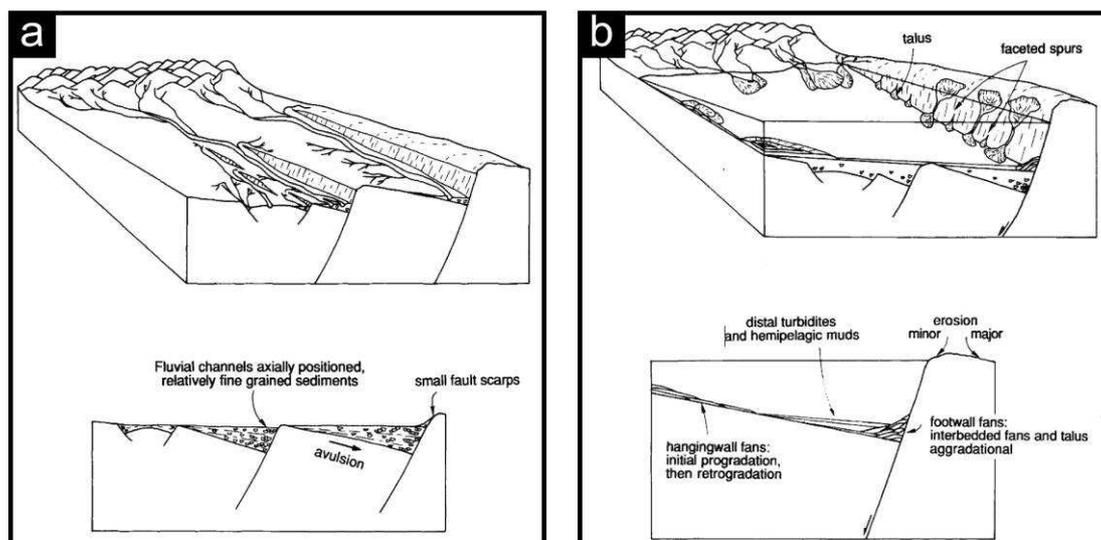


Figura 3: Modelo evolutivo de Prosser (1993). Em (a) um bloco diagrama e uma seção transversal esquemática do início do rifte mostrando o controle estrutural da bacia e o baixo rejeito da falha. Em (b) o estágio de clímax final. Nota-se o alto rejeito da falha principal e o aumento da área deposicional.

## 2.2 Gawthorpe e Leeder (2000) – Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins.

Os autores propuseram um modelo de evolução de rifte com enfoque principal no comportamento estrutural para explicar a distribuição dos sistemas deposicionais.

Durante Estágio de Iniciação, se formam falhas paralelas e não conectadas cada qual com seu deslocamento baixo sem individualização nítida do Meio-Gráben. Este estágio é caracterizado por uma série de bacias restritas e limitadas por falhas com pequenos rejeitos, baixa taxa de subsidência e pouca continuidade lateral. Estas falhas não afetam a rede de drenagem principal que continue orientada segundo o mergulho geral da bacia mas as drenagens secundárias podem ser desviadas e orientadas paralelamente às fálhas. Estas bacias isoladas são rapidamente preenchidas por sistemas fluviais (Figura 4a). O segundo estágio é o de Interação e Conexão de falhas, com o aumento da atividade tectônica essas pequenas bacias isoladas se conectam lateralmente favorecendo a formação e a expansão dos meio-grábens. As redes de drenagem são rearranjadas e orientadas em direção ao meio-gráben devido à melhor individualização da

falha de borda e ao depocentro mais profundo. Nesse estágio dominam sistemas lacustres e deltaicos que sucedem aos sistemas fluviais (Figura 4b).

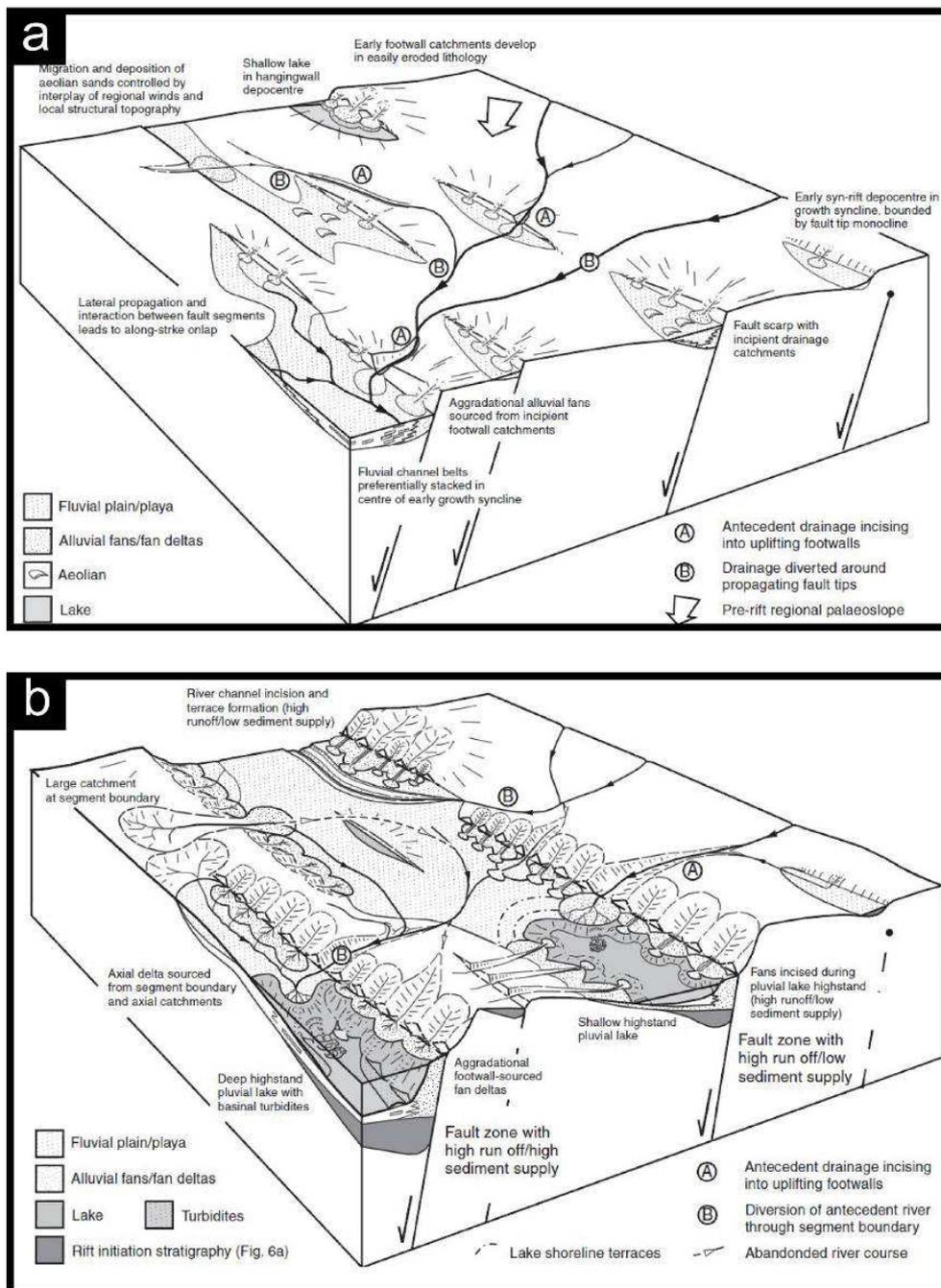


Figura 4: Modelo evolutivo de Gawthorpe e Leeder (2000). A imagem (a) mostra o estágio de iniciação, onde ocorrem bacias isoladas. O baixo relevo das falhas pode afetar as redes de drenagem secundárias orientando-as paralelamente à falha enquanto a rede principal não é afetada e é orientada axialmente às falhas. A imagem (b) ilustra o estágio de iniciação e interação de falhas: os meio-grábens se desenvolvem, formam-se lagos e as drenagens são rearranjadas e orientadas em direção ao meio-grábens.

### 2.3 Morley (2002) – Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data.

Morley (2002) apresenta um modelo estrutural semelhante ao modelo de Gawthorpe e Leeder (2000) baseado na propagação de falha. Segundo este modelo todas as falhas de borda se desenvolvem inicialmente como pequenas falhas isoladas, de pequeno rejeito e desconectadas. Essas falhas sofrem expansão lateral, se conectam e configuram a geometria de meio-gráben no estágio seguinte. A principal diferença em relação aos demais é no que diz respeito ao primeiro estágio.

Segundo Morley (2002) durante o Rifte Inicial desenvolve-se uma ampla bacia com espessura relativamente pequena e condicionada por falhas de pequeno rejeito e sem grandes extensões laterais (Figura 5a) enquanto Prosser (1993) e Gawthorpe e Leeder (2000) acreditam que o início se dá por pequenas bacias isoladas. No estágio seguinte o desenvolvimento da falha de borda inicia a partir da propagação de falha, desenvolvendo o meio-gráben inicial, com sua geometria típica. As falhas secundárias presentes na margem flexural continuam ativas, mas com rejeitos muito menores em comparação à falha de borda (Figura 5b).

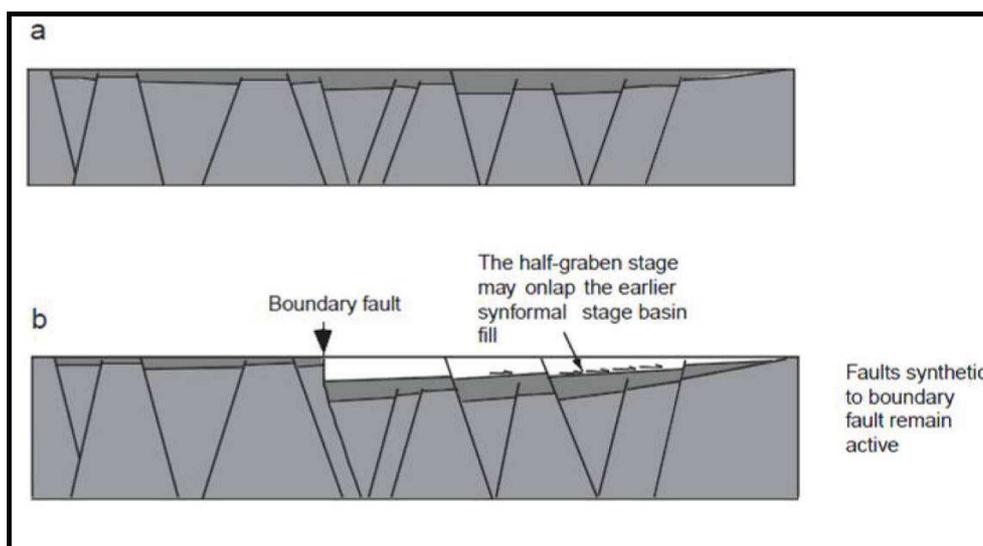


Figura 5: Modelo evolutivo de Morley (2002). A figura (a) mostra uma ampla bacia rasa e com falhas de pequeno rejeito. Em (b) observa-se que a falha de borda é mais desenvolvida e controla a sedimentação na bacia, as falhas secundárias na margem flexural continuam ativas.

## 2.4 Campos Neto *et al.* (2007) – Bacia de Sergipe-Alagoas

Em sua revisão estratigráfica completa da Bacia de Sergipe-Alagoas, Campos Neto *et al.* (2007) separam o registro da bacia em Supersequências e Sequências. O intervalo importante para este estudo é o Andar Rio da Serra, de idade Eocretácea, que inclui o topo da Sequência J20-K05 (Supersequência Pré-Rifte) e a base da Sequência K10-K20 (Supersequência Rifte) (Quadro 2).

Quadro 2: Geocronologia da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Período	Idade	Supersequência	Sequência	Formação
Cretáceo	Rio da Serra	Rifte	K10-K20	Feliz Deserto
		Pré-rifte	J20-K05	Serraria
Bananeira				
Candeeiro				
Jurásico	Dom João			

Durante o Neojurássico a Bacia de Sergipe-Alagoas constituía um segmento da depressão afro-brasileira. Neste período de estabilidade tectônica depositou-se a Sequência J20-K05 pertencente à Supersequência Pré-Rifte e composta pelos arenitos fluvio-deltaicos da Formação Candeeiro e os folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeira (Quadro 2). Posteriormente sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico colmataram esse lago e depositaram os arenitos da Formação Serraria.

A Sequência K10-K20, que pertence à supersequência Rifte é depositada durante os estágios de estiramento inicial do rifte e é composta pela formação Feliz Deserto (Quadro 2). A Supersequência Rifte corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia. Segundo os autores o início do rifte ocorreu há aproximadamente 142 Ma ao instalar-se o lago da Formação Feliz Deserto, mais profundo e com características diferentes do lago da Formação Bananeira evidenciando um aumento na taxa de subsidência. Os autores descrevem a Formação Feliz Deserto como

caracterizada por uma sucessão de folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos.

## **2.5 Kuchle e Scherer (2010) – Stratigraphic characterization of rift basins from stacking patterns and its genetic significance**

Kuchle e Scherer (2010) propõem um modelo sismo-estratigráfico que abrange maioria dos modelos acima citados. Este modelo é mais completo pois realiza um estudo de detalhe das redes de drenagem no meio-gráben e, além de analisar a sucessão estratigráfica, propõe a possibilidade de uma contemporaneidade entre a deposição e a erosão controlado pela posição do ponto de rotação. Os autores sugerem que a análise de bacias rifte seja feita em meio-grábens individuais pois estes podem se encontrar em estágios evolutivos distintos devido ao comportamento distensivo que varia no tempo e ao longo da área. A passagem do Trato de Sistemas de Início de Rifte para o Trato de Sistemas de Desenvolvimento de Meio-Gráben pode, portanto não representar um evento síncrono na bacia inteira.

Durante o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte (TTIR) se formam várias falhas de pequena extensão lateral, baixo relevo e uniformemente distribuídas em uma ampla área devido ao estiramento crustal. Nesta fase a bacia é ampla e rasa, controlada pelas diversas falhas, mas não há individualização dos meio-grábens e a rede de drenagem é endorreica e concêntrica (Figura 6a). Os sistemas deposicionais são predominantemente fluviais, intercalados com sistemas eólicos e podendo desenvolver corpos lacustres rasos em regiões de menor aporte sedimentar ou maior subsidência da bacia. O padrão de preenchimento é agradacional pois todo o espaço criado é preenchido.

O Trato de Sistemas de Desenvolvimento de Meio-Gráben é caracterizado pelo desenvolvimento inicial do meio-gráben. A atividade tectônica se torna cada vez mais intensa e passa a ser concentrada em uma falha específica que, apesar de não apresentar grandes rejeitos, já está

conferindo a geometria de meio-gráben. A área deposicional do início de rifte é reduzida e o padrão de drenagem passa a ser controlada pelo meio-gráben. Observam-se drenagens de três tipos: drenagens da margem flexural, perpendiculares à falha de borda; drenagens axiais, laterais à margem flexural e drenagens da falha de borda perpendiculares à falha de borda. As drenagens axiais e da margem flexural desenvolvem sistemas fluviais perenes ou efêmeros enquanto as drenagens da falha de borda formam sistemas de *fan* deltas com descargas episódicas (Figura 6b).

Nesta fase o sistema lacustre é mais profundo que no início de rifte e se desenvolve próximo à falha de borda. Os sistemas fluviais e deltaicos avançam a partir da margem flexural ou axial. O padrão de empilhamento é progradacional pois segundo os autores, neste estágio o aporte sedimentar da margem flexural é superior à taxa de criação de espaço.

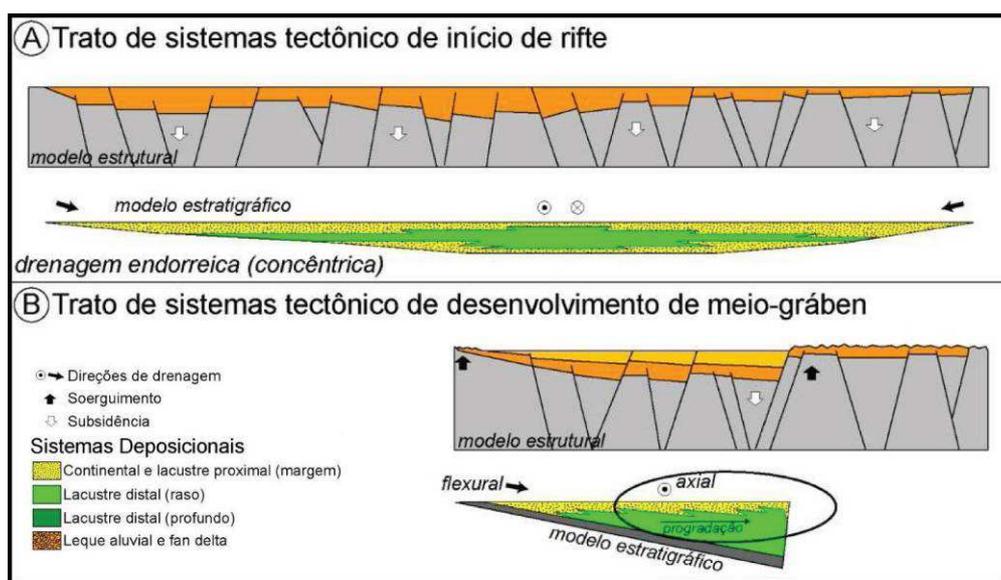


Figura 6: Modelo estratigráfico de Kuchle e Scherer (2010). Observa-se em (a) a ampla bacia rasa caracterizada por várias falhas normais de baixo relevo. A rede de drenagem é endorreica. Em (b) uma falha concentra a atividade tectônica e tem rejeito maior. A bacia é mais profunda e desenvolvem-se sistemas lacustres próximos da falha e deltaico e fluviais alimentadores. As drenagens são axiais, da margem e da falha de borda.

### 3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE INVESTIGAÇÃO

---

A Bacia de Sergipe-Alagoas localiza-se na margem leste brasileira, região nordeste do Brasil, entre os paralelos 9° e 11°30'. Esta bacia tem uma forma alongada segundo a direção N45°E e apresenta uma área *onshore* de aproximadamente 13.000 km<sup>2</sup> e uma área *offshore* de 40.000 km<sup>2</sup>. A parte emersa tem, em média, 350 km de extensão e 35 km de largura, já a parte submersa não tem limites bem definidos e acredita-se que ela ultrapasse a cota batimétrica de 3.000 m.

Neste estudo foi escolhida como área de investigação a porção centro-oeste da bacia, na divisa entre os estados de Sergipe e Alagoas. Escolheu-se especialmente as áreas entre as cidades de Muribeca, Malhada dos Bois e Igreja Nova onde se encontram os melhores afloramentos das Formações Serraria e Feliz Deserto (Figura 7).

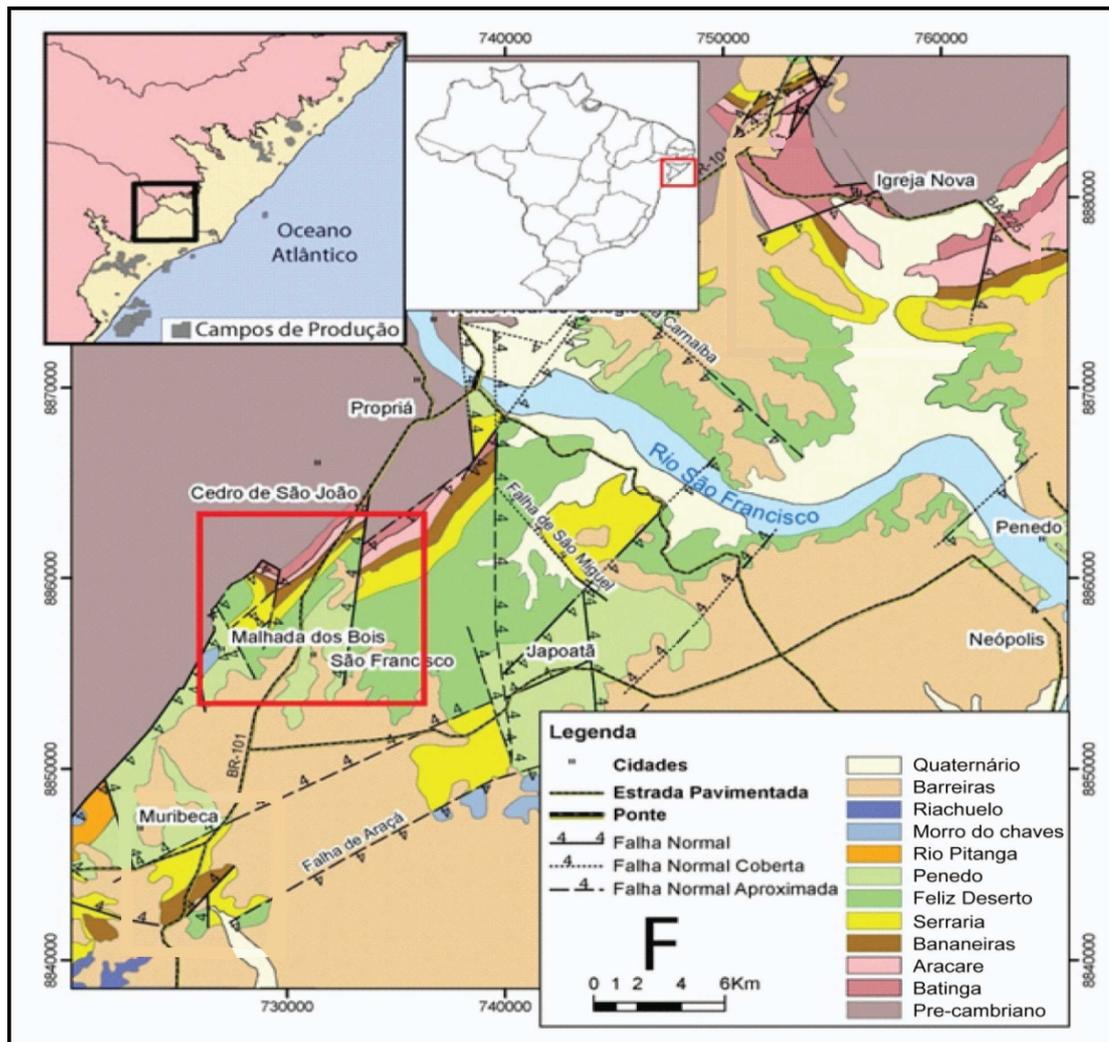


Figura 7: Mapa Geológico de detalhe da área de estudo. Em vermelho as três áreas-chaves visitadas pois apresentam as duas formações de interesse (Scherer, 2011).

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

---

Localizada no nordeste brasileiro, a Bacia de Sergipe-Alagoas tem a sua formação relacionada à fragmentação do Gondwana durante o Jurássico. Ao contrário das Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá que evoluíram como aulacógenos, a Bacia de Sergipe-Alagoas se desenvolveu na forma de bacia de margem passiva. Esta bacia tem a particularidade de apresentar todos os estágios referentes à evolução do rifte desde os registros da Depressão Afro-Brasileira até os comumente encontrados em bacias de margem continental passiva.

### **Embasamento**

O embasamento da Bacia de Sergipe-Alagoas é composto por rochas de litologias muito diferentes, esta variedade composicional é relacionada à estruturação do embasamento e se reflete no preenchimento da Bacia (Souza-Lima, 2006).

Na porção a norte do estado de Alagoas o embasamento encontra-se pouco segmentado e composto por granitos, gnaisses e migmatitos. Já, o embasamento da porção sul do estado de Alagoas e de toda a Sub-bacia de Sergipe é composto por metassedimentos dobrados e com metamorfismo variando de fácies xisto-verde a anfíbolito (Souza-Lima, 2006).

Ao sul do estado de Sergipe as rochas datam do Arqueano a Paleoproterozoico, no entanto, foram moldadas pelo Ciclo Brasileiro

Neoproterozoico e compreendem o Cráton São Francisco (Almeida et al., 1977). São rochas metamórficas de alto grau constituindo o Cinturão Granulítico Atlântico (Souza-Lima, 2006). A estruturação do cráton São Francisco resultou no abandono do rifte nas Bacias de Recôncavo-Tucano-Jatobá ocasionando a migração da ruptura crustal para a Bacia de Sergipe-Alagoas.

#### 4.1 Arcabouço Estrutural

A Bacia de Sergipe-Alagoas possui orientação N45°E. Encontra-se limitada, ao norte, pelo Alto de Maragoji com a Bacia de Pernambuco-Paraíba. Ao sul, seu limite com a Bacia de Jacuípe é marcado pela plataforma da Estância na porção emersa e pelo Sistema de Falhas de Vaza-Barris na porção submersa.

As falhas normais presentes na bacia apresentam direções N-S e NE-SW (Figura 8). As falhas N-S estão dispostas em forma escalonada (*en échelon*) em relação à direção de estruturação da bacia (N45°E) (Lana, 1990). Estas falhas, limitantes dos compartimentos tectônicos, são mais antigas que as falhas de direção NE-SW. Elas estariam relacionadas com os processos transtrativos da fase inicial do rifteamento.

As falhas de direção NE-SW apresentam grandes rejeitos verticais, são bastante expressivas na borda oeste da bacia e são importantes como definidoras da Linha de Charneira Alagoas. Ocorrem também falhas de transferência, que segundo Gibbs (1984) são responsáveis por mudanças na borda da bacia, conectando falhas normais com mergulhos iguais ou opostos. Elas apresentam direções NW-SE e E-W e como exemplo destas falhas temos a Falha de Itaporanga, Siriri e Sinimbu (Destro, 1995).

As grandes falhas geralmente ocorrem limitando blocos ou compartimentos tectônicos que subdividem a bacia. Esses blocos são diferenciados com base na profundidade e configuração da superfície do embasamento, natureza da cobertura sedimentar e intensidade do falhamento (Lana, 1990). Podem ser divididos em baixos e altos estruturais.

Alguns altos podem ser semelhantes a plataformas (p. ex. Alto de Japoatã), enquanto que outros são estreitos e alongados (p. ex. Alto Italaia/Camorim). Os baixos são depressões assimétricas (meio-grábens), com uma falha principal em extremidade e uma rampa homoclinal, limitada ou não por falha na extremidade oposta (p. ex. Baixos do Coruripe).

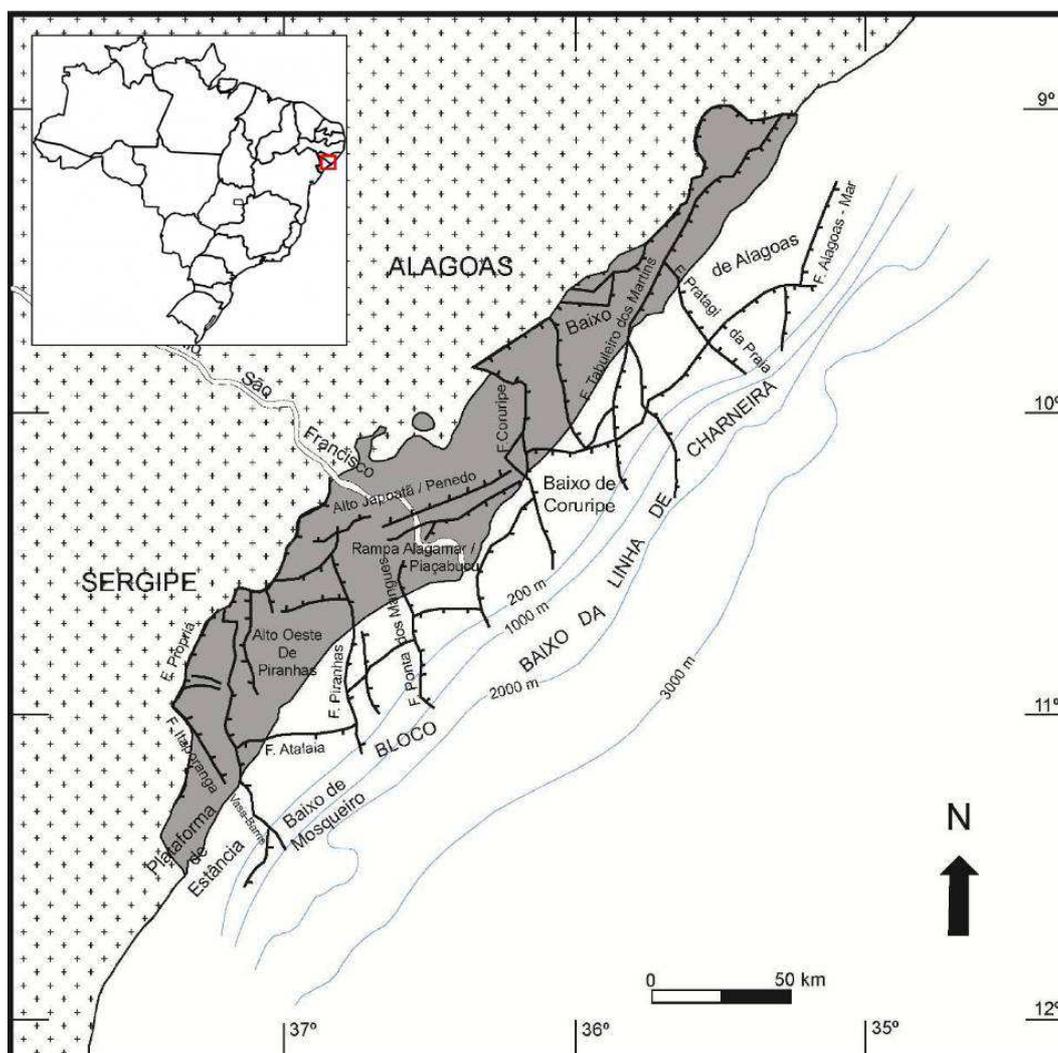


Figura 8: Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando a configuração das principais falhas (Falkenhein *et al.*, 1986).

## 4.2 Cronoestratigrafia

Campos Neto *et al.* (2007), na mais recente revisão das cartas estratigráficas, consideram a Bacia de Sergipe-Alagoas uma única bacia sedimentar, enquanto que Feijó (1994) dividiu a bacia em duas sub-bacias,

Sergipe e Alagoas, estabelecendo como limite entre elas o Alto de Japoatã-Penedo. Campos Neto *et al.* (2007) não consideram o Alto de Japoatã-Penedo um divisor de bacias pois está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Alagoas. Outra justificativa, apresentada por esses autores, é que não ocorre nenhuma feição geológica em águas profundas que permita traçar um limite de bacias. Entretanto, como o estilo tectônico e preenchimento varia da porção sergipana para a alagoana, Campos Neto *et al.* (2007) decidiram elaborar duas cartas estratigráficas para esta bacia (Figura 9, Figura 10).

A bacia de Sergipe-Alagoas possui estratos depositados desde o Paleozoico até o Cenozoico. A primeira carta estratigráfica foi elaborada por Schaller (1969), e posteriormente foi revisada por diversos autores até a versão mais recente de Campos Neto *et al.* (2007).

Sobre o embasamento pré-cambriano foram depositadas as sequências Carbonífera e Permiana que fazem parte do Grupo Igreja Nova e sobre as unidades neopaleozoicas foram depositadas as sequências Juro-Cretácicas (Mesozoico) e Terciárias (Cenozoico) (Figura 9, Figura 10). Estas sequências compreendem os Grupos Perucaba, Coruripe, Sergipe e Piaçabuçu. Neste trabalho será considerada apenas a sequência Juro-Cretácica, especialmente os grupos Perucaba e Coruripe que compreendem as Formações Serraria e Feliz Deserto (Figura 9, Figura 10).

#### **4.2.1 Grupo Perucaba**

O Grupo Perucaba, proposto por Feijó (1994), abrange as Formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. Estas formações foram depositadas em condições intracontinentais entre o Neojurássico e o Eocretáceo sobre as formações paleozoicas. Neste período a Bacia de Sergipe-Alagoas representava um dos segmentos da Depressão Afro-brasileira, que foi formada durante o soerguimento crustal no Neojurássico (Ponte e Asmus, 1976). Esta fase é caracterizada por ser uma bacia ampla e rasa, com falhas de pequeno porte, apresentando subsidência flexural e estabilidade tectônica. Os depósitos têm como característica a grande continuidade lateral e

representam a retomada da sedimentação após um longo período de erosão ou não deposição da bacia (Lana, 1990). A Formação Candeeiro é composta por arenitos flúvio-deltaicos. A Formação Bananeiras compreende folhelhos vermelhos depositados em ambiente lacustre durante o Andar Dom João. A Formação Serraria, depositada entre o Andar Dom João e início do Andar Rio da Serra, contem arenitos depositados em sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico (Campos Neto *et al.*, 2007).

#### **4.2.2 Grupo Coruripe**

O Grupo Coruripe pode ser dividido em andares locais definidos pela bioestratigrafia, são eles: Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. O estágio inicial corresponde à subsidência mecânica da bacia, onde foram depositadas rochas de ambiente continental e marinho restrito, posteriormente houve o início da subsidência térmica com depósitos de leques aluviais, sabkha/nerítico da Formação Muribeca (Campos Neto *et al.*, 2007).

No Andar Rio da Serra ocorreu o estiramento inicial do rifte e foram depositadas as Formações Feliz Deserto e Penedo. A Formação Feliz Deserto é caracterizada por uma sucessão de folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos e formada em ambiente lacustre-deltaico. A Formação Penedo representa uma sedimentação arenosa alúvio-fluvial, que se restringia ao segmento da borda sergipana e ao extremo nordeste da borda alagoana (Campos Neto *et al.*, 2007).

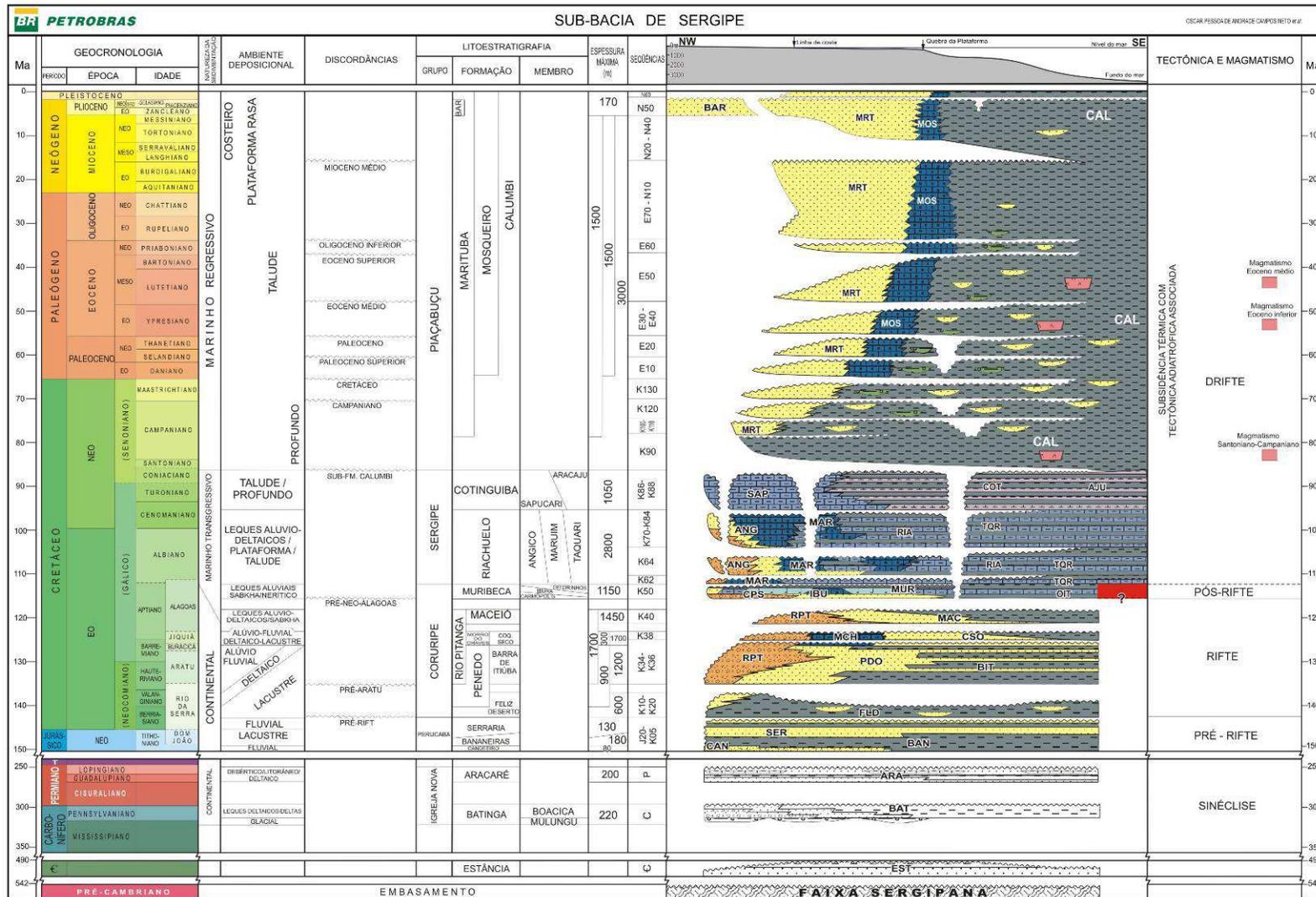


Figura 9: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe extraída de Campos Neto et al. (2007).

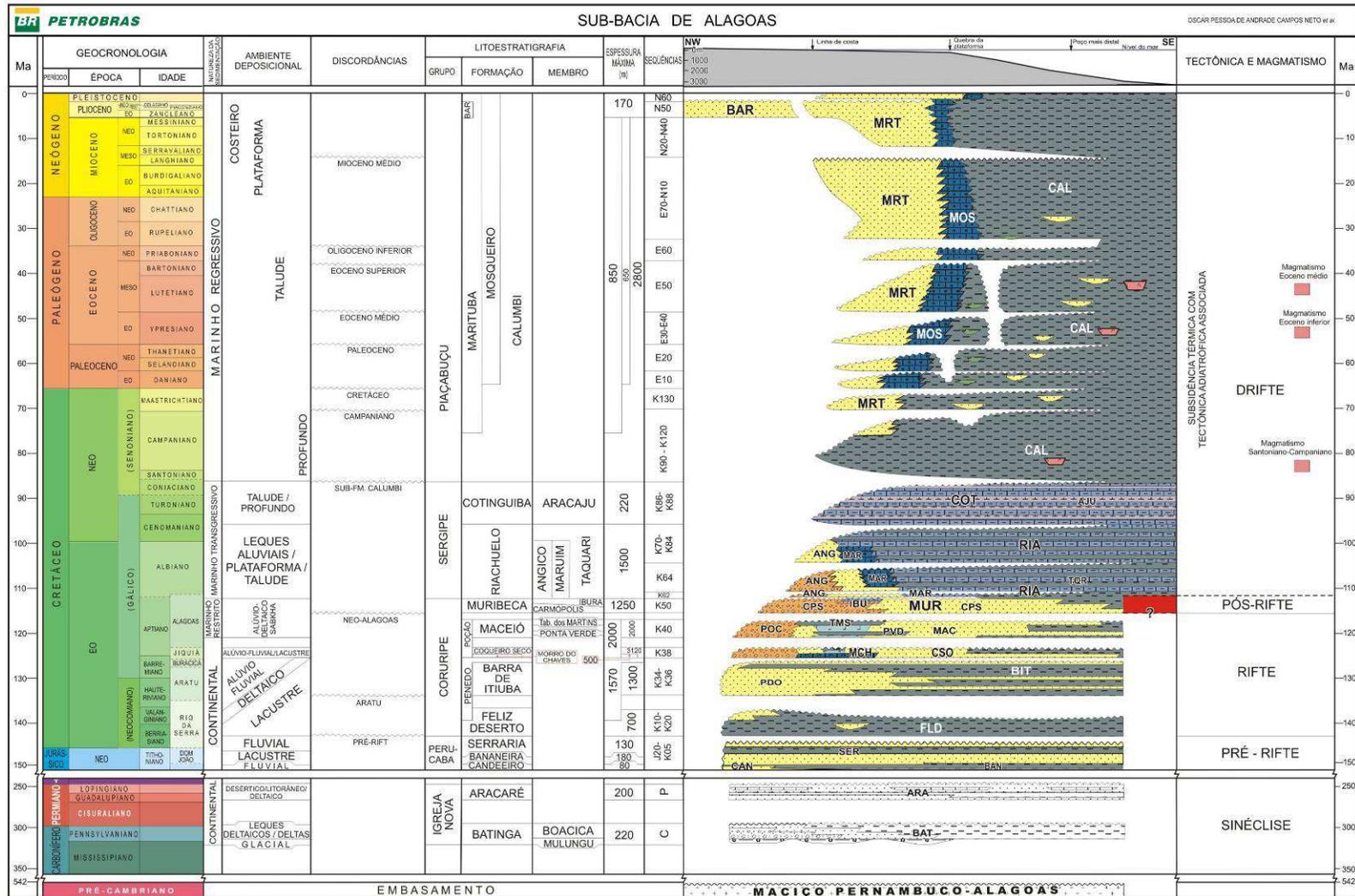


Figura 10: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas extraída de Campos Neto et al. (2007).

## **Formação Serraria**

A Formação Serraria foi depositada no Neocomiano por um sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico. Em revisões feitas por Feijó (1994), a Formação Serraria é composta por arenitos arcóseos e quartzarenitos médios a grossos, brancos, acinzentados e avermelhados, com estratificação cruzada acanalada. Não muito diferente da descrição feita por Schaller (1969), que descreve a Formação Serraria 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 também intercalações subordinadas de folhelhos sílticos, cinza esverdeados a vermelhos, sugerindo uma interação com os folhelhos vermelhos da Formação Bananeira. Schaller (1969) afirma que o contato inferior, com a Formação Bananeira, é bem marcado e concordante tanto em superfície como em subsuperfície.

## **Formação Feliz Deserto e Barra de Itiúba**

A Formação Feliz Deserto foi reconhecida inicialmente por Kreidler & Andrey (1949) denominando-a de “Membro Barra de Itiúba”. No início da década de 1960 a “Formação Feliz Deserto” foi devidamente definida a partir de zoneamentos bioestratigráficos, mas a separação desta unidade foi refutada por Perella *et al.* (1963) que a inclui na “Formação Barra de Itiúba”.

Perella *et al.* (1963) sugerem o abandono do nome “Feliz Deserto” e a substituição deste por “Barra de Itiúba” que ele eleva à categoria de Formação. Esta sugestão fundamenta-se no fato do nome “Feliz Deserto” designar uma unidade bioestratigráfica que não corresponde inteiramente à formação descrita a partir de critérios litológicos.

Em sua revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas, Schaller (1969) retoma a denominação de Formação Barra de Itiúba, feita por Perella *et al.* (1963) para designar os folhelhos verde-oliva e negros sobrepostos aos arenitos da Formação Serraria. Schaller (1969) realiza um estudo

bioestratigráfico detalhado em ostracodes não-marinhos e identifica a discordância Pré-Aratu marcada pela ausência de ostracodes não-marinhos no Andar Rio da Serra. Mais recentemente, Campos Neto *et al.* (2007) retomaram a denominação de Feliz Deserto para os folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos que ocorrem na parte basal da Formação Barra de Itiúba. Essa redefinição baseia-se na identificação da discordância pré-Aratu entre o limite superior e inferior da Formação Barra de Itiúba.

## 5 METODOLOGIA

---

Para a realização deste estudo, ele foi dividido nas seguintes etapas: pré-campo, campo e pós-campo. Cada uma dessas etapas inclui uma série de atividades desenvolvidas.

Durante a etapa pré-campo é realizada uma revisão bibliográfica a respeito da área de estudo e do mecanismo de evolução de bacias riftes bem como a escolha de pontos a serem visitados tendo como auxílio mapas geológicos e estudos prévios.

A etapa de campo ocorreu durante o mês de janeiro de 2014 e teve como principal objetivo encontrar o contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. Durante este campo as atividades realizadas foram o levantamento de perfis colunares, a descrição das fácies, a medição de paleocorrente e a aquisição de fotos representativas.

A etapa pós-campo consiste na integração e na interpretação dos dados adquiridos no campo. As principais atividades realizadas durante essa etapa são a digitalização dos perfis colunares, interpretação das associações de fácies, correção de paleocorrentes, busca, análise e correlação de perfis de subsuperfície.

### 5.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada ao longo de todo o desenvolvimento deste trabalho, mas teve uma importância maior durante a

etapa pré-campo, consolidando o conhecimento a cerca de bacias riftes, da geologia da área e de sistemas deposicionais.

Considerando o grande número de estudos e publicações a respeito de bacias riftes, foi necessário escolher os com enfoque em caracterização estratigráfica, interpretação sísmica e análise tectônica. Os mais conhecidos e aceitos são: Prosser (1993), Gawthorpe e Leeder (2000) e Morley (2002). O trabalho de Campos Neto *et al.* (2007) foi essencial para entender a delimitação dos estágios na Bacia de Sergipe-Alagoas. Para este estudo foi escolhido o recente modelo de Kuchle e Scherer (2010) que analisa a evolução do rifte baseando-se no arranjo dos sistemas deposicionais, suas superfícies limítrofes e as relações entre as variáveis controladoras.

Os estudos de Campos Neto *et al.* (2007), Feijó (1994) e Mohriak (2003) foram essenciais para a compreensão da geologia da região. Estes autores propõem uma sucessão estratigráfica na forma de carta estratigráfica, analisam os parâmetros deposicionais e discutem, por exemplo, a separação ou não do registro sedimentar em duas sub-bacias. Os estudos de Falkenhein *et al.* (1986), Lana (1990) e Destro (1995) foram os principais utilizados para compreender a compartimentação estrutural da bacia.

A fim de identificar nitidamente as feições litológicas, texturais e estruturais o presente trabalho teve auxílio dos estudos de Miall (1996) que propõe uma classificação, mas também uma codificação especial para as litofácies de sistemas fluviais.

## **5.2 Escolha dos Pontos**

Utilizando um mapa geológico simplificado (Figura 7), foram inseridas as coordenadas aproximadas do contato entre as formações de interesse no GPS para encontrar os afloramentos com o contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. Apesar do clima seco da região favorecer a preservação das rochas foi difícil encontrar em campo o contato uma vez que ele foi totalmente inferido. Porém, a ampliação da BR-101, próximo ao

município de Propriá/SE ofereceu uma exposição melhor de um ponto previamente levantado. Neste ponto foi localizado o contato entre as duas formações de interesse.

### 5.3 Perfil Colunar

O levantamento de perfil colunar constitui uma técnica muito eficiente para determinar a natureza da transição entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. O perfil colunar é uma representação gráfica em forma de coluna de uma sucessão vertical de fácies permitindo analisar as feições sedimentares e estruturais, o contato entre fácies e entre associações de fácies bem como o padrão de acumulação do sistema deposicional.

No perfil colunar o eixo horizontal indica a granulometria da rocha e o eixo vertical a espessura da camada, em função da escala escolhida. Foram confeccionadas folhas de seção (Figura 11) contendo, no cabeçalho, uma lista de texturas e feições comumente encontradas e um espaço para ser inseridas a identificação da unidade rochosa, os nomes dos intérpretes, o número do ponto, as coordenadas UTM do ponto, a escala e a data; no corpo da folha, um espaço para ser desenhado o perfil colunar e, ao lado deste, o código da fácies e a descrição da fácies. Podem ser inseridas também as medidas de paleocorrente, a identificação da foto e a amostra coletada. A aquisição de fotos foi realizada com uma câmera fotográfica digital de maneira sistemática com o intuito de ilustrar as fácies e suas principais feições e estruturas.

No levantamento de perfil colunar tomou-se o cuidado de utilizar uma trena de aço que não dilata, levando em conta as temperaturas altas geralmente alcançadas na região nordeste do Brasil. A escala utilizada foi 1:100 permitindo o melhor detalhamento das fácies e de suas estruturas internas. Como as camadas encontram-se basculadas de 35° a 45° para SE a espessura das camadas foi medida perpendicularmente à inclinação da camada revelando assim a espessura verdadeira da camada. O perfil

levantado iniciou na camada mais basal e totalizou 129 m de espessura total ao longo de uma extensão lateral de 250 m.

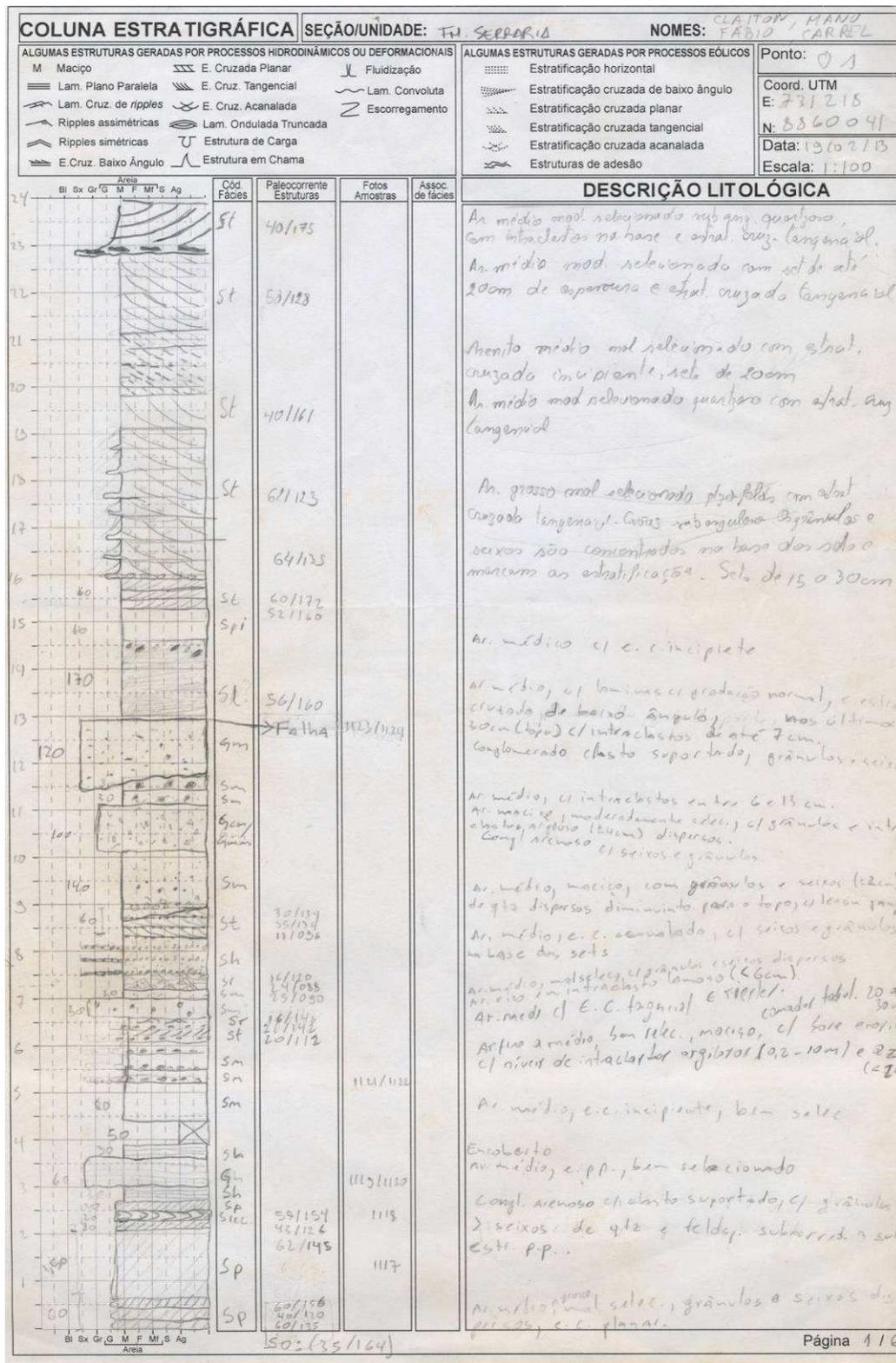


Figura 11: Modelo de folhas para levantamento de perfil colunar em campo.

## 5.4 Análise de Fácies

Identificar corretamente as fácies é imprescindível para a realização do trabalho. Com base na sucessão das fácies será interpretada a associação de fácies e o sistema deposicional. Para a descrição das fácies levou-se em consideração a definição de fácies proposta por Walker (1992). Uma fácies é um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologias e estruturas físicas e biológicas que conferem um aspecto diferente dos corpos de rochas adjacentes. As características usadas para definir a fácies são geralmente aquelas com significado genético. Tais características são: geometria da camada, litologia, estrutura, textura e conteúdo fossilífero.

O código de fácies utilizado neste trabalho foi proposto por Miall (1996) (Quadro 3), ele considera principalmente o tamanho dos grãos, estrutura sedimentar e o processo gerador uma vez que todas as fácies têm a sua gênese associada a um processo deposicional específico. Nessa nomenclatura a primeira letra é sempre maiúscula e indica o tamanho de grão dominante (p.ex S = sand = areia) enquanto a segunda letra é minúscula e indica a estrutura ou textura (p.ex p = planar cross-bedding = estratificação cruzada planar).

As fácies descritas serão agrupadas em associações de fácies características de um ambiente deposicional e tendo um significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1984). Uma associação de fácies é um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si que apresentam semelhanças no ambiente deposicional (Collinson, 1969). Assim, através das associações de fácies pode-se reconstruir o sistema deposicional, auxiliando no entendimento da história evolutiva da bacia. A interpretação das associações de fácies é realizada exclusivamente comparando as suas sucessões de fácies descritas em campo com modelos predefinidos na bibliografia.

Quadro 3: Codificação de fácies proposta por Miall (1996).

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Processo
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos, pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamamento incipiente	Acamamento horizontal, imbricação	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito (regime de fluxo superior/ crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Ampla e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões ( <i>scourfills</i> )
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântano vegetados ( <i>swamps</i> )
P	Paleosolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogenéticas : nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

## 5.5 Medição de Paleocorrente

A definição de fácies acima enunciada descarta o dado de paleocorrente para definir a fácies pois não tem significado genético. Isso significa que tendo dois corpos rochosos totalmente iguais em termos de estruturas e texturas, eles não devem ser separados em duas fácies distintas se apresentarem dados de paleocorrente diferentes. Isso porque o processo gerador é o mesmo e a paleocorrente simplesmente indica o sentido de paleofluxo do agente transportador.

Para o presente estudo consideramos os dados de paleocorrentes como dados adicionais à descrição das fácies e terão uma importância crucial na análise regional das paleocorrentes ao permitir a reconstrução paleogeográfica das redes de drenagem e o impacto da evolução do rifte sobre as redes de drenagem.

Todas as medidas de paleocorrentes foram coletadas usando a notação de trama, que informa o sentido e o ângulo de mergulho, tomando-se o cuidado de declinar as bússolas para aproximadamente  $-23^{\circ}06'24''$ , valor calculado a partir de cartas topográficas originais da região. Como as camadas encontram-se basculadas, todas as medidas de paleocorrente foram corrigidas em laboratório a fim de encontrar o sentido original do fluxo.

Para correção de paleocorrentes foi usado o *software Stereo 32*. O primeiro passo consiste em inserir todas as medidas planares, obtidas nos planos de estratificação, em anotação de trama. Em seguida se inserem os dados da So, orientação do acamamento primário. O programa funciona da seguinte forma: Tendo a direção e o mergulho do basculamento do acamamento primário (So) todas as medidas de estratificação serão rotacionadas, tendo como eixo a direção de So e como ângulo o mergulho da So (Figura 12). Em fim se obtém uma lista de dados processados em anotação de trama e que correspondem às direções originais dos paleofluxos que podem ser representadas na forma de diagrama de roseta (Figura 13).

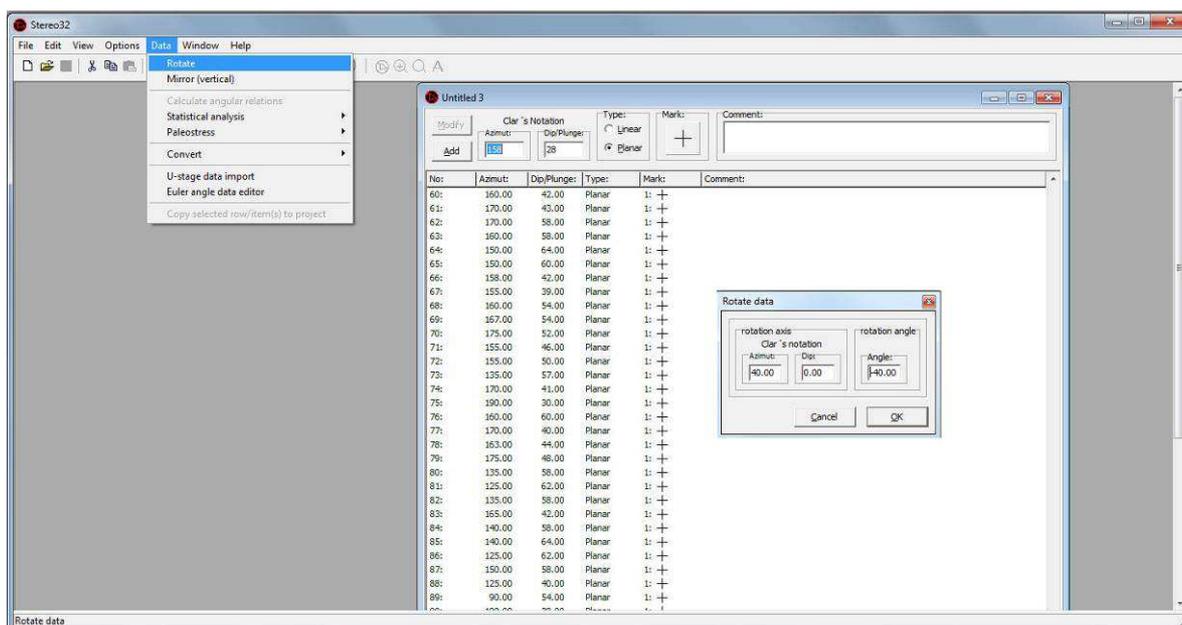


Figura 12: Imagem do software Stereo 32 com a medida de  $S_0$  inserida para correção dos dados de paleocorrente.

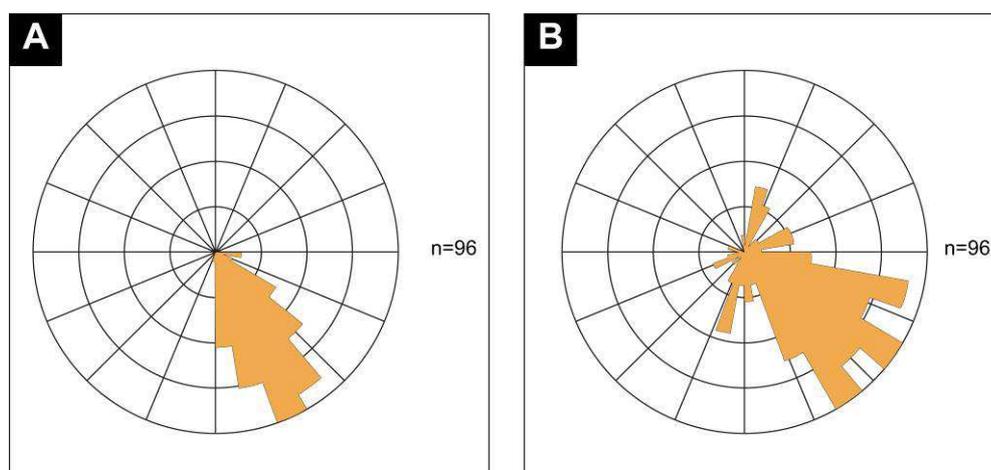


Figura 13: Diagramas de rosetas das medidas de paleocorrentes coletadas em campo. Em A os dados antes de serem corrigidos e em B o resultado após correção.

## 5.6 Perfis Eletroradioativos

Os perfis eletroradioativos de poços são ferramentas indiretas muito úteis. Elas foram usadas neste trabalho com o principal objetivo de auxiliar na correlação de perfis e identificar o contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. Os perfis de subsuperfície a serem apresentados neste

trabalho foram encontrados nos estudos de Barreiro (2004) e Borba *et al.* (2011). Esses perfis de poços foram inicialmente digitalizados no *software* Adobe *Illustrator* CS4 e colocados na escala 1:500 e em seguida foram correlacionados visando destacar a superfície de contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. Esses poços apresentam perfis de Raios Gama (RG) e para alguns deles uma descrição litológica. Não foi colocado a profundidade dos poços devidos à ausência desta informação na bibliografia consultada.

A curva de Raios Gama é uma medida da radiação natural das formações atravessadas por uma sondagem de poço. A eletroradioatividade é expressa em API (*American Petroleum Institute*). Essa unidade é baseada em um bloco de concreto artificialmente radioativo da universidade de Houston que tem por valor de eletroradioatividade 200 API. A eletroradioatividade provém do Urânio (U), Tório (Th) e Potássio (K) presentes na rocha (Schlumberger, 1971). Estes três elementos possuem tendência a concentrarem-se preferencialmente nos argilominerais pois a deficiência de carga destes permite entrada de cátions maiores. Assim, enquanto os pelitos possuem eletroradioatividade mais alta, os arenitos conglomerados e carbonatos costumam possuir níveis baixos de eletroradioatividade. Por isso esses perfis foram utilizados neste trabalho com o intuito de identificar mudanças litológicas abrupta marcando o contato entre os arenitos fluviais da Formação Serraria e os pelitos deltaicos de Feliz Deserto.

Na bibliografia consultada para encontrar os perfis, os autores delimitam as Formações Serraria e Feliz Deserto a partir de critérios principalmente litoestratigráficos. Esta delimitação prévia foi muito importante ao permitir localizar com mais facilidade o intervalo de interesse nos perfis de raios gama. No presente trabalho usou-se como critério de delimitação entre as duas formações a primeira superfície de inundação dos sedimentos da Formação Serraria marcando a individualização do desenvolvimento de meio-gráben. Considerando isso, a superfície de contato entre estas duas formações que será apresentado neste trabalho pode não ser localizada no mesmo intervalo dos trabalhos anteriores.

## 6 RESULTADOS

---

O presente capítulo tem como objetivo apresentar os resultados obtidos da análise de fácies de um afloramento apresentando o contato entre o topo da Formação Serraria e a Base da Formação Feliz Deserto e da correlação de perfis de poços.

### 6.1 Descrição de litofácies

O perfil colunar levantado tem 250 m de extensão lateral e permitiu levantamento de uma seção estratigráfica com 129 m de espessura. No perfil levantado foram observadas três classes granulométricas: Pelitos, Arenitos e Conglomerados, sendo as fácies arenosas mais abundantes (Figura 14). Este perfil foi digitalizado no *software* Adobe *Illustrator* CS4 (Figura 15).

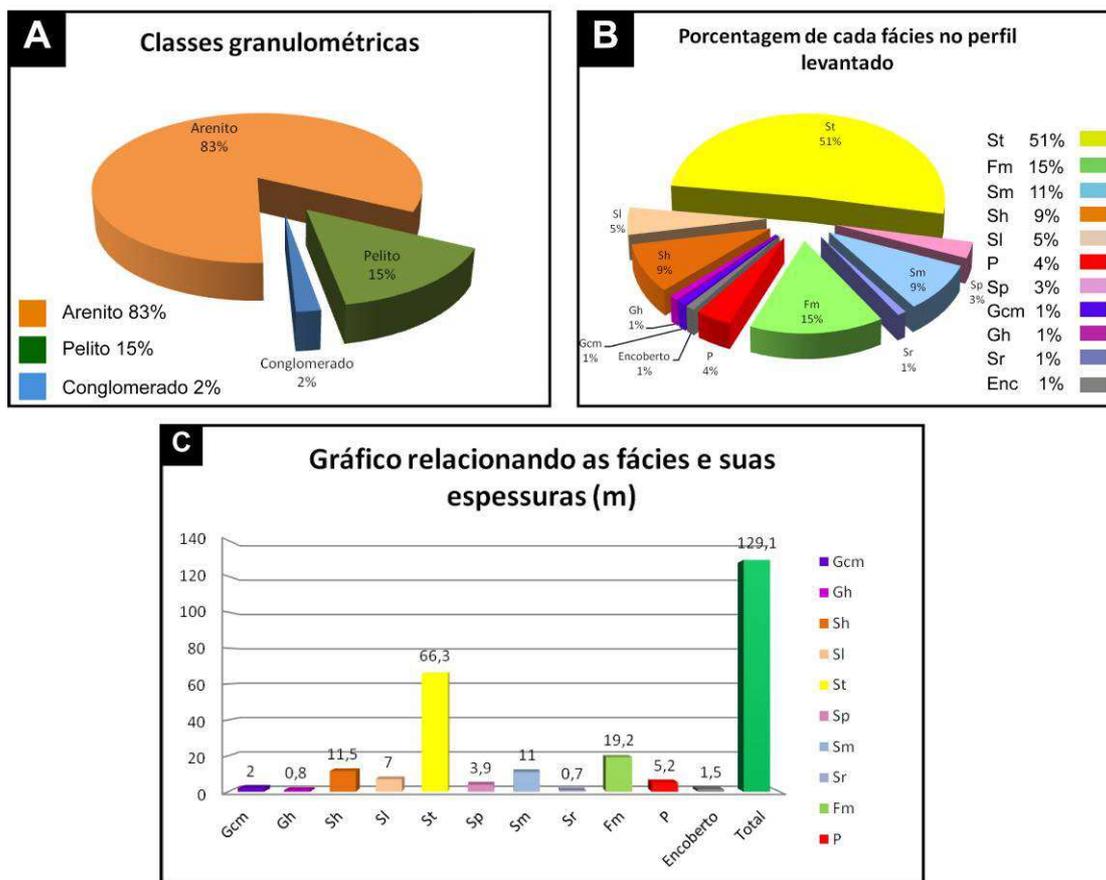


Figura 14: Gráficos dos resultados: (A) porcentagem de cada classe granulométrica encontrada em relação à espessura total do perfil; (B) espessura de cada litofácies expressa em porcentagem; (C) Espessura de cada litofácies em metro.

No total foram reconhecidas 10 (dez) litofácies (Quadro 4): (i) Gcm - Conglomerados maciços suportados pelos clastos; (ii) Gh - Conglomerados clasto-suportados com estratificação horizontal; (iii) Sh - Arenitos com estratificação horizontal; (iv) Sl - Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo; (v) St - Arenitos com estratificação cruzada tangencial; (vi) Sp - Arenitos com estratificação cruzada planar; (vii) Sm - Arenitos maciços; (viii) Sr - Arenitos com laminação cruzada de marcas onduladas; (ix) Fm - Pelitos maciços e (xx) P - Paleosolo. Cada uma dessas fácies será apresentada a seguir de forma mais detalhada, com sua descrição e indicação do processo sedimentar formador.

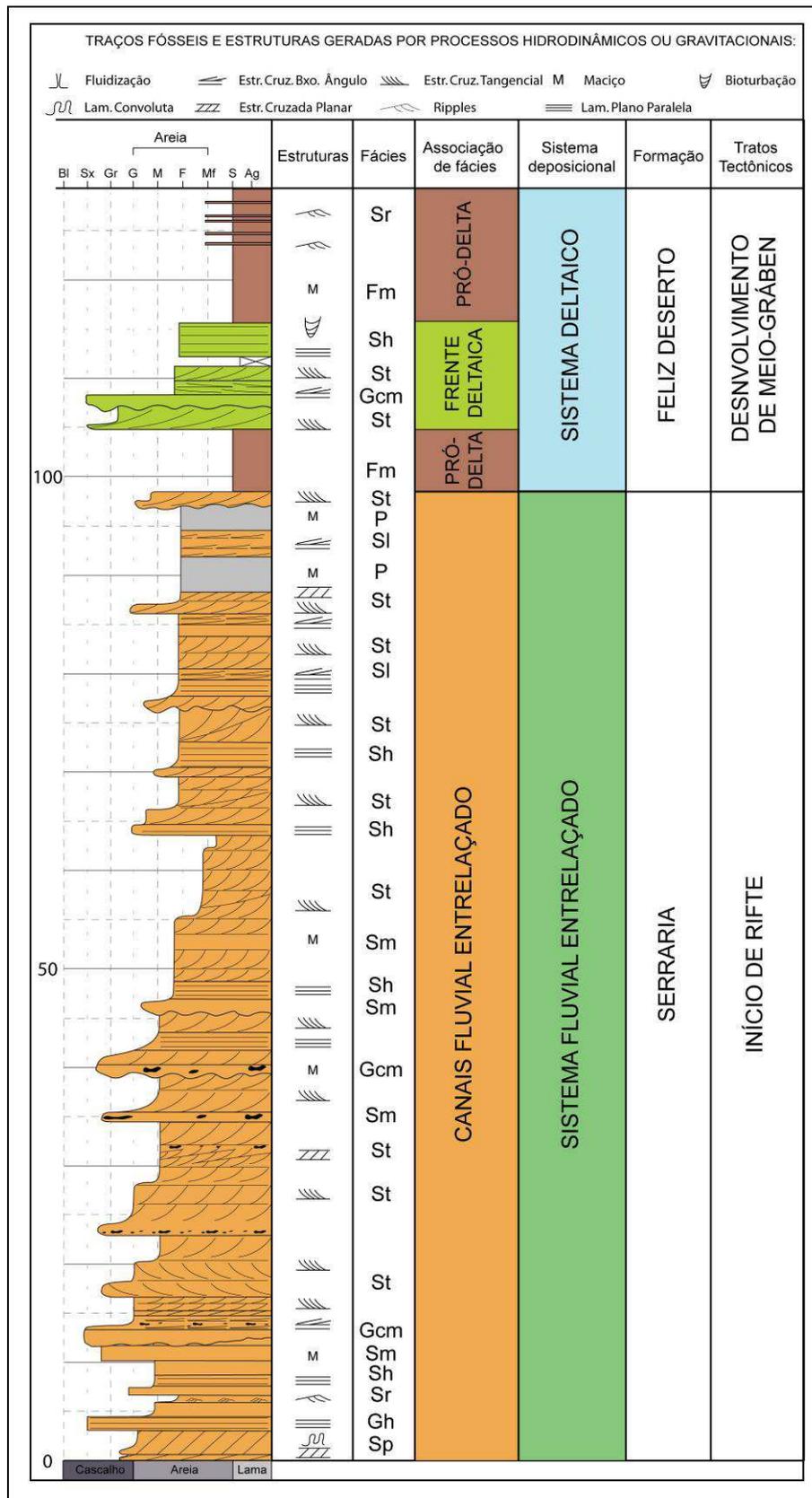
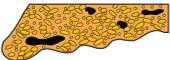
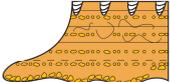
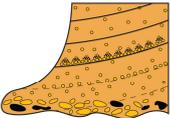
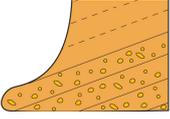
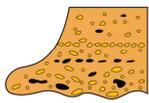


Figura 15: Perfil colunar simplificado. O perfil colunar completo, na escala 1:100 está em anexo.

Quadro 4: Quadro com todas as fácies encontradas e indicação do processo deposicional.

Fácies	Descrição	Observação	Processo deposicional	Ilustração
Gcm	Conglomerado maciço clasto-suportado.	Pode ocorrer na forma de lag conglomerático e é composto por seixos quartzoso-feldspáticos de tamanho grânulo e seixo. Ocorrem intraclastos lamosos de até 25 cm. Base erosiva e gradação normal.	Fluxo gravitacionais não-coesivos.	
Gh	Conglomerado clasto-suportado, com estratificação plano-paralela.	Predomínio de grânulos sobre seixos. Os clastos são de composição quartzosa, sub-arredondados a subangulosos. Por vezes apresentam base erosiva.	Empilhamento de vários pulsos de lençóis de cargas de fundo planas ou migração de barras onde as partículas não desenvolvem face de avalanche mas deslizam umas sobre as outras.	
Sh	Arenito médio a conglomerático, bem a mal selecionado, com estratificação plano-paralela.	Comumente encontram-se grânulos e seixos dispersos, concentrados em níveis e marcando a estratificação. Pode apresentar gradação normal, bioturbações no topo das camadas, fluidizações e base erosiva.	Migração de formas de leito planas em regime de fluxo superior.	
Sl	Arenito médio a grosso, mal selecionado com estratificação cruzada de baixo ângulo.	Podem ocorrer intraclastos lamosos de até 7 cm e observa-se gradação normal.	Preenchimento de suaves depressões ou migração de dunas atenuadas na transição entre o regime de fluxo superior e inferior.	
St	Arenito médio a conglomerático, mal selecionado e com estratificação cruzada tangencial ou acanalada.	Observam-se grânulos e seixos de composição quartzosa a quartzo-feldspática, subangulosos dispersos ou marcando a estratificação. Os sets têm espessura de 0,1 a 2,2 m. Ocorrem também intraclastos argilosos de até 20 cm. Comumente observa-se gradação normal e base erosiva.	Migração de dunas e barras com cristas sinuosas (3D) em regime de fluxo inferior.	
Sp	Arenito médio a grosso, geralmente mal selecionado e apresentando estratificação cruzada planar.	Os sets têm espessura de 0,2 a 1,5 metros por vezes separadas por superfícies erosivas de baixo ângulo. As vezes ocorrem grânulos e seixos dispersos e gradação normal.	Migração de dunas com cristas retas (2D) em regime de fluxo inferior.	
Sr	Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado e com estratificação cruzada de marcas onduladas.	São laminações cruzadas assimétricas subcríticas a supercríticas. Os sets tem 3 a 10 cm e são dispostos em cosets de até 30 cm com geometria tabular e leticular.	Migração de formas de leito geradas por correntes unidirecionais em condição de regime de fluxo inferior com variação na razão tração/suspensão.	
Sm	Arenito fino a conglomerático, geralmente mal selecionado, maciço.	Apresenta grânulos e seixos quartzosos dispersos ou concentrados na base e intraclastos lamosos de até 13 cm. Pode se observar gradação normal e base erosiva.	Rápida deposição de sedimentos por fluxos hiperconcentrados durante eventos de inundação fluvial ou obliteração da estrutura por processos pós-deposicionais de escapes de fluidos.	
Fm	Argilito e siltito cinza ou vermelho, maciço.	Encontrado em camadas de 0,2 a 8 metros.	Deposição de sedimentos por assentamento gravitacional de partículas em suspensão.	
P	Arenito fino a médio argiloso cinza a levemente avermelhada com textura blocosa		Exposição subaérea e obliteração das feições primárias formando paleosolo	

### 6.1.1 Conglomerados maciços (Gcm)

**Descrição:** Esta litofácies representa 1 % da espessura total do perfil levantado. Compreende conglomerados arenosos a clasto-suportados, maciços, mal selecionados, de coloração alaranjada. O arcabouço é constituído por areia média a grossa, subarredondada, de composição arcósea. Os clastos dos conglomerados são subarredondados a arredondados e variam de grânulos a seixos, de composição quartzo-feldspática. É possível observar intraclastos lamosos de até 25 cm. Estes conglomerados ocorrem dispostos em *lag* conglomeráticos lenticulares ou camadas tabulares com espessura de 0,5 a 1,2 m apresentando gradação normal e base erosiva (Figura 16).

**Interpretação:** Os conglomerados clasto-suportados são interpretados como originados por fluxos gravitacionais não-coesivos (Miall, 1996). Os fluxos não-coesivos são gerados quando há baixa concentração de sedimentos finos o que resulta em fluxos hiperconcentrados, marcados por choques entre os clastos (Miall, 1996).



Figura 16: *lag* conglomerático clasto-suportado maciço com base erosiva.

### 6.1.2 Conglomerado clasto-suportado com estratificação plano-paralela (Gh)

**Descrição:** Esta litofácies constitui 1% da espessura total do perfil levantado. Compreende conglomerados clasto-suportados, de coloração laranjada, apresentando estratificação plano-paralela (horizontal) (Figura 17). Os clastos são subarredondados a subangulosos, de composição quartzosa e com tamanho variando de grânulo (dominante) a seixo. Os grânulos e seixos geralmente encontram-se concentrados e definem os planos de estratificação, mas eventualmente ocorrem dispersos na camada. O arcabouço é abundante e composto por areia média a grossa. O contato basal desta camada é erosivo (Figura 17).

**Interpretação:** Esta litofácies é originada pelo empilhamento de vários pulsos de lençóis de cargas de fundo planas de baixa densidade ou pela migração de barras inclinadas onde o processo dominante de migração das partículas não é avalanche, mas o deslização de grãos uns sobre os outros (Todd, 1996).

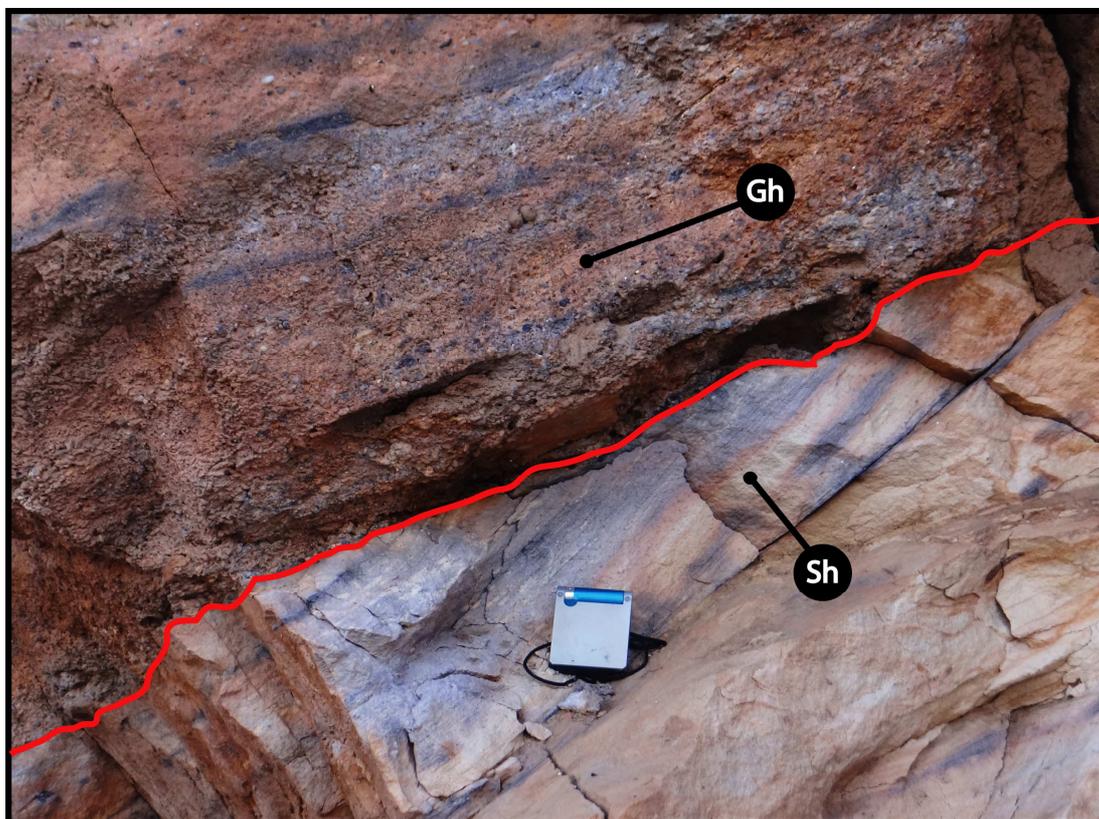


Figura 17: Conglomerado com estratificação plano-paralela e base erosiva.

### 6.1.3 Arenitos com estratificação horizontal (plano-paralela) (Sh)

**Descrição:** A litofácies Sh representa 9% da espessura total do perfil levantado. Consiste em arenitos médios a conglomeráticos, bem a mal selecionados, bege a rosados, com estratificação plano-paralela (Figura 18a). Comumente se observam grânulos e seixos dispersos, concentrados em níveis e marcando os planos de estratificação. Os sets possuem espessuras de 30 cm a 1,8 m e por vezes apresentam base erosiva, gradação normal, raras bioturbações ou fluidização. As bioturbações ocorrem no topo das camadas, são irregulares, descontínuas e horizontais (Figura 18b).

**Interpretação:** A presença de estratificação plano-paralela em arenitos médios indica migração de formas de leitos planas em regime de fluxo superior (Miall, 1996). Segundo Miall (1996), estratificações plano-paralelas se formam em arenitos grossos a conglomeráticos por tração e rolamento dos grãos. Segundo Todd (1996), em regime de fluxo superior só podem ser geradas as formas de leito planas. Essas formas de leito são produzidas em correntes profundas ou rasas de alta velocidade. A fluidização é um processo gerado quando há uma alta taxa de sedimentação sobre sedimentos saturados em água levando o aumento da pressão de água em que o escape do fluido para as camadas superpostas oblitera a estrutura deposicional (Bhattacharya, 2006). As bioturbações encontradas preferencialmente no topo das camadas com formas irregulares, descontínuas e horizontais são típicas de organismos vivos descartando a possibilidade se serem originadas por plantas (Tucker, 1996).

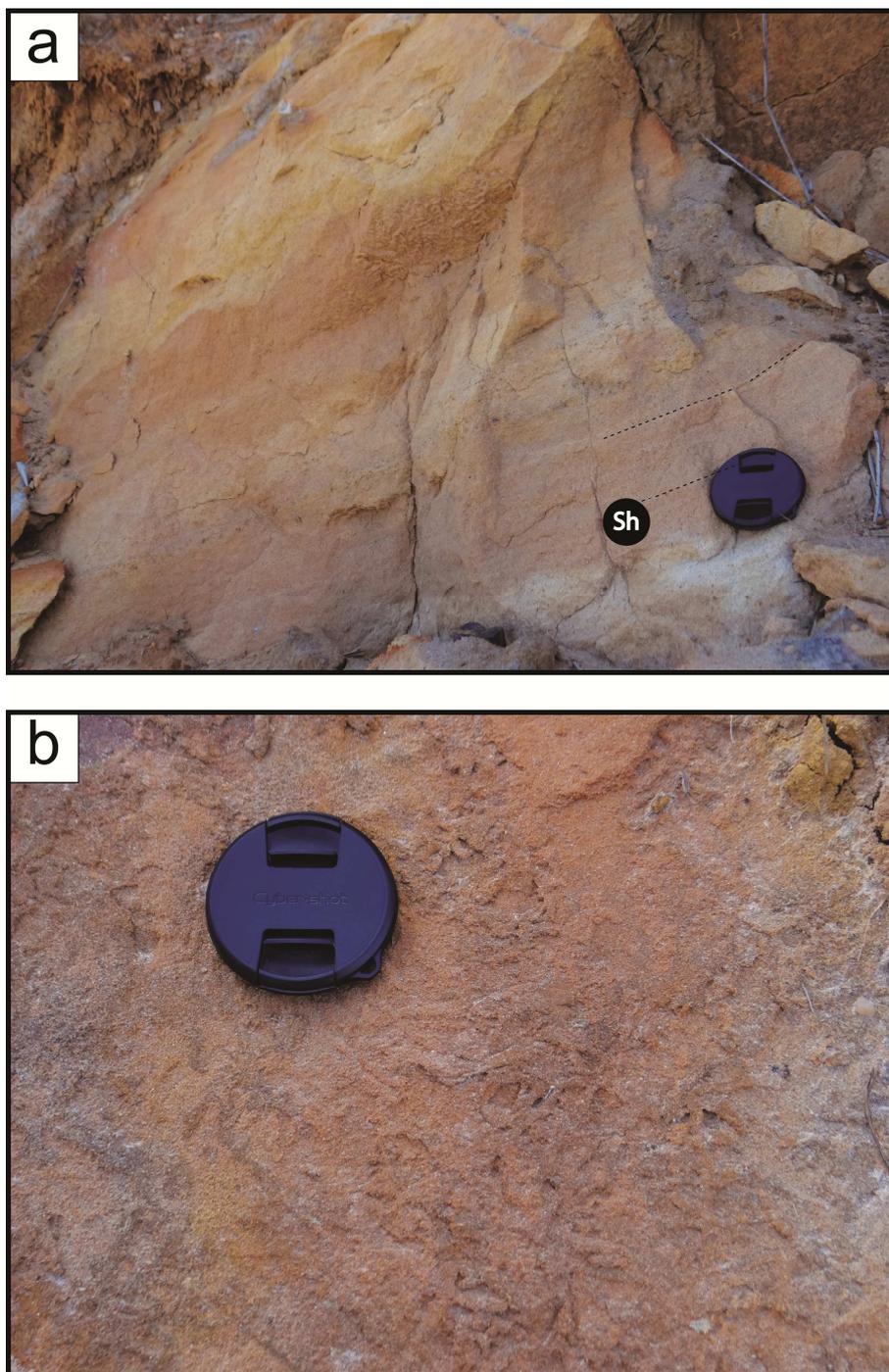


Figura 18: (a) Arenito com estratificação plano-paralela; (b) Bioturbação no topo da camada.

#### 6.1.4 Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (SI)

**Descrição:** Esta litofácies corresponde a 5% da espessura total do perfil levantado. Compreende arenitos médio a grossos, mal selecionados, bege a laranja, arcóseos, apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 19). Estes arenitos estão dispostos em camadas tabulares com

espessuras que variam de 50 cm a 2,5 m de espessura. Localmente ocorrem intraclastos lamosos de até 7 cm.

**Interpretação:** A estratificação cruzada de baixo ângulo se forma durante o preenchimento de suaves depressões ou durante a migração de dunas atenuadas na transição entre o regime de fluxo superior e inferior (Miall, 1996). Essas dunas atenuadas têm uma razão comprimento de onda/amplitude alta e apresentam faces de deslizamento muito suaves (Todd, 1996).



Figura 19: Estratificação cruzada de baixo ângulo com base erosiva.

### 6.1.5 Arenitos com estratificação cruzada acanalada (St)

**Descrição:** Esta litofácies corresponde a 51 % da espessura total do perfil levantado. Constituída de arenitos médio a conglomeráticos, arcóseos, de coloração bege a laranja, mal selecionados, com estratificação cruzada acanalada-tangencial, formando sets de 0,1 a 2,2 metros, grande porte (Figura 20a). Observam-se grânulos e seixos de composição quartzofeldspática, subangulosos e subarredondados, dispostos na base dos sets ou

definindo os planos de estratificações (Figura 20b). Por vezes observa-se fluidização e comumente encontram-se intraclastos lamosos com dimensões de até 20 cm e. Internamente as laminações apresentam gradação normal.

**Interpretação:** Estratos cruzados acanalados indicam migração de dunas ou barras de cristas sinuosas (3-D) (Miall, 1996). Os sets de estratos cruzados de grande porte representam barras de meio de canal simples, com face de escorregamento bem desenvolvidas. Os estratos cruzados separados por superfícies erosivas de baixo mergulho representam barras compostas. A predominância desta litofácies sobre as demais indica que o fluxo se mantinha predominantemente no regime de fluxo inferior formando dunas de cristas sinuosas.

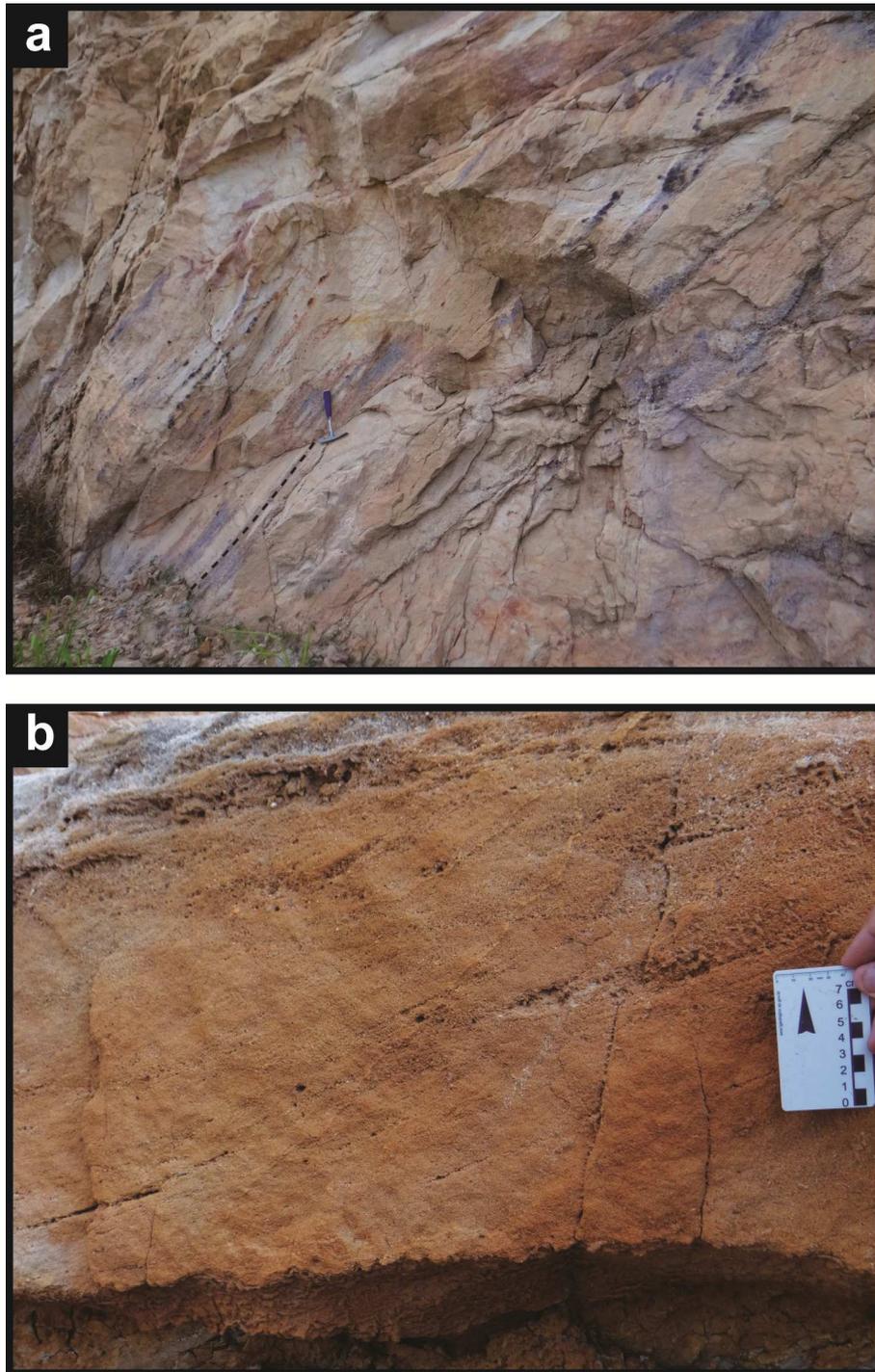


Figura 20: (a) Estratificação cruzada de grande porte; (b) Estratificação cruzada tangencial marcada pelos grânulos.

### 6.1.6 Arenitos com estratificação cruzada planar (Sp)

**Descrição:** Esta litofácies, que representa 3% da espessura total do perfil levantado compreende arenitos médios a grossos, mal selecionados, beges, dispostos em *sets* com espessuras de 0,2 a 1,5 metros e estratificação

cruzada planar. Estes sets por vezes são separados por superfícies erosivas de baixo mergulho inclinadas a favor do fluxo (Figura 21a). É possível observar grânulos e seixos dispersos, de composição arcósea, subangulosos a subarredondados. Comumente ocorre gradação normal e em alguns intervalos foram observadas dobras convolutas (Figura 21b).

**Interpretação:** Arenitos com estratificação cruzada planar são formados por processos trativos unidirecionais e se depositam durante a migração de dunas ou barras de cristas retas (2-D) em regime de fluxo inferior (Miall, 1996). A deposição desta litofácies realiza-se durante períodos de rebaixamento do nível de água ou pela diminuição da velocidade do fluxo em relação à litofácies St (Ghazi, 2009). As dobras convolutas são feições pós-deposicionais formadas devido à carga de sedimentos depositados aliada ao escape de fluido e ao escoamento da corrente na superfície dos sedimentos (Todd, 1996).

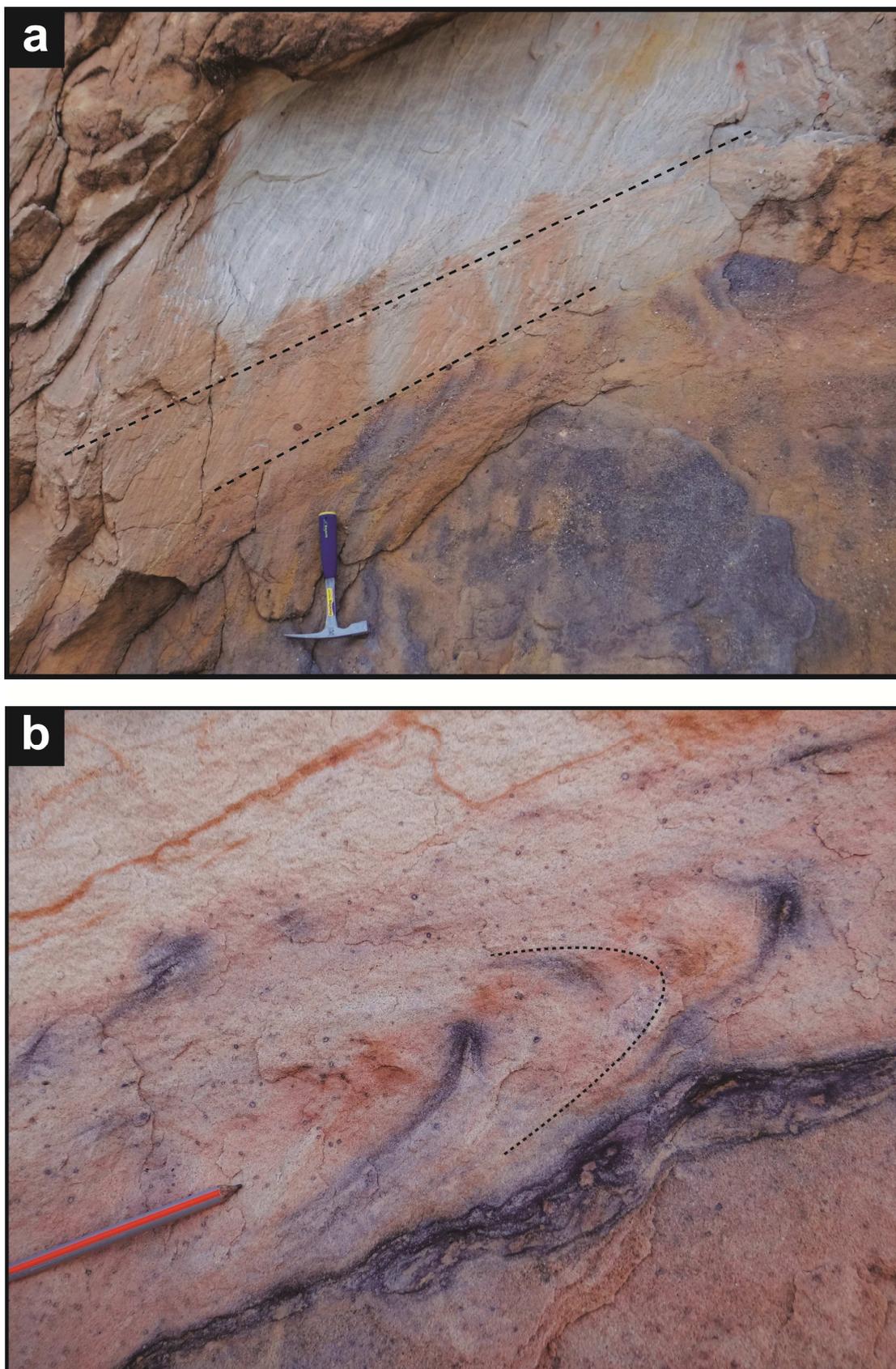


Figura 21: (a) Sets de estratificação cruzada planar separados por superfícies erosivas inclinadas no mesmo sentido que os planos de estratificação caracterizando uma barra de acreção frontal; (b) Dobras convolutas.

### 6.1.7 Arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr)

**Descrição:** Esta litofácies representa 1% da espessura total do perfil levantado. Consiste em arenitos muito finos a médios, arcóseos, beges a laranjas, moderadamente a bem selecionado apresentando laminações cruzadas de marcas onduladas. Tipicamente, as laminações cruzadas de marcas onduladas são de pequeno porte e exibem forma assimétrica subcrítica a supercrítica, sendo comumente intercalados com pelitos maciços no topo do perfil. Individualmente, os *sets* exibem espessuras de 3 a 10 cm, formando *cosets* com até 30 cm de espessura. Geralmente os *cosets* exibem geometria tabular a lenticular.

**Interpretação:** A presença de arenitos com laminação cruzada de marcas onduladas exibindo formas assimétricas indicam formas de leito geradas por correntes unidirecionais em condição de regime de fluxo inferior (Miall, 1996). A variação entre ângulo de cavalgamento subcríticos a supercríticos indica variações na razão tração/suspensão. Essas formas de leito de pequeno porte são geralmente encontradas no topo de dunas. A frequente intercalação com pelitos maciços indica fluxos cíclicos e de curta duração (Todd, 1996).

### 6.1.8 Arenitos maciços (Sm)

**Descrição:** A litofácies Sm representa 11% da espessura total do perfil levantando. Compreende arenitos finos a conglomeráticos, mal selecionados, maciços. Esses arenitos ocorrem em camadas tabulares de 0,2 a 2,7 metros de espessura, apresentam grânulos e seixos quartzosos dispersos no arcabouço ou concentrados na base e intraclastos lamosos de até 13 cm (Figura 22) dispersos. Por vezes se observa gradação normal nas camadas.

**Interpretação:** Arenitos maciços geralmente estão associados com rápida deposição de sedimentos por fluxos hiperconcentrados durante eventos de inundação fluvial (Miall, 1996). Esse tipo de estrutura pode também estar relacionado a processos pós-deposicionais de escapes de fluidos (Miall, 1996; Todd, 1996).



Figura 22: Arenito maciço com intraclastos lamosos.

#### 6.1.9 Pelitos maciços (Fm)

**Descrição:** Esta litofácies representa 15% da espessura total do perfil levantado. Compreende argilitos e siltitos cinza e vermelhos maciços (Figura 23). Esta fácies encontra-se em camadas tabulares de 0,8 a 8 metros de espessura.

**Interpretação:** A presença de argilitos e siltitos sugere deposição de sedimentos por assentamento gravitacional de partículas em suspensão (Miall, 1996).



Figura 23: Pelitos cinza e avermelhados maciços.

#### **6.1.10 Paleosolo (P)**

**Descrição:** Esta litofácies representa 4% do perfil colunar e consiste em arenitos fino a médios argilosos cinza a levemente avermelhada com textura blocosa (Figura 24).

**Interpretação:** A presença de argila nestes arenitos, assim como o aspecto blocoso e as cores variadas observados resultam da exposição subaérea e obliteração das feições primárias formando paleosolo (Todd, 1996).



Figura 24: Arenitos argiloso branco a avermelhado com textura blocosa.

## 6.2 Associações de Fácies

A partir da sucessão de fácies, superfícies limítrofes e geometria dos corpos sedimentares foi possível definir três associações de fácies distintas: (i) Canais Fluviais Entrelaçados; (ii) Frente Deltaica Dominada por Rio e (iii) Pró-delta. A associação de fácies de canais fluviais entrelaçados é a mais abundante em comparação às demais (Figura 25). Estas três associações de fácies ocorrem em dois sistemas deposicionais distintos: (i) Sistema fluvial entrelaçado e (ii) Sistema deltaico. As associações de fácies são apresentadas logo a seguir na forma de perfis verticais idealizados e painéis laterais dos afloramentos.

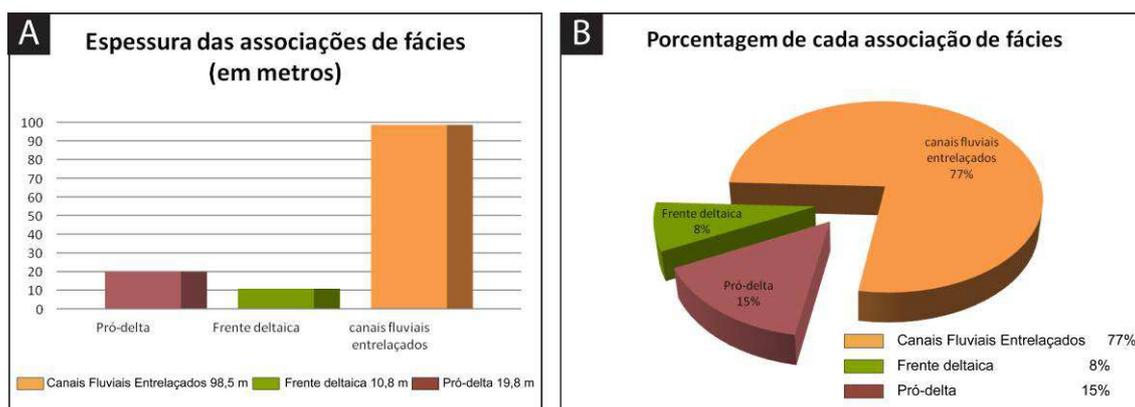


Figura 25: (A) Gráfico da espessura em metros de cada associação de fácies; (B) Gráfico mostrando a porcentagem de cada associação de fácies em relação à espessura total do perfil levantado.

### 6.2.1 Associação de fácies de Canais Fluviais Entrelaçados

**Descrição:** Esta associação de fácies ocorre na Formação Serraria, sendo caracterizada por corpos arenosos com geometria tabular e lenticular, de espessuras variando de 1,6 a 3,6 metros e extensão lateral de dezenas de metros. Os corpos arenosos são limitados por superfícies erosivas. Internamente os corpos arenosos apresentam granodecrescência ascendente caracterizados na base por conglomerados clasto-suportados maciços (litofácies Gcm), com estratificação horizontal (litofácies Gh) (Figura 26d) ou *lags* centimétricos de arenitos conglomeráticos maciços. Estes conglomerados são sucedidos por arenitos médio a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (Figura 26a) (litofácies St) predominante sobre as demais litofácies. Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies Sl) e planar (litofácies Sp) (Figura 26b) são comuns e se intercalam com os arenitos com estratificação cruzada tangencial (litofácies St). Os *sets* de estratificação cruzadas acanaladas ou planares de grande porte alcançam até 2,2 metros (Figura 26f). Também podem ser observados estratos cruzados compostos de 1 a 1,4 metros (Figura 26b), caracterizados por *sets* de estratos cruzados tangenciais ou planares separados por superfícies inclinadas com o mesmo sentido de mergulho que os planos de estratificação. Os arenitos com estratificação cruzada de marcas onduladas (litofácies Sr) são encontrados no topo de alguns ciclos e em granulometria mais finas. Esta associação de fácies é marcada pela abundância de intraclastos lamosos (Figura 26c). As paleocorrentes somam 96 medidas com

sentido geral para SE (Figura 26). No topo da Formação Serraria, os arenitos são argilosos, apresentam feições indicativas de paleosolo, e estão em contato com os pelitos de Pró-delta.

**Interpretação:** Corpos arenosos limitados por superfícies erosivas, caracterizados predominantemente por arenitos moderadamente a mal selecionados, com ciclos de granodecrescência bem desenvolvido, sugerem a deposição de canais fluviais. Os *sets* de estratos cruzados de grande porte representam barras de meio de canal simples, com face de escorregamento bem desenvolvidas. A ocorrência de *sets* sobrepostos de arenitos separados por superfícies erosivas inclinadas a favor do fluxo indica migração e cavalgamento de barras compostas com desenvolvimento de macroforma de barra de acreção frontal (DA) que, segundo Miall (1996) é o elemento arquitetural dominante em canais fluviais entrelaçados perenes. Como sugerido por Wizevich (1992), se a espessura máxima das macroformas é de 1,4 metros, isso implica que a profundidade mínima do canal principal deve ser necessariamente de 1,4 metros podendo variar entre 1,4 e 2,8 metros, assumindo-se que a altura da macroforma seja entre a metade e o total da profundidade do canal em períodos de cheia (Bristow, 1987). A dominância de barras de meio de canal de grande espessura sugerem canais fluviais entrelaçados perenes profundos (Miall, 1996). Não foram encontrados depósitos de pelitos, mas a ocorrência comum de intraclastos lamosos indica que raros depósitos de planície de inundação podem ter se formado, porém eles foram posteriormente erodidos pela avulsão dos canais fluviais (Kumar *et al.* 2004). A alternância entre arenitos com estratificação cruzada acanalada (St) e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou planar (Sl e Sp) sugere aumento e diminuição da energia do fluxo. A granodecrescência ascendente e as laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) preferencialmente em granulometria mais finas e no topo de ciclos indica diminuição progressiva da descarga durante preenchimento do canal (Kumar *et al.*, 2004). Os dados de paleocorrentes apresentam uma baixa dispersão da direção dos estratos cruzados, com um padrão principal unidirecional para SE. Este padrão de paleocorrente reforça a interpretação de um sistema fluvial entrelaçado, já que um sistema fluvial meandrante apresentaria maior

dispersão no padrão de paleocorrentes e predominância de macroformas de barras de acreção lateral.

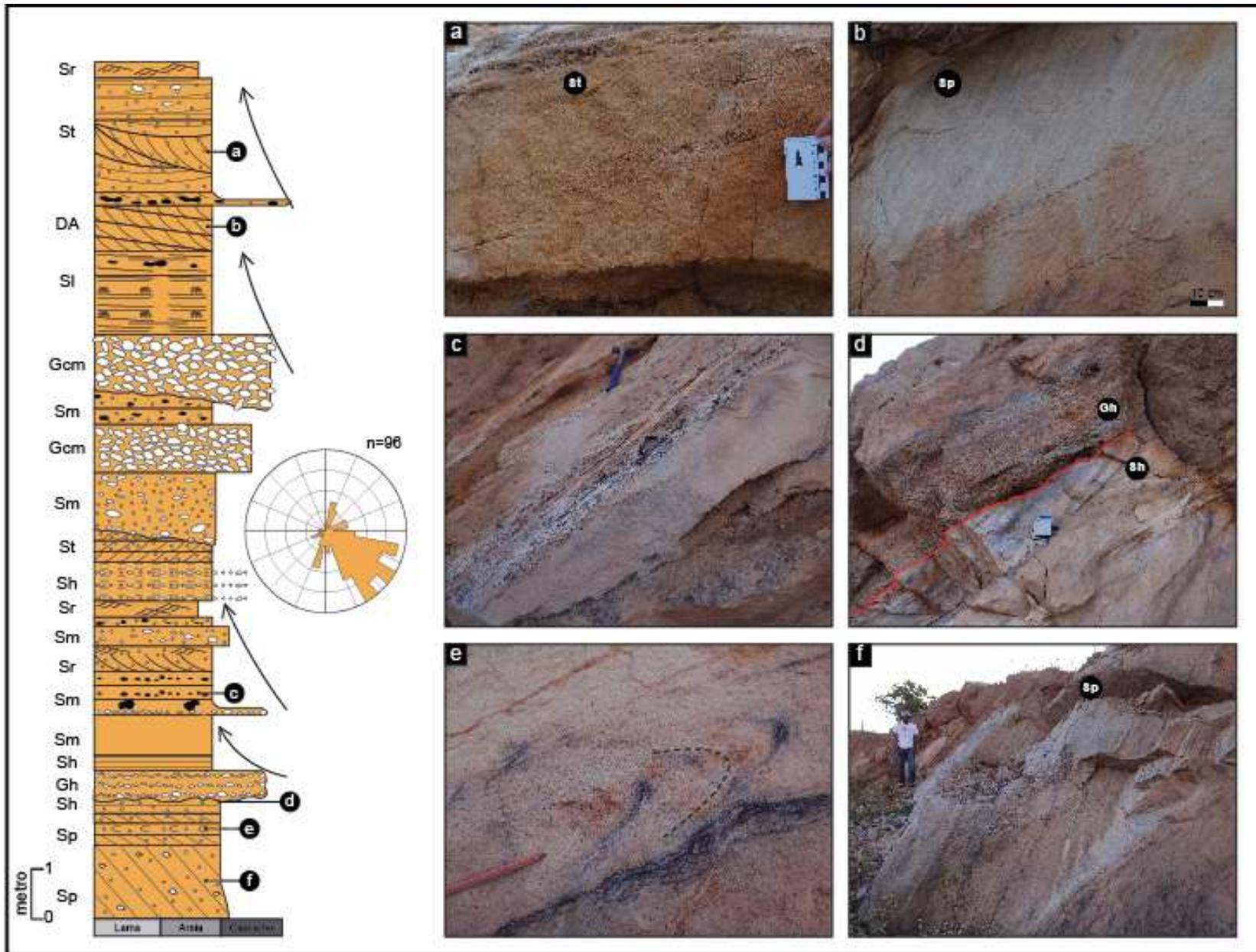


Figura 26: Associação de fácies de Canais Fluviais Entrelaçados: (a) Estratificação cruzada tangencial; (b) Barra de acreção frontal com indicação das superfícies erosivas inclinadas a favor do fluxo; (c) Intraclastos lamosos em arenito maciço; (d); Base erosiva em conglomerado clasto-suportado com estratificação horizontal marcando a base de ciclo (e) dobras convolutas; (f) Estratificação cruzada planar de grande porte.

### 6.2.2 Associação de Fácies de Frente Deltaica Dominada por Rio

**Descrição:** Esta associação de fácies é formada por corpos tabulares compostos por conglomerados maciços clasto-suportados (litofácies Gcm) ou *lag* centimétricos de arenitos conglomeráticos maciços formando ciclos de grano-decrescência ascendente de 2,5 a 3,9 metros. Os arenitos estão dispostos em camadas de 0,4 a 1,8 metros de espessura, com gradação normal, e apresentam estratificação plano-paralela (litofácies Sh) (Figura 27d), estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies Sl) ou tangencial (litofácies St). Comumente essas camadas de arenitos apresentam intensa fluidização (Figura 27c) e às vezes bioturbação no topo (Figura 27a e b). Esta associação de fácies encontra-se em contato basal e de topo abrupto com a associação de fácies de Pró-Delta (Figura 27e e f).

**Interpretação:** A sucessão de fácies gerada por correntes trativas unidirecionais, apresentando fluidização intensa em alguns intervalos e associados com fácies de pró-delta sugerem deposição em frente deltaica dominada por rio (Bhattacharya, 2006). A presença de fluidização intensa dos corpos arenosos apenas neste intervalo sugere alta taxa de sedimentação sobre sedimentos saturados em água resultando em expulsão de fluido e geração de estruturas deformacionais nos arenitos sobrepostos (Bhattacharya, 2006). A associação de fácies de frente deltaica é caracterizada pela diminuição rápida da velocidade do fluxo e descarga dos sedimentos no corpo de água receptor (Bhattacharya, 2006). Os sedimentos são transportados por canais distributários e a sedimentação é episódica na forma de pulsos de aporte sedimentar (Reading, 1996). A dispersão no sentido das paleocorrentes indica frequentes avulsão dos lobos deltaicos em várias direções (Figura 27).

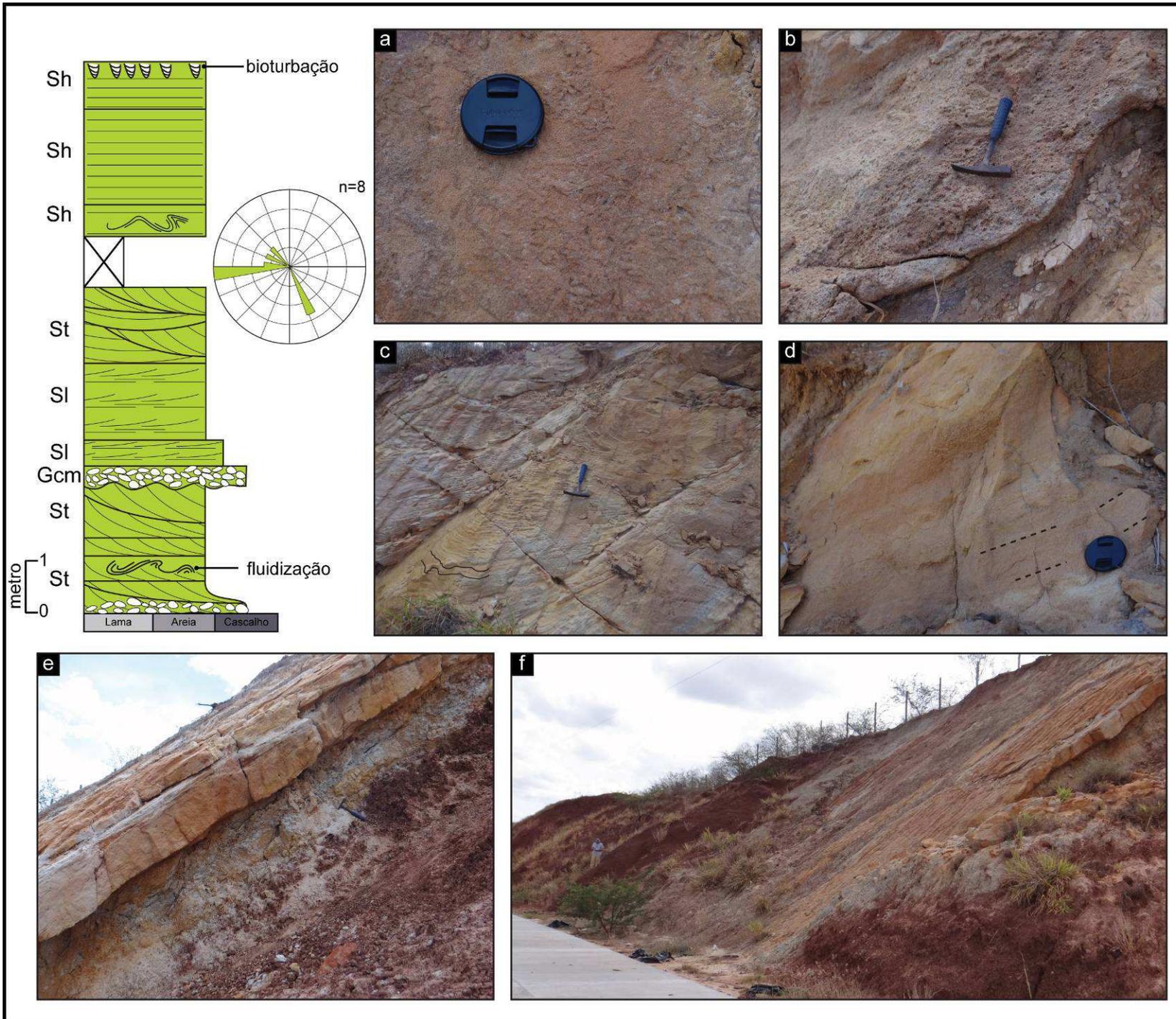


Figura 27: Associação de fácies de Frente deltaica dominada por rio. (a) e (b) bioturbação no topo da camada; (c) fluidização; (d) Estratificação plano-paralela; (e) base abrupta com os pelitos de pró-delta; (f) contato abrupto com os pelitos de pró-delta.

### 6.2.3 Associação de fácies de Pró-delta

**Descrição:** Esta associação de fácies ocorre na forma de corpos tabulares de até 8 metros de espessura e extensão lateral de dezenas de metros (Figura 28c). Compreende principalmente pelitos maciços, cinza ou avermelhados (Figura 28) (litofácies Fm) que se alternam verticalmente com estratos centimétricos de arenitos finos a muito finos maciços (litofácies Sm) ou com laminação cruzada de marcas onduladas (litofácies Sr). Esta associação de fácies está em contato abrupto com os estratos de canais fluviais entrelaçados e os de frente deltaica dominada por rio (Figura 28b).

**Interpretação:** Considerando o fato que esta associação de fácies está constituída essencialmente por pelitos e sedimentos finos e apresenta contato com estratos de frente deltaica, esta associação de fácies foi interpretada como sendo depositada em ambiente de pró-delta. Os pacotes de pelitos maciços representam o assentamento de partículas em suspensão nas porções distais dos lobos deltaicos. O arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas intercalados com os pelitos representam fluxos hiperpicnais alimentados por cheias fluviais que fluem declive abaixo da frente deltaica até alcançar as regiões de pró-delta (Bhattacharya, 2006).

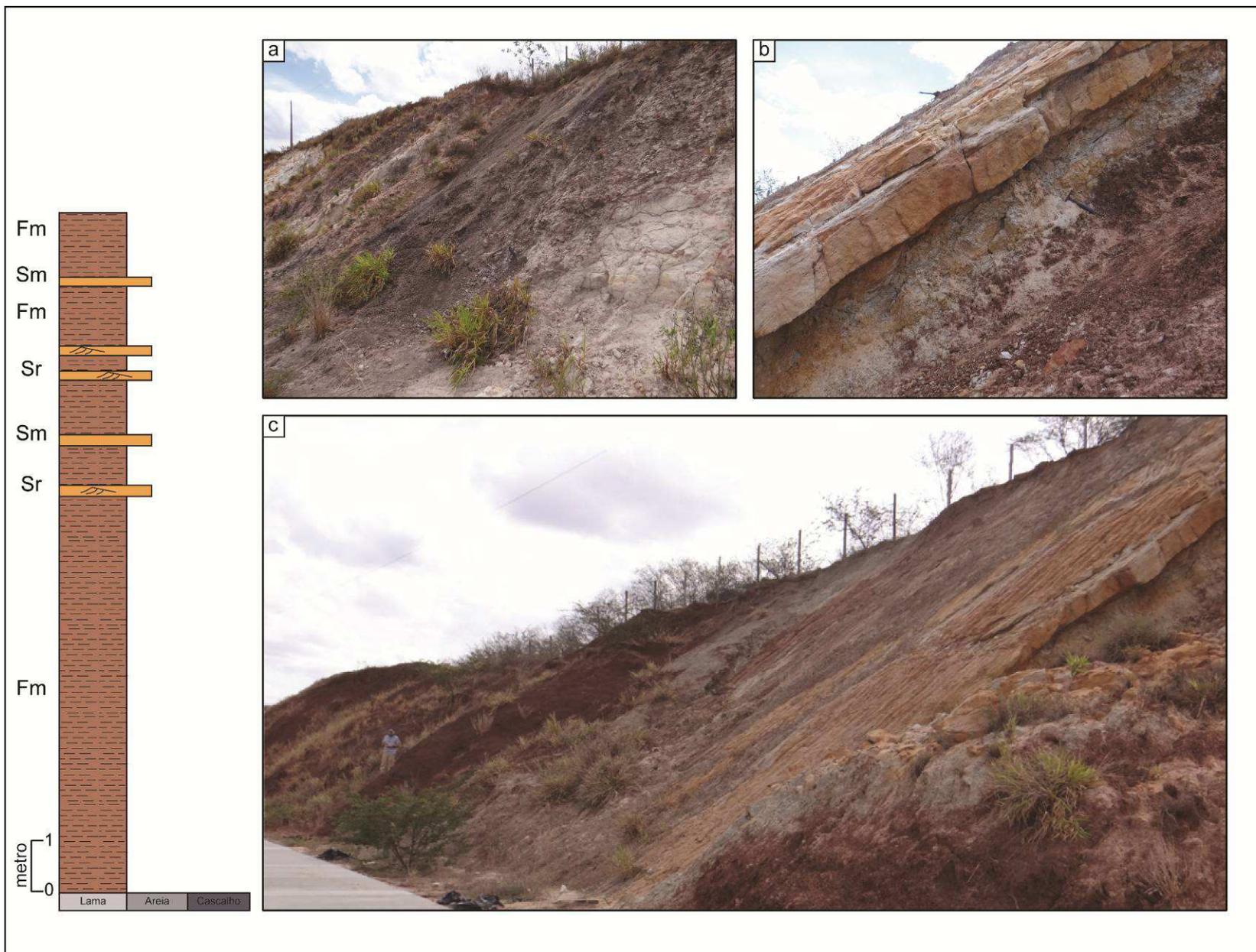


Figura 28: Associação de fácies de pró-delta. (a) pelitos avermelhados sobrepostos a arenitos esbranquiçados; (b) contato abrupto com os arenitos de frente deltaica; (c) vista geral do topo da seção mostrando o contato entre os pelitos de pró-delta e os arenitos de frente deltaica.

## 7 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

---

A sucessão sedimentar estudada compreende dois intervalos estratigráficos distintos. O intervalo basal do afloramento descrito, correspondente ao topo da Formação Serraria e é caracterizado por um sistema fluvial entrelaçado. O intervalo superior da seção levantada corresponde à base da Formação Feliz Deserto, sendo constituída por sistema deltaicos. Estas duas unidades representam contextos deposicionais e paleogeográfico diferentes. Conforme Scherer *et al.* (2011) o topo da Formação Serraria representaria o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rife (TTIR), enquanto a Formação Feliz Deserto, representaria o Trato Tectônico de Desenvolvimento de Meio Gráben (TTDMG) (vide capítulo 2 para uma revisão conceitual sobre tratos de sistemas tectônicos). A seguir serão detalhados os dois intervalos estratigráficos, ressaltando-se os aspectos sedimentológicos e estratigráficos de cada um dos tratos tectônicos, tendo como base os dados fornecidos pelo perfil levantado, somado aos dados existentes na bibliografia. Após isto será discutido as características do contato entre as duas unidades estratigráficas, permitindo uma definição mais precisa da passagem entre o TTIR e TTDMG

### 7.1 Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rife (TTIR)

Este trato tectônico é representado na seção estudada pelos depósitos fluviais da Formação Serraria, equivalendo à base da seção do afloramento descrito e correspondendo a 77% da espessura do perfil colunar levantado.

Este intervalo fluvial pertence à Sequência II proposta por Kuchle *et al.*, (2011), representando os estágios finais do TTIR.

As evidências encontradas na área de estudo, tais como: conglomerados e arenitos conglomeráticos na base de ciclos granodecrescentes; ausência de litofácies pelíticas; dominância de espessas macroformas DA; e a baixa dispersão dos dados de paleocorrente forneceram subsídios necessários para a classificação do estilo fluvial. De acordo com esses aspectos apresentados pode-se inferir que o modelo deposicional do topo da Formação Serraria (Sequência II) corresponde a um sistema fluvial entrelaçado arenoso perene e profundo, corroborando o modelo deposicional proposto por Kuchle *et al.* (2011) e Galves (2010).

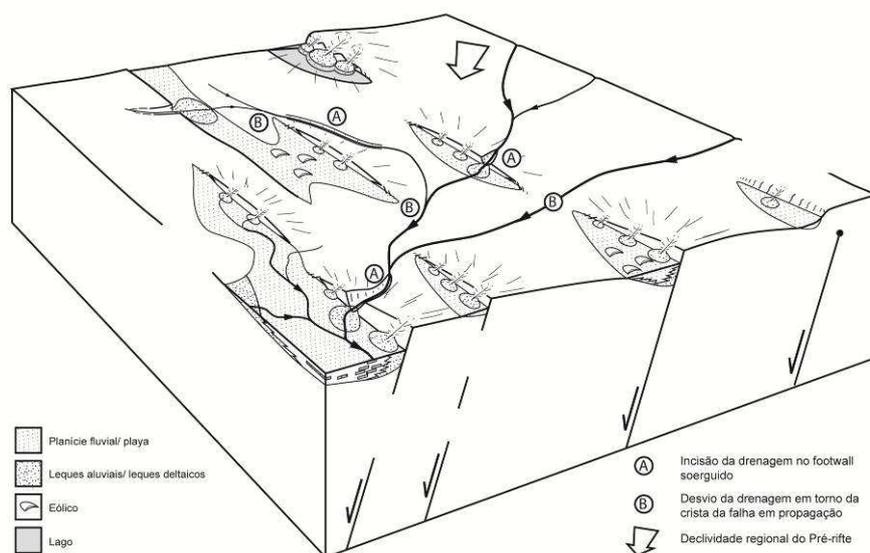


Figura 29: O modelo proposto por Gawthorpe e Leeder (2000) prevê que durante o início do rifte forma-se um rio que escava vales nas falhas ou é desviado por falhas maiores, mas continue orientado com a declividade regional da bacia.

O controle estrutural no padrão de drenagem nas fases iniciais do rifteamento é destacado por diferentes autores, como Prosser (1993); Gawthorpe e Leeder (2000) e Kuchle *et al* (2010). Esses autores ressaltam que durante os estágios iniciais do rifteamento ocorre o desenvolvimento de falhas de pequeno rejeito, que podem controlar a rede de drenagem, definindo zonas de incisão ou acumulação, assim como orientando os rios

paralelamente aos sistemas de falhas (Figura 29). Um exemplo atual de sistemas fluviais associados a bacias em estágio inicial de riteamento é o leque terminal do rio Okavango (Figura 30).

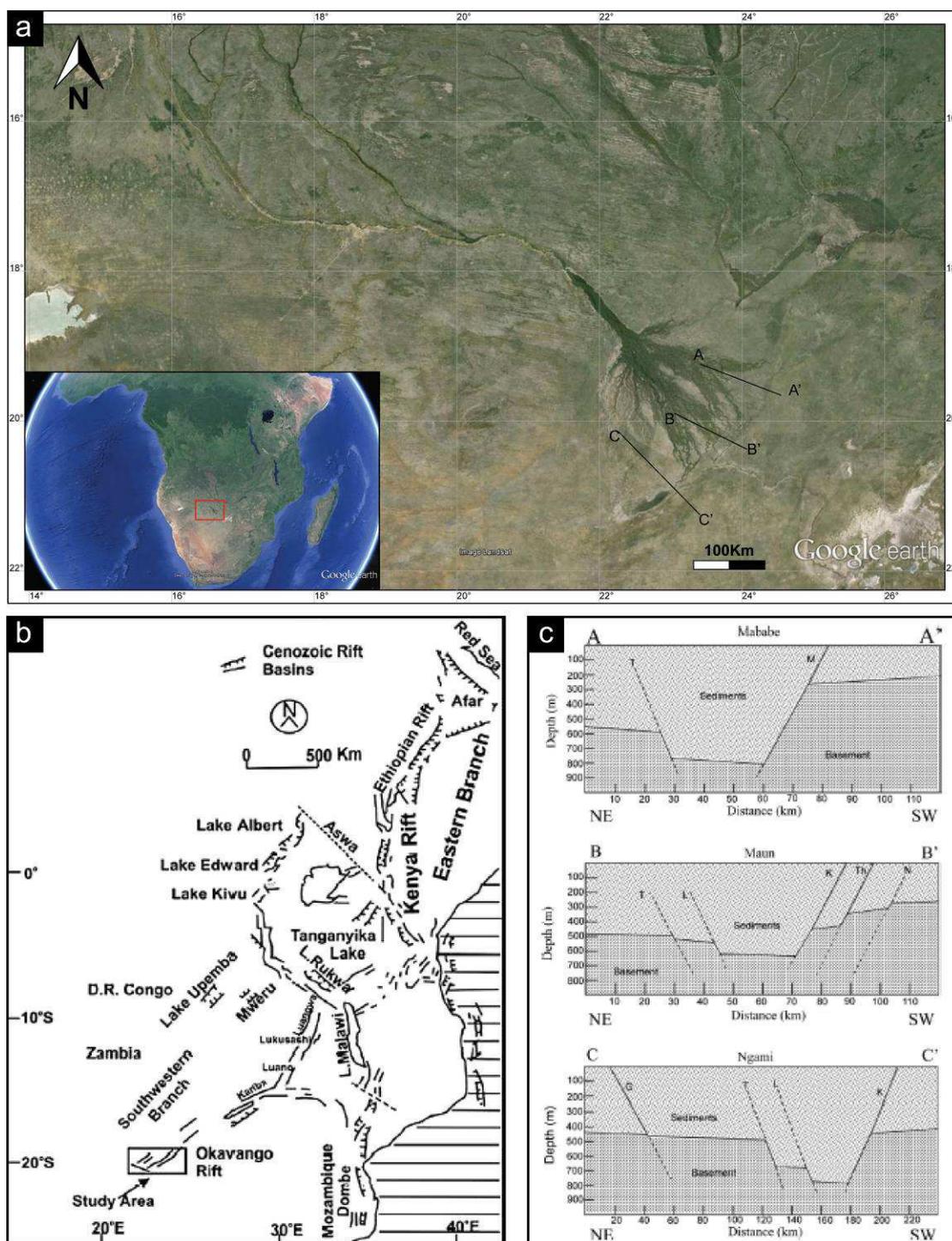


Figura 30: (a) Leque terminal Okavango; (b) sistema de falhas do rifte Okavango associado ao riteamento do leste da África, Kinabo *et al.*, (2007).; (c) Principais falhas que controlam o leque terminal Okavango e seus rejeitos, Kinabo *et al.*, (2007).

O Okavango é um rio do sul da África que faz fronteira natural entre Angola e Namíbia e tem por particularidade o fato de não desaguar no oceano, mas acabar na forma de leque terminal intracontinental (Figura 30a). Kinabo *et al.* (2007) ao realizarem o estudo nesta região observaram que este rio tem um controle estrutural associado ao rifteamento de leste do continente africano (Figura 30b). Na região de estudo os autores identificaram que o rifte ainda está em um estágio inicial pois a bacia é rasa e é dominada por falhas de baixo rejeito, mas ocorrem também raras falhas de mais alto rejeito (>500m) (Figura 30c). Essas falhas formam um sistema de falha com direção preferencial NE e o depocentro associado a essas falhas acomoda os sedimentos do leque terminal. O rejeito das falhas foi totalmente preenchido por sedimentos do leque terminal de forma que atualmente a bacia é rasa e a diferença de relevo entre o depocentro e o topo da falha de borda é de apenas uma dezena de metros.

Portanto, é bastante provável que o sistema fluvial da Formação Serraria tenha uma influência tectônica na distribuição da rede de drenagem. Os dados de paleocorrentes da Sequência II (topo da Formação Serraria) coletados de forma sistemática em toda a bacia de Sergipe-Alagoas por Scherer (2011) mostram uma distribuição preferencial das paleocorrentes para SE e NE, que poderiam indicar sistemas fluviais orientados, respectivamente, transversalmente e paralelamente às falhas de borda incipiente (Figura 31). A conclusão foi que o sentido preferencial dos sistemas fluviais na bacia de Sergipe é SE devido à existência de uma área rebaixada no centro da bacia rasa e endorreica formada neste estágio (depressão afro-brasileira). As paleocorrentes NE indicam drenagens secundárias paralelas às falhas.

Portanto, apesar das falhas principais serem de orientação NE nesta bacia (Figura 31) acredita-se que o sentido de paleocorrente para SE observado no sistema fluvial entrelaçado do topo da Formação Serraria (Figura 26 e Figura 31) não indica um rio orientado em direção a uma falha de alto rejeito e acabando como um leque terminal, como é o caso com o

Okavango, mas este rio segue o declive regional da bacia e migra até o depocentro da Depressão Afro-Brasileira.

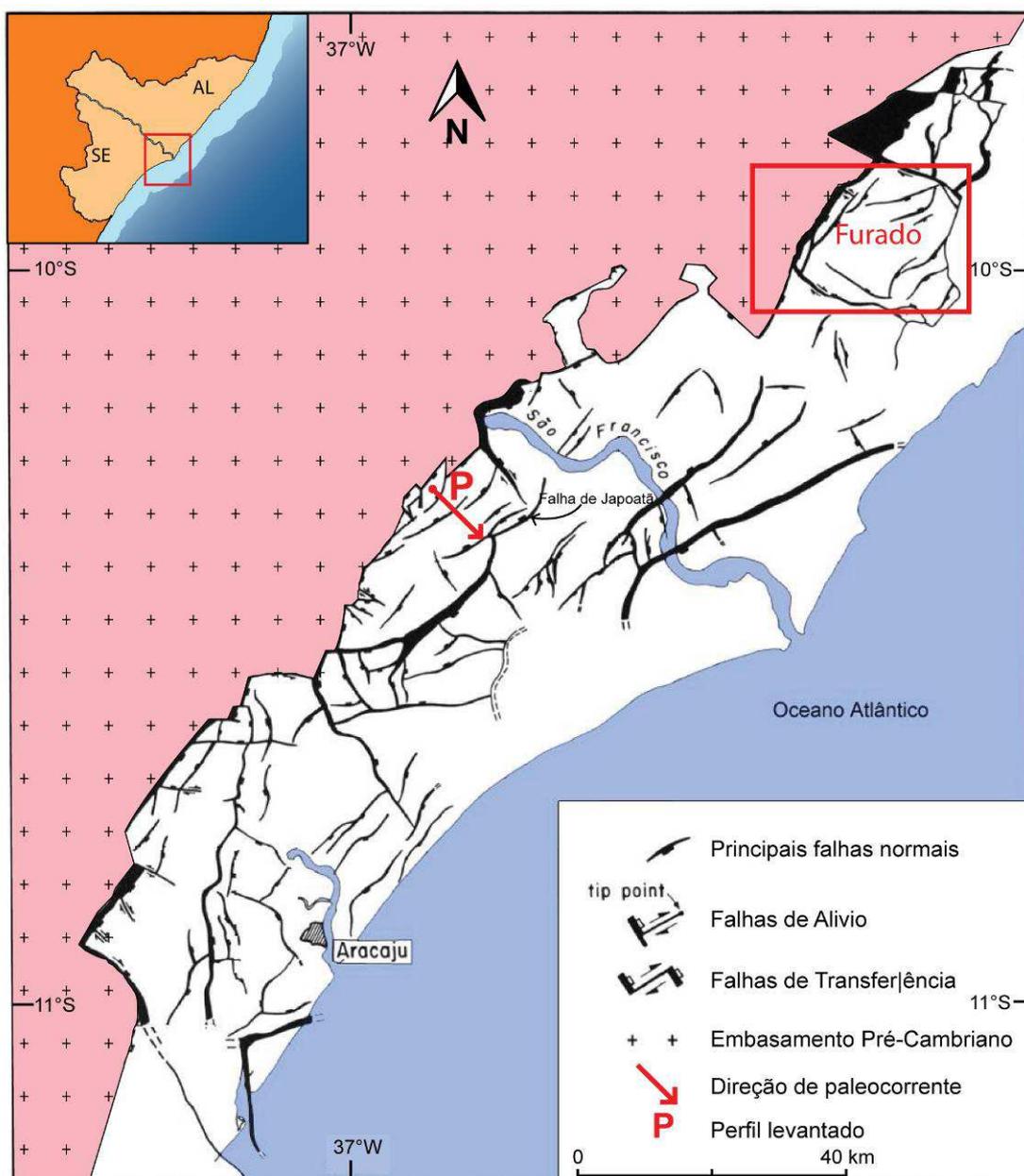


Figura 31: Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas com localização do perfil colunar levantado, indicação do sentido de paleocorrentes e localização do campo de perfuração Furado ao qual pertence parte dos dados de subsuperfícies deste trabalho. Modificado de Destro (1995).

## **7.2 Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio Gráben (TTDMG)**

Este trato tectônico é caracterizado pelos depósitos deltaicos e lacustres da Formação Feliz Deserto, equivalendo ao topo da seção do afloramento descrito e correspondendo a 23% da espessura.

O sistema deltaico é caracterizado por duas associações de fácies distintas: (i) Pró-delta e (ii) Frente deltaica. A intercalação de arenitos e pelitos e a presença de estruturas geradas exclusivamente por correntes unidirecionais nas camadas de arenitos sugerem que as areias foram supridas por fluxos unidirecionais intermitentes, derivados de sistemas fluviais localizados mais a montante. A presença de sistemas deltaicos e lacustres indica um aumento na geração de espaço de acomodação quando comparado ao TTIR, sugerindo um incremento da atividade tectônica, possivelmente com o desenvolvimento de sistemas de meio-grábens bem definidos.

Um forte controle tectônico na sedimentação já pode ser inferido pelos dados de paleocorrentes. Enquanto no TTIR o sentido paleocorrente em toda a bacia era SE, no TTDMG os dados de paleocorrente apresentam duas principais direções (W-NW e SE) (Figura 27). Este padrão de paleocorrente é indicativo de bacias restritas, com alimentação a partir de diferentes bordas, compatível com sistemas de meio-grábens. A ampla bacia rasa e endorreica no TTIR sofre rearranjo e é compartimentada em vários meio-grábens de menor abrangência devido à concentração da deformação em zonas de falhas preferenciais. Assim, no TTDMG ocorrem os primeiros processos erosivos de borda do TTIR.

## 7.3 Contato entre o TTIR e o TDMG

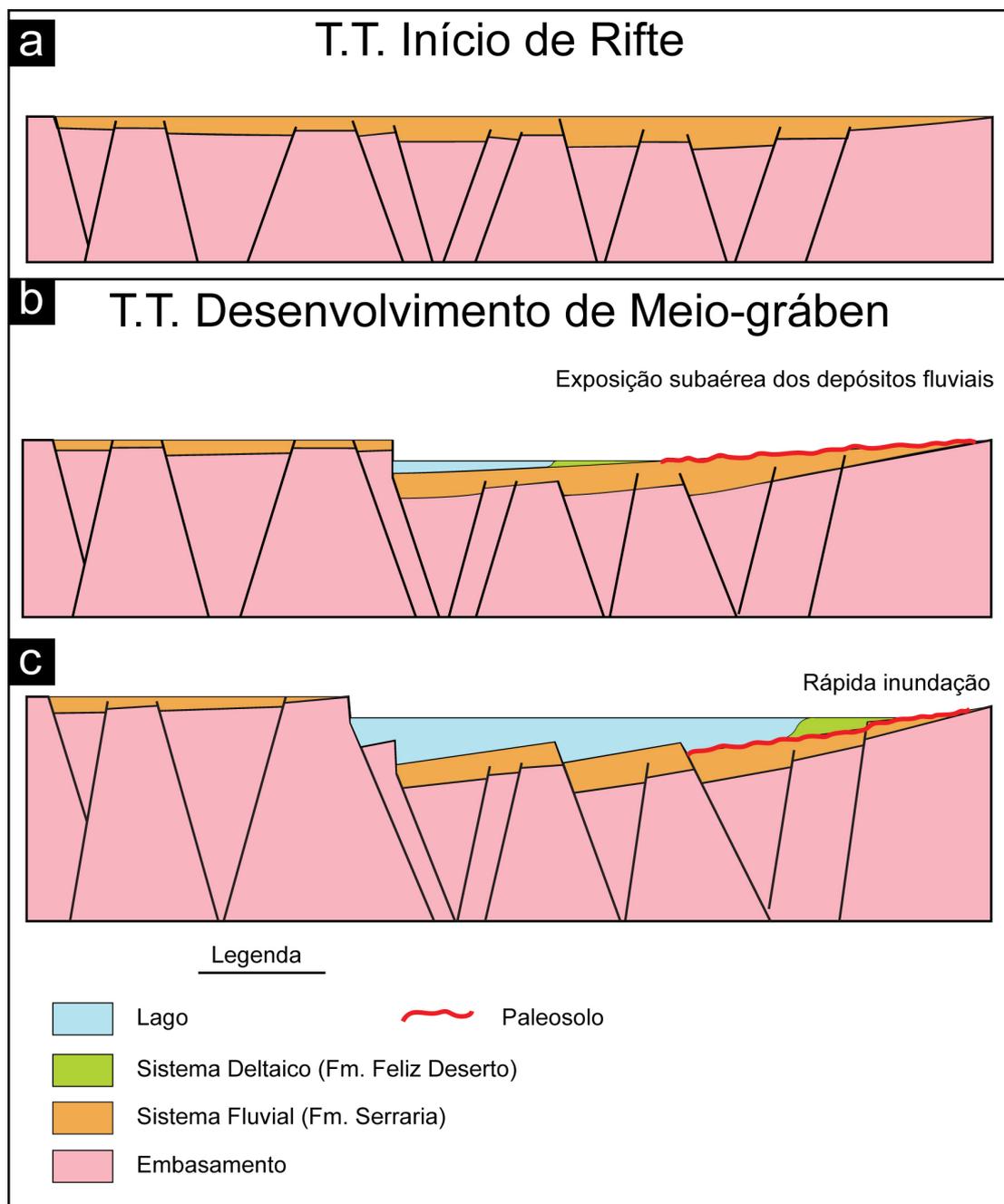


Figura 32: (a) Trato de Sistema de Início de rifte caracterizado por um sistema fluvial; (b) Devido à taxa de acomodação alta há rebaixamento do nível de base e exposição subaérea dos sedimentos fluviais e formação de paleosolo. (c) Em seguida ocorre a inundação dos sedimentos fluviais com o preenchimento da sub-bacia.

O limite entre o TTIR e o TDMG, equivalente ao limite entre as Formações Serraria e Feliz Deserto, é caracterizado por um contato abrupto, onde depósitos de canais fluviais entrelaçados são sobrepostos por depósitos

de pró-delta. Além disso, a superfície de contato é marcada pelo desenvolvimento de um espesso pacote de paleosolos. Esta sucessão estratigráfica permite que se faça uma série de inferência sobre a passagem entre os TTIR e TTDMG. A presença de paleosolos indica rebaixamento do nível de base e exposição dos sedimentos caracterizando uma regressão forçada (Catuneanu, 2006) (Figura 32a). Os pelitos sobrepostos abruptamente a esses arenitos indicam que, posteriormente ao rebaixamento, houve uma subida do nível de base e inundação rápida na sub-bacia a ponto de não preservar as fácies proximais do delta (Figura 32b). Esta inundação rápida indica um aumento abrupto na taxa de geração de espaço de acomodação. Desta forma, a sucessão estudada demonstra que a passagem entre os TTIR e TTDMG é extremamente rápida, marcada por uma mudança radical tanto de sistemas deposicionais, quanto das características geométricas da bacia. A superfície que separa os dois tratos tectônicos foi definida por Kuchle & Scherer (2010) como superfície de desenvolvimento de meio-gráben (SDMG).

A natureza abrupta do contato entre o TTIR e TTDMG pode ser consistentemente demonstrada com dados de poços. Para caracterizar o contato entre as Formações Serraria e Feliz Deserto em subsuperfície foram utilizados 7 (sete) perfis de poço. Quatro destes localizados na área *offshore* no Campo Caioba (CB) e os 3 restantes são localizados na área *onshore* no Campo Furado (FU) localizado no estado de Alagoas (Figura 33).

A análise dos dados de poços teve como principal objetivo a identificação dos padrões de eletrofácies característicos dos TTIR e TTDMG e caracterizar o contato entre os dois tratos. O termo eletrofácies é utilizado neste trabalho para descrever unidades apresentando curvas de perfil de raio gama diferente das adjacentes.

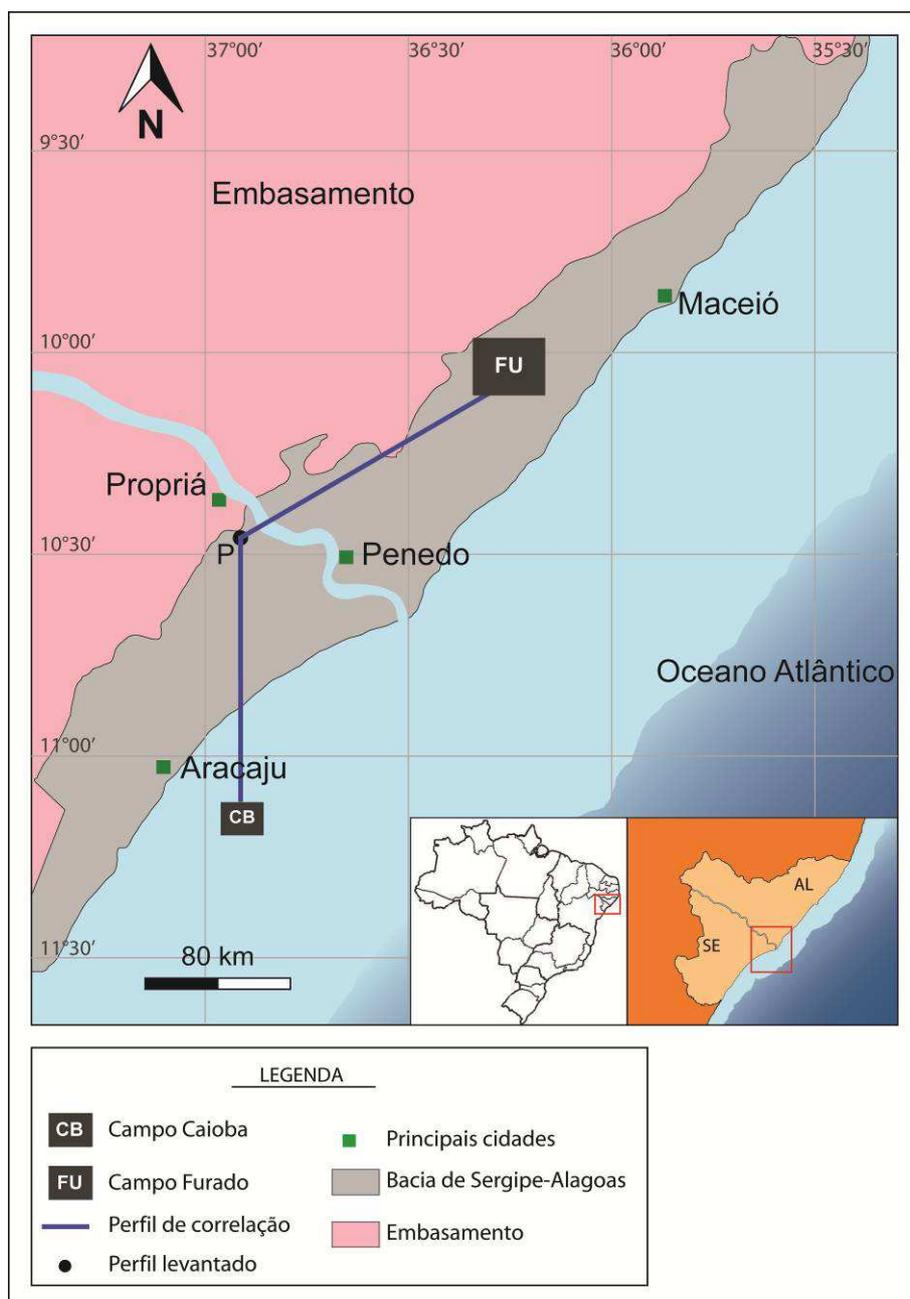


Figura 33: Mapa da Bacia de Sergipe-Alagoas com indicação dos campos de poços e do perfil levantado.

Considerando que o TTDMG não é isócrono na bacia, a seção de correlação apresentada na não relaciona eventos que ocorreram ao mesmo tempo na bacia, mas apenas usa a superfície de desenvolvimento de meio-gráben (SDMG) para diferenciar os estágios. A correlação temporal é válida apenas quando se considera os meio-grábens individualmente. Portanto, neste estudo a correlação temporal é válida somente para cada campo de

exploração (Caioba ou Furado) considerado individualmente (Figura 33). Esta afirmação baseia-se na identificação dos principais meio-grábens da bacia usando como principal critério a extensão e o rejeito das falhas. Como destaca Nicol *et al.* (2006) no estudo sobre o rifte de Taupo da Nova Zelândia, há uma relação direta entre a extensão da falha e o seu rejeito. As falhas mais extensas, resultando da conexão lateral de pequenas falhas, acomodam tectonismo mais intenso e como resultado disso, apresentam rejeito muito alto. Assim determinou-se que o perfil levantado pertence a um meio-gráben totalmente diferente dos poços. A extensa falha localizada no Campo Furado controla o meio-gráben dos poços desta área e os poços do Campo Caioba, pela dimensão restrita desta região podem ter sido controlados por um mesmo meio-gráben (Figura 31).

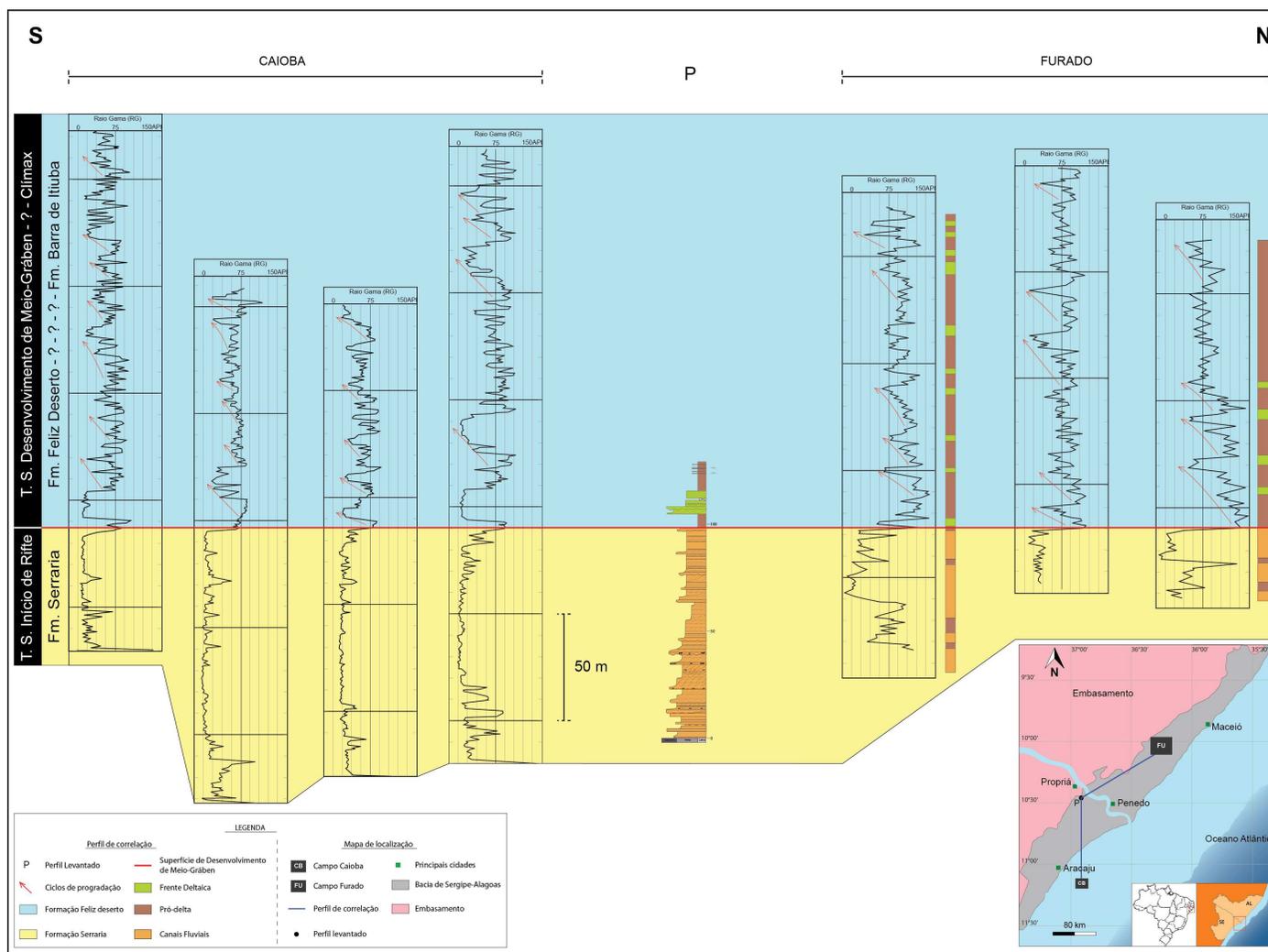
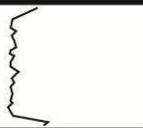


Figura 34: Perfil de correlação de poços.

A análise dos dados de poços teve como principal objetivo a identificação dos padrões de eletrofácies característicos dos TTIR e TTDMG e caracterizar o contato entre eles. O termo eletrofácies é utilizado neste trabalho para descrever unidades apresentando curvas de perfil de raio gama diferente das adjacentes. Foram identificados três (3) eletrofácies usando a nomenclatura tradicional de Cant (1992) e Barreiro (2004): caixote, funil e serrilhado (Quadro 5).

Quadro 5: Eletrofácies identificadas nos perfis de raios gama. Modificado de Cant (1992).

DESENHO ESQUEMÁTICO	DENOMINAÇÃO	CARACTERÍSTICA	INTERPRETAÇÃO
	Caixote	Valores regulares e geralmente valores baixos de raio gama.	Representa normalmente arenitos com granulometria homogênea, geralmente mais grossos.
	Funil	Valores altos e irregulares na base diminuindo progressivamente no topo.	Indica granocrescência ascendente
	Serrilhado	Os valores se mantêm irregulares durante um intervalo longo, sem progressão.	Indica rápida e frequente alternância na energia do ambiente deposicional

A eletrofácies em caixote representa valores de raio gama baixos e regulares sem grande diferença no valor de raio gama. Esta eletrofácies representa corpos arenosos homogêneos. A eletrofácies em funil é caracterizada na base por valores altos e irregulares e diminuindo progressivamente para o topo. Ela indica granocrescência do trato. A eletrofácies serrilhada representa valores de raio gama baixos e irregulares sem progressão indicativos de frequente alternância na energia do ambiente.

A Formação Serraria, equivalente ao TTIR, é caracterizada na base por eletrofácies do tipo Serrilhado (Figura 34). O padrão serrilhado dos valores de raio gama deve-se à intercalação de camadas de arenitos com pelitos típicos de canais fluviais efêmeros da sequência I. Enquanto os arenitos são caracterizados por valores de raio gama baixos, os pelitos apresentam valores mais altos.

O topo da Formação Serraria apresenta eletrofácies de tipo caixote (Figura 34). Como observado no perfil colunar levantado, a sequência II da Formação Serraria é caracterizada por corpos arenosos de canais fluviais

entrelaçados que não apresentam intervalos de pelitos. Esta homogeneidade litológica resulta em valores de raio gama baixos e constantes.

A SDMG foi observada em todos os poços e é marcada por um brusco aumento de valores de raio gama (Figura 34). Neste estudo considera-se que a SDMG é caracterizada pelos primeiros valores de raio gama altos no topo da Formação Serraria. Estes valores altos estão associados à primeira inundação deltaica. A ocorrência de pelitos no topo da Formação Serraria indica um aumento do espaço de acomodação e, portanto a individualização do meio-gráben.

Por sua vez, a Formação Feliz Deserto, equivalente ao TTDMG é caracterizada por eletrofácies de tipo funil (Figura 34). Esses ciclos de granocrescência ascendente refletem claramente a sucessão vertical da seção levantada onde arenitos de frente deltaica se sobrepõem aos pelitos de pró-delta. Esses ciclos representam progradações de lobos deltaicos em direção ao depocentro das sub-bacias.

O topo da Formação Feliz Deserto não foi identificado devido à semelhança litológica desta formação com a Formação Barra de Itiúba. A separação destas duas formações sendo essencialmente bioestratigráfica não foi identificada diferença nos valores de raio gama e optou-se por não marcar esse contato.

## 8 CONCLUSÃO

---

Ao término deste estudo foi possível chegar às seguintes conclusões:

- A seção colunar levantada, referente ao topo da Formação Serraria e à base da Formação Feliz Deserto apresenta dez (10) litofácies, são elas: Litofácies Gcm, Gh, Sh, Sl, St, Sp, Sr, Sm, Fm e P. Estas litofácies podem ser agrupadas em três (3) associações de fácies: Canais Fluviais Entrelaçados na Formação Serraria e Pró-delta e Frente Deltaica na Formação Feliz Deserto.
- Em perfil de raio gama, os depósitos fluviais do topo da Formação Serraria (TTIR) apresentam um padrão em caixote, caracterizado por valores de raio gama baixos e regulares. Por sua vez, os depósitos deltaicos da Formação Feliz Deserto (TTDMG) mostram um padrão em funil: os valores de raio gama na base são altos e diminuem progressivamente refletindo ciclos de granocrescência.
- O limite entre o TTIR e o TTDMG é caracterizado por um contato abrupto, onde depósitos de canais fluviais entrelaçados são sobrepostos por depósitos de pró-delta. A superfície de contato é marcada pelo desenvolvimento de um espesso pacote de paleosolo.
- Tal configuração indica rebaixamento do nível de base e exposição dos sedimentos caracterizando uma regressão forçada e subsequente elevação do nível de base e inundação rápida dos sedimentos.
- A inundação rápida indica um aumento abrupto na taxa de geração de espaço de acomodação e elevação do nível de base. Desta forma, a sucessão estudada demonstra que a passagem entre os TTIR e

TTDMG é extremamente rápida, marcada por uma mudança radical tanto de sistemas deposicionais, quanto das características geométricas da bacia.

- O TTIR e o TTDMG representam distintas configurações de bacias: No TTIR a bacia é ampla, rasa e endorreica dominada por sistemas fluviais entrelaçados enquanto no TTDMG, devido ao aumento da atividade tectônica, a ampla bacia fragmenta-se e gera sub-bacias profundas dominadas por sedimentação lacustre e deltaica.

## 9 Referências

---

ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y.; BRITTO NEVES, B.B. DE E & FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Em: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Paraíba, 1987. Sociedade Brasileira de Geologia, Atas, p.363-391.

BARREIRO, C. B. 2004. Integração de dados de afloramentos, perfis eletroradioativos e de georadar para análise de análogos aos reservatórios pré-rifte/rifte: um exemplo de aplicação nas formações Serraria, Barra de Itiúba e Penedo, bacias de Sergipe e de Alagoas. Dissertação de mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BHATTACHARYA, J. P. 2006. Deltas. In: POSAMENTIER, H. W. & WALKER, R. G. (Eds.), Facies Models Revisited. Tulsa, Oklahoma, USA. SEPM Special Publication 84, p.237-292. 1 CD-ROM.

BORBA, C. ; PAIM, P. S. G. ; GARCIA, A. J. V. 2011. Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no campo de furado, região de São Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas. Revista Brasileira de Geociências, v. 41, p. 18-36.

BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea Gulf of Aden. Chapman & Hall, London, p. 9-25.

BRISTOW, C. S. 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. In: ETHRIDGE, F. G., FLORES, R. M., HARVEY, M. D. (Eds.). Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. 39, p. 63–74.

CAMPOS NETO, O. P. A.; SOUZA LIMA, W.; CRUZ, F. E. G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.405-415, maio/nov.

CANT, D. J. 1992. Subsurface facies analysis. In: WALKER, R, G (Ed), Facies Models – response to sea-level change. Montreal: Geological Association of Canada. 1992. P 27-44.

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

COLLINSON, J. D.; 1969. The Sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, p. 194-221.

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.

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

FALKENHEIN, F.U.H. *et al.* 1986. Análise da Bacia Sergipe-Alagoas. Relatório interno da PETROBRAS, s/n, Aracaju, v. 9, PETROBRAS/DEPEX/CENPES, 210p.

GALVES, A. C. M. 2010. Arquitetura de fácies e contexto estratigráfico do sistema fluvial entrelaçado da porção superior da formação serraria, jurássico superior, bacia de sergipe-alagoas. Trabalho de conclusão de curso de graduação em geologia. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

GHAZI, S. 2009. Sedimentology and Stratigraphic Evolution of the Early Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. Thesis for Doctor of Philosophy degree. London. University of Leeds.

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

KINABO, B.D.; ATEKWANA E.A.; HOGAN, J.P.; MODISI, M.P.; WHEATON, D.D.; KAMPUNZU, A.B. 2007. Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, v.48, p.125-136.

KREIDLER & ANDREY. 1949. Preliminary geological report of south-eastern part of the State of Alagoas. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo. (PETROBRAS, Maceió, RPXE. Divisão regional de exploração. Relatório, 14).

KUCHLE, J. 2004. Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada, Bahia. M.Sc. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, RS, 172 pp.

KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. S. 2010a. Stratigraphic characterization of rift basins from stacking patterns and its genetic significance. Marine and petroleum geology, Guildford. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.18,n.2,p.33-60,maio/Nov.

KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. S.; BORN, C. C.; ALVARENGA, R. S. ; ADEGAS, F. 2011. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. Journal of South American Earth Science, v. 31,,: p. 358-371.

KUMAR, R., SANGODE, S.J., GHOSH, S.K., 2004. A multistorey sandstone complex in the Himalayan Foreland Basin, NW Himalaya. India. J. Asian Earth. Sci. 23, 407-426.

LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução tectonosedimentar. Em: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 311-332.

MIALL, A D. 1984 Architectural-elements analysis: a new method os facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Review, v. 22, p. 261-308.

MIALL, A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. New York, Springer-Verlag, 582pp.

MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Em: BIZZI, L.A *et al.* (Eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, p.139-142. MORLEY, C. K. 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa, Okla., v. 86, p. 961-978.

- NICOL, A.; WALSH, J.; BERRYMAN, K.; VILLAMOR, P. 2006. Interdependence of Fault Displacement Rates and Paleoearthquakes in an Active Rift. Geological Society of America. v. 34, p. 865-868.
- PERELLA, J.M.L.; RICHTER, A.J.; CHAVES, H.A.F. 1963. Relatório sobre o levantamento geologic do nordeste de Sergipe e sudeste de Alagoas. PETROBRAS/SERDESTE/SETEX. Relatório interno PETROBRAS, 83 p.
- PONTE, F.C; ASMUS H.E. 1976. The Brazilian margin basins – current state of knowledge. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 48,p. 215-240.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.). 1988. Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa: SEPM – Society for Sedimentary Geology, p. 109-124. (SEPM Special Publication, 42).
- PROSSER, S. 1993. Rift related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (Eds.), Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication, v.71, p. 35-66.
- READING, H. G.; COLLINSON, J. D. 1996. Clastic coasts. In: READING, H.G. (Ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3ed. Oxford: Blackwell Science. p.154-231.
- 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. 2011. Evolução Estratigráfica Das Sucessões Pré-Rifte/Rifte Das Bacias Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano Sul, Camamu-

Almada e Pelotas. Relatório Técnico. Porto Alegre:Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SOUZA-LIMA, W. 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas (introdução). Fundação Paleontológica Phoenix, v. 89, p. 1-10.

TODD, S.P. 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: CARLING, P.A., DAWSON, M.R. (Ed.). Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy. Chichester: Wiley. p. 299–350.

TUCKER, G.E. Modeling the regional-scale interaction of climate, tectonics and topography. Pennsylvania State University Earth System Science Center Technical Report, v. 96, n. 3, 267 p, 1996.

WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. Facies models: response to sea level changes. Geological Association of Canada, Canada. p. 1-14.

WIZEVICH, M. C. 1992. Sedimentology of Pennsylvanian quartzose sandstones of the Lee Formation, central Appalachian Basin: fluvial interpretation based on lateral profile analysis. Sedimentary Geology, n. 78, p. 147.

## 10 Anexo

---