

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DOS ESTÁGIOS INICIAIS DE
RIFTEAMENTO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL.**

CARREL KIFUMBI

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Volume I

Porto Alegre - 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DOS ESTÁGIOS INICIAIS DE
RIFTEAMENTO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL.**

CARREL KIFUMBI

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho – Departamento de Geologia,
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Juliano Kuchle – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof^a. Dra. Manoela Bettarel Bállico – Departamento de Geociências -
Universidade Federal de Santa Catarina

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito para a obtenção do Título de
Mestre em Ciências.

Porto Alegre - 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Kifumbi, Carrel

Estratigrafia de alta resolução dos estágios iniciais de rifteamento, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil . / Carrel Kifumbi. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.
[79 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Claiton Marlon dos Santos Scherer

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

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

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 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

A minha querida mãe,
Bernadette Ngyedi, pelo amor
incondicional e ao meu pai,
Jules Kifumbi, meus modelos
de minha vida.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro Lugar agradeço a Deus, criador de tudo, meu Senhor e Pastor.

Agradeço a todos aqueles que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento profissional e acadêmico. Aos colegas da estratigrafia pelas gargalhadas e os momentos de discussão profundas sobre temas de geologia. Adriano, Zazá, João, Eric, Boffil, Carlinhos, Simon, Aurélio, Raquel é com vocês que eu vivi os melhores momentos da minha vida acadêmica.

Ao Fábio, pelas revisões e por ter sido um parceiro em campo.

Agradeço ao professor e orientador Dr. Claiton Scherer pela oportunidade, incentivos, informações, discussões, e principalmente paciência e amizade durante essa jornada de trabalho. Ao professor Dr. Juliano Kuchle pelos debates sobre diversas questões desse estudo.

Agradeço de forma muito especial as duas Benedicte da minha vida. Benedicte Kifumbi por ser uma irmã que me compreende mas sobre tudo que cozinha tão bem e Benedicte Mubilanzila, minha companheira pelo resto da minha vida, simplesmente por ter sido omnipresente durante todas as fases dessa jornada.

Aos queridos amigos congolese, beninense, togolese e camaronense e a minha família: Clive, Fabrice et Yannick que tiveram tanta paciência, deram inúmeros incentivos e tiveram grande compreensão com a minha ausência em tantos momentos.

Muito Obrigado!

Resumo

A transição entre as duas primeiras fases de rifteamento é caracterizada por um aumento da atividade tectônica e uma reestruturação da bacia. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, essa passagem é marcada pela mudança dos sistemas deposicionais e das direções de paleocorrentes entre as Formações Serraria e Feliz Deserto. A sucessão sedimentar estudada pode ser subdividida em três unidades deposicionais que denotam contextos paleogeográficos diferentes. A unidade I, equivalente ao topo da Formação Serraria, é caracterizada por corpos arenosos amalgamados de canais fluviais entrelaçados. A unidade II, correspondente à base da Formação Feliz Deserto, é caracterizada pela intercalação entre associações de fácies de canais fluviais anastomosados e planície de inundação. A unidade III, equivalente à maior parte da Formação Feliz Deserto, é caracterizada por depósitos deltaicos. Os dados de paleocorrentes da unidade I indicam que o depocentro da bacia nessa fase está localizado provavelmente fora dos limites dos atuais estados de Sergipe e Alagoas e a unidade III apresenta um padrão de paleocorrentes polimodal sugerindo influxo sedimentar a partir de vários flancos. A baixa quantidade de medidas de paleocorrentes da unidade II não permite tirar conclusões sobre a localização exata do depocentro. A mudança de sistema deposicional e de direção das paleocorrentes sugere que as unidades descritas foram depositadas em diferentes estágios evolutivos de rifte. As unidades I e II foram depositadas em uma ampla bacia rasa durante o Trato de Sistema Tectônico de Início de Rifte (Kuchle e Scherer, 2010) caracterizado por baixa taxa de criação de espaço de acomodação e baixa atividade tectônica. Pode se inferir que esses parâmetros aumentam levemente na unidade II pela preservação de sedimentos finos externos ao canal. A unidade III por sua vez sugere um contexto de bacias mais profundas com alta taxa de criação de espaço de acomodação associada à fragmentação da ampla bacia em meio-grábens distintos. Esse estágio é denominado de Trato de Sistema Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben (Kuchle e Scherer, 2010). O contato entre os dois tratos é marcado por uma superfície de inundação indicando que a

transição é extremamente rápida e marcada por uma mudança radical na geometria da bacia.

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

Abstract

The transition between the first two stages of rifting is characterized by an increase in tectonic activity and a restructuring of the basin. In the Sergipe-Alagoas Basin, this passage is marked by the change of depositional systems and of paleocurrent directions between Serraria and Feliz Deserto formations. The sedimentary succession studied can be subdivided into three depositional units denoting different paleogeographic contexts. Unit I, equivalent to the top of Serraria Formation, is characterized by multi-storey and multi-lateral amalgamated sandstone bodies of braided fluvial channel facies association. Unit II, which corresponds to the base of Feliz Deserto Formation, is characterized by the intercalation between anastomosed fluvial channel and floodplain facies associations. Unit III, equivalent to the major part of Feliz Deserto Formation, is characterized by delta deposits. The paleocurrent direction of unit I indicates that the basin depocenter during this phase was probably located outside the limits of the actual states of Sergipe and Alagoas and unit III displays a polymodal paleocurrent pattern suggesting sedimentary influx from several flanks. The low amount of paleocurrent measurement of unit II does not allow drawing conclusions about the exact location of the depocenter. The change of depositional system as well as paleocurrent direction suggests that the described units were deposited in different evolutionary stages of rifting. Units I and II were deposited in a wide shallow basin during the Rift Initiation System Tract (Kuchle and Sherer, 2010) characterized by low rate of accommodation space creation and low tectonic activity. It can be inferred by the preservation of fine sediments external to the channel that, in unit II, these parameters increase slightly. Unit III in turn suggests a context of deeper basins with high rate of accommodation space creation associated with the fragmentation of the wide basin in distinct half-grabens. This phase is called Half-Graben Development System Tract (Kuchle and Sherer, 2010). The contact between these two stages is marked by a flooding surface indicating that the transition is extremely rapid and marked by a radical restructuring in the geometry of the basin.

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

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa Geológico de detalhe da área de estudo. Em vermelho as três áreas-chaves visitadas pois apresentam as duas formações de interesse. ..12
- Figura 2: Mapa estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas, mostrando a configuração das principais falhas normais e compartimentos tectônicos (Falkenhein *et al.*, 1986).15
- Figura 3: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe extraída de Campos Neto *et al.* (2007).18
- Figura 4: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas extraída de Campos Neto *et al.* (2007).19
- Figura 5: Geometria do meio-gráben. Modificado de Kuchle (2004).23
- Figura 6: Modelo evolutivo de Prosser (1993) apresentando bloco diagrama e seção transversal esquemática para (a) início do rifte, exibindo o controle estrutural da bacia e o baixo rejeito da falha, e para (b) o estágio de clímax em que é notável o alto rejeito da falha principal e o aumento da área deposicional. Extraído de Prosser (1993).25
- Figura 7: Modelo evolutivo de Gawthorpe e Leeder (2000). A imagem (a) apresenta o estágio de iniciação de rifte caracterizado por pequenas 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 perpendicularmente às falhas. A imagem (b) ilustra o estágio de iniciação e interação de falhas em que os meio-grábens se desenvolvem, formam-se lagos e as drenagens são rearranjadas e orientadas em direção aos meio-grábens.27
- Figura 8: Modelo evolutivo de Morley (2002). A figura (a) exhibe 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, e as falhas secundárias na margem flexural continuam ativas.28

Figura 9: 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 maior rejeito. 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....31

Figura 10: Modelo de folhas para levantamento de perfil colunar em campo.
.....36

Figura 11: Imagem do software Stereo 32 com a medida de So inserida para correção dos dados de paleocorrente.....40

Figura 12: 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.40

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Principais modelos evolutivos considerados nesse estudo e suas diferenças nomenclaturais. Em destaque o intervalo de estudo.	24
Quadro 2: Geocronologia da Bacia de Sergipe-Alagoas.	29
Quadro 3: Codificação de fácies proposta por Miall (1996).	38

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	10
1.1	Introdução e caracterização do problema	10
1.2	Objetivos	11
1.3	Localização da Área de Investigação.....	11
2	GEOLOGIA REGIONAL	13
2.1	Embasamento	13
2.2	Arcabouço Estrutural.....	14
2.3	Cronoestratigrafia.....	15
2.3.1	Grupo Perucaba.....	16
2.3.2	Grupo Coruripe	17
3	ESTADO DA ARTE	22
3.1	Modelos de Rifte	23
3.1.1	Prosser (1993) – Rift-related linked depositional systems and their seismic expression.	24
3.1.2	Gawthorpe e Leeder (2000) – Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins.....	26
3.1.3	Morley (2002) – Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data.	28
3.1.4	Campos Neto <i>et al.</i> (2007) – Bacia de Sergipe-Alagoas.....	29
3.1.5	Kuchle e Scherer (2010) – Stratigraphic characterization of rift basins from stacking patterns and its genetic significance	30
3.2	Análise estratigráfica de sucessões fluviais intracontinentais	31
4	METODOLOGIA	33
4.1	Revisão Bibliográfica.....	33
4.2	Escolha dos Pontos	34
4.3	Perfil Colunar	35
4.4	Análise de Fácies.....	37
4.5	Medição de Paleocorrente	39
4.6	Perfis Eletroradioativos	40
5	REFERÊNCIAS	42
6	ARTIGO CIENTÍFICO.....	47

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado: **High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**, submetido à revista *Brazilian Journal of Geology* em janeiro de 2017. Consequentemente, a organização da dissertação compreende as seguintes partes principais:

Capítulo 1 (Introdução): Apresenta a introdução sobre o tema central da pesquisa de mestrado bem como os objetivos do trabalho e a localização da área de estudo.

Capítulo 2 (Geologia Regional): Aborda o contexto geológico da Bacia de Sergipe-Alagoas, e as principais unidades estratigráficas discutidas neste trabalho.

Capítulo 3 (Estado da Arte): Apresenta uma abordagem teórica sobre alguns mais relevantes modelos evolutivos de bacias rifte visto que os sistemas deposicionais e suas distribuições espaciais são vinculados totalmente ou parcialmente ao estágio de evolução do rifte. Foi apresentada também uma nova forma de análise de sucessões fluviais continentais baseada na razão entre taxa de criação de espaço de acomodação e taxa de influxo sedimentar (A/S).

Capítulo 4 (Metodologia): Este capítulo retrata as principais técnicas e métodos utilizados para a aquisição de dados e confecção dos mesmos.

Capítulo 5 (Referências): Expõe as referências bibliográficas utilizadas nos capítulos anteriores.

Capítulo 6 (Bibliografia): Contém o artigo científico gerado ao término da pesquisa. O artigo está escrito em língua inglesa e estruturado em: *Abstract, Introduction, Stratigraphic framework, Lithofacies, Fácies Association, Stratigraphic Context, Tectonic-Stratigraphic Evolution, Conclusions*.

1 INTRODUÇÃO

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 uma das únicas a apresentar a sucessão estratigráfica Juro-cretácea 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).

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 desses estágios quando se considera autores diferentes. Observa-se também que esses modelos focam na influência da tectônica sobre a geometria da bacia e a distribuição das falhas mas não detalham a passagem entre os estágios iniciais do rifte, visando à evolução estratigráfica da bacia. O presente trabalho se propôs a aplicar os conceitos de estratigrafia de sequência na Bacia de Sergipe-

Alagoas visando analisar a arquitetura deposicional e os padrões de preenchimento dos estágios iniciais de rifteamento, que correspondem nesta bacia às Formações Serraria e Feliz Deserto. A nomenclatura escolhida para estes dois estágio é a proposta por Kuchle e Scherer (2010), a saber, Trato de Sistema Tectônico de Início de Rifte e Trato de Sistema Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben.

1.2 Objetivos

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 e de paleocorrente detalhada do topo da Formação serraria e da base da Formação Feliz Deserto, por meio da construção de perfis colunares de alta resolução;
- Estabelecer o arcabouço estratigráfico das fases iniciais do rifteamento através da correlação de superfícies chaves ao longo da bacia
- Discutir sobre o controle tectônico na distribuição das redes de drenagem nas fases iniciais do rifteamento.

1.3 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 km² e uma área *offshore* de 40.000 km². 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. Especialmente as áreas entre as cidades de Malhada dos Bois, Japoatã e São Miguel onde se encontram os melhores afloramentos das Formações Serraria e Feliz Deserto (Figura 1).

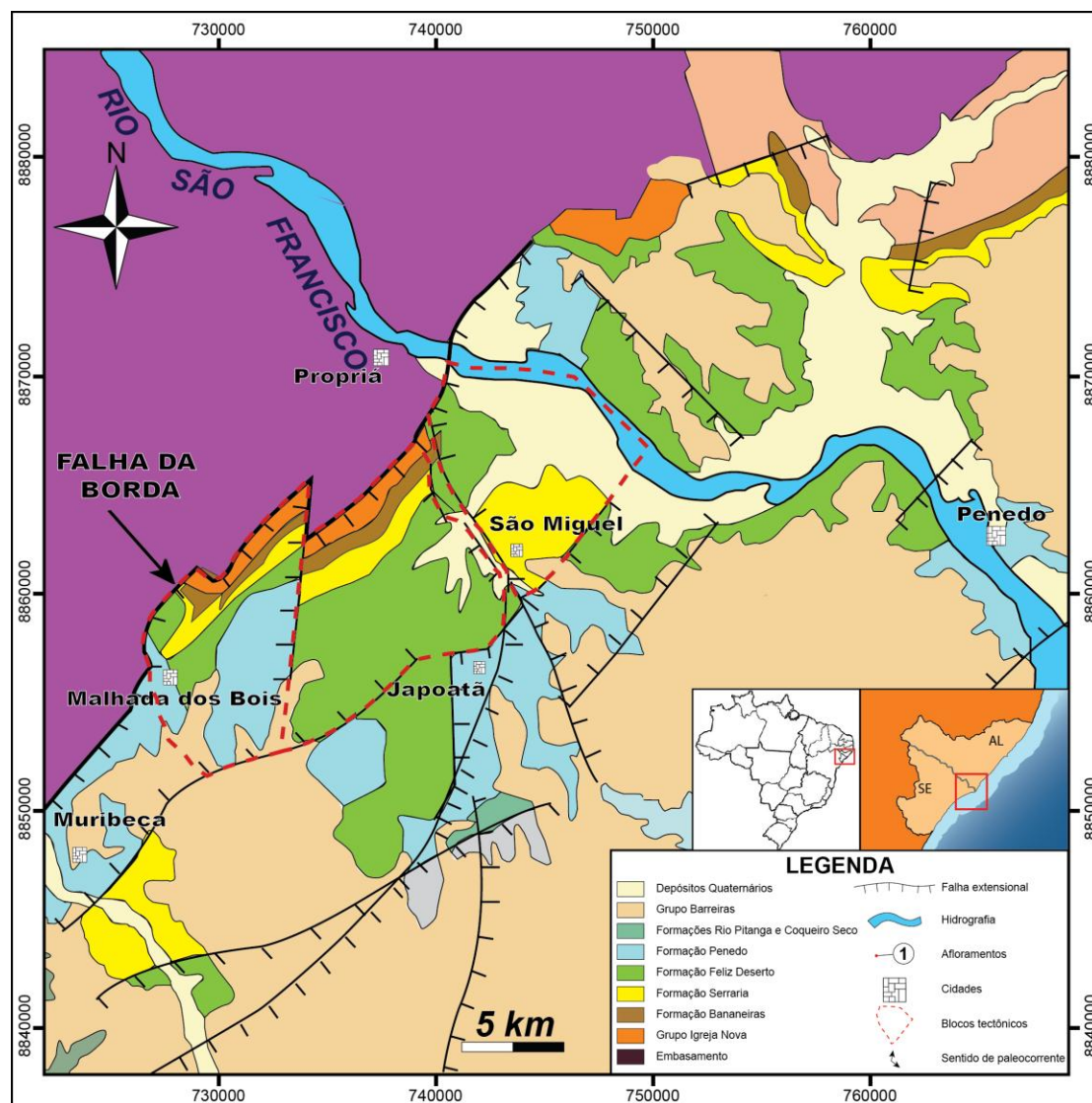


Figura 1: Mapa Geológico de detalhe da área de estudo. Em vermelho as três áreas-chaves visitadas pois apresentam as duas formações de interesse.

2 GEOLOGIA REGIONAL

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 (Ponte e Asmus, 1976) até os comumente encontrados em bacias de margem continental passiva.

2.1 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 anfibolito (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.

2.2 Arcabouço Estrutural

A Bacia de Sergipe-Alagoas possui orientação N45°E. Seu limite norte é o Alto de Maragoji com a Bacia de Pernambuco-Paraíba e o limite sul 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 (Feijó, 1994).

As falhas normais presentes na bacia apresentam direções N-S e NE-SW (Figura 2). As falhas N-S estão dispostas em forma escalonada (*en échelon*) em relação à direção de estruturação da bacia (N45°E) (Falkenhein et al., 1986; 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 definem a 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),

porção emersa e de águas rasas, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Eoalagoas. 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 há diferenças no preenchimento sedimentar e no estilo tectônico da porção sergipana para a alagoana, Campos Neto *et al.* (2007) decidiram elaborar duas cartas estratigráficas (Figura 3, Figura 4).

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 3, Figura 4). 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 3, Figura 4).

2.3.1 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).

2.3.2 Grupo Coruripe

O Grupo Coruripe pode ser dividido em andares locais definidos pela bioestratigrafia, são eles: Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. Inicialmente ocorreu a subsidência mecânica da bacia, com deposição de rochas de ambiente continental e marinho restrito e posteriormente houve o subsidência térmica caracterizada por depósitos de leques aluviais, sabkha/nerítico da Formação Muribeca (Campos Neto *et al.*, 2007).

Durante o Andar Rio da Serra ocorreu o estiramento inicial do rifte e foram depositadas as Formações Feliz Deserto e Penedo. Litologicamente a base da Formação Feliz Deserto é marcada no Arenito Caioba, depósitos fluviais tabulares com até 10m de espessura, em geral de granulometria fina a média (Borba *et al.*, 2011), e segue uma monótona sucessão de folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos depositados 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).

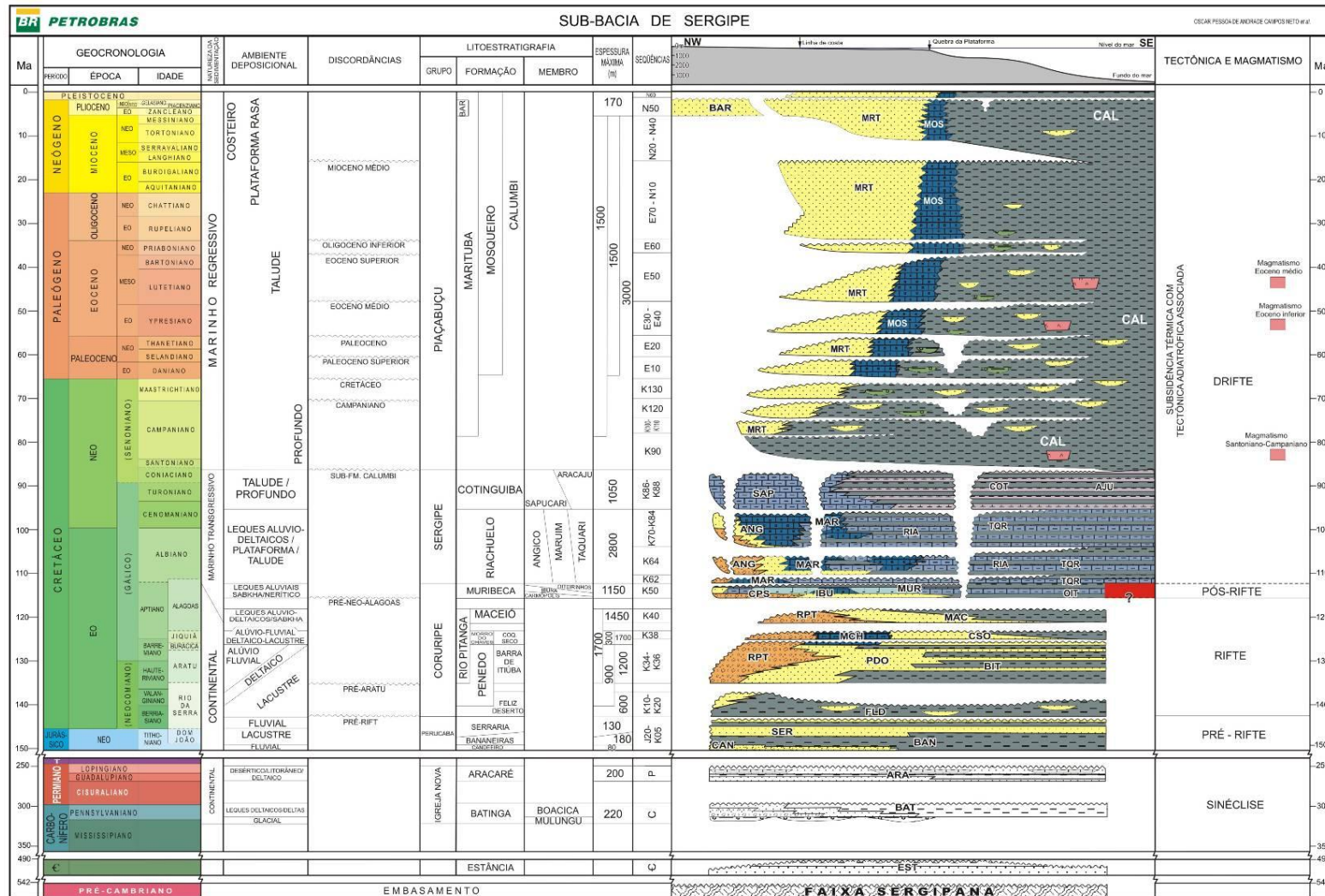


Figura 3: Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe extraída de Campos Neto et al. (2007).

Formação Serraria

A Formação Serraria foi depositada no Neocomiano por um sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico. Feijó (1994) descreve a Formação Serraria como 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) para esta formação: 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.

Formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba

A Formação Feliz Deserto foi inicialmente reconhecida como unidade litoestratigráfica individualizada por Kreidler & Andrey (1949) denominando esses sedimentos de “Membro Barra de Itiúba” da “Formação Japoatã”. 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” elevada 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 seu trabalho de 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 inédito em relação

a denominação de andares locais para a Bacia de Sergipe-Alagoas sustentados por estudos bioestratigráficos detalhados em ostracodes não-marinhos. Com isso, Schaller (1969) identifica a discordância Pré-Aratu 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, abaixo da discordância pré-Aratu.

3 ESTADO DA ARTE

Para melhor entender os modelos a serem citados 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 (Morley, 2002; Kuchle e Scherer, 2010; Kuchle *et al.*, 2011), outros defendem que a tectônica incipiente induz a formação de várias sub-bacias isoladas e associadas às falhas em desenvolvimento (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe e Leeder, 2000). Independentemente de iniciar como uma ampla bacia ou como pequenas bacias isoladas, devido o aumento progressivo da atividade tectônica com a evolução do rifte, as falhas expandem e se conectam lateralmente aumentando o rejeito vertical. Esta falha mais extensa confere às sub-bacias a geometria de meio-gráben. 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 5). A geometria do meio-gráben resulta do falhamento normal ocasionado devido ao estiramento crustal e do basculamento progressivo 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 5**). 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.

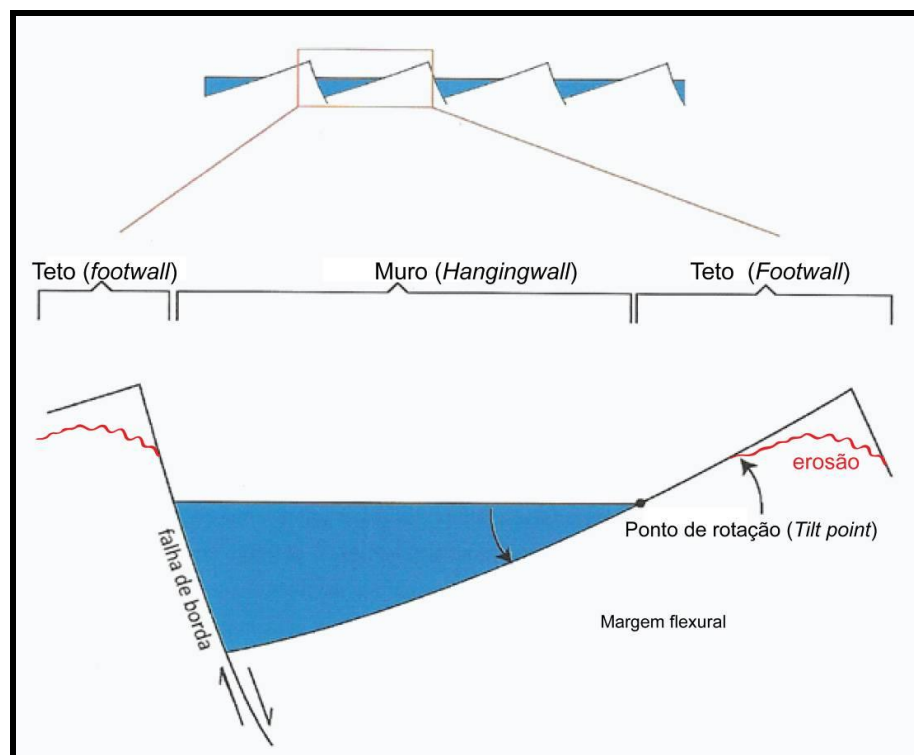


Figura 5: Geometria do meio-gráben. Modificado de Kuchle (2004).

3.1 Modelos de Rifte

Há uma vasta literatura disponível sobre a evolução de bacias rifte. Os modelos desenvolvidos focam geralmente em um aspecto apenas seja este a deformação litosférica, a geometria da bacia, a distribuição e conexão de falhas ou a taxa de criação de espaço de acomodação. São raros os modelos que realizam uma análise integradora. Neste trabalho, procurou-se apresentar os modelos evolutivos considerados mais relevantes quanto à clareza metodológica e aplicabilidade prática. Desta forma serão apresentados e discutidos os modelos de Prosser (1993), Gawthorpe e Leeder (2000), Morley (2002), Campos Neto *et al.* (2007) e Kuchle e Scherer (2010) considerados úteis para o presente trabalho.

Enquanto no Brasil a nomenclatura dos estágios evolutivos de rifte mais conhecida, e adotada pela Petrobras, para as bacias da margem leste foi proposta por Campos Neto *et al.* (2007), globalmente não há consenso sobre o melhor modelo a ser usado. Esta dificuldade decorre da grande variedade de modelos, do enfoque diferente de cada modelo e da ainda não padronizada nomenclatura dos estágios evolutivos (

Quadro 1). Apesar de usar denominações diferentes, observa-se certa coerência e semelhança nos mecanismos quando se considera os dois primeiros estágios, de interesse para este estudo.

A seguir serão apresentados os modelos detalhando os mecanismos atuantes, e fatores controladores da sedimentação nos dois primeiros estágios, que correspondem as Formações Serraria e Feliz Deserto na Bacia de Sergipe-Alagoas.

Quadro 1: Principais modelos evolutivos considerados nesse estudo e suas diferenças nomenclaturais. 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

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

Prosser (1993) apresentou seus modelos baseados em dados sísmicos coletados no Mar do Norte. Prosser (1993) propõe adaptar a estratigrafia de seqüências proposta por Posamentier *et al.* (1988), na qual os tratos são inteiramente vinculados a variações eustáticas, para um modelo em que os padrões de empilhamento devem ser a base da análise. No seu modelo, Prosser (1993) usa a terminologia de Trato de Sistema Tectônico como inicialmente proposto por Brown e Fischer (1977), onde o conjunto de estratos é geneticamente relacionado, porém não possui nenhuma relação obrigatória com a curva de variação do nível do mar. O trato de sistema tectônico passa então a ser um conjunto de estratos, geneticamente relacionados a uma fase de preenchimento específica na evolução do rifte.

Segundo Prosser (1993), durante o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte ocorrem as primeiras rotações de blocos devido ao falhamento normal gerando áreas soerguidas (*footwall*) e outras rebaixadas (*hangingwall*). Os baixos estruturais

são preenchidos por sistemas fluviais axiais progradacionais e na falha de borda ocorre uma sedimentação gravitacional pouco expressiva (Figura 6). Ao passar para o Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte, o qual é dividido em inicial, médio e final, a criação de espaço de acomodação 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 de Início de Rifte. Na área próxima da falha de borda, ocorrem agradações relacionadas ao empilhamento de *fan* deltas (Figura 6b). O estágio final é marcado pela máxima extensão da bacia, onde nos depósitos centrais ocorre apenas a deposição de lama lacustre recobrendo toda a área. As grandes retrogradações são relacionadas ao baixo aporte sedimentar em relação ao grande espaço de acomodação criado.

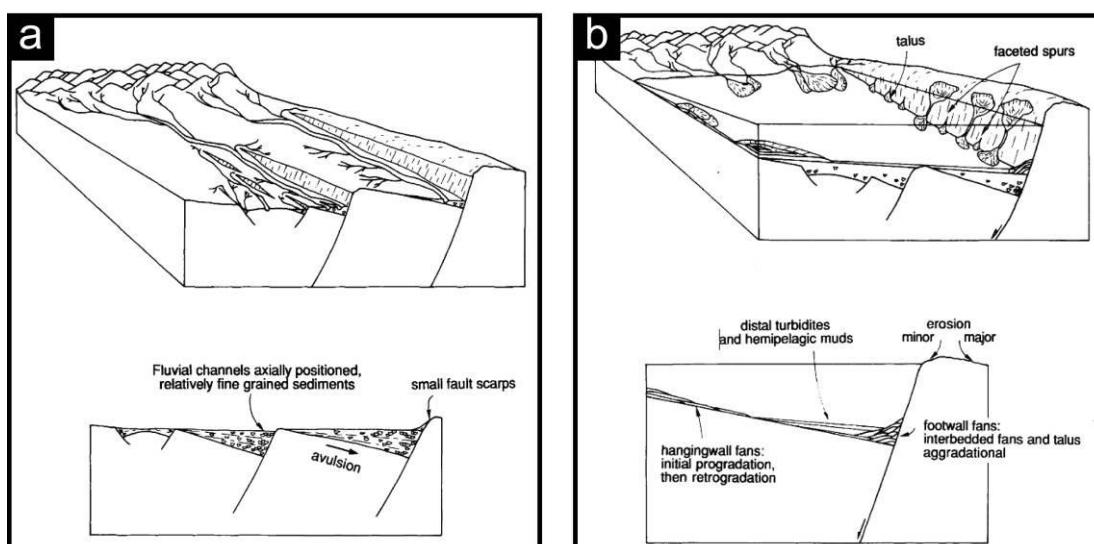


Figura 6: Modelo evolutivo de Prosser (1993) apresentando bloco diagrama e seção transversal esquemática para (a) início do rifte, exibindo o controle estrutural da bacia e o baixo rejeito da falha, e para (b) o estágio de clímax em que é notável o alto rejeito da falha principal e o aumento da área deposicional. Extraído de Prosser (1993).

3.1.2 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, não conectadas cada qual com seu deslocamento baixo e sem individualização nítida do Meio-Gráben. Este estágio é caracterizado por uma série de bacias restritas limitadas por falhas com pequenos rejeitos, baixa taxa de subsidência e pouca continuidade lateral. As falhas não afetam a rede de drenagem principal, mas podem desviar e reorientar as drenagens paralelamente às falhas. Estas bacias isoladas são rapidamente preenchidas por sistemas fluviais (Figura 7a). O segundo estágio é o de Interação e Conexão de falhas: com o aumento da atividade tectônica essas pequenas bacias isoladas se conectam lateralmente, levando a um depocentro mais profundo e favorecendo a formação e a expansão dos meio-grábens. As redes de drenagem são rearranjadas e orientadas em direção ao meio-gráben. Nesse estágio dominam sistemas lacustres e deltaicos que sucedem aos sistemas fluviais (Figura 7b).

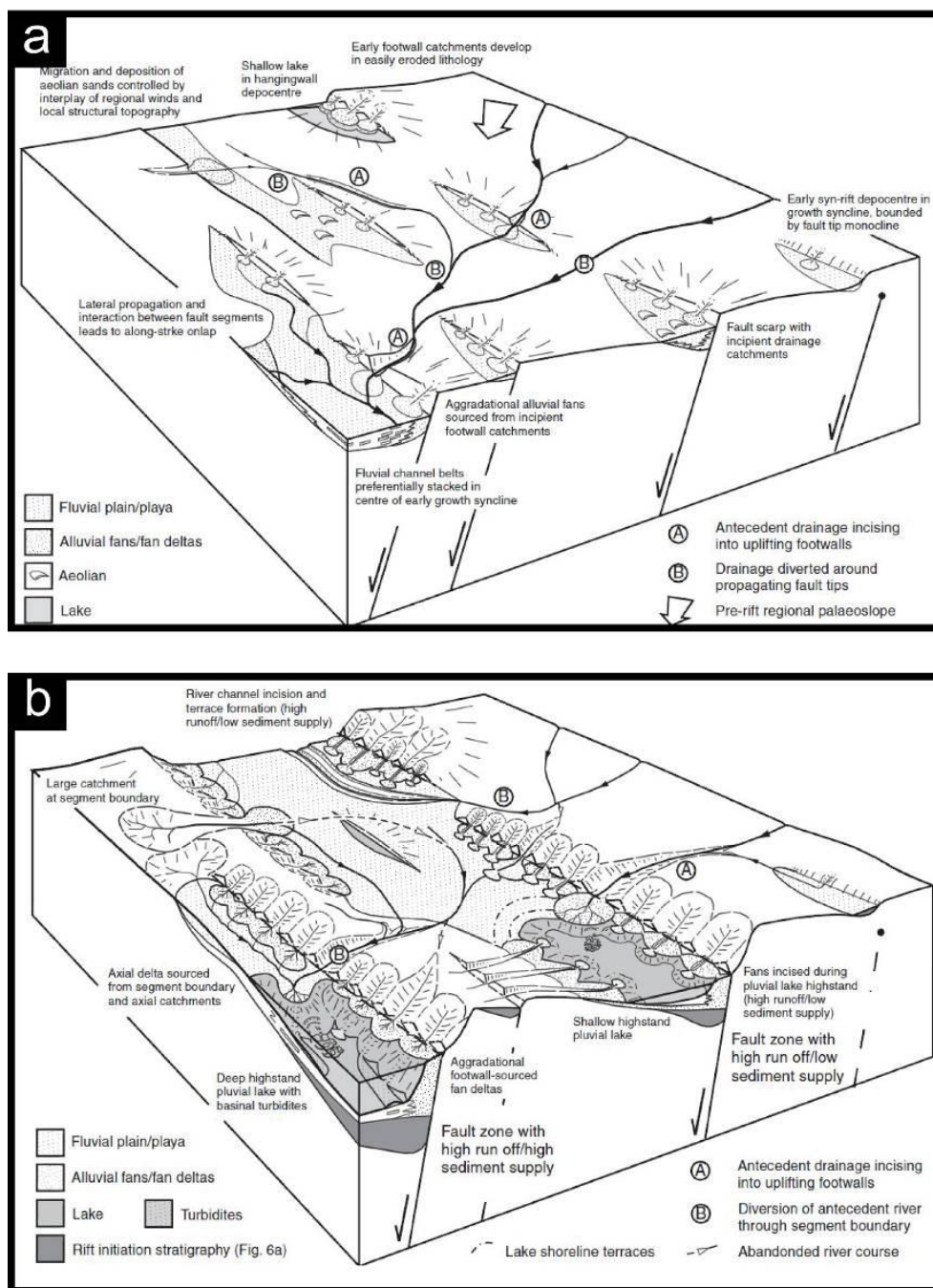


Figura 7: Modelo evolutivo de Gawthorpe e Leeder (2000). A imagem (a) apresenta o estágio de iniciação de rifte caracterizado por pequenas bacias isoladas. O baixo relevo das falhas pode afetar as redes de drenagem secundárias orientando-as paralelamente à falha enquanto a rede principal não é afetada e é orientada perpendicularmente às falhas. A imagem (b) ilustra o estágio de iniciação e interação de falhas em que os meio-grábens se desenvolvem, formam-se lagos e as drenagens são rearranjadas e orientadas em direção aos meio-grábens.

3.1.3 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 esse 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 trabalhos 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 8a) 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 8b).

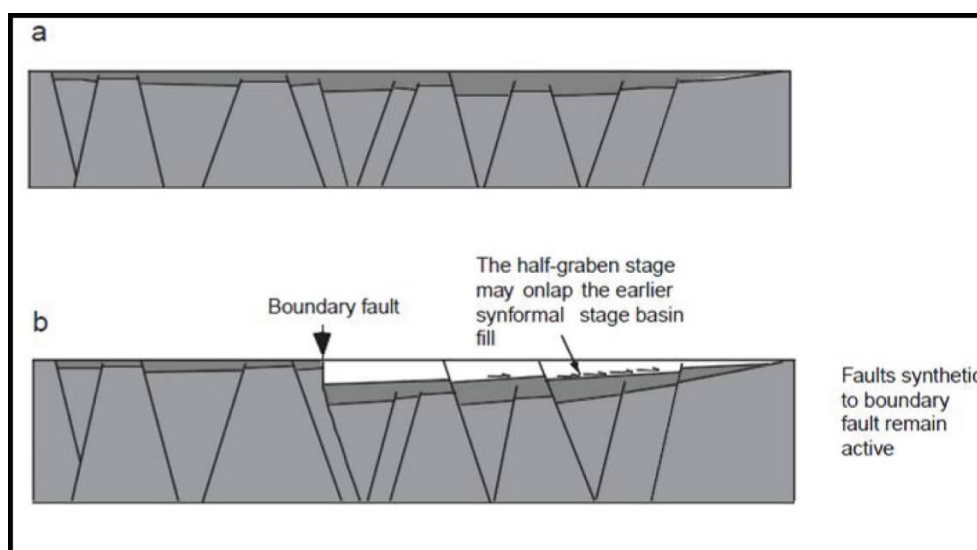


Figura 8: Modelo evolutivo de Morley (2002). A figura (a) exhibe uma ampla bacia rasa e com falhas de pequeno rejeito. Em (b) observa-se que a falha de borda é mais desenvolvida e controla a sedimentação na bacia, e as falhas secundárias na margem flexural continuam ativas.

3.1.4 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 Bananeiras 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.

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

Kuchle e Scherer (2010) propõem um modelo sísmo-estratigráfico que abrange a maioria dos modelos acima citados. Este modelo é o 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 controladas pela posição do ponto de rotação (*tilt point*). Os autores sugerem que a análise de bacias rifte seja feita em meio-grábens individuais já que 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. Nessa 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 9a). 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 9b). Nessa 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, nesse estágio o aporte sedimentar da margem flexural é superior à taxa de criação de espaço.

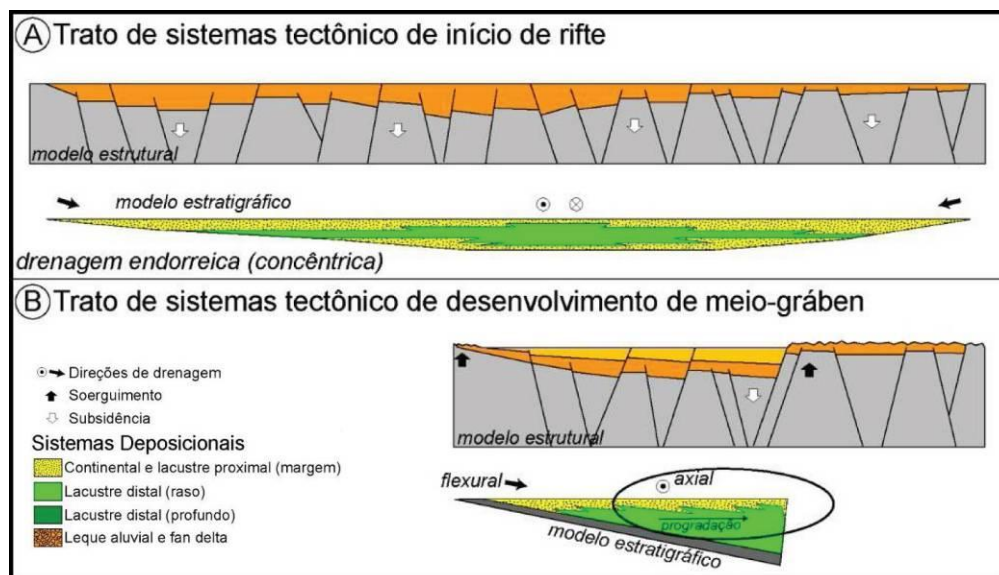


Figura 9: Modelo estratigráfico de Kuchle e Scherer (2010). Observa-se em (a) a ampla bacia rasa caracterizada por várias falhas normais de baixo relevo. A rede de drenagem é endorreica. Em (b) uma falha concentra a atividade tectônica e tem maior rejeito. A bacia é mais profunda e desenvolvem-se sistemas lacustres próximos da falha e deltaico e fluviais alimentadores. As drenagens são axiais, da margem e da falha de borda.

3.2 Análise estratigráfica de sucessões fluviais intracontinentais

Os modelos de estratigrafia de sequências de depósitos fluviais são baseados na individualização de sequências deposicionais pela identificação e correlação de discordâncias subaéreas e internamente pela proporção entre corpos arenosos de canais fluviais e depósitos finos de planície de inundação (Shanley e McCabe, 1994; Martinsen *et al.*, 1999), que por sua vez são diretamente controlados pela razão entre a taxa de criação de acomodação e a taxa de influxo sedimentar (razão A/S). Uma razão A/S positiva e superior a 1 sugere que o suprimento sedimentar é inferior ao espaço disponível, refletindo-se por inundação da bacia e desenvolvimento de lagos. Se a razão A/S for entre 0 e 1 os sedimentos preenchem o espaço disponível permitindo a formação de sistemas fluviais. Por último, se a razão for negativa, não há acumulação, ocorre *by-pass* dos sedimentos e formação de uma superfície erosiva regional (Shanley e McCabe, 1994; Martinsen *et al.*, 1999; Scherer *et al.*, 2014).

O modelo de sequências deposicionais fluviais apresentado por Martinsen *et al.* (1999) é relativamente simples e se coaduna melhor com bacias do tipo rifte, onde a tectônica é o principal controle da sedimentação. As sequências são limitadas por discordâncias subaéreas (razão A/S negativa), sendo compostas internamente por dois tratos de sistemas: Trato de Sistema de Baixa Acomodação (TSBA) caracterizado por depósitos de canais fluviais amalgamados (razão A/S próxima de 0), e Trato de Sistema de Alta Acomodação (TSAA), caracterizado por corpos arenosos de canais fluviais separados por depósitos externos aos canais (razões A/S entre 0,5 e 1). O contato entre TSBA e TSAA é definido por uma superfície ou zona de expansão, marcado por um aumento na razão depósitos externos / depósitos dos canais fluviais (Martinsen *et al.* 1999).

4 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 2016 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.

4.1 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.

4.2 Escolha dos Pontos

Utilizando um mapa geológico simplificado (Figura 1), 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 direto entre as duas formações 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 único ponto foi localizado o contato entre as duas formações de interesse. Outros pontos levantados na região foram utilizados para montar perfis colunares compostos a serem correlacionados com perfis de subsuperfície.

4.3 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 10) contendo, no cabeçalho, uma lista de texturas e feições comumente encontradas, além de um espaço para ser inseridos 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.

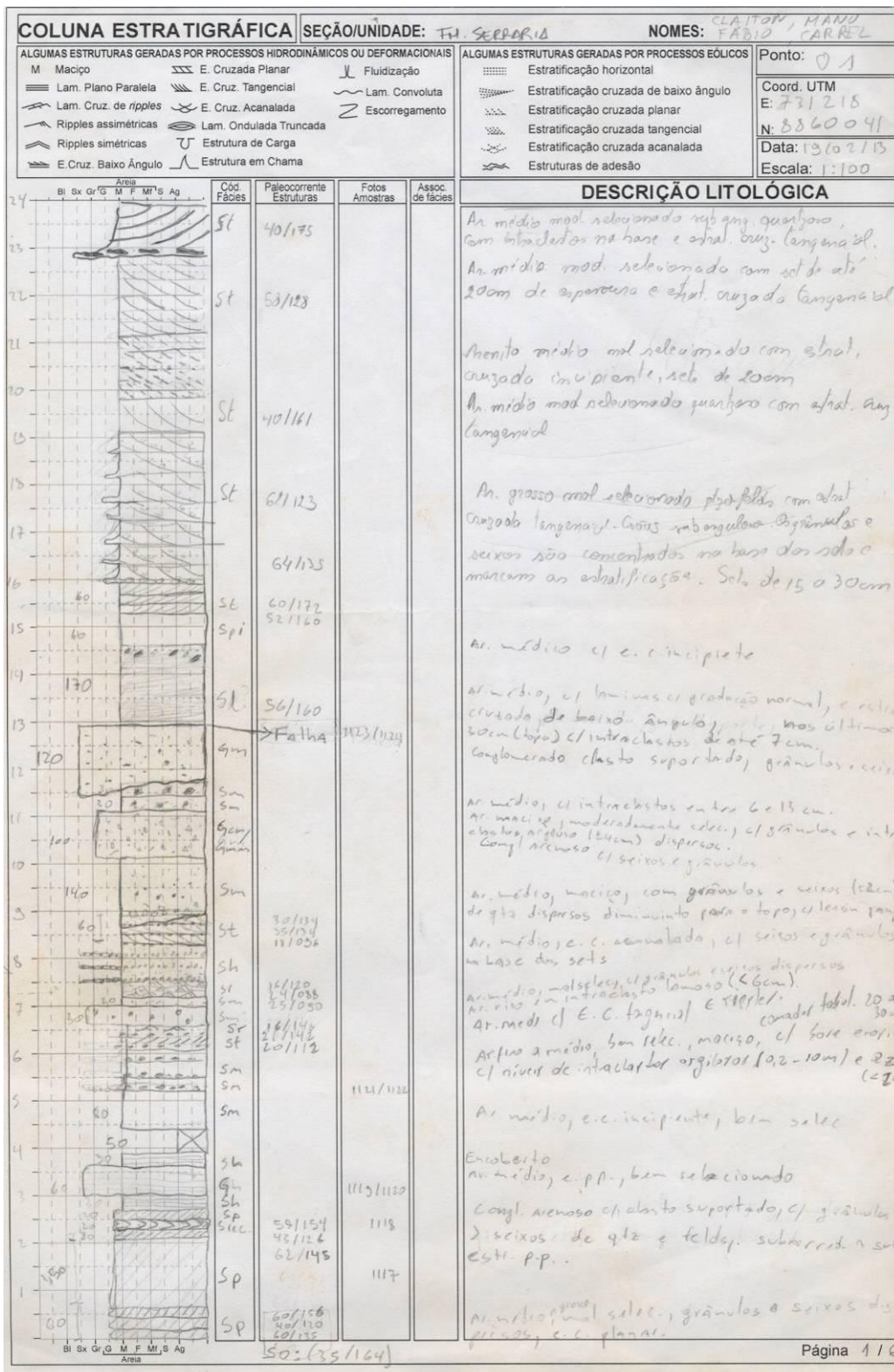


Figura 10: Modelo de folhas para levantamento de perfil colunar em campo.

4.4 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

4.5 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 S_0 , orientação do acamamento primário. O programa funciona da seguinte forma: Tendo a direção e o mergulho do basculamento do acamamento primário (S_0) todas as medidas de estratificação serão rotacionadas, tendo como eixo a direção de S_0 e como ângulo o mergulho da S_0 (Figura 11). 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 12).

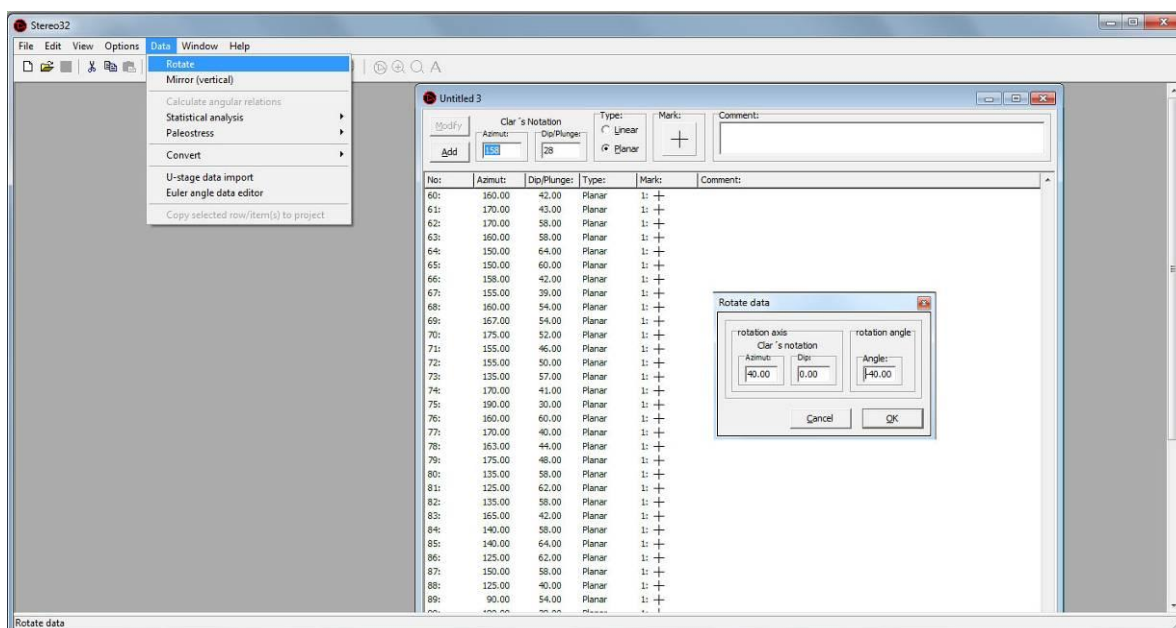


Figura 11: Imagem do software Stereo 32 com a medida de So inserida para correção dos dados de paleocorrente.

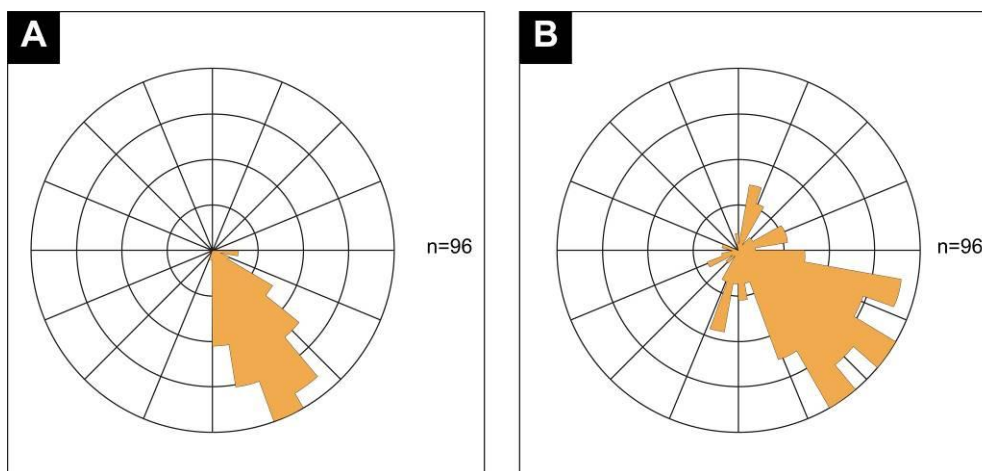


Figura 12: Diagramas de rosetas das medidas de paleocorrentes coletadas em campo. Em A os dados antes de serem corrigidos e em B o resultado após correção.

4.6 Perfis Eletro radioativos

Os perfis eletro radioativos 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 colocada 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 eletro-radioatividade 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 eletro-radioatividade 200 API. A eletro-radioatividade provém do Urânio (U), Tório (Th) e Potássio (K) presentes na rocha (Schlumberger, 1970). 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 eletro-radioatividade mais alta, os arenitos conglomerados e carbonatos costumam possuir níveis baixos de eletro-radioatividade. 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.

5 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 eletrorradioativos 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.

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.

Brown, L.F.; Fisher,W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.) Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 26, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 213-248.

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.

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.

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.

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

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

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

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.; Scherer, C.M.S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. 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.

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.

Martinsen, O.J.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Fleshe, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, Wyoming, USA. *Sedimentology*, v.46, p.235-259.

Miall, A.D. 1984 Architectural-elements analysis: a new method of 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.

Perella, J.M.L.; Richter, A.J.; Chaves, H.A.F. 1963. Relatório sobre o levantamento geológico 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.

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., Jardim De Sá, E.F., Córdoba, V.C., Sousa, D.C., Aquino, M.M., Cardoso, F.M.C. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic- Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 49, 106-122.

Schlumberger. 1970. *Fundamentos de la interpretación de perfiles*. New York. Schlumberger Limited.

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

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 Canadá, Canadá. p. 1-14.

Objet : Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2017-0003

De : Brazilian Journal of Geology (onbehalfof+secretaria+zeppelini.com.br@manuscriptcentral.com)

À : carrelkif@yahoo.fr;

Cc : carrelkif@yahoo.fr; claiton.scherer@ufrgs.br; fabio_mca@yahoo.com.br;

Date : Mardi 10 janvier 2017 13h23

10-Jan-2017

Dear Mr. Kifumbi:

Your manuscript entitled "High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-A lagoas Basin, Brazil" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the Brazilian Journal of Geology.

Your manuscript ID is BJGEO-2017-0003.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

6 ARTIGO CIENTÍFICO

High resolution stratigraphy of initial stages of rifting, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil

Autores

Carrel Kifumbi

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto de Geociências, P.O.Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail: carrelkif@yahoo.fr

Claiton Marlon dos Santos Scherer

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto de Geociências, P.O.Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail: claiton.scherer@ufrgs.br

Fábio Herbert Jones

Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Instituto de Geociências, P.O.Box 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail: fabio_mca@yahoo.com.br

Abstract

The rift succession of the Sergipe-Alagoas Basin, located in northeast region of Brazil, can be subdivided into three depositional units that indicate different paleogeographic contexts. Unit I, equivalent to the top of Serraria Formation, is characterized by braided fluvial channel deposits, with paleocurrent direction to SE and unit II, corresponding to the base of Feliz Deserto Formation, is composed by anastomosed fluvial channel and floodplain facies associations. Unit III, equivalent to the major part of Feliz Deserto Formation, is characterized by delta deposits with polymodal paleocurrent pattern. The changes of depositional system, as well as of paleocurrent, suggest that the previously described units were deposited in different evolutionary stages of rifting. Units I and II represent the record of a wide and shallow basin associated with the first stage of rifting. Unit I characterized by incipient extensional effort generating a wide synclinal depression, associated to the low rate of accommodation and low tectonic activity and this two parameters progressively increase in unit II. The paleocurrent direction of unit I indicates that the depocenter of this wide basin was located at SE of the actual states of Sergipe and Alagoas - Brazil. No conclusion could be done on paleocurrent from unit II because of the low amount of measurements. Unit III suggests a second stage marked by a deeper basin context, with a high accommodation space creation rate associated with the lateral connection of faults and individualization of the half-graben. The high variation in the paleocurrent direction in this unit indicates sedimentary influx coming from several sectors of the half-graben. The contact between these two stages is marked by a flooding surface indicating that this transition is extremely rapid and marked by a radical change in geometric characteristics of the basin due to the intense tectonic activity.

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

1 INTRODUCTION

The recent studies on rift basins, most of them rift evolution models, focus on the influence of tectonic on basin geometry, on the distribution and connection of faults and on the ratio between accommodation and sediment supply (A/S) during the different stages of rifting (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000; Morley, 2002; Kuchle and Scherer, 2010). Nevertheless, there is a lack of detailed studies on facies architecture and filling patterns of the basin for each evolutionary stage, even more in the early stages where the identification of depocenters, the types of depositional systems and their distributions in basins are poorly understood (Kinabo et al., 2007; Morley, 2002; Kuchle et al., 2011; Scherer et al., 2014).

The Sergipe-Alagoas basin is located on the northeast Brazilian margin, has an elongated shape in N45°E direction (Fig. 1) and has an approximately onshore area of 13. 000 km² and offshore area of 40,000 km². The origins of Sergipe-Alagoas basin are linked to the rifting and opening processes of the South Atlantic (Schaller, 1969; Assine, 2007; Campos Neto et al., 2007). Unlike most of the Brazilian marginal basins, the Sergipe-Alagoas basin is the only one that shows the complete Jurassic-Cretaceous stratigraphic succession of the initial stages of rift. This basin, due to exposed rocks of these sections, consists of an excellent case study to observe, in a detailed scale, the sedimentation in rift excavation. In submerged basins the lack of outcrop only allows indirect methods such as seismic.

This paper aims to apply the concepts of sequence stratigraphy to analyze depositional architecture and the fill patterns of the initial phases of the rift, which in Sergipe-Alagoas correspond to the Serraria and Feliz Deserto formations. Some specific goals can be highlighted: (1) to analyze the facies architecture and paleocurrent pattern of the top of the Serraria Formation and the base of Feliz Deserto Formation through the construction of high-resolution sedimentary logs; (2) to propose a stratigraphic framework of the initial stages of rifting by correlation of key surfaces throughout the basin; and (3) to discuss the tectonic control on sedimentation and drainage system.

To contemplate this work, three areas were selected in the Sergipe sub-basin, where road expansion exposes fresh rock with great lateral extension (Fig. 1). The names assigned to these three areas represent the nearest cities: Malhada dos Bois, Japoatã and São Miguel. As these three areas are fault limited and the displacement uncertain, for each area an individual composed stratigraphic log was elaborated using the sedimentary logs of the area. Six high-resolution sedimentary logs were measured to define the main sedimentary elements and architectures by a detailed facies analysis.

The main sedimentary log, n°1 in the localization map (Fig. 1), is 135 m thick along 650 m and is the only one where direct contact between Serraria and Feliz Deserto formations was identified.

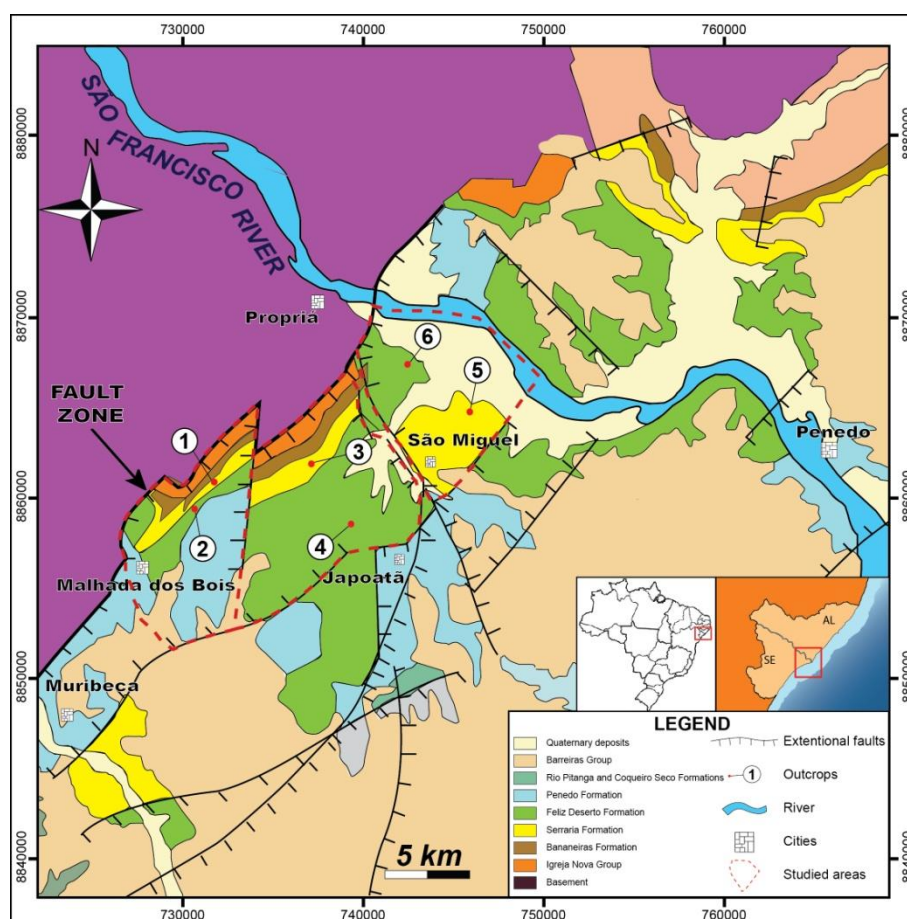


Fig. 1 : Simplified geological map of the eastern part of the Sergipe-Alagoas Basin, showing three tectonic blocks where the six sedimentary logs discussed in this paper are located.

Facies were defined mainly on the basis of grain-size and sedimentary structures, according to the Miall's (1978) code, adding the letter "i" at the end when the lamination is incipient or diffuse. For each sedimentary log, the electro

radioactivity of the rock has been measured with a regular spacing of 50 cm in order to have a gamma ray log that could be correlated with subsurface gamma ray logs. In addition to detailed facies analysis, architectural panels were made from fotomosaics of sedimentary log n°1, allowing the determination of the two-dimensional (2D) geometries of the deposits and the bounding surface hierarchy (Miall, 1988). Paleocurrent orientations were measured from cross-stratified beds and were corrected to the horizontal surface based on the S0 depositional surface (Tucker, 1996). The subsurface data of this paper are from Caioba field, in the offshore area of the Sergipe sub-basin, and the Furado field located in the Alagoas onshore area. These data was extracted from Borba et al. (2011) and are added to give a regional support to the interpretations.

2 STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

The Sergipe-Alagoas basin, similar to other Brazilian marginal basin, is associated with the neocomian rift event that resulted in the separation of the South American and African continents, specially, in the opening of the East Brazilian continental margin (Schaller, 1969; Assine, 2007; Campos Neto et al., 2007). The extension area of this basin comprises part of the states of Sergipe and Alagoas. There are no features dividing the basin in emerged area and that extend to deep water, but as the tectonic style and the fill varies in these states, two stratigraphic charts were elaborated for the basin (Campos Neto et al., 2007, Schaller, 1969). The Mesozoic stratigraphic record of the Sergipe-Alagoas basin reflects different stages of subsidence related to three main phases (Campos Neto et al., 2007): (a) the Pre-Rift phase, characterized by viscoelastic intra-continental lithospheric stretching taking to a regional subsidence which extended to most northeastern Brazilian basins; (b) the Rift phase, with accentuated mechanical subsidence, forming graben and/or half-graben systems; and (c) the Post-Rift phase, characterized by the predominance of thermal subsidence. While the Recôncavo-Tucano-Jatobá graben systems represent aborted rift basins, the Sergipe-Alagoas basin has evolved as a passive margin. Thus the stratigraphic record of this basin comprises not only the intra-continental pre-rift succession but the entire record of the evolution until those related to the passive margin phase.

The basement is composed of Archean to Paleozoic rocks, with different compositions being reflected in the composition of the sediments filling the basin (Souza-Lima, 2006). In the northern part of the state of Alagoas the basement is composed of granites, gneisses and migmatites while the southern part of the state and the entire state of Sergipe is composed of folded metasediments with metamorphism ranging green shale facies to amphibolite (Souza-Lima, 2006).

Upon the basement were deposited Carboniferous and Permian Igreja Nova Group and later the Perucaba and Coruripe groups to which belong respectively the Serraria and Feliz Deserto formations.

The Perucaba group corresponds to the pre-rift sequence and was deposited in intra-continental conditions between Neo-Jurassic and Eo-Cretaceous. During this period the Sergipe-Alagoas basin represented a segment of the Afro-Brazilian Depression (Ponte and Asmus, 1976). This depression is a wide and shallow basin, with small faults and the deposits have as characteristic the great lateral continuity. The Serraria Formation, which belongs to this group, is described as deposits of braided fluvial channels systems with aeolian reworking (Campos Neto et al., 2007, Chagas, 1996). The subsequent Coruripe Group, where the Feliz Deserto formation is inserted, corresponds to the rift sequence and is characterized by mechanical subsidence (Campos Neto et al., 2007). Lithologically, the base of Feliz Deserto Formation is marked by the Caioba Sandstone, fine- to medium-grained tabular fluvial deposits up to 10m thick (Borba et al., 2011), and follows a thick succession of greenish mudstones intercalated with thin sandstones beds and deposited in deltaic-lacustrine environment (Campos Neto et al., 2007).

3 LITHOFACIES

The Serraria Formation is composed of quartz sandstones, mudstones and subordinate conglomerates. Texturally the sandstones are medium- to very coarse-grained (predominantly medium), moderated- to poorly-sorted and subangular to rounded. Quartz pebbles are common mainly at the base of sets and along stratifications. Mudstones are red, with granular and blocky peds and

root traces. The conglomerates have a sandy matrix and are massive or stratified, with quartz pebbles and intraformational mudstones clasts. Fragments of fossilized tree trunk are common and bioturbations can occur.

The Feliz Deserto formation, in turn, is composed of fine- to medium-grained quartz sandstones moderately- to well-sorted intercalated with grey to greenish mudstones massive or laminated. Based on the sedimentary logs, it was possible to recognize 12 facies (Table 1).

Table 1: Summary of lithofacies observed in the Serraria and Feliz Deserto Formations.

Facies	Description	Interpretation
Gm	Massive or bad-stratified conglomerates and Sandy conglomerates, clast supported or with medium- to coarse-grained sandstone matrix; intraformational clasts of mudstone (up to 25 cm in size); 0.2 to 1.5 m thick beds. Normal gradation and erosional base surface.	Bedload deposition as diffuse gravel sheets (Hein and Walker, 1977) or lags deposits by high-magnitude flood flows (Miall, 1977; Nemeč & Postma, 1993).
Gt	Sandy conglomerate, clast supported, granule to pebble quartz clasts; trough cross-stratified sets, 10 to 20 cm thick; Normal gradation and erosional base surface.	3-D gravel dunes (Rust, 1978; Todd, 1996).
Sh	Medium- to coarse-grained sandstone, moderately- to badly-sorted; horizontal lamination, granules and pebbles quartz clasts dispersed, at the base of sets or along lamination. 30 cm to 4 m thick bed; rare burrows on top and normal gradation, common fluidizations and erosional base surface.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime (Miall, 1977; Best & Bridge, 1992) later modified by bioturbation (Allen, 1963)
Sl	Medium- to coarse-grained sandstone, badly-sorted; low angle cross-lamination. Common intraformational mudstones clasts (up to 7 cm in size) and quartz clasts.	Washed-out dunes and humpack dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982; Bridge and Best, 1988).
Ssg	Medium-grained sandstone; moderately-sorted; sigmoidal cross-bedding; 20 cm to 1.2 m, thick sets.	Lower- to upper-flow regime transitional bedform (Wizevich, 1992).
St	Medium- to very coarse-grained sandstone, badly-sorted, granule and pebble quartz clasts, dispersed or at the base of sets; trough cross-stratification; 10 cm to 3.7 m thick sets; common intraformational mudstones clasts (up to 20 cm in size); normal gradation.	3-D subaqueous sandy dunes (lower flow regime) (Miall, 1996; Todd, 1996).
Sp	Medium- to coarse-grained sandstone, badly-sorted; planar cross-stratification. Dispersed granule and pebble clasts, well-rounded and subangular grains. 20 cm to 1.5 m thick sets; normal gradation.	2-D subaqueous sandy dunes (lower flow regime) (Miall, 1996) and folded because of fluid escape simultaneous with the flow (Todd, 1996)
Sr	Very fine- to medium-grained sandstone; well-sorted; ripple cross-lamination, supercritical and rare subcritical climbing angle. 1 to 10 cm thick sets.	2D- or 3D-ripples (lower flow regime) with variation of traction/suspension ratio (Allen, 1963; Miall, 1977)
Sm	Fine-grained to conglomeratic sandstone; massive. 20 cm to 2.7 m thick beds; granules quartz clasts and intraformational mudstones clasts dispersed or at the base.	Rapid deposition of hyperconcentrated flows, fluidization or intensive bioturbation (Miall, 1978, 1996).

Fm	Red mudstones and siltstones; massive; granular to blocky peds, root traces. 80 cm to 6.4 m thick beds	Suspension settling from weak currents or standing water; lack of lamination due to (i) flocculation of clay suspension or (ii) loss of lamination associated intensive bioturbation; post-depositional redness under oxidant conditions (Miall 1977; Foix et al., 2013).
Fl	Mudstones and siltstones gray and greenish gray; thin parallel lamination; with bivalve fossils; 20 cm to 8 m thick beds.	Suspension settling dominantly from standing water; post-depositional graying under reducing conditions, post-depositional greenish under reducing conditions (Turner, 1980; Jo and Chough, 2001).
P	Mudstone and muddy sandstone, white to gray; massive or with incipient lamination.	Subaerial exposition of sediments and obliteration of primary structures (Todd, 1996)

4 FACIES ASSOCIATION

The Serraria formation comprises three facies associations: Braided fluvial channel, Anastomosed fluvial channel and Floodplain; and the Feliz Deserto formation is composed of two facies association: Prodelta/Distal delta front and Proximal delta front.

4.1 Braided fluvial channel facies association

Description: This facies association is characterized by several sandstone bodies up to 8 m thick, composed mainly by fine- to coarse-grained sandstones moderately- to poorly-sorted and subordinate conglomerates, tabular and lenticular geometry. These sandstone bodies show sheet geometry, overlain each other and extend over hundreds of meters but due to the dipping of beds the lateral extension of individual beds couldn't be determinate. The sandstone bodies are amalgamated and bounded at the base by erosive surface, which in some case are marked by concentrations of granules and pebbles (Fig. 2). Internally, the sandstone bodies exhibit weakly developed fining-upward pattern cycles. These cycles are formed at the base by massive conglomerates (Gm), with trough cross-stratification (Gt) or centimeter thick lags of coarse-grained to conglomeratic massive sandstone (Sm). Overlapping these basal sandstone and conglomerates occur predominantly medium-grained sandstone with trough cross-stratification (St), and may also occur in a subordinate quantity planar cross-stratification (Sp), low angle cross-stratification (Sl) and horizontal lamination (Sh). Commonly is observed alternation between horizontal

lamination and low angle cross-stratification (Sh/SI) or between low angle cross-stratification and trough cross-stratification (SI/St). Fine-grained sandstones with ripple cross-stratification (Sr) are found at the top of some cycles. Fragments of fossilized tree trunks up to 45 cm diameter thick were also found (Fig. 2a and Fig. 3) at the base of sandstone bodies and numerous intraformational mudstone clasts dispersed in sandstone bodies (Fig. 2c). Measurements of the cross-strata dip direction display a unimodal pattern with a main vector toward SE.

Sometimes, it is possible to identify compound cross-strata, 1.6 to 4 m thick, which internally displays sets of planar and trough cross-bedding bounded by inclined surface dipping a low angle ($<10^\circ$) in the same direction of the cross strata. Simple, large-scale planar cross-strata, up to 1.5 m thick are also present (Fig. 2e).

Interpretation: The occurrence of sandstone bodies bounded by erosive surfaces, characterized by medium- to coarse-grained sandstones, moderately- to poorly-sorted, arranged in stacked sets of unidirectionally-oriented, decimeter-scale trough and planar cross-strata forming fining upward cycles suggest deposition in fluvial channels (Chagas et al., 2007). The simple, large-scale cross-strata are interpreted as formed by downstream migration of sand bars with well-developed slipfaces, such as transverse bars, alternate bars or tributary mouth bars (Wizevich, 1992). Downstream-dipping, inclined compound cross-strata represent the downstream accretion of compound sand bars with superimposed dunes (Fig. 3B). This element is similar in internal architecture and facies assemblage with mid-channel bars (Wizevich, 1992; Miall 1996). The maximum thickness of architectural elements is 4 m implies that the maximum bankfull channel depth was 8 m, according the assumption that the architectural element height is at least half the depth of the channel during floods (Bristow, 1987). The abundance of cross-strata suggests a relatively constant discharge, indicating perennial fluvial channels (Miall, 1996). The frequent occurrence of intraformational mudstone clasts indicates that are deposits of floodplain may have formed, but were later eroded by fluvial channel avulsions (Kumar et al., 2004). The alternation between horizontal lamination and low angle cross-stratification (Sh/SI) as well as between low angle cross-stratification and trough

cross-stratification (Sl/St) suggest variation of discharge energy. The abundance of fossilized tree trunk founded suggests a relatively humid climate. The multistory stratified sand bodies with thick macroforms, low dispersion of paleocurrents, lack of well-defined fining-upward cycles and the abundance occurrence of simple to compound downstream accretion macroforms collectively suggest a low-sinuosity, deep perennial braided river.

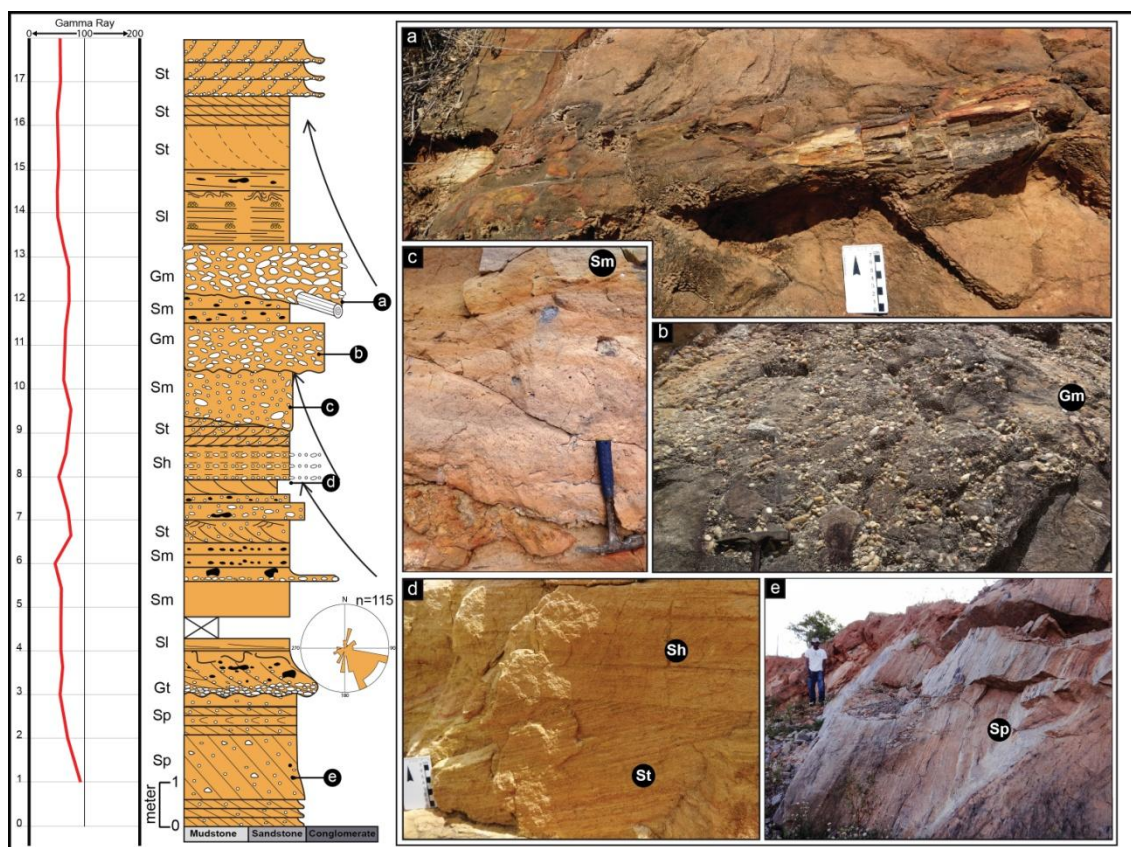


Fig. 2: Vertical log of braided fluvial channel facies association with related gamma ray log and paleocurrent direction to SE. (a) Fossilized tree trunk at the base of a cycle. (b) Massive conglomerate showing quartz granules and pebbles. (c) Massive sandstone displaying intraformational mudstone clasts. (d) Sand bodies with trough cross-stratification (St) and horizontal lamination (Sh). (e) Simple, large-scale planar cross-strata (Sp).

4.2 Anastomosed fluvial channel facies association

Description: This facies association extends over more than 50 m in outcrop and consists of sandstone bodies up to 4 m thick, composed of medium-grained white to gray sandstones, well-sorted with tabular geometry (Fig. 4). These sandstone bodies are isolated from each other and separated by floodplain mudstones (Fig. 4A), internally exhibit weakly developed fining-upward pattern with a predominant aggradational trend and are bounded at the base by erosive or diffuse surface. These bodies are formed by 20 to 30 cm thick sets of trough

cross-stratification (St), planar cross-stratification (Sp) low angle cross-stratification (Sl) sandstones, massive sandstone (Sm) with dispersed granule and intraformational mudstone clasts and rare beds of muddy sandstone massive or with incipient lamination (P). Sometimes occur bioturbation on top of beds (Fig. 4a) and the sand bodies can be intensely fluidized, displaying flame structures (Fig. 4b, c). Due to the low quality of preservation of these sandstone and intense fluidization, only 8 measures of paleocurrent were collected.

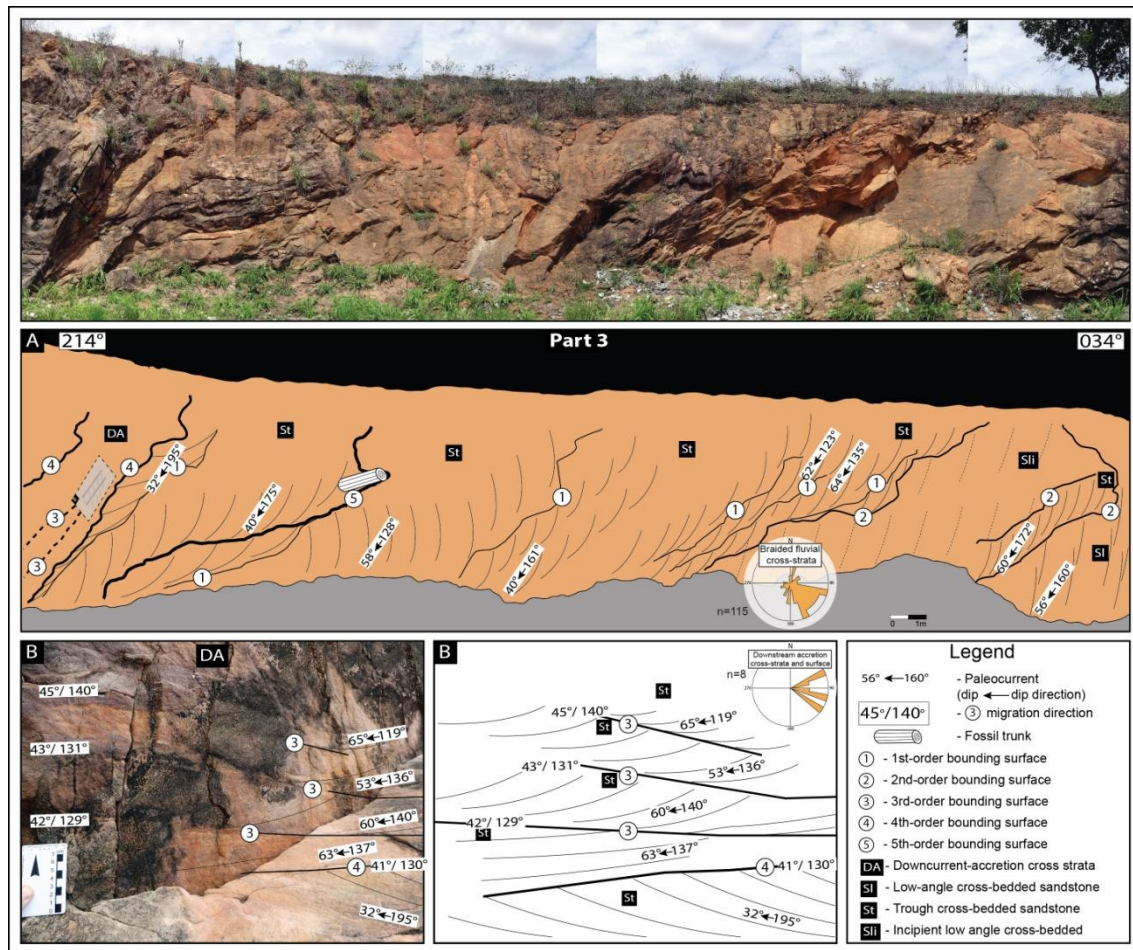


Fig. 3: Photomosaic with (A) interpreted outcrop panel showing cross-strata paleocurrents and bounding surfaces and, (B) detail downstream accretion architectural element interpreted. Note the downstream accretion composed cross-strata and surface dipping toward the same direction that braided fluvial cross-strata.

Interpretation: The occurrence of sandstone bodies bounded by erosive surfaces, characterized by sandstones with decimeter-scale unidirectionally-oriented sets of trough and planar cross-strata forming fining upward pattern suggest deposition in fluvial channels (Chagas, 2007). The lack of macroforms indicates that the channel filling occurs by migration and climbing of subaqueous dunes (SB element of Miall, 1985). The predominant aggradational

stacking trend of channels and low amount of mudstones clasts indicate channel stability and rare lateral migrations, suggesting the presence of cohesive banks. Aggradational channel sandstone bodies, rare lateral migrations, stable banks and intercalation with floodplain fine deposits indicate a network of interconnected fluvial channels separated by constantly flooded parts and suggest anastomosed fluvial channel deposits (Smith and Smith, 1980).

4.3 Floodplain facies association

Description: This facies association has a variable thickness, from 80 cm to 6.4 m and laterally extensive for up to 15 m (A). These deposits are composed of red to gray massive mudstones and siltstones (Fm) (Fig. 5). The reddish mudstones display gray slickensides along fracture planes, root traces and granular and blocky peds. This facies association occurs interlayered with anastomosed fluvial channel facies association sandstone bodies.

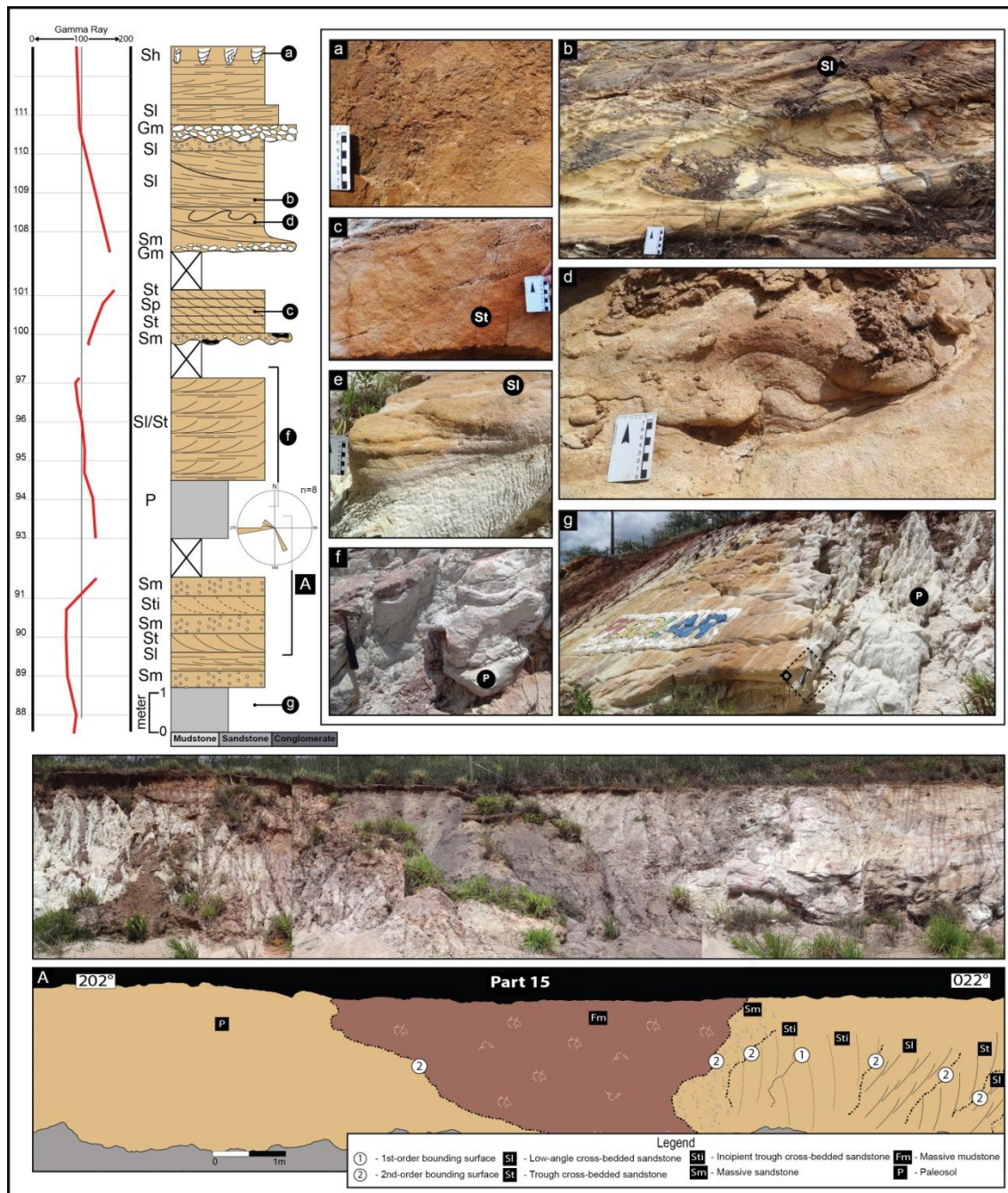


Fig. 4: Vertical log of anastomosed fluvial channel facies association with related gamma ray log and photomosaic with (A) interpreted outcrop panel showing bounding surfaces. (a) Sandstone with bioturbation on top, (b) intense fluidization on sandstone obstructing structure identification, (c) fine-grained moderately-sorted sandstone with trough cross-stratification, (d) flame structure, (e) low-angle cross-stratification on well-sorted fine-grained sandstone, (f) muddy sandstone with incipient lamination, (g) general view of sandstone bodies laterally interlayered with mudstones.

Interpretation: Fine sediments settle by decantation in low energy environments. The occurrence of red mudstones associated with root traces, slickensides, granular and blocky peds indicate well-drained vegetated floodplains that were subjected to periods of non-deposition and subsequent oxidation and development of paleosol (Bown and Kraus, 1987; Kraus, 1999; Therrien, 2006;

Cleveland et al., 2007; Retallack, 2008). Surfaces with slickensides are interpreted as being formed by shrinking and swelling of clays, associated with episodic water infiltration and evaporation (Retallack, 1994). The granular and blocky peds are interpreted as types of argilans formed in clay-rich paleosols (Sigleo and Reinhardt, 1988).

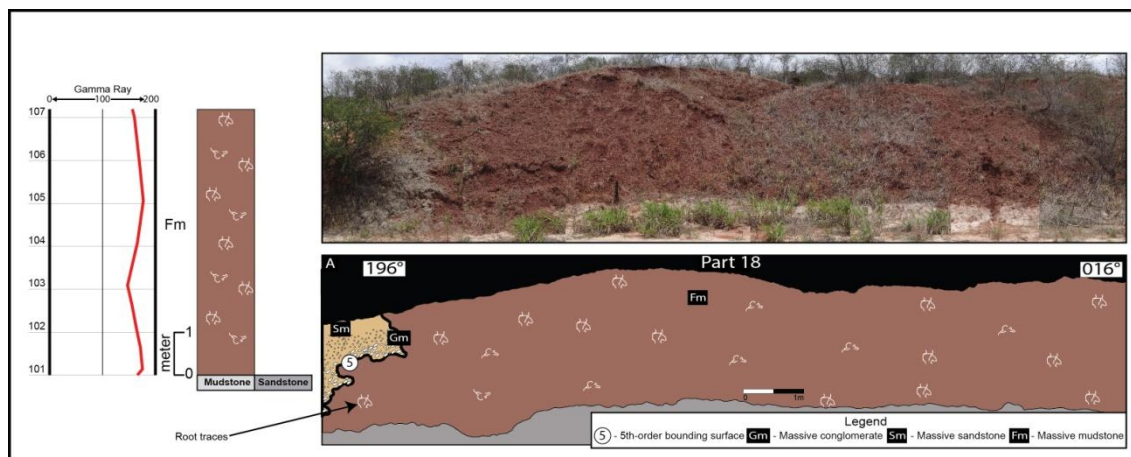


Fig. 5: Schematic floodplain vertical log with his related gamma ray log and photomosaic from (A) outcrop panel showing massive mudstone laterally overlapped by sandstone bodies.

4.4 Prodelta / Distal delta front facies association

Description: This facies association is characterized by up to 8 m thick deposits and internally form cycles with coarsening-upward pattern. These cycles are composed, at the base by 1 to 7 m thick beds of gray to greenish parallel laminated (Fl) and massive mudstone (Fm). Sometimes these mudstone interlayers with thin beds of very fine- to fine-grained sandstone forming heteroliths with flaser, wavy and linsen bedding. Towards the top the mudstones interlayer with progressively thicker sandstone beds (10 cm to 1 m thick), fine- to medium-grained, moderated-sorted, gray to yellow, massive (Sm), with ripple cross-lamination (Sr) (Fig. 6a) or trough cross-stratification (St). Bivalve fossils can be found. This facies association has an abrupt basal contact with anastomosed fluvial channel sandstone bodies.

Interpretation: The abundance of mudstones interlayered with thin sandstones is indicative of deposition in a quiet-water environment with periodic input of sand. The laminated mudstones at the base of cycles are generated by gravitational settling of suspended particles below the level of wave performance, being interpreted as prodelta deposits. Massive and

unidirectionally-oriented sandstone intercalated with mudstones suggest that these sediments beds represent respectively hyperconcentrated flows in which the current density is higher than that of the receiving body-water and low density turbidity currents, caused by periodic increases in the discharge of the river (Bhattacharya, 2006). These progressively thicker sandstones beds represent delta front facies association.

4.5 Proximal delta front facies association

Description: This facies association is characterized by intensely fluidized sandstone beds up to 10 m thick, composed by moderated- to well-sorted fine- and medium-grained sandstones with sigmoidal cross-stratification (Ssg), trough cross-stratification (St), ripple cross-stratification (Sr) and massive sandstone (Sm). The sandstone beds become progressively thicker and more frequent characterizing coarsening-upward cycles. This facies association show a gradual transition with prodelta / delta front deposits below. The paleocurrent measurement displays a wide dispersion.

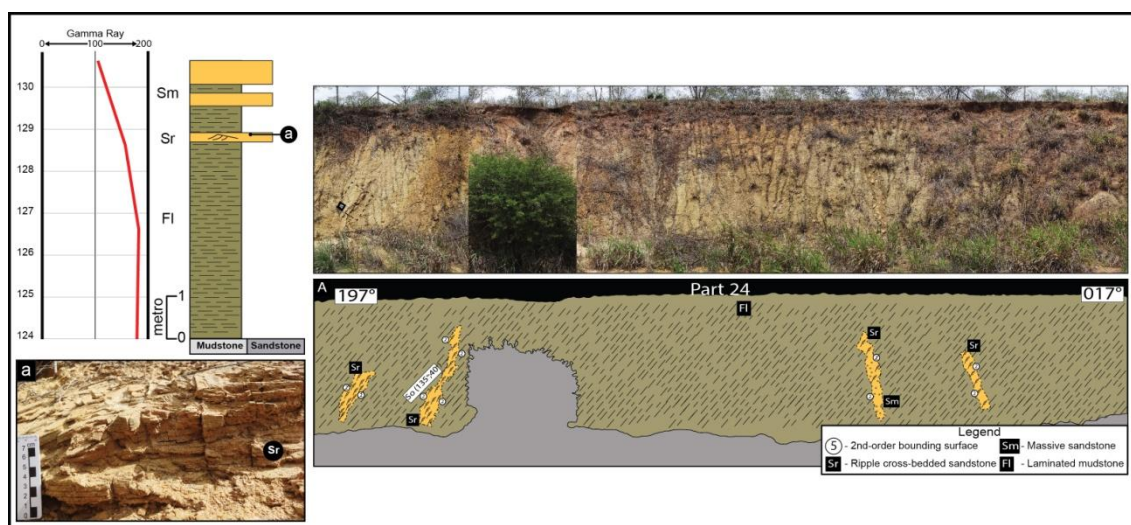


Fig. 6: Schematic prodelta/delta front vertical log with related gamma ray log and photomosaic from (A) outcrop panel showing laminated mudstone interlayered with (a) fine-grained sandstone with ripple-cross stratification.

Interpretation: the facies succession characterized by sandstone beds with intense fluidization, coarsening-upward cycles and associated with prodelta deposits suggests delta front deposits (Bhattacharya, 2006). The abundance of unidirectionally-oriented cross-stratification sets indicates a constant discharge current and suggests a river dominated delta front facies association. According

to Bhattacharya (2006), intense fluidization is common in river dominated deltas and indicates a high sedimentation rate over water-saturated sediments resulting in fluid expulsion and causing bed deformations in the overlapping sandstones. A predominantly sandy delta front facies association indicates rapid deceleration of unidirectional flow (Bhattacharya, 2006). Sigmoidal cross-stratifications are generated by a transitional bed forms between dunes and flat beds strata (Wizevich, 1992). The sigmoidal shape of this structure is a result of the relation between traction and particle settling.

5 STRATIGRAPHIC CONTEXT

In the studied area, the Neo-Jurassic-Neocomian succession of the Sergipe-Alagoas Basin consists of three depositional intervals (Fig. 7 and Fig. 8). The Unit I corresponds lithostratigraphically to the top of Serraria Formation, is characterized by multi-storey and multi-lateral, amalgamated, sandstone bodies (Fig. 7) with paleocurrent to SE toward the basin depocenter that is located outside the limits of the present states of Sergipe and Alagoas. This unit corresponds to Sequence II defined by Kuchle et al. (2011) and suggests deposits of perennial braided channel system established in humid climatic conditions during the initial moments of rifting (Fig. 7).

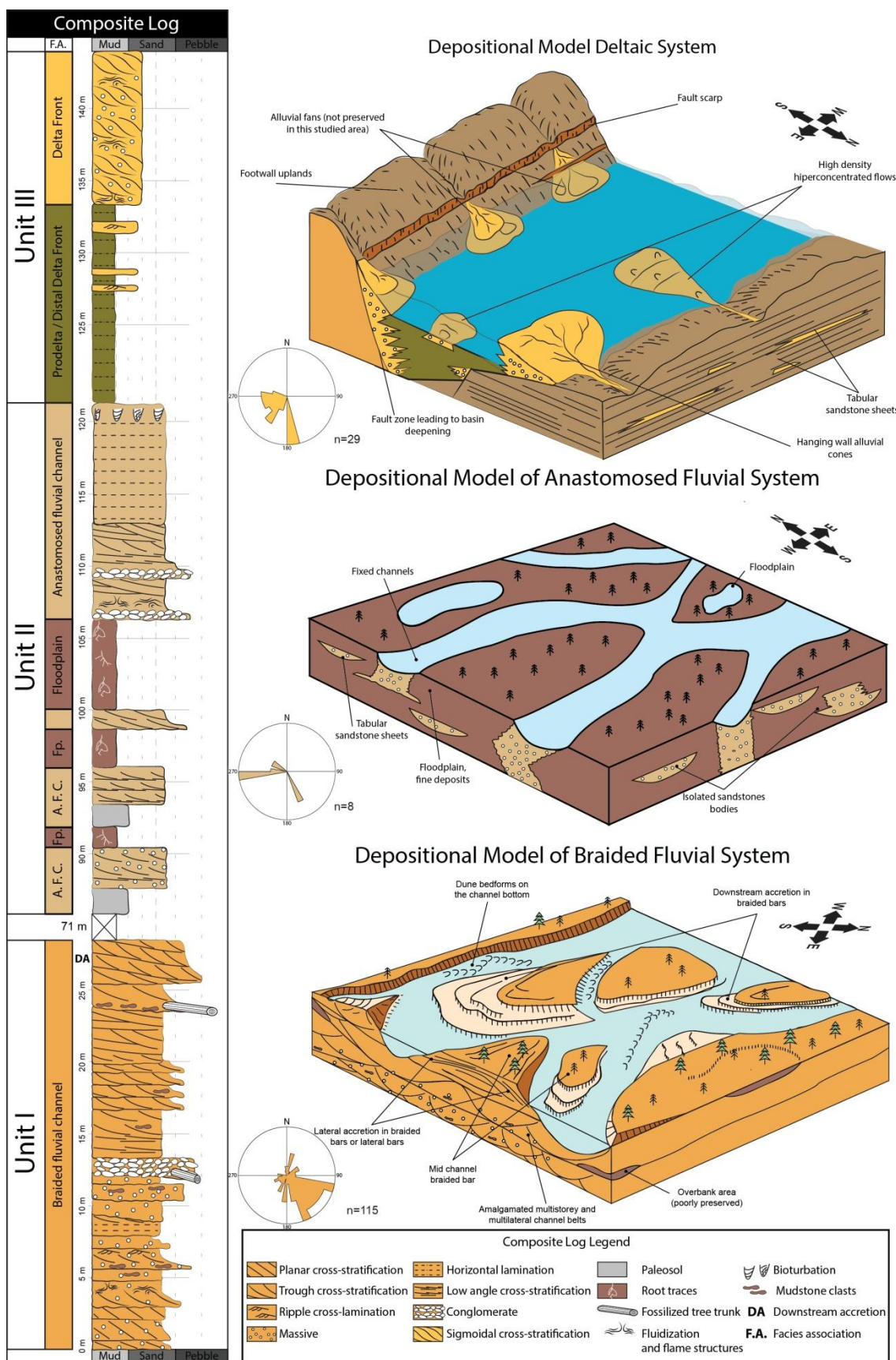


Fig. 7: Composite log of the sedimentary succession showing depositional model of each unit.

The Unit II, which corresponds to the base of Feliz Deserto formation, is characterized by a network of anastomosed fluvial channels separated by vegetated floodplains (Fig. 7). The change from braided to anastomosed fluvial system between these two units reflects an increase in the rate of accommodation creation allowing aggradation of fluvial channel sandstone bodies, the Caioba Sandstone, simultaneously to the deposition of fine sediments from outside the channel frequently exposed to sub-aerial conditions. The low number of paleocurrent measures does not allow further interpretations but, units I and II have the same detrital composition suggesting that the source area is probably the same.

The Unit III corresponds lithostratigraphically to the Feliz Deserto Formation and is characterized by coarsening- and thickening- upward cycles, composed by prodelta / distal delta front facies association at the base and progressively evolving to proximal delta front facies association indicating progradational deltaic lobes (Fig. 7 and Fig. 8). The paleocurrent direction displays a high dispersion (W-NW, SW and S) suggesting that sedimentation occurred in restricted basins with sedimentary influx from several flanks. The contact between units II and III is marked by prodelta mudstone superimposed on anastomosed fluvial channel sandstones and indicates a rapid flooding. The change on paleocurrent direction added to the rapid flooding proves that the basin underwent a significant rearrangement associated with tectonic movements. The change of depositional system confirms the restructuring of the basin and suggests that the increasing rate of accommodation creation already observed in Unit II becomes more intense.

6 TECTONIC-STRATIGRAPHIC EVOLUTION

The sedimentary succession studied exhibits three distinct stratigraphic intervals that allow the identification of different evolutionary stages of rifting (Fig. 8). The paleocurrent and depositional systems distribution of units I and II indicate that these units occupied a depositional area larger than the Sergipe-Alagoas Basin itself. Data collected in outcrops and available in previous studies suggest that these units were deposited in a large sedimentary basin

related to the initial stage of Neocomian rifting (Campos Neto et al 2007; Kuchle et al, 2011). The Serraria Formation was deposited in the north flank of this large and shallow basin whose depocenter was located at the SE of Sergipe-Alagoas Basin (Kuchle et al., 2011). This accumulation phase has been called Rift Initiation Tectonic System Tract by Kuchle and Scherer (2010) instead of the term Pre-Rift attributed by Campos Neto et al. (2007) that is restricted to rocks that are completely unrelated to the rifting process, consisting of sedimentary basement upon which taphrogenic processes will act (Prosser, 1993; Bosence 1998; Scherer et al., 2013).

Unit I has sedimentological-stratigraphical characteristics and paleocurrent patterns suggesting that the Rift Initiation Tectonic System Tract is characterized by incipient extensional effort generating a wide synclinal depression, associated to the low rate, continuous and uniformly distributed tectonic activity (Morley, 2002; Kinabo et al., 2007; Kuchle et al., 2011). The predominance of multi-storey amalgamated sandstone bodies without deposits from outside channel along this unit indicates low accommodation creation rate and is related to a uniform A/S ratio with positive- close to 0 values (Martinsen et al., 1999; Scherer et al., 2014).

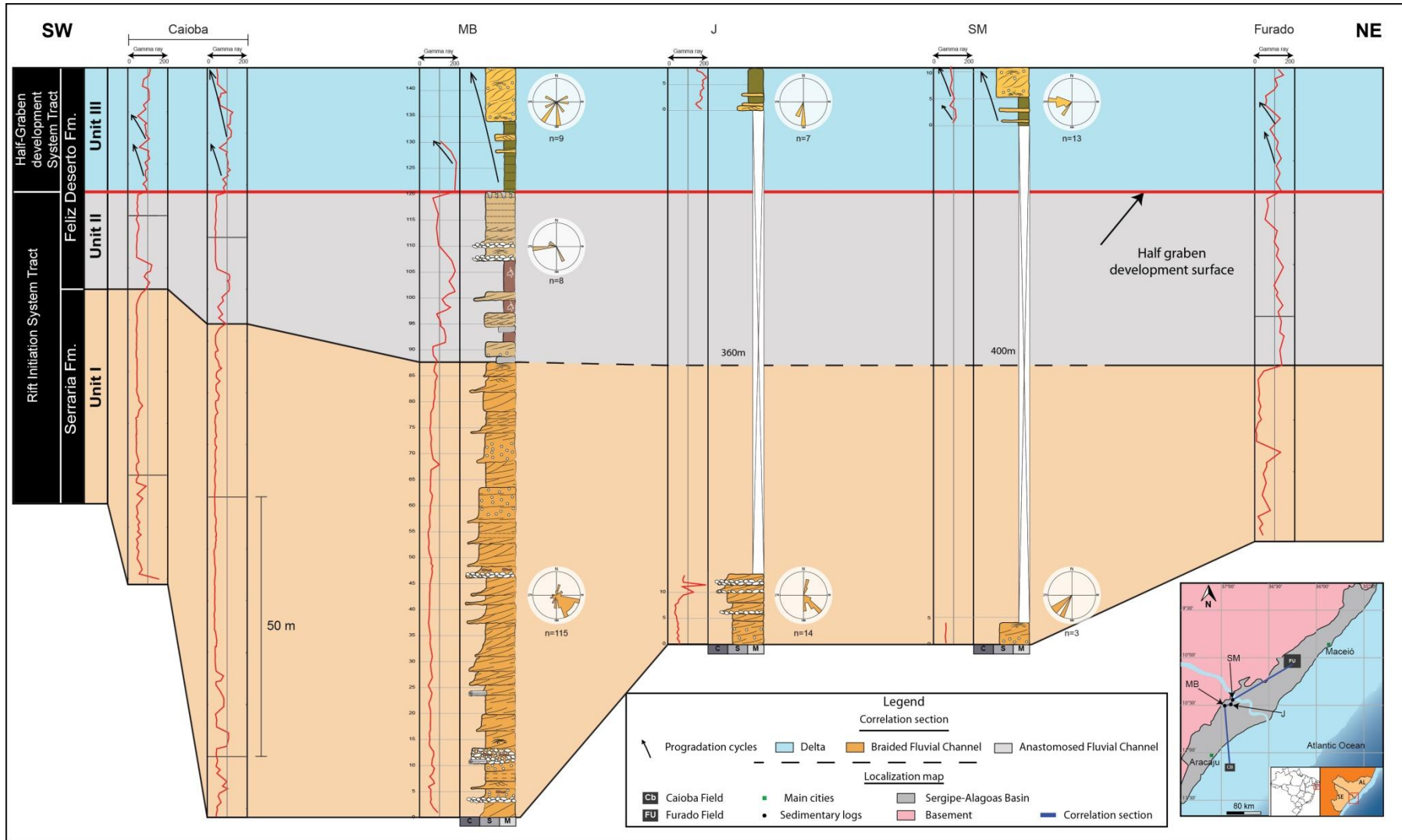


Fig. 8: Correlation section along Sergipe-Alagoas Basin.

The Unit II represents a transition interval between the rift initiation and the individualization of half-grabens. Amalgamated sandstone bodies are replaced by isolated sandstone bodies allowing preservation of floodplain fine deposits. The character aggradational of fluvial channel sandstones and the substantial thickness of mudstones indicate a progressive increase of the accommodation creation rate and A/S ratio less than 1 (Martinsen et al., 1999; Scherer et al., 2014). This unit still belongs to the Rift Initiation Tectonic System Tract as suggest the shallow character of the basin, interpreted from the oxidation of mudstones, but the increase of A/S ratio indicates that the tectonic activity becomes more and more intense however without individualization of half-grabens.

The Unit III is characterized by a thick deltaic succession indicative of a deeper basin and high A/S ratio above 1 (Martinsen et al., 1999; Scherer et al., 2014). Besides, the high variation in paleocurrent direction and the fact that mudstones of unit III are superimposed on fluvial channel sandstones of unit II are consistent with the the fragmentation of the wide basin in several smaller and deeper basin: the half-grabens (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000). According to Prosser (1993) the sedimentary influx of half-graben occurs from different regions, resulting in a high dispersion of the paleocurrent. Therefore, unit III can be considered as deposited during the Half Graben Development Tectonic System Tract (Kuchle and Scherer, 2010).

The prodelta mudstone superposed abruptly over anastomosed fluvial channel sandstone bodies characterizes a flooding surface between units II and III (Fig. 8). In this way, the succession studied evidence that the passage between rift initiation and half-graben development is extremely rapid and marked by a radical change both in depositional systems and geometric characteristics of the basin.

The abrupt nature of this contact can be consistently demonstrated with subsurface data (Fig. 8). The Unit I is identified in gamma ray logs by a thick interval of low and uniform values indicating sandstone bodies, Unit II is marked by the first high value of gamma ray after unit I and characterized by an intercalation of high values, indicating floodplain deposits, and a small interval

of regular and low values, which suggest Caioba anastomosed fluvial sandstones. The Half Graben Development Surface (Kuchle and Scherer, 2010) was observed in each subsurface log and is marked by a sharp increase in gamma ray values subsequent to unit II, suggesting a fast flooding of the lacustrine deltaic depositional system. Over this surface are several cycles of progressive reducing of gamma values, suggesting sandstone bodies on top of mudstone deposits and characterizing progradations stacking pattern typical of Feliz Deserto Formation.

As suggested by Kuchle and Scherer (2010), the rift basin's analysis should be done individually for each half-graben as these may be in different evolutionary stages due to the extensional behavior that varies in time and along the basin. So, considering that the Half-graben development tectonic system tract is not a synchronic event along the basin, the correlation made in Fig. 8 does not relate events that occurred at the same time but simply use the half-graben development surface to differentiate the stages.

7 CONCLUSIONS

It was possible to individualize three depositional units in the Neo-Jurassic and Neocomian succession of Sergipe-Alagoas Basin: Unit I, which corresponds to the base of Serraria Formation, is characterized by multi-storey and multi-lateral, amalgamated sandstone bodies of braided fluvial channel system; Unit II, equivalent to the base of Feliz Deserto Formation, is composed of anastomosed fluvial channel sandstones interlayered with floodplain mudstone deposits; Unit III corresponds to the major part of Feliz Deserto Formation and is composed of prodelta and delta front deposits.

The sedimentary succession was deposited during different rift stages. Units I and II were deposited in a wide shallow basin formed during the first stage of rifting associated with low tectonic activity. Unit III was deposited in well-defined half-graben systems allowing the establishment of delta depositional systems bordering the lacustrine bodies. While the paleocurrent direction of units I is unimodal, toward SE, where was located the depocenter, the paleocurrent direction of unit III has a high dispersion and suggest that

occurred an important restructuration and fragmentation of the basin in several half-grabens each one with its own depocenter and sedimentary influx from different regions.

Based on the results of this work, it is possible to understand the stratigraphic evolution of the initial stages of rifting. Corroborating the proposals of Morley (2002) and Kuchle and Scherer (2010), we conclude that the first stage of rifting (units I and II) is characterized by a wide basin, unlike the models of Prosser (1993), Bosence (1998) and Gawthorpe and Leeder (2000) who suggest the presence of restricted or isolated basins already in the first instants of the rift. This wide basin has a low A/S ratio. The establishment of half-graben occurs at the second stage (unit III), due to increase of tectonic activity and increase of A/S ratio.

8 REFERENCES

- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, **2**:93-114.
- Assine, M.L., 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:371-389.
- Bhattacharya, J. P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H. W. & Walker, R. G. (Eds.). *Facies Models Revisited. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, 84, , Oklahoma, USA, Tulsa ,p. 237-292.
- Best, J.L., Bridge, J.S.1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, **39**:737-752.
- 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*, **41**:18-36.
- Bosence, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.). *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*, 1, London, Chapman & Hall, p. 9-25.

- Bown, T.M., Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites. Developmental sequence and lateral relations of alluvial palaeosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:587–601.
- Bridge, J.S., Best, J.L. 1988. Flow sediment transport and bedform dynamics over the transition from upper-stage plane beds: Implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, **35**:753-763.
- 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, 39, Oklahoma, USA, Tulsa, 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*, **15**:405-415.
- Chagas, L.S.1996. *Tectono-sedimentação das bacias do tipo rifte: aplicação na porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 322p.
- Chagas, D.B., Assine, M.L., Freitas, F.I. 2007. Facies Sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Geociências*, **26**:313-322.
- Cleveland, D., Atchley, S., Nordt, L. 2007. Continental sequence stratigraphy of the Upper Triassic (Norian–Rhaetian) Chile strata, northern New Mexico, U.S.A.: allocyclic and autocyclic origins of paleosols-bearing alluvial successions. *Journal of Sedimentary Research*, **77**:909–924.
- Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo san Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, **294**:342-355.
- Gawthorpe, R. L.; Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, **12**:195-218.

- Jo, H.R., Chough, S.K. 2001. Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. *Sedimentary Geology*, **144**:307-334.
- 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*, **48**:125-136.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, **47**:41–70.
- Kuchle, J.; Scherer, C.M.S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **18**:33-60.
- 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*, **31**: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*, **23**:407-426.
- Martinsen, O, Ryseth, A., Hansen, W.H., Fleshe, H., Torkildsen, G., Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, **46**:235-259.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**:1-62.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*, *Canadian Society of Petrology and Geology*, Memoir, 5, 597-604.

Miall, A.D. 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**:261-308.

Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.

Miall, A.D. (ed.). 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K. L.; Paola, C. (Eds.). *New perspectives in basin analysis*, 1, Berlin: Springer-Verlag, p. 67-81.

Morley, C.K. 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**:961-978.

Nemec, W., Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M., Puigdefrègas, C. (Eds.) *Alluvial Sedimentation, International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 17, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 235-276.

Ponte, F.C; Asmus H.E. 1976. The Brazilian margin basins – current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**:215-240.

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*, 71, London, 35-66.

Retallack, G.J. 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols, factors in soil formation-a fiftieth anniversary perspective. In: Luxmoore, R.J. (Ed.). *Factors of Soil Formation: Soil Science. Science Society of America, Special Publication*, 33, Madison, 31–64.

Retallack, G.J. (ed.). 2008. *Soils of the Past; an Introduction to Paleopedology*, Oxford, Blackwell Science, 404 p.

Rust, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir*, 5, Calgary, 187-198.

Scherer, C.M.S., Jardim de Sá, E.F., Córdoba, V.C., Sousa, D.C., Aquino, M.M., Cardoso, F.M.C. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic- Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **49**:106-122.

Shanley, K.W., McCabe, P.J. 1994. Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**:544–568.

Sigleo, W., Reinhardt, J. 1988. Paleosols from some Cretaceous environments in the southeastern United States. In: Reinhardt, J., Sigleo, W. (Eds.), *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications. Geological Society of America, Special Paper*, 216, Colorado, 123-142.

Smith, D.G., Smith N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed fluvial systems: examples from alluvial valleys near Banf, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**:157-164.

Souza-Lima, W. 2006. Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas (introdução). *Fundação Paleontológica Phoenix*, **89**:1-10.

Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim técnico da Petrobras*, **12**:21-86.

Todd, S.P. (1996). Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: Carling, P.A., Dawson, M.R. (Eds.). *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley, Chichester,. 299–350.

Turner, P., 1980. *Continental Red Beds. Developments in Sedimentology*. Amsterdam: Elsevier, 562p.

Tucker, G.E. 1996. *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley and Sons, Chinchester, England.

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*, **78**:147.