

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

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE
SEQÜÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DOS
DEPÓSITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO BARRA DE
ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

SIMON COURIVAUD

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Scherer
CO-ORIENTADORA: Prof. Dra. Karin Goldberg

Porto Alegre – 2018

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

**ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE
SEQÜÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DOS
DEPÓSITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO BARRA DE
ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

SIMON COURIVAUD

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Scherer
CO-ORIENTADORA: Prof. Dra. Karin Goldberg

BANCA EXAMINADORA:
Prof. Dr. Cláudio Borba
Prof. Dr. Ezequiel Galvão
Prof. Dr. Juliano Kuchle

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Doutor em Geociências.

Porto Alegre – 2018

CIP - Catalogação na Publicação

Courivaud, Simon

ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS
DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEÓCITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO
BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGAS / Simon
Courivaud. -- 2018.

229 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer,

Coorientador: Karin Goldberg.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2018.

I. Estratigrafia. 2. rifte. 3. cretaceo Inferior.
4. Formação Barra de Itiúba. 5. Deltaico-lacustre. I.
Marlon dos Santos Scherer, Claiton, orient. II.
Goldberg, Karin, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

AGRADECIMENTOS - REMERCIEMENTS

C'est avec beaucoup de joie et quand même un peu d'émotion que je dédie ce travail de longue haleine à mes parents Nadine et Lionel, et mon frère Maxime et sa famille, qui m'ont accompagné par les pensées tout au long de cette formidable aventure en terre sud-Américaine, le Brésil...

Je remercie simplement, avec respect et humilité, ce pays au charme unique pour m'avoir permis de vivre cette expérience de vie de presque 5 ans. En tant qu'étudiant, mon portugais s'est forgé par le biais d'innombrables et inoubliables rencontres et conversations à "L'Hora Feliz", tout comme à la "Cidade Baixa", qui explique en grande partie mon "Sotaque Gaúcho"...

Je remercie son peuple et sa chaleur humaire, qui atteint son paroxysme lors des inoubliables longs mois de Carnavals alimentés par ses "Churrascos"...

Je remercie le "Rossi", ce bar rock aux allures de boteco des 80's. Merci à vous Alfonso, Gaby, Michèle, pour m'être senti parfois dans ma deuxième "casa"...

Je remercie la "Redenção", pour ses nombreux moments de calme dans le "Barulho da Cidade"...

Je remercie également sa nature, remarquable par sa biodiversité, ses paysages époustouflants, ses "Cachoeiras", sa "Pampa", sa "Floresta", ses "Beija-Flores"...

Je remercie tout mes amis/ies français/ses, rencontrés en coups de vent (Cyril, Manue, Celestin...), tout comme mes "frères expatriés"; une "ligação" très forte à vos côtés: Aurélie, Robin, Morgan, Paul, Clément...

Mes pensées brésiliennes se dirige droit vers Ingke, Camila, Jacquie, Eduardo, Pedro, Fernando, Arthur, Macarena, Luis... Merci Pedro pour la coloquie et tout ces moments de discussions dans la "sala". Merci à vous tous mes amis, étrangers ou "Do Brasil"...

Je tiens particulièrement, avec beaucoup de tendresse, remercier Amanda pour tout son soutien, et sa personnalité...unique.

Eu agradeço todos os geólogos/as que aprendi conhecer, com muito respeito. Eu te agradeço muito Karin, por tudo que tu fez por mim desde o começo. Eu raramente conheci uma pessoa tão "positive". Obrigado também Claiton por sempre estar aqui nos meus momentos de dúvida. Muito obrigado a todo o laboratório da Stratigraphic

(Juliano, Aurelio chefinho, João (alias John Bonham de Led Zep), mon pot Carrel (bonne chance pour ta thèse mon ami), Francyne la toujours souriante, Raquel la rockeira...

Maintenant me traverse l'esprit mes années étudiantes françaises. Amis géologues, voir très proches amis (Cèb, Damien, Phillippe, Benoit, Cécilia, Caro, Michèle, Romain, Fabien...), je me rappel alors de nos excursions de début de jeunesse, entre fouilles sauvages et saucisson montagnard...

Mes amis Gatînais bien sûr ! Je pense fort à vous. “Tamenti?!”

Je remercie Axel “El Pinky” et le très respecté André Messias, où tout à commencé à la suite d'une discussion mêlant football et géologie...autour d'une pinte...

Eu nunca vou esquecer esse momento da minha vida. Valeu por todo Brasil, foi Tri...

“Lagarteando Tchê !”

“Le bonheur est parfois caché dans l'inconnu...”

- Victor Hugo

RESUMO

Este trabalho de doutorado aborda uma análise faciológica e tectono-estratigráfica da Formação Barra de Itiúba (Hauteriviano-Barremiano), unidade fluvio-deltaico-lacustre depositada durante o início do rifteamento da Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na margem norte atlântica do Brasil. A abordagem multidisciplinar (sedimentologia, estratigrafia e tectônica) resultou em um estudo de alta resolução das seqüências deposicionais de 3^a ordem e caracterização da qualidade de reservatórios. Dois poços (A e B) e diversos afloramentos foram estudados em detalhe (granulometria, estruturas sedimentares, conteúdo fóssil, dados de raio-gama, superfícies estratigráficas chaves). O poço A está localizado na Sub-bacia de Sergipe (Campo de Caioba), e o Poço B no nordeste de Alagoas (Campo de Furado), estruturalmente separadas pelo “Alto do Japoatã-Penedo”, onde se localiza os afloramentos. A aplicação de um modelo recente de estratigrafia de seqüências em rifte nos poços (A e B) permitiu a identificação de sete seqüências deposicionais completas de 3^a ordem. Cobrindo a "Discordância pré-Aratu" (DPA), as seqüências começam com um trato de lago subpreenchido (*Underfilled systems tract*), que representa a criação rápida de acomodação ligada a um pulso tectônico de 3^a ordem. A fase seguinte é representada uma longa tendência progradante de uma sucessão deltaica granocrescente ascendente que preenche o espaço de acomodação criado anteriormente (trato de lago preenchido ou "*Filled systems tract*"). O trato de lago com preenchimento excessivo (*Overfilled systems tract*) representa o último estágio do preenchimento de cada seqüência de 3^a ordem, geralmente representado por depósitos proximais de canais distributários erosivos e amalgamados associados a depósitos de crevasse splay e de baía interdistributária. Na região dos afloramentos, os depósitos estudados foram principalmente controlados pela falha normal de borda (“Falha de Propriá”). Treze seções estratigráficas foram medidas e analisadas detalhadamente, inclusive direções dos paleocorrentes, resultando na construção de perfis litológicos de escala 1: 100. A descrição de duas seções estratigráficas permitiu a identificação de seqüências estratigráficas de 4^a ordem. A integração entre análise de fácies e paleocorrentes no contexto estrutural, com individualização de grabens, forneceu uma idéia melhor da contribuição axial versus transversal em sistema de rifte. A análise do paleofluxo mostra que, dependendo da área considerada, o aporte sedimentar muda de fontes transversais para axiais. No total, foram descritas 22 litofácies e sete associações de fácies. A caracterização de reservatórios no poço A permitiu a identificação de 11 zonas de reservatórios e 2 não reservatórios, e 12 zonas de reservatórios e um não-reservatório no poço B. As melhores zonas, com propriedades excelentes a muito boas, foram principalmente encontradas em sedimentos de canais distributários depositados durante fases de preenchimento excessivo (*Overfilled systems tract*). As baixas propriedades de reservatórios (baixa a boa) resultaram principalmente de deformação sin-sedimentar das lâminas argilosas (*mud drapes*), intensa bioturbação e fluidização que causaram heterogeneidade e alta diminuição da permeabilidade.

PALAVRAS-CHAVE: *Cretáceo Inferior; Formação Barra de Itiúba; Sin-rifte; Depósitos deltaico-lacustre.*

ABSTRACT

This thesis deals with a tectonic-stratigraphic analysis of the Barra de Itiúba Formation (Hauterivian-Barremian), a fluvio-deltaico-lacustrine unit deposited during the initial rifting of the Sergipe-Alagoas Basin, located on the north Atlantic coast of Brazil. The multidisciplinary approach (sedimentology, stratigraphy and tectonics) resulted in a high-resolution study of the 3rd-order depositional sequences, and characterization of reservoir quality. Two well cores (A and B) and numerous outcrops were studied in detail (grain size, sedimentary structures, fossil content, gamma-ray data, key stratigraphic surfaces). Well A is located in the Sergipe Sub-basin (Caioba Field) and Well B in northeastern Alagoas (Furado Field), structurally separated by the "Japoatã-Penedo High", where the outcrops are located. Application of a recent sequence stratigraphic model for rifts to the studied cores (A and B) allowed the identification of seven complete depositional 3rd-order sequences. Overlying the "Pre-Aratu Unconformity" (PAU), the sequences begin with an Underfilled systems tract that represents the rapid accommodation creation linked to a 3rd-order tectonic pulse. The next phase is represented by a long progradational, coarsening-upward deltaic sequence (Filled systems tract) that fills the accommodation space previously created. The Overfilled systems tract is the last filling stage in each 3rd-order sequence, usually represented by proximal deposits of amalgamated distributary channels associated with crevasse splay and interdistributary bay deposits. In the outcrop region, the studied deposits were mainly controlled by the normal border fault ("Propriá Fault"). Thirteen stratigraphic sections were measured and analyzed in detail, including paleocurrent directions, resulting in the construction of lithological profiles at 1: 100 scale. The description of two stratigraphic sections allowed the identification of 4th-order stratigraphic sequences. Integration between facies and paleocurrent analysis in the structural context, with individualization of grabens, provided a better idea of the axial versus transversal contribution in the rift system. Paleoflow analysis showed that, depending on the area considered, the sedimentary input changes from transversal to axial sources. A total of 22 lithofacies and seven facies associations were described. Reservoir characterization in Well A allowed the identification of 11 reservoir zones and 2 non-reservoir zones, and 12 reservoir zones and one non-reservoir in Well B. The best zones, with excellent to very good reservoir properties, were found mainly in distributary channel deposits formed during Overfilled systems tracts. Zones with poor reservoir properties (low to good) resulted mainly from syn-sedimentary deformation of mud drapes, intense bioturbation and fluidization that caused heterogeneity and highly decreased permeability.

KEYWORDS: *Lower Cretaceous; Barra de Itiúba Formation; Syn-rift, lacustrine delta deposits.*

Lista de ilustrações

- Figura 1.** Localização da área de estudo. Na porção Sergipe (A) e no norte da porção Alagoas (B) encontram-se os poços. Quadro vermelho delimita a zona dos afloramentos estudados.....19
- Figura 2.** O ciclo de Wilson, duração total da ordem de 400 a 600 Ma (modificado de Kearey et al, 2009).....20
- Figura 3.** Modelo esquemático de um rifte ativo mostrando ascensão de uma pluma do manto da astenosfera (hotspots) (modificado de Robert, 2008).....22
- Figura 4.** Modelo esquemático de um rifte passivo, resultando em alongamento da crosta (modificado de Robert, 2008).....22
- Figura 5.** Modelos de cisalhamento da litosfera, permitindo prever a evolução morfológica do rifte (modificado de Ziegler, 2003).....24
- Figura 6.** Principais controlos tectônicos, climáticos, magmáticos, no preenchimento sedimentar de um rifte.....25
- Figura 7.** Terminologia e estratigrafia de um rifte conforme Bosence (1998).....27
- Figura 8.** Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um cisalhamento puro (modificado de Bosence, 1998).....28
- Figura 9.** Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um cisalhamento simple (modificado de Bosence, 1998).....29
- Figura 10.** Modelo de rifteamento no caso de um cisalhamento heterogêneo (modificado de Bosence, 1998).....30
- Figura 11.** Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um rifte relacionado com pluma do manto (modificado de Bosence, 1998).....30
- Figura 12.** Modelo preditivo de preenchimento sedimentar em rifte (Lambiase, 1990). Modificado de Borba (2009).....32
- Figura 13.** Os Tratos de Sistemas do rifte, segundo Prosser (1993) (modificado de Küeckle et al; 2005).....33
- Figura 14.** Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase inicial A.....33
- Figura 15.** Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase de interação e conexão das falhas.....34
- Figura 16.** Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase de propagação das falhas.....34

Figura 17. Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase final do preenchimento.....	35
Figura 18. a) Deposição em nível de lago alto e b) em nível de lago baixo (Scholz & Rosendahl, 1990).....	35
Figura 19. Deposição lacustre em rifte, submetida a condições climáticas diferentes (Olsen, 1990): (a) depósitos associados ao clima superúmido, de tipo “Richmond”; (b) ao clima úmido, de tipo “Newark”; (c) ao clima seco, de tipo “Fundy”.....	37
Figura 20. Tipos de bacias lacustres, resultando da interação entre acomodação e o suprimento de água-sedimentos segundo Carroll & Bohacs (1999).....	38
Figura 21. Modelo tectono-sedimentar das seqüências de 3 ª ordem em margens flexurais do rifte, baseado na descrição da Formação Barra de Itiúba, no sul da porção Alagoas (Chiassi, 1997).....	39
Figura 22. Distribuição das associações de fácies em porcentagem, nas bacias regionais representativos da bacia de “Basin and Range” (Estados Unidos). As sistemas de drenagem longitudinais sinerifte são quase inexistentes no Vale da Morte (Death Valley).....	41
Figura 23. Comparação do preenchimento sedimentar sinerifte.(A) Modelo preditivo de Gawthorpe & Leeder (2000) no fim da fase sinrifte, comparado com o modelo de Fordham et al. (2010) que mostra maior contribuição das drenagens transversais.....	41
Figura 24. Modelo de sedimentação com principais processos deposicionais de um leque aluvial (modificado de Spearing, 1974).....	43
Figura 25. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de fluxo de detritos (modificado de Nichols, 2009).....	45
Figura 26. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de inundações em lençol (modificado de Nichols, 2009).....	45
Figura 27. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de fluxo de canal (modificado de Nichols, 2009).....	46
Figura 28. Tipos de rios segundo Miall (1996).....	49
Figura 29. Precessos deposicionais em rio meandrante (modificado de Nichols, 2009).....	51

Figura 30. Triangulo de Galloway (1975), modificado de Dalrymple (1992). Fontes sedimentares dominantes e tipos de padrões de empilhamento resultantes.....	52
Figura 31. Organização esquematica de um delta e subambientes deltaicos associados (modificado de James & Dalrymple, 2010).....	55
Figura 32. Classificação segundo Galloway (1975) dividando deltas dominados por rios, marés, ondas.....	56
Figura 33. Classificação "triangular" de Galloway (1975) relacionada com a granulometria dos deltas, segundo Orton e Reading (1993) (modificado de Reading and Collinson, 1996).....	57
Figura 34. Sucessões deltaicas típicas de delta a) Dominado por rio, c) Influenciado por ondas , c) Dominado por ondas e tempestades. Material do Cretáceo Superior da Formação Dunvegan, Alberta, Canadá (modificado de Battacharya e Walker, 1991).....	59
Figura 35. Sucessão estratigráfica esquemática de um delta influenciado por marés (Allomembro Frewens, Cretáceo, Wyoming, USA) (modificado de Willis et al, 1999).....	60
Figura 36. Comportamento hidrológico em lago fechado a) e aberto b) (modificado de Nichols, 2009).....	62
Figura 37. Modelo da distribuição de associações de fácies em lago de água doce com deposição clástica dominante (modificado de Nichols, 2009).....	63
Figura 38. Mecanismos de deposição em lago profundo (modificado de Nichols, 2009).....	63
Figura 39. Modelo de formação e migração lateral das dunas eólicas.....	65
Figura 40. Extensão no início do Cretáceo resultante na ruptura do continente de Gondwana. Microplaca Afro-Brasileira (pré-rifte) e bacias associadas a formação da bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Milani, 1988).....	67
Figura 41. Localização da bacia de Alagoas (A) e subdivisão da bacia (B)com localizações da área dos afloramentos e seções de poços (A e B vermelhos) nos campos de petróleo (Caioba e Furado). (A) (modificado de Milani, 1998).....	68
Figura 42. Nomenclatura detalhada das superseqüências pré-rifte e rifte. Evolução evolução tectono-estratigráfica da fase rifte baseada em 4 pulsos tectônicos de 2 ^a	

ordem, associados a formações (K10-K20,K34-K36, K38, K40).....70

Figura 43. Mapa estrutural da base da Formação Barra de Itiúba (DPA, ínicio da seqüência K34-36). Localização das falhas com Falha de Borda NE principal (F19) associada aos depocentros de Furado representando o registro sedimentar de nosso estudo na porção norte de Alagoas (perfil B). As falhas F1, F2, F 52 delimitando o horst de Fazenda Tomada. Ligna A-J corresponde a localização das lignas sísmicas e correlação estratigráfica entre perfis de sondagem (Fig.44).....71

Figura 44. Seção sismica arbitrária com limites de seqüências de 3^a ordem, mostrando a repartição sedimentar e depocentros associados a falhas (a). Seção estratigráfica (b) mostrando as seqüências de 3^a ordem das seqüências K10-K20, K34-K36, K38. Datum regional baseado na “SIM” da seqüência K35/20. DPA: Discordância Pré-Aratu (modificado de Borba, 2011).....74

Figura 45. Sub-divisão da seqüência de 2^a ordem K34-K36 em nove seqüências de 3^a ordem, na bacia de Alagoas (campo de Furado), segundo Borba (2011).....74

Figura 46. Estratigráfia do estágio rifte na sub-bacia de Alagoas (Plataforma de São Miguel dos Campos). Sumário estratigráfico das seqüências de 2^a e 3^a ordem com superfícies chaves (SIM da seqüência K35/20, DPA), limites litoestratigráficas, e evolução da taxa de acumulação sedimentar (a). Diagramas esquemáticos que refletem a história evolutiva da sedimentação durante o rifteamento, baseado na relação acomodação / aporte sedimentar , e localização da Formação Barra de Itiúba com topo indefinido “?” na seqüência K35/20: (b). Modelo de deposição de uma seqüência de 3^a ordem com efeitos de 4^a ordem, resultando da mudança de tratos de sistemas de lago baixo (TLB), transgressivo (TT), de lago alto (TLB); com efeitos na batimetria, no nível do lago, e aporte sedimentar (c). As variações de cor foram colocadas em uma tentativa de ilustrar as principais tendências dos ambientes de depósitos (modificado de Borba et al.,2011).....77

Figure 47. Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer residual da sub-bacia de Sergipe (Jardim de Sá et al. 2005), reproduzido de Cruz, L.R, 2008; mostrando as principais falhas (NE associadas a NW principalmente) que configuram o arcabouço da SBSE. As zonas com cores azuladas representam geralmente os

depocentros associados as falhas NE. As seções geossísmicas interpretadas estão em traços vermelhos grossos: seção 1 no sul, seção 3 mais no norte, e seção 2 entre os dois. O quadro vermelho pontilhado representa a zona dos afloramentos de nosso estudo (Alto de Japoatã-Penedo), estruturalmente caraterizada por compartimentos extensivos distintos. A estrela vermelha representa nosso perfil de sondagem estudado na porção Sergipe; localizado em um compartimento soerguido limitado por duas falhas normais ENE (modificado de Cruz, L.R, 2008).....	79
Figura 48. Seções geossísmicas na sub-bacia de Sergipe, do sul para o norte (1 para 3), mostrando variações de espessura nos depocentros sinrife associados a falhas normais. Quadro preto pontilhado representa “hipoteticamente” uma zona de extensão apresentando uma configuração similar a nossa região de estudo na bacia (perfil A) (modificado de Cruz, L.R, 2008).....	80
Figura 49. Mapa estrutural regional, na região dos afloramentos, com localização dos estereogramas (A, B, C, D, E) proveniente dos dados de falhas sinrifte (modificado de Cruz, L. R, 2008).....	82
Figura 50. Estereogramas das falhas sinrifte medidas em afloramentos (planos e slickenlines) na região sul de Propriá, norte da sub-bacia de Sergipe (Cruz, L.R, 2008).....	82
Figura 51. Blocos-diragramas (A, B, C) ilustrando ocorrência de dobramentos suaves associados às falhas do rifte, na região de Japoatã. A “descoberta” desses dobramentos é uma informação chave para entender melhor os mecanismos e processos de drenagem durante o desenvolvimento da fase rifte. De fato, dois de nossos afloramentos estão localizados na zona A, ao norte de Santa Cruz.....	83

Lista de Tabelas

Tabela 1. Classificação de fácies segundo Miall (1977).....	48
Tabela 2. Associações de fácies identificadas nos perfis de sondagem das formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba e Penedo (Borba et al, 2011).....	72

SUMÁRIO

PARTE I

1. Introdução.....	15
2. Objetivos.....	17
3. Base de dados e métodos.....	18
4. Revisão bibliográfica.....	20
4.1. Formação de um rifte e preenchimento sedimentar.....	20
4.2. Ambientes de sedimentação em ríftes.....	42
<i>Leques aluviais.....</i>	42
<i>Rios e planícaluvial.....</i>	47
<i>Ambientes deltaicos.....</i>	54
<i>Lagos.....</i>	61
<i>Depósitos eólicos.....</i>	64
4.3 A Bacia de Sergipe-Alagoas.....	67
<i>Generalidades.....</i>	67
<i>História tectono-sedimentar.....</i>	69
<i>A Superseqüência Rifte na porção Alagoas.....</i>	71
<i>A Superseqüência Rifte na porção Sergipe.....</i>	78
5. Texto integrador.....	84
6. Referências bibliográficas.....	91

Sobre a Estrutura desta Tese:

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

PARTE I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

PARTE II: Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

PARTE III: Anexos incluindo: figura em relação com o texto integrador que, por sua dimensão não pode ser incluída (Anexo 1); artigo em qual o doutorando é co-author (Anexo 2); resumos em eventos (Anexo 3).

PARTE I

1. Introdução

Na maior parte das bacias sedimentares do mundo, a evolução estratigráfica do registro sedimentar foi descrita integrando uma base de conhecimento frequentemente pluridisciplinar. No mundo, em relação com a demanda progressiva em recursos energéticos, várias baciais extensionais estão sujeitos a mais e mais estudos avançados e melindrosos. Nos últimos anos, muitos trabalhos de bacias extensionais de tipo rifte são baseados sobre a integração dos conhecimentos dos engenheiros de produção a fim de entender e caracterizar melhor o gerenciamento de reservatórios petrolíferos.

A bacia de Sergipe-Alagoas, formada como resultado da evolução de um rifte assimétrico, foi sujeita a diversas pesquisas nos últimos 15 anos, aumentando nossa compreensão sobre a sua subdivisão estratigráfica (Campos Neto et al, 2007), e sobre a ligação que tem entre a variação do regime tectônico e taxa de sedimentação; principalmente no início da fase mecânica do rifte (Kuznic, 2007; Hamsi & Karner, 2005). Estudando o registro sedimentar (deltaico-lacustre) da Formação Barra de Itiúba (nossa estudo), Chiassi (1997, 2005) exibe um modelo de preenchimento em margem flexural do rifte baseado sobre as variações na intensidade da tectônica, no aporte de sedimentos, e do nível do lago; resultando em tendências progradacionais ou retrogradacionais. No modelo, cada seqüência desposicional é caracterizada por uma sucessão de tratos de sistemas específicos: (i) trato de sistemas de lago baixo inicial de sedimentos grossos, resultando de um pulso tectônico, seguido por (ii) trato transgressivo mais desenvolvido sob condições mais úmidas, e (iii) trato de sistemas de lago alto regressivo associado a estabilização do nível do lago.

Com base de trabalhos anteriores, Borba (2009, 2011) elaborou um arcabouço estratigráfico de média resolução dos depósitos de início do rifte na sub-bacia de Alagoas, nos depocentros de Furado, localizados na região de São Miguel dos Campos (a sudoeste de Maceió). Esta área é conhecida por ter um empilhamento quase completo de depósitos iniciais do rifte, bem ajudado também por ter a maior espessura de sedimentos sin-rifte, totalizando cerca 2800 metros de sedimentos apenas para as duas primeiras formações (Feliz Deserto, Barra de Itiúba) do início do rifte. Estruturalmente, esta região é repleta de grandes falhas normais, incluindo a falha normal de borda, que controla a extensão principal. Com

base em testemunhos de sondagem, o autor subdividiu a Formação Barra de Itiúba (depositada durante a seqüência de 2^a ordem K34-K36) em várias seqüências de 3^a ordem. Habitualmente, tais seqüências sempre iniciam com um trato de lago baixo conglo-arenoso erosivo, seguido por um trato transgressivo retrogradacional com a deposição progressiva de depósitos finos lacustre (ou prodelta), completado por um trato de lago alto de depósitos deltaicos progradantes que preenchem espaço de acomodação disponível. O conjunto dessas seqüências mostra um padrão geral regressivo (lacustre-deltaico-fluvial) típico de preenchimento de rifte (iniciação, clímax, quiesciência).

A evolução recente e significativa sobre a maneira de apreender a evolução estratigráfica das seqüências sedimentares rifte, resultando em novos modelos tectono-estratigráficos de preenchimento (Martins-Neto & Catuneanu, 2009); deixa duvidas e leva perguntas sobre a cronologia dos tratos de sistemas em bacia de tipo rifte (lago baixo, transgressivo, lago alto) que se sucedem durante o desenvolvimento de cada seqüência de 3^a ordem.

Para estes autores, as seqüências iniciam por um curto ciclo retrogradacional e criação de espaço de acomodação “instantanea”, resultante do um pulso tectônico inicial; favorizando o desenvolvimento de tratos transgressivos. Uma fase de preenchimento da acomodação segue, com um tendênciam progradante e desenvolvimento de trato de sistemas de lago alto. Quando o espaço de acomodação da bacia é quase cheio, a bacia pode entrar numa fase de “preenchimento excessivo” com exposição prolongada (erosão), e favorizar o desenvolvimento de trato de sistemas de lago baixo. De facto, em termos de tratos de sistemas e padrões deposicionais, este modelo proposta uma história evolutiva de preenchimento totalmente diferente (curto ciclo retrogradacional seguido por longa tendênciam progradacional), resultando, da base para o topo em fase subpreenchida, fase de preenchimento, fase de preenchimento excessivo; mostrando uma seqüência granocrescente ascendente. Numa perspectiva hipotética de uma aplicação do modelo nas seqüências de 3^a ordem da Formação Barra de Itiúba, os característicos espessos corpos conglo-arenosos erosivos identificados representariam frequentemente os últimos depósitos de cada seqüência e não os depósitos iniciais associados aos pulsos tectônicos. Então, nesta interpretação do registro sedimentar, há forte evidência de que foi superestimada a deposição “brusca” de depósitos grossos iniciais produtos do pulso tectônica. De forma mais geral, tal maneira de descrever as seqüências deposicionais muda

consideravelmente nosso entendimento da evolução da bacia no tempo e no espaço, sobre variações no volume do espaço de acomodação relativo ao aporte sedimentar (preenchimento sedimentar), no comportamento do fluxo sedimentar nas áreas de deposição, e na relação entre estratigrafia de seqüências e gerenciamento de reservatórios petrolíferos.

A integração de novos dados de afloramentos, combinado com uma reatualização de estudo estratigráfico de alta resolução nas duas porções da bacia (interpretação sequencial e corelação integrando sub-bacia de Sergipe), permitiria contribuir a uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar na bacia. Além disso, a maioria dos estudos foram realizados na porção onshore de Alagoas, devido as melhores evidências de deposição. Apesar de tudo, a distribuição sedimentar e evolução da Formação Barra de Itiúba continuam a ser pouco desconhecidas, especialmente devido ao alto grau de compartmentalização por grabens e meio-grabens associados a extensão e separados por falhas normais, resultando em depocentros locais.

2. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho consiste em propor uma descrição faciológica tectono-estratigráfica de alta resolução dos depósitos iniciais do rifte da Formação Barra de Itiúba na bacia Sergipe-Alagoas, aplicando todos os conceitos da tectônica e sedimentação em riftes, com a finalidade de integrar uma nova abordagem sequencial e evolutiva no registro sedimentar. Para alcançar este objetivo, vários objetivos específicos serão abordados:

- a)** Descrever e estabelecer um catalógo das fácies encontradas e entender os processos deposicionais associados (tipo de transporte, direção, comportamento e regime do fluxo).
- b)** Após a observação vertical e lateral das fácies (na área dos afloramentos), caracterizar as associações de fácies que representam sistemas deposicionais específicos.
- c)** Construir um arcabouço sedimentar de 3^a ordem nas duas porções da bacia, identificando os tratos de sistemas, aprovar o modelo de preenchimento de Martins-Neto & Catuneanu (2009).
- d)** Interpretar os dados de direção do paleofluxo (paleocorrentes) para caracterizar a rede de drenagem dominante (rede deltaica axial vs transversal) durante a deposição dos sedimentos. Propor reconstruções paleo-fisiográficas regionais

por cada zona de afloramentos (frequentemente subdivida na escala dos meio-grabens regionais).

- e) Localizar e caracterizar as zonas de reservatórios potenciais por cada seqüências de 3^a ordem identificadas nos testemunhos de sondagem, e relacionar a qualidade das rochas (porosidade, permeabilidade) com os tratos de sistemas identificados, bem como vários outros parâmetros de descrição (granulometria, estratificação, tipos de fácies e associações fácies, bioturbação, composição detrítica).

3. Base de dados e métodos

Para a execução do trabalho, dois poços (A e B) e treze afloramentos foram descritos na Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na margem norte atlântica do Brasil (Fig. 1).

A seção estudada no poço A (165.05 m de espessura) está localizado no campo marítimo de Caioba (alto de Atalaia) no sul da sub-bacia de Sergipe, e poço B (620.1 m de espessura) no campo de Furado, em São Miguel dos Campos, na parte norte da sub-bacia Alagoas. Os poços estudados foram detalhadamente descritos nos laboratórios de Petrobras (Aracaju), durante uma estadia de trabalho de várias semanas. O trabalho realizado resultou na construção de perfis litológicos de escala 1: 100. A análise de fácies foi baseada na descrição de litofácies seguindo Miall (1978), incluindo cor, textura (tamanho de grão, classificação e arredondamento), estruturas sedimentares e conteúdo fóssil, combinado com dados de raios gama. A fim de preservar as informações confidenciais de Petrobras, os nomes dos poços foram aternados, bem como os nomes de biozonas de ostracodes que permitiu datação nas colunas estratigráficas.

Os afloramentos estudados localizam-se no norte da Bacia de Sergipe e no sul da Bacia de Alagoas, ao longo do rio São Francisco, dentro do complexo de “Alto de Japoatã” (Fig.1). Treze seções estratigráficas, entre 5,4 e 29,7 m de espessura, foram medidas e analisadas detalhadamente, resultando na construção de perfis litológicos de escala 1: 100. Como a descrição dos testemunhos de poços, a análise das fácies nas seções é baseada na descrição das litofácies seguindo Miall (1978), medição sistemática das direções dos paleocorrentes em arenitos com estratificações e laminações cruzadas, e construção de um perfil de raios gama para quatro seções usando um espectrômetro gama portátil. A descrição das fácies incluiu cor, tamanho de grão, redondeza, classificação, composição detrítica,

geometria das camas, estruturas sedimentares e conteúdo fóssil. Além disso, panéis bidimensionais foram feitos a partir de fotomosaicas para reconstruir geometrias e elementos arquiteturais dos depósitos, e mapas estruturais foram compilados para interpretar o trajeto de entrada dos sedimentos.

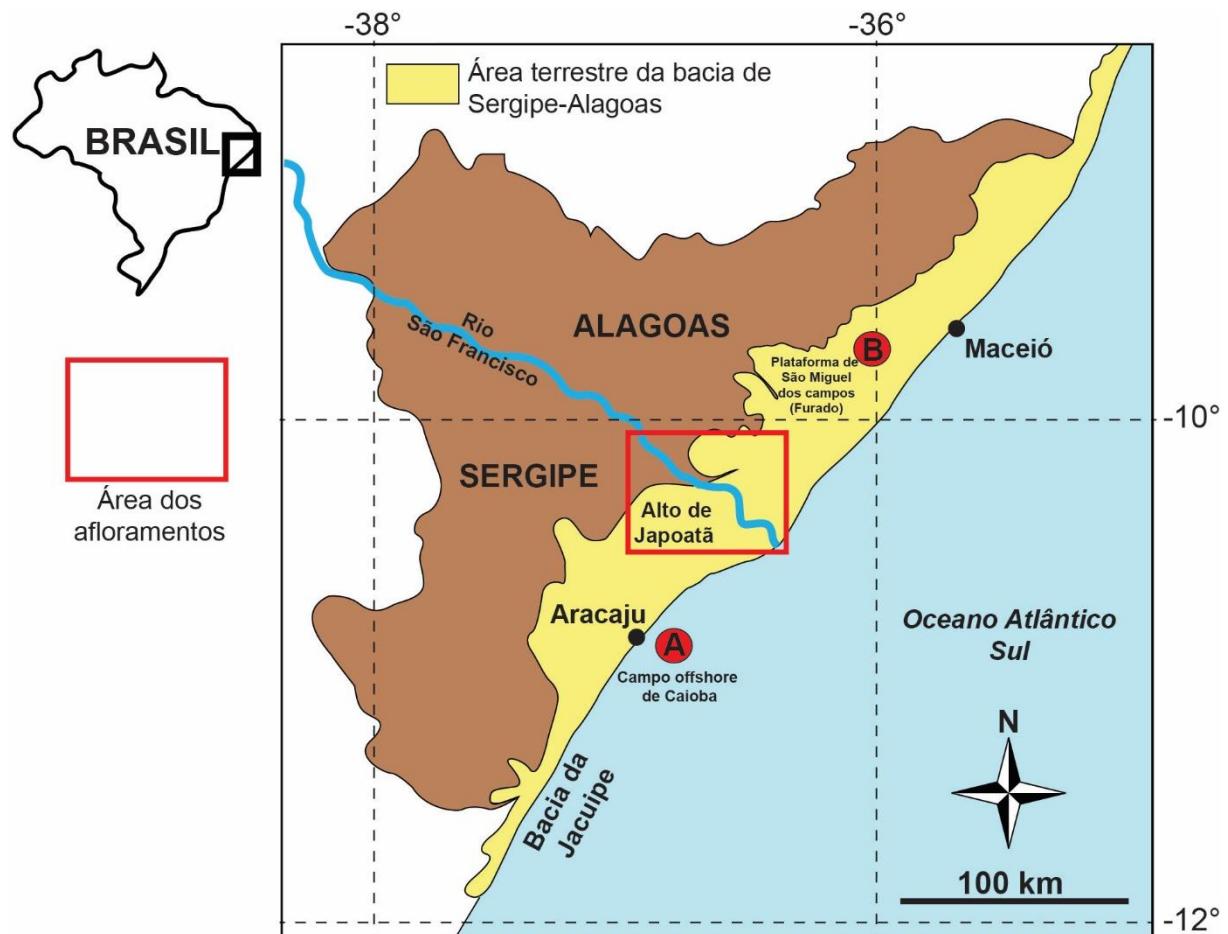


Figura 3. Localização da área de estudo. Na porção Sergipe (A) e no norte da porção Alagoas (B) encontram-se os poços. Quadro vermelho delimita a zona dos afloramentos estudados.

4. Revisão bibliográfica

4.1. Formação de um rifte e preenchimento sedimentar

Os ciclos de Wilson, propostos por J. Tuzo Wilson, são diferentes fases tectônicas que se sucedem, marcando a passagem da ruptura continental (rifte intracontinental) para oceanização, subducção, e, finalmente, colisão (Kearey et al, 2009). Estima-se que a transição de um rifte intracontinental para oceanização exista desde o final do Arqueano. Assim, quando observamos a idade das diferentes crostas continentais, deduzimos que muitos ciclos de Wilson têm operado desde o final do Arqueano. As assembléias de ofiolitos encontradas em alguns cinturões orogênicos (como os Apalaches e Caledônios) indicam a existência de uma crosta oceânica antiga, que eventualmente permite realizar algumas reconstruções paleogeográficas.

A Figura 2 mostra uma representação esquemática das diferentes etapas dos ciclos de Wilson.

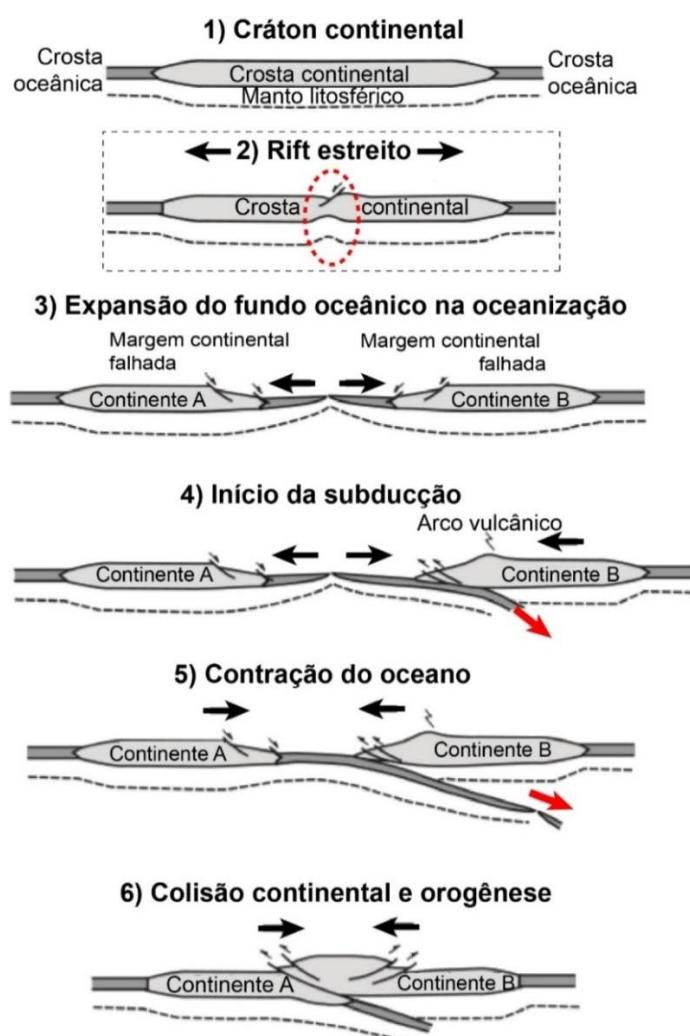


Figura 4. O ciclo de Wilson, duração total da ordem de 400 a 600 Ma (modificado de Kearey et al, 2009).

O ciclo é iniciado pela ruptura de um cráton continental estável (1) e afinamento da litosfera continental. Essa ruptura leva ao estabelecimento de um rifte (2) que eventualmente pode se expandir e desenvolver uma crosta oceânica, levando à oceanização (3). A próxima etapa é a subducção. A densidade da crosta oceânica criada aumenta com distância de sua fonte (cordilheiras oceânicas). A densidade da crosta oceânica, sendo maior do que da crosta continental na borda do rifte, vai gerar subducção (4). A subducção de crosta oceânica terá o efeito de contrair o oceano (5). Finalmente, em um estágio avançado, o fechamento do oceano termina e a colisão entre as duas margens continentais (continente A e B) é inevitável (6).

Tipos de riftes

Generalidades

Esta parte pretende resumir as características gerais de um rifte, como tamanho e mecanismos de rifteamento. Como dito anteriormente, os riftes continentais são decorrentes da ruptura de um cráton continental e afinamento da litosfera. Conforme Ziegler (1988), o processo de separação dura no total entre 20 e 50 milhões anos. Os riftes são delimitados por falhas de borda e compreendem geralmente várias dezenas de quilômetros de largura por até várias centenas de quilômetros de comprimento (Borba, 2009). As partes ativas do rifte são geralmente uma sucessão de grabens de 30-100 km de tamanho, rodeados por blocos inclinados (Robert, 2008). O rifteamento é a fase inicial da ruptura continental, que pode, por extensão, evoluir para um oceano. Nem todos os riftes evoluem espontaneamente na margem passiva para o estágio oceano, onde a crosta oceânica é gerada. Alguns riftes são abortados e tornam-se inativos durante um estágio determinado de seu desenvolvimento. Esses riftes são chamados também de “aulacógenos”. A bacia do Recôncavo (Brasil), o Mar do Norte e o rifte Reno (França) são bons exemplos de riftes abortados.

O afinamento da litosfera associada a formação de uma fenda pode ocorrer como resultado de dois mecanismos fundamentais distintos: a) rifteamento ativo ou b) passivo. A tectônica é diferente nestes dois modos de afinamento.

O rifteamento ativo é de origem térmica (Fig.3), causado pela ascensão de uma pluma do manto da astenosfera (hotspots). Essas áreas (hotspots) são caracterizadas por uma temperatura cerca de 1400 ° C e uma densidade cerca de 3,25, resultando em formação de plumas do manto. Assim, durante a subida da

pluma do manto, a litosfera inferior afina pela descompressão adiabática, e a topografia da crosta continental sobe. Nestes riftes ativos, onde um mecanismo térmico domina, uma atividade vulcânica significativa terá lugar durante a separação crustal. Isto é o que aconteceu, por exemplo no rifte abortado do Reno, na França.

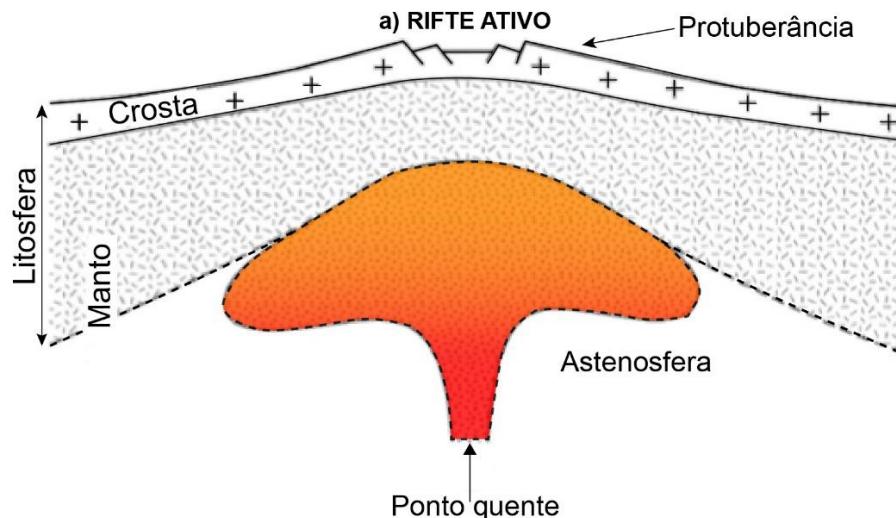


Figura 3. Modelo esquemático de um rifte ativo mostrando ascensão de uma pluma do manto da astenosfera (hotspots) (modificado de Robert, 2008).

O rifteamento passivo é definido quando a extensão principal resulta de forças nos limites da placa tectônica, sendo então de origem mecânica (Fig.4). O afinamento da litosfera é causado pelo alongamento da crosta, que geralmente progride lentamente. Subsequentemente, este alongamento provoca a ascensão progressiva da astenosfera. Esta fase é caracterizada por um aquecimento térmico, frequentemente acompanhado por atividade vulcânica. Esta etapa corresponde à segunda fase da elevação da litosfera, que é de origem térmica. O Golfo de Suez é um exemplo de rifte passivo.

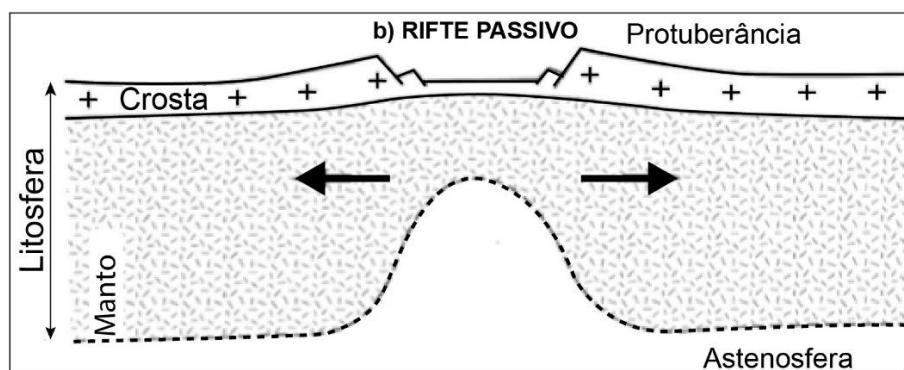


Figura 4. Modelo esquemático de um rifte passivo, resultando em alongamento da crosta (modificado de Robert, 2008).

Modelos tectônicos

Os estudos morfológicos e geométricos dos diferentes riftes permitem-nos caracterizar seus modelos tectônicos dominantes. A atribuição de um modelo tectônico para um rifte atual permite-nos compreender e prever a evolução futura (Kearey et al, 2009). Os principais modelos tectônicos ou “cinemáticos” de um rifte são: **1)** Cisalhamento puro ou "*pure shear*", **2)** Cisalhamento simple ou "*simple shear*", e **3)** Alongamento heterogêneo ou "*heterogeneous stretching*" (Fig.5). A história da subsidência e levantamento do rifte permite atribuir um dos modelos tectônicos mencionados acima. Esta abordagem também tem sido usada com sucesso para explicar as diferenças na geometria e história de vários riftes, bem como os processos físicos que afetaram a evolução do rifte.

No caso de uma crosta continental frágil homogênea, o estabelecimento das principais falhas normais correspondentes à abertura do rifte e sua extensão, se faz de maneira simétrica. Isto é chamado de cisalhamento puro (McKenzie, 1978). Os blocos inclinados de borda do rifte são criados gradualmente, à medida que a extensão progride (Bosence, 1998). De um ponto de vista sedimentológico, os depósitos sin-rifte são muitas vezes terrígenos, com uma atividade vulcânica intensa e intermitente (Robert, 2008). A fonte sedimentar destes depósitos vêm principalmente da erosão dos blocos inclinados da borda do rifte, e depositados axiais do sistema, depositados em grandes quantidades dentro dos grabens.

Em diversos casos, a abertura de um rifte é iniciada em áreas muito instáveis com muito descontinuidades, com falhas pré-existentes reutilizadas durante a extensão. Assim, um rifte assimétrico é criado por cisalhamento simple ou heterogêneo (Wernicke, 1985), gerando falhas de deslocamento (Bosence, 1998). Os depósitos sinrifte são então concentrados preferencialmente na parte extensiva, com espessuras variáveis, e mostram uma estratigrafia muitas vezes complicada por coisa de muitas incoerências. O Rifte do Leste-Africano é um bom exemplo atual de rifte assimétrico.

Evidências mostram que alguns riftes atuais e antigos são afetados por magmatismo durante sua extensão. O alongamento da crosta provoca uma ascensão temporária e local do magma mantélico. A formação de um rifte ativo não está relacionado com a formação de um rifte passivo, afetado por magma sin-rifte . Com efeito, no primeiro caso, o rifte se abre com a ascensão de uma pluma do manto (*hotspot*), ao contrário do rifte passivo. Neste caso, a ascensão do pluma,

síncrona ou tardia, é causada pela extensão e afinamento do rifte. Muitas províncias magmáticas foram formadas por esse processo, como o Planalto de Deccan, na Índia, e na Bacia do Paraná, no Brasil (Bosence 1998).

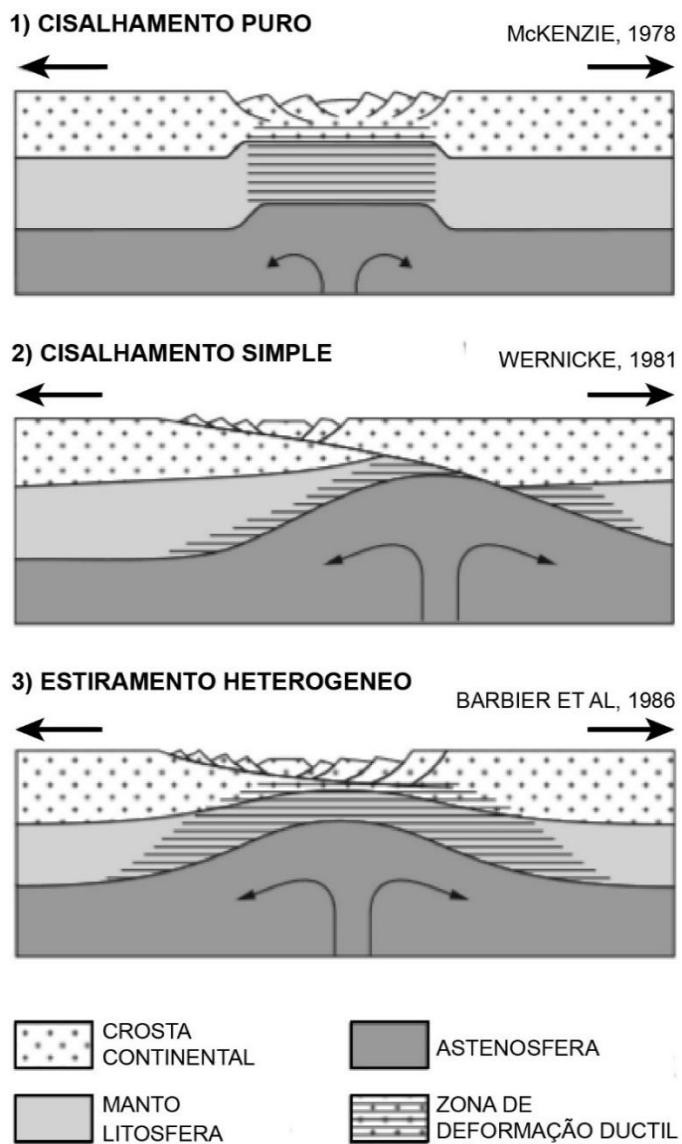


Figura 5. Modelos de cisalhamento da litosfera, permitindo prever a evolução morfológica do rifte (modificado de Ziegler, 2003).

Estratigrafia e preenchimento sedimentar em riftes

Controles na sedimentação

A evolução tectônica do rifte tem uma influência direta sobre sua arquitetura estratigráfica, e reflete diferentes estágios na sua evolução. O registro sedimentar em um rifte resulta da interação entre tectônica e clima. O tectonismo é o principal fator determinante da geometria do rifte, criando mais ou menos espaço de acomodação (Fig.6).

Além disso, a morfologia do rifte tem uma influência significativa sobre o clima local. O clima controla a taxa de erosão, tipos de vegetação e o volume hidráulico da bacia (Gawthorpe & Leeder, 2000). Geralmente, a tectônica controla o volume da bacia e a acomodação, enquanto o clima controla o nível da água. Combinados, esses dois fatores controlam a taxa de aporte sedimentar (Carrol & Bohacs, 1999; Keighley, 2003) ao longo da história evolutiva do rifte, resultante da implantação de vários ambientes deposicionais caracterizando a bacia. De maneira mais ou menos significativa, a emergência de vulcanismo pode ter um impacto sobre o tipo de sedimentação (sedimentos vulcânicos) e acomodação, bem como sobre a velocidade da expansão oceânica durante a fase "pós-rifte". No entanto, fica difícil separar a influência da tectônica e do clima no registro sedimentar. Atualmente, considera-se que os pulsos tectônicos são mais significativos e de baixa frequência (2/3^a ordem), em contraste com as variações climáticas de alta frequência (4/5^a ordem) (Olsen, 1990). O papel das falhas (pulso tectônico) é bem melhor entendido em um intervalo de tempo maior (3^a ordem), porque individualmente, cada pulso tectônico menor não cria espaço de acomodação significativo.

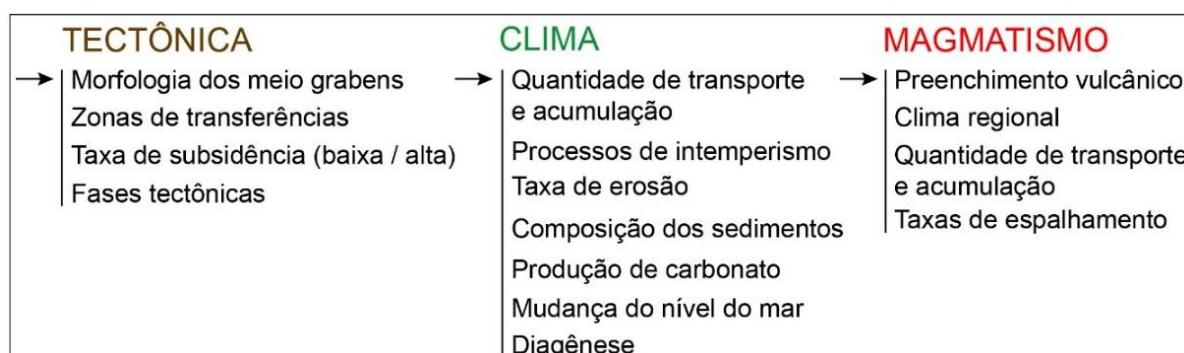


Figura 6. Principais controlos tectônicos, climáticos, magmáticos, no preenchimento sedimentar de um rifte.

Modelos de preenchimento sedimentar em rifte

Bosence (1998) propôs um modelo tectono-sedimentar de rifte correspondente às diferentes fases do preenchimento sedimentar, separadas por discordâncias maiores (Bosence, 1998) (Fig.7):

- a)** Estratos pré-rifte: Estes estratos correspondem à base do rifte.
- b)** Inconformidade sinrifte (**ISR**): Esta discordância corresponde a superfície de erosão sobre os estratos pré-rifte, e reflete a transição abrupta para ao estágio sin-rifte. Os sedimentos sin-rifte são depositados em “on-lap” sobre esta discordância.

c) Estratos sinrife: Estes estratos contém sedimentos que foram depositados durante a extensão, por subsidência mecânica. Este período de rifteamento é caracterizado por uma forte atividade das falhas ao longo do rifte, com uma subsidência significativa. Assim, os sedimentos são depositados ao ritmo da atividade tectônica durante a extensão, muitas vezes ao longo das falhas, caracterizados por muitas variações de fácies na pilha sedimentar (Prosser, 1993). Tectônica e clima desempenham um papel importante no aporte sedimentar e na preservação de sedimentos.

d) Inconformidade pós-rifte (IPR): Falvey (1974) foi o primeiro geólogo a introduzir esta superfície chave, chamada de “*break-up unconformity*”. Esta superfície reflete a transição estratigráfica do alongamento do crosta continental, para o início da criação de piso oceânico, que é a segunda grande etapa na história evolutiva de um rifte. No entanto, a presença desta superfície não se aplica para alguns tipos de bacias, onde a criação da crosta oceânica não ocorre. Este é o caso, por exemplo, das bacias continentais ou riftes marinhos abortados, como o Mar do Norte. Esta superfície marca a passagem de uma subsidência mecânica para térmica, ou pós-rifte, e seria preferível chamar de uma superfície de erosão (Bosence 1998).

e) Estratos pós-rifte: Estes estratos correspondem a todos os sedimentos depositados após a IPR e, portanto, durante a fase de subsidência térmica ou pós-rifte (Bosence 1998). Estes depósitos correspondem à transição gradual de um rifte para o estágio de desenvolvimento de uma margem passiva durante oceanização, ou de um rifte abortado. A pilha sedimentar correspondente é geralmente muita espessa, depositada em “*onlap*” e “*offlap*”. A subsidência da bacia não é controlada por processos mecânicos (ou tectônicos), mas quase completamente pelo refriamento e aumento da densidade da litosfera e da astenosfera. A subsidência também é amplificada pela carga sedimentar de que vem preencher o espaço de acomodação disponível na bacia.

Deve notar-se que estas subdivisões estratigráficas não envolvem todas as associações de fácies e paleoambientes que nos podemos identificar dentro do bacia. De fato, duas bacias de tipo rifte podem ter a mesma história geodinâmica, mas uma história paleo-ambientale diferente, principalmente por causa de muitos fatores globais e regionais (tectônica local, tipo de clima, fonte e taxa de aporte sedimentar...).

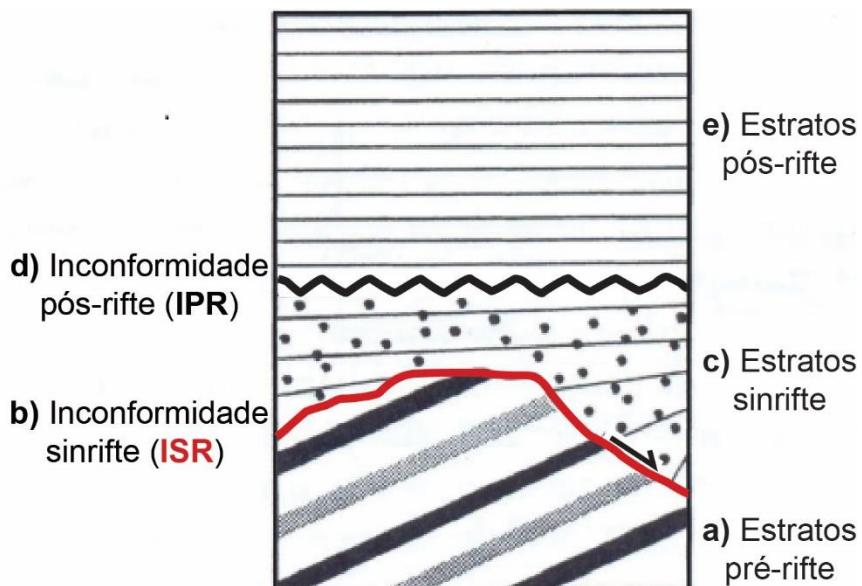


Figura 7. Terminologia e estratigrafia de um rifte conforme Bosence (1998).

Segundo Bosence (1998), a arquitetura estratigráfica do tipo rifte é controlada pelos diferentes tipos de modelos tectônicos de rifteamento descritos acima (Fig.7), resultando em grandes diferenças na arquitetura sedimentar na bacia.

Cisalhamento puro

Em alguns casos, o substrato da bacia será diretamente marcado pela discordância "sin-rifte", principalmente ao longo dos blocos inclinados da borda do rifte. Geralmente, a transição "prérifte" e "sinrifte" é pouco marcada. O registro sedimentar que corresponde à fase sinrifte é geralmente bem desenvolvido, espesso, e depositado simetricamente dentro do rifte. A grande espessura sedimentar resulta de uma forte contribuição sedimentar produzida pela atividade tectônica, que vem preencher o espaço de acomodação, criado pelo alongamento e afinamento da litosfera. A discordância "pós-rifte" é geralmente bem marcada, estendendo-se lateralmente sobre as ombreiras do rifte. Cobrindo essa superfície chave, os depósitos da seqüência pós-rifte preenchem o espaço de acomodação, criado por subsidência térmica (Fig.8)

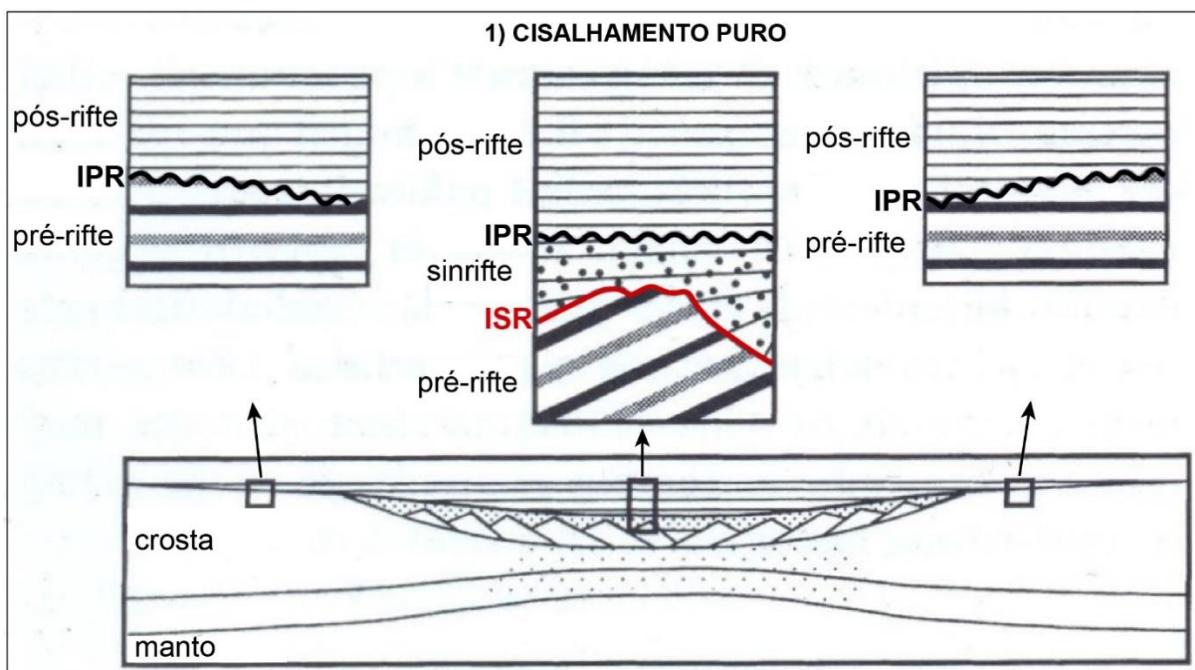


Figura 8. Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um cisalhamento puro (modificado de Bosence, 1998).

Cisalhamento simple

A arquitetura sedimentar de um rifte formado num contexto de cisalhamento simple (Fig. 9) permite identificar duas zonas na bacia: a região proximal e distal. Em resposta ao alongamento da crosta, a inconformidade sinrifte está bem desenvolvida na parte proximal, em margem das falhas de borda. Localmente, esta discordância pode também ser encontrada na porção distal, que será posteriormente soerguida por causa da subida e do aquecimento mantélico (Wernicke, 1985; Bosence 1998). A seqüência típica é caracterizada por uma sucessão sedimentar particularmente bem desenvolvida na área proximal, onde a criação de espaço de acomodação é intimamente relacionada com movimento das falhas de borda do rifte (subsidiência mecânica). Devido à existência de movimentos de falhas e soerguimento posterior na área distal, causando uma erosão importante, os depósitos sinrifte são inexistentes. Pelo contrário, a discordância pós-rifte está representada nas duas zonas. Na área distal, a seqüência pós-rifte é geralmente muito mais espessa e extensa; como resultado de uma subsidiência térmica mais significada nesta área.

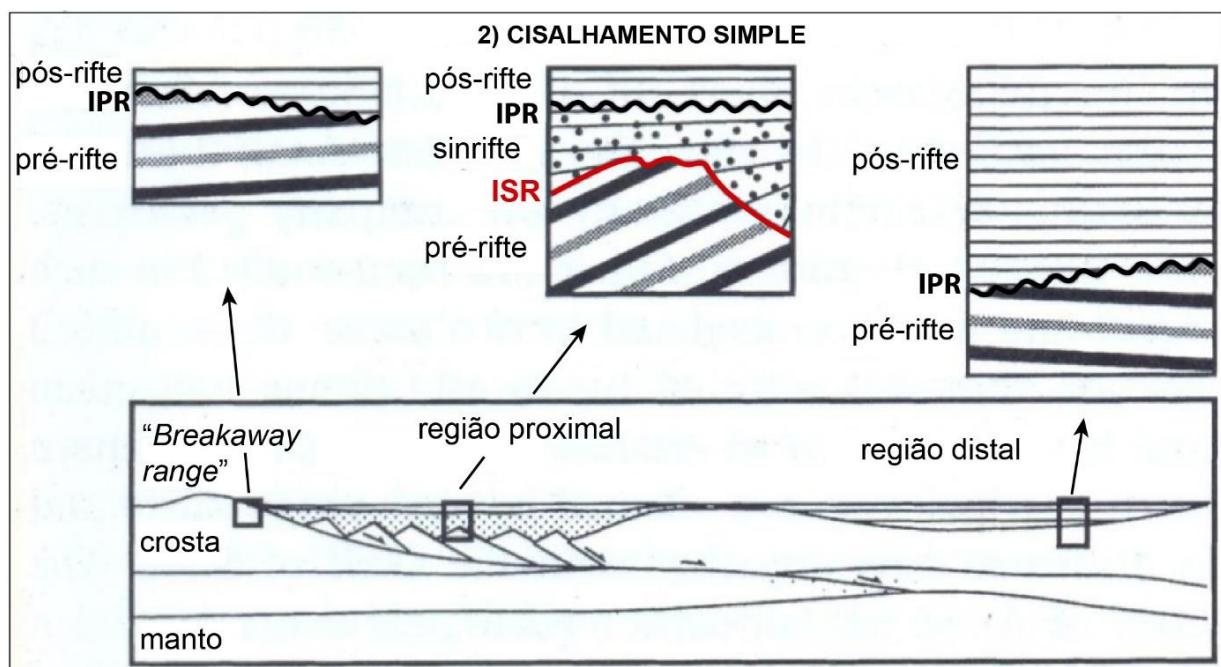


Figura 9. Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um cisalhamento simple (modificado de Bosence, 1998).

Cisalhamento heterogêneo

Do mesmo modo que um rifte formado por cisalhamento simple, a arquitetura sedimentar de um rifte criado por cisalhamento heterogêneo é muito particular (Fig.10). Como mencionado por Bosence (1998), um primeiro modelo foi erigido pela observação das seqüências sedimentares sinrifte do Graben Central do Mar do Norte. No entanto, no caso de um cisalhamento heterogêneo, e ao contrário do cisalhamento simple; não é possível separar a subsidência mecânica da térmica em duas áreas distintas, como visto antes. Os sedimentos sinrifte podem ser mais ou menos preservados na zona de extensão, sendo melhor representados na zona externa, principalmente devido à propagação lateral dos meio-grabens. A inconformidade pós-rifte é frequentemente muito bem preservada e lateralmente extensa, e às vezes pode cruzar a discordância sin-rifte na área interna. Ao contrário dos depósitos sinrifte, os depósitos posteriores são bem mais preservados na parte interna do rifte.

Pluma mantélica

A formação de um rifte criado por uma pluma mantélica preserva muito de sua própria história. Isto está ligado à produção de depósitos vulcânicos e também a uma história única para cada rifte. A história estratigráfica é muito controlada pelo momento em que a pluma mantélica vai afetar o alongamento da crosta continental

(White and McKenzie, 1989; Bosence 1998). Assim, nos podemos reconhecer dois modelos (Fig.11). No primeiro modelo, a ascenção da pluma é síncrona com o rifteamento, e uma discordância “sin-rifte” local pode ser observada nos blocos de footwall da falha de borda (*footwall blocks*), coberta por uma espessa seqüência vulcânica sinrifte. A inconformidade pós-rifte está recoberta por uma pilha sedimentar pouco espessa, devido a uma subsidência térmica limitada. No segundo caso, a pluma aparece antes da separação continental (antes do início do rifteamento), resultante de uma informidade sinrifte fortemente marcada. Além disso, os depósitos sinrifte são predominantes e bem preservados, ao contrário dos depósitos posteriores, atestando também de uma subsidência térmica limitada.

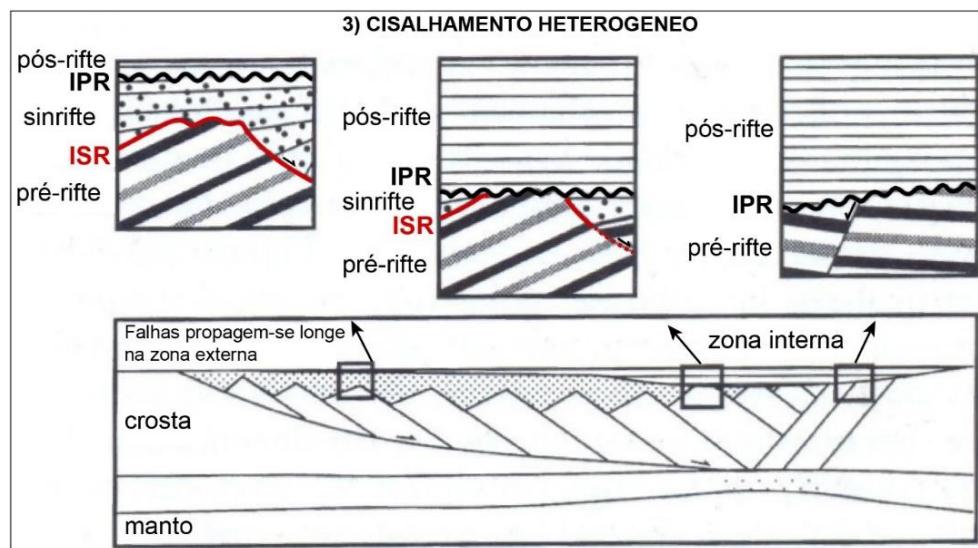


Figura 10. Modelo de rifteamento no caso de um cisalhamento heterogêneo (modificado de Bosence, 1998).

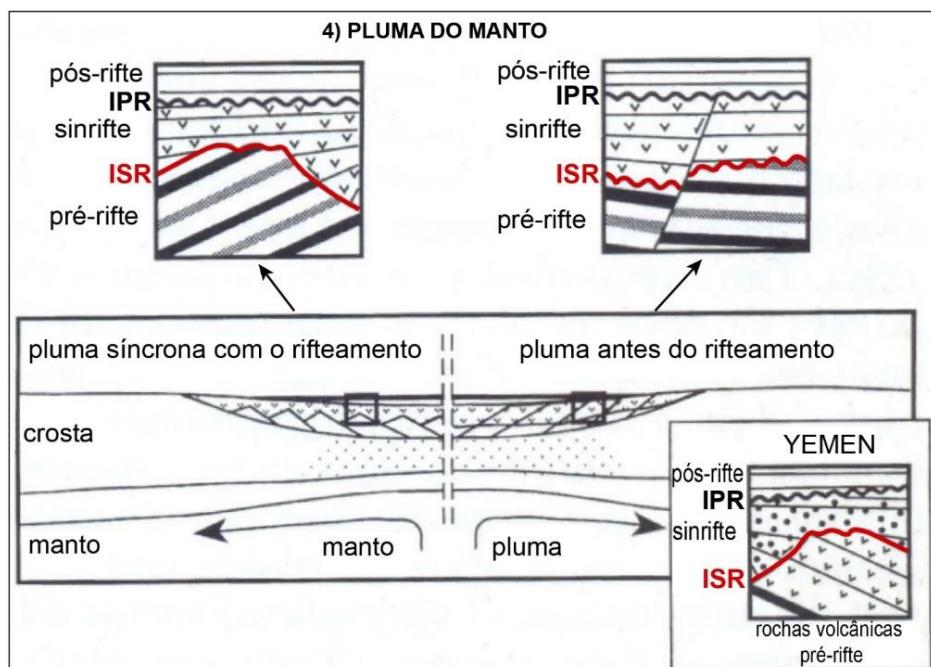


Figura 11. Modelo de rifteamento e previsão da natureza estratigráfica no caso de um rife relacionado com pluma do manto (modificado de Bosence, 1998).

Frostick & Reid (1990) observaram os processos de drenagem e comportamento do fluxo sedimentar no preenchimento dos riftes africanos atuais. Nessa região ativa, a drenagem divergente domina a bacia logo depois o início da propagação do rifte, principalmente em áreas de embasamento localizadas acima das plumas do manto. O registro estratigráfico na margem flexural mostra uma grande complexidade faciológica, e gradiente em direção à bacia é responsável por cerca de 70 % da área de drenagem total. A manifestação segura de um pulso tectônico se manifesta por uma mudança vertical de fácies, representada por camadas de sedimentos finos resultantes da rápida susidência, que evoluem bruscamente para sedimentos muito grossos (conglomerados à arenitos grossos) com base frequentemente erosiva. Segundo os autores, a atividade tectônica das margens flexurais proximais pode produzir “ondas de sedimentos grossos” em direção à bacia, retrabalhados posteriormente por sistemas deltaicos progradantes de períodos de “quiescência” tectônica (alto aporte sedimentar em relação à criação de acomodação).

Lambiase (1990) propôs um modelo preditivo de preenchimento sedimentar em rifte (Fig.12), comparando o registro sedimentar em riftes de localizações e idades diferentes. Ele observou variás similaridades entre eles, e a evolução vertical das sucessões mostra variações de ambientes deposicionais ao longo do tempo. No início, a bacia é ainda controlado por uma tectônica pouca expressiva, e a suave depreção criada por subsidência é rapidamente preenchida por canais fluviais. Logo depois, um aumento da ativida tectônica vai creer espaço de acomodação suficientemente maior do que o volume da chegada sedimentar, acompanhado com o desenvolvimento de um lago. Com o tempo, o preenchimento do rifte é gradualmente controlado pelo volume da descarga de sedimentos que deposita (aporte sedimentar), ao oposto da atividade tectônica declinante, resultante de pouco espaço de acomodação criado. Assim, nas sucessões arenosas seguintes, devido à declinação da tectônica e instalação bem estabelecida do rede de drenagem, os sistemas fluvio-deltaicos são ainda melhor desenvolvidos, estendendo-se por uma grande área da bacia. No ultimo estágio “predetivo” do autor, os ombreiros do rifte são denunadas por coisa da erosão continua e atividade das falhas anterior, uma vez que a bacia e criação de acomodação são agora submetidos e controlados por sudsidência térmica regional. Sobre o preenchimento sedimentar, a bacia pode entrar em uma fase “superpreenchida”. Contudo, a sucessão sedimento-ambiental relativamente “simplista” do modelo não permite descrever em detalhe cada

seqüências de menor ordem. Cada bacia tem uma história diferente, relativo ao regime tectônico e mudanças climáticas regionais que controlam em grande parte as variações de alta frequência do nível do lago, resultando em mudanças espaciais no tempo de ambientes deposicionais. No registro sedimentar, essas variações do nível do lago são representadas por alternâncias repetitivas de sucessões fluvial-lacustre-deltaica-fluvial (Lambiase, 1990; Borba, 2009).

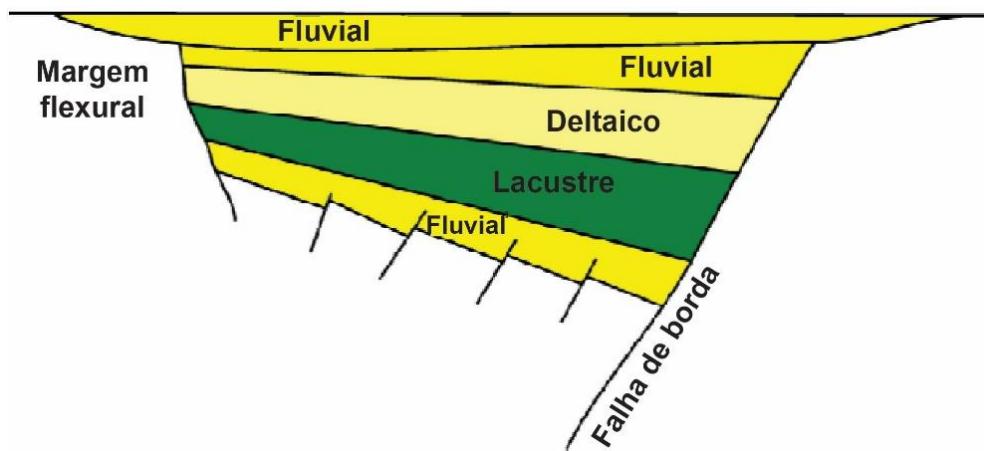


Figura 12. Modelo preditivo de preenchimento sedimentar em rifte (Lambiase, 1990). Modificado de Borba (2009).

Concordante com este modelo estratigráfico em riftes continentais, Schlische & Withjack (1999) propuseram um modelo baseado sobre a influência da tectônica na geração de espaço de acomodação, combinada com a importância do balanço hídrico e da taxa de aporte sedimentar no preenchimento.

O modelo da história tectono-estratigráfica de um rifte baseada sobre a identificação de tratos tectônicos (Fig.13) é proposto por Prosser (1993). O “trato de ínicio de rifte” é totalmente preenchido por sedimentos axiais, seguido por um “trato de clímax do rifte”, quando espaço de acomodação criado por pulso de subsidência é largamente suficiente para armanezar todo aporte sedimentar. A sedimentação resultante é fina, e as tendências são dominantes nas sucessões. O espaço de acomodação disponível é em seguida preenchido por sedimentos essencialmente regressivos durante o “trato de preenchimento do rifte”, caracterizado por falta de atividade tectônica. A erosão da ombreira do rifte e a criação de espaço de acomodação são dois consequências “instantâneas” de um pulso tectônico. Os sedimentos provenientes da erosão chegam atrasados na área dos depocentros, e isso se traduz por uma sedimentação lacustre (folhelhos) nos depósitos iniciais do pulso. Borba (2009) comentou também que Blair & Bilodeau (1998) já fizeram a observação de marcar o ínicio de um pulso na base dos folhelhos.

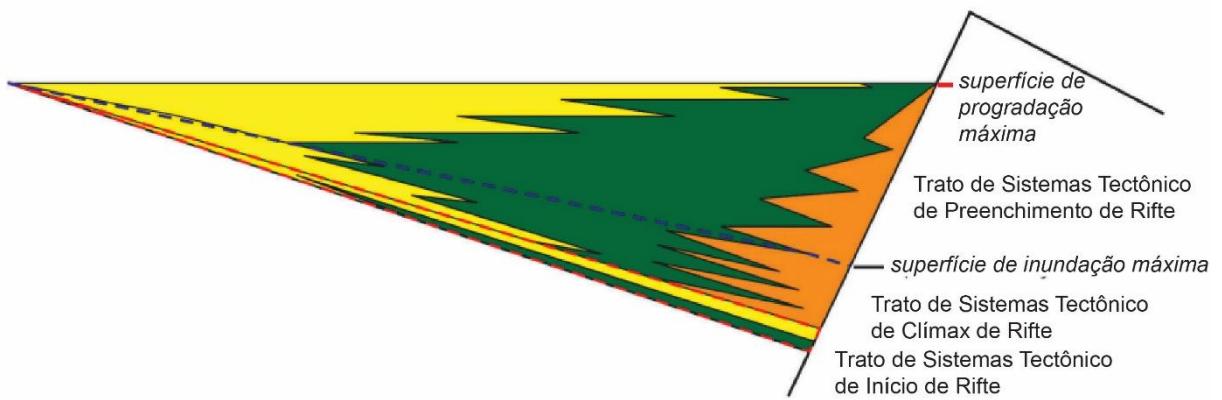


Figura 13. Os Tratos de Sistemas do rifte, segundo Prosser (1993) (modificado de Küechle et al; 2005).

Numa revisão do trabalho de Leeder & Gawthorpe (1987), Gawthorpe & Leeder (2000) mostram o papel importante na evolução das falhas nos padrões de drenagem (direção do fluxo, aporte sedimentar) durante a evolução da bacia sedimentar.

Na fase de “iniciação” (Fig.14), a bacia é controlada por grande número de falhas de pequeno rejeito, associadas a depocentros lacustres isolados. As falhas modificam geralmente pouco o padrão do fluxo sedimentar (drenagem), e extensão lateral dos depósitos é significada.

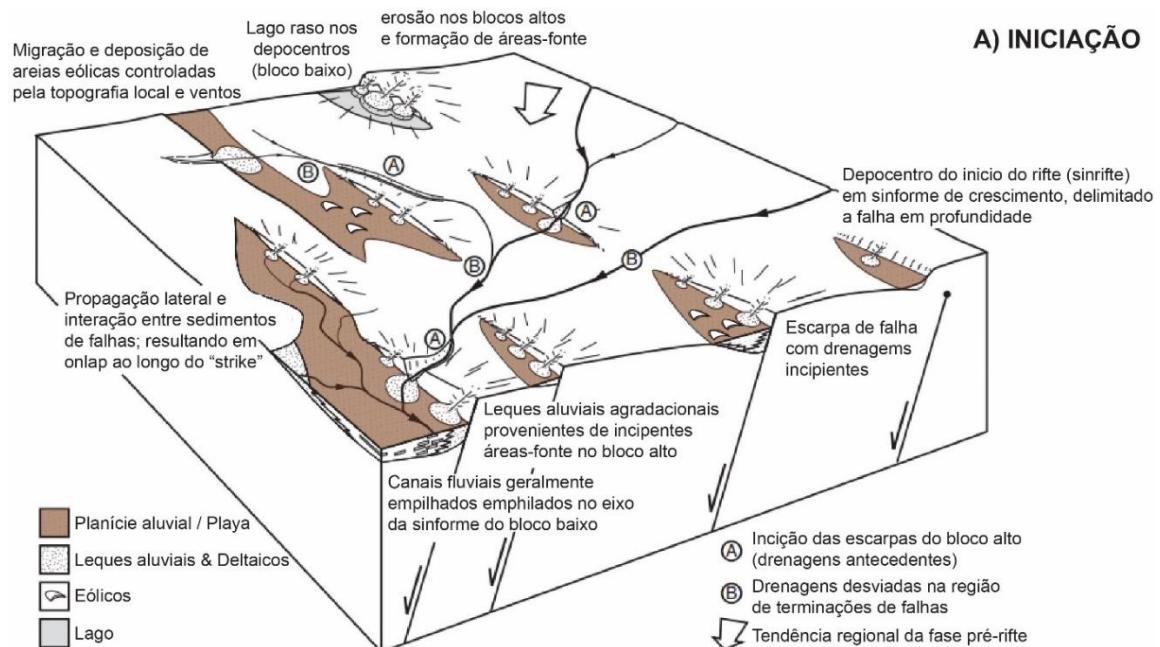


Figura 14. Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase inicial A.

Na fase seguinte, de “interação e conexão” (Fig.15), o rejeito das falhas aumenta, refletindo um aumento da atividade tectônica de borda. A influência das falhas sobre padrões de drenagens iniciais é forte, e resulta em desenvolvimento e forte

contribuição de drenagens nas escarpas da margem flexural. Os depocentros iniciais aumentam devido a conexão e interação das falhas preexistentes.

Na fase de “propagação” (Fig.16), a coalescência das falhas principais resultam na formação de meio-grabens individualizados. A erosão dos altos relevos da margem ativa reduz a sua topografia e espaço de acomodação (não suficiente), resultando em desenvolvimento de sistemas deltaicos axiais (longitudinal). O soerguimento do alto relevo de borda pode produzir modificações na direção do fluxo dominante (padrão de drenagem).

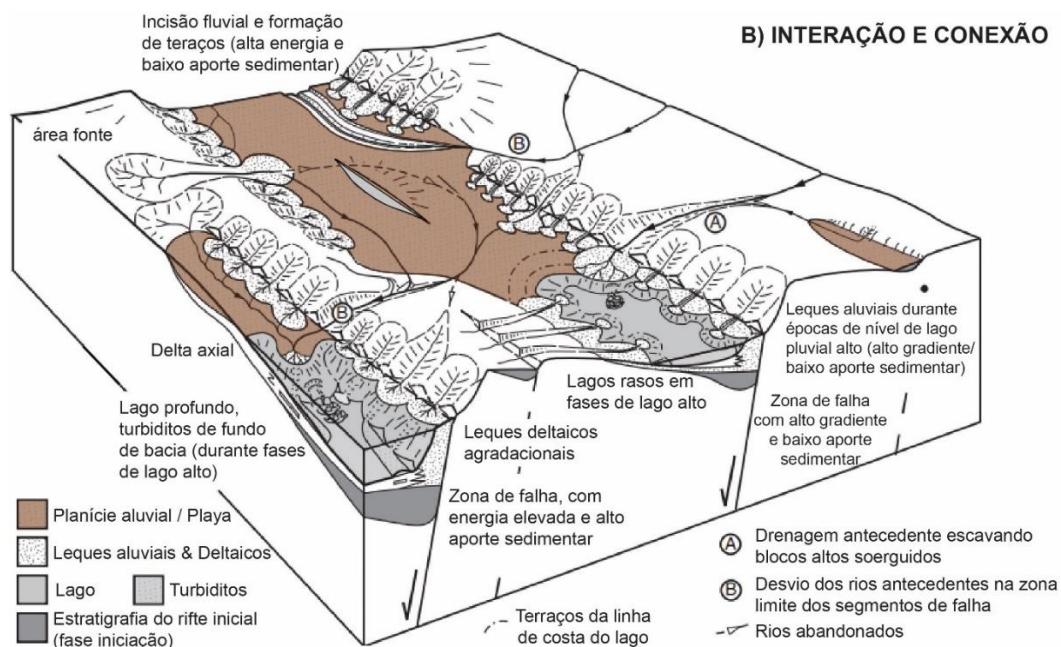


Figura 15. Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase de interação e conexão das falhas.

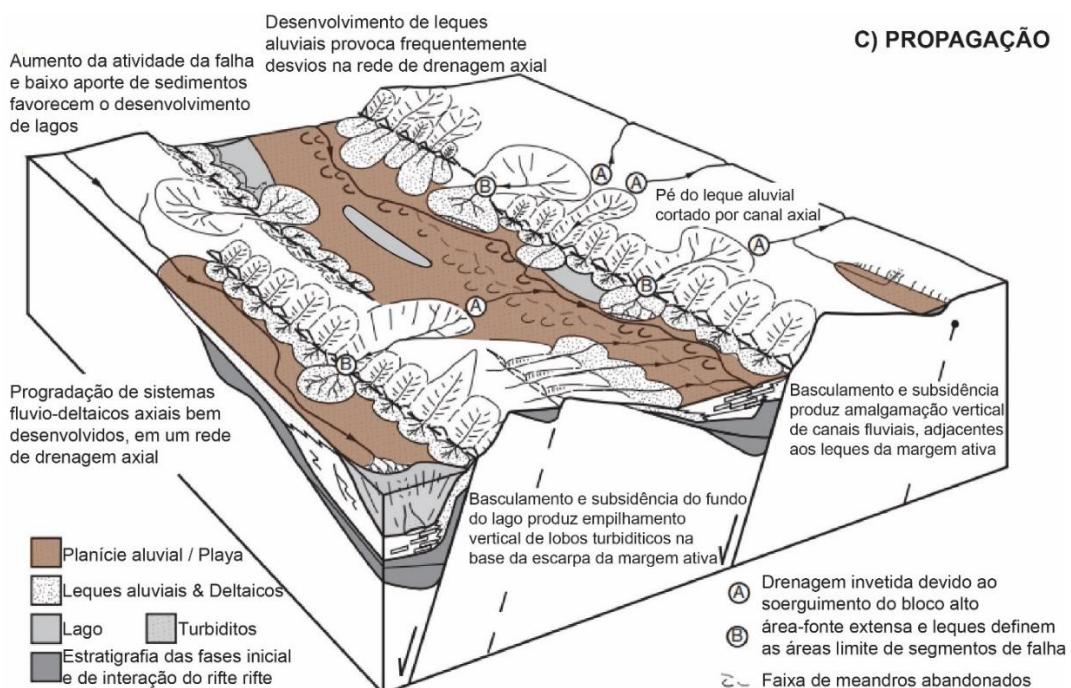


Figura 16. Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase de propagação das falhas.

Ao estágio final da sua evolução (Fig.17), as falhas principais tendem a migrar em direção ao bloco baixo, e o drenagem axial tem tendência deviadar-se em direção à margem flexural pela ação dos leques aluviais proximais.

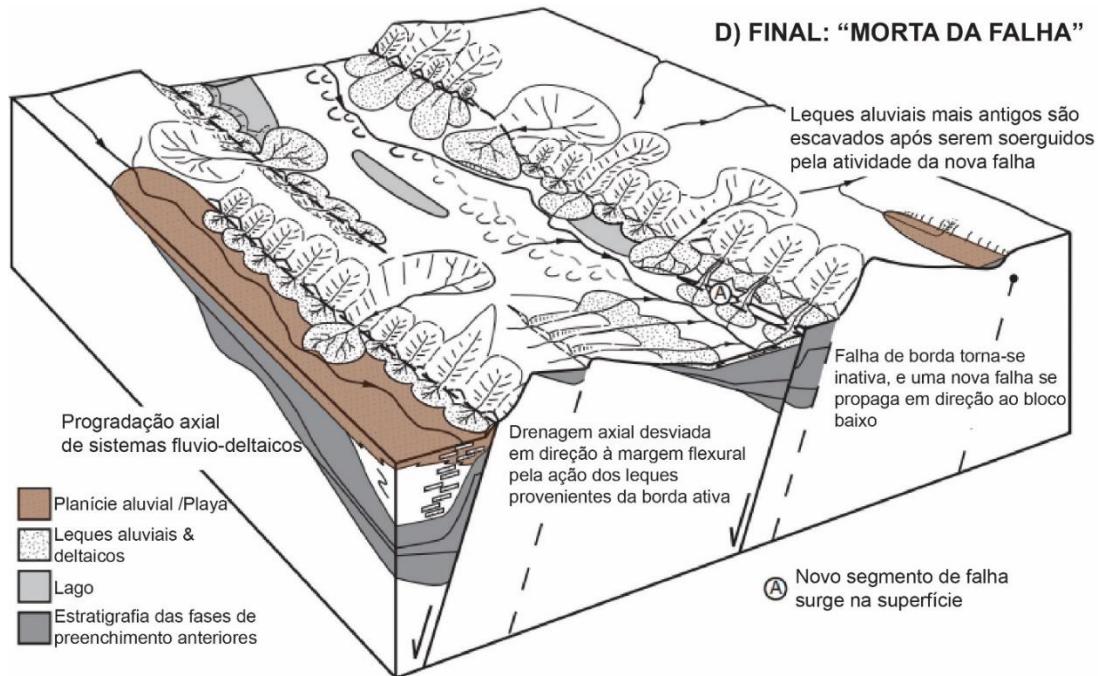


Figura 17. Modelo tectono-sedimentar de Gawthorpe & Leeder (2000), fase final do preenchimento.

Comparando modelos esquemáticos de depósitos típicos de nível de lago alto e baixo em bacias de tipo rifte, Scholz & Rosendahl (1990) mostram o papel chave do clima úmido nas variações do nível de base do lago (mais elevado).

Reciprocamente, um rabaixamento do nível do lago resulta em uma progradação transversal deltaica ao longo da margem flexural, sob condições climáticas mais secas (Fig. 18).

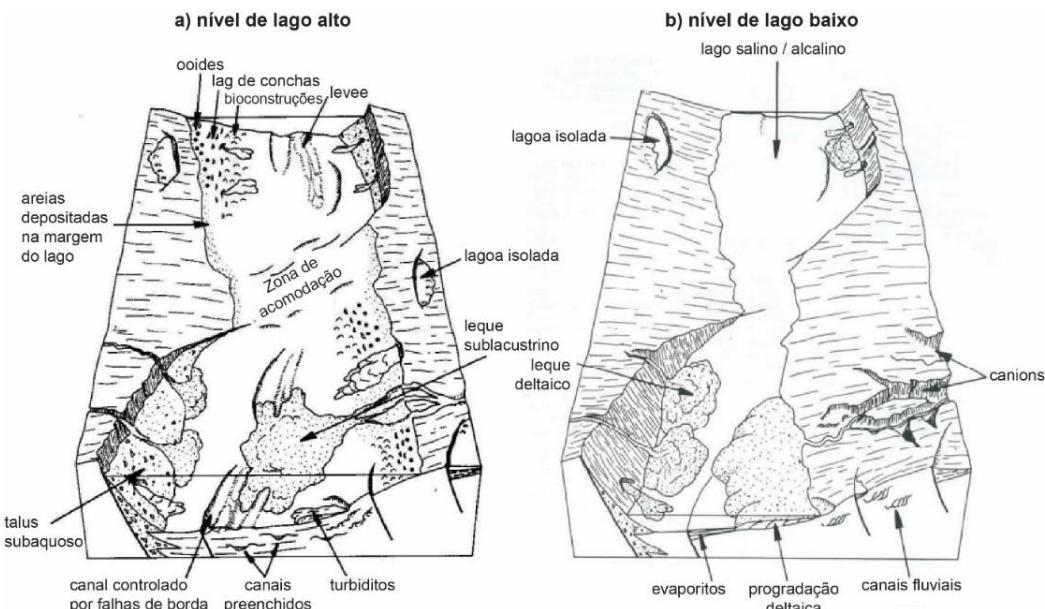


Figura 18. a) Deposição em nível de lago alto e b) em nível de lago baixo (Scholz & Rosendahl, 1990).

Estudando o registro sedimentar de bacias de mesma evolução tectônica (grabens mesozóicos do Supergrupo Newark da América do Norte), localizadas na mesma latitude mas com altitudes diferentes; Olsen (1990) observou diferenças no registro sedimentar quando altitude muda. Segundo Olsen, ao contrário das seqüências de maior hierarquia que são predominantemente controladas por pulsos tectônicos; as seqüências de menor ordem (de alta frequência) são resultantes de mudanças climáticas em relação aos ciclos de Milankovitch, particularmente visível nos depósitos lacustres distais.

Nas sucessões do fim de preenchimento dos riftes de Recôncavo-Tucano, em uma tentativa de separar esses ciclos climáticos dos ciclos tectônicos, Santos (1998) atribui as seqüências de 3^a ordem aos ciclos de excentricidade longa (413 Ka), e as de 4^a ordem aos ciclos de obliquidade (38 à 49 Ka).

Olsen (1990) também propostou de separar os depósitos lacustres depositados nos grabens em 3 tipos: **(a)** Depósitos associados ao clima superúmido, de tipo “Richmond”; **(b)** ao clima úmido, de tipo “Newark”; **(c)** ao clima seco, de tipo “Fundy”.

Os lagos de tipo “Richmond” (Fig.19 a) são habitualmente compostos de espessas camadas de depósitos finos laminados (siltitos, lamitos) intercalados com camadas com clastos de carvão, raras concreções e pouco erosão. Em período de lago alto, turbiditos arenosos frequentemente depositam no centro da bacia, nos área dos depocentros. Estes bacias refletem uma deposição sujeita a um clima bastante úmido, com pouco variação do nível de lago. No mundo, os lagos contemporâneos deste tipo existem, como os lagos Tanganika e Malawi no Rift Africano.

A bacia de tipo Newark (Fig.19 b) apresenta um registro sedimentar bem diferente, caracterizado por grandes variações eustáticas do nível de lago (200 m de água até exposição subaerial), que rende difícil a interpretação e representação do relevo original no momento da deposição. Na margem flexural assim como na região das falhas de borda, os deltas de alto relevo formados durante fase de lago alto são frequentemente erodidos por canais fluviais durante fase de lago baixo, e durante fase de transgressão.

O terceiro tipo, a bacia “Fundy”, é essencialmente representado por sedimentos arenosos alternando com camadas evaporíticas e areias eólicas (Fig 19 c). Sujeita a clima seco, a evaporação resultante tender a ter um papel maior do que o influxo de água na bacia. No registro sedimentar, as seqüências são de baixo relevo

deposicional, com grande continuidade lateral e depósitos lacustres pouco desenvolvidos; sugerindo uma deposição por decantação em lagos frequentemente rasos.

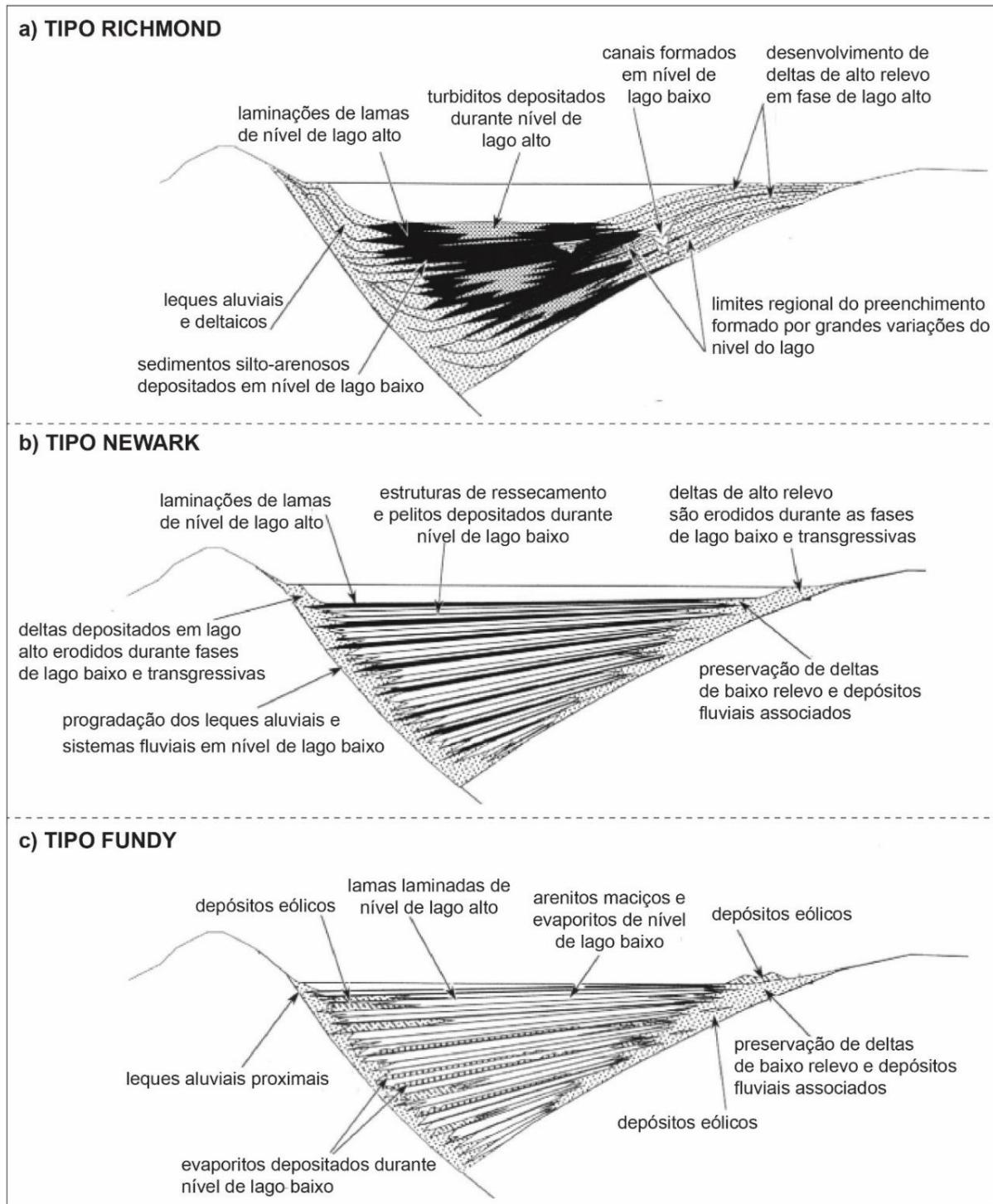


Figura 19. Deposição lacustre em rifte, submetida a condições climáticas diferentes (Olsen, 1990): (a) depósitos associados ao clima superúmido, de tipo “Richmond”; (b) ao clima úmido, de tipo “Newark”; (c) ao clima seco, de tipo “Fundy”.

Carrol & Bohacs (1999) comparou estes tipos de bacias e identificou bacias “superpreenchidas” (*overfilled*), “balanceadas” (*balanced-filled*), “subpreenchidas” (*underfilled*); modelos resultando da interação entre acomodação e o suprimento de

água-sedimentos ao longo do tempo (Fig.20). Cada um é representada por um ambiente deposicional dominante. As bacias “superpreenchidas” resultam em depósitos predominantemente fluviais. As bacias “balanceadas” apresentam um forte taxa de acomodação e resulta em depósitos lacustres, enquanto as bacias “subpreenchidas” mostram evaporitos pouco espessos. Os autores concluíram que cada tipo de processo de preenchimento do lago pode se alterar devido a evolução específica da bacia, principalmente nas bacias subpreenchidas e balanceadas.

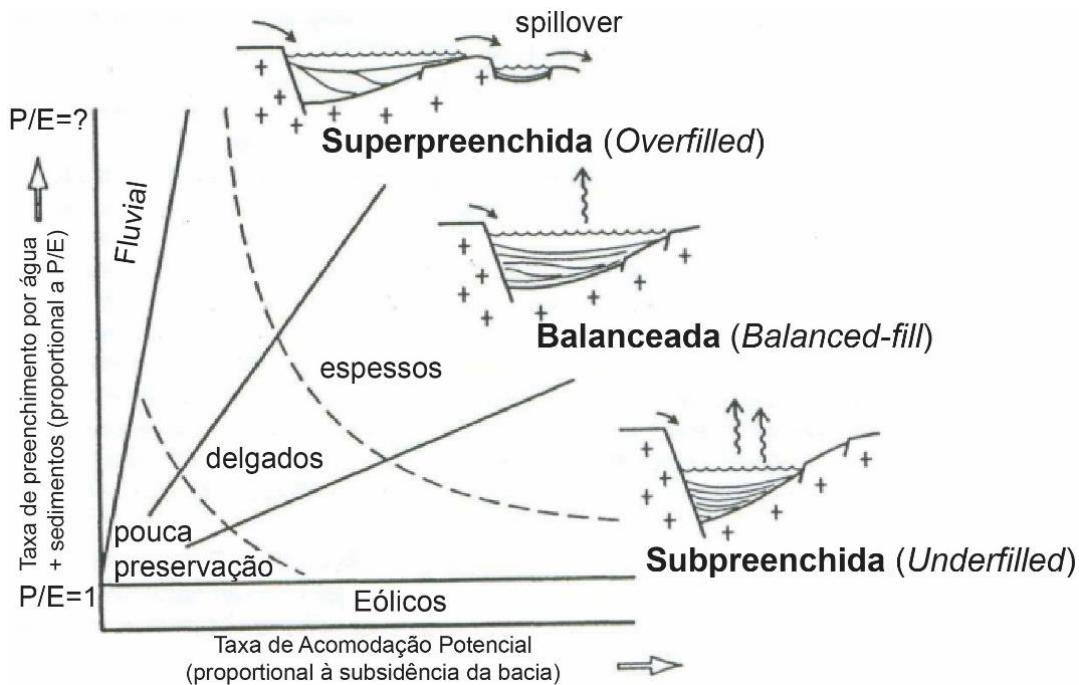


Figura 20. Tipos de bacias lacustres, resultando da interação entre acomodação e o suprimento de água-sedimentos segundo Carroll & Bohacs (1999).

Com base de dados os depósitos deltaicos da Formação Barra de Itiúba (nossa estudo), Chiossi (1997, 2005) propôs um modelo da sedimentação em margens flexurais, resultando da interação entre a intensidade da tectônica e aporte sedimentar, combinada com as variações do nível do lago (Fig. 21). Nas margens flexurais, cada pulso tectônico produz um aumento da taxa do drenagem, resultando em progradação de sedimentos grossos caracterizando o trato inicial de lago baixo (Chiossi, 1997, 2005; Borba, 2009). Sob condições mais úmidas, os tratos transgressivos são mais desenvolvidos, com rápido preenchimento do espaço de acomodação por água. No trato regressivo final (trato de lago alto), o desenvolvimento de depósitos proximais colabora com a estabilização do nível do lago, regulado por efluentes e pela rede de drenagem na bacia. O autor também

concluiu que a separação dos ciclos climáticos dos ciclos tectônicos é mais entendível no registro sedimentar.

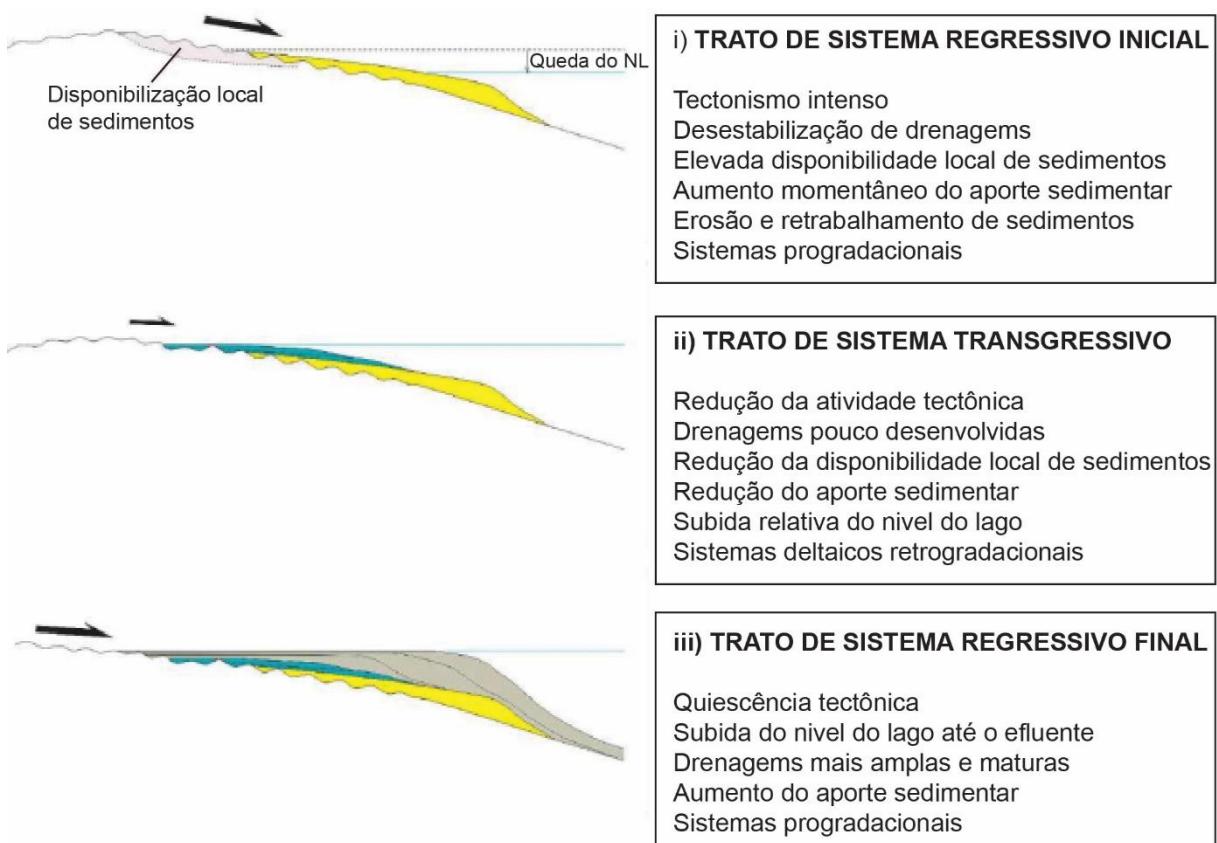


Figura 21. Modelo tectono-sedimentar das seqüências de 3^a ordem em margens flexurais do rifte, baseado na descrição da Formação Barra de Itiúba, no sul da porção Alagoas (Chirossi, 1997).

A bacia de Sergipe-Alagoas foi também sujeita a um estudo de Kuznir *et al* (2004) e Hamsi & Karner (2005) sobre as variações da tectônica comparada com taxa de sedimentação. Comparando o estágio rifte das bacias marginais do Atlântico Sul (cujo a bacia de Sergipe-Alagoas), Kuznir *et al* (2004) concluiram que as bacias estão frequentemente sujeitas a uma distenção muito maior no ruptura ou “*breakup*”, no ínicio da fase mecânica do rifte (rifte continental). Baseado sobre essas observações, estes bacias foram caracterizados como bacias “sin rifte sag” (*sag rift basin*). Representados por estratos essencialmente paralelos, a seção rifte das bacias marginais atlânticos não mostra sinais de uma forte atividade tectônica na geração de espaço de acomodação, ao contrário dos hemis-grabens, muitas vezes representados por estratos inclinados (dependente onde no comportamento extensivo) e depocentros.

Com estudos sísmicos sobre seções regionais na Bacia de Sergipe Alagoas, Hamsi & Karner (2005) dão suporte a este modelo. No registro sedimentar da fase rifte, eles observaram uma geometria sedimentar tabular, com rara presença de

corpos conglomeráticos espessos na zona de falha de borda. Além disso, a inclinação dos estratos fica na mesma direção daquela das falhas, e não foi observado superfícies de “onlap” específicos de uma disordânciam do ínicio do rifte. A bacia poderia ter sido uma área com grandes falhas normais de borda separando esta região de tipo “sinrifte sag” (*sag rift basin*), com alta subsidência, mas com um papel secundário das falhas na sedimentação sin-rifte. Contudo, estas conclusões foram baseadas em estudos regionais, especialmente com seqüências de grande ordem de tempo (2^a ordem), o que não é suficientemente significativo quando se trata de um estudo detalhado de alta resolução que permite identificar seqüências de menor ordem.

Borba (2009) deu suporte à ideia de uma bacia de Sergipe-Alagoas classificado como um *sag rift basin*, observando o comportamento das falhas durante a sedimentação das seqüências de 3^a ordem K10-K20 e K34-K36 (Formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba), mostrando pouco influência da atividade tectônica na região das falhas. Pórem, analizando as seqüências com maior detalhe sobre arquitetura estratigráfica e mapeamento regional das falhas sinrifte; Borba (2009) sugeriu uma influência não tão insignificante da atividade tectônica na sedimentação.

Nos últimos anos, pesquisas foram realizadas para entender o domínio do aporte sedimentar axial versus transversal nas bacias do rifte (Fordham et al., 2010; Weissmann et al., 2010). Usando dados da bacia semi-árida “Basin and Range”, nos Estados-unidos, e dados de outros autores, Fordham et al. (2010) concluíram que os sistemas de drenagem transversal de borda da falha são dominantes e de granulometria mais fina durante as fases iniciais do rift, transformando-se gradualmente em um preenchimento axial ao longo do tempo, à medida que a intensidade da atividade tectônica sinrifte diminui (Fig. 22). Isto sugere que um maior papel para a drenagem transversal deve ser considerado em comparação com a drenagem axial de sedimentos provenientes principalmente da margem flexural (Fig. 23); geralmente aceitado como o principal sistema de preenchimento durante o desenvolvimento da fase rifte (Schlishe, 1991; Prosser, 1993; Gawthorpe & Leeder, 2000).

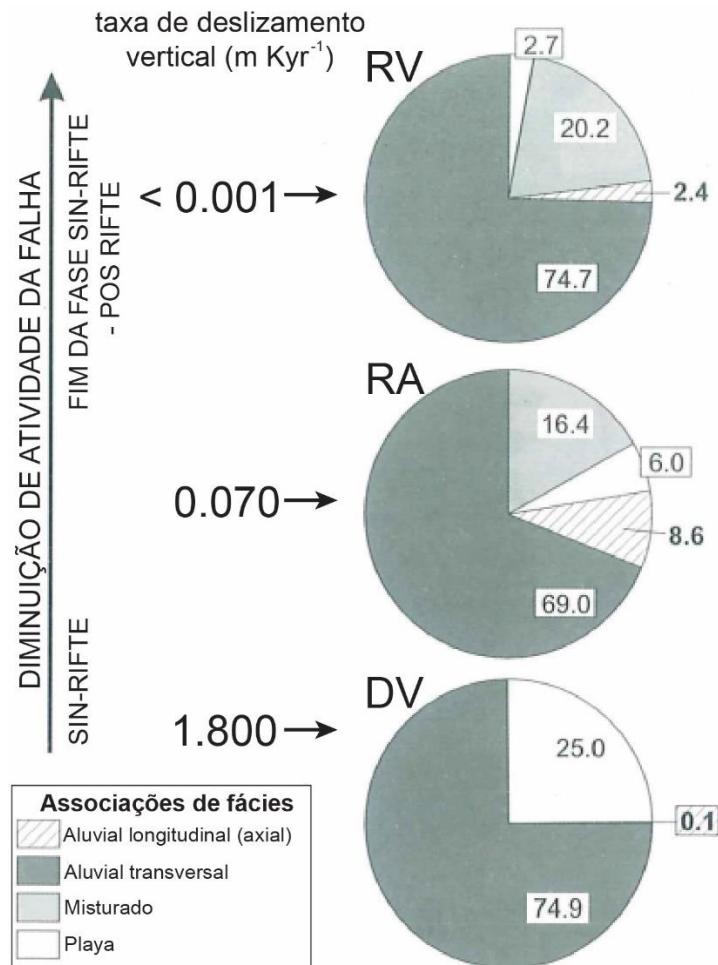


Figura 22. Distribuição das associações de fácies em porcentagem, nas bacias regionais representativos da bacia de “Basin and Range” (Estados Unidos). As sistemas de drenagem longitudinais sinerifte são quase inexistentes no Vale da Morte (Death Valley).

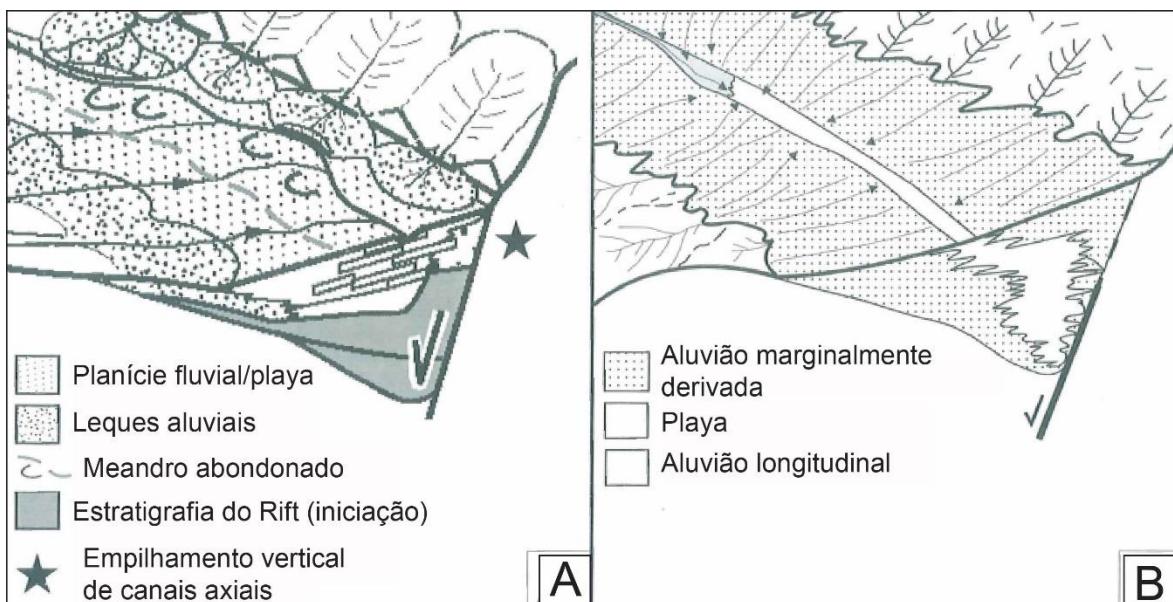


Figura 23. Comparação do preenchimento sedimentar sinerifte.(A) Modelo preditivo de Gawthorpe & Leeder (2000) no fim da fase sinrifle, comparado com o modelo de Fordham et al. (2010) que mostra maior contribuição das drenagens transversais.

4.2 Ambientes de sedimentação em riftes

Esta seção apresenta os diferentes ambientes deposicionais que podem desenvolver-se na bacia durante o rifteamento. Frequentemente, o preenchimento sedimentar de um rifte é controlado por um sistema aluvial, conectado a um sistema de lago profundo. Os depósitos aluviais mostram indicações sobre a intensidade da atividade tectônica durante a produção e contribuição sedimentar, e sobre o clima atual durante a deposição. Como a evolução tectônica do rifte leva à extensão e aprofundamento, ambientes costeiros e marinhos vão progressivamente surgir.

Outros ambientes deposicionais podem ocorrer, como ambientes eólicos e evaporíticos resultantes de clima seco. Ao longo do tempo e no espaço, um rifte não apresenta os mesmos ambientes deposicionais, devido as variações no tempo da evolução tectônica, do clima, do espaço de acomodação e aporte sedimentar na bacia.

Leques aluviais

Generalidades

Os leques aluviais se acumulam principalmente na frente ou na borda de uma montanha ou qualquer outra área de alto relevo, e apresenta uma deposição de material detritico em cone. Este tipo de ambiente deposicional é particularmente bem representado nas áreas áridas e semi-áridas (Blair; McPherson, 1994). A inclinação dos leques aluviais é, em média, de 5°, embora alguns casos mostram que uma inclinação de 1° pode ser suficiente. A inclinação máxima de 25° é muito rara. Os sedimentos dos leques aluviais provêm da erosão dos altos relevos, e são transportados e depositados por canais fluviais. Este ambiente é também caracterizado por fluxos detritos plásticos transportados, geralmente conglomeráticos, e depositados por gravidade. Por isso, é amplamente considerado que os leques aluviais dominam a parte proximal de muitas bacias continentais, como bacias de ante-país (*foreland*) ou bacias de tipo rifte (na falha de borda). Como exemplo atual, este ambiente deposicional é muito comum nas partes proximais do Vale do Rifte Leste Africano, e também representado em algumas paleo-sequências (Tiercelin, 1991). A Figura 24 mostra um modelo de perfil radial do leque aluvial, podendo ser subdividido do mais proximal ao mais distal, em 3 partes: Leque aluvial proximal ou “*Fanhead*”, “*Midfan*”, base do leque ou “*Fanbase*”. Os leques deltaicos são leques aluviais depositados dentro um corpo de água (lago, mar), e representam

a maior parte dos leques aluviais atuais (Harvey et al, 2005). Como sua inclinação, o tamanho dos cones aluviais varia consideravelmente. Em geral, o tamanho varia de algumas centenas de metros a mais de 150 km, embora o tamanho médio seja cerca de 10 km. Atualmente, é considerado que o maior leque aluvial do mundo está localizado na Índia (The Kosi River fans), composto por sedimentos provenientes dos altos relevos do Himalaia. Alguns autores, como Rust (1978), consideram que os sedimentos distais da planície aluvial fazem parte do cone aluvial. A espessura sedimentar de um leque aluvial pode ser extremamente elevada nas áreas de depocentros (até 25 km) onde muito espaço de acomodação é criado por tectônica. A geometria do leque aluvial também depende do contexto geológico e das variações climáticas (Spearing, 1974). No caso de bacias de tipo rifte, os sedimentos se acumulam em grande parte na margem das falhas extensionais normais (falhas de borda), onde o espaço de acomodação é criado por subsidência mecânica (principalmente na fase sin-rifte). Os leques podem também desinvolver-se nas margens flexurais, tais leques geralmente menos inclinados. Arienti (1996) estudou em detalhe exemplos de leques aluviais nas formações de Poção e Maceió (fim do rifte) da bacia de Sergipe-Alagoas.

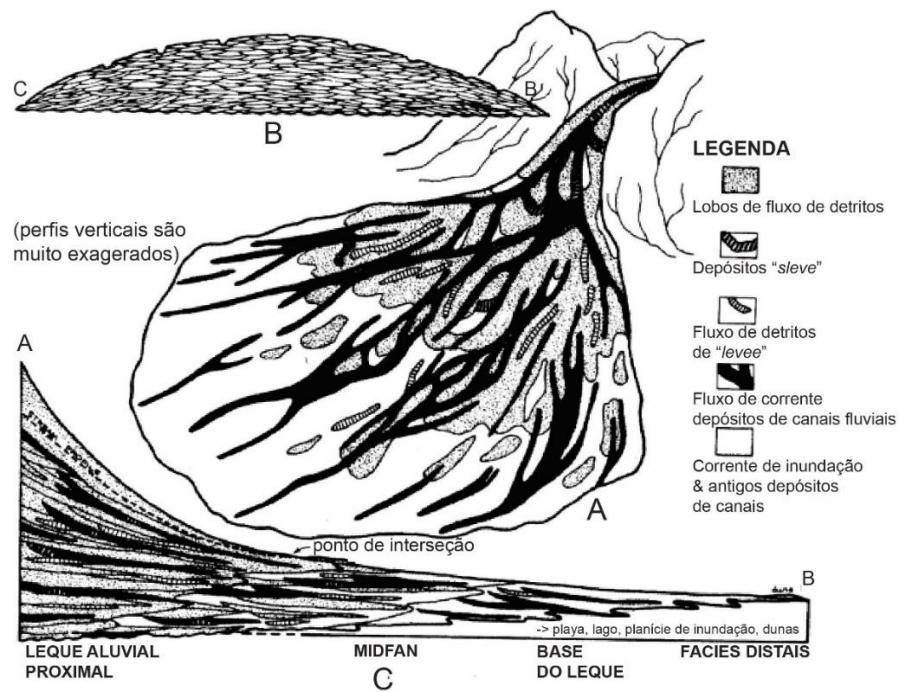


Figura 24. Modelo de sedimentação com principais processos deposicionais de um leque aluvial (modificado de Spearing, 1974).

Processos deposicionais

Os processos de deposição de um leque aluvial vão depender da capacidade da água para fluir, da quantidade e tipo de sedimentos na bacia, e também do grau

de inclinação. Quando se tratar de uma mistura densa de água e sedimentos, o transporte e a deposição são através de um fluxo de detritos, ou “debris flow”. Se este for o processo de transporte dominante, o cone aluvial vai se formar, mas será de pequeno tamanho e pouco extenso, devido a um fluxo de detritos que geralmente se deposita rapidamente (fluxo de alta densidade, baixa proporção de água em relação com o material detrítico) na área proximal (Fig.25). Quando a água está disponível em maiores quantidades, a mistura entre sedimentos e água é mais diluída. Assim, o transporte e a deposição ocorrem a maiores distâncias, representado por deposição de inundações em lençol ou "sheetfloods" (Fig.26). O leque aluvial pode ser construído também por canais fluviais, onde há mais água disponível, em um processo chamado de “fluxo de canal” ou ‘stream-channel’ (Fig.27). Nesses casos, o cone aluvial é geralmente maior (mais de 10 quilômetros). De um ponto de vista sedimentológico, estes três tipos de processos têm muitas diferenças, refletindo diretamente a diferença de dinâmica sedimentar que afeta a construção do leque aluvial.

Fluxo de detritos

Os depósitos são constituídos em grande parte de conglomerados matriz-suportados mal selecionados (Fig.25). Geralmente, os clastos não estão em contato, mas separados por uma matriz fina. Cada estrato resultante de um fluxo de detritos pode ter aproximadamente várias dezenas de centímetros a vários metros de espessura (Nichols, 2009).

Inundações em lençóis

A granulometria é mais fina, variando de conglomerados a arenitos, e clastos imbricados são comuns. Comumente, a sucessão sedimentar é caracterizada por uma estratificação bem marcada, alternando conglomerados e arenitos de granulometria diferente, refletindo as variações de energia na dinâmica sedimentar ao longo do tempo (Nichols, 2009). Além disso, cada estrato tem uma gradação normal, que reflete uma energia decrescente do regime sedimentar. Como os cones aluviais formados por fluxos de detritos, a espessura dos estratos não excede vários metros. Estruturas sedimentares também podem ser preservadas, como estratificações cruzadas acanaladas, de baixo-ângulo, laminações horizontais. Os corpos conglo-arenosos são mal selecionados, e depósitos silto-argilosos são raros.

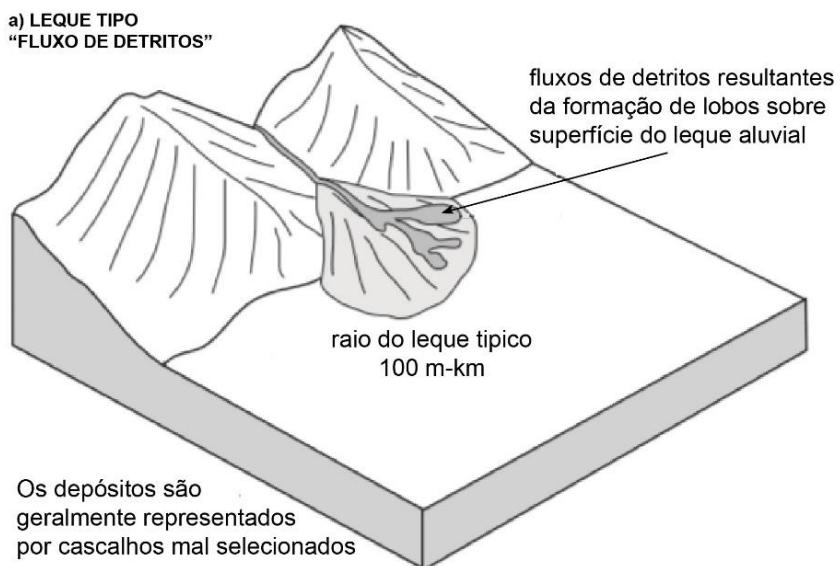


Figura 25. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de fluxo de detritos (modificado de Nichols, 2009).

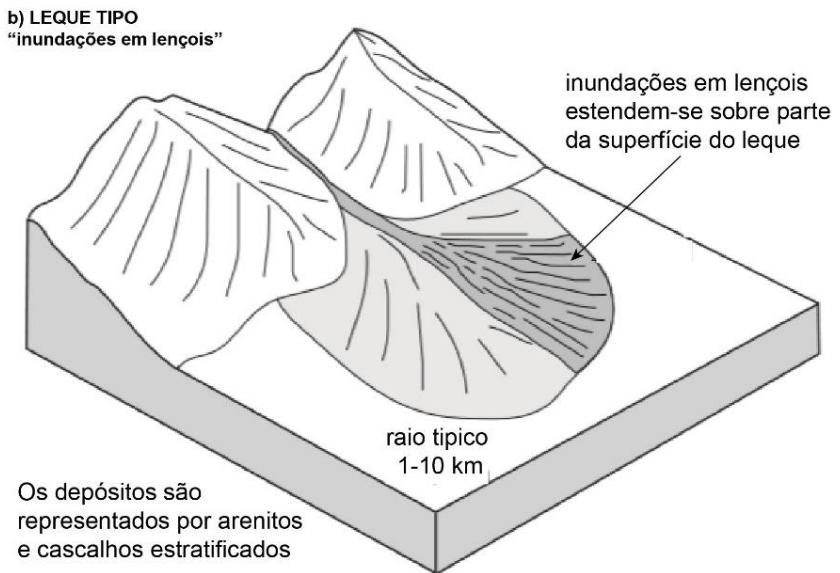


Figura 26. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de inundações em lençol (modificado de Nichols, 2009).

Fluxo de canal

Em geral, a granulometria varia de cascalho a silte, com uma deposição dos sedimentos grossos na parte proximal do cone. Em seguida, a diminuição da intensidade do regime hidráulico leva a deposição e estabelecimento de areia grossa em canais entrelaçados, acompanhado de sedimentos mais finos. Ao longo do tempo, devido as descargas e preenchimentos excessivos, os canais fluviais vão migrar lateralmente (Fig.27). As partículas mais finas, como siltes e argilas, vão se depositar na planície aluvial, onde o regime hidráulico é muito baixo. É também por esta razão que o tamanho do cone aluvial é geralmente maior (<10 km). A sucessão sedimentar mostra uma estratificação bem marcada, com uma base abrupta por cada estrato. Os conglomerados são matriz-suportados e evoluem verticalmente

para arenitos (diminuição do regime hidráulico). Muitas estruturas sedimentares típicas de canais fluviais são preservadas, como estratificações cruzadas acanaladas em conglomerados e arenitos.

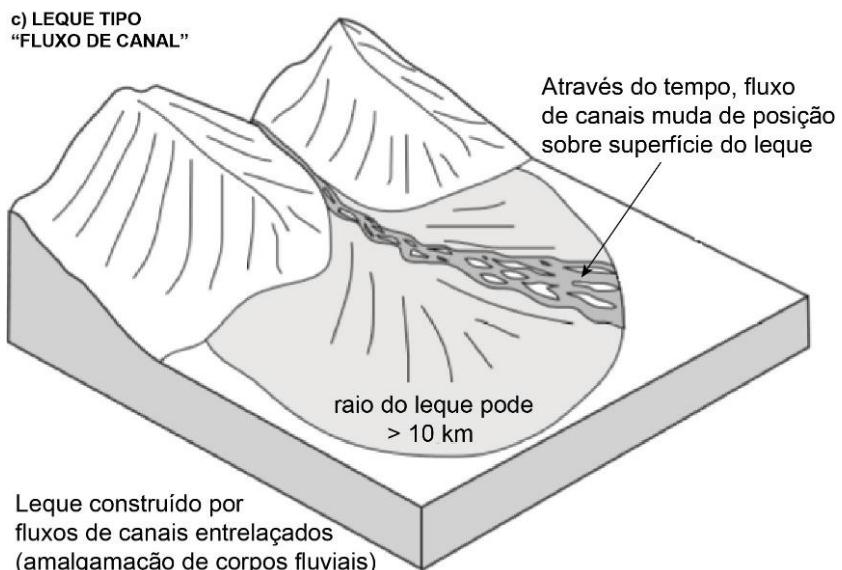


Figura 27. Depósitos de leque aluvial resultantes do processo de fluxo de canal (modificado de Nichols, 2009).

Controles na sedimentação

Nos riftes, os depósitos de leques deltaicos podem ser muito bem desenvolvidos, sendo muito importantes para entender o papel do clima e da tectônica durante a rifteamento. Assim, é possível observar evidências da tectônica na deposição abrupta de sucessões conglomeráticas plurimétricas erosivas, caracterizando vários pulsos tectônicos menores, durante o soerguimento do rifte. As mudanças climáticas podem ser identificadas por mudanças de alta frequência no processo de sedimentação do leque aluvial. No registro sedimentar, conglomerados depositados por fluxo de detritos que evoluem para sedimentos típicos de inundações em lençol ou fluxo de canal caracteriza um aumento da precipitação, resultante de mudanças climáticas. Os conglomerados tendem a ser cada vez mais matriz-suportados com o aumento das precipitações. A natureza litológica do terreno também vai controlar a deposição de leque aluvial. Áreas com fonte sedimentar argilo-siltosa leva a produzir fluxos de detritos argilosos, enquanto rochas mais resistentes à erosão leva a deposição de sedimentos mais grossos (areia a cascalho) transportados por inundações em lençol.

Rios e planície aluvial

Generalidades

Os rios são importantes redes de transporte sedimentar, e estão amplamente presentes nos continentes. Eles também são muito comuns nas bacias do tipo rifte, e desempenham um grande papel no transporte de cargas sedimentares em proveniência da erosão das montanhas e altos relevos formados durante o soerguimento.

Os sedimentos mais grossos se depositam nos canais fluviais e a deposição das partículas mais finas podem ocorrer nas planícies aluviais ou de inundação, ou em lagos. Os sedimentos depositados num rio mostram muitas estruturas sedimentares, que permitem reconstruir o contexto paleoambiental no momento da deposição. Estas estruturas informam sobre a energia do fluxo (intensidade do regime de fluxo), as variações periódicas de descarga sedimentar, a quantidade e tipo de sedimentos, e sobre a direção do paleofluxo.

A partir de estudos sobre depósitos aluviais e sistemas fluviais, Andrew D. Miall (1977, 1996) estabeleceu um catálogo referenciando os principais fácies, identificando as estruturas sedimentares, e interpretou os processos deposicionais (Tabela. 1). Nos riftes, os depósitos fluviais tendem-se a ser predominantes nas fases de quiêscencia, nas fases inciais et finais do preenchimento total do rifte (Lambiase, 1990; Schlische, 1991).

Depósitos de planície aluvial são geralmente silto-arenosos, e marcas de atividade biológica (marcas de raízes, perforações animais) são freqüentemente observadas. Se o lapso de tempo é suficiente, esta atividade biológica pode contribuir para o estabelecimento de um paleossolo, podendo ser identificado como uma superfície chave no registro sedimentar a fim de correlação estratigráfica regional. Estes horizontes continentais marcam uma superfície de não-depósito, uma exposição por longo período com precipitações químicas, e traduzem um hiato de tempo na sedimentação mais ou menos longo (Rettalack, 2001).

Tabela. 1. Classificação de fácies segundo Miall (1977).

Código	Fácie	Estruturas sedimentares	Interpretação
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).
Gcm	Cascalho maciço, clasto-suportado	Maciço	Fluxo de detritos pseudoplástico, turbulento
Gh	Cascalho clasto-suportado, com acamadamento incipiente	Estratificação horizontal com estrutura de imbricação	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i> de base de canal)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Migração de barras conglomeráticas transversais de crista curva ou preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas subaquosas 3D crista sinuosas ou linguóides (regime de fluxo inferior)
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificação cruzada planar	Migração de dunas subaquosas 2D, crista reta
Sr	Areia fina a muito grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo unidirecional subaquoso (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia fina a muito grosso (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito planas em regime de fluxo superior/crílico
Sl	Areia fina a muito grossa	Laminação cruzada de baixo ângulo (<15°), podendo ser sigmoidais	Preenchimento de suaves depressões ou dunas atenuadas (regime de fluxo transicional)
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Sobre amplas e suaves depressões, geralmente sem estruturas	Preenchimento de suaves depressões
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta, com gradação normal sem organização interna	Depósitos de fluxos hiper-concentrados, fluidizações, intensa bioturbação ou perda de estruturas pelo intemperismo
Fl	Areia, silte, lama	Laminações horizontais finas	Depósitos externos ao canal, canais abandonados, ou depósitos de inundação depositados por decantação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, pode conter gretas de contração, marcas de raízes	Depósitos por decantação, exposição subaquática, solos incipientes / depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Ht	Areia e finos (lama, silte) intercalados	Laminação horizontal com laminações de marcas onduladas nas areias	Alternância entre fluxos trativos e decantação
Fr	Areia muita fina a lama	Laminações cruzadas de marcas onduladas de corrente	Corrente trativas subaquosas de muito baixa energia
C	Carvão, lama carbonosa	Feições pedogênicas	Depósitos pântanos vegetados
P	Paleossolo carbonático (caliches). Pode conter concreções silicosas	Acamadamento horizontal, nódulos e concreções	Solo com precipitação química, sob clima semi-árido a arido

Tipos de rios

Cada rede fluvial é caracterizado por vários especificidades, dependendo (1) da sua forma, se é bastante linear ou sinuosa, (2) da presença ou não de barras arenosas dentro dos canais, e (3) da quantidade de canais separados dentro da rede fluvial. Miall (1996) distingue quatro tipos de rios: **a)** entrelaçado **b)** meandrante, **c)** anastomosado e **d)** reto (Fig.28).

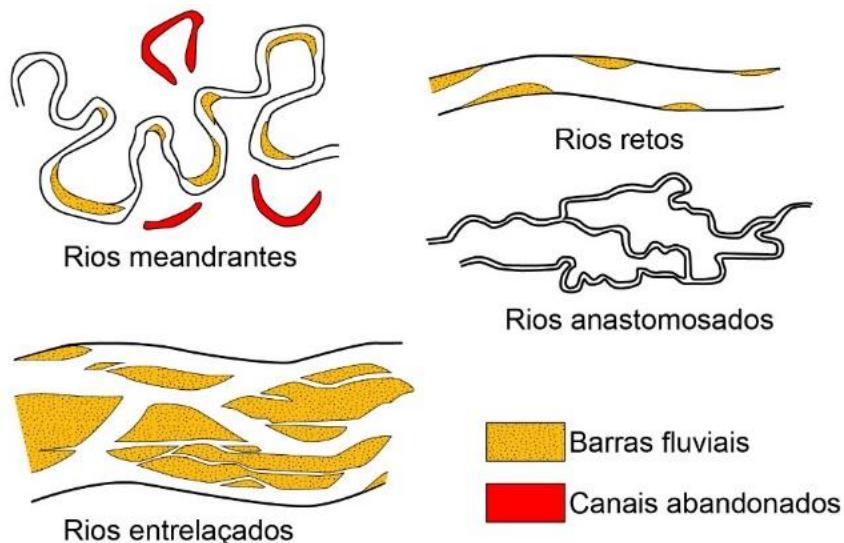


Figura 28. Tipos de rios segundo Miall (1996).

Um rio mostrando um canal reto, sem barras arenosas, pode existir, mas não é comum. Um rio entrelaçado consiste em vários canais separados por barras arenosas. Um rio anastomosado é composto por canais múltiplos ligados, separados por áreas de planície de inundação (Miall, 1978). O estudo atual de vários tipos de rios anastomosados no mundo mostra que o banco do rio pode estabilizar-se por vegetação, causando a migração lateral do canal fluvial (Smith, 1983).

A sinuosidade dos rios é ainda mais importante em rios meandrantes, mas o que caracteriza este tipo de rio é especialmente seus depósitos sedimentares. Um rio meandrante contém depósitos de barras arenosas nos cotovelos do rio (point bar). No registro sedimentar, o reconhecimento de um antigo rede fluvial é importante para compreender a evolução estratigráfica regional da bacia sedimentar. No entanto, é mais difícil quando se trata de um rio anastomosado, porque é difícil de demonstrar estratigraficamente a quantidade de canais fluviais que estavam ativos ao mesmo tempo. Os rios entrelaçados encontram-se frequentemente em áreas sob clima seco, ao contrário dos rios anastomosados e meandrantes, que se desenvolvem em áreas mais úmidas, onde a vegetação pode controlar a disponibilidade dos sedimentos (Miall, 1996). Afim de entender melhor a relação

alta/baixa acomodação nas planícies aluviais e identificar as limites de seqüências, vários estudos foram baseados sobre a significação do passagem vertical de sistemas meandrantes (melhor acomodação) para entrelaçados (baixa acomodação) (Shanley & McCabe, 1994; Knox & Barton, 1999; Martinsen et al., 1999).

Rio entrelaçado

Os rios entrelaçados são habitualmente compostos de areias depositadas por saltação e/ou cascalhos rolados, caracterizado pela instalação de barras conglomeráticas e arenosas no canal. Estes depósitos são geralmente representados por seqüências de conglomerados maciços (Gm), estratificados (Gt), e arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (St), planar (Sp) ou horizontais (Sh). Fácies de tipo Gm são frequentemente interpretados como um “lag” de base do canal erosivo, enquanto fácies Gt são interpretados como migração de barras conglomeráticas transversais 3D (Miall, 1996). Na seção vertical, os conglomerados podem evoluir para arenitos conglomeráticos (Sgt) e arenitos estratificados (St), laminados (Sh). Esta evolução vertical de fácies reflete uma diminuição no regime de fluxo (Miall, 1996). O regime de fluxo é maior entre as barras arenosas, e o material mais grosso (conglomerados) é transportado e depositado no interior do canal. As barras conglo-arenosas podem variar em tamanho e forma, e ser diferenciadas em barras longitudinais e transversais. As barras longitudinais são aquelas orientadas na mesma direção do eixo do canal, enquanto as barras transversais estabelecem-se perpendicularmente ao eixo do canal, e são geralmente maiores em tamanho. O regime de fluxo, a migração das barras arenosas, o volume da carga sedimentar; são amplificados durante os períodos mais úmidos com alta pluviosidade (James & Dalrymple, 2010). A maioria dos rios entrelaçados atuais são característicos de regiões montanhosas, onde a inclinação é forte. Assim, em uma bacia de tipo rifte, como meio de transporte sedimentar, tais rios estabelecem-se numa área relativamente proximal, conectados aos leques aluviais da borda de falha (ou margem flexural), em um lugar menos propício para a deposição dos sedimentos finos da planície de inundação.

Rio meandrante

Os rios meandrantes migram pela erosão do banco externo do rio, acompanhado por uma deposição no outro lado do canal. Com a erosão contínua das margens do rio, a carga sedimentar se deposita no outro lado, formando os meandros típicos (Fig.29). A energia do rio permite transportar por tração e depositar

uma mistura de sedimentos arenosos, enquanto sedimentos mais finos são transportados e depositados por suspensão. Os sedimentos mais grossos são depositados nas partes mais profundas do canal, enquanto os sedimentos em suspensão vão principalmente ser depositados nas margens pouco profundas do rio. No registro sedimentar, a sucessão vertical de um rio meandrante é tipicamente granodecrescente, passando gradualmente de sedimentos grossos na base, para depósitos mais finos no topo. Os arenitos com estratificações cruzadas (St, Sp) ou horizontais (Sh), resultando de migração de dunas subaquosas, caracterizam um regime de fluxo mais forte nas partes profundas do canal. Onde o regime de fluxo é menor, laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) podem ser observadas nas areias finas.

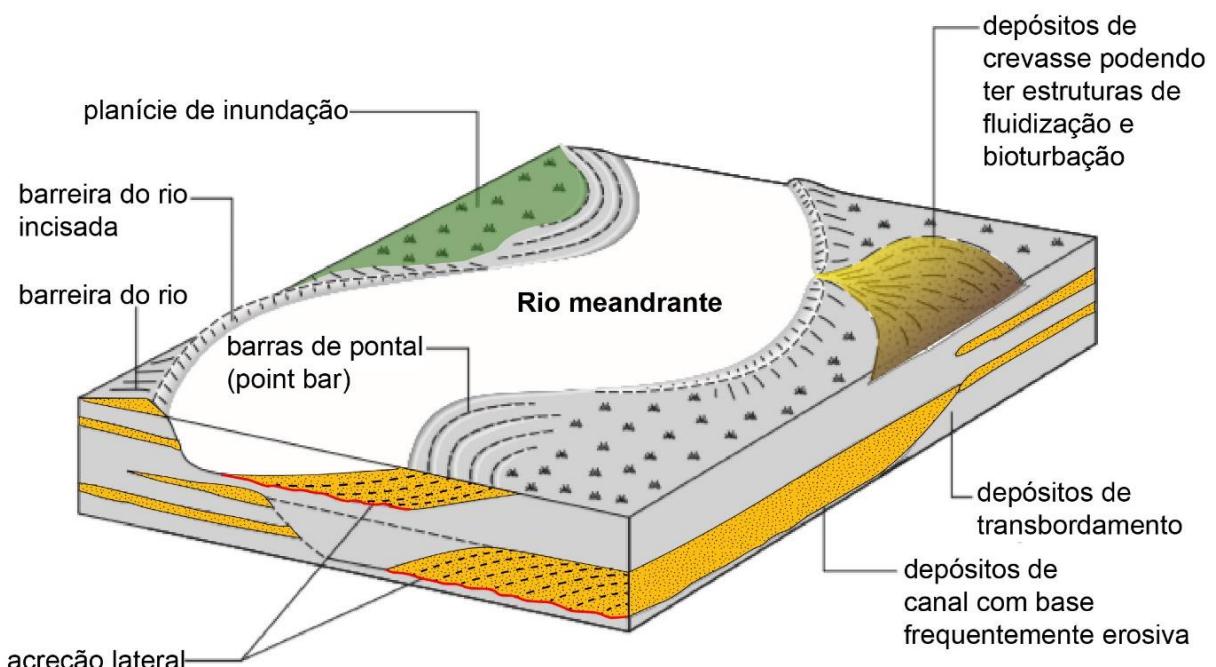


Figura 29. Processos deposicionais em rio meandrante (modificado de Nichols, 2009).

Rio anastomosado

Os rios anastomosados são compostos de uma multiplicidade de canais interligados, que fluem na maioria dos casos em uma área relativamente extensa, como uma planície aluvial (Miall, 1978). Os canais são relativamente estáveis ao longo do tempo, preenchidos por grande quantidade de depósitos de areia. No entanto, a migração lateral dos canais é comum. As margens dos canais, principalmente argilo-siltosas, não fornecem uma estabilização suficientemente forte para o rio, e as barras de pontal podem aparecer, apesar de ter uma importância e desenvolvimento menor nesse sistema fluvial. Ao contrário dos rios de montanha,

onde o relevo e inclinação são elevados, os rios anastomosados se estabelecem na maioria em terrenos planos. Assim, o regime hidrodinâmico é muito baixo, e os depósitos principalmente constituídos de areias finas e lamas. Devido a esta baixa energia, a agradação vertical dos depósitos sedimentares é importante.

Deltas

Generalidades

De acordo com Elliott (1986), um delta é “uma protuberância discreta que se forma onde os rios entram no oceano, mares semi-fechados, lagos, fornecendo sedimentos que podem ser redistribuídos pelos processos da bacia”. Geralmente, riftes continentais incluem depósitos deltaicos bem desenvolvidos, dependendo da geometria, clima e história evolutiva da bacia. Em um delta, a maior parte dos sedimentos provém de um rio que serve de fonte sedimentar. Em estuários, os sedimentos que se depositam provêm do domínio marinho (Dalrymple, 1999). Assim, na área estuarina, as sucessões sedimentares refletem um empilhamento retrogradante (Fig.30), ao contrário dos deltas, que são definidos por um empilhamento progradante (Dalrymple, 1992).

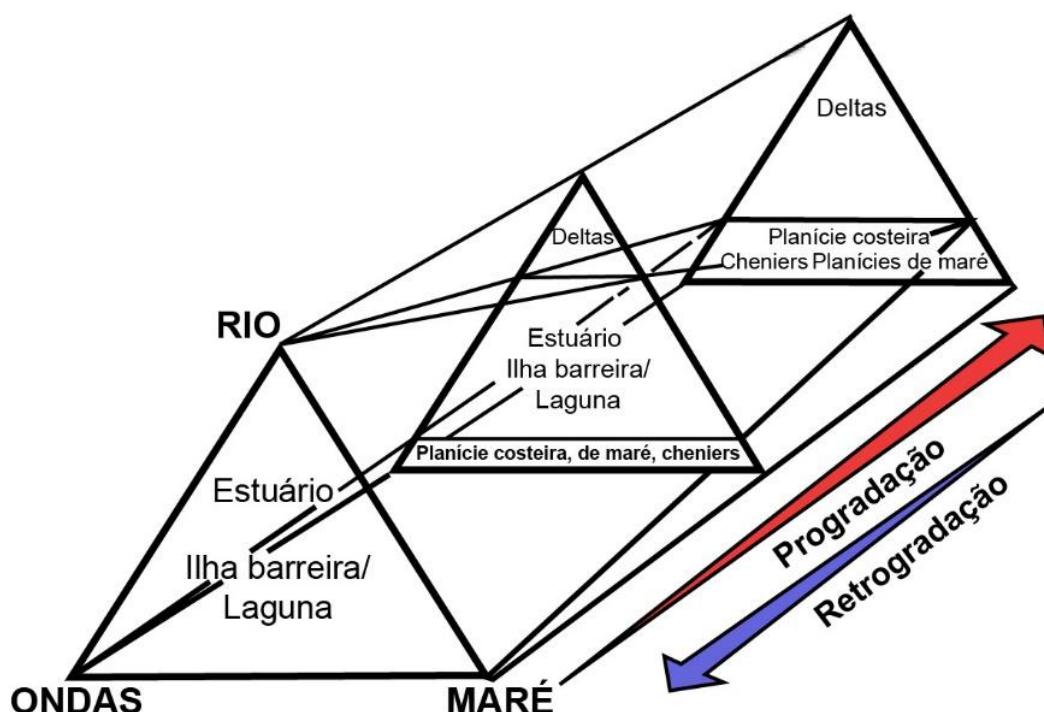


Figura 30. Triângulo de Galloway (1975), modificado de Dalrymple (1992). Fontes sedimentares dominantes e tipos de padrões de empilhamento resultantes.

De um ponto de vista econômico, estima-se que cerca de 30% dos recursos energéticos (óleo, carvão, gás) da planeta são contidos nos deltas (Finley e Tyler,

1991). Uma grande parte destes recursos já está sendo explorada há muitos anos, como no Golfo do México, ou os depósitos de carvão do Carbonífero no Reino Unido (UK). No registro sedimentar, o estudo vertical da sucessão sedimentar combinado com o estudo 3D da arquitetura sedimentar do delta permite entender a variação morfológica do delta no espaço e no tempo. Sucessões deltaicas são geralmente cíclicas e representadas por três escalas diferentes (Reading and Collinson, 1996):

- a)** Grande escala, alocíclica: Estas sucessões deltaicas traduzem a sucessão deltaica inteira; controlada por dois fatores dominantes: a tectônica regional e a variação climática na bacia de drenagem ao longo da deposição. Observa-se nas variações laterais dos canais fluviais e nas mudanças eustáticas do nível do mar/lago.
- b)** Média escala: Sucessões causadas por mudanças espaciais dos lobos deltaicos, e/ou na distribuição de depósitos sedimentares no centro da bacia.
- c)** Pequena escala: Provem da diferença de subsidência ao longo do tempo na maior parte dos ambientes deposicionais (planície deltaica, migração dos canais...).

A “barra de desembocadura” é o nome do lugar específico onde o rio carregado em sedimentos entra em um corpo de água, perde sua capacidade de transporte e deposita sedimentos. Nesta área de deposição, a morfologia externa e a distribuição interna dos diferentes fácies sedimentares depende de vários parâmetros. Entre estes parâmetros, a densidade da água do rio no momento de sua saída (entrada no corpo de água com densidade diferente) é um fator muito importante. Existe, portanto, três tipos de processos de deposição: (1) Hiperpicnal (água do rio mais densa que água da bacia), (2) Homopicnal (densidade da água do rio igual à da bacia), (3) Hipopicnal (água do rio menos densa que água da bacia). A interação do lobo deltaico com processos marinhos, que podem incluir a energia das ondas e marés sazonais, as correntes oceânicas e remodelações biogênicas a proporção de sedimentos fluviais retrabalhados por processos marinhos; são observações importantes a ter em conta quando o delta estudado é marinho.

Historicamente, a maior parte dos deltas marinhos é formada por processos hipopicnais. No entanto, a carga sedimentar transportada pelos rios pode variar dependendo do clima, ou por causa de grandes inundações. Como resultado, alguns rios podem alternar entre condições hipopicnais e hiperpicnais, mas somente em ambiente marinho (devido à densidade da água do mar, mais salina) (Nemec, 1995). Por outro lado, alguns lobos fluviais podem se formar ao mesmo tempo nestas duas

condições de deposição (Nemec, 1995). Os depósitos formados em condições homopicnais são menos comuns.

Especificamente, um fluxo hipopicnal será gerado quando um rio de água doce menos denso, carregado de sedimentos em suspensão encontra água densa salgada do mar. Assim, as partículas mais finas vão se depositar muito mais adiante na costa. Em lagos de água doce, muito comuns em bacias de rifte; uma pequena concentração de sedimentos por m^3 de água (inferior a 1 kg / m^3) produz um corrente hiperpicnal (Battacharya, 2006). No entanto, no domínio marinho, é necessário de ter uma concentração sedimentar muito maior (35 a 45 kg / m^3) para depositar em condições hiperpicnais (Battacharya, 2006). Assim, os fluxos hiperpicnais encontram-se particularmente nos lagos de água doce, especialmente em ambientes montanhosos e peri-glaciais (Eyles and Eyles, 1992). Fluxos hiperpicnais podem, contudo, ser gerados em um ambiente marinho, mesmo que o processo não seja corrente. Uma concentração de apenas 1 a 5 kg / m^3 pode ser suficiente quando a água do mar é mais fria do que água do rio; ou onde o mar costeiro tem uma composição química salobra; bastante comum nas áreas de frente deltaica (barra de desembocadura). (Battacharya, 2006). Em condições homopicnais, o fluxo denso apresenta uma forte mistura de sedimentos e água doce. Esta deposição é particularmente comum nos deltas de água doce, mas podem também ocorrer em um ambiente marinho, quando a densidade da carga sedimentar é suficientemente importante.

Ambientes deltaicos

Deltas são subdivididos em três grandes ambientes geomórficos de depósitos (Fig.31): **Planície deltaica**, representando a porção subaerial e dominada por processos fluviais, **Frente deltaica**, onde o rio “desemboca” no lago (barra de desembocadura), composta por grandes barras de areias proximais a distais, e **Prodelta**, que constitui a parte distal do delta, representado por partículas finas e argilas depositados por decantação.

Planície deltaica

A planície deltaica é reconhecível pela distribuição de vários canais fluviais, com uma deposição em subambientes úmidos, como lagunas, pântanos e lagoas (Battacharya, 2006). Geralmente, o limite entre a planície deltaica e a planície aluvial é marcada pela mudança de comportamento do rio principal. Na planície

deltaica, o rio não se limita a um único canal fluvial, mas divide-se em vários canais fluviais a medida que progride.

A planície deltaica pode ser subdividida em duas porções: planície deltaica inferior e superior. A parte inferior é marcada por incursões episódicas do mar, ao contrário da parte superior, que é somente representada por subambientes continentais (Coleman e Prior, 1982). O limite entre estas duas partes é chamada de "bayline" (Posamentier, 1988). A zona de influência das incursões marinhas na planície deltaica é habitualmente definida pela relação entre a energia de marés e da carga sedimentar trazida pela rede fluvial, e pelo ângulo de inclinação do terreno. Em sistemas deltaicos antigos, a identificação da "bayline" é um marcador chave para avaliar o limite da área marinha em lugar e tempo determinados. Em deltas lacustres, não é possível subdividir a planície deltaica, espacialmente limitada, devido a uma inclinação deltaica bem maior (Battacharya, 2006).

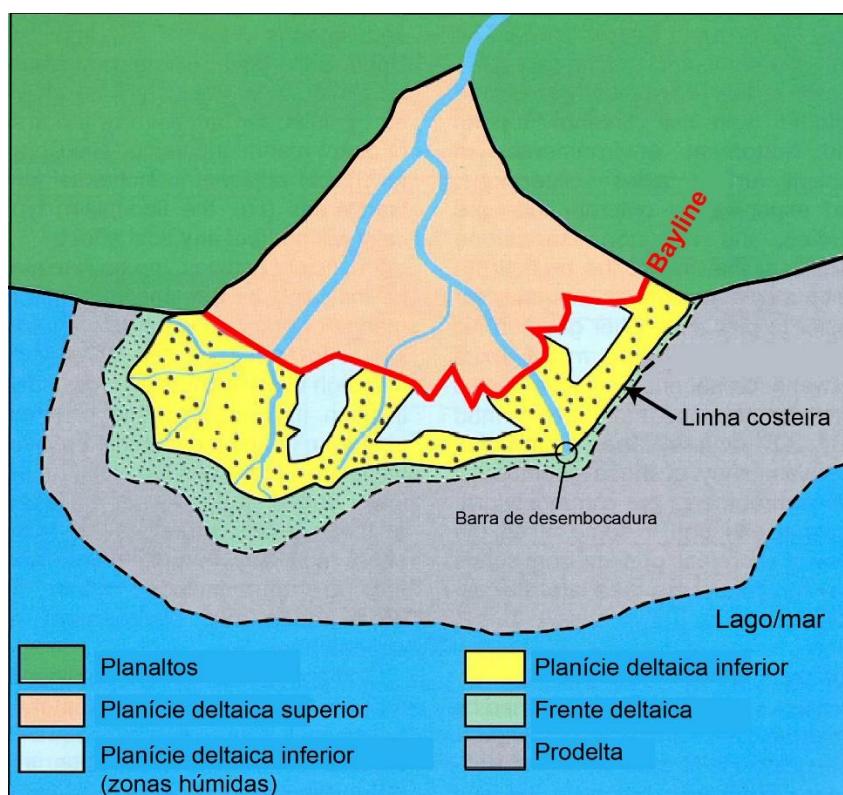


Figura 31. Organização esquematica de um delta e subambientes deltaicos associados (modificado de James & Dalrymple, 2010).

Frente deltaica

Este ambiente é dominado por sedimentos arenosos, incluindo compridas dunas subaquosas. Conforme Barrell (1912), no caso de um delta dominado pelas ondas, os sedimentos arenosos trazidos pela barra de desembocadura podem ser

retrabalhados pela energia das ondas marinhas e depositados posteriormente nas bordas costeiras. No caso de um delta dominando por rios, a frente deltaica é composta por uma combinação de canais fluviais com espessos corpos arenosos estratificados, formando um conjunto de lobos e barras arenosas (Battacharya, 2006).

Prodelta

Historicamente, o prodelta foi interpretado como o lugar onde os sedimentos finos (argilas, siltos), transportados por processos de suspensão, se depositam. Os depósitos prodeltaicos são mais ou menos bioturbados, dependendo da velocidade de sedimentação e da profundidade durante a deposição. A preservação de lâminas arenosas e siltosa marca geralmente a influência do fluxo do rio, ao contrário das marcas de bioturbação, que traduzem um período de latência na energia do fluxo. Sedimentos ritmicamente laminados (heterolitos) refletem a influência das marés (Smith et al, 1990), e sedimentos finos hemipelágicos e formações calcárias também podem estar presentes no fundo da bacia.

Classificação dos deltas

Uma classificação de diferentes tipos de deltas geralmente aceita é a classificação "triangular" de Galloway (1975), que divide os diferentes deltas dependendo do domínio das ações de a) ondas, b) marés, c) rios (Fig 3.9). A costa do Golfo dos Estados Unidos (Flórida, Texas) foi historicamente um centro de pesquisa sobre deltas modernos e antigos, o que permitiu a Coleman e Wright (1975) comparar 34 deltas modernos e estabelecer uma classificação de acordo com a distribuição de areia (Fig.32).

McPherson et al (1987) foram os primeiros a incorporar a granulometria, na tentativa de expandir o número de tipos de deltas. Postma (1990) trata principalmente do tipo de sistema fluvial que alimenta a bacia sedimentar, combinado com mudanças da profundidade de água na bacia para explicar as variações da morfologia dos deltas. De fato, esses estudos sobre deltas dominados por rio não incorporaram a influência dos processos de onda e maré. Colella e Prior (1990) propuseram uma classificação de deltas compostos por arenitos grossos.

Conforme Orton e Reading (1993), a influência dos três processos (ondas, marés, rios) não é suficiente para explicar a distribuição sedimentar e volume (preenchimento) total nos deltas. Neste modelo, a classificação de Galloway (1975) foi relacionada com a diferença de granulometria dos sedimentos deltaicos (Fig.33).

Para estes autores, a granulometria do aporte sedimentar é o parâmetro principal para compreender a configuração deltaica e arquitetura dos depósitos resultantes (Orton e Reading, 1993; Battacharya, 2006). O grau de inclinação da planície deltaica e a altura e energia das ondas são outros fatores que devem ser levados em conta para compreender a arquitetura sedimentar nos deltas (Orton e Reading, 1993).

Deltas dominados por rios apresentam mostram uma morfologia alongada típica nos lobos, conforme a rede dos canais distributários. Os deltas influenciados pelas ondas são caracterizados por lobos frontais curvados que seguem a linha de costa. Os processos de marés formam corpos de areias orientados em paralelo à direção dos correntes de maré, geralmente perpendiculares à linha de costa (Dalrymple, 1992).

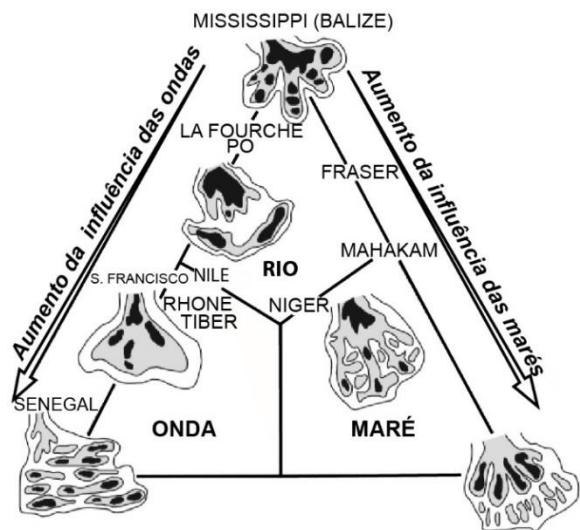


Figura 32. Classificação segundo Galloway (1975) dividindo deltas dominados por rios, marés, ondas.

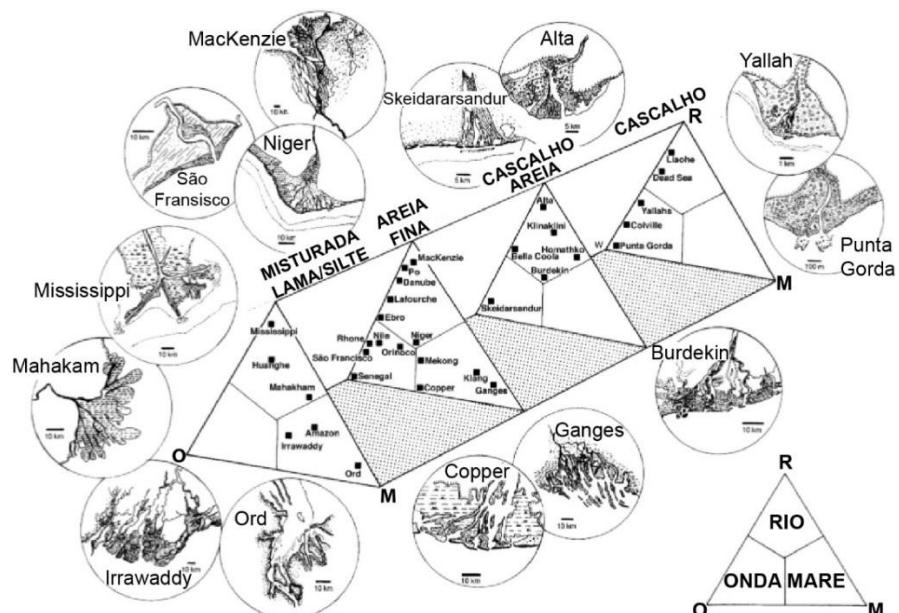


Figura 33. Classificação "triangular" de Galloway (1975) relacionada com a granulometria dos deltas, segundo Orton e Reading (1993) (modificado de Reading and Collinson, 1996).

Sucessão vertical de fácies

Coleman e Wright (1975) ofereceram pela primeira vez uma sucessão vertical de fácies para cada tipo de delta, de acordo com a influência ou domínio de cada processo de formação. Embora idealizadas, essas representações mostram a sucessão vertical de fácies típica dos ambientes deltaicos (prodelta, frente deltaica, planície deltaica), que pode ser útil como referência quando se trata de uma sucessão deltaica em afloramento ou no perfil de poço, embora a compreensão da sucessão sedimentar em três dimensões seja limitada. Dados sísmicos podem fornecer informações sobre as variações laterais de fácies na área de estudo e, portanto, informar sobre a distribuição espacial dos depósitos sedimentares e depocentros, e sobre a influência da tectônica na sedimentação.

A progradação de um delta mostra habitualmente uma sucessão vertical granocrescente ascendente, caracterizada pela transição de fácies argilo-siltosos de prodelta, para fácies arenosos de frente deltaica (Coleman e Wright, 1975). A espessura da sucessão sedimentar pode variar de alguns metros a cem metros, dependendo do tamanho do delta, profundidade da água, linha da costa, e naturalmente da taxa de subsidência. Além disso, durante a progradação do delta, os corpos arenosos da frente deltaica podem ser parcialmente erodidos pelos canais fluviais da planície deltaica. Por conseguinte, é difícil estimar a espessura sedimentar total que foi depositada. A natureza específica das fácies e estratos sedimentares dependem de processos que afetam o transporte, a deposição e retrabalhamento (Battacharya, 2006) e se o fluxo sedimentar fluvial não é suficiente, uma progradação significativa não pode ocorrer (Battacharya, 2006).

As próximas páginas apresentam as sucessões de fácies típicas (Fig 3.11), de acordo com os diferentes tipos de deltas, bem como as diferenças faciológicas em cada ambiente de depósito (planície deltaica, frente deltaica, prodelta).

Delta dominado por rio

Os sedimentos são dominados por depósitos heterolíticos de prodelta, onde camadas finas de argilas e siltes alternam com areias, e os depósitos podem ser maciços ou laminados. De acordo com alguns autores como Mulder e Sytiski (1995), a sucessão sedimentar granocrescente pode refletir uma deposição sedimentar sob condições hiperpicnais durante episódios de alta descarga sedimentar pela barra de desembocadura (Fig.34a). A atividade biológica mostra um grau de bioturbação variável dependendo da velocidade de sedimentação e da

granulometria dos depósitos. Feições de deformação (estruturas de carga, lamination convoluta por fluidização) são bastante comuns devido ao fato da alta taxa de sedimentação.

Os espessos corpos arenosos da frente deltaica refletem a deposição e a desaceleração rápida de fluxos unidireccionais de sedimentos dos canais distributários na barra de desembocadura. Os arenitos mostram geralmente laminationes cruzadas de marcas onduladas de corrente unidirectionais, estratificações cruzadas acanaladas e horizontais, intercalando com arenitos maciços granocrescentes. A variação de quantidade sedimentar transportada pelo rio pode resultar em irregularidades no empilhamento sedimentar granocrescente. Nos deltas dominados por rios, Olariu & Battacharya (2006) definem os “canais distributários terminais”, representando os últimos depósitos da progradação deltaica que inicia-se geralmente sobre finos de prodelta. Estes tipos de canais podem comumente desenvolver-se em lagos rasos ou quando os rios entram em águas rasas (Borba, 2009). Frequentemente associados a sedimentos de barra de desembocadura (frente deltaica proximal), a amalgamação dos depósitos pode atingir 30 m de espessura.

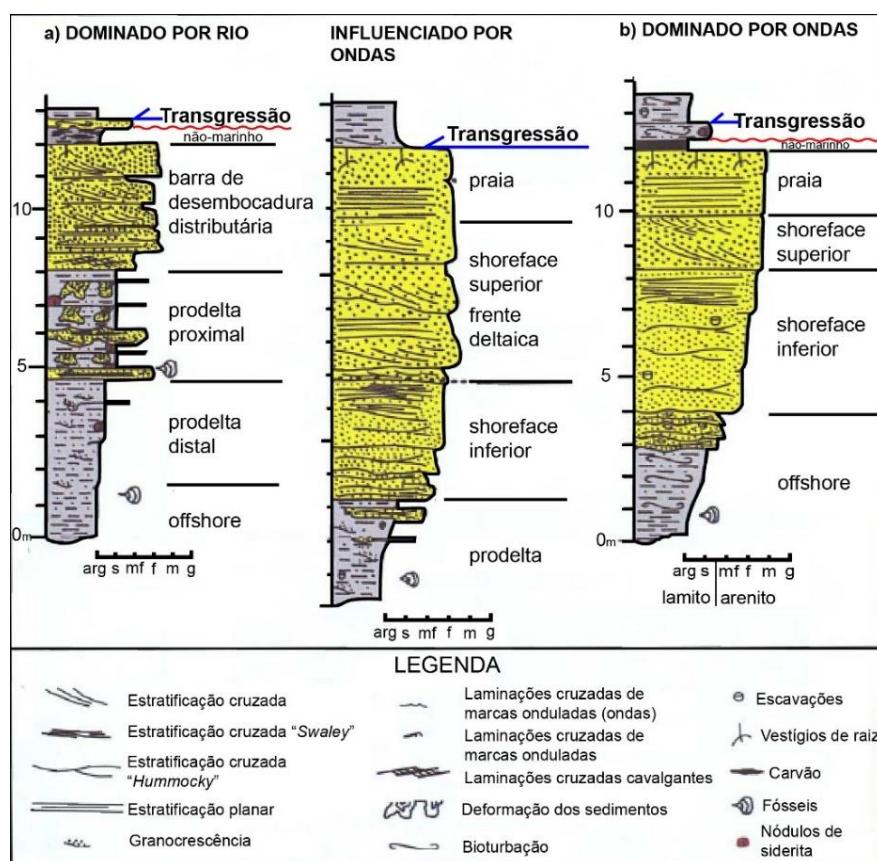


Figura 34. Sucessões deltaicas típicas de delta a) Dominado por rio, c) Influenciado por ondas e tempestades. Material do Cretáceo Superior da Formação Dunvegan, Alberta, Canadá (modificado de Battacharya e Walker, 1991).

Delta dominado por ondas

Deltas influenciados por ondas consistem em seqüências sedimentares típicas do *shoreface* ou de praia (*foreshore*). Os sedimentos provem principalmente do rio, como por exemplos atuais o Delta do Rhône (França), do Danúbio (Ucrânia e Romania). Estes tipos de deltas podem mostrar uma assimetria relativamente grande, que resulta das diferentes direções de ondas que se aproximam da costa. Consequentemente, duas sub-regiões deltaicas podem ser distinguidas, com a área "*updrift*" onde os depósitos de *shoreface* e de praia predominam, e área de "*downdrift*", caracterizada por depósitos argilosos e siltosos.

A área "*updrift*" correntemente resulta em uma sucessão de fácies granocrescente representada por depósitos de *shoreface* dominado por ondas, com estratificações cruzadas de tipo "*hummocky*" (Fig.35). Estas estruturas sedimentares indicam alta taxa de sedimentação com pouco influência do rio. Na área "*downdrift*", a influência do rio é mais importante, resultando em areias maduras bem selecionadas. Os depósitos de prodelta são frequentemente bioturbados e arenosos (muito fino a fino) (Battacharya, 2006).

Delta influenciado por marés

A sucessão sedimentar é granocrescente, mas que internamente reflete uma forte influência das marés. Na frente deltaica, indicadores de marés são baseados na identificação de estratificações cruzadas típicas de "*herringbone*", e na identificação de superfícies de reativação. Estratigraficamente, a base da sucessão sedimentar é marcada por bancos de heterolitos compostos de depósitos argilo-siltosos e areias, evoluindo em bancos arenosos décimétricos a (Fig 3.12), intercalados com níveis mais finos de argilas e siltes. A sucessão granoscrescente ascendente, associada a uma diminuição da bioturbação, é também um indicador de um delta progradante.

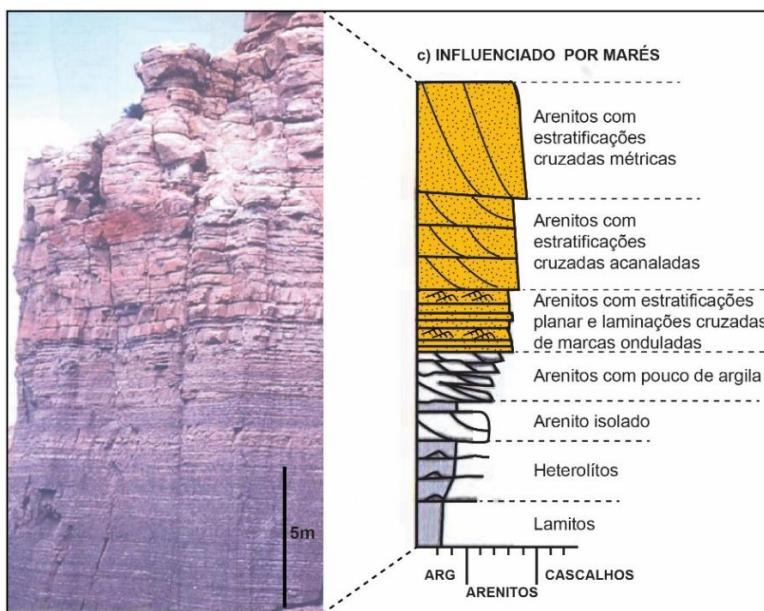


Figura 35. Sucessão estratigráfica esquemática de um delta influenciado por marés (Allomembro Frewens, Cretáceo, Wyoming, USA) (modificado de Willis et al, 1999).

Lagos

Generalidades

No caso dos riftes continentais, o lago é um corpo de água ocupando uma depressão, formada principalmente por processos tectônicos (movimento das falhas) nas margens. Na maioria parte dos casos, os lagos são alimentados em água e sedimentos pelos rios. Ao contrário das bacias marinhos, a quantidade de sedimentos acumulada nos lagos é baixa, podendo ser bem mais espessa nos depocentros (centenas de metros). Os lagos são habitualmente compostos de lamas e siltes, embora sedimentos vulcânicos, evaporitos e carbonatos, podem ser preservados. Frequentemente, os lagos tem uma atividade biológica bem desenvolvida, e a preservação e maturação da matéria orgânica a partir de plantas e animais pode ocorrer, dependendo do tipo de matéria orgânica, grau de maturação, preservação e profundidade.

Hidrologia dos lagos

Embora seja controlado principalmente pelos rios, as águas subterrâneas e as precipitações climáticas também contribuem para o balanço hídrico (principalmente em regiões úmidas).

Em regiões áridas, a taxa de evaporação é maior ou igual à taxa de influxo de água, ou seja, o efluxo por evaporação supera o influxo, o lago é considerado hidrologicamente fechado ou “underfilled” (Fig.36a). Neste caso, a água dos lagos é muito mais carregada em sais dissolvidos, aumentando a salinidade e promovendo a

precipitação de evaporitos e sulfetos (Bohacs et al, 2000). Este tipo de bacia é chamada às vezes de “endorreica”, em contraste das bacias “exorreicas”. Assim, dependendo da taxa de evaporação e de fornecimento em água, estes lagos fechados podem, em condições extremas, ser considerados como salinos a hipersalinos. Lagos efêmeros podem também estar presentes em regiões áridas, quando o fornecimento de água ocorre durante períodos de fortes chuvas. No entanto, os lagos ficam geralmente secos e mostram altas precipitações de sais. Assim, é comum encontrar evaporitos (halita, gipsita...) em lagos rasos submetidos a um clima árido.

Por outro lado, alguns lagos perdem pouco volume de água, e em pouco momento, o lago pode atingir o ponto de transbordamento. Lagos cujo “influxo” supera o “efluxo” são considerados hidrologicamente abertos, ou “overfilled” (Bohacs et al, 2000) (Fig.36b). Quando o efluxo é aproximadamente igual ao influxo, o lago atinge um ponto de equilíbrio, mantendo seu nível constante, continuamente alimentado com água doce dos rios. A água mostra baixo teor em sais dissolvidos.

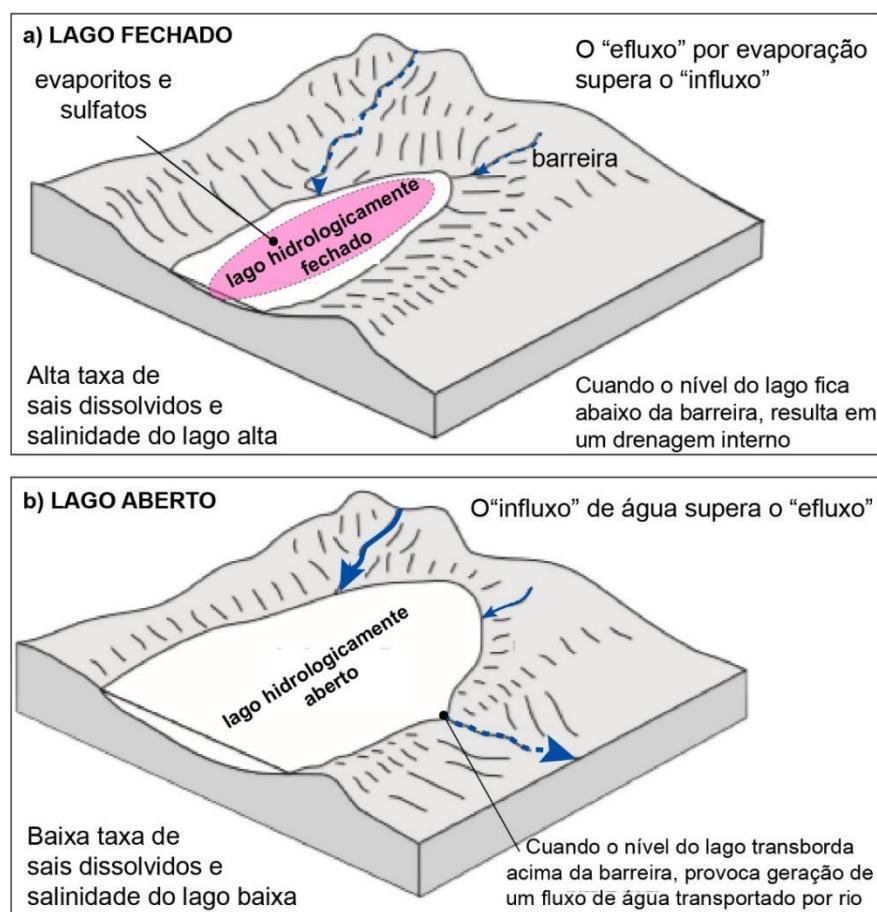


Figura 36. Comportamento hidrológico em lago fechado a) e aberto b) (modificado de Nichols, 2009).

Sedimentação lacustre

No domínio proximal, os processos de deposição de um delta lacustre e a forma são semelhantes aos encontrados em um delta marinho dominado por rios, embora pode ter influência das ondas na sedimentação se a força do vento soprando sobre a superfície do lago for importante. Com um vento forte, as correntes geradas podem redistribuir os sedimentos arenosos na margem pelas ondas, desenvolvendo pequenas praias arenosas da mesma forma que as praias marinhas (Nichols, 2009). Em alguns casos, quando o ângulo de inclinação da margem lacustre é muito baixo, o desenvolvimento de ambientes palustres pode aparecer, acompanhado por uma atividade biológica e pedogênica importante; e promover a formação de paleossolos (Fig.37).

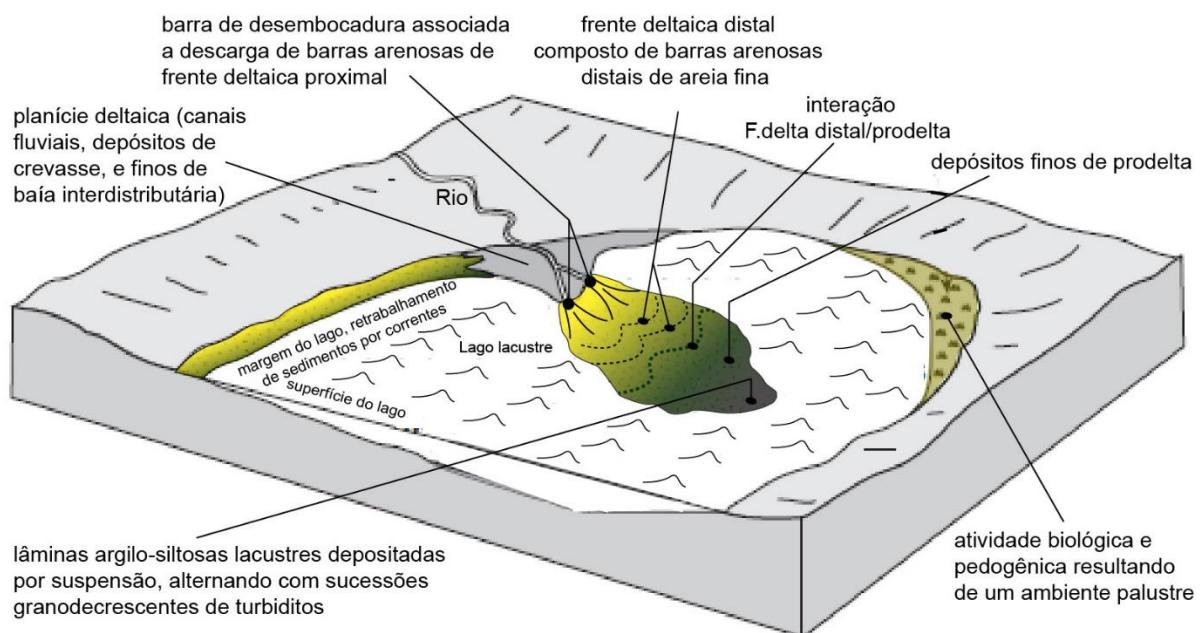


Figura 37. Modelo da distribuição de associações de fácies em lago de água doce com deposição clástica dominante (modificado de Nichols, 2009).

Nas áreas mais profundas do lago, a sedimentação clástica é realizada por dois mecanismos principais: a dispersão de sedimentos em suspensão, e correntes de densidade (Nichols, 2009). Para assegurar o transporte de sedimentos em suspensão, é necessário que a carga original de água e sedimentos trazidos pelo rio tem uma densidade menor que o hipolimnion (estrato térmico inferior) (Fig.38). Estes sedimentos são habitualmente depositados no centro do lago, consistindo principalmente em argilas e siltes. Dependendo da profundidade, estas camadas argilo-siltosas podem ser depositadas em condições anaeróbias ou não. Assim, indícios de vida animal ou vegetal (fósseis e bioturbação como perforações horizontais e verticais, e pequena ocorrência de bioturbação bacterial nas partes anóxicas profundas) não estão sempre presentes ou preservadas (Borba, 2009).

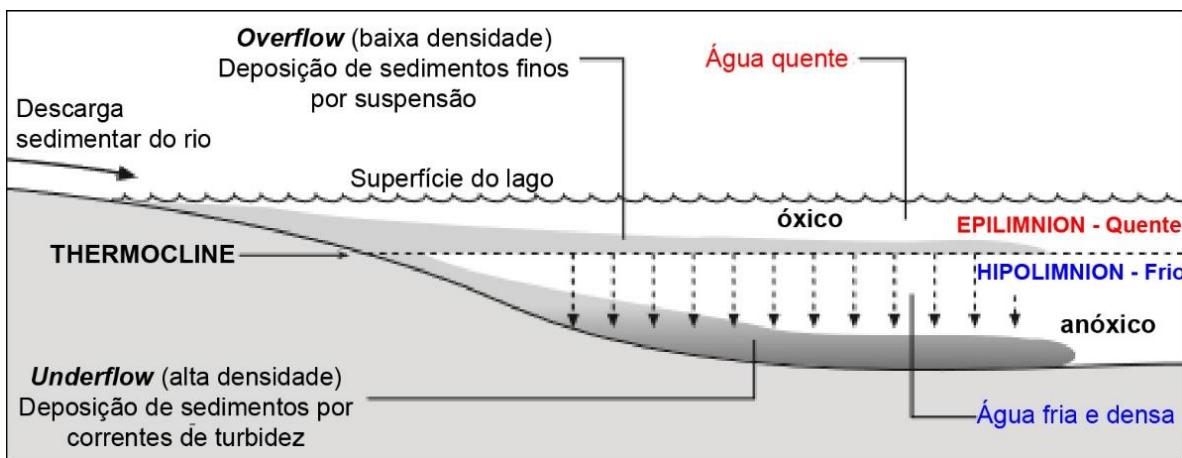


Figura 38. Mecanismos de deposição em lago profundo (modificado de Nichols, 2009).

As correntes de densidade caracterizam um mecanismo para o transporte de sedimentos mais grossos nas partes mais profundas do lago. Contratada por processo de avalanche subaquática devido ao gradiente topográfico acentuado no lago, os “correntes de turbidez” iniciam com a deposição de material grosso (areia media a muito fina), evoluindo progressivamente para sedimentos finos. Em lagos profundos, quando as correntes de turbidez são os principais mecanismos de sedimentação, os depósitos consistem em lâminas argilo-siltosas muito finas, depositadas por suspensão, alternando com sucessões granodecrescentes de turbiditos. A deposição de turbiditos associadas à lobos de frente deltaica é mais propícia durante épocas de nível de lago alto, segundo Scholz & Rosendahl (1990).

Pelo contrário, os lagos rasos são dominados por lamas vermelhas a cinzas, geralmente pouco espessas, com alto grau de bioturbação. Correntes de turbidez foram reportados como sedimentos finos de baixa densidade provenientes de canais fluviais prolongando-se no fundo do lago. Mulder et al (2003) propostou a denominação de “hipericnitos” para estes tipos turbiditos, essencialmente compostos de arenitos finos de grande extensão lateral com laminações de marcas onduladas cavalgante (*climbing ripple*).

Depósitos eólicos

Generalidades

Aproximadamente 30% da superfície atual da Terra localiza-se em regiões climáticas áridas ou semi-áridas, representadas por 20% de depósitos eólicos. Estas regiões, por estar muito pouco afetadas pela chuva, possuem solo muito seco e uma vegetação escassa, o que promove o transporte e geração de depósitos eólicos. No entanto, processos eólicos podem se desenvolver em regiões mais úmidas, se a

quantidade de sedimento disponível é em excesso e a força do vento suficiente, bastante comum nas costas marinhas (Mountney, 2006). Assim, o clima exerce um papel importante na preservação e acumulação de depósitos eólicos. A maioria dos desertos atuais são subdivididos em várias zonas geomorfológicas. Áreas onde a acumulação eólica é principalmente pelas dunas são chamadas de "ergs", e variam de alguns km² a várias centenas de km² (ex: *Rub al Khali erg* na Arábia Saudita, 560.000 km²).

Habitualmente, o vento transporta areia média à fina por saltação, onde os grãos de areia expostos ao vento são levantados pelo fluxo de ar, e, em seguida, caem quase instantaneamente por ação da gravidade, colidindo com outros grãos. Isto provoca uma reação em cadeia e a formação de uma nuvem de areias em saltação. Se presente, as partículas mais finas (siltos) serão transportadas por suspensão (Fig.39). Depósitos eólicos são caracterizados por algumas particularidades no tamanho de grão, arredondamento, seleção. O vento é muito seletivo, e o tamanho dos grãos varia com a velocidade do vento. No caso das dunas eólicas, as areias são bem a muito bem selecionadas, com grãos geralmente bem arredondados. Os antigos depósitos eólicos continentais apresentam estruturas sedimentares típicas, e são frequentemente associados a ambientes fluviais, lacustres ou costeiros. Assim, os sedimentos eólicos podem ser retrabalhados por processos não-eólicos e vice-versa.

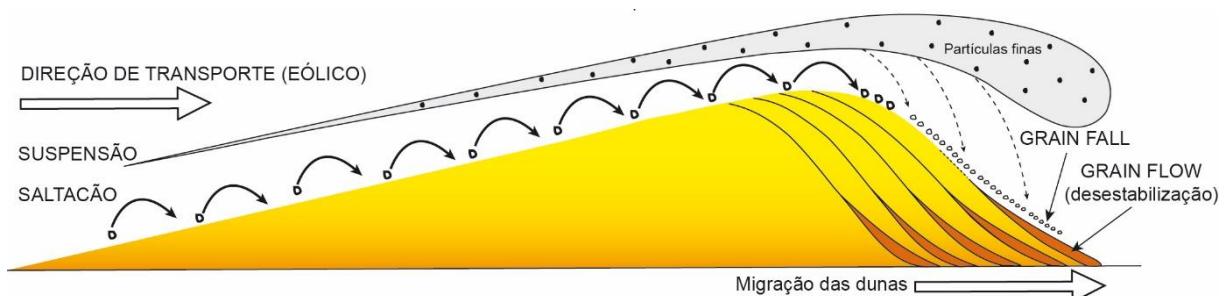


Figura 39. Modelo de formação e migração lateral das dunas eólicas.

Fácies eólicas principais

Comumente, o estudo das fácies sedimentares de depósitos eólicos permite distinguir as dunas eólicas das interdunas e lençóis de areias.

As dunas são frequentemente muito espessas (até várias dezenas de metros), compostas de grãos de areia fina a grossa arredondados, com estratificações cruzadas tangenciais plurimétricas, interpretadas como migrações de “megaripples 3D” (Mountney & Jagger, 2004). A identificação de depósitos de avalanche no pé (base) da duna (*grainflow*) reflete uma desestabilização da duna e um deslizamento

de grãos de areia sobre a superfície da duna protegida do vento (*slipface*). As partículas finas em suspensão vão “decantar” na superfície protegida do vento (*grainfall*), onde se intercalam com os estratos arenosos de avalanche.

Os depósitos eólicos de interdunas são geralmente divididos em dois tipos: interdunas úmidas e interdunas secas. As primeiras são representadas por estratificações sub-horizontais e lâminas onduladas, interpretadas como laminações de marcas onduladas de adesão (*adhesion ripples*). É possível identificar gradações inversas que caracterizam depósitos eólicos, e vestígios de bioturbações animais são frequentemente presentes (perforações horizontais e verticais), e refletem um ambiente úmido favorável à vida. Quando intercalada com dunas eólicas, a sucessão é interpretada como depósitos de interduna úmida (Kokurek & Nielson, 1986). Pequenas camadas decimétricas de lamas bioturbadas e arenitos finos com laminações cruzadas de marcas onduladas (*current ripples*) podem se encontrar. Estas laminações onduladas são interpretadas como chegadas fluviais em regime de fluxo inferior, espacialmente limitadas aos corredores das interdunas (Kocurek & Nielson 1986). Esta evolução vertical de fácies reflete um aumento periódico sazonal da umidade e das precipitações. As interdunas áridas são geralmente caracterizadas por laminações cruzadas de baixo ângulo (<15°), com graduação inversa. Ao contrário das interdunas úmidas, estes depósitos não contêm indícios de bioturbação e marcas onduladas de adesão. A ausência destas estruturas reflete uma deposição em ambiente mais árido, sobre uma superfície seca (Kocurek & Nielson, 1986).

Lençóis de areias eólicas se desenvolvem onde as condições de deposição não são em adequação para a formação de dunas. Embora o parâmetro principal seja a granulometria, outros fatores são: um lençol freático alto, superfícies de cimentação, inundações periódicas, fração de grãos grosseiros, e presença de vegetação (Kokurek & Nielson, 1986). Em lençóis de areia modernas sujeitas a um clima seco, a presença de grãos grosseiros com vegetação são os elementos mais comuns. A característica básica de todos os lençóis de areia são espessas camadas de arenitos com laminações de baixo ângulo, formadas e vindo pela força única do vento.

4.3 A Bacia de Sergipe-Alagoas

Generalidades

A América do Sul e África formavam a parte ocidental do Gondwana no Paleozoico e no início do Mesozoico. A separação entre estes dois continentes ocorreu após a separação da América do Norte/África. Naquele momento (Neo-Jurássico), a sedimentação era principalmente concentrada em depressões intracontinentais, correspondente à fase de pré-rifte (Milani et al, 1988). Posteriormente, o rifteamento propriamente dito começou ao norte da América do Sul no início do Cretáceo. Esta extensão é separada em duas partes, com uma área orientada na direção norte-sul e outra nordeste-sudoeste. Na área entre estas duas porções diferentes, a microplaca Afro-Brasileira é um fragmento continental rodado entre África e América do Sul (Fig.40). Esta placa é limitada ao norte pela zona de cisalhamento de Pernambuco (orientado ENE) e o graben de Jatobá, e pelo rifte de Tucano-Recôncavo no oeste (orientado N-S) que inclui a parte sul do Tucano, e grabens do Recôncavo NE. Finalmente, no sudoeste, a microplaca brasileira é conectada com a Bacia de Sergipe-Alagoas, primeiramente representado como uma margem transformada, com grabens de tipo “pull-apart” orientados N-S.

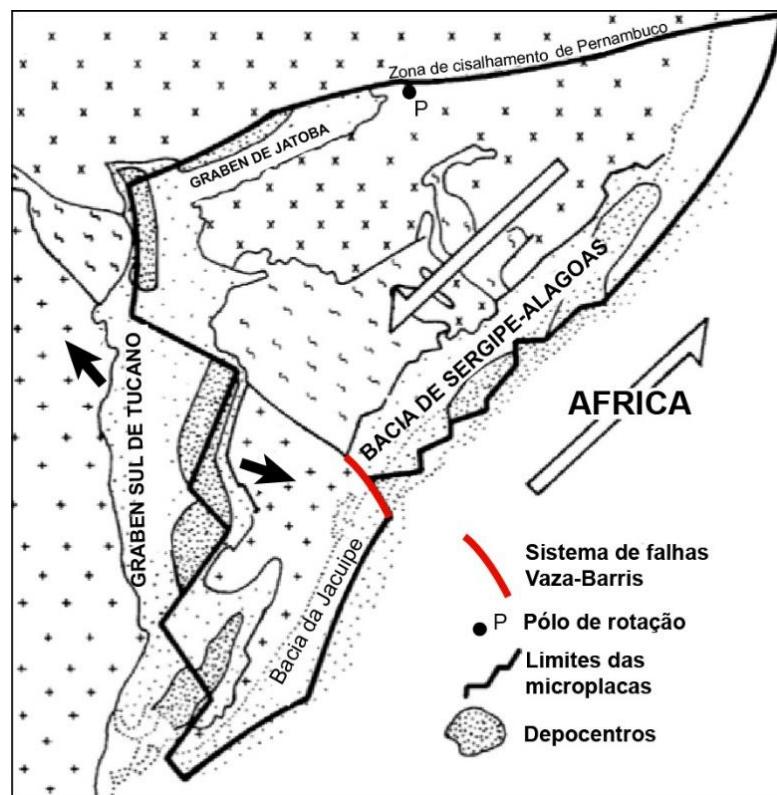


Figura 40. Extensão no início do Cretáceo resultante na ruptura do continente de Gondwana. Microplaca Afro-Brasileira (pré-rifte) e bacias associadas a formação da bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Milani, 1988).

No meio do Cretáceo, o fim do rifteamento de Recôncavo-Tucano resulta em uma “propagação” da extensão para a bacia de Sergipe-Alagoas, representada pela discordância erosiva regional chamada de “Pré-aratu” (Milani et al, 1988). A orientação NE-SW da margem continental da América do Sul é em parte responsável pela formação da bacia.

A Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na margem norte atlântica do Brasil (Fig.40,41), cobre uma área terrestre de 13.000 km² de sedimentos e uma porção marítima de 32.760 km² (Mohriak, 2003). Essa bacia foi formada como resultado da evolução de um rifte assimétrico alongado nas direções NNE / SSO e limitado no sul pelo “sistema de falhas Vaza-Barris” separando a bacia de Jacuipe (Fig.40) e no norte pelo complexo estrutural “Alto de Maragogi” (Campos Neto et al., 2007). Feijó (1994) separou a bacia em duas partes: as bacias de Sergipe e Alagoas, estruturalmente separadas pelo “Alto do Japoatã-Penedo” (área dos afloramentos). No entanto, segundo outros trabalhos (Campos Neto et al., 2007), este complexo estrutural está localizado apenas na porção onshore e não se estende ao bloco inferior da Charneira, deixando dúvidas sobre a subdivisão da bacia. Segundo Souza Lima (2008), as bacias de Jacuipe e Cabo, respectivamente nos limites sul e norte, são parte integrante da bacia de Sergipe-Alagoas. Na porção Alagoas, a espessura dos sedimentos sinrifte é mais espessa na área terrestre de plataforma continental como São Miguel dos Campos (Fig.41), com seqüências mais delgadas no domínio marinho. Pelo contrário, a pilha sedimentar Sergipiana é mais espessa na porção offshore e mais delgada em domínio terrestre (Mohriak et al, 2000; Borba, 2009).

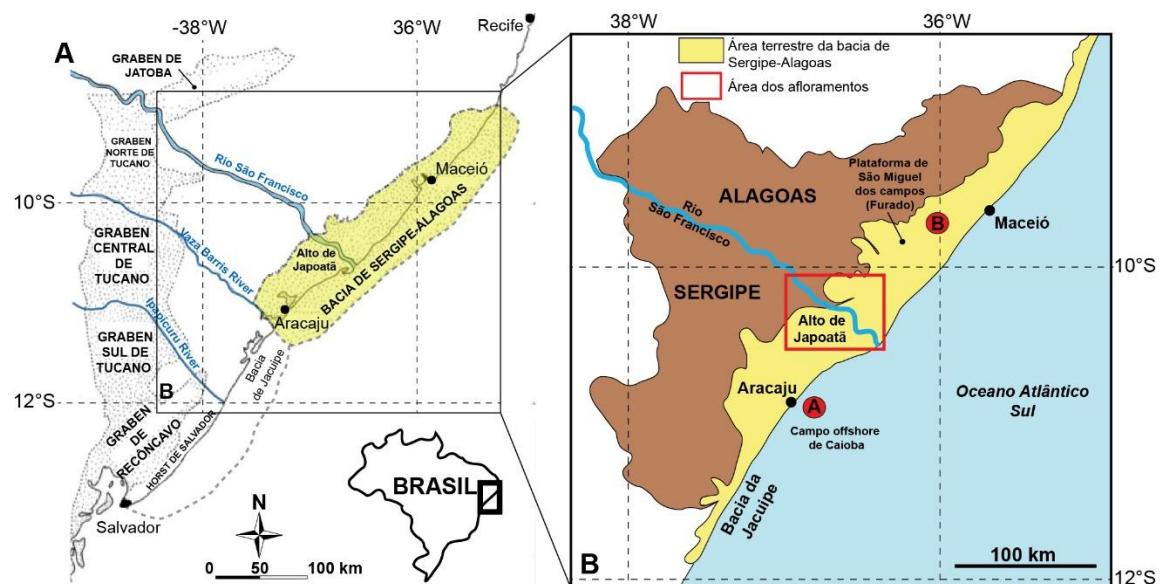


Figura 41. Localização da bacia de Alagoas (A) e subdivisão da bacia (B) com localizações da área dos afloramentos e seções de poços (A e B vermelhos) nos campos de petróleo (Caioba e Furado). (A) modificado de Milani, 1998.

O registro estratigráfico na Bacia de Sergipe-Alagoas é conhecido como a sucessão mais completa da margem continental do Brasil, refletindo diferentes fases de subsidência (Bizzi et al., 2003): A fase Syneclide (**a**) registra uma bacia intracratônica do Gondwana, preenchida por depósitos glaciais, deltaico-desérticos and subaquáticos de idade Carbonífero e Permiano. A Superseqüência Pré-Rifte (**b**) (Jurássica-Berriásiana) é caracterizada por afundamento crustal dentro da depressão Afro-Brasileira, e considerada como a fase de rifte inicial por vários autores (Fig.41); (**c**) a Superseqüência Rifte (Berriásian até Aptian) reflete o estágio de subsidência mecânica; e (**d**) a Superseqüência Pós-Rifte (Aptiana) que marca o início e o domínio da subsidência térmica, caracterizada pela primeira grande incursão marinha, que ocorreu no fim do Aptiano. A sucessão estudada pertence à Superseqüência Rifte.

A fim de evitar a repetição de obras anteriores (Campos Neto et al., 2007; Borba, 2009, 2011) e apontar a ênfase em nosso estudo; somente as duas primeiras fases (pré-rifte, rifte) serão abordadas na parte seguinte.

História tectono-sedimentar

Estratigraficamente, a Superseqüência Pré-rifte é composta por sedimentos lacustres da Formação Bananeiras, depósitos flúvio-deltaicos da Formação Candeiro e, finalmente, pela Formação Serraria e Arenito Caioba que preencheram a depressão com depósitos de canais fluviais entrelaçados.

De acordo com Campos Neto et al (2007), a Superseqüência Rifte, que começou há 142 Ma (Berriásian), é dividida em diferentes sub-seqüências, da base ao topo chamadas K10-K20, K34-K36, K38 e K40. Cada sub-seqüência corresponde a episódios tectono-sedimentares (pulsos de 2^a ou 3^a ordem) que compostam a maior parte da sedimentação durante a extensão do rifte (Fig.42).

O acúmulo dos depósitos lacustres da Formação Feliz Deserto (K10-K20) marca o início do preenchimento sin-rifte (**1**).

Os depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Barra de Itiúba e Penedo (K34-K36) sobrepõem a Formação Feliz Deserto e correspondem ao segundo pulso tectônico da fase rifte (**2**), caracterizado pelo estabelecimento de grabens e / ou semi-grabens (Chagas et al., 2003). Separando estas formações, a “Discordância Pré-Aratu” ou “DPA”, geralmente erosiva, representa um hiato estimado de ~5 Ma na sedimentação (Galm e Santos, 1994) e está relacionada à propagação do rifte na transição Valangiana para Haueriana (Bueno, 2004). Os

principais depocentros estão localizados na sub-bacia de Alagoas, onde algumas áreas acumularam cerca de 2.000 metros de depósitos (Borba, 2009). A porção proximal da seqüência K34-K36 é amplamente dominada pelos arenitos fluviais da Formação Penedo, enquanto a área médio-distal é representada pelos depósitos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba. Durante esse período, os esforços rupeis foram localizados principalmente na sub-bacia de Sergipe, onde os arenitos conglomeráticos proximais da Formação Rio Pitanga foram depositados muito perto da falha normal ativa (Campos Neto et al., 2007). O fim da seqüência (Barremiano superior) registrou a formação de um lago bem desenvolvido, com nível máximo do lago.

A seqüência K38 (Aptiana), representada pela Formação Pitanga na Sub-bacia de Sergipe, e Formações de Poção, Coqueiro Seco e Morro do Chaves representa o início do terceiro pulso tectônico (3), que aumentou de intensidade em toda a bacia (Fig 42, 44). Devido ao alto espaço de acomodação criado pela subsidência, os espessos depósitos associados são principalmente aluviais (Formações Pitanga e Poção) e deltaicos (Formação Coqueiro Seco). Enquanto isso, a zona distal foi dominada pelo acúmulo dos carbonatos da Formação Morro de Chaves (Campos Neto et al., 2007).

A deposição da última seqüência rifte K40 (Aptiano), resultou do último pulso tectônico (4), quando a intensidade tectônica atingiu seu máximo. Cobrindo a discordância “pre-alagoas”, a seqüência é composta de sedimentos arenosos-evaporíticos da Formação Maceió, juntamente com as Formações Rio Pitanga e Poção. Segundo Arienti (1996), essa seqüência reflete deposição sedimentar em condições mais áridas no final da Superseqüência Rifte.

SISTEMA/ PERÍODO	ÉPOCA	CRONO INTERNATIONAL	IDADE LOCAL	LITOESTRATIGRAFIA			UNCONFORMIDADES
CRETÁCEO	INFERIOR	APTIANO	ALAGOAS	K40	RIO PITANGA	Fm. POÇÃO	FORMAÇÃO MACEIÓ
		JIQUIÁ		K38	RIO PITANGA	Fm. POÇÃO	FORMAÇÃO COQUEIRO SECO
		BARREMIANO	BURACIÇA		RIO PITANGA	Fm. M. DO CHAVES	FORMAÇÃO MORRO DE CHAVES
		HAUTERIVIANO	ARATU	K34-K36	Fm. PENEDO		FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA
		VALANGINIANO	RIO DA SERRA		RIO PITANGA		
		BERRIASIANO	-142 Ma ~	K10-K20			FORMAÇÃO FELIZ DESERTO
JURÁSSICO	SUPERIOR	TITHONIANO	DOM JOÃO	PRE RIFTE	ARENITOS DE CAIOBA		
					FORMAÇÃO SERRARIA		
					FORMAÇÃO CANDEIRIO		FORMAÇÃO BANANEIRAS

Figura 42. Nomenclatura detalhada das superseqüências pré-rifte e rifte. Evolução evolução tectono-estratigráfica da fase rifte baseada em 4 pulsos tectônicos de 2^a ordem, associados a formações (K10-K20,K34-K36, K38, K40).

A Superseqüência Rifte na porção Alagoas

Borba (2009), Borba et al; (2011), propõem um estudo estratigráfico de média resolução (2^a e 3^a ordem) das formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba e Penedo no Campo de Furado, analizando perfis elétricos e radioativos, lignas sísmicas 3D, com dados bioestratigráficos (identificação de biozonas de ostracodes) (Fig.43). O principal objetivo deste estudo foi elaborar um arcabouço estratigráfico de 3^a ordem aplicado a identificação dos principais reservatórios no Campo de Furado, e entender a relação acomodação/aporte sedimentar na região durante a fase de rifteamento. Esta área também tem a vantagem de ter um registro estratigráfico quase completo das seqüências que compõem a fase rifte, ao contrário de muitas outras áreas da bacia.

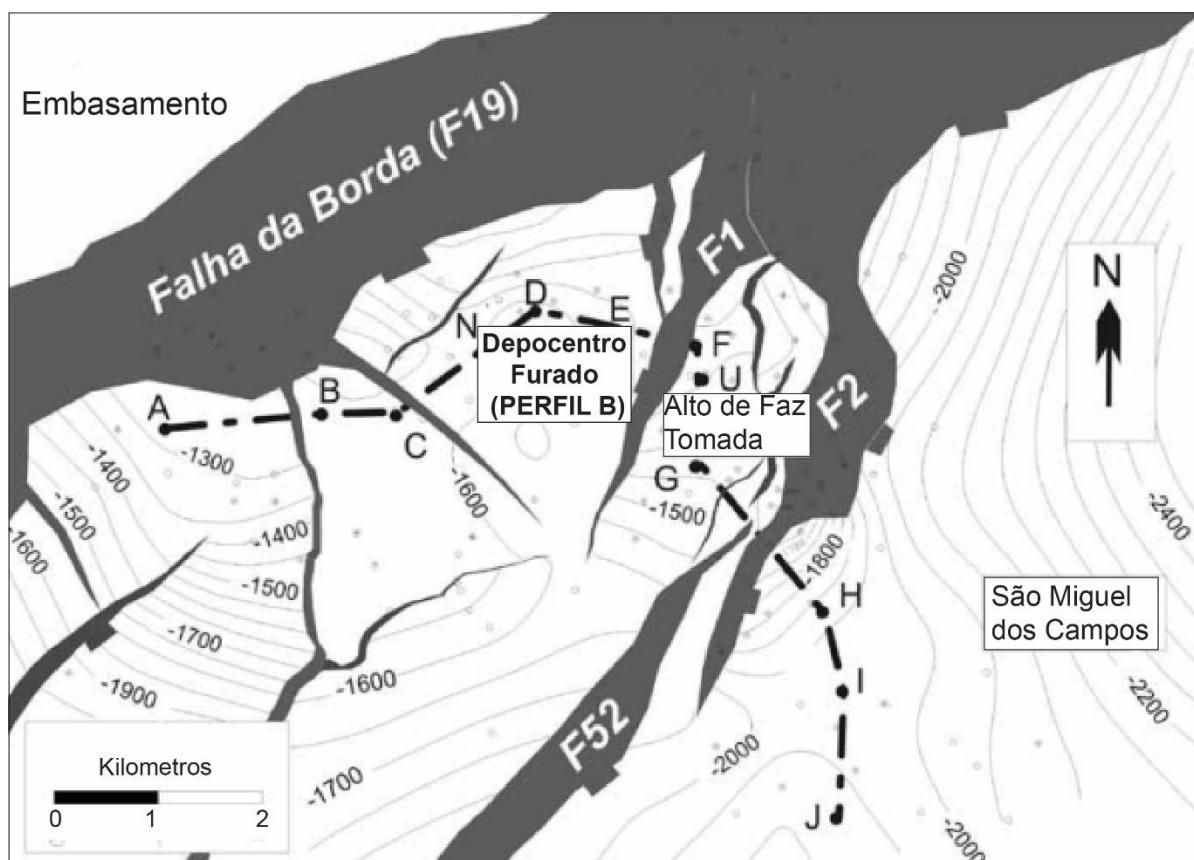


Figura 43. Mapa estrutural da base da Formação Barra de Itiúba (DPA, início da seqüência K34-36). Localização das falhas com Falha de Borda NE principal (F19) associada aos depocentros de Furado representando o registro sedimentar de nosso estudo na porção norte de Alagoas (perfil B). As falhas F1, F2, F 52 delimitando o horst de Fazenda Tomada. Ligna A-J corresponde a localização das lignas sísmicas e correlação estratigráfica entre perfis de sondagem (Fig.44).

A descrição detalhada e evolutiva do registro sedimentar (Formações Feliz Deserto, Barra Itiúba, e Penedo) resultou na identificação das principais fácies

sedimentares e associações de fácies que resultam de processos deposicionais diferentes, resumido na Tabela 2.

Tabela 2. Associações de fácies identificadas nos perfis de sondagem das formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba e Penedo (Borba et al, 2011).

Ambiente	Associações de fácies	Litologias e estruturas sedimentares dominantes	Padrões em perfis elétricos
Planície aluvial	Canais e barras fluviais	Arenito arcosiano médio a conglomerático com estratificação cruzada e granodescrescência ascendente.	Quando amalgamados, formam caixotes com até 150 m de espessura. Delgados, sucessões ficam difícil diferenciar dos canais distributários.
	Planície de inundação/lacustre raso	Folhelho e siltito esverdeado/avermelhado com marcas de raízes e gretas de ressecamento.	Raio-gama alto e espessura até 10 m.
	Eólico	Arenito fino à medio com textura bimodal e estratos de queda e fluxo de grãos. Mais ricos em quartzo em relação as fácies fluviais.	Caixotes com dezenas metros de espessura e menos valores de raio-gama. Resistividade mais elevada em relação aos depósitos fluviais.
Planície deltaica	Canal distributário	Arenito médio a conglomerático com base abrupta, granodescrescência ascendente e estratificação cruzada. Associado principalmente a fácies de barra de desembocadura.	Sino ou caixote. Até 5m de espessura quando amalgamados.
	Crevasse	Arenito muito fino com granoscrescência ascendente e laminação cruzada cavalgante	Alternar com depósitos de baía interdistributária, com até 5 m de espessura.
	Baía interdistributária	Folhelho/Siltito esverdeado muito bioturbado.	Alternar com depósitos de baía interdistributária, com até 5 m de espessura.
Frente deltaica	Barra de desembocadura (proximal)	Arenito muito fino a grosso com granoscrescência ascendente, fluidização, estratificação cruzada sigmoidal e estruturas de escorregamento.	Funil, com espessura de 3 até 10 m. Amalgamad com canais, pode atingir 30 m de espessura.
	Barra distal	Siltito a arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante. Passagem transicional com barra de desembocadura.	Valores elevados de raios gama na base das feições em funil, com espessura de 1 até 5 m.
Prodelta	Prodelta	Folhelho esverdeado a escuro, siltito e arenito muito fino fluidizados.	Raio gama elevado com tendência a funil.
Lago	Lago profundo	Folhelho negro com nódulos de fosfatos e níveis de ostracodes, pouco bioturbado. Teor de carbono orgânico pouco elevado.	Raio gama muito elevado. Resistividade e tempo de trânsito no perfil sônico.
	Turbiditos lacustre	Arenito muito fino, maciço, delgado e por vezes graduação normal, em meio dos folhelhos lacustres.	Tendência serrilhado no raio gama, com espessura máxima de 2 m.

A maior parte das associações de fácies refletem ambientes deposicionais continentais. Algumas delas refletem um ambiente continental proximal (planície aluvial), com a identificação de canais e barras fluviais, depósitos de planície de inundação e depósitos eólicos. Outras associações de fácies refletem um ambiente deltaico proximal (planície deltaica) conectado com canais fluviais, com o reconhecimento de espessos corpos amalgamados conglo-arenosos de canais distributários erosivos, intercalados com depósitos areno-siltosos de crevasse, e finos de baías interdistributárias. As barras distais de arenito fino com laminações cruzadas de marcas onduladas, que evoluem verticalmente para fácies de barra de desembocadura marca um ambiente de frente deltaica distal. Cobrindo as barras distais, a identificação de fácies típicas de barras de desembocadura com granocrescência ascendente e estratificações cruzadas sigmoidais marca um ambiente de frente deltaica proximal progradante. Fácies siltosos esverdeados, muitas vezes bioturbados, com estruturas de escorregamento e valores elevados de radioatividade refletem um ambiente de prodelta. Algumas associações de fácies refletem um ambiente lacustre profundo, representadas por fácies típicas de lago profundo (folhelhos negros, níveis de ostracodes, alto teor de carbono orgânico, alta radioatividade), e fácies de turbiditos lacustres erosivos no meio dos folhelhos, com comum gradação normal.

Baseado na descrição dos testemunhos de sondagem (A-J) com lignas sísmicas, Borba subdividiu a seqüência K34-K36 de 2^a ordem em nove seqüências de terceira ordem (Fig.44,45) resultando de pulsos de subsidência durante a evolução do rifte, refletindo variação no aporte sedimentar (S) e na acomodação (volume de espaço disponível para depositar) na bacia (A). Os limites de seqüências são comumente delimitados por bruscos deslocamentos de fácies, seja por eventos de exposição subaérea ou por forte progradação deltaica, dependendo da localização paleogeográfica na bacia. As seqüências representam ~10,2 Ma de sedimentação e são constituídas pelos tratos de baixa e alta acomodação, ou pelos tratos de lago baixo (sistemas deposicionais proximais, baixa acomodação), transgressor e de lago alto, onde predominam os depósitos lacustres e deltaicos mais distais (Borba, 2011).

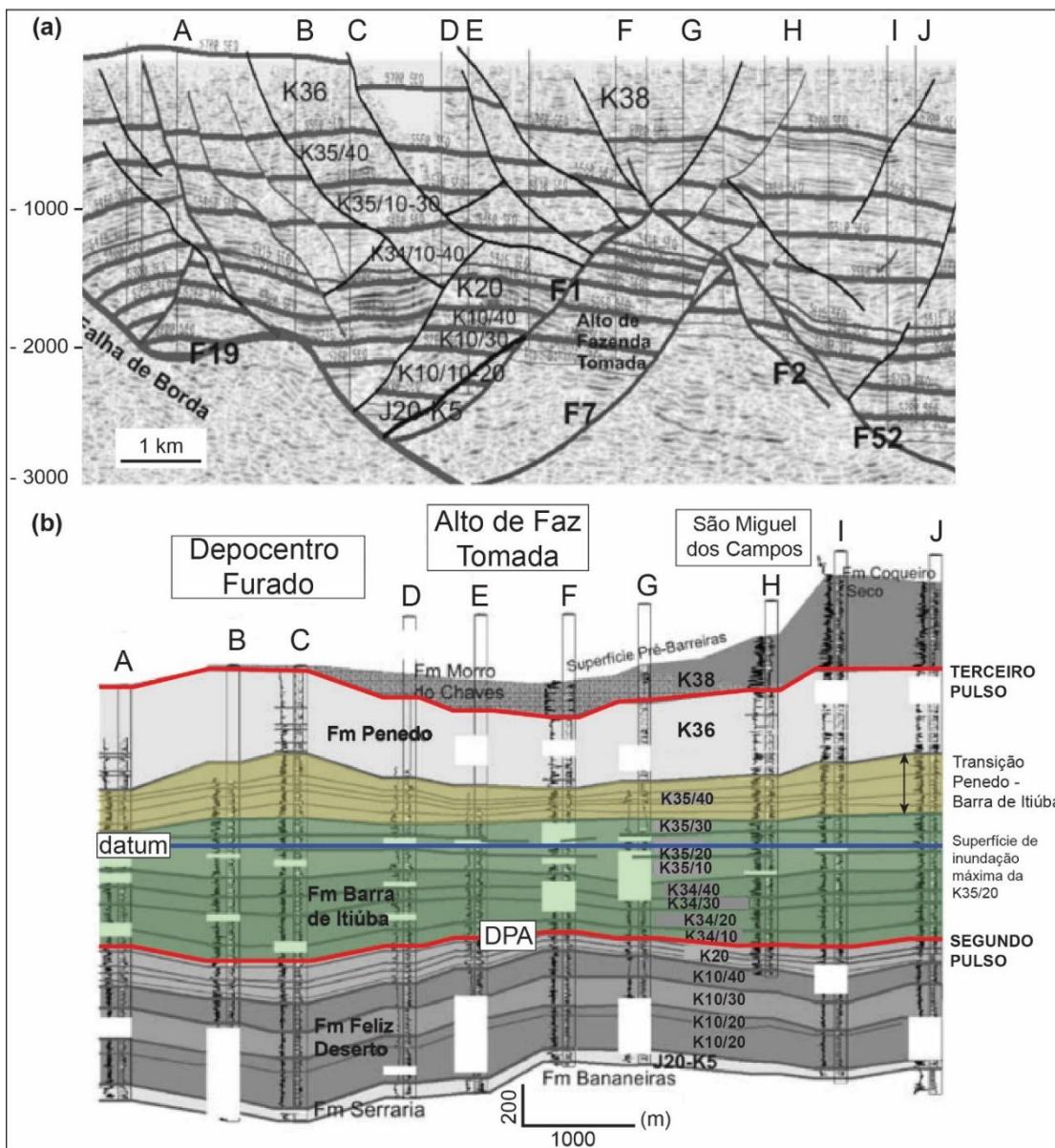


Figura 44. Seção sismica arbitrária com limites de seqüências de 3^a ordem, mostrando a repartição sedimentar e depocentros associados a falhas (a). Seção estratigráfica (b) mostrando as seqüências de 3^a ordem das seqüências K10-K20, K34-K36, K38. Datum regional baseado na “SIM” da seqüência K35/20. DPA: Discordância Pré-Aratu (modificado de Borba, 2011).

Sequências		Idade local	Duração (Ma)	Taxa de acumulação (m/ka)	Ambiente deposicional	Unidades litoestratigráficas				
2a ordem	3a ordem									
K34-K36	K36	Jiquiá inferior	1,1	0,77-0,89	Fluvial, eólico	Formação Penedo				
	K35/40	Buracica superior	0,8	0,37-0,78	Fluvial, deltaico	Transição BIT/Penedo				
	K35/30	Buracica inferior	2,7	0,29-0,33	Deltaico, lacustre	Formação Barra de Itiúba				
	K35/20	Aratu superior								
	K35/10									
	K34/40									
	K34/30									
	K34/20									
	K34/10									

Figura 45. Sub-divisão da seqüência de 2^a ordem K34-K36 em nove seqüências de 3^a ordem, na bacia de Alagoas (campo de Furado), segundo Borba (2011).

A formação Barra de Itiúba resulta na deposição das oito primeiras seqüências de 3^a ordem descritas abaixo:

Seqüências K34/10 a K34/40

Este agrupamento de seqüências constituem a base da Formação Barra de Itiúba, e cobrem a discordância erosiva de Pre-Aratu (DPA). O registro sedimentar mostra uma espessura total média de 400 m, depositada em ~ 5,6 Ma (Fig.45). Estas seqüências mostram uma sedimentação de lago profundo, resultando na deposição de espessos folhelhos negros. Os estratos apresentam geometria levemente divergente em direção à bacia e ao depocentro de Furado. A Seqüência K34/10 inicia-se com um trato de lago baixo compostos de espessos corpos arenosos, seguido por um trato transgressivo com folhelhos negros de lago profundo, marcando um brusco afogamento da bacia (Borba, 2011). O trato de lago alto seguinte é caracterizado por alguns ciclos deltaicos progradacionais compostos de arenito muito fino a siltito de frente deltaica distal (barra distal) e prodelta, e subordinadamente fácies deltaicos proximais (arenitos fino a medio de barra de desembocadura, e depósitos de planície deltaica). A base (trato de lago baixo) das seqüências seguintes (K34/20 a K34/40) é representada por corpos arenosos de frente deltaica amalgamados com depósitos frequentemente conglomeráticos de canais distributários, depositados num frente deltaica proximal (barre de desembocadura) conectada com canais distributários (conglomerados). Estas seqüências são cada vez mais arenosas, sugerindo um raseamento gradual do lago durante os tratos de lago alto, acompanhado do desenvolvimento de planícies deltaicas, cada vez mais extensas (Borba, 2011). Os tratos de lago baixo são representados por espessas camadas de arenitos com pouca continuidade lateral.

Seqüências K35/10 a K35/30

Estas seqüências de idade Aratu Superior e Buracica Inferior foram depositadas em ~ 2,7 Ma. A base da Seqüência K35/10 mostra arenitos grossos (trato de lago baixo) recobertos em contato abrupto por espessos folhelhos negros caracterizando o ínicio do trato transgressivo. A alta espessura da sucessão é devido a criação de grande espaço de acomodação gerado pelo pulso de subsidência, principalmente preenchido durante a fase de trato de lago alto. As litologias não diferem das seqüências precedentes, apesar de ter mais arenitos grossos (depósitos flúvio-deltaicos de barra de desembocadura e canais

distributários) durante fases de lago alto. Os espessos folhelhos negros da seqüência K35/20, depositados em toda a área sul de Alagoas, correspondem à superfície de inundação máxima (SIM). A última seqüência K35/30 é dominada por pelitos oxidados associados a depósitos fluviais.

Seqüência K35/40

A seqüência corresponde ao topo da Formação Barra de Itiúba na litoestratigrafia, e à parte basal da Formação Penedo na área estudada (plataforma de São Miguel dos Campos). Esta seqüência (0,8 Ma de duração estimada, Andar Buracica Superior) resulta em um aumento significativo da quantidade de sedimentos grossos trazidos por sistemas fluviais, que começam a dominar na bacia (Borba, 2011). Apesar disso, algumas sucessões de depósitos deltaicos constituem uma parte dos tratos transgressivos e de lago alto. Ao mesmo tempo no Campo de Pilar, 40 km nordeste, foram encontrados depósitos fluviais alternando com depósitos eólicos. A taxa de acumulação acelerou, devido à grande quantidade de sedimentos arenosos que chegou na bacia, cuja carga sedimentar contribuiu para o aumento da subsidência. Borba identificou ciclos iniciados por corpos amalgamados de depósitos fluviais que permitiram subvidir a sucessão em 5 seqüências de 4^a ordem. Baseado em análises isotópicas, os resultados mostram que o clima ficou mais úmido a partir do Andar Buracica (Chiossi, 1997).

As seqüências de 3^a ordem iniciam com a sedimentação de depósitos flúvio-deltaicos por, resultando em um trato de sistemas de lago baixo (A<S). A tendência retrogradacional que caracteriza o sistema transgressivo resulta em deposição de sedimentos finos de prodelta, culminando com lamitos orgânicos negros lacustres (superfície de inundação máxima) . Esta fase transgressiva resultou da rápida criação do espaço de acomodação pela subsidência tectônica em condições climáticas relativamente úmidas, com baixo aporte sedimentar (A>S). O trato de sistemas de lago alto, que encerrou a seqüência, mostra uma tendência progradacional bem definida, que levaram à deposição e progradação dos sistemas deltaicos cada vez mais proximais durante esta fase de preenchimento principal da bacia (A<S). Do início ao fim da seqüência K34-K36, a taxa de acumulação de sedimentos tendeu a aumentar (Fig 4.7 a) nas seqüências superiores (K35/40, K36), resultando em tratos de lago baixo e de lago alto mais desenvolvidos. Os ambientes proximais iniciam a dominar a bacia, e resulta na transição litoestratigráfica entre a Formação Barra de Itiúba e a Formação Penedo durante a deposição da seqüência K35/40, na porção Alagoas.

Incluindo estudos das seqüências de 2^a ordem J20-K5 (pré-rifte) et K10-K20 (Feliz Deserto), os autores propuseram diagramas esquemáticos que refletem a história evolutiva da sedimentação durante o rifteamento (Fig.46).

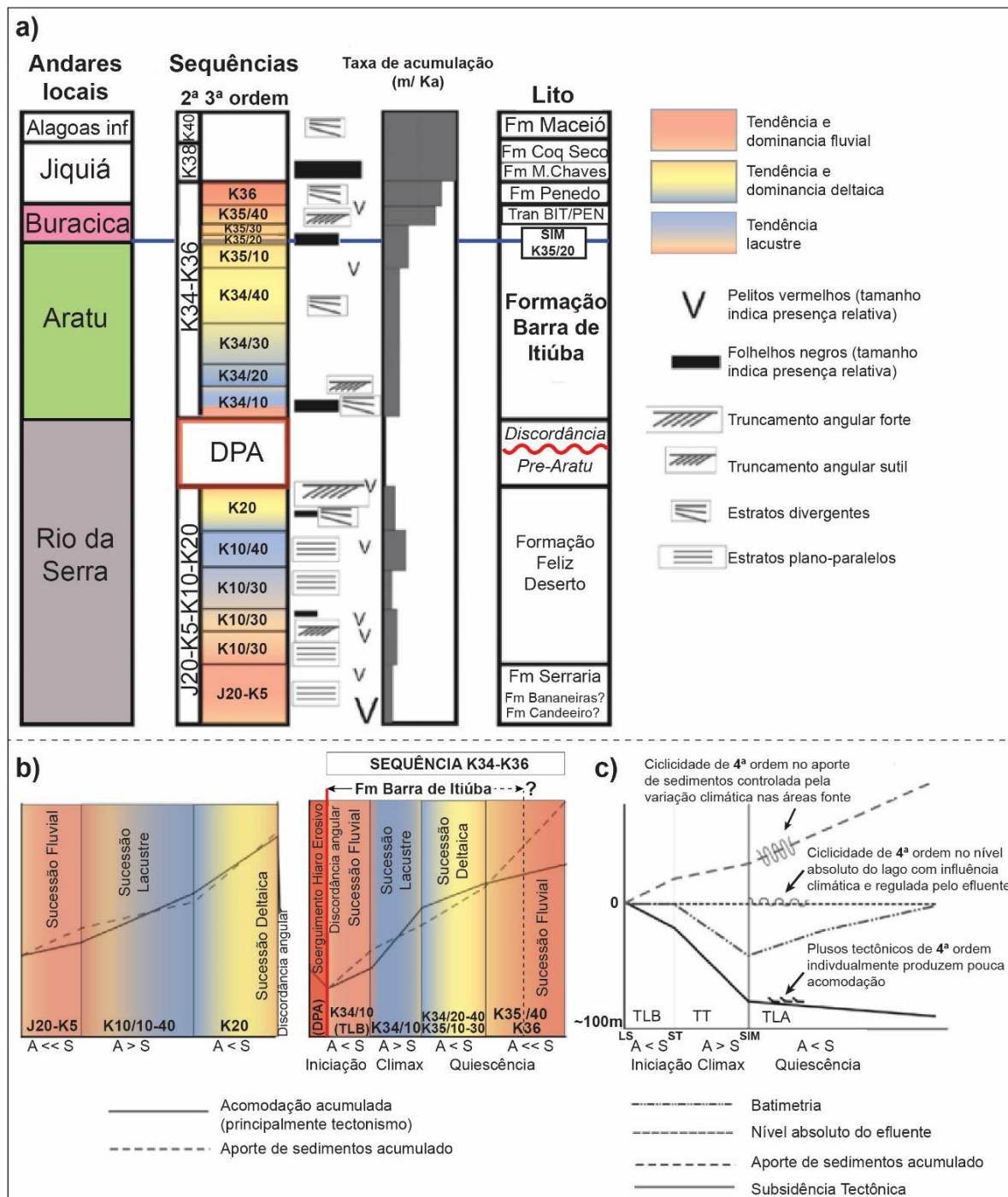


Figura 46. Estratigrafia do estágio rifte na sub-bacia de Alagoas (Plataforma de São Miguel dos Campos). Sumário estratigráfico das seqüências de 2^a e 3^a ordem com superfícies chaves (SIM da seqüência K35/20, DPA), limites litoestratigráficas, e evolução da taxa de acumulação sedimentar (a). Diagramas esquemáticos que refletem a história evolutiva da sedimentação durante o rifteamento, baseado na relação acomodação / aporte sedimentar , e localização da Formação Barra de Itiúba com topo indefinido “?” na seqüência K35/20: (b). Modelo de deposição de uma seqüência de 3^a ordem com efeitos de 4^a ordem, resultando da mudança de tratos de sistemas de lago baixo (TLB), transgressivo (TT), de lago alto (TLB); com efeitos na batimetria, no nível do lago, e aporte sedimentar (c). As variações de cor foram colocadas em uma tentativa de ilustrar as principais tendências dos ambientes de depósitos (modificado de Borba et al, 2011).

A Formação Barra de Itiúba (Fig.46b) é inicialmente representada por uma fase de “iniciação” ($A < S$), onde o espaço de acomodação criado por subsidência tectônica (tectonismo) não é ainda suficiente para estocar toda carga sedimentar vindo principalmente dos canais distributários; representados por uma espessa sucessão fluvial (trato de lago baixo da K34/10). Um volume consequente de acomodação é rapidamente criado quando a intensidade da subsidência tectônica aumenta por pulsos ($A > S$). Esta fase de “clímax” é representada pelo trato transgressivo da seqüência K34/10, composto de depósitos finos distais retrogradantes, e culminando com lamitos orgânicos negros lacustres (superfície de inundação máxima). A diminuição progressiva do espaço de acomodação, combinado com aumento progressivo do aporte sedimentar resulta em uma evolução de fácies e ambientes cada vez mais proximais; durante a fase chamada de “quiescência”, a partir da seqüência K34/20 (Fig 4.7 b). Esta fase resulta em uma espessa sucessão deltaica progradante (K34/20-40 a K35/10-30), recoberta por uma seqüência fluvial granocrescente (K35/40, K36). A seqüência K34-K36 mostra um padrão geral regressivo (lacustre-deltaico-fluvial), típico de preenchimento de rifte.

A Superseqüência Rifte na porção Sergipe

Nos últimos anos, a sub-bacia de Sergipe foi sujeito a um estudo de caracterização tectono-estratigráfica da seqüência transicional do rifte, no quadro de um trabalho de doutorado (Cruz, L.R, 2008). Na bacia de Sergipe-Alagoas, a transição entre o fim do rifteamento (fase rifte) e o início da seqüência transicional é observado pela identificação da “discordância Pré-Alagoas superior”, primeiramente proposta por (Szatmari *et al.* 1974). Para evitar as confusões com a denominação da discordância Pré-Aratu abreviada “DPA”, a discordância Pré-Alagoas será chamada de “IPA” (Inconformidade Pré-Alagoas).

A interpretação das linhas sísmicas em 3 seções géosísmicas (Fig.47,48) permitiu identificar as estruturas e falhas principais associadas aos depocentros das fases rifte e transicional da sub-bacia, incluído dados de afloramentos (direção e angulo medidos das falhas) na região dos afloramentos (Alto de Japoatã-Penedo Fig 41,46).

A sedimentação sinrifte parece ser mais concentrada em pequenos compartimentos de grabens e meio-grabens associados a uma tectônica e deposição de depocentros regionais.

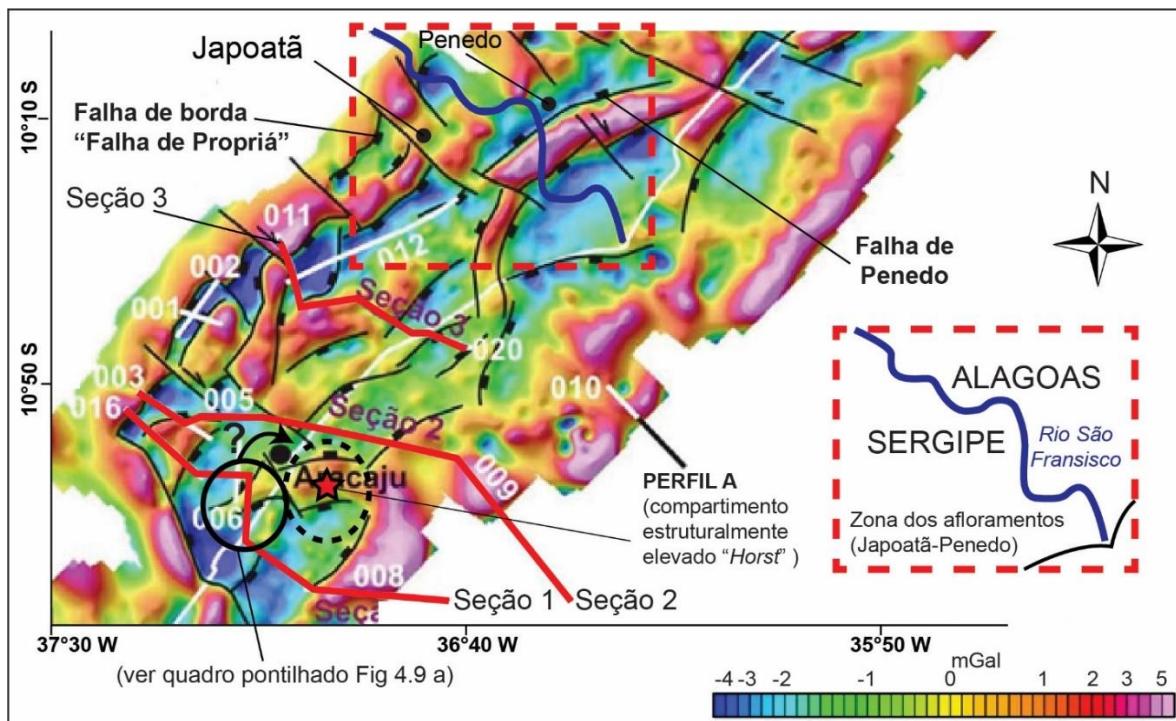


Figure 47. Mapa gravimétrico de anomalia Bouguer residual da sub-bacia de Sergipe (Jardim de Sá et al. 2005), reproduzido de Cruz, L.R, 2008; mostrando as principais falhas (NE associadas a NW principalmente) que configuram o arcabouço da SBSE. As zonas com cores azuladas representam geralmente os depocentros associados as falhas NE. As seções geossísmicas interpretadas estão em traços vermelhos grossos: seção 1 no sul, seção 3 mais no norte, e seção 2 entre os dois. O quadro vermelho pontilhado representa a zona dos afloramentos de nosso estudo (Alto de Japoatã-Penedo), estruturalmente caracterizada por compartimentos extensivos distintos. A estrela vermelha representa nosso perfil de sondagem estudado na porção Sergipe; localizado em um compartimento soerguido limitado por duas falhas normais ENE (modificado de Cruz, L.R, 2008).

A bacia mostra falhas de direção NE mostram um mergulho no sentido da bacia, resultando em falhas predominantemente sintéticas, embora que tem falhas antéticas mergulhando para NW. Com estas falhas sintéticas, as falhas N-S são frequentemente limitadas em alto ângulo por falhas NW de rejeito norma com mergulho forte para SW e NE e consideradas como zonas de transferência e/ou acomodação. Algumas seções sísmicas mostram também que as falhas sintéticas apresentam mergulhos geralmente mais suaves em direção às águas profundas. Portanto, estas estruturas provavelmente apresentaram mergulhos originais de ângulo baixo a moderado, resultando em um grau de deformação (observado no movimento e rotação dos blocos) e um afinamento crustal não uniformes ao longo da bacia (Cruz, L.R, 2012). Os estudos também mostram que as falhas de direção NE geralmente mostram maior rejeitos e extensão, com uma história sinrife distinta, principalmente nas porções proximais e no centro da bacia (Fig 47, 48).

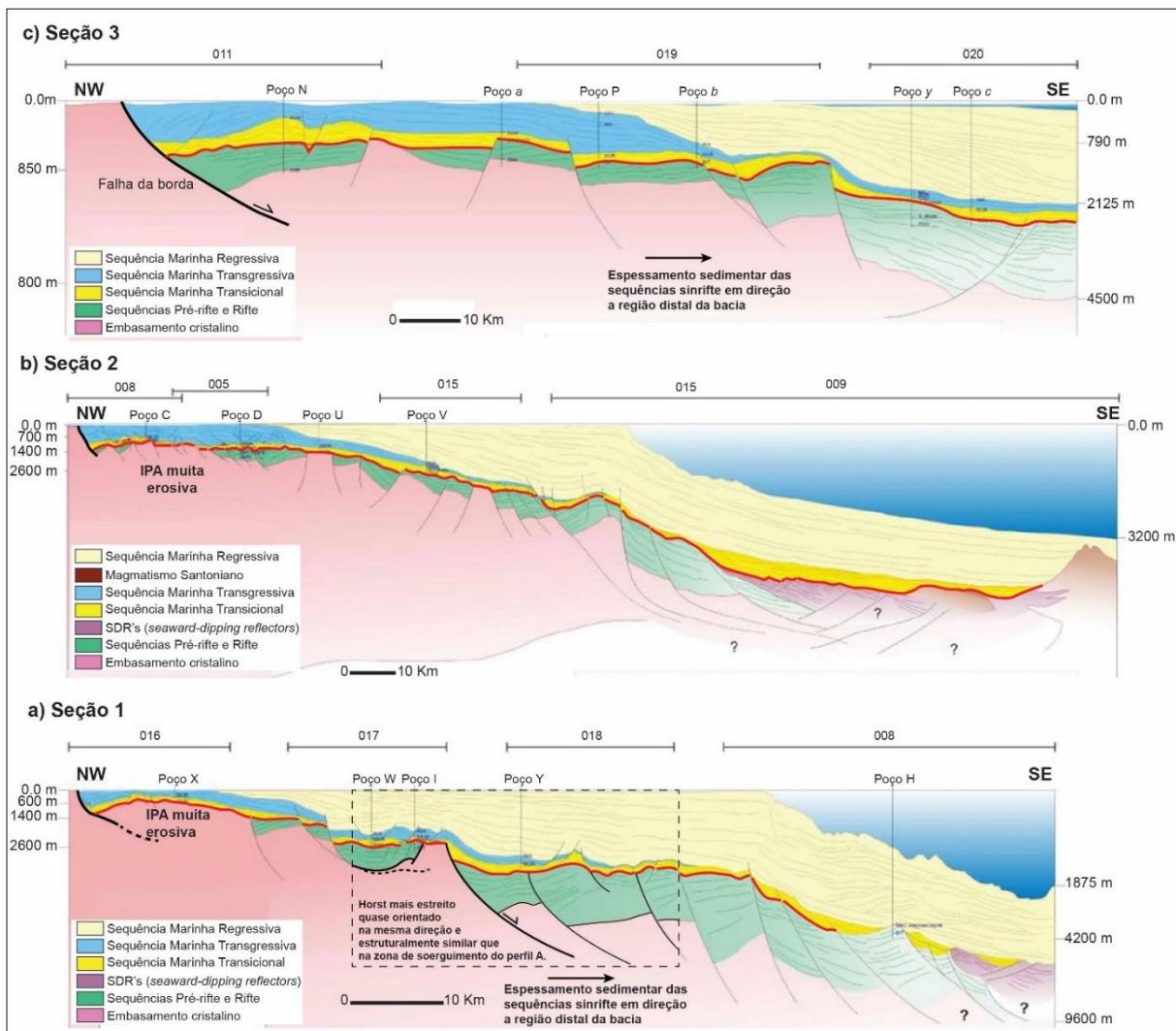


Figura 48. Seções geossísmicas na sub-bacia de Sergipe, do sul para o norte (1 para 3), mostrando variações de espessura nos depocentros sinrife associados a falhas normais. Quadro preto pontilhado representa “hipoteticamente” uma zona de extensão apresentando uma configuração similar a nossa região de estudo na bacia (perfil A) (modificado de Cruz, L. R., 2008).

Na porção terrestre da bacia, algumas falhas com mergulho forte foram identificadas como lístricas. Próximo à borda da sub-bacia de Sergipe, as falhas NE mostram evidências de controlo maior na sedimentação durante as seqüências rifte et transicional (Seção 1 e 2). As seções interpretadas nessa área mostram uma discordância Pre-Alagoas (DPA) muita erosiva, com alto grau de angularidade dos estratos nas linhas sísmicas. Amplificado pelo soerguimento sul da bacia, o caráter erosivo da IPA é tão expressivo, que a seqüência rifte foi quase totalmente “decapada”, até expor embasamento na região de Aracaju (Fig.48a).

Na porção offshore da bacia, as falhas sinrife mostram rejeitos consideráveis com grandes espessuras de depósitos, principalmente nas porções norte e sul da bacia (Fig.49a). As seções estudadas, mostram um

espessamento sedimentar em direção a região distal da bacia; uma região que foi provavelmente submetida a uma subsidência tectônica mais forte, resultando em maior espaço de acomodação para “estocar” os depósitos sinrife.

Visualizando a localização das seções géosísmicas, a seção 1 é composta de uma porção (linha sísmica 006) representada como uma área elevada (alto) limitada por dois falhas normais NNE (círculo preto Fig.47). A primeira falha mostra um pequeno rejeito normal, com um mergulho para NNW, enquanto a segunda mostra um rejeito bem maior com espessos depósitos sinrife mergulhando para SSE (Fig.48 a). Dentro da zona soerguida, devido a certamente pouco criação de espaço de acomodação com pouco profundidade, a seqüência rifte foi totalmente erodida pela IPA. Este complexo estrutural ou “horst” é frequentemente associado a separação dos grabens durante o rifteamento da bacia. No limite norte do *horst*, uma falha NW “intercepta” com alto ângulo estas duas falhas NNE. Como visualizado na mapa, esta falha de transferência marca também o limite sul de uma zona soerguida que mostra muitas similaridades com o horst descrito antes. Esta zona, chamada de “Alto de Atalaia” (Rodrigues & Goldberg, 2014) é configurada da mesma forma, embora que as falhas mostram uma orientação NNE mais pronunciada, limitando um compartimento também mais amplo.

O perfil A de nosso estudo sendo localizado dentro do complexo, é importante de considerar que a sedimentação sinrife foi talvez submetida a muita erosão da IPA, da mesma maneira que no horst descrito na seção 3, embora que a seqüência rifte é ainda preservada na sucessão. Durante o rifteamento, a região foi provavelmente representada por ambientes mais proximais, representados por sedimentos grossos detaico-fluviais, devido a pouca criação de espaço de acomodação com menos depocentros em uma zona de soerguimento relativamente “estreita”. Interpretando a direção das falhas dos dois compartimentos, a falha NW que limita parece ter um controlo durante a extensão dos blocos soerguidos, como visto pela observação do pelo bloco superior (Alto de Atalaia), que parece “girar” substancialmente para o sul.

O interpretação de uma seção sísmica na região sul dos afloramentos (norte sa porção Sergipe) mostra uma zona da bacia com o desenvolvimento mais expressivo de falhas antitéticas, embora as falhas sintéticas ainda predominam e controlam a extensão principal da bacia. Na escala sísmica, estas falhas mostram rejeitos de pequeno porte, interpretadas como estruturas

subsidiárias ou de acomodação, formadas durante o desenvolvimento dos grabens ou semi grabens associados ao rifteamento.

Na campo, as falhas distencionais ou oblíquas com direção NE a N-S são frequentemente associadas a falhas de transferência NW a NNW (Fig.49), com dobramentos específicos (Fig.50).

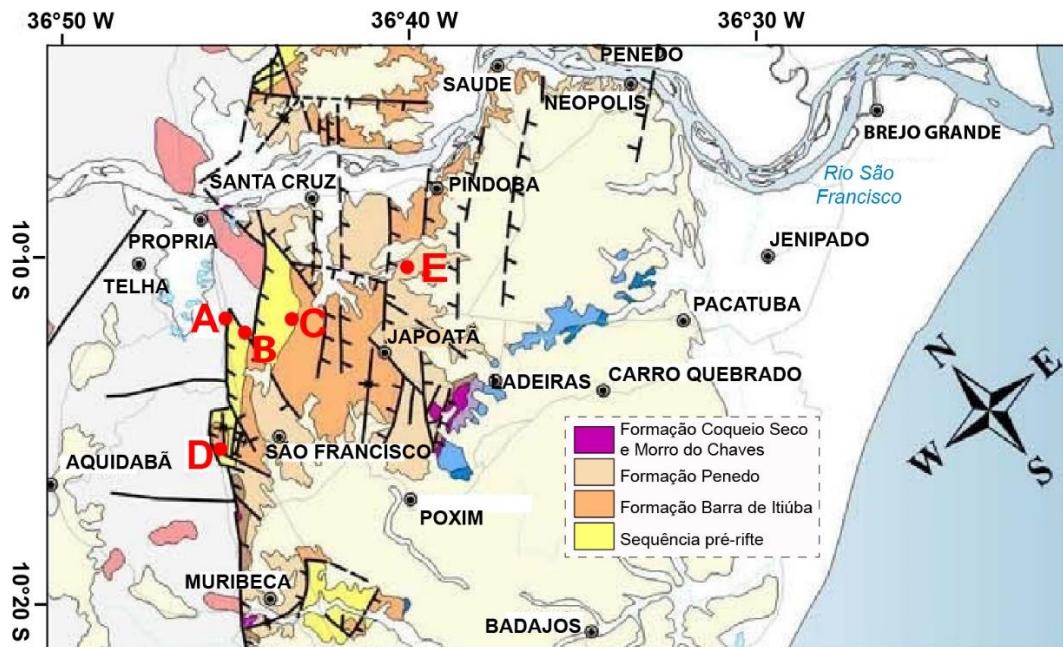


Figura 49. Mapa estrutural regional, na região dos afloramentos, com localização dos estereogramas (A, B, C, D, E) proveniente dos dados de falhas sinrifte (modificado de Cruz, L. R, 2008).

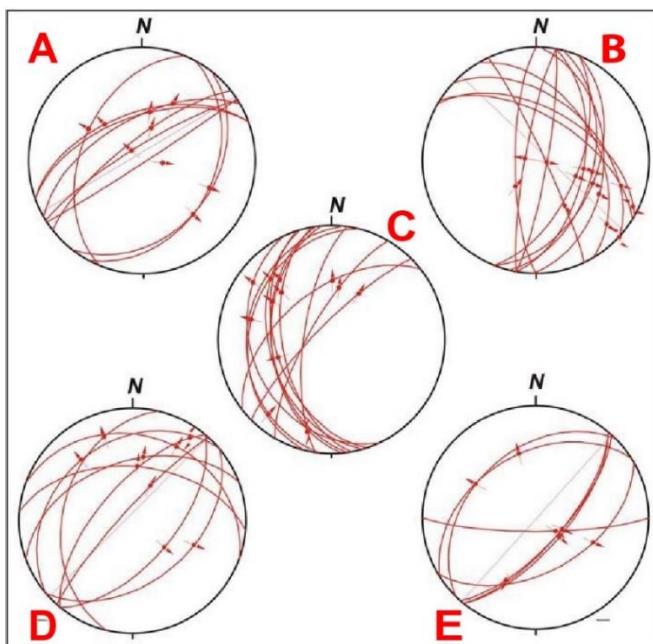


Figura 50. Estereogramas das falhas sinrifte medidas em afloramentos (planos e slickenlines) na região sul de Propriá, norte da sub-bacia de Sergipe (Cruz, L.R, 2008).

Os marcadores cinemáticos e planos de falhas medidos em afloramento mostram falhas com rejeito normal ou localmente oblíquo (Fig.49). Em alto ângulo com estas falhas, as falhas N-S e NW podem mostrar um componente de rejeito

normal. Segundo autor, estas falhas principalmente a componente normal controlaram uma grande parte da sedimentação sinrife na região, incluindo andar inicial Rio da Serra (principalmente Formação Feliz Deserto), os arenitos conglomeráticos regionais da Formação proximal Rio Pitanga (unicamente depositada em Sergipe e equivalente aos andares Aratu e Jiquiá), e a Formação Morro do Chaves (Fig.42,46). Comparando medidas de paleocorrentes dos depósitos sinrife com o comportamento das falhas principais, o autor sugerou uma direção de transporte sedimentar dominante NNW/NW para SSE/SE, com fonte de sedimentos vindo principalmente da erosão do embasamento cristalino soerguendo.

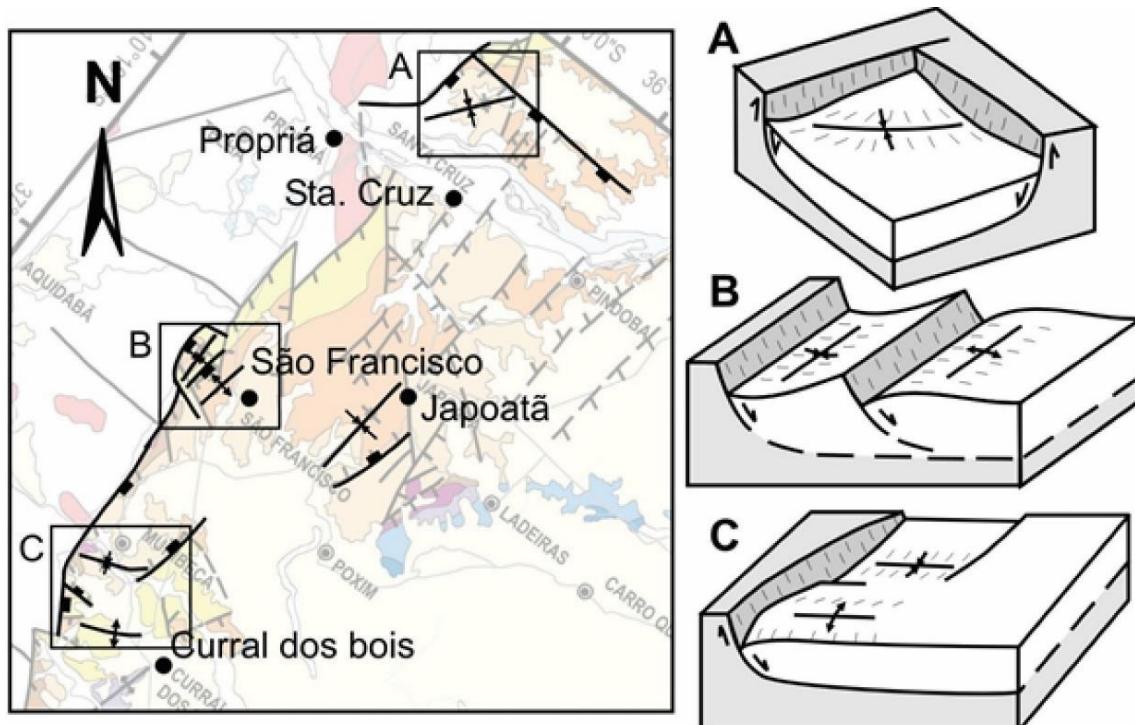


Figura 51. Blocos-diragramas (A, B, C) ilustrando ocorrência de dobramentos suaves associados às falhas do rifte, na região de Japoatã. A “descoberta” desses dobrões é uma informação chave para entender melhor os mecanismos e processos de drenagem durante o desenvolvimento da fase rifte. De fato, dois de nossos afloramentos estão localizados na zona A, ao norte de Santa Cruz

Os dobramentos associados a falhas de transversais NW/NNW (Fig.51) mostram uma disposição paralela a subparalela às falhas NE normais, e sugere uma deposição em dobra anticlinal da borda ou synclinal, refletindo variações de rejeito ao longo do plano da falha (Borba, 2009; Cruz, L.R, 2008). Conforme autor, a região do “Alto de Japoatã-Penedo” evoluiu de maneira distinta quando comparado com as outras zonas de extensão sinrife da sub-bacia de Sergipe assim como a porção Alagoas da bacia (cuja região de Furado). A sedimentação sinrife parece ser mais concentrada em pequenos compartimentos de grabens e meio-grabens associados a uma tectônica e deposição de depocentros regionais. Nesse sentido, a tentativa de caracterizar a evolução tectono-sedimentar na

escala da bacia fica difícil, devido ao alto grau de compartimentação, resultando em reconstruções paleogeográficas limitadas à escala dos grabens e meios-grabens.

5. Texto integrador

O trabalho de pesquisa estabelecido durante o doutorado está estruturado em artigos científicos, submetidos em revistas científicas. Os dois primeiros foram submetidos à mesma revista (*Sedimentary Geology*), visando uma continuidade na apresentação dos resultados. O último, mais focado em geologia do petróleo, foi submetido à *AAPG Bulletin*. Esta parte da tese resume o conteúdo dos artigos, salientando não apenas a importância dos dados obtidos em relação ao entendimento do contexto tectono-estratigráfico da Formação Barra de Itiúba (BIT) na Bacia de Sergipe-Alagoas, mas também para da evolução de bacias rifte em geral.

Os trabalhos gerados resultaram de dados coletados em duas áreas: (1) o trabalho de campo na região dos afloramentos (Alto de Japoáta-Penedo) permitiu a identificação da arquitetura de fácies e reconstrução da paleofisiografia deltaica (artigo 1) e (2) a análise faciológica e estratigráfica de testemunhos que representam o registro sedimentar total da Formação Barra de Itiúba em dois compartimentos estruturalmente distintos levou à definição do arcabouço estratigráfico e caracterização da qualidade de reservatórios (artigos 2 e 3, respectivamente).

A análise de fácies dos afloramentos (artigo 1) foi baseada na descrição de litofácies seguindo Miall (1978), incluindo geometria, cor, textura (tamanho de grão, classificação e arredondamento), estruturas sedimentares e conteúdo fóssil das camadas, registradas através da construção de perfis litológicos de escala 1:100, somada à medida sistemática de paleocorrentes. A análise faciológica resultou na identificação de dezessete fácies, agrupadas sete associações de fácies: (1) Canal distributário entrelaçado; (2) Canal distributário meandrante; (3) Baía interdistributária; (4) Frente deltaica proximal; (5) Frente deltaica distal; (6) Prodelta; e (7) Lacustre. O objetivo principal deste trabalho foi compreender a formação e os mecanismos de controle dos depósitos de rifte nesta região, posteriormente comparada com os dados dos testemunhos de sondagem A e B visando extrapolar as interpretações para toda a Bacia de Sergipe-Alagoas.

Os afloramentos mostram um domínio de sistemas deltaico-lacustres dominado por rios, geralmente com sucessões granocrescentes que caracterizam progradações deltaicas distais a proximais. Os afloramentos estudados foram

separados em diferentes compartimentos estruturais delimitados por extensas falhas de borda relacionadas à falha principal de Propriá. Os processos distensivos resultaram na formação de grabens e semi-grabens que controlaram os sistemas de drenagem e depocentros regionais. A reconstrução paleogeográfica e paleoambiental (sistemas de drenagem, processos de transporte, sistemas deposicionais) não foi realizada para a totalidade da área de estudo devido à ocorrência escassa de afloramentos, pouco espessos, e ao alto grau de compartimentação da bacia em grabens e semi-grabens. No entanto, a integração entre análises de fácies e de paleocorrentes no contexto estrutural sin-rifte, com a individualização dos compartimentos estruturais, permitiu a interpretação da contribuição de aporte sedimentar axial versus transversal nos grábens e meio-grábens. Esses resultados devem ser interpretados com cautela pelo fato desses afloramentos serem pouco espessos e não datados, devido à ausência de ostracodes. Comparando com os modelos tradicionais de preenchimento em riftes (Gawthorpe & Leeder, 2000), os resultados deste trabalho mostraram que o sistema de drenagem dominante estava associado a falhas normais de borda. As seções estudadas em afloramentos localizavam-se principalmente na margem falhada da bacia, onde a entrada dos sedimentos é proveniente de leques aluviais desenvolvidos ao longo da falha da borda, transversais às estruturas (falhas) do graben.

A descrição detalhada dos dois poços de sondagem (A, B) visou ampliar os recentes trabalhos de Borba et al. (2011) sobre a aplicação das sequências de 3^a ordem (K34-K36) à modelagem de reservatórios identificadas na porção Alagoas (depocentros de Furado), bem como obter novas informações tectono-estratigráficas nas duas porções da bacia (Sergipe e Alagoas). O poço A, localizado no campo marítimo de Caioba, no sul da Sub-bacia de Sergipe, encontra-se na região soerguida do “Alto de Atalaia”. O poço B, localizado nos depocentros de Furado, encontra-se na plataforma de São Miguel dos Campos, no norte da Sub-bacia de Alagoas. Os poços estudados foram detalhadamente descritos, resultando na construção de perfis litológicos de escala 1 :100. A análise de fácies foi baseada na descrição de litofácies seguindo Miall (1978), incluindo cor, textura (tamanho de grão, classificação e arredondamento), estruturas sedimentares e conteúdo fóssil, combinado com dados de raios gama. Comparando o registro sedimentar dos dois poços, a primeira grande diferença é que a seção Sergipana (Poço A) é menos espessa e predominantemente representada por ambientes proximais (canais

distributários) que a seção Alagoana (Poço B), muito mais espessa e composta predominantemente de ambientes distais (frente deltaica distal, prodelta, lacustre).

A aplicação do modelo de estratigrafia em bacias rifte proposto por Martins-Neto & Catuneanu (2009) no estudo dos poços A e B resultou em uma nova interpretação sobre a história tectono-estratigráfica da Formação Barra de Itiúba (artigo 2). Diferentemente de margens passivas (que se inicia com um trato de lago baixo), uma seqüência deposicional completa em bacias rifte (de 1^a a 3^a ordem) inicia com um curto ciclo retrogradacional bem marcado (chamado nesta tese de trato de lago subpreenchido, ou “*underfilled systems tract*”), durante o qual o espaço de acomodação gerado em resposta ao pulso tectônico de subsidência extensional ainda não foi preenchido. Esta fase é seguida por uma tendência progradacional mais longa durante a quiescência tectônica (trato de sistema de lago preenchido ou “*filled systems tract*”), quando o aporte sedimentar gradualmente preenche o espaço de acomodação disponível criado anteriormente (durante a subsidência extensional). No último estágio, uma seqüência culminar em um trato de sistema de preenchimento excessivo (*overfilled systems tract*), representado por fácies aluviais ou costeiros proximais, durante a qual o espaço de acomodação é totalmente preenchido.

O estabelecimento do arcabouço estratigráfico e da relação entre acomodação e aporte sedimentar desse estudo, que mostra muitas diferenças entre os poços A e B, permitiu a identificação dos tratos de sistemas componentes de 7 seqüências estratigráficas de 3^a ordem. No poço A, menos espesso (165.05 m de espessura), a sucessão sedimentar composta principalmente por depósitos proximais (frente deltaica, planície deltaica), foi depositada durante um regime tectônico local de relativamente baixa intensidade. Em contraste, a porção mais espessa (620.1 m) no poço B, composta principalmente por depósitos distais (lacustre a frente deltaica), mostra evidências de maior subsidência tectônica com alta taxa de acomodação, combinada com sedimentação em condições mais úmidas. Um resumo das associações de fácies identificadas nos afloramentos e poços estudados encontra-se no Anexo 1.

A última parte do trabalho consistiu em integrar o estudo estratigráfico com dados de qualidade de reservatórios (porosidade e permeabilidade). Recentemente, estudos petrográficos no poço A (Rodrigues & Goldberg, 2014) identificaram numerosos petrofácies de reservatórios, representando diferentes qualidades, e mostraram que a compactação mecânica e cimentação por caulinita e dolomita

reduziram a porosidade primária, enquanto a precipitação de sobrecrecimentos de quartzo aumentou a preservação da porosidade primária. No poço B, resultados de um estudo sobre padrões e processos diagenéticos nos arenitos arcóseos (Baumhardt, 2015) mostraram que a diminuição de porosidade resultou da cimentação por calcita ferrosa e crescimentos descontínuos de quartzo. Como na porção Sergipana, os trabalhos mostram também que os depósitos sin-rifte foram compactados por compactação mecânica, e química. Apesar do progresso no entendimento da Formação Barra de Itiúba, pouco se sabe sobre a relação entre estratigrafia detalhada (litofacies e associações de fácies) e qualidade do reservatório (porosidade e permeabilidade).

O objetivo do artigo 3 foi, portanto, identificar e delimitar camadas com dados de porosidade e permeabilidade disponíveis e estabelecer a relação entre a qualidade de reservatório e tipo de depósitos (litofacies e tratos de sistemas). As camadas analisadas nos poços A e B foram agrupadas em várias zonas de reservatórios, idealmente delimitadas por espessas camadas impermeáveis. A descrição das zonas reservatório potenciais avaliou granulometria, presença de estratificação e estruturas deformacionais (fluidização, bioturbação) e presença de intraclastos, a fim de interpretar os fatores sin-sedimentares controladores da qualidade de reservatório. No poço A, a sucessão sedimentar foi dividida em 11 zonas de reservatórios e 2 não reservatórios, enquanto no poço B, 12 zonas de reservatórios e um não-reservatório foram identificadas. As melhores zonas, com propriedades excelentes a muito boas, foram principalmente encontradas em sedimentos de canais distributários depositados durante fases de preenchimento excessivo (*Overfilled systems tract*). As baixas propriedades de fluxo de fluido (baixa a boa porosidade) resultaram principalmente de deformação sin-sedimentar das lâminas argilosas (*mud drapes*) por intensa bioturbação e fluidização, que causaram heterogeneidade e redução da permeabilidade.

Por fim, consideramos que este trabalho multidisciplinar trouxe novas informações sobre os depósitos sin-rifte da Formação Barra de Itiúba. Apesar da ausência de datação nos afloramentos e de ter sido realizado em apenas dois poços, os dados coletados forneceram resultados significativos acerca da expressão dos sistemas de drenagem deltaicos (axial vs. transversal) em meio-grabens, permitiram validar o modelo de Martins-Neto & Catuneanu (2009) em dois compartimentos formados sob regimes tectônicos de intensidade diferente, e permitiram a caracterização da qualidade dos reservatórios em relação às

associações de fácies e arcabouço estratigráfico. Em última análise, este trabalho ofereceu uma visão integrada da evolução tectono-estratigráfica da seção rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas, com a definição dos mecanismos controladores da sedimentação e implicação dos mesmos na qualidade de reservatório.

6. Referências bibliográficas

- ALLEN, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93-114.
- ARIENTI, L.M. 1996. Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos “rift” da Formação Maceio e Formação Poção, Bacia de Alagoas. Tese de Doutorado – Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BARRELL, J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits: Geological Society of America, Bulletin, v. 23, p. 377–446.
- BATTHACHARYA, J., AND WALKER, R.G. 1991b. Facies and facies successions in river- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 39, p. 165–191.
- BATTHACHARYA, J. P. 2006. Deltas. *Facies Models Revisited*, ISBN 1-56576-121-9, p. 237–292.
- BATTHACHARYA J. P., and J. A. MacEachern, 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79.
- BATTHACHARYA, J. P. 2010. Delta. In: James, N. P. & Dalrymple R. W. (Eds.), *Facies Models* 4, p. 233-264.
- BATTACHARYA, J., AND WALKER, R.G. 1991b. Facies and facies successions in river- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 39, p. 165–191.
- BAUMHARDT, A.M., 2015. Processos e padrões diagenéticos e seu impacto sobre a qualidade de reservatório dos arenitos da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe-Alagoas. Trabalho de conclusão de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BIZZI, L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds.). 2003. Recursos Minerais Energéticos: Petróleo. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, p.553-564.
- BLAIR, T.C. & McPHERSON, J.G. 1994 Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450–589.
- BLAIR, T.C. & BILODEAU, W.L. 1988. Development of tectonic cyclotems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary responses to episodic tectonism. *Geology*, N. 16, n.16, 517-520.

- BOHACS, K.M., CARROLL, A.R., NEAL, J.E. & Mankiewicz, P.J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic– geochemical framework. In *Lake Basins through Space and Time* (Eds Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K.R.). *Studies in Geology* 46, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK; 3–34.
- BORBA, C. 2009. Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. 2009. 206 f. Tese (doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul, 2009.
- BORBA, C. 2009. Estratigrafia de alta resolução 3D em depósitos deltaicos do início do rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas: impacto na compartimentação de reservatórios. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 291-309, maio/nov. 2009.
- BORBA, C. 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*, volume 41 (1) : 18-36.
- BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins.
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul Atlântico. *Boletim Geociências da Petrobras*, 12(2):203-229.
- CAMPOS NETO, O.P., SOUZA LIMA W., CRUZ F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas)*, 15(2):405-415.
- CARROL, A.R. & BOHACS, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, v.27, p.99-102.
- CATUNEANU, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35, 1-43.
- CATUNEANU, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, p.375.
- CHAGAS, L.S.; Chiossi, D.S.N.; Cerqueira, R.M.; Hamsi, G.P.; Marques, G. e Lisboa, G.,2003. Evolução tectono-sedimentar do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias. Relatório Interno. PETROBRAS/DENEST. Aracaju, 74p.
- CHIOSSI D.S.N. 1997. Estratigrafia de seqüências e condicionamento tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Dissertação de Mestrado, UFRGS, 204 p.
- CHIOSSI, D.S.N. 2005. Seqüências deposicionais de 3^a ordem em riftes continentais: um modelo de tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 13 (2), 181-203. maio/nov.

- COLELLA, A., AND PRIOR, D.B. 1990. Coarse-Grained Deltas: International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 357 p.
- COLEMAN, J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: BROUSSARD, M. L. (ed.), *Deltas*. 2 ed, p. 9-150.
- COLEMAN, J.M., AND PRIOR, D.B. 1982. Deltaic environments, in Scholle, P.A., and Spearing, D.R., eds., *Sandstone Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31, p. 139–178.
- COLLINSON, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary structures*. Terra Publications, Hertfordshire, England (292 pp.).
- CRUZ F.E.G. & Galm P.C. 1994. Correlação das fácies sedimentares e formas de ostracodes não-marinhos dos andares Aratu e Eo-Buracica em sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Geociências*, São Paulo, 15(1):209-222.
- CRUZ, L.R., 2008. Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe. 2008. 195 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal depositional systems, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: St. John's, Newfoundland, Canada, Geological Association of Canada, p. 195–218.
- DALRYMPLE, R.W. 1999. Tide-dominated deltas, do they exist or are they all estuaries? (abstract): American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, San Antonio, Texas, Official Program with Abstracts, p. A29.
- ELLIOT, T. 1986. Deltas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. Reading, H.G.). Blackwell Scientific Publications, Oxford; 113–154.
- EMERY, D., Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, p. 297.
- EYLES, N., AND EYLES, C.H. 1992. Glacial depositional systems, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, p. 73–100.
- FINLEY, R.J and TYLER, N. 1991. Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs: Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3; p. 1-5.
- FROSTICK, L.E & REID, I. Structural control of sedimentation patterns and implication for economic potential of the East African Rift Basins. *Journal of African Earth Sciences*, v.10, n1-2, p:307-318, 1990.

- GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BRUSSARD, M. L. (Ed.) Deltas, models for exploration, p. 87-98.
- GALM P.C. & SANTOS D.F. 1994. Caracterização de uma discordância de idade Pré-Aratu (Eocretáceo) na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Acta Geologica Leopoldensia*, 39(2):555-562.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12, 195–218.
- HAMSI Jr., G.P. & KARNER, G. Revisão de seções crustais da Sub-Bacia de Sergipe através de modelagens tectonofísicas: implicações quanto aos padrões de preenchimento e quanto à evolução do fluxo térmico. Resumo expandido, X SNET, SBG, Curitiba, 2005.
- HARMS, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short Course 9, 161pp.
- HARVEY, A.M., MATHER, A.E. & STOKES, M. (Eds). 2005. Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Special Publication 251, Geological Society Publishing House, Bath.
- JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R.W. 2010. Facies Models 4.
- KEAREY, P et al. 2009. Global tectonics. – 3th ed.
- KEIGHLEY, D.; FLINT, S.; HOWELL, J. & MOSCARIELLO, A. Sequence Stratigraphy in Lacustrine Basins: a model for part of the green river formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, n.6, p.987-1006, 2003.
- KOCUREK, G., NIELSON., J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sandsheets.
- KUZNIR, N.J.; HUNSDALE, R.; ROBERTS, A.N. Timing of depth-dependent lithosphere stretching on the S Lofoten rifted margin offshore mid-Norway pre-breakup or pos-breakup? *Basin research* v.16, 279-296, 2004.
- LAMBIASE, J.J. 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: KATZ, B.J. Ed. *Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogues*. AAPG Memoir. 50, p.265-276.
- LEEDER, M.R. & GAWTHORPE, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: *Continental Extensional Tectonics* (Ed. By M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock), Geol. Soc. London Spec Publ. 28,p. 139-152, 1987.
- McKENZIE. D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. L&t.*, 40: 25-32.

- McPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G., AND MOIOLA, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas: Geological Society of America, Bulletin, v. 99, p. 331–340.
- MARTINS-NETO, M.A., CATUNEANU, O., 2009. Rift sequence stratigraphy, Marine and Petroleum Geology (2009), doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001
- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth-Science Reviews, v. 13, p. 1-62.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary; 597–604.
- MIALL, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. New York: Springer-Verlag, 582 p.
- MILANI, E.J. 1988. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Reconcavo - Tucano - Jatobá, Sergipe - Alagoas). Chapter 34.
- MOHRIAK, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, CPRM, Brasilia.
- MOUNTNEY, N.P. 2006. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA.
- MOUNTNEY, N.P., JAGGER.A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA
- MULDER, T., AND SYVITSKI, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans: Journal of Geology, v. 103, p. 285–298.
- NEMEC, W. 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes, in Oti, M.N., and Postma, G., eds., Geology of Deltas: Rotterdam, Balkema, p. 31–93.
- NICHOLS, G.J. 2009. Sedimentology and stratigraphy / Gary Nichols. – 2nd ed.
- OLSEN, P. E., 1990, Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems: examples from the Newark Supergroup of eastern North America, in Katz, B. (ed.), Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs, American Association Petroleum Geologists Memoir 50, p. 209-224.
- ORTON, G., & READING, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size: Sedimentology, v. 40, p. 475–512.
- POSAMENTIER, H.W., Vail, G.P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.,

- Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C (Eds.), Sea Level Changes – an Integrated Approach, vol.42. SEPM Spec. Publ., pp. 125-154.
- POSAMENTIER, H.W., Jersey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.,
- POSAMENTIER, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. 1993. (Eds.), Sea level changes –an Integrated Approach, vol.42. SEPM Spec. Publ., pp. 109-124.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, 210.
- 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 No. 71, p. 35-66.
- READING, H.G., AND COLLINSON, J.D. 1996. Clastic Coasts, in Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy, Third Edition: Oxford, U.K., Blackwell Science, p. 154–231.
- RETTALACK, G.J. (2001) Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology (2nd edition). Blackwell Science, Oxford.
- ROBERT, C. 2008. Global Sedimentology of the Ocean, An Interplay between Geodynamics and Paleoenvironment.
- RODRIGUES, A.G., GOLDBERG, K., 2014. Composição primária e padrões diagenéticos dos arenitos da Formação Barra de Itiúba no Alto de Atalaia, Sub-bacia de Sergipe. *Braz. J. Geol.* [online]. 2014, vol.44, n.4, pp.545-560.
- RUST, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 187-198.
- SHANLEY, K.W. & Mc CABE, P.J. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. AAPG Bulletin. v. 78, n.4, p.544-568, 1994.
- SCHLISCHE, R.W. 1995. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. AAPG Bulletin, v. 79, n.11, p.1661-1678, 1995.
- SCHLISCHE, R.W. & WITHJACK, M.O.1999. Tectonics of rifting and rifting: Pangea Breakup. International Workshop for a Climatic, Biotic, and Tectonic, Pole-to-Pole Coring Transect of Triassic-Jurassic Pangea, Report.
- SMITH, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: examples from western Canada. In: Modern and Ancient Fluvial Systems (Eds Collinson, J.D. & Lewin, J.). Special Publication 6, International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford; 155–168.
- SPEARING, D.R. 1974. Alluvial fan deposits, in Spearing, DR.comp.

- TIERCELIN, J-J.1991. Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic Rift Basins of East Africa. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 13 : 3-37.
- WEISSMANN, G.S., Hartlev, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H. & Banteah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38, 39-42.
- WERNICKE. B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- WHITE, R and McKENZIE. D.P. 1989. Magmatism at rift zones : The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*. Volume 94, Issue B6, Pages 7685–7729.
- ZIEGLER, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 43.198 pp. and 30 plates.
- ZIEGLER, P.A.; CLOETINGH, S. 2003. Dynamic processes controlling evolution of riftes basins. *Earth-Science Reviews* 64 (2004) 1–50.

PARTE II

Artigos publicados ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.

Artigo 1: “Facies description, stratigraphy, and paleoenvironmental reconstructions of early rift deltaic deposits (Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil”, submetido à *Sedimentary Geology*.

Artigo 2: “A new approach in high-resolution sequence stratigraphy of early rift deposits, Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil”, submetido à *Sedimentary Geology*.

Artigo 3: “Integrated sequence stratigraphic characterization of reservoir properties in the syn-rift deposits of the Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil.”, submetido à *AAPG Bulletin*.



Simon Courivaud <courivaudsi@gmail.com>

SEDGEO6856 - Notice of manuscript number

Sedimentary Geology <eesserver@eesmail.elsevier.com>

1 août 2018 à 10:31

Répondre à : Sedimentary Geology <sedgeo-eo@elsevier.com>

À : courivaudsi@gmail.com

*** Automated email sent by the system ***

Dear Mr. Courivaud,

Your submission entitled "Facies description, stratigraphy, and paleoenvironmental reconstructions of early rift deltaic deposits (Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil)." has been assigned the following manuscript number:
SEDGEO6856.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on
<https://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Sedimentary Geology

1 Facies description, stratigraphy, and paleoenvironmental
2 reconstructions of early rift deltaic deposits (Barra de Itiúba
3 Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil).

5 Simon Courivaud^a, Karin Goldberg^{a,b}, Milena Caumo Carniel^a

⁶ ***^a UFRGS, Instituto de Geociências, Departamento de Estratigrafia, Bento Golçalves n. 9500,***
⁷ ***^b predio 43137, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brazil.***

^b Kansas State University, Department of Geology, 207 Thompson Hall, Manhattan, KS, 66506, USA.

ABSTRACT

The Barra de Itiúba Formation (Hauterivian-Barremian) records deposition in deltaic and lacustrine environments accumulated in the early syn-rift stage of the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. Detailed facies description in thirteen outcrops allowed the identification of 17 facies, grouped in seven facies associations interpreted as recording different depositional processes in proximal to distal environments (delta plain, delta front, prodelta, and lacustrine). Detailed sequence stratigraphic studies carried out in two outcrops (6, 7) led to the definition of six (four complete) high-frequency sequences (probably 4th order level) intimately linked to rift tectonic and climatic controls. Two sequences in the studied succession were incomplete, but four sequences display depositional trends that reflect variation in the rate of creation/destruction of accommodation space, amount of sediment supply (A/S ratio), and lake base level. Depositional sequence begin with a retrogradational portion marked by lacustrine transgression (bounded at the top by maximum flooding surface), in which proximal delta plain deposits passes upward to distal delta front and prodelta-lacustrine facies. This retrogradacional trend characterize a base level rise of the lake which result in renewable creation of accommodation with low sediment supply. Then, a progradational coarsening-upward succession (CU)

28 overlies the maximum flooding surface, and represent the “filled phase”, when
29 sediment supply will gradually increase relative to available accommodation space.
30 This succession is represented by deltaic progradation, in which distal facies
31 (lacustrine, prodelta) give progressively way to proximal delta front systems (delta
32 plain with proximal delta front). Paleocurrent data analyzed in relation to the main
33 structural elements defining grabens and half-grabens showed the dominance of
34 transverse drainage over axial in the study area.

35 *Keywords:* Lower Cretaceous; Sergipe-Alagoas Basin; stratigraphy; syn-rift deposits; continental
36 environments; regional reconstructions.

37 **1. Introduction**

38 Since the 1990s, many authors have proposed models for the stratigraphic
39 evolution of rift basins based on tectonic basin geometry and sedimentary response
40 using the A/S (accommodation to supply) ratio, corresponding to the dominance or
41 not of accommodation space over sediment supply for each period of basin infilling
42 (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000; Morley, 2002; Kuchle
43 and Scherer, 2010). Recently, some studies have detailed stratigraphic cycle
44 observed in rift basins in term of depositional trends and deposit environments
45 (Martins-Neto, 2000, 2007, 2009), but infilling patterns and the relationship between
46 tectonic and climatic factors are yet poorly understood (Morley, 2002). Depending on
47 the tectonic evolution, climate, accommodation space, and sediment supply, the
48 entire rift succession may develop different depositional environments over time and
49 space. Sedimentary filling in a rift is predominantly carried out by alluvial systems
50 connected to a lake. Frequently, these two depositional environments are
51 interconnected with a deltaic system, formed during the sedimentary discharge by
52 fluvial channels in lake (Elliot, 1986). Deltas are very common in rifts, and can be
53 subdivided in three environments: (a) Delta plain, recognizable by the distribution of

54 several single fluvial channels (Battacharya, 2006), associated with many humid sub-
55 environments; (b) Delta front, reflecting the place where the fluvial channel
56 discharged into the lake, associated with thick sand bars along steep slopes (Elliot,
57 1986); and (c) Prodelta, where fine sediments (massive clays and silts, more or less
58 bioturbated) transported by suspension settle.

59 Numerous well and seismic studies of the rift phase in the Sergipe-Alagoas Basin
60 have been carried out, mainly in the onshore portion of São Miguel dos Campos,
61 Alagoas Sub-basin. Data interpretation allowed to identify the main sedimentary
62 sequences of the Barra de Itiúba Formation (Lower Cretaceous) syn-rift deposits
63 (Borba, 2009, 2011). However, this unit is poorly exposed and very few sections have
64 been studied and documented in the outcrop area (Garcia, 1991; Barreiro, 2004;
65 Nowatzki et al., 2006). A prospecting study identified new outcrops in this region,
66 allowing for the collection of field data to augment the knowledge on the stratigraphy
67 and facies architecture of the Barra de Itiúba Formation.

68 The main objective of this paper was to understand the formation and controlling
69 mechanisms of early rift deposits in the Sergipe-Alagoas Basin, especially in the
70 outcrop area (Japoatã-Penedo High), through a detailed study of sedimentology and
71 stratigraphic architecture of the Barra de Itiúba Formation. Specific goals included:
72 (1) the identification of facies and facies associations that represent specific
73 depositional environments; (2) the identification of key stratigraphic surfaces, and
74 higher frequency sequences; and (3) the analysis of facies architecture and
75 paleocurrent directions to understand the provenance and sediment input in the
76 study area.

77 **2. Geological setting**

78 The Sergipe-Alagoas Basin, located on the Brazilian eastern margin (Fig. 1A),
79 covers an onshore area of 13,000 km² of sediments and an offshore portion of

80 32,760 km² (Mohriak, 2003). This basin was formed as a result from the evolution of
81 an asymmetric rift elongated in NNE/SSW directions and limited in the south by the
82 Vaza-Barris fault system and by the Maragogi High in the north (Campos Neto et al.,
83 2007). Feijo (1994) separated the basin in two parts: the Sergipe and the Alagoas
84 Basins, structurally separated by the Japoatã-Penedo High. However, according to
85 other studies (Campos Neto et al., 2007), this structural complex is located in the
86 onshore portion only and does not extend to the Charneira lower block, leaving
87 doubts about the basin sub-division. In the study area, extension was mostly
88 controlled by the border normal fault, called Propriá Fault (Destro, 1995), associated
89 with other NE/SW-oriented normal faults, forming graben and half-graben systems.
90 Within the extensional compartment, two major NW/SE-oriented faults (nearly
91 perpendicular to the strike of the border fault) can be identified (Fig. 1B). The last
92 have been interpreted as normal release faults (Destro, 1995), very common in rift
93 systems.

94 The stratigraphic record in the Sergipe-Alagoas Basin is the most complete
95 succession among the Brazilian continental margins, reflecting different phases of
96 subsidence (Bizzi et al., 2003): (a) the Syneclyse phase record a Gondwanan
97 intracratonic basin filled by Carboniferous glacial, subaqueous and Permian deltaic-
98 desertic deposits; (b) the Pre-Rift Supersequence (Jurassic-Berriasian) is
99 characterized by crustal subsidence within the Afro-Brazilian Depression; (c) the Rift
100 Supersequence (Berriasian to Aptian) reflects the stage of mechanical subsidence;
101 and d) the Post-Rift Supersequence (Aptian) marked the onset and dominance of
102 thermal subsidence, during which the first major marine incursion took place in the
103 latest Aptian. The studied succession belong to the Rift Supersequence.

104 Stratigraphically, the Pre-rift Supersequence is composed of lacustrine sediments
105 from the Bananeiras Formation, fluvio-deltaic deposits of the Candeiro Formation,

106 and finally the Serraria Formation and Caioba Sandstone filling the depression with
107 fluvial braided channel deposits.

108 According to Campos Neto et al (2007), the Rift Supersequence, which began
109 142 Ma ago (Berriasian), is divided in different sub-sequences, from base to top
110 called K10-K20, K34-K36, K38, and K40. Each sub-sequence corresponds to
111 tectono-sedimentary episodes (2th or 3th-order level) that formed the bulk of
112 sedimentation during the rift extension (Table 1). The accumulation of the lacustrine
113 deposits of the Feliz Deserto Formation (K10-K20) marks the beginning of the syn-rift
114 filling. The focus of this study is the fluvio-deltaic and lacustrine deposits of the Barra
115 de Itiúba and Penedo Formations (K34-K36) that overlie the Feliz Deserto Formation
116 and correspond to the second major tectonic pulse of the syn-rift phase,
117 characterized by the beginning of the establishment of graben and/or half-graben
118 systems (Chagas et al., 2003). Separating these formations, the “Pre-Aratu
119 Unconformity” represents an estimated 5-Ma hiatus in sedimentation (Galm and
120 Santos, 1994) and is related to rift propagation in the Valanginian to Hauterivian
121 transition (Bueno, 2004). The main depocenters are located in the Alagoas Sub-
122 basin, where some areas have accumulated around 2,000 meters of sediments
123 (Borba, 2009). The proximal portion of sequence K34-K36 is largely dominated by
124 the fluvial sandstones of the Penedo Formation, while the mid-distal area is
125 represented by deltaic-lacustrine deposits of the Barra de Itiúba Formation. During
126 that time, the ruptile efforts were mainly located in the Sergipe Sub-basin, where
127 proximal, conglomeratic sandstones of the Rio Pitanga Formation were deposited
128 very close to the active normal fault (Campos Neto et al., 2007). The end of the
129 sequence (Upper Barremian) recorded the formation of a well-developed lake with
130 maximum lake (base) level. Sequence K38 (Aptian), represented by the Pitanga
131 Formation in the Sergipe Sub-basin, Poção Formation, Coqueiro Seco Formation,

132 and Morro do Chaves Formation represents the beginning of the third tectonic pulse,
133 which increased in intensity throughout the basin. Due to the high accommodation
134 space created by subsidence, accompanied with high rate of sediment supply, the
135 associated thick deposits are mainly alluvial (Pitanga and Poção Formations) and
136 deltaic (Coqueiro Seco Formation). Meanwhile, the distal domain was dominated by
137 the accumulation of carbonates from the Morro de Chaves Formation (Campos Neto
138 et al., 2007). The last rift sequence K40 (Aptian), resulting of the fourth and latest
139 tectonic pulse, when the tectonic intensity reached its maximum, is composed of
140 sandy-evaporitic sediments of the Maceió Formation, along with the Rio Pitanga and
141 Poção Formations. According to Arienti (1996), this sequence reflects deposition in
142 more arid climatic conditions at the end of the Syn-Rift Supersequence.

143 **3. Study area and methods**

144 The studied sections of the Barra de Itiúba Formation are located at northern
145 Sergipe Basin and southern Alagoas Basin, along the São Francisco River and in the
146 vicinity of the Japoatã High (Fig. 1B).

147 Thirteen stratigraphic sections with thicknesses variable between 5.4 and 29.7 m
148 were measured and analyzed in detail, resulting in the construction of lithologic logs
149 at 1:100 scale. Facies analysis in the logged sections was based on lithofacies
150 description following Miall (1978), systematic measurement of paleocurrent directions
151 in cross-stratified and ripple-laminated sandstones, and construction of a gamma-ray
152 log for four sections using a hand-held gamma spectrometer. Facies description
153 included color, grain size, roundness, sorting, detrital composition, bed geometry,
154 sedimentary structures and fossil content. In addition, two-dimensional panels were
155 made from photomosaics to reconstruct geometries and architectural elements of the
156 deposits and structural maps were compiled to interpret sediment input routes.

157 **4. Facies analysis**

158 Seventeen lithofacies were identified in the Barra de Itiúba Formation in the
159 study area. They are summarized in Table 2 and illustrated in Fig. 2, 3. The Barra de
160 Itiúba Formation is composed dominantly of quartzose sandstones, and
161 subordinately heterolites, mudstones and sandy conglomerates. Texturally, the sand
162 is very fine- to coarse-grained (mostly fine-grained), moderately- to well-sorted, with
163 sub-angular to rounded grains. Quartz granules are common in massive sandstones
164 and near the base of cross-bedded sets. Heterolites are mainly composed of very
165 fine-grained sandstones, locally with ripple cross-lamination, intercalated with
166 massive siltstones. Mudstones are commonly greenish to gray, massive, or
167 laminated. Conglomerates are mostly massive, matrix-supported, with sub-angular to
168 sub-rounded granules to pebbles (mostly granules). Compositinally the gravel is
169 composed dominantly of quartz and mud intraclasts, and, subordinately, feldspar and
170 rock fragments. Stratified, bioclastic conglomerates occur locally.

171 **5. Facies associations**

172 The lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation were grouped into seven
173 facies associations (F.A.): (1) Braided distributary channel; (2) Distributary channel;
174 (3) Interdistributary bay; (4) Proximal delta front; (5) Distal delta front; (6) Prodelta;
175 and (7) Lacustrine.

176 *5.1. Braided distributary channel facies association*

177 *5.1.1. Description*

178 This facies association (Fig. 4) consists of several sandstones bodies up to 7.4 m
179 thick, composed mainly of fine to coarse-grained sandstones with trough cross-
180 stratification (St) and, subordinately, low-angle cross-stratification (Sl). Trough cross-
181 stratified sandy (Gt) and massive, matrix-supported (Gmm) conglomerates cover the
182 basal erosive surface. Conglomerates are mostly thin (< 50 cm thick), largely
183 represented by a scoured erosive surface (< 15 cm) with sub-angular quartz granules

184 to pebbles. Laterally, the conglomerates can extend for more than 60 m, and they are
185 overlain by trough cross-bedded sets (St) with sheet geometry, extending laterally for
186 tens to hundreds meters. Internally, the sand-body succession shows decimetric- to
187 metric-thick sets, separated by sub-horizontal erosive surface. Paleocurrent patterns
188 of trough cross-bedded sets (St) show a transport direction close or equal to the
189 basal erosive conglomerate (Gt, Gmm).

190 *5.1.2. Interpretation*

191 The sub-horizontal erosive surface marked by quartz granules that bound the
192 base of large-scale cross-strata represent reactivation surfaces resulting from
193 episodic (climatic?) variations in current strength and/or sediment supply and
194 oscillations in river discharge (Fig. 4). The occurrence of thin, erosive
195 conglomerates, commonly overlying plurimetric convoluted (Sd) and trough cross-
196 stratified (St) proximal deltaic sandstones followed by the deposition of amalgamated
197 large cross-strata with reactivation surfaces arranged in stacked decimetric- to
198 metric-scale sets, suggests deposition in fluvial channels. The vertical association of
199 these bodies on delta front deposits (described below), the lack of well-defined
200 fining-upwards cycles, the low dispersion of paleocurrent directions, the sheet-like
201 geometry of the sand bodies, composed mainly of medium-to coarse-grained,
202 moderately sorted sandstones, and the absence of fine-grained interdistributary bay
203 sediments suggest a deposition in braided distributary fluvial channel. The sheet-like
204 geometry of the sandstones and the predominance of cross-bedding suggests a
205 relatively highly mobile and a perennial fluvial channels (Allen, 1983; Friend, 1983;
206 Miall, 1996).

207 This facies association was found in five outcrops (8, 9, 11, 12, 13) in the Alagoas
208 sub-basin. These outcrops have the common characteristic of being located close to
209 the Propriá Fault, which controls the majority of extension and source of sediment

210 supply at that time of the the syn-rift tectonic. In such a proximal domain, these thick
211 fluvial successions were probably connected to a boarder alluvial fan, even if it was
212 not be observed on the field.

213 *5.2. Distributary channel facies association*

214 *5.2.1. Description*

215 This facies association (Fig. 5) is up to 5.75 m thick, and dominantly composed of
216 very fine to fine-grained sandstones with ripple cross-lamination (Sr), and, less
217 commonly, horizontal lamination (Sh), low-angle cross-stratification (Sl), and planar
218 cross-stratification (Sp). Bioclastic conglomerates, massive or with low-angle cross-
219 stratification (Gm, Gl), and, more rarely, massive matrix-supported conglomerate
220 (Gmm) form the basal part of the channel. The base is usually erosive, overlying
221 massive or laminated mudstones (Fm, Fl), generating incisions up to 1.6 m (Fig. 5).
222 Basal conglomerates are thin (< 40 cm) and laterally discontinuous (few meters). The
223 bioclastic conglomerates shows fragments of bones and fish scales up to 3 cm,
224 possibly of a lungfish, in addition to a tooth that potentially belonged to a terrestrial
225 animal. These erosive conglomerates are superposed by sheet sandstone bodies
226 (mostly Sr), with low dispersion of paleocurrents, extending laterally for tens to
227 hundreds of meters. Like in braided distributary channel facies association,
228 paleocurrent patterns of superposed sheet sandstones (Sr, Sh, Sl, Sp) show a
229 direction of transport close or equal to the basal erosive conglomerate (Gl, Gm). Thin
230 (<80 cm) greenish mudstones that extend laterally for tens of meters may be
231 interbedded in the succession. Locally, the basal conglomerates are directly overlain
232 by fine-grained, low-angle (Sl) and planar (Sp) cross-stratified sandstones (< 60 cm
233 thick).

234 *5.2.2. Interpretation*

235 The presence of sand bodies with unidirectional tractive structures, locally forming
236 well-defined fining-upward cycles, and the occurrence of incisions at the base the
237 sedimentary succession, suggest deposition in a fluvial channel. The dominance of
238 very-fine-grained sand bodies, with lateral migration, interfingered with massive
239 mudstones interpreted as overbank deposits, allowed the interpretation of a
240 meandering distributary channel system for two section (section 6, 7). The vertical
241 succession with prodelta deposits, the common presence of fish bone fragments in
242 the erosive bioclastic conglomerates, and the predominance of very-fine to fine-
243 grained ripple cross-laminated bodies filling the channel (Sr), indicate that the
244 meandering channel was occasionally directly connected with the distal part of the
245 delta, under conditions of low energy with low sediment supply.

246 *5.3. Interdistributary bay facies association*

247 *5.3.1. Description*

248 This facies association (Fig. 5) has a variable thickness of 10 cm to 1.75 m, and
249 is mostly composed of massive greenish to yellowish, rarely reddish mudstones
250 (Fm), ripple cross-laminated (Fr), and, subordinately, weakly bioturbated mudstones
251 (Fb). Within the horizon, millimeter to centimetric orange oxides nodules are often
252 observed. The fine-grained deposits are laterally extensive for tens of meters,
253 interlayered with meandering distributary channel deposits (Fig. 5), and generally
254 overlying ripple cross-laminated sandstones (Sr) with an abrupt contact.

255 *5.3.2. Interpretation*

256 The mud-dominated, the presence of oxides resulting from aerobic conditions,
257 the laterally extensive nature of this facies association, interlayering with deposits
258 interpreted as distributary channel system, allow the interpretation of interdistributary
259 bays. The fine-grained sediments were deposited abruptly onto channel sand bodies
260 as a result of a break in the distributary channel during flood stage. The installation of

261 interdistributary bays as overbank sediments took place in a quiet-water environment
262 with low sedimentation rates.

263 *5.4. Proximal delta front facies association*

264 *5.4.1. Description*

265 This facies association (Fig. 6) has a maximum thickness of 7 m and is mostly
266 composed of medium-to fine-grained yellowish sandstones with cross-stratification
267 (St), horizontal lamination (Sh), convoluted and deformed lamination (Sd), arranged
268 in packages with thickness of decimeters to few meters. Less commonly, thinner low-
269 angle cross-stratified (Sl), ripple cross-laminated (Sr) and massive (Sm) sandstones
270 occur. In addition, intraformational conglomerates (15-30 cm thick) are present along
271 a scoured surface in the sand body succession. The conglomerates are massive,
272 matrix-supported, bioclastic or intraclastic (mud clasts up to 2 cm) (Gm, Gmm). The
273 sand bodies display a sheet geometry, commonly extending for tens to hundreds
274 meters. Locally, matrix-supported conglomerates (Gd), with mud matrix and
275 dispersed sandy blocks (up to 4.9 m) with syn-sedimentary deformation features, sit
276 on a slip surface, forming slump deposits. This facies association is mostly overlain
277 fine-grained prodelta deposits.

278 *5.4.2. Interpretation*

279 The occurrence of thick, stacked sandy bodies with tractive structures, laterally
280 extensive, locally forming well-defined coarsening-upward cycles, superimposed onto
281 fine-grained prodelta deposits, point to deposition and progradation of a proximal
282 delta front system. Due to fluctuations in fluvial discharge, coarsening-upward cycles
283 and the thickness of sand bodies are not regular. The coarsest and better-sorted
284 sand deposits, with mostly unidirectional tractive structures (St, Sp, Sl and Sh) were
285 interpreted as river-dominated distributary-mouth bar deposits, formed by riverine
286 inflow in a low-energy, lacustrine system, accompanied by significant slope break

287 and rapid flow deceleration. In river-dominated delta environments, high deposition
288 rates may occur in a short period of time. Combined with the gravitational instability in
289 this area, and the volume of accomodation, it is not uncommon to develop
290 deformational fluidization structures, such as decimetric to metric flames structures
291 and convoluted laminations (Gd, Sd), which represent large quantities of sediment
292 transported from the mouth bar to deeper water (Battacharya, 2010) (Fig. 6).
293 Internally, the rare presence of scoured erosive surfaces, laterally extensive
294 interpreted as lag deposits of distributary channel, suggest episodic incursions of the
295 channel and increasing progradation (regression) of the deltaic system.

296 *5.5. Distal delta front facies association*

297 *5.5.1. Description*

298 This facies association (Fig. 7), up to 5.5 m thick, consist mostly of very fine-to
299 fine-grained sandstones, well sorted, with ripple cross-lamination (Sr), and, less
300 commonly, massive (Sm), intercalated with heterolites (H, Hr) and greenish massive
301 mudstones (Fm). The ripple cross-laminated sandstones are generally thicker (up to
302 1.20 m thick) and present subcritical- to critical-climbing ripple lamination, arranged in
303 stacked packages of few centimeters thick. The thickness of the massive sandstones
304 is very heterogeneous (10 cm to 1.10 m thick). Heterolite successions (25 cm to 2 m
305 thick) are characterized by centimeter-thick interlayers of sandstones and mudstones
306 in variable proportions, and the presence or not of ripple cross-lamination (Hr) in very
307 fine-grained sandstones. Massive greenish mudstones (Fm) are mostly siltstones,
308 with local thin (millimeter-thick) interbeds of massive sandstones. The stratigraphic
309 successions in this facies association are laterally extensive for tens to hundreds of
310 meters.

311 *5.5.2. Interpretation*

312 This facies association is interpreted as distal delta front based on the
313 predominance of very fine-grained sandstones with unidirectional tractive structures,
314 overlying massive mudstones of prodelta deposited from suspension, forming
315 progradational cycles. This succession reflects an increase in sediment supply at the
316 mouth bar, progressively filling the accommodation space by sand discharges.
317 Internally, the metric sandstone/siltstone alternations reflect smaller scales
318 (seasonal?) changes in river discharge. Despite the dominance of fine-grained
319 lithologies, the sandstone/mudstone ratio is much higher than in the prodelta
320 deposits, which was the main criterion to differentiate distal delta front and prodelta
321 successions in the studied sections.

322 *5.6. Prodelta facies association*

323 *5.6.1. Description*

324 This facies association (Fig. 7) has a variable thickness of 1 m to 2.5 m, and is
325 laterally extensive for tens to hundreds of meters. These deposits consists of
326 dominantly decimetric to metric, gray to greenish mudstones that alternate between
327 massive (Fm) (20 cm to 2.50 m thick) and laminated mudstones (Fl) (80 cm to 2.25 m
328 thick). They are interbedded with cross-laminated sandstones to mudstones (Sr, Fr),
329 cross-laminated heterolites (Hr) and, subordinately, weakly bioturbated mudstones
330 (Fb) (Fig. 7), and thin (< 25 cm), very fine-grained sandstone layers (Sm, Sh and Sd).

331 *5.6.2. Interpretation*

332 The predominance of fine-grained deposits point to deposition in low-energy
333 environment. This facies association is overlain by delta front and distributary
334 channel successions (Fig. 5, 7). The limited bioturbation in mudstones is interpreted
335 as gravitational settling in a dysoxic, deep water body. The thin sandstones
336 intercalated with mudstones represent episodic increases in discharge from the

337 feeder river that allowed transport and deposition of sand bodies to distal parts of the
338 deltaic system (prodelta).

339 *5.7. Lacustrine facies association*

340 *5.7.1. Description*

341 This facies association (Fig. 8) is represented in only one outcrop (6). It consists
342 of homogeneous, gray to greenish laminated mudstones (Fl), 2.75 m thick. These
343 deposits show weak bioturbation, with horizontal and vertical burrows. Differently
344 from the prodelta deposits, this succession is devoid of thin interbedded sandstones.

345 *5.7.2. Interpretation*

346 The deposition of laminated mudstones (Fl) indicate a quiet and relatively deep-
347 water body, with low sedimentation rates, and a sedimentation by gravitational
348 settling of suspended particles (Miall, 1977). The absence of roots and desiccation
349 features suggests a perennial lake. The dominance of muddy sediments, the
350 absence of intercalated very fine-grained sandstones and features indicative of
351 subaerial exposure, and the presence of bioturbation suggest deposition in very low
352 energy conditions in a lacustrine environment (Battacharya, 2006). The reduced
353 thickness and lateral extension (tens of meters) of these deposits, and the absence
354 of organic mudstones point to a shallow, small lake.

355 **6. Paleoenvironmental reconstructions**

356 *6.1. Fundamental concepts*

357 Recent studies proposed a model for the stratigraphic record in rift basins,
358 providing a better understanding of the relationship between sediment supply and
359 accommodation in stratigraphic sequences, and of basin infilling (Catuneanu, 2006).
360 In deltaic-lacustrine successions developed in rift systems, accommodation is
361 created, or lost, as a result of tectonic activity. Subsidence along the border normal

362 fault is the major control, closely linked with climatic controls and eustatic base-level
363 fluctuations of the lake. The interactions of these controls result in different
364 depositional trends (progradation or retrogradation), intimately linked with stratal
365 stacking patterns that characterize changes in accommodation space and sediment
366 supply ratio (A/S) (Weimer and Posamentier, 1993; Emery and Myers, 1996;
367 Posamentier and Allen, 1999; Catuneanu, 2002, 2006; Martins-Neto & Catuneanu,
368 2009). In recent years, research has been carried out to understand the dominance
369 of axial over transversal sediment supply in rift basins (Fordham et al., 2010;
370 Weissman et al., 2010). Using data from the semi-arid northern Basin and Range,
371 USA, and data from others authors, Fordham et al. (2010) concluded that transversal
372 systems from the border faults are dominant and finer grained during early syn-rift
373 phases, gradually turning into an axial rift filling through time, as the intensity of the
374 syn-rift tectonic activity decreases. This suggests that a larger role for transversal
375 drainage should be considered in comparison with axial drainage, which is generally
376 taken as the main filling system (Schlishe, 1991; Prosser, 1993; Lambiase & Morley,
377 1999) in the onset of the rift phase.

378 *6.2. Regional paleo-physiographic reconstructions*

379 The study area was divided into several sub-areas, representing various structural
380 compartments (graben/half-graben) (Fig. 9) delimited by extensive border faults,
381 components of an extension represented by graben and half-grabens associated with
382 regional drainage systems and depocenters.

383 *6.2.1. Compartment A*

384 This area (Fig. 10) include two outcrops (1, 2), 4.2 km away from each other along
385 a NW to SE direction.

386 Located at the edge of the Propriá fault, oriented NE-SW and dipping to the SE,
387 Section 1 is 5.4 m thick, and dominantly composed of fine-grained deformed

388 sandstones (Sd) and ripple cross-laminated sandstones (Sr), interpreted as proximal
389 delta front deposits. In the middle part of this succession, massive matrix-supported
390 conglomerates (Gmm), associated with thin deformed sandstones, heterolites with
391 ripple cross-lamination (Hr), and fine bioturbated mudstones (Fb), were interpreted as
392 delta plain deposits. Thin, scoured erosive surfaces within the sand bodies were
393 interpreted as lag deposits of distributary channels. Paleocurrent measurements in
394 ripple cross-lamination shows paleoflow towards the southeast.

395 Section 2, 8.4 m thick, is located at the edge of a NE-SW oriented normal fault
396 created during the propagation of the Propriá fault. The succession comprises
397 massive prodelta mudstones (Fm) at the base, overlain by laterally extensive, fine-
398 grained sand bodies (Sh, St, Sd) interpreted as proximal delta front deposits, capped
399 by fine, rippled sandstones (Sr) deposited in distal delta fronts. Greenish siltstones
400 (Fm) interlayered with thin, massive sandstones (Sm) formed distal delta front-prodeltal
401 deposits and the top of the succession. Paleocurrent directions display paleoflow
402 towards the southeast.

403 The vertical succession and paleocurrent directions suggest deposition in
404 proximal to distal delta front, in a transversal delta sourced from the two normal
405 border faults (Fig. 10B). Thus at this location axial contribution from the associated
406 normal release fault (Destro, 1995; Cruz, L.R, 2008), oriented NNW-SSE, seems to
407 be absent. Proximal deltaic sand bodies progressively filled the accommodation
408 space by transversal catchment. In section 1, repetitive incursions of erosive
409 distributary channel invoke a relatively proximal domain and the frequent
410 establishment and sedimentation in delta plain environment, in a period of base-level
411 fall with high sediment supply relative to accommodation. In section 2, the presence
412 of fine-grained prodelta deposits implies a period of high accommodation and low
413 sediment supply (Martins-Neto & Catuneanu, 2009).

414 *6.2.2. Compartment B*

415 This area (Fig. 12) is represented by three outcrops (3, 4, 5), separated 1.85 km
416 along a SW to NE direction. They are located in a syn-rift graben linked to the main
417 rift extension, delimited by two parallel normal faults oriented SW-NE.

418 Section 3, 20.3 m thick, shows mostly medium-grained sandstones (Sh, St, Sp,
419 Sd) deposited in a proximal delta front, associated with ripple cross-laminated
420 sandstones (Sr), cross-laminated heterolites (Hr), and massive mudstones (Fm)
421 accumulated in a distal delta front. The base of the succession is represented by an
422 erosive distributary channel (Gmm) overlying facies of distal delta front, and point to a
423 drop in base (lake) level with an axial sedimentary contribution in the area.

424 Section 4, 23 m thick, is characterized by thick, coarse- to fine-grained
425 sandstones (Sh, Sd, St, Sl), interpreted as proximal delta front deposits (mouth bar),
426 intimately associated with basal deposits of fluvial channel (Gt). The reddish
427 coloration of fine deposits (Fm) at the top of the fluvial succession (Sm), and above
428 delta front (Sh) is probably due to long-term subaerial exposure with chemical
429 precipitation, and the probable identification of root marks (Fig. 11) represent the
430 installation of a paleosol under interdistributary bay environment (arid conditions?).
431 The upper part is mainly represented by fluidized sandstones (Sd) deposited in
432 proximal delta front mouth bars, which covers a surface of non-deposition (paleosol),
433 and characterized base level rise with renewable creation of accommodation,
434 instantly filled by proximal delta bars. The entire succession represents a relatively
435 proximal zone, marking the interconnection of a river channel (Gt) with deltaic
436 proximal bars (Gt, Sh, Sd) filling a probably shallow lake (paleosols) during a rapid
437 phase of lake level rise. The paleosols (10-30 cm) mark a drop of the lake level,
438 leaving the region exposed to aerial erosion, accompanied by the development of

439 vegetation (root marks) in more humid periods (precipitations) with lateral migration
440 of the deltaic system (distributary channel).

441 Section 5, 250 m away from Section 4, consists mostly of fine- to very-fine-
442 grained delta front sandstones (Sr, St, Sm, Sh), interlayered with gray to greenish
443 massive prodeltaic mudstones. This coarsening-upward succession shows a typical
444 delta progradation with the transition of distal facies (prodelta) which grade into
445 proximal facies (mouth bar at the top).

446 Delta plain facies are only present in Section 3 and 4, where distributary channel
447 facies overlie delta front facies. Paleocurrent measurements in sections 3 and 5
448 display a fairly large dispersion. In section 3, paleocurrent directions in deltaic
449 sandstones indicate paleoflow to the southeast, while directions measured in trough
450 cross-bedded (St) and ripple cross-laminated (Sr) sandstones of distributary channel
451 indicate paleoflow towards the northeast. In Section 5, paleocurrent directions point
452 to two major source of sedimentary input, from the east and from the west.

453 The analysis of vertical successions and paleocurrents indicate that
454 sedimentation occurred dominantly in proximal delta front, filling the depression as a
455 dominantly axial delta, with sedimentary contribution from the two normal fault
456 boundaries, principally from the NW fault, which is dipping in the same direction that
457 principal rift extension (Fig. 12B).

458 6.2.3. *Compartment C*

459 This area (Fig. 13) is represented by two outcrops (6, 7), 460 m away from each
460 other from NW to SE. Based on the bedding orientation and horizontal distance
461 between the two sections, estimated stratigraphic hiatus between 6 and 7 is 119 m,
462 with Section 7 overlying Section 6. They are located near a normal fault dipping to
463 the southeast. These sections are the most complete sections in the study area. The
464 Section 6 is 29.8 thick, and Section 7 is represented by the description of two

465 stratigraphic columnar profiles (24.5 m and 11.3 m), laterally separated by several
466 un-covered meters, correlated with the identification of a correlative conformity
467 represented by cross-laminated sandstones (Sr) and thick prodeltaic deposits (Fm)
468 that exhibit 60 meters of lateral extension.

469 Facies analysis allowed to identify retrogradacional (lacustrine transgression)/
470 progradational (coarsening-upward delta progradation) cycles controlled by
471 accommodation space creation and sediment supply (A/S ratio), variations in base-
472 level of lake, based on the application of the sequence stratigraphy model for rift of
473 Martins-Neto & Catuneanu (2009) in higher-frequency sequences. The top of each
474 sequence is usually marked by proximal delta facies (end of the progradation). The
475 transition of each cycles was based on the identification of maximum flooding
476 surfaces (MFS), which mark the climax of retrogradational cycle, generally identified
477 in dark-grey mudstones deposited in prodelta or lake. Based on the thickness of
478 sequences, the identified stratigraphic cycles are 4th or 5th order, possibly strongly
479 controlled by climate, related with Milankovitch cycles (eccentricity and obliquity)
480 during the Lower Cretaceous (Berger et al.; 1992; Santos, 2005; Borba, 2009).

481 Section 6 began with a retrogradational stacking pattern at the base 11 meters
482 thick, composed of distal delta front deposits that gradually evolving into lacustrine
483 mudstones (MFS). Lacustrine deposits are followed by a coarsening-upward
484 succession represented by a delta progradation that end with delta front facies (LS
485 1). Sequence 2 begins with a new retrogradation stacking pattern, with the deposition
486 of homogeneous mudstones of prodelta (Fm), followed and by a new progradational
487 trend represented by the deposition of fine sediments alternating between distal bars
488 of delta front with fine mudstones. The upper part of the cycle is composed by fluvial
489 deposits interpreted as meandering distributary channels that covered with erosive
490 base fine deposits of distal delta front (Sr) and end the delta progradation (LS 2). This

491 points to a significant decrease in accommodation space related to increasing
492 sediment supply ($A < S$). Paleocurrent measurements obtained in delta bars indicate
493 a paleoflow towards the south.

494 Section 7 display the same stratigraphic pattern that Section 6, except that
495 lacustrine facies are not present and proximal environments (meandering distributary
496 channels) are better represented. However, it is important to realize that the
497 sequences in Section 7 are not equivalent to those in Section 6, since Section 7 is
498 about 119 m stratigraphically above Section 6. Despite the stratigraphic hiatus
499 between the two sections, sequence denomination will be sequentially numbered.
500 The section begins with the top of a probably progradational succession (L3),
501 represented by distributary channel deposits (LS 3). The beginning of sequence 4
502 marks a new retrogradational trend, relatively long and less pronounced (delta front
503 deposits interlayered between prodelta mudstones), covered by delta progradation,
504 rapidly dominated by regressive deposits of meandering distributary channel (Gl, Sr),
505 themselves covered by fine greenish clays of interdistributary bay (LS 4). The new
506 retrogradational cycle is represented by proximal mouth-bars quickly evolving into
507 lacustrine deposits. The following progradational phase completes the deposition of
508 sequence 5 with the accumulation of distal delta front and prodelta deposits, covered
509 by an erosive distributary channel. The last sequence (6) begins and marks an
510 important lake deepening, initially represented by the deposition of mouth-bars,
511 progressively evolving to prodelta. The prograding phase that follows is represented
512 by erosive distributary meandering channel (Sr) flowing to the southeast (subsection
513 1). In subsection 2, the latter progradacional trend begins with thick matrix-supported
514 conglomerates (Gd) showing sedimentary structures of fluidization (decimetric to
515 metric), and probably connected with distributary channel of portion 1. The
516 conglomerates are based on a sliding surface with a high angle of inclination and

517 represent an important volume of sediments transported and deposited by
518 gravitational instability in the deepest parts (lake, prodelta). Covering this thick and
519 erosive package, the deltaic progradation continues with thick and large scale
520 proximal bars of delta front with paleoflow towards the east.

521 The stratigraphic record and paleoflow directions in these sections show that the
522 region was dominated by a transversal delta system sourced at the normal border
523 fault, prograding towards southeast-est. At the end of coarsening-upward cycles, the
524 establishment of meandering distributary channels indicates periods of low
525 accommodation relative to sediment supply, with base-level falls resulting in a forced
526 regression, incision and incursion of proximal channels in deeper parts of the deltaic
527 system (prodelta). At the opposite, the retrogradational cycle shows generally a
528 fining-upward succession of fine deposits indicating renewal accommodation space
529 with low sediment supply and base-level rise. This period is characterized by a
530 retreat of proximal deltaic environments towards border fault (proximal flexural
531 margin). These higher-frequency cycles were probably strongly influenced by climatic
532 effects and composed low-order level sequence (3th order), largely controlled by
533 tectonic activity (pulse and fault reactivation).

534 *6.2.4. Compartment D*

535 This area (Fig. 14) is represented by two outcrops (8, 9), 790 m away from each
536 other along a NW to SE direction. Section 9 overlies section 8 with an estimated
537 stratigraphic hiatus of 333 m between them. These sections are bordered by two
538 major normal faults intimately linked with the main rift extension, with the normal
539 Propriá fault parallel the rift strike, and the second normal NW-SE oriented fault,
540 dipping to the southwest, perpendicular to the Propriá fault strike, apparently a
541 release fault to accommodate the extension.

542 Section 8, 7 m thick, is mostly composed of medium- to fine-grained cross-bedded
543 sandstones (St) deposited in a proximal delta front, overlain with erosive contact by
544 braided distributary channel deposits (Gmm, St). Paleocurrent directions indicate
545 paleoflow towards the east.

546 Section 9, 18.7 m thick, is characterized by trough cross-bedded conglomerates
547 (Gt) with sub-angular quartz clasts up to 5 cm in diameter, associated with coarse- to
548 medium-grained cross-bedded sandstones (St), and interpreted as proximal braided
549 distributary channels. The base of the section (Gt, St) displays paleoflow towards the
550 east, and the presence of the red ferruginous crust at the top suggest subaerial
551 exposure. It is separated from the top section by 13 m of un-exposed succession.
552 The top of the succession is characterized by the presence of reactivation surfaces
553 marked by sub-angular quartz granules at the base of each cross-stratified set.
554 Paleocurrent directions with low dispersion indicate paleoflow towards the west-
555 southwest.

556 Because of the large stratigraphic hiatus between sections 8 and 9, it is difficult to
557 fully understand the stratigraphic record in this area. Nonetheless, it appears that this
558 region was primarily filled by a transversal delta system sourced at the Propriá fault
559 (section 8). Later on, the region was controlled by a combination of two transversal
560 deltas (Section 9). Paleocurrent directions initially indicate that transversal input by
561 proximal distributary channels flowing from the Propriá fault into the basin, followed
562 by transversal contribution from the normal release fault. The proximal deltaic
563 succession recorded in compartment D was probably deposited during late stages of
564 extension, based on the tectonic activity along the normal release fault (which serves
565 to accommodate extension), the occurrence of thick amalgamated sandstones of
566 braided distributary channels, and the large stratigraphic hiatus with similar proximal
567 depositional environment.

568 *6.2.5. Compartment E*

569 This area (Fig. 15) includes only one outcrop (10), 18.7 m thick, located in a syn-
570 rift half graben delimited by two parallel SW-NE oriented normal faults . This section
571 is mostly composed of fine- to very fine-grained sandstones with ripple cross-
572 laminated (Sr), trough cross-bedded (St), and, subordinately, low-angle cross-
573 bedding (Sl), and massive siltstones. The base comprises stacked ripple cross-
574 laminated beds (Sr) deposited in a proximal to distal delta front environment.
575 Paleocurrent directions show a low dispersion, with paleoflow towards the northeast.
576 Sediment dispersal orientation indicates an axial input for the formation of the delta.
577 The top of the succession is erosive onto fine-grained distal delta front deposits,
578 representing deposition in meandering distributary channels with paleoflow towards
579 southeast. This paleocurrent direction showS transversal sediment input and
580 contribution from the border fault.

581 *6.2.6. Compartment F*

582 This area (Fig. 16) comprise two outcrops (11, 12), 450 m away from each other
583 along a NE to SW direction. The estimated stratigraphic hiatus between 11 and 12 is
584 116 m, with section 12 overlying section 11. The sections are located near the
585 Propriá fault (flexural margin), which is dipping to the south in this area. Section 11,
586 7.4 m thick, displays trough cross-stratified sandy conglomerate (Gt) at the base,
587 overlain by stacked sets of cross-stratified sandstones (St) with reactivation surfaces.
588 This association was interpreted as braided distributary channels. Section 12, 8.7 m
589 thick, consist mostly of medium- to fine-grained cross-stratified sandstones (St)
590 deposited in proximal delta fronts, overlain by cross-stratified sandstones (St)
591 interpreted as braided distributary channel deposits. The transition is marked by
592 trough cross-bedded conglomerates (Gt) onto a scoured erosive surface that

593 represents channel lag deposits. In both sections, paleocurrent analysis indicates
594 paleoflow dominantly towards the east-southeast.

595 Paleoflow direction, and the dominance of braided distributary channel deposits
596 overlying proximal delta front deposits point to delta progradation fed by axial input.
597 Since these sections are located near the normal border fault, this fluvio-deltaic
598 system is probably alimented by transversal alluvial fans (Gawthorpe & Leeder,
599 2000). At the base of section 12, the paleocurrent measurements obtained on
600 proximal delta bars (St) exhibit a transverse paleoflow towards southwest, while
601 following directions on sets suggests an axial contribution.

602 *6.2.7. Compartment G*

603 This area (Fig. 17) is composed by only one outcrop (13), 12.8 m thick, located
604 near a NE-SW elongated graben system. The eastern Penedo fault (Fig. 17), dipping
605 to the northwest, controls infilling of this compartment in the study area. The section
606 consists of fine-grained sand bodies deposited in proximal delta fronts, largely
607 dominated by laterally extensive, thick fluidized and trough cross-stratified
608 sandstones (Sd, St). The presence of an erosive contact mid-section with massive,
609 matrix-supported conglomerate (Gmm) is interpreted as lag deposits of prograding
610 braided distributary channels. Paleocurrent measurements indicate paleoflow
611 towards to the east-southeast and that delta outbuild is governed by an axial
612 discharge within the graben compartment.

613 The deposition of thick fluidized, trough cross-stratified sand bodies represent the
614 development of a relatively large (hundreds of meters to kilometer due to
615 compartment size and high lateral extension) and well-developed (thick) delta front
616 system. This points out that the hydraulic regime in the upstream segment of the river
617 sourced had to be sufficiently powerful to transport this sedimentary load in proximal
618 parts of the lake (proximal bars). It is probably that the axial drainage system was

619 connected upstream with relatively deep river channels (meandering?), frequently
620 alimented in fine sand sediments, already well rounded by a long transport prior.
621 Towards the southwest, this prograding delta was possibly connected with more
622 distal delta environments (distal delta front, prodelta), with some transversal
623 contributions from the normal fault dipping to the southeast.

624 **7. Conclusions**

625 1. The Barra de Itiúba Formation, analyzed in thirteen sections, comprises of
626 deltaic and lacustrine deposits accumulated in syn-rift grabens and half-grabens
627 linked to the main extensional phase along the Propriá border fault.

628 2. Facies analysis allowed the recognition of 17 facies, grouped into seven facies
629 associations: (1) Braided distributary channel; (2) (Meandering) Distributary channel;
630 (3) Interdistributary bay; (4) Proximal delta front; (5) Distal delta front; (6) Prodeltal;
631 and (7) Lacustrine.

632 3. Identifying retrogradacion/progradational cycles according to rift sequence
633 stratigraphy model of Martins-Neto & Catuneanu (2009), the description of two
634 stratigraphic sections (6, 7) allowed the identification of probably 4th-order
635 stratigraphic sequences, only represented in this study by retrogradacion
636 successions (bounded by maximum flooding surface at the top) and delta
637 progradations. The first show a fining-upwards succession evolving to distal facies of
638 prodelta and lacustrine (Fm, Fl, Fb), characterizing lake base-level rise with low
639 sediment supply relative to accommodation. Progradational trends are usually
640 represented by a thick coarsening-upward delta progradation, showing vertical
641 passage of distal to proximal environments, largely represented by proximal mouth-
642 bars (St) and fluidized sandstones of delta front (Sd), covered by erosive distributary
643 channels (meandering and braided), which fills the lake accommodation. In the same

way as the description of two well profiles of Sergipe-Alagoas basin (identification of 3th-order sequences of Barra de Itiúba Formation), in an attempt to better interpret these retrogradational/progradational cycles characterizing lake systems tract in low-order level sequences (largely controlled by tectonic pulses), the sequential description of these two sections adapted from the model of Martins-Neto & Catuneaunu (2009) will be part of other research paper.

4. Reconstruction of the deltaic system physiography was not possible for the entire study area due to the scarce occurrence and thins outcrops and the high degree of basin compartmentation into grabens and half-grabens. However, integration between facies and paleocurrent analyses into the structural context by individualization of grabens/half-grabens (compartments) provided a better idea of the axial versus transversal contribution in rift settings. Nevertheless, these results should be interpreted with caution, as well as the fact that these undated outcrops (absence of ostracodes) cannot be quite representative comparing with the thickness of the sedimentary record of the Barra de Itiúba Formation studied in well sections (181 m in Sergipe portion, and 655 m in Alagoas depocenters); represented by several 3th-order sequences.

5. Paleocurrent analysis shows that, depending of the sub-areas considered, sedimentary input changes from transversal to axial sources. Most studied sections were located near the normal border faults, where sediment input generally derives from alluvial fans developed along the border fault, transversal to the graben structures. The deposition of proximal, coarse-grained facies (conglomerates and coarse to fine-grained sandstones) of distributary channel and proximal delta front were substantially dominated by transversal drainage. Even if it is not obvious, this is in agreement with Fordham et al (2010) and Weissmann et al (2010) suggestion that transversal drainage development should be taken more into account to explain

670 stratigraphic architecture of syn-rift deposits. Axial drainage was more significant in
 671 wider compartments, particularly in section 13, by thick fluidized sand bodies, part of
 672 axial proximal delta front, already well established along the normal fault of Penedo.

673 **Acknowledgments**

674 This work is part of the first author's PhD thesis. CNPq (Brazil Research Council) is
 675 thanked for the scholarship granted to the first author (SC).

676 **References**

- 677 Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*
 678 2, 93-114.
- 679 Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluviaile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets
 680 (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary*
 681 *Geology* 33, 237-293.
- 682 Anketell, J.M., Cegla, J., Dzulynski, S., 1970. *On the deformational structures in systems with*
 683 *reversed density gradients.* *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 40 (1970), pp. 3-30.
- 684 Arienti, L.M., 1996. Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos
 685 "rift" da Formação Maceio e Formação Poção, Bacia de Alagoas. Tese de Doutorado – Universidade
 686 do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- 687 Astin, T.R & Rogers, D.A., 1991. "Subaqueous Shrinkage Cracks" in the Devonian of Scotland
 688 Reinterpreted: REPLY. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 63 (1993) No. 3. (May), Pages 566-
 689 567.
- 690 Barreiro, C.B., 2004. Integração de dados de afloramento, perfis eletrorradiativos e de georadar para
 691 análise de análogos aos reservatórios pré-rifte/rifte: um exemplo de aplicação nas formações Serraria,
 692 Barra de Itiúba e Penedo, Bacia de Sergipe-Alagoas. Dissertação de Mestrado, UFGRS, 160 p.
- 693 Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's
 694 history for the paleoclimate studies. *Science* n.255, p.560-566.
- 695 Best, J.L., Bridge, J.S., 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwares upon stage
 696 plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology* 39, 737-752.
- 697 Battacharya, J. P., 2006. Deltas. Facies Models Revisited, ISBN 1-56576-121-9, p. 237–292.
- 698 Battacharya, J. P., 2010. Delta. In: James, N. P. & Dalrymple R. W. (Eds.), *Facies Models* 4, p. 233-
 699 264.

- 700 Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds.). 2003. Recursos Minerais
701 Energéticos: Petróleo. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, p.553-564.
- 702 Borba, C., 2009. Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do
703 rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. 2009. 206 f. Tese (doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos
704 Sinos, Rio Grande do Sul, 2009.
- 705 Borba, C., 2011. Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no Campo de Furado, região de São
706 Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas, Revista Brasileira de Geociências, volume 41 (1) :
707 18-36.
- 708 Bosence, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H.,
709 Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea – Gulf of Aden.
710 Chapman & Hall, London, pp. 9 - 25.
- 711 Bueno, G.V., 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul Atlântico. Boletim Geociências da Petrobras,
712 12(2):203-229.
- 713 Campos Neto, O.P., Souza Lima, W., Cruz F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. Boletim de
714 Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas), 15(2):405-415.
- 715 Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. Journal
716 of African Earth Sciences 35, 1-43.
- 717 Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam (386 pp.).
- 718 Chagas, L.S.; Chiossi, D.S.N.; Cerqueira, R.M.; Hamsi, G.P.; Marques, G. e Lisboa, G., 1993.
719 Evolução tectono-sedimentar do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias.
720 Relatório Interno. PETROBRAS/DENEST. Aracaju, 74p.
- 721 Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation. Sedimentary
722 Geology, 3, 129-239.
- 723 Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. Sedimentary structures. Terra Publications,
724 Hertfordshire, England (292 pp.).
- 725 Cruz, F.E.G & Galm P.C., 1994. Correlação das fácies sedimentares e formas de ostracodes não-
726 marinhos dos andares Aratu e Eo-Buracica em sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba,
727 Bacia de Sergipe-Alagoas. Geociências, São Paulo, 15(1):209-222.
- 728 Cruz, L.R., 2008. Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de
729 Sergipe. 2008. 195 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio
730 Grande do Norte, Natal.
- 731 Destro, N., 1995. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the
732 Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. Journal of Structural Geology, 17(5):615629.
- 733 Elliot, T., 1986. Deltas. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. Reading, H.G.). Blackwell
734 Scientific Publications, Oxford; 113–154.

- 735 Emery, D., Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell, Oxford, p. 297.
- 736 Feijo, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):149-161.
- 737 Friend, P.F., 1983. Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson,
738 J.D., Lewin, J. (Eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. IAS Special Publication 6. Blackwell,
739 Oxford, pp. 345-354.
- 740 Fordham, A.M et al., 2010. Dominance of lateral over axial sedimentary fill in dryland rift basin.
741 Petroleum Geoscience 16, issue 3, p 299.
- 742 Galm, P.C & Santos D.F., 1994. Caracterização de uma discordância de idade PréAratu (Eocretáceo)
743 na Bacia de Sergipe-Alagoas. Acta Geologica Leopoldensia, 39(2):555-562.
- 744 Garcia, A.J.V., 1991. Estratigrafia, sedimentação e diagênese dos arenitos da Formação Serraria,
745 Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. Tese de Doutoramento em
746 Geociências, IG, UFRGS, 305 p.
- 747 Gawthorpe, R.L. & Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins.
748 Basin Research, 12, 195–218.
- 749 Glennie, K.W., 1970. Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology, 14,
750 Elsevier, Amsterdam (1970) p. 222.
- 751 Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic
752 rocks. SEPM Short Course 9, 161pp.
- 753 Kuchle, J., Scherer, C.M.S., 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua
754 aplicação na Bacia do Recôncavo. Bole. Geociênc. Petrobras 18 (2), 33-60.
- 755 Lambiase, J.J. & Morley, C.K., 1999. Hydrocarbons in rift basins: the role of stratigraphy. Philosophical
756 Transactions of the Royal Society A-Mathematical Physical and Engineering Sciences, 357, 877-899.
- 757 Marshall, J.D., 2000. Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the
758 lower part of the Skinkle Sandstones, Dyfed, Wales. Sedimentology, vol.47, Issue 2, April 2000, pp.
759 325-342.
- 760 Martins-Neto, M.A., 2000. Tectonics and sedimentation in Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin
761 (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). Precambrian Research 103, 147-173.
- 762 Martins-Neto, M.A., 2007. Proterozoic first-order sedimentary successions of the São Fransisco basin
763 in eastern Brazil. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 158, 117-129.
- 764 Martins-Neto, M.A., 2009. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern
765 Brazil. Marine and Petroleum Geology 26, 163-176.
- 766 Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2009. Rift sequence stratigraphy, Marine and Petroleum Geology.

- 767 Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *EarthScience Reviews*, v. 13,
768 p. 1-62.
- 769 Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In:
770 Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists,
771 Calgary; 597–604.
- 772 Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum
773 Geology*. New York: Springer-Verlag, 582 p.
- 774 Mohriak, W.U., 2003. *Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e
775 Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasilia.
- 776 Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table;
777 *Tectonophys.* 304(4) 369-383.
- 778 Morley, C.K., 2002. Tectonic settings of continental extensional provinces and their impact on
779 sedimentation and hydrocarbon prospectivity. *Sedimentation in Continental Rifts*, SEPM Society for
780 Sedimentary Geology ISBN 1 56576 0824 p 2555.
- 781 Nemec, W., Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation
782 processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M., Puigdefrabbegas, C. (Eds.), *Alluvial
783 Sedimentation*. IAS Special Publication 17, pp. 235-276.
- 784 Nowatzki, A.C.; Garcia, A.J.V.; Armelanti, G.; Santana, G.C; Lima, L.; Alves, T.C., 2006.
785 Caracterização Multiescalar e modelagem de reservatórios clásticos Barra de Itiúba/Penedo, Bacia de
786 Sergipe-Alagoas. Relatório final do Projeto, Petrobras/Fapese, Aracaju.
- 787 Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications.
788 SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, 210.
- 789 Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams
790 G.D. & Dobb A. (eds.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special
791 Publication No. 71, p. 35-66. Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall,
792 A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 187-198.
- 793 Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology* (2nd edition). Blackwell
794 Science, Oxford.
- 795 Santos, C.F., 2005. Estratigrafia de sequências da fase final de preenchimento de um rifte
796 intracontinental: um modelo com base no Barremiano Inferior da Bacia do Recôncavo. *Boletim de
797 Geociências da Petrobras*, v.13, n.2, p.205-226.
- 798 Schlische, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: New constraints on continental extensional
799 basin development. *Basin research*, 3, 123-141.

- 800 Selker, J.S., 1993. Expressions for the Formation of Load Casts in Soft Sediment. *Journal of*
 801 *Sedimentary Petrology*. Vol. 63 (1993) No. 6. (November), Pages 1149-1151.
- 802 Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high density gravelly traction carpets: possible deposits in the
 803 Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and theoretical considerations of their origin.
 804 *Sedimentology* 36, 513-530.
- 805 Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. IN: Carling, P.A., Dawson,
 806 M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 299-
 807 350.
- 808 Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), 1993. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir 8, p.
 809 292.
- 810 Weissmann, G.S., Hartlev, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H. & Banteah, R.,
 811 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38,
 812 39-42.

Artigo 1: List of figures and tables in order

Figure. 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of the thirteen studied outcrops with dominant direction of paleoflux. Sections are generally limited in graben/half-graben compartments, bounded by the NW border fault (Propriá Fault) associated with others normal faults oriented NE-SW and dipping towards the southeast.

Table 1. Stratigraphic units in the studied interval of the Sergipe-Alagoas Basin.

Table 2. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation in the study area (Japoatão-Penedo High).

Figure. 2. Representative coarse-grained lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. (A) Massive, matrix-supported conglomerate (Gmm); (B) Bioclastic clast-supported conglomerate (Gm); (C) Matrix-supported deformed conglomerate (Gd); (D) Low angle cross-bedded conglomerate (Gl); (E) Trough cross-bedded conglomerate (Gt); (F) Horizontally-laminated sandstone (Sh); (G) Trough cross-stratified sandstone (St); (H) Planar cross-bedded sandstone (Sp); (I) Ripple cross-laminated sandstone (Sr); (J) Fluidized sandstone (Sd).

Figure. 3. Representative fine-grained lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. (A) Heterolite with ripple cross-lamination (Hr); (B) Ripple cross-laminated siltstone (Fr); (C) Laminated mudstones (Fl); (D) Gray to greenish massive mudstones (Fm).

Figure. 4. Braided distributary channel facies association. (A) Typical lithological log. (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of trough cross-bedded conglomerate at the base. (E) Cross-bedded sets (St) and (F) Base of individual fluvial channel sandbody with reactivation surface.

Figure. 5. Meandering distributary channel facies association and interdistributary bay deposits. (A) Typical lithological log (section 6). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of massive, bioclastic conglomerate (Gm) overlying prodelta mudstone (Fm). (E) Planar cross-bedded (Sp) and (F) Low-angle cross-stratification (Sl).

Fig. 6. Proximal delta front facies association. (A) Typical lithological log (section 13). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of cross-stratified (St, Sl) and rippled (Sr) sandstones. (E) Detail of fluidized sandstones with convolute lamination (Sd).

Figure. 7. Distal delta front and prodelta facies association. (A) Typical lithological log (section 6). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Massive mudstone (Fm); (E) Rippled sandstone (Sr) with (F) Detail of critical ripple cross-lamination (Sr). The black dotted frame represents the following phase of deltaic progradation, with the transition of distal facies (prodelta, distal delta front) to proximal facies (meandering distributary channel, interdistributary bay) at the top.

Figure. 8. Lacustrine facies association. A) Typical lithological log (section 6). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel.

Figure. 9. Location of sub-areas (extensive compartments, red rectangles) in the study area.

Figure. 10. Paleoenvironmental reconstruction of compartment A (São Cruz, Sergipe). A) Detailed log sections (1, 2). (B) Summary depositional model showing connection between dominant delta environments (proximal to distal delta front).

Figure. 11. Reddish mudstones (Fm) with white vertical root traces (~5 cm) described in section 5. Represent a relatively long time of subaerial exposure in interdistributary bay environment, alternating with development of episodic vegetation in wetter conditions.

Figure. 12. Paleoenvironmental reconstruction of compartment B (Graben, Pindoba, Sergipe). A) Detailed log sections (3, 4, 5). (B) Summary depositional model showing the predominance of proximal environments (distributary channel and interdistributary bay), intimately linked with proximal bars (Sh, Sd) of delta front which discharge in a probably shallow lake.

Figure. 13. Paleoenvironmental reconstruction of compartment C (half-graben, Japoatã, Sergipe). Sequence stratigraphy (high-frequency) according to Martins-Neto & Catuneanu (2009), and detailed log sections (6, 7) with summary depositional model (below).

Figure. 14. Paleoenvironmental reconstruction of compartment D (Castro, Alagoas). A) Detailed log sections (8, 9). (B) Summary depositional model.

Figure. 15. Paleoenvironmental reconstruction of compartment E (half-graben, São Francisco River, Alagoas). A) Detailed log section (10). (B) Summary depositional model.

Figure. 16. Paleoenvironmental reconstruction of compartment F (Igreja Nova, Alagoas). A) Detailed log sections (11, 12). (B) Summary depositional model.

Figure. 17. Paleoenvironmental reconstruction of compartment G (Penedo, Alagoas). A) Detailed log section (13). (B) Summary depositional model

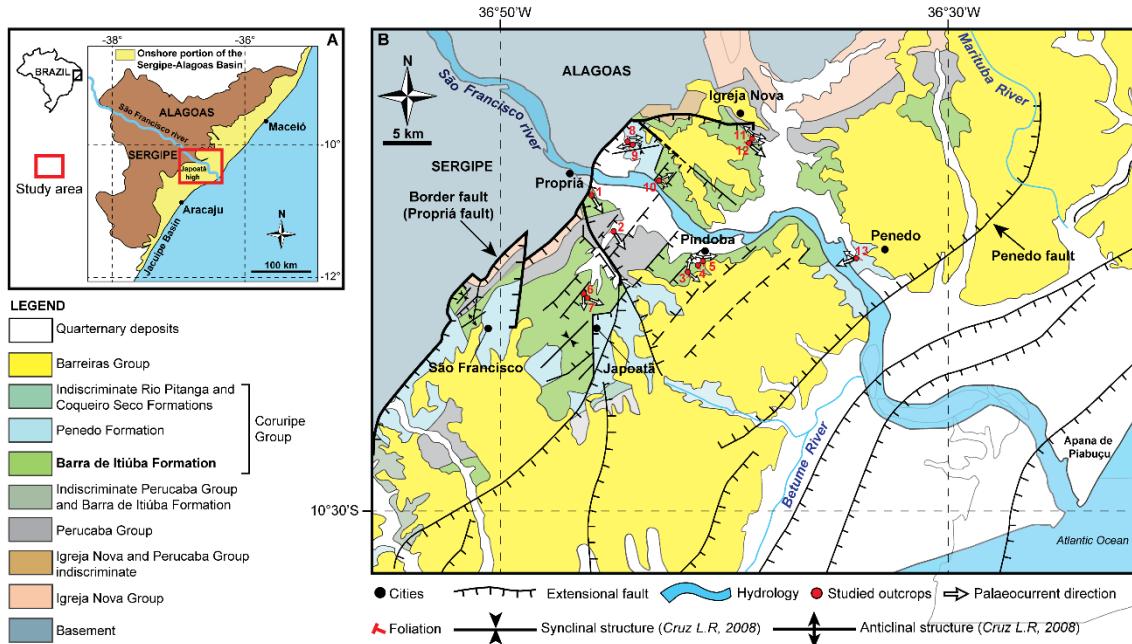


Fig. 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of the thirteen studied outcrops with dominant direction of paleoflux. Sections are generally limited in graben/half-graben compartments, bounded by the NW border fault (Propriá Fault) associated with others normal faults oriented NE-SW and dipping towards the southeast.

SYSTEM/PERIOD	SERIES/EPOCH	STAGE/AGE	LOCAL AGE	LITHOSTRATIGRAPHY		UNCONFORMITIES
CRETACEOUS	LOWER	APTIAN	ALAGOAS	K40	RP Fm	POÇAO FORMATION
		JIQUIÁ	JIQUIÁ	K38	RP Fm	M. DO CHAVES FORMATION
		BARREMIAN	BURACICA	K34-K36		COG SECO FORMATION
		HAUTERIVIAN	ARATU	RIO DA SERRA	RIO DA SERRA FORMATION	PENEZO FORMATION
		VALANGINIAN		K10-K20	FELIZ DESERTO FORMATION	
	BERRIASIAN				CAIOBA SANDSTONE	
JURASSIC	UPPER	TITHONIAN	DOM JOÃO	J20-K5	SERRARIA FORMATION	
					CANDEEIRO FORMATION	
					BANANEIRAS FORMATION	

Table 1. Stratigraphic units in the studied interval of the Sergipe-Alagoas Basin.

Table 2. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation in the study area (Japoatão-Penedo High).

Facies	Description	Interpretation
Gmm	Massive, matrix-supported conglomerates, poorly sorted; sub-angular grain; dominant quartz granules (subordinate feldspar and rock fragments); incipient gradation and erosive base; 10 to 40 cm thick beds.	Plastic debris flow (high-strength, viscous) (Miall, 1996).
Gm	Bioclastic, clast-supported conglomerates; fine sandstone matrix; bone fragments (< 2 cm) and mud intraclasts (< 2 cm); 10 to 20 cm thick beds.	Bedload deposition as diffuse gravel layers (Hein & Walker, 1997) or lags deposits by high-magnitude flood flows (Miall, 1977; Nemec and Postma, 1993).
Gd	Matrix-supported conglomerates with deformed sandstone blocks (up to 4.9 m); rafts of heterolithes and highly-deformed muds; 2 m thick bed.	Deformation of unconsolidated sediments by gravitational instability (Anketell et al., 1970; Selker, 1993; Moretti et al., 1999).
Gi	Intraformational, clast-supported conglomerates; very fine sandstone matrix; mud intraclasts (<2cm); 40 thick bed.	Fragmented mud cracks incorporated to tractive flows (Glennie, 1970); or collapsed banks by hyperconcentrated flows (Coleman, 1969).
Gl	Bioclastic, matrix to clast-supported conglomerates with low-angle cross-stratification; bone fragments (<3cm) and mud intraclasts (<2cm); 15 to 50 cm thick beds.	Humback or washed-out dunes (transitional flow regime) (Miall, 1996).
Gt	Clast-supported conglomerates with trough cross-stratification; sub-angular grains; dominant quartz and feldspar granules (rare rock fragments); 10 cm to 1 m thick sets.	3D gravel dunes (Rust, 1978; Todd, 1996).
Sh	Fine- to medium-grained sandstones with horizontal lamination; moderately- to well-sorted; 15 cm to 3 m thick beds.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime (Miall, 1977; Best and Bridge, 1992; Marshall, 2000).
St	Fine- to coarse-grained sandstones with trough cross-stratification; poorly- to well-sorted; sub-angular grains; Dominant quartz granules; locally erosive base; 25 cm to 1.20 m thick sets.	3D subaqueous sandy dunes deposited via lower flow regime (Harms et al.; 1982; Miall, 1996; Collinson et al.; 2006).
Sp	Fine- to medium-grained sandstones with planar cross-stratification; moderately- to well-sorted; 40 cm to 1.20m thick sets.	2D subaqueous sandy dunes deposited via lower flow regime (Harms et al.; 1982; Miall, 1996; Collinson et al.; 2006).
Sr	Very fine- to medium-grained sandstones with ripple cross-lamination (subcritical to critical climbing angle); moderately- to well-sorted; centimeter-thick sets forming up to 4.20 m thick cosets.	Small-scale ripple migration in unidirectional lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1996).
Sd	Fine- to medium-grained sandstones with convoluted lamination and flame structure; moderately- to well-sorted; relicts of laminated mud common; 25 cm to 4 m thick beds.	Deposits deformed by fluidization.
Sm	Fine-to medium-grained, massive sandstones; locally sub-angular quartz granules; 20 cm to 2 m thick beds.	Deposition of hyperconcentrated flows, fluidization or intensive bioturbation (Todd, 1989; Miall, 1978, 1996).
H	Heterolithes with linsen bedding formed by intercalation of massive siltstones and very fine-grained sandstones; 10 cm to 1 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension alternating with deposition from hyperconcentrated flows (Miall, 1996).
Hr	Heterolithes with linsen bedding and ripple cross-lamination (subcritical climbing angle) formed by intercalation of massive silt-mudstones and very fine- to fine-grained sandstones; 20 to 2.5 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension, alternating with deposition from ripple migration under unidirectional lower flow regime.
Fr	Siltstones- to very fine-grained sandstones with ripple cross-lamination (critical climbing angle); moderately- to well-sorted; 20 cm to 40 cm thick beds.	Low-energy tractive currents (Miall, 1977).
Fl	Mudstones to siltstones with horizontal lamination; yellowish to gray; 15 cm to 2.7 m thick beds.	Suspension settling. Zero flow velocity (Rogers & Astin, 1991).
Fm	Massive mudstones; greenish to gray, rarely reddish to yellowish; 15 cm to 2.5 m thick beds. May contain fossil root traces.	Suspension settling. Zero flow velocity (Miall, 1977). Locally paleosol development (Retallack, 2001)

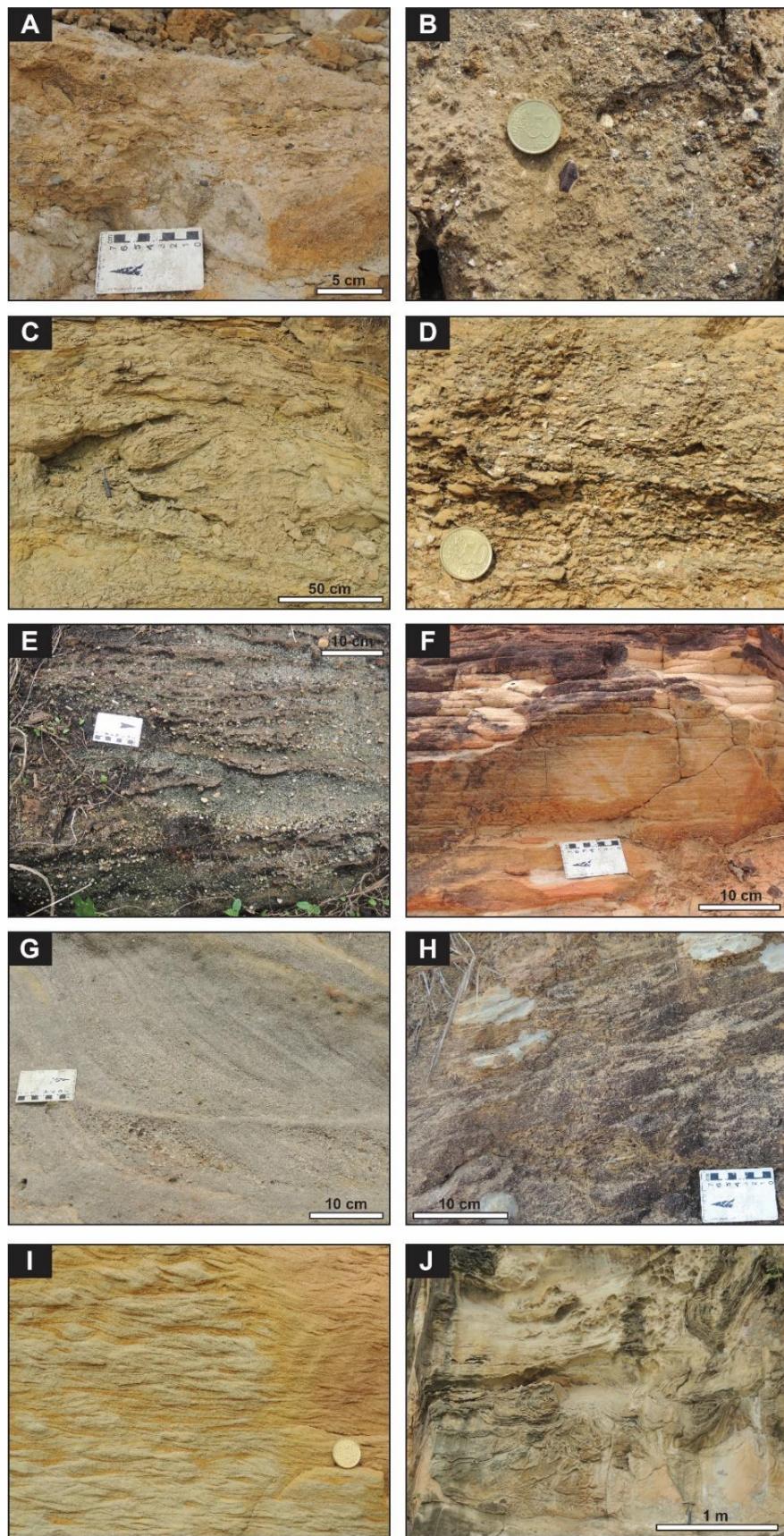


Fig. 2. Representative coarse-grained lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. (A) Massive, matrix-supported conglomerate (Gmm); (B) Bioclastic clast-supported conglomerate (Gm); (C) Matrix-supported deformed conglomerate (Gd); (D) Low angle cross-bedded conglomerate (Gl); (E) Trough cross-bedded conglomerate (Gt); (F) Horizontally-laminated sandstone (Sh); (G) Trough cross-stratified sandstone (St); (H) Planar cross-bedded sandstone (Sp); (I) Ripple cross-laminated sandstone (Sr); (J) Fluidized sandstone (Sd).

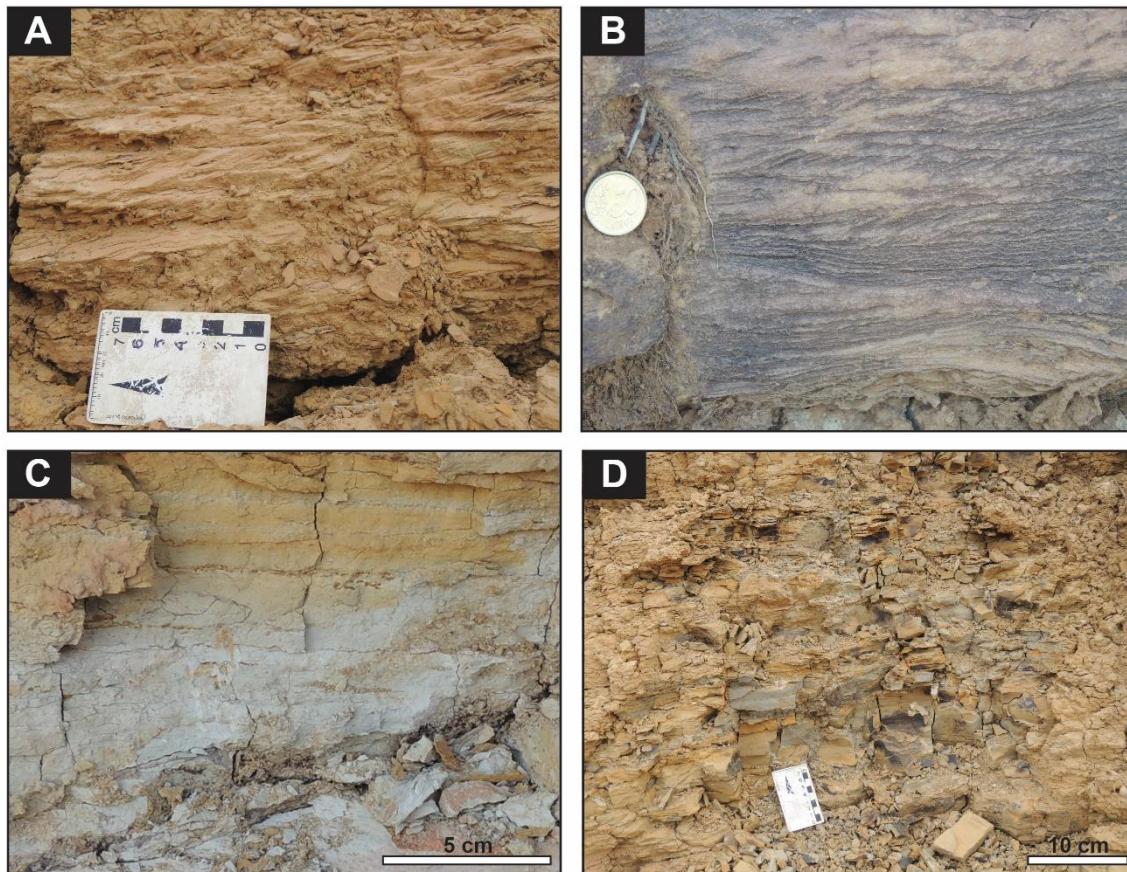


Fig. 3. Representative fine-grained lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. (A) Heterolite with ripple cross-lamination (Hr); (B) Ripple cross-laminated siltstone (Fr); (C) Laminated mudstones (Fl); (D) Gray to greenish massive mudstones (Fm).

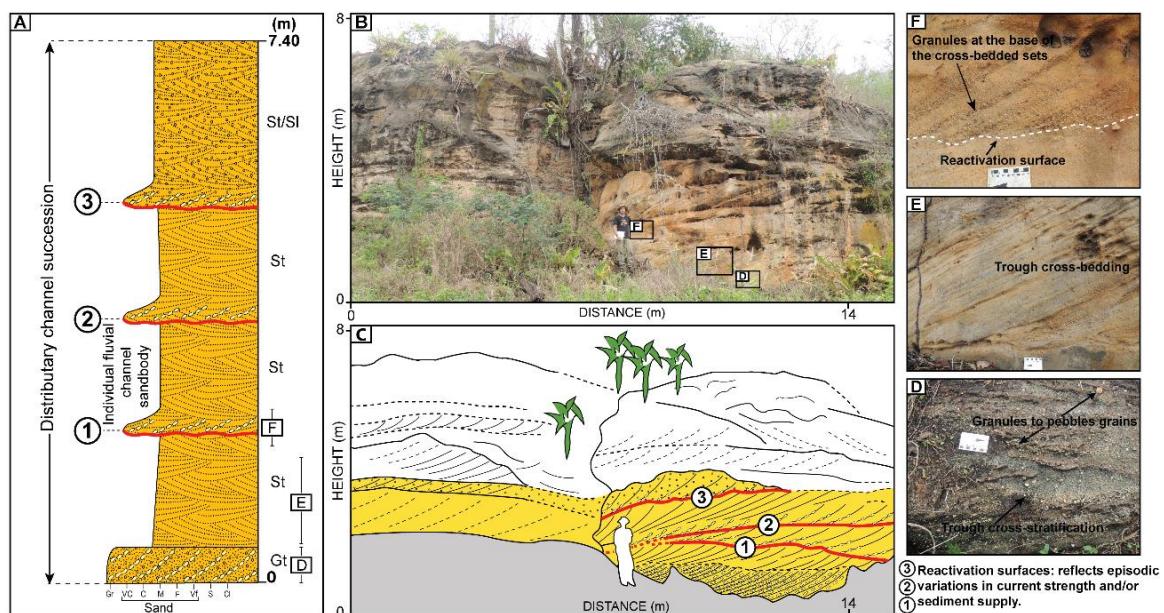


Fig. 4. Braided distributary channel facies association. (A) Typical lithological log. (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of trough cross-bedded conglomerate at the base. (E) Cross-bedded sets (St) and (F) Base of individual fluvial channel sandbody with reactivation surface.

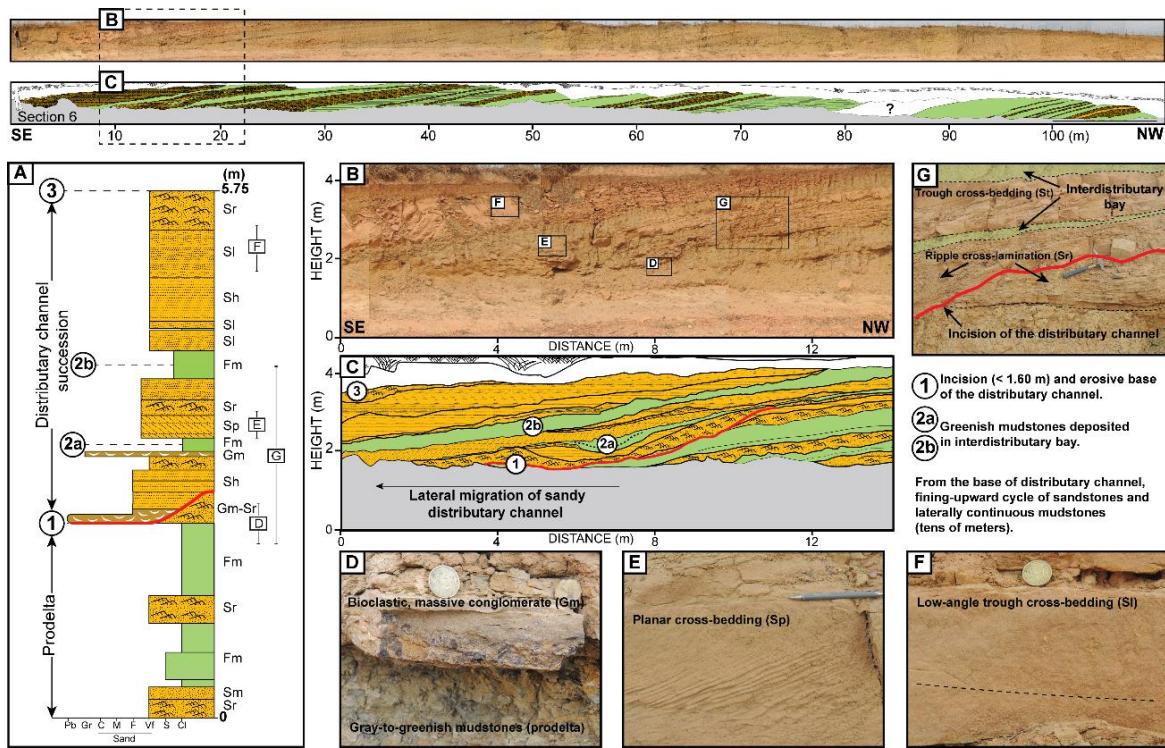


Fig. 5. Meandering distributary channel facies association and interdistributary bay deposits. (A) Typical lithological log (section 6). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of massive, bioclastic conglomerate (Gm) overlying prodelta mudstone (Fm). (E) Planar cross-bedded (Sp) and (F) Low-angle trough cross-stratification (SI).

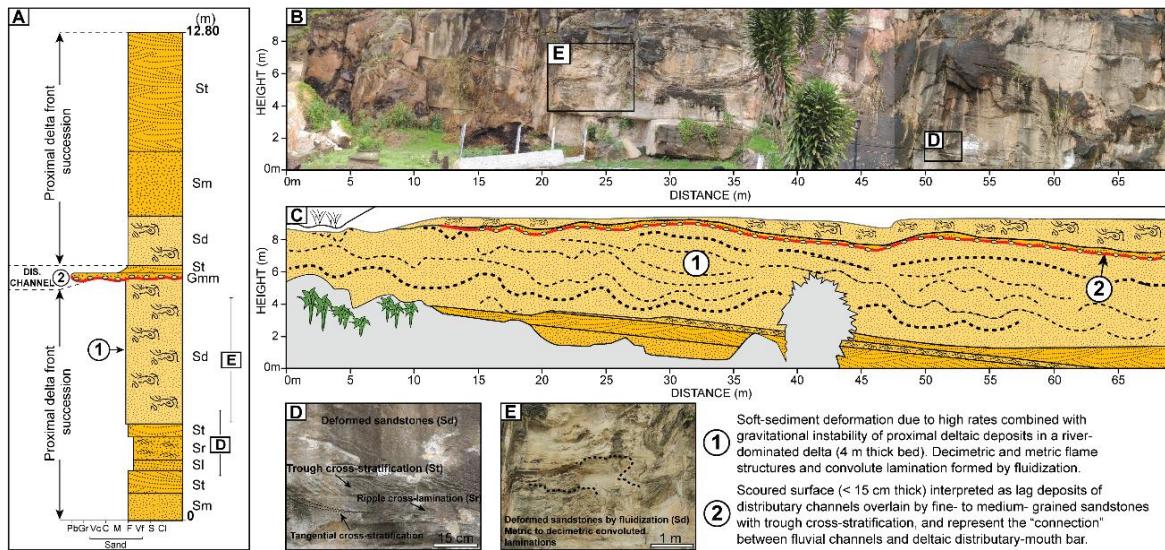
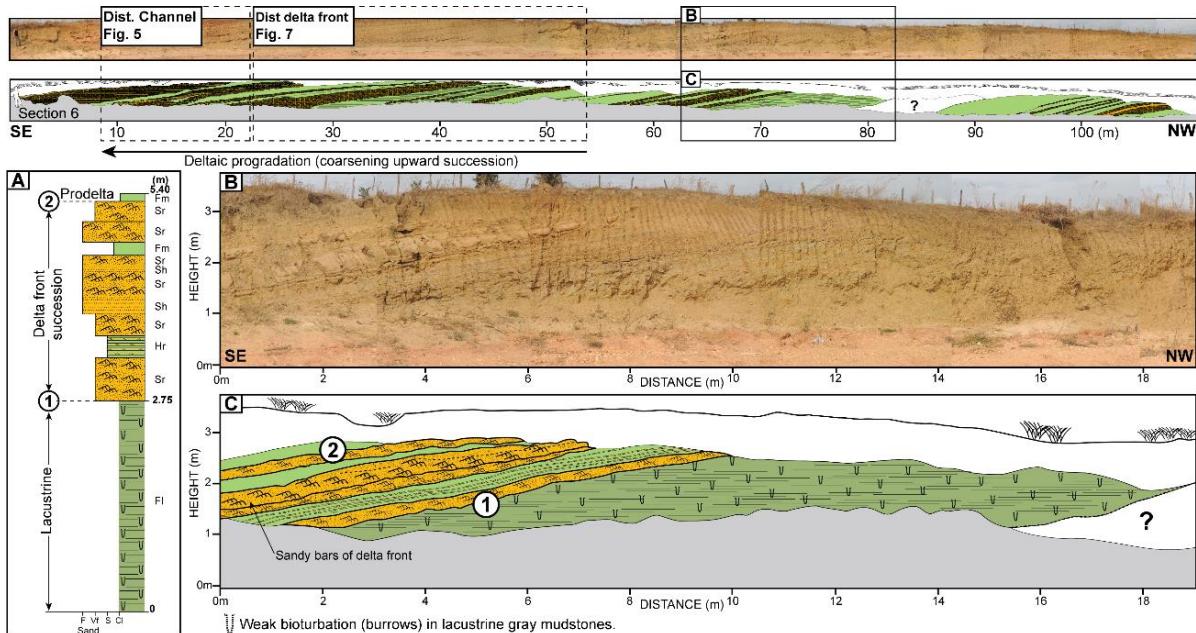
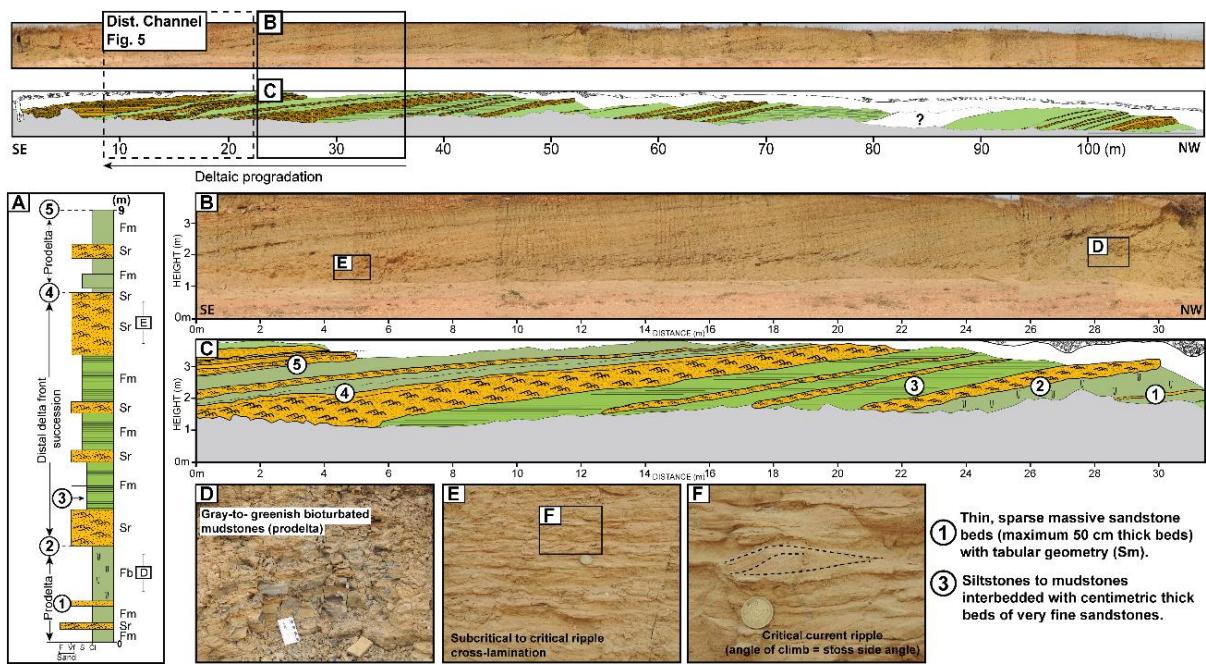


Fig. 6. Proximal delta front facies association. (A) Typical lithological log (section 13). (B) Photomosaic and (C) interpreted outcrop panel. (D) Detail of cross-stratified (St, SI) and rippled (Sr) sandstones. (E) Detail of fluidized sandstones with convolute lamination (Sd).



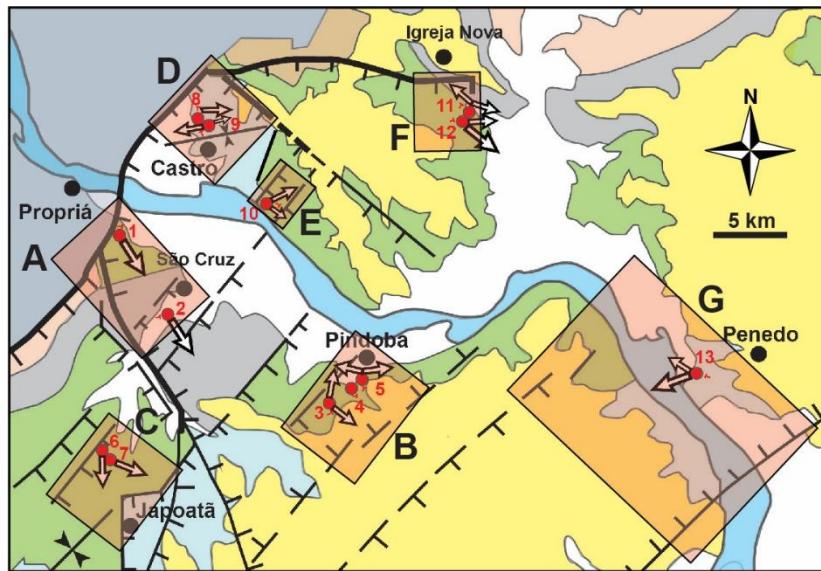


Fig. 9. Location of sub-areas (extensive compartments, red rectangles) in the study area.

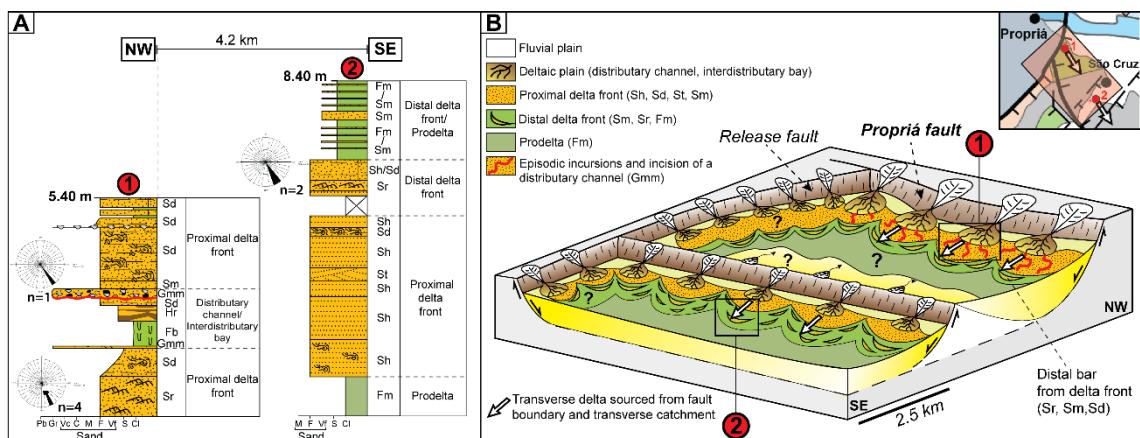


Fig. 10. Paleoenvironmental reconstruction of compartment A (São Cruz, Sergipe). A) Detailed log sections (1, 2). (B) Summary depositional model showing connection between dominant delta environments (proximal to distal delta front).



Fig. 11. Reddish mudstones (Fm) with white vertical root traces (~5 cm) described in section 5. Represent a relatively long time of subaerial exposure in interdistributary bay environment, alternating with development of episodic vegetation in wetter conditions.

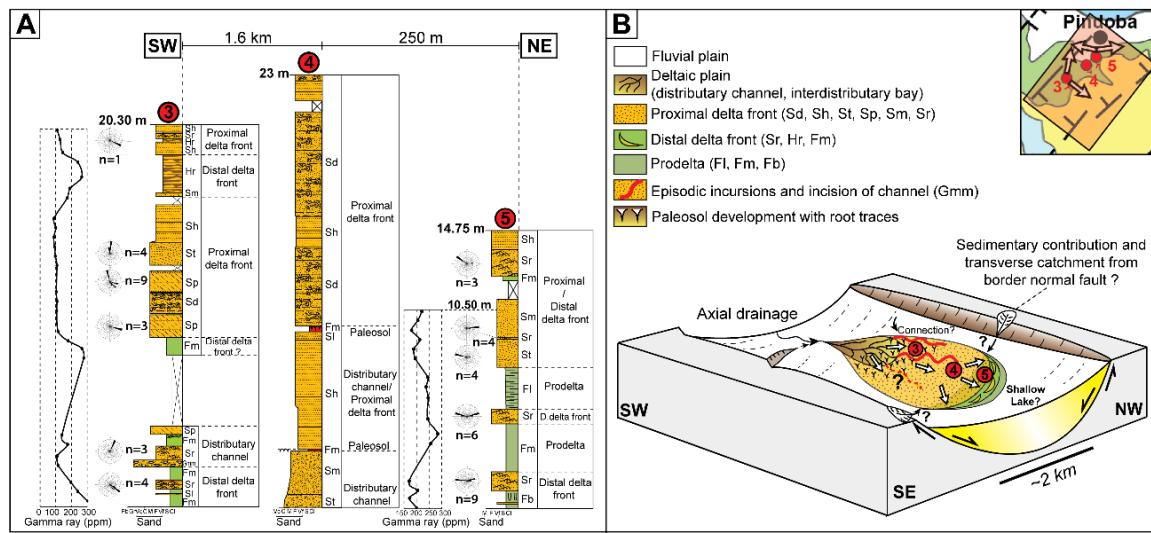


Fig. 12. Paleoenvironmental reconstruction of compartment B (Graben, Pindoba, Sergipe). A) Detailed log sections (3, 4, 5). (B) Summary depositional model showing the predominance of proximal environments (distributary channel and interdistributary bay), intimately linked with proximal bars (Sh, Sd) of delta front which discharge in a probably shallow lake.

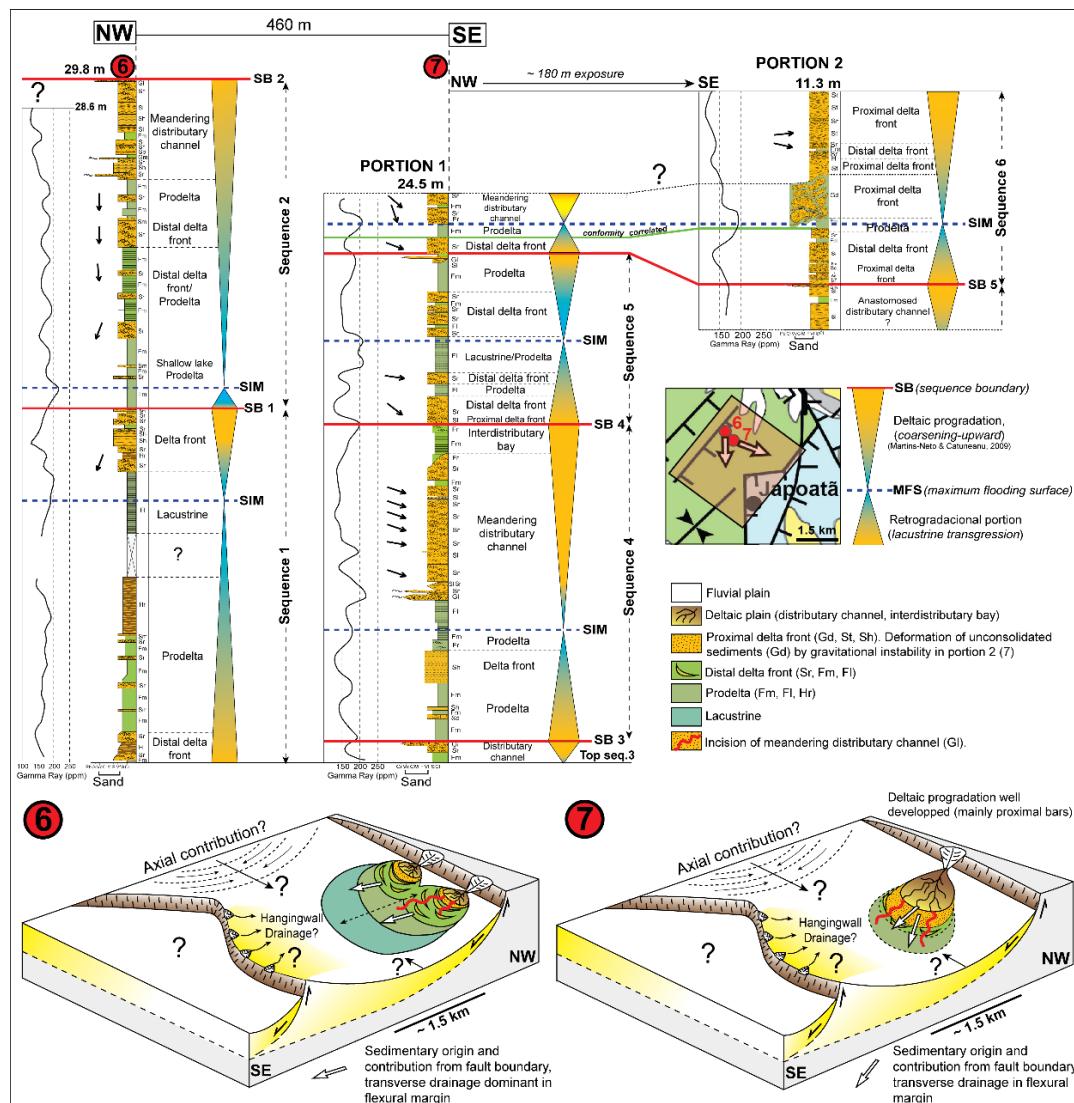


Fig. 13. Paleoenvironmental reconstruction of compartment C (half-graben, Japoatã, Sergipe). Sequence stratigraphy (high-frequency) according to Martins-Neto & Catuneanu (2009), and detailed log sections (6, 7) with summary depositional model (below).

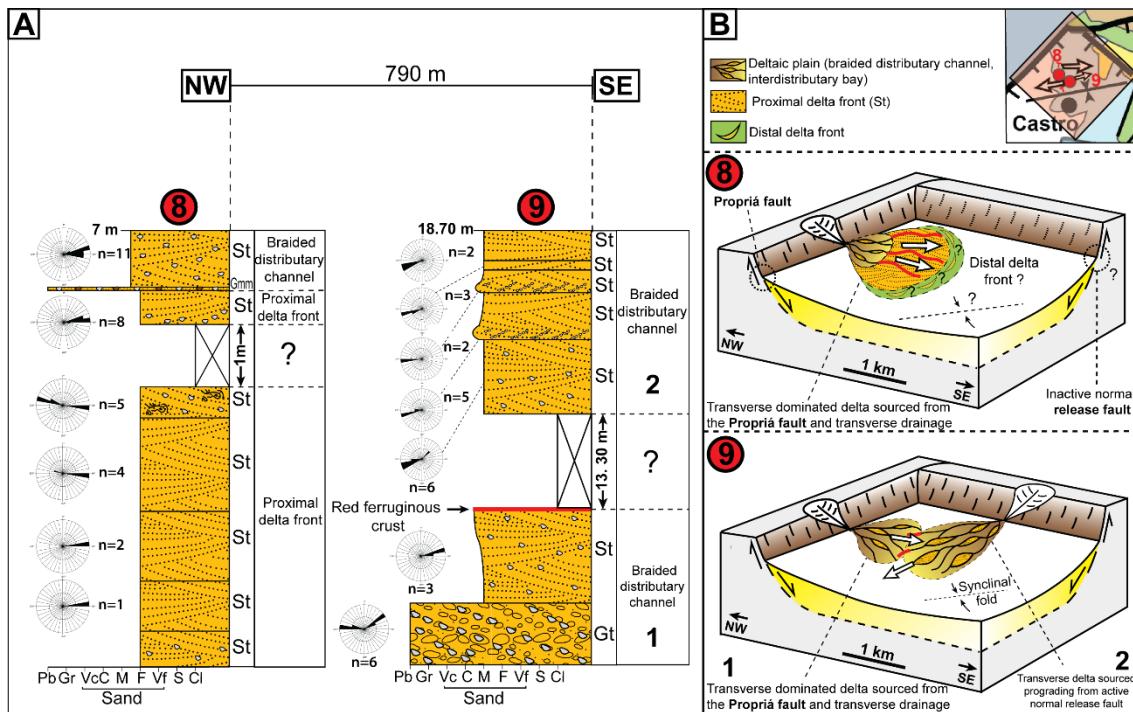


Fig. 14. Paleoenvironmental reconstruction of compartment D (Castro, Alagoas). A) Detailed log sections (8, 9). (B) Summary depositional model.

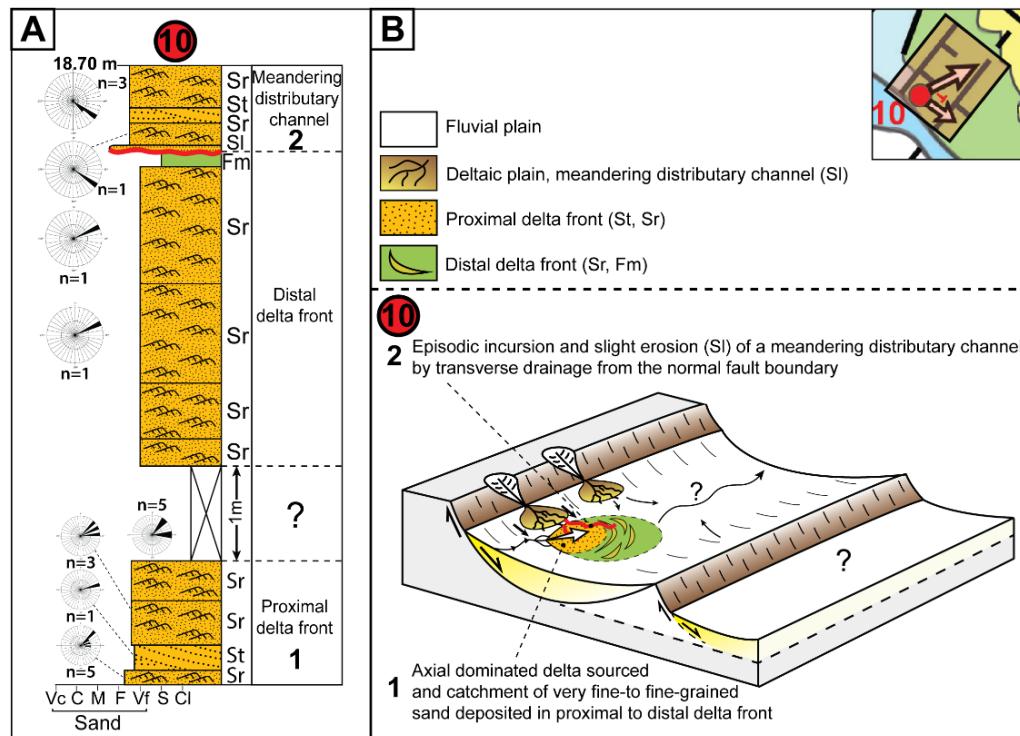


Fig. 15. Paleoenvironmental reconstruction of compartment E (half-graben, São Francisco River, Alagoas). A) Detailed log section (10). (B) Summary depositional model.

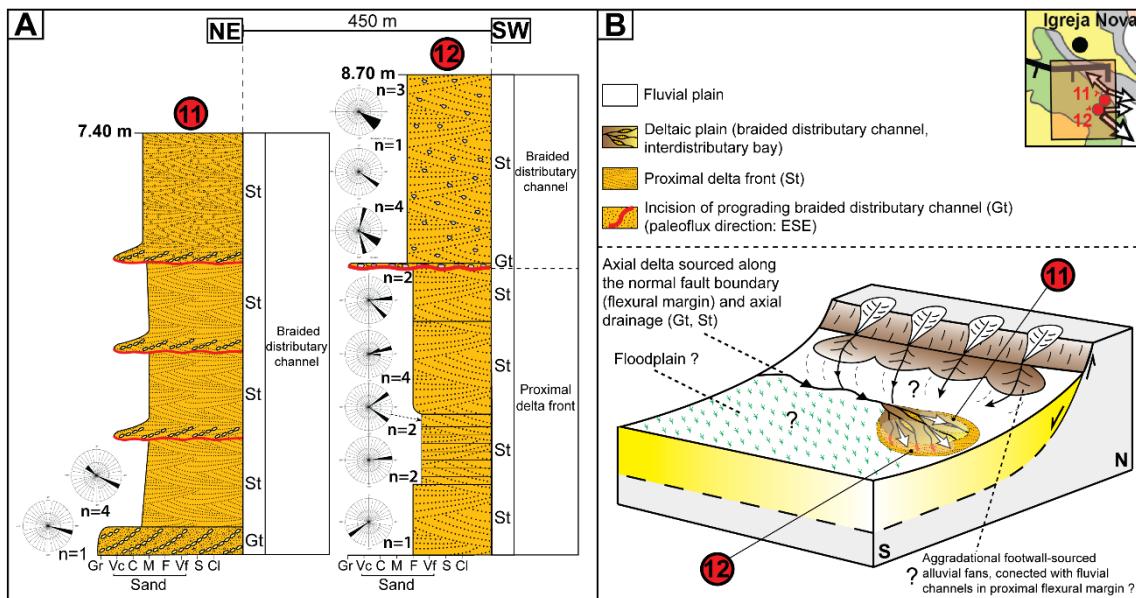


Fig. 16. Paleoenvironmental reconstruction of compartment F (Igreja Nova, Alagoas). A) Detailed log sections (11, 12). (B) Summary depositional model.

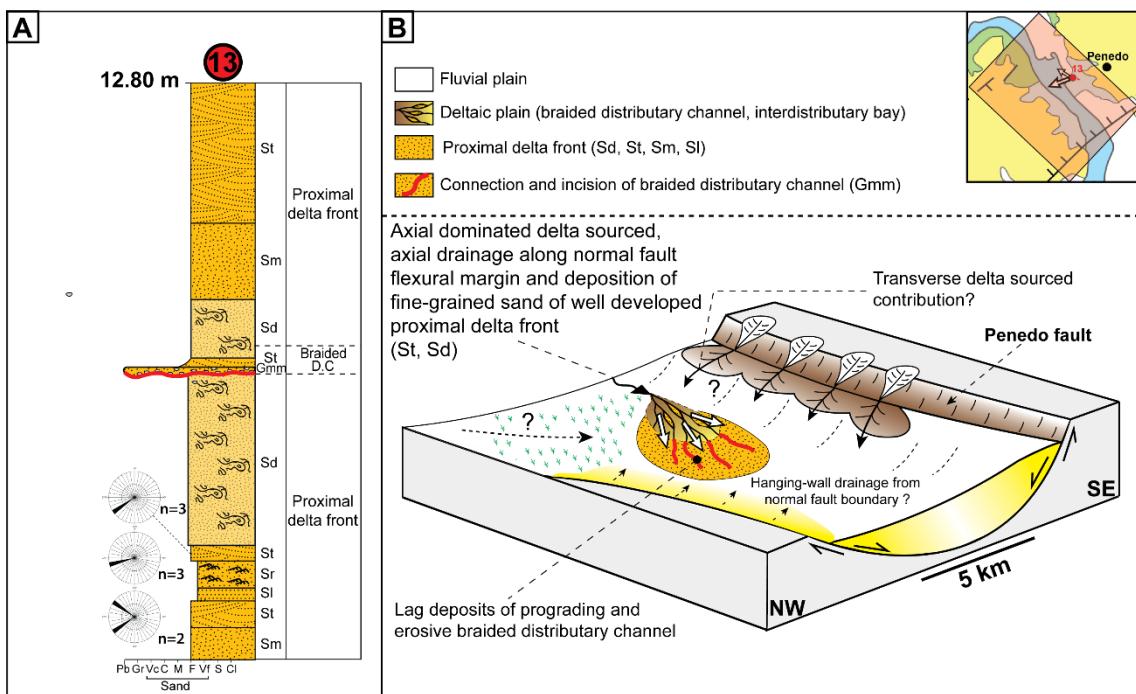


Fig. 17. Paleoenvironmental reconstruction of compartment G (Penedo, Alagoas). A) Detailed log section (13). (B) Summary depositional model.



Simon Courivaud <courivaudsi@gmail.com>

SEDGEO6855 - Notice of manuscript number

1 message

Sedimentary Geology <eesserver@eesmail.elsevier.com>

1 août 2018 à 10:30

Répondre à : Sedimentary Geology <sedgeo-eo@elsevier.com>

À : courivaudsi@gmail.com

*** Automated email sent by the system ***

Dear Mr. Courivaud,

Your submission entitled "A new approach in high-resolution sequence stratigraphy of early rift deposits, Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil." has been assigned the following manuscript number: SEDGEO6855.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on
<https://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Sedimentary Geology

1 A new approach in high-resolution sequence stratigraphy of early rift deposits,

2 Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil.

3

4 Simon Courivaud^a, Karin Goldberg^{a,b}.

⁵ *^a UFRGS, Instituto de Geociências, Departamento de Estratigrafia, Bento Golçalves n. 9500, predio*
⁶ *43137, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brazil.*

^b Kansas State University, Department of Geology, 207 Thompson Hall, Manhattan, KS, 66506, USA.

8 ABSTRACT

The Barra de Itiúba Formation (Hauterivian-Barremian) records the deposition in deltaic and lacustrine environments accumulated in the early syn-rift stage of the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. Detailed facies description in two wells and thirteen outcrops allowed the identification of 22 lithofacies, grouped in seven facies associations that characterize delta plain, delta front, prodelta, and lacustrine environments. Following the model of Martins-Neto & Catuneanu (2009, *in press*), detailed sequence stratigraphic studies carried out in the wells led to the definition of seven 3rd order stratigraphic sequences with depositional trends that reflect variation in the rate of creation/destruction of accommodation space and sediment supply (A/S ratio). Depositional sequences in the study area are composed of a: (1) Underfilled systems tract (UST), characterized by short stage of rapid accommodation (underfilled phase), mostly comprising lacustrine and prodelta facies associations; (2) Filled systems tract (FST), reflecting a long progradational trend (filled phase) during the tectonic quiescence, and mainly represented by distal to proximal delta front facies associations; and 3) Overfilled systems tract (OST), which characterize the overfilled phase that completes the sequence, formed by proximal distributary channel, crevasse splay and interdistributary bay facies associations. During the deposition of the Barra de Itiúba Formation, sedimentologic and stratigraphic evidence indicates that tectonic subsidence played a stronger role in the Alagoas

portion, during the syn-rift extension (second major tectonic pulse) of the Sergipe-Alagoas basin.

Keywords: Lower Cretaceous; Sergipe Alagoas-Basin; Sequence stratigraphy; lacustrine delta; syn-rift deposits.

1. Introduction

Sequence stratigraphy is based on the identification of different depositional trends (degradation, aggradation, progradation, retrogradation), intimately linked with changes in accommodation space and sediment supply, and resulting in different stratal stacking patterns that define transgressive, highstand, and lowstand systems tracts (Weimer and Posamentier, 1993; Emery and Myers, 1996; Posamentier and Allen, 1999; Catuneanu, 2002, 2006; Martins-Neto & Catuneanu, 2009, in press). In the last 30 years, many authors have attempted to use the sequence stratigraphic model, defined for passive margins, to provide a better understanding of the evolution and sedimentary filling in different types of basins, including rift basins (Posamentier and Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Allen, 1999). In passive margin system, the stratigraphic framework and sedimentary filling are largely controlled by cyclic sea level fluctuations (rise or fall) in a context of long thermal subsidence, the opposite of what occurs in rift systems, which are characterized by strong mechanical subsidence that controls a dominantly continental sedimentation.

Following this fundamental difference, Martins-Neto & Catuneanu (2009, in press) proposed a sequence stratigraphic model for rift systems. This one include tectonic activity as main factor and allows to better characterize the sedimentary record of the entire rift Supersequence (1st order) through the identification of sequences in different levels of hierarchy (second and third order). In that context, even if climatic controls operate as an important factor on the stratigraphic record (high-frequency

54 sequences) an ideal sequence begins with a short stage of rapid accommodation
55 (underfilled phase) linked to a pulse of extension along the border fault, forming a
56 rapid and short retrogradacional trend. This deepening phase with low sedimentary
57 discharge (A>S) is immediately followed by a long progradational trend (filled phase)
58 during the tectonic quiescence when sediment supply consumes the available
59 accommodation space created by during fault reactivation. In the latter stage, the
60 basin can be fully filled, marking the moment when the basin enters in “overfilled”
61 phase” mostly characterized by an erosive sedimentation of fluvial and proximal
62 deposits.

63 The purpose of this paper is to apply and adapt the model proposed by Martins-
64 Neto & Catuneanu (2009, in press) to the deltaic-lacustrine Barra de Itiúba Formation
65 (Hauterivian-Berremian), deposited in the Sergipe Alagoas Basin, northeastern
66 Brazil, proposing a new sequence stratigraphic interpretation of the rift deposits. The
67 goals are: (1) to identify facies and facies associations, representing specific
68 depositional environments; (2) to identify key stratigraphic surfaces (flooding
69 surfaces, maximum flooding surface, and erosive surfaces) to identify systems tracts
70 and depositional sequences; and (3) to understand the tectono-stratigraphic
71 evolution and discuss the main controls of the succession.

72 **2. Geological setting**

73 The Sergipe-Alagoas Basin, located on the Brazilian eastern margin (Fig. 1A),
74 covers an onshore area of 13,000 km² of sediments and an offshore portion of
75 32,760 km² (Mohriak, 2003). This basin was formed as a result from the evolution of
76 an asymmetric rift elongated in NNE/SSW directions and separated in the south from
77 the Jacuípe Basin by the Vaza-Barris fault system, and in the north from the
78 Parnaíba-Pernambuco Basin by the Maragogi High (Feijó, 1994; Campos Neto et al.,
79 2007). Structurally, this basin consists of a southeastward-dipping half-graben

80 (Souza-Lima, 2002). Feijó (1994) separated the basin in two parts: the Sergipe and
81 the Alagoas Basins, structurally separated by the Japoatã-Penedo High (Fig. 1A).
82 However, according to Campos Neto et al., 2007, this structural complex is located in
83 the onshore portion only and does not extend to the Charneira lower block, leaving
84 doubts about the basin sub-division. In the outcrop area, extension was mostly
85 controlled by the border normal fault, called Propriá Fault, associated with other
86 NE/SW-oriented normal faults, and common NW/SE-oriented normal release faults,
87 forming complex graben and half-graben systems (Destro, 1995). Due to the high
88 dispersion on direction and orientation of normal faults, the Sergipe-Alagoas Basin
89 shows a complex tectonic history. The basin can be subdivided into blocks (or
90 tectonic compartments) limited by large normal faults (Fig. 1B). In each compartment,
91 the various tectonic phases directly conditioned the sedimentary filling in regional
92 depocenters. Consequently, due to the difference of the tectonic style, the
93 sedimentary record is different in the Sergipe and the Alagoas Basins, resulting in a
94 rather complex spatial distribution of chrono and lithostratigraphic units (Aquino &
95 Lana, 1990) (Table 1). Nonetheless, the stratigraphic record in the Sergipe-Alagoas
96 Basin is the most complete succession among the Brazilian continental margins,
97 reflecting different phases of subsidence (Bizzi et al., 2003): (a) the Syneclyse phase
98 includes a Gondwanan intracratonic basin filled by Carboniferous glacial, subaqueous,
99 and Permian deltaic-desert deposits; (b) the Pre-Rift Supersequence (Jurassic-
100 Berriasian) is characterized by crustal subsidence within the Afro-Brazilian
101 Depression; (c) the Rift Supersequence (Berriasian to Aptian) reflects the stage of
102 mechanical subsidence; and d) the Post-Rift Supersequence (Aptian) marks the
103 onset and dominance of thermal subsidence, during which the first major marine
104 incursion took place in the latest Aptian. The studied succession belongs to the Rift
105 Supersequence.

106 **Include Figure. 1**

Include Table. 1

108 The Pre-rift Supersequence is composed of lacustrine sediments of the
109 Bananeiras Formation, fluvio-deltaic deposits of the Candeiro Formation, followed by
110 the Serraria Formation and Caioba Sandstone that filled the depression with fluvial
111 braided channel deposits.

According to Campos Neto et al (2007), the Rift Supersequence, which began 142 Ma ago (Berriasian), is divided in different sub-sequences, from base to top called K10-K20, K34-K36, K38, and K40 (Feijó, 1994; Chiossi, 2005; Campos Neto et al., 2007; Borba, 2009). The accumulation of the lacustrine deposits of the Feliz Deserto Formation (K10-K20) marks the beginning of the syn-rift filling. The focus of this study is the fluvio-deltaic and lacustrine deposits of the Barra de Itiúba and Penedo Formations (K34-K36) that overlie the Feliz Deserto Formation and correspond to the second (2) tectonic pulse of the syn-rift phase (Table 1), characterized by the establishment of graben and/or half-graben systems (Chagas et al., 2003). Historically, Schaller (1969) described the Feliz Deserto Formation as a succession of greenish shales interlayering with thin sandstones deposits that occurs in the basal part of the Barra de Itiúba Formation. Although these two units are lithologically identical, they were separated into two lithostratigraphic units due to the discovery of the “Pre-Aratu Unconformity”, identified by the absence of non-marine ostracod subzones of the “Rio da Serra” local age (Berriasian-Valanginian): *Cypridea ventronodata* Krommelbein 1962, *Paracypridea maacki* Krommelbein 1964, and *Paracypridea bicallosa* Krommelbein 1964 (Galm & Santos, 1994). Nowhere in the Sergipe-Alagoas Basin was encountered evidence of a continuous sedimentation from “Rio da Serra” to “Aratu” age, thus defining the regional character of the unconformity. According to Galm & Santos (1994), the ““Pre-Aratu Unconformity”

132 (PAU) represents an estimated 5-Ma hiatus in sedimentation, and it is related to rift
133 propagation towards the Sergipe-Alagoas basin in the Valanginian to Hauterivian
134 transition (Bueno, 2004).

135 The main depocenters are located in the Alagoas Sub-basin, where some areas
136 such as the Furado field, located in the São Miguel dos Campos region, have
137 accumulated around 2,000 meters of sediments (Borba, 2009). This region is mainly
138 controlled by the border fault, with N60°E direction and at least 3,000 m offset
139 (Borba, 2011). The proximal portion of sequence K34-K36 is largely dominated by
140 the fluvial sandstones of the Penedo Formation, while the mid-distal area is
141 represented by deltaic-lacustrine deposits of the Barra de Itiúba Formation. During
142 that time interval, the ruptile efforts were mainly located in the Sergipe Sub-basin,
143 where proximal, conglomeratic sandstones of the Rio Pitanga Formation were
144 deposited very close to the active normal fault (Campos Neto et al., 2007). The end
145 of the sequence (Upper Barremian) recorded the formation of a well-developed lake
146 with maximum lake (base) level. Sequence K38 (Aptian), represented by the alluvial
147 Pitanga and Poção Formations, deltaic Coqueiro Seco Formation, and distal,
148 carbonate Morro do Chaves Formation that mark the beginning of the third (3)
149 tectonic pulse, which increased in intensity throughout the basin (Campos Neto et al.,
150 2007). The last rift sequence K40 (Aptian) results of the fourth and latest tectonic
151 pulse, when the tectonic intensity reached its maximum, is composed of sandy-
152 evaporitic sediments of the Maceió Formation, along with the Rio Pitanga and Poção
153 Formations. According to Arienti (1996), this sequence reflects deposition in more
154 arid conditions at the end of the Rift Supersequence.

155 The sedimentary filling of a rift system can be hierarchized in different order
156 sequences. The entire rift evolution (pre-rift, rift and post-rift stages) comprises a first-
157 order sequence that can be sub-divided into second-order sequences (Table 1) that

158 corresponds to tectonic cycles during the rift evolution, separated by regional
159 unconformities, and imprinting changes in depositional process in space and time.
160 Based on core description in the Furado depocenters (Alagoas Sub-basin), Borba
161 (2009, 2011) sub-divided the second-order K34-K36 into several third-order
162 sequences that resulted from subsidence pulses during rift evolution, reflecting
163 variation in accommodation. Borba (2009) sub-divided the K34-K36 sequence into
164 nine third-order sequences (K34/10 to K36) that represent approximately 10.2 Ma of
165 sedimentation (Table 2). These sequences show a general regressive trend, and
166 they can be sub-divided into systems tracts (lowstand, transgressive, and highstand
167 systems tracts). Each sequence begins with the deposition of fluvio-deltaic deposits,
168 when sediment supply (S) is greater than accommodation space (A) produce by
169 tectonic subsidence, resulting in a lowstand systems tract ($A < S$). The
170 retrogradational trend that characterizes the transgressive systems tract led to the
171 deposition of fine-grained prodelta sediments, culminating with lacustrine black
172 shales (maximum flooding surface). This period of climax records a sedimentation in
173 high accommodation space relative to sediment supply in a relatively humid climatic
174 conditions, with a low sedimentary supply ($A > S$). The highstand systems tract, which
175 ended the sequence, shows a well-defined progradational trend, generally thicker
176 than other systems tracts that led to deposition and progradation of delta fronts
177 during quiescence, during which progressively more proximal systems filled the
178 accommodation ($A < S$). From beginning to end of the second-order K34-K36, the
179 accumulation rate of sediments tended to increase during the development of the
180 upper sequences (K35/40, K36), and proximal environments began to dominate.

181 **Include Table. 2**

182 **3. Study area and methods**

183 Two well cores (A and B) and thirteen outcrops were described in the Sergipe-
184 Alagoas Basin (Fig. 1). The studied section in well A (181 m thick) is located in the
185 offshore Caioba field, southern Sergipe Sub-basin; in a raised area called “Atalaia
186 High”. The well B (655 m thick) is located in the Furado depocenters, in São Miguel
187 dos Campos platform, northern Alagoas sub-Basin. The thirteen stratigraphic
188 sections measured in outcrops, with thicknesses variable between 5.4 and 29.7 m,
189 are located along the São Francisco River and in the vicinity of the Japoatã High (Fig.
190 1B). Facies and paleocurrent analyses of the latter were the subject of another
191 publication (Courivaud et al., 2018, unpublished) and hence will not be discussed in
192 detail, but rather only used to augment the interpretation of the studied well cores.
193 The main subject of this paper is the proposal of a high-resolution sequence
194 stratigraphy for the entire Barra de Itiúba Formation, using the continuous succession
195 in well cores A and B. Studied wells were described in detail, resulting in the
196 construction on lithologic logs at 1:100 scale. Facies analysis was based on
197 lithofacies description following Miall (1978), including color, texture (grain size,
198 sorting, and roundness), sedimentary structures, and fossil content, aided by gamma-
199 ray logs. The recognition of facies and facies associations, combined with the
200 identification of major stratigraphic surfaces (maximum flooding surfaces, flooding
201 surfaces, erosional surfaces, paleosols) allowed the identification of systems tracts
202 and third-order stratigraphic sequences.

203

204 **4. Facies analysis**

205 Twenty-two lithofacies were identified in the studied outcrops and wells. They are
206 summarized in Table 3 and illustrated in Figure 2. The Barra de Itiúba Formation is
207 composed dominantly of quartzose sandstones (Sh, SI, St, Sp, Sr, Sd, Sb),
208 mudstones (Fr, Fd, Fl, Fb, Fm, P, C), sandy conglomerates (Gmm, Gd, Gi, GI), and

209 subordinately heterolites (Hr, H). Texturally, the sandstones are very fine- to coarse-
210 grained (mostly very fine- to fine-grained), moderately- to well-sorted, with sub-
211 angular to rounded grains. Quartz granules are common in massive sandstones (Sm)
212 and near the base of cross-bedded sets (St). Mudstones are commonly greenish and
213 bioturbated (Fb), black-organic-rich (C), massive and gray (Fm), and, less commonly
214 laminated (Fl) and fluidized (Fd). Conglomerates are massive, matrix-supported
215 (Gmm), and trough cross-bedded (Gt), with sub-angular to sub-rounded granules to
216 pebbles (mostly granules). Compositinally, the gravel is dominated by quartz and
217 mud intraclasts, with occasionally feldspar and rock fragments. Well A is
218 characterized by the dominance of coarse-grained lithofacies compared with Well B,
219 in which the proportion between coarse- and fine-grained lithofacies is similar.

220 **Include Table. 3**

221 **Include Figure. 2**

222 **5. Facies associations**

223 The lithofacies identified were grouped into seven facies associations (F.A.): (1)
224 Distributary channel; (2) Crevasse splay; (3) Interdistributary bay; (4) Proximal delta
225 front; (5) Distal delta front; (6) Prodelta; and (7) Lacustrine. Facies associations 1
226 through 3 are part of a delta plain, and 4 and 5 of a delta front. The vertical facies
227 succession and the thickness of each facies association differs between wells A and
228 B and the outcrop area. Representative vertical logs, along description and
229 interpretation for each facies association in the wells and outcrop area is detailed in
230 Fig. 3.

231 **5.1. Distributary channel F.A.**

232 This facies association consists of several sandstone bodies up to 9 m thick
233 (mainly plurimetric), composed of fine- to coarse-grained sandstones with trough
234 cross-stratification (St), ripple cross-lamination (Sr) and, subordinately, low-angle

235 cross-stratification (Sl), massive (Sm), and fluidized (Sd). Trough cross-stratified and
236 massive, matrix-supported (Gmm) conglomerates (Gt, Gmm) always occur at the
237 base onto an erosive surface, which represent a key surface for the sequence
238 stratigraphy interpretation (filling surface). When well-developed, this facies
239 association locally forms a fining-upward succession, very commonly associated with
240 crevasse splay and interdistributary bay facies associations.

241 *5.2. Crevasse splay F.A.*

242 This facies association consists of coarse- to very fine-grained-sandstones, up to
243 6 m thick, commonly intercalated with thin greenish, bioturbated (Fb) and ripple
244 cross-laminated mudstones (Fr). The sandstones bodies are mostly formed by
245 fluidized and bioturbated sandstones (Sd, Sb), alternated with massive (Sm), low-
246 angle cross-bedded (Sl) and ripple-cross laminated (Sr) sandstones. Bioturbated
247 sandstones show vertical burrows, and, subordinately debris plants. Interbedding
248 between fine sandstones and greenish mudstones represents the alternation of
249 traction and suspension processes (Scherer et al., 2015). This F.A. commonly
250 formed gradual coarsening-upward, progradational cycles. The plurimetric-thick
251 packages of this facies association suggests a relatively fixed channel belt
252 (meandering distributary channel?), and successive low-energy flows (Scherer et al.,
253 2015).

254 *5.3. Interdistributary bay*

255 This facies association is mostly composed of homogeneous, bioturbated
256 greenish mudstones (Fb), alternated with subordinate massive and fluidized greenish
257 to gray mudstones (Fm, Fd). It has variable thickness between 0.3 and 3.5 m and
258 usually associated with crevasse splay F.A. The mud packages commonly display
259 oxide nodules (<2 cm) which suggest periods of subaerial exposure under oxidizing
260 conditions. The dominance of thin, fine-grained facies in this F.A. indicate low

261 sedimentation rates in a low-energy environment. Frequently, vertical succession
262 shows color variations (greenish to reddish-yellowish), characterizing the
263 predominance of flooding and decantation (greenish) and overflow phases (reddish-
264 yellowish) in the deltaic plain.

265 *5.4. Proximal delta front*

266 This facies association consists of coarse- to fine-grained sandstones, up to 4 m
267 thick, well-sorted. Sand bodies are mostly composed of trough cross-bedded (St),
268 convoluted and deformed sandstones (Sd), alternating with subordinate horizontal
269 laminated (Sh) and massive sandstones (Sm). The occurrence of stacked sandy
270 bodies with tractive structures, locally forming well-defined coarsening-upward
271 cycles, superimposed onto fine-grained distal delta front deposits, suggests
272 deposition and progradation of a proximal delta front system. The coarsest and
273 better-sorted sand deposits, with mostly unidirectional (measured in outcrops area)
274 tractive structures (Sh, St), were interpreted as river-dominated distributary-mouth
275 bar deposits, formed by riverine inflow into a low-energy setting, whereas fluidized
276 sandstones (Sd) represent large quantities of sediment transported from the mouth
277 bar to deeper water, by rapid flow deceleration in a short period of time (Battacharya,
278 2010). In term of sedimentary volume deposited, this relatively proximal deltaic
279 environment represents large proportion of sedimentation during the filled phase.

280 *5.5. Distal delta front*

281 This facies association, up to 7.5 m thick, is composed of medium- to fine-grained
282 sandstones alternated with siltstones and heterolites. Sand bodies mostly consist of
283 very-fine grained, bioturbated (Sb) and deformed (Sd) sandstones, occasionally
284 alternated with ripple-cross laminated (Sr) and massive (Sm) sandstones. Locally the
285 sandstones are intercalated with ripple-cross laminated heterolites (Hr), suggesting
286 variation in flow energy, with periods of gravitational settling by suspension. Metric

287 sandstone/siltstone alternations commonly form poorly-defined coarsening-upward
288 cycles in a progradational trend, reflecting smaller- scale (seasonal?) changes in river
289 discharge. Despite the dominance of fine-grained lithologies, the
290 sandstone/mudstone ratio is much higher than in the prodelta deposits, which was
291 the main criterion to differentiate distal delta front and prodelta facies associations in
292 the studied wells. This distal deltaic environment generally represents initial phases
293 of filling in depositional sequences identified in wells.

294 *5.6. Prodelta*

295 This facies association consists of siltstones to mudstones, with variable
296 thickness between 0.5to 4.5 m, composed mainly of greenish to gray, massive (Fm)
297 and weakly bioturbated (Fb) mudstones, occasionally alternated with fluidized (Fd)
298 and laminated (Fl) mudstones. Rarely mudstones are intercalated with cross-
299 laminated sandstones to siltstones (Sr, Fr), suggesting episodic increases in
300 discharge by the feeder river. Prodelta mudstones show an abundance of soft-
301 sediment deformation features, such as load structures, and dewatering-related
302 features (Battacharya and MacEachern, 2009). The predominance of fine-grained
303 deposits points to deposition in low-energy environment. The blackish color and the
304 limited bioturbation in relatively thick-metric mudstones is interpreted as gravitational
305 settling in a dysoxic, deep water body.

306 *5.7. Lacustrine*

307 This facies association, up 9.8 m thick, consists of homogeneous black, organic-
308 rich mudstone (C), intercalated with dark gray massive mudstones (Fm), and,
309 subordinately, laminated gray mudstones (Fl). Locally the mudstones contain
310 bivalves and ostracods, and thin laminated sandstones (SI), deposited by density
311 flows, are present. This facies association, generally plurimetric, is interpreted as
312 suspension settling in a deep, anoxic, and perennial lake.

313

Include Figure. 3314 **6. Sequence stratigraphy framework**

315 In the last 30 years, many authors have attempted to use the sequence
316 stratigraphic models of passive-margin basin to understand the evolution and the
317 sedimentary filling in different types of basins, despite fundamental differences in
318 terms of the mechanisms controlling the tectono-stratigraphy of these basins.

319 Depositional sequences in passive margin begin with a forced regression (base-
320 level fall) that causes subaerial exposure, and erosion, with the establishment of
321 'lowstand fans' in the deeper part of the basin. Then, a base-level rise characterizes
322 a retrogradational trend with a positive accommodation and a low sediment supply,
323 inducing the progressive establishment of deeper-water environments, such as
324 marine carbonates and black shales. The accommodation space created by rising
325 sea level is then progressively filled by sediments from the continental wedge, in a
326 relatively stable interplay between accommodation and sediment supply (aggradation
327 or normal progradation). The succession of these depositional trends, represented by
328 variations between rates of accommodation (positive and negative) and sediment
329 supply (low or high), allows sub-divisions of the depositional sequence into lowstand
330 (negative accommodation, high sediment supply), transgressive (positive
331 accommodation, low sediment supply) and highstand (balance between
332 accommodation and sediment supply) systems tract.

333 In contrast with passive-margin basins where cyclic sea level fluctuations control
334 the sedimentary architecture, accommodation in rift basins is dominantly created, or
335 lost, as a result of tectonic activity (mechanical subsidence). Martins-Neto &
336 Catuneanu (2009, in press) proposed a model to provide a better understanding of
337 the evolution and the stratigraphic record in rift basins. During syn-rift continental
338 sedimentation (such as the Barra de Itiúba Formation), subsidence with a short stage

339 of rapid creation of accommodation is mainly linked to pulses of extension and border
340 normal-fault reactivation, although climatic controls and lake base-level fluctuations
341 may operate at high frequency on the stratigraphic cyclicity. According to this model,
342 a complete depositional sequence in rift basins begins with a short retrogradational
343 cycle (transgressive succession, underfilled phase) in response to the tectonic pulse
344 of extensional subsidence, followed by a longer progradational trend during the
345 tectonic quiescence corresponding to the “filled phase”, when sediment supply
346 consumes the available accommodation space created during the extensional
347 subsidence. Stratigraphically, it results in a thin fining-upward succession (shallow-
348 water), followed by a thicker coarsening-upward succession during the filled phase.
349 In the later stages, the available accommodation space can be fully filled by coastal
350 deltaic deposits, and erosive distributary channels associated with proximal delta
351 plain deposits (crevasse splay, interdistributary bay, paleosols) forming the overfilled
352 phase. This erosive transition reflects the shift from “filled” to “overfilled” phase.

353 In our sequences interpreted and adapted (Fig. 4) according to this model, the
354 identification of the "filling surface" (FS), usually marked by the appearance of the
355 first thick distributary channels, was chosen as the transition marker between "filling
356 phase" and the last "overfilled phase", and usually represents the beginning of the
357 "overfilled systems tract" (OST) which conclude the sequence (SB). It was also
358 chosen to call the "filled systems tract" (FST), which starts already from the maximum
359 flood surface (SIM), generally as the beginning of delta progradation in prodelta-
360 lacustrine environment, due to the difficulty of locating exactly where accommodation
361 is in balance with sediment supply (sensu Martins-Neto & Catuneanu, 2009, in
362 press).

363 Depending of the sequence scale order (2th/3th order), a new tectonic pulse marks
364 the initiation of a new rift sequence by the creation of a consequent “instantaneous”

365 accommodation space (Martins-Neto & Catuneanu, 2009, in press), leading to a
366 change from an “overfilled” to a new “underfilled” phase.

367 **Include Figure. 4**

368 The sequence stratigraphic model proposed by Martins-Neto & Catuneanu (2009,
369 in press) is the one that best applies to understanding the stratigraphy record of the
370 syn-rift Barra de Itiúba Formation. In well sections (Fig. 5, 6), seven complete 3th-
371 order depositional sequences can be identified, mostly composed of unerfilled, filled,
372 and overfilled systems tracts (sensu Martins-Neto & Catuneanu, 2009, in press),
373 recognized and correlated across the study area (Fig. 7). Using ostracod biozones
374 and the recognition of a regional erosive surface formed by coarse-grained
375 sandstones onto fine-grained lacustrine deposits (Borba, 2011), the identification of
376 the “*Pre-Aratu Unconformity*” (PAU) in well A (1958,70m) and well B (1624, 40m)
377 mark the lithostratigraphic transition between the underlying Feliz Deserto Formation
378 (Neocomian, Rio da Serra local stage) and the Barra de Itiúba Formation (Barremian,
379 Aratu to Buracica local stages), related to the second major tectonic pulse (2th order)
380 in the Sergipe-Alagoas rift succession.

381 **Include Figure. 5**

382 **Include Figure. 6**

383 **6.1. Sequence 1**

384 This sequence, 10 to 34 m thick, represents the onset of the second pulse of
385 tectonic. In the Sergipe sub-basin (well A), the sequence is bounded at the base by a
386 sharp erosional unconformity that separates fine-grained lacustrine deposits of the
387 Feliz Deserto Formation (PAU) from coarse-grained sandstones deposited by
388 distributary channels, the first deposits of the Barra de Itiúba Formation. The
389 sequence is only represented by the progradational trends (FST, OST) and it shows

390 a thin coarsening-upward succession composed of interbedded crevasse splay and
391 interdistributary bay deposits. In the Alagoas sub-basin (well B), the underfilled
392 systems tract was preserved, with the deposition of thin lacustrine deposits, rapidly
393 covered by prograding distal delta front deposits which represent the beginning of the
394 filled phase. The overfilled phase begins with the deposition of erosive thick
395 conglomerates of distributary channel (FS, 1615.20 m), probably from proximal
396 deltaic plain, followed and intercalated with crevasse splay in middle part of the
397 succession.

398 **6.2. Sequence 2**

399 Sequence 2, 55 m to 108 m thick, begins with a new retrogradational trend (UST)
400 in which deltaic to lacustrine deposits overlie the flooding surface (SB 1), in response
401 to the rapid subsidence created by a new tectonic pulse. In the Alagoas sub-basin,
402 lacustrine deposits directly overlie the flooding surface, suggesting fast and high
403 creation of accommodation space. The filled systems tract forms the bulk of the
404 sequence, with a thick, well-defined progradational coarsening-upward succession
405 (delta progradation) during the filled phase. This coarsening-upward succession is
406 very well represented in the Sergipe sub-basin (well A), with the vertical evolution
407 from distal (lacustrine, prodelta) deposits to distal delta front deposits (fluidized, fine-
408 grained sandstones), overlain by medium to fine-grained trough-cross stratified
409 sandstones (proximal delta front). The overfilled phase completes the sequence, with
410 the deposition of erosive distributary channel associated with crevasse splay
411 deposits, onto delta front deposits.

412 **6.3. Sequence 3**

413 This sequence, 27 m to 123 m thick, leads off with a short underfilled systems
414 tract represented by the deposition of organic-rich lacustrine mudstones covering the

415 flooding surface (SB 2). During the filled phase, the succession passes upward to
416 greenish bioturbated prodelta mudstones and delta front sandstones.

417 In the Sergipe portion, the filled phase, relatively thinner, is covered by thick
418 erosive distributary channel deposits interlayered with crevasse splay and
419 interdistributary bay deposits formed during a relatively early overfilled phase. In the
420 Alagoas portion (well B), the succession is thicker and shows a slight coarsening-
421 upward succession, overlain by thin erosive distributary channel deposits interlayered
422 with delta and prodelta deposits.

423 Thus, it appears that the magnitude of tectonic pulse has a greater in the Alagoas
424 portion, with the creation of more accommodation (related to tectonic pulse) than in
425 the Sergipe portion. Furthermore, in contrast with well A, the overfilled systems tract
426 succession in the Alagoas portion is poorly developed, composed by alternating
427 distal deposits (prodelta, distal delta front) with proximal delta plain deposits, which
428 suggests that the progradational phase (FST) did not fill completely the available
429 accommodation space. This can be explained by a fast base-level rise (strong pulse
430 of tectonic subsidence) followed by prolonged tectonic stillstand during the tectonic
431 quiescence (Martins Neto & Catuneanu, 2009, in press).

432 **6.4. Sequence 4**

433 With a thickness of 24.5 to 74.5 m, this sequence begins suddenly with a
434 retrogradational trend with the deposition of thin lacustrine mudstones overlying the
435 flooding surface.

436 In Sergipe sub-basin, the transition is less abrupt, with the deposition of trough-
437 bedded and massive delta front sandstones overlain by thin lacustrine deposits. A
438 well-defined coarsening-upward succession, mostly composed of bioturbated,
439 massive distal delta front sandstones, overlain by trough cross-bedded proximal delta
440 front sandstones (mouth-bars), represents the filled phase.

441 In the Alagoas portion, the gamma-ray profile suggests a filled phase composed
442 of interlayered prodelta and distal to proximal delta front deposits. Overlying this
443 sucession, an abrupt drop in gamma-ray (at depth 1311 m) marks probably the onset
444 of the overfilled phase, with the erosive base of a thick amalgamated distributary
445 channel. In Sergipe, a sharp erosive surface (FS 4) at the base of trough cross-
446 bedded conglomerates, overlain by thick amalgamated distributary channel, crevasse
447 splay, and interdistributary bay deposits, points to a change from the filled to
448 overfilled phase.

449 *6.5. Sequence 5*

450 This sequence is characterized by a remarkable difference in sequence thickness
451 between the two wells. In the Sergipe-sub basin, the very thin sequence (11.9 m
452 thick) shows a retrogradational trend, overlain by only 2 m thick proximal delta front
453 deposits that signals the onset the progradational depositional trend. This succession
454 is followed by thick erosive, massive matrix-supported conglomerates (FS 5). The
455 overfilled phase dominates the depositional sequence, which suggests that the
456 creation of accommodation produced by regional tectonic subsidence (pulse) began
457 to decrease. In contrast, with a thickness of 95.5 m, in the Alagoas portion the
458 depositional sequence is relatively complete. Overlying the flooding surface, the
459 gamma-ray data shows a retrogradational trend that reach its maximum (MFS) in an
460 unrecovered core interval. Overlying the maximum flooding surface, a coarsening-
461 upward succession, possibly delta front deposits, characterizes the filled systems
462 tract. At last, thick assemblages of erosive and amalgamated distributary channel
463 sand bodies, interlayered with thin crevasse splay deposits, represent the overfilled
464 phase (OST).

465 *6.6. Sequence 6*

466 This sequence shows many similitudes with the previous sequence. While the
467 overfilled phase clearly dominates a very thin sequence (6.1 m) in the Sergipe
468 portion, the Alagoas portion shows a thick, complete sequence with a thicker
469 succession deposited in the filled phase, indicating a longer period of quiescence.
470 Overlying the flooding surface (SB 5), distal delta deposits covered by prodelta
471 heterolithites define the slightly retrogradational trend in the Sergipe portion, abruptly
472 covered by massive and low-angle cross-bedded sandstones interpreted as part of
473 proximal delta front deposits (filled systems tract). A 40 cm thick layer, intensely
474 broken and oxidized, with green and red concretions, and indistinctive bioturbation,
475 forms the top of the sequence (overfilled systems tract). This horizon, interpreted as a
476 paleosol (1814,60 m), represents a long hiatus with subaerial exposure, suggesting
477 that at that time, the basin was completely overfilled, with no more sediment input
478 from the sedimentary source.

479 The Alagoas succession, 90 m thick, shows an opposite trend. The sequence
480 begins with rapid creation of accommodation, with a thin retrogradational succession
481 formed by lacustrine and prodelta mudstones overlying the flooding surface. The
482 maximum flooding surface, identified at depth of 1181 m in thick lacustrine
483 mudstones, possibly corresponds to the *datum* in the 3th-order K35/20 sequence,
484 identified by Borba (2011). The filled systems tract (57.5 m thick) is mostly composed
485 of gray and black mudstones, interlayered with thin, bioturbated very-fine sandstones
486 deposited in distal delta fronts. The common presence of turbidites interbedded with
487 these deposits suggests a fairly high-slope basin margin and probably high
488 accommodation available, and may mean that sedimentation in that part of the basin
489 was probably still under underfilled conditions (A>>S). Overlying this poorly
490 developed filled phase, the occurrence of very thin, trough cross-bedded
491 conglomerates, slightly erosive, marks the beginning of the overfilled phase, also little

492 pronounced. During the overfilled systems tract, thin conglomerates are interlayered
493 with fine-grained, distal delta front and prodelta deposits. This suggests that the
494 basin was potentially still in the filled phase, under more humid conditions, and that
495 repetitive incursion of distributary channels resulted from minor-scale climatic
496 changes. Isotopic data indicated that sedimentation during the Barremian (Buracica
497 local stage) took place under more humid conditions (Chiossi, 1997), which could
498 partially explain the predominance of distal mudstones and a poorly developed
499 progradacional filled-overfilled succession.

500 **6.7. Sequence 7**

501 This sequence corresponds to the last 3th-order sequence of the Barra de Itiúba
502 Formation. Its thickness varies between 12.3 and 98 m. The basal flooding surface
503 (SB 6) is covered by a retrogradational succession formed by gray mudstones in the
504 Sergipe portion and black lacustrine deposits in the Alagoas portion, suggesting
505 renewed intensity of tectonic subsidence in the Sergipe sub-basin, in comparison
506 with the two previous sequences (low to moderately intensity of tectonic pulse).
507 Consequently, the progradational trend that characterizes the filled systems tract is
508 thicker and better developed, formed by distal delta front, bioturbated sandstones
509 interlayered with prodelta, massive mudstones.

510 In the Alagoas sub-basin, the filled phase is mostly composed of prodelta
511 mudstones, with common distal deltaic incursions. Overlying this interval, the
512 occurrence of highly erosive, amalgamated distributary channel deposits, associated
513 with crevasse splay and interdistributary bay deposits, signals the predominance of
514 the overfilled phase, completing the sequence. In Sergipe, the overfilled phase began
515 with a highly erosive, trough cross-bedded conglomerate, followed by oxidized, low
516 angle cross-bedded sandstones with centimetric coal clasts, interpreted as crevasse
517 splay deposits.

518 6.8. Sequence 8

519 This sequence is interpreted as the lithostratigraphic transition between the Barra
520 de Itiúba Formation and the Penedo Formation in the Alagoas portion, and the Rio
521 Pitanga Formation in the Sergipe portion (Borba, 2009, 2011). This incomplete
522 sequence was detailed through core description only in the retrogradacional
523 succession (well A). Abruptly overlying the flooding surface are gray to black prodelta
524 and lacustrine mudstones. Above the maximum flooding surface, the gamma-ray
525 signature (not includin in this work) in the two sections suggests that the rate of
526 sedimentation and occurrence of coarse-grained deposits tend to increase. In
527 Sergipe, this interval was interpreted as a thick succession of distributary channel
528 and fluvial-alluvial channels deposits (Rio Pitanga Formation), and as amalgamated
529 distributary channel deposits in the Alagoas portion (Penedo Formation).

530 **Include Figure. 7**531 **7. Tectono-stratigraphic synthesis**

532 Sequence 1 represents the onset of the second tectonic pulse (2th order) across
533 the Sergipe-Alagoas Basin. Its succession is dominated by overfilled systems tract
534 (OST), characterized by the predominance of coarse-grained deposits, principally
535 composed of erosive distributary channel deposits. This suggests that the available
536 accommodation space created during the tectonic pulse is not even sufficient to
537 “accommodate” the sediment supply, probably produced in great part from the border
538 fault. Unlike the first sequence, Sequence 2 shows a well-defined retrogradational,
539 with deposition of lacustrine sediments onto the flooding surface, suggesting rapid
540 creation of accommodation space with increasing tectonic activity. The filled phase is
541 well developed, forming the bulk of this sequence, composed of a coarsening-upward
542 succession of prodelta deposits progressively covered by delta front sandstones. The

543 overfilled phase begins with occurrence of erosive distributary channel deposits (FS
544 2) interlayered with crevasse splay and interdistributary bay deposits.

545 Deposition of Sequence 3 began with a very short retrogradational trend with the
546 abrupt accumulation of deep water black, organic-rich mudstones that cover the
547 flooding surface, suggesting a stronger tectonic pulse linked to increasing tectonic
548 subsidence. The sedimentary succession that represents the filled phase shows a
549 slight coarsening-upward trend, composed of prodelta and distal delta front deposits.

550 In the Alagoas portion, the poorly-developed overfilled systems tract suggests that
551 the available accommodation space was not completely filled, contrary to the Sergipe
552 portion, where the overfilled phase was well developed. This suggests that the
553 tectonic pulses has a greater role in the Alagoas portion, with longer periods of
554 tectonic quiescence between them.

555 Sequence 4 is similar to the previous sequence. It began with a short
556 retrogradational trend that led to the accumulation of lacustrine deposits, followed by
557 a well-defined, thicker progradational trend. The thick filled systems tract in the
558 Sergipe portion points to renewed tectonic activity with border fault reactivation in the
559 Sergipe portion. Meanwhile, in the Alagoas portion, the tectonic activity seems to
560 have stabilized, with less creation of accommodation, as indicated by the coarser-
561 grain progradational trend (filled phase) and thick distributary channel deposits of the
562 overfilled phase.

563 There is some evidence of tectonic changes during the deposition of Sequence 5.
564 While in the Alagoas portion this sequence clearly shows rapid creation of
565 accommodation by tectonic pulse, followed by a thick progradational succession
566 (filled and overfilled phase), in the Sergipe portion the sedimentary succession clearly
567 shows decreasing intensity of the tectonic activity. The overfilled systems tract

568 predominates, with a very short filled phase covered by thick erosive conglomerates
569 (FS 5), suggesting low accommodation relative to sediment supply (A<<S).

570 This general trend is confirmed during the deposition of Sequence 6. In the
571 Sergipe portion, following the deposition of very thin prodelta heterolites, the filled
572 phase is largely composed of massive, proximal delta front sandstones, covered by
573 paleosol horizon, indicating that the basin was completely overfilled and subject to
574 subaerial exposure with long-term erosion (with probably high-frequency climatic
575 contribution, in more arid conditions). The Alagoas portion, on the other hand, shows
576 evidence of increasing tectonic activity. A very thin retrogradational succession is
577 rapidly covered by a thick, finer-grained progradational succession (filled phase),
578 followed by thin, poorly-developed distributary channel deposits interlayered with
579 distal delta deposits, suggesting an augmentation of available accommodation space
580 by tectonic pulse.

581 The last complete sequence (7) points to renewed tectonic activity (probably of
582 moderate intensity) in the Sergipe portion, as indicated by the deposition of prodelta
583 mudstones, followed by a thicker and more better developed filled systems tract,
584 covered by thin and highly erosive distributary channel and crevasse splay deposits.
585 In the Alagoas portion, the tectonic regime seems to have been even stronger, but
586 with a tendency to decrease. The filled phase is thinner, mostly composed of distal
587 delta deposits. The following overfilled systems tract predominates, with the
588 deposition of interlayered beds of thick conglomerates and fine-grained crevasse
589 splay associated with interdistributary bay deposits. Compared with previous
590 sequences, the dominance of overfilled phase in Sequence 7 is probably due to a
591 combination of tectonic and climatic effects. Sedimentation during the late stages of
592 rift evolution in the Sergipe-Alagoas Basin is probably controlled by a decrease of

593 tectonic activity (less accommodation space creation), combined with more humid
594 conditions (increase of clastic contributions) (Chirossi, 1997; Borba, 2011).

595 **8. Conclusion**

596 1. The Barra de Itiúba Formation records the deposition of deltaic and lacustrine
597 sediments accumulated in the syn-rift Sergipe-Alagoas Basin during the second
598 extensional pulse (2th order) of basin evolution. Facies analysis in wells and outcrops
599 allowed the recognition of 22 facies, grouped into seven facies associations that
600 characterize different depositional environments: (i) distributary channel (braided and
601 meandering), (ii) crevasse splay, (iii) interdistributary bay, (iv) proximal delta front, (v)
602 distal delta front, (vi) prodelta, and (vii) lacustrine.

603 2. The application of Martins-Neto & Catuneanu (2009, in press) rift sequence
604 stratigraphic model in the two well sections allowed the identification of seven
605 complete 3th order depositional sequences bounded by flooding surface (sequence
606 boundary).

607 3. All the sequences initiated with a relatively thin retrogradational succession
608 representing the ‘instantaneous’ creation of accommodation linked to 3th order
609 tectonic pulse (underfilled phase, A>S). Then, a long progradational trend (filled
610 systems tract), describing a coarsening-upward deltaic succession, is filling the
611 available accommodation (filled phase, A<S then A>S in proximal delta front).
612 Starting onto the “filling surface” (FS), the last portion (overfilled systems tract),
613 composed of erosive amalgamated distributary channels associated with crevasse
614 splay and interdistributary bay deposits, characterize the “overfilled phase”, when the
615 accommodation space is not sufficient relative to sediment supply.

616 4. The Sergipe portion is thinner (181m thick), mostly composed of proximal deposits
617 (delta front, deltaic plain), and was deposited during a relatively low local tectonic
618 regime. In contrast, the thicker Alagoas portion (655 m), mostly composed of distal

619 deposits (lacustrine to delta front), show evidences of higher tectonic subsidence with
620 high rate of accommodation, combined with sedimentation in more humid conditions.

621 **Acknowledgments**

622 This work is part of the first author's PhD thesis. CNPq (Brazil Research Council) is thanked for
623 the scholarship granted to the first author (SC). Thanks to PETROBRAS (UO/SEAL) for access to the
624 studied cores, and for the financial and logistic support during core description in Aracaju.

625 **References**

626 Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*
627 2, 93-114.

628 Anketell, J.M., Cegla, J., Dzulynski, S., 1970. On the deformational structures in systems with
629 reversed density gradients. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 40 (1970), pp. 3-30.

630 Aquino, G.S.A.; Lana, M.C., 1990. Exploração na Bacia de SergipeAlagoas: O "Estado da Arte".
631 Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 4(1), 75-84.

632 Arienti, L.M., 1996. Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos
633 "rift" da Formação Maceio e Formação Poção, Bacia de Alagoas. Tese de Doutorado – Universidade
634 do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

635 Astin, T.R & Rogers, D.A., 1991. "Subaqueous Shrinkage Cracks" in the Devonian of Scotland
636 Reinterpreted: REPLY. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 63 (1993) No. 3. (May), Pages 566-
637 567.

638 Best, J.L., Bridge, J.S., 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwards upon stage
639 plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology* 39, 737-752.

640 Battacharya, J. P., and MacEachern, J.A., 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the
641 Cretaceous seaway of North America: *Journal of Sedimentary Research*, v. 79. Battacharya, J. P.
642 2010. Delta. In: James, N. P. & Dalrymple R. W. (Eds.), *Facies Models 4*, p. 233-264.

643 Battacharya, J. P., 2010. Delta. In: James, N. P. & Dalrymple R. W. (Eds.), *Facies Models 4*, p. 233-
644 264.

- 645 Bizzi, L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds.), 2003. Recursos Minerais
646 Energéticos: Petróleo. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, p.553-564.
- 647 Borba, C., 2009. Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do
648 rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. 2009. 206 f. Tese (doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos
649 Sinos, Rio Grande do Sul, 2009.
- 650 Borba, C., 2011. Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no Campo de Furado, região de São
651 Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas, Revista Brasileira de Geociências, volume 41 (1) :
652 18-36.n
- 653 Bueno, G.V., 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul Atlântico. Boletim Geociências da Petrobras,
654 12(2):203-229.
- 655 Campos Neto,O.P., Souza Lima W., Cruz F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. Boletim de
656 Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas), 15(2):405-415.
- 657 Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. Journal
658 of African Earth Sciences 35, 1-43.
- 659 Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, (386 pp.).
- 660 Chagas, L.S.; Chiassi, D.S.N.; Cerqueira, R.M.; Hamsi, G.P.; Marques, G. e Lisboa, G., 2003.
661 Evolução tectono-sedimentar do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias.
662 Relatório Interno. PETROBRAS/DENEST. Aracaju, 74p.
- 663 Chakraborty, T., Sarkar, S., 2005. Evidence of lacustrine sedimentation in the Upper Permian Bijori
664 Formation, Satpura Gondwana basin: palaeogeographic and tectonic implications. Journal of Earth
665 System Science 114, 303-323.
- 666 Chiassi, D.S.N., 1997. Estratigrafia de seqüências e condicionamento tectono-climático num rifte
667 continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Dissertação de Mestrado, UFRGS, 204 p.
- 668 Chiassi, D.S.N., 2005. Seqüências deposicionais de 3^a ordem em riftes continentais: um modelo de
669 tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-
670 Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 13 (2), 181-203. maio/nov.

- 671 Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation. *Sedimentary*
672 *Geology*, 3, 129-239.
- 673 Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary structures*. Terra Publications,
674 Hertfordshire, England (292 pp.).
- 675 Cruz F.E.G. & Galm P.C., 1994. Correlação das fácies sedimentares e formas de ostracodes não-
676 marinhos dos andares Aratu e Eo-Buracica em sedimentos deltaicos da Formação Barra de Itiúba,
677 Bacia de Sergipe-Alagoas. *Geociências*, São Paulo, 15(1):209-222.
- 678 Destro, N., 1995. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the
679 Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 17(5):615629.
- 680 Emery, D., Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, p. 297.
- 681 Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):149-161.
- 682 Foix, N., Pareded, J.M., Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in
683 accomodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo san Jorge basin, Argentina.
684 *Sedimentary Geology* 294, 342-355.
- 685 Galm P.C. & Santos D.F., 1994. Caracterização de uma discordância de idade PréAratu (Eocretáceo)
686 na Bacia de Sergipe-Alagoas. *Acta Geologica Leopoldensia*, 39(2):555-562.
- 687 Glennie, K.W., 1970. *Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology*, 14,
688 Elsevier, Amsterdam (1970) p. 222.
- 689 Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic
690 rocks. *SEPM Short Course* 9, 161pp.
- 691 Marshall, J.D., 2000. Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the
692 lower part of the Skinkle Sandstones, Dyfed, Wales. *Sedimentology*, vol.47, Issue 2, April 2000, pp.
693 325-342.
- 694 Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2009. Rift sequence stratigraphy, *Marine and Petroleum Geology*,
695 doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001.
- 696
697 Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *EarthScience Reviews*, v. 13,
698 p. 1-62.

- 699 Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In:
700 Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists,
701 Calgary; 597–604.
- 702 Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum
703 Geology. New York: Springer-Verlag, 582 p.
- 704 Mohriak, W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e
705 Recursos Minerais do Brasil, CPRM, Brasilia.
- 706 Moretti, M., Alfaro P., Caselles O and Canas J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking
707 table; *Tectonophys.* 304(4) 369-383.
- 708 Nichols, G.J. 2009. Sedimentology and stratigraphy / Gary Nichols. – 2nd ed.
- 709 Posamentier, H.W., Jersey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I –
710 conceptual framework. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross,
711 C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea level changes –an Integrated Approach, vol.42. SEPM Spec.
712 Publ., pp. 109-124.
- 713 Posamentier, H.W., Vail, G.P., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems
714 tract models. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van
715 Wagoner, J.C (Eds.), Sea Level Changes – an Integrated Approach, vol.42. SEPM Spec. Publ., pp.
716 125-154.
- 717 Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications.
718 SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7, 210.
- 719 Retallack, G.J., 2001. Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology (2nd edition). Blackwell
720 Science, Oxford.
- 721 Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial
722 Sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 187-198.
- 723 Scherer, C.M.S., Goldberg, K., Bardola, T., 2015. Facies architecture and sequence stratigraphy of an
724 early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil.
725 *Sedimentary geology* 322 (2015) 43-62.

- 726 Selker, J.S., 1993. Expressions for the Formation of Load Casts in Soft Sediment. Journal of
 727 Sedimentary Petrology. Vol. 63 (1993) No. 6. (November), Pages 1149-1151.
- 728 Souza-Lima, W.; Andrade, E.J.; Bengston P.; Galm, P.C., 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas:
 729 evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix.
 730 Edição especial, 1, 34 p.
- 731 Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high density gravelly traction carpets: possible deposits in the
 732 Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and theoretical considerations of their origin.
 733 Sedimentology 36, 513-530.
- 734 Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. IN: Carling, PA., Dawson,
 735 M.R. (Eds.), Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 299-
 736 350.
- 737 Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), 1993. Siliciclastic Sequence Stratigraphy. AAPG Memoir 8, p.
 738 292.

Artigo 2: List of figures and tables in order

Figure 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of studied wells and outcrops.

Table 1. The studied interval in the Sergipe-Alagoas Basin includes sequence K34-K36, lithostratigraphically corresponding to the Barra de Itiuba and Penedo Formations (after Bizzi et al. 2003).

Table 2. Subdivision of second-order K34-K36 sequence into third-order sequences. (Borba 2011).

Table 3. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation. Lithofacies with * were described only in outcrops.

Figure 2. Representative lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. **(A)** Massive, matrix-supported conglomerate (Gmm); **(B)** Trough cross-bedded conglomerate (Gt); **(C)** Horizontally-laminated sandstones (Sh); **(D)** Trough cross-stratified sandstones (St); **(E)** Low-angle cross-stratified sandstones (Sl); **(F)** Ripple cross-laminated sandstones (Sr); **(G)** Fluidized sandstones (Sd); **(H)** Heterolite with linsen bedding (H); **(I)** Heterolite with ripple-cross lamination (Hr); **(J)** Ripple cross-laminated and fluidized siltstone (Fr, Fd); **(K)** Laminated mudstones (Fl); **(L)** Bioturbated mudstones (Fb); **(M)** Gray, massive mudstones (Fm); **(N)** Black, organic-rich mudstones (C); **(O)** Coal fragments in massive sandstone (Sm).

Figure. 3. Description and interpretation of the facies associations observed in the Barra de Itiúba Formation.

Figure. 4. (A) Internal architecture of a complete rift sequence according to Martins-Neto & Catuneanu, 2009. (B) Adapted model for our study (Barra de Itiúba Formation), represented by new key surface (FS) and systems tracts (UST, FST, OST).

Figure. 5. Core description and sequence stratigraphy of the Sergipe section (well A), showing depositional sequences, key surfaces and facies associations (datum: Pre Aratu unconformity). Probable intensity of tectonic pulse: Low (-), Moderate (+), High (++)

Figure. 6. Core description and sequence stratigraphy of the Alagoas section (well B), showing depositional sequences, key surfaces and facies associations (datum: Pre Aratu unconformity). Probable intensity of tectonic pulse: Low (-), Moderate (+), High (++)

Figure. 7. Stratigraphic correlation between well A (in Sergipe) and well B (in Alagoas), depicting depositional sequences that form the stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation.

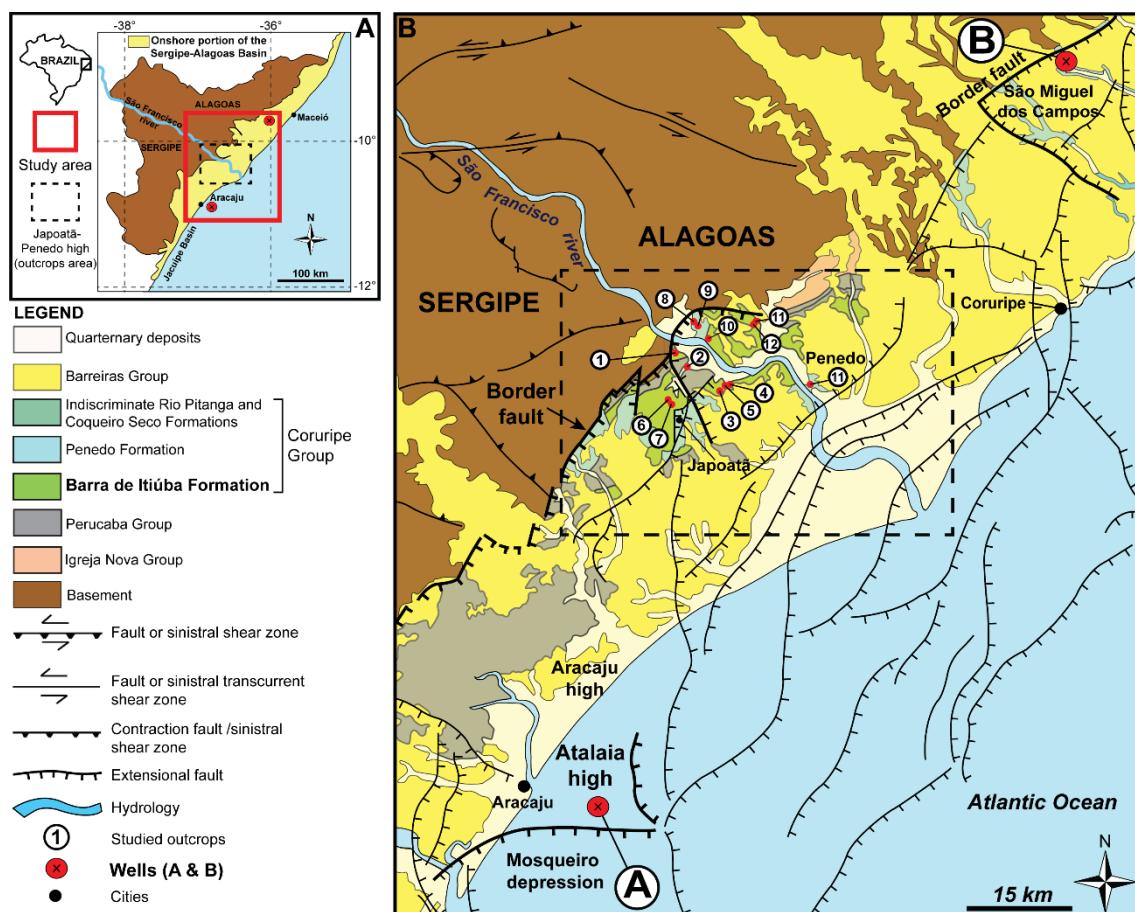


Fig. 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of studied wells and outcrops.

Table 1. The studied interval in the Sergipe-Alagoas Basin includes sequence K34-K36, lithostratigraphically corresponding to the Barra de Itiúba and Penedo Formations (after Buzzi et al. 2003).

SYSTEM/ PERIOD	SERIES/ EPOCH	STAGE/AGE	LOCAL AGE	LITHOSTRATIGRAPHY				UNCONFORMITIES	
CRETACEOUS	LOWER	APTIAN	ALAGOAS JIQUIÁ	K40	RP Fm	POÇAO Fm	MACEIÓ FORMATION	(4) PRE-ALAGOAS UNCONFORMITY (FOURTH TECTONIC PULSE)	
		BARREMIAN	BURACICA	K38	RP Fm	POÇAO Fm	M. DUCHAVES COCO SECO FORMATION		
		HAUTERIVIAN	ARATU	K34-K36					
		VALANGINIAN	RIO DA SERRA	RIO PITANGA FORMATION	PENEDO FORMATION	BARRA DE ITIÚBA FORMATION			
		BERRIASIAN	-142 Ma ~	K10-K20	FELIZ DESERTO FORMATION				
	UPPER	TITHONIAN	DOM JOÃO	PRE RIFT		J20-K5	CAIOBA SANDSTONE SERRARIA FORMATION CANDEEIRO BANANEIRAS FORMATION	(3) THIRD TECTONIC PULSE ≈ 10.2 Ma (2) PRE-ARATU UNCONFORMITY (SECOND TECTONIC PULSE) (1) PRE-RIFT UNCONFORMITY (FIRST TECTONIC PULSE)	

Table 2. Subdivision of second-order K34-K36 sequence into third-order sequences. (Borba 2011).

Sequences		Local age	Duration (Ma)	Accumulation rate (m/ka)	Deposit environment	Lithostratigraphic units					
2th order	3th order										
K34-K36	K36	Lower Jiquiá	1,1	0,77-0,89	Fluvial, Aeolian	Barra de Itiúba Formation					
	K35/40	Upper Buracica	0,8	0,37-0,78	Fluvial, Deltaic						
	K35/30	Lower Buracica	2,7	0,29-0,33	Deltaic, lacustrine						
	K35/20	Upper Aratu									
	K35/10										
	K34/40	Aratu	5,6	0,20-0,28	Deltaic, lacustrine						
	K34/30										
	K34/20										
	K34/10										

Table 3. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation. Lithofacies with * were described only in outcrops.

Facies	Description	Interpretation
Gmm	Massive, matrix-supported conglomerates, poorly sorted; sub-angular grain; dominant quartz granules (subordinate feldspar and rock fragments); incipient gradation and erosive base; 1.6 to 10 m thick beds.	Plastic debris flow (high-strength, viscous) (Miall, 1996).
*Gd	Matrix-supported conglomerates with deformed sandstones blocks (up to 4.9 m across); rafts of heteroliths and highly-deformed mudstones; 2 m thick bed.	Deformation of semi-consolidated sediments by gravitational instability (Anketell et al., 1970; Selker, 1993; Moretti et al., 1999).
*Gi	Intraformational, clast-supported conglomerates; very fine sandstone matrix; mud intraclasts (<2 cm); 0.4 m thick bed.	Fragmented mud cracks incorporated to tractive flows (Glennie, 1970); or collapsed banks by hyperconcentrated flows (Coleman, 1969).
*Gl	Bioclastic, matrix- to clast-supported conglomerates with low-angle cross-stratification; bone fragments (<3 cm) and mud intraclasts (<2 cm); 0.15 to 0.5 m thick beds.	Hummock or washed-out dunes (transitional flow regime) (Miall, 1996).
Gt	Clast-supported conglomerates with trough cross-stratification; sub-angular grains; dominant quartz and feldspar granules (rare rock fragments); 0.1 to 2 m thick sets.	3D gravel dunes (Rust, 1978; Todd, 1996).
Sh	Fine- to medium-grained sandstones with horizontal lamination; moderately- to well-sorted; 0.2 to 1 m thick beds.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime (Miall, 1977; Best and Bridge, 1992; Marshall, 2000).
Sl	Fine- to coarse-grained sandstones with low angle cross-stratification; moderately- to well-sorted; 0.2 to 0.9 m thick beds.	Washed-out dunes and hummock dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982).
St	Fine- to coarse-grained sandstones with trough cross-stratification; poorly- to well-sorted; sub-angular grains; Dominant quartz granules; locally erosive base; 0.15 to 2.8 m thick sets.	3D subaqueous sandy dunes deposited via lower flow regime (Harms et al.; 1982; Miall, 1996; Collinson et al.; 2006).
*Sp	Fine- to medium-grained sandstones with planar cross-stratification; moderately- to well-sorted; 0.4 to 1.2 m thick sets.	2D subaqueous sandy dunes deposited via lower flow regime (Harms et al.; 1982; Miall, 1996; Collinson et al.; 2006).
Sr	Very fine- to medium-grained sandstones with ripple cross-lamination (subcritical to critical climbing angle); moderately- to well-sorted; centimeter-thick sets forming up to 2.4 m thick cosets.	Small-scale ripple migration in unidirectional lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1996).
Sd	Fine- to medium-grained sandstones with convoluted lamination and flame structure; moderately- to well-sorted; relicts of laminated mud common; 0.1 to 5.8 m thick beds.	Deposits deformed by fluidization.
Sb	Very fine- to medium- grained sandstones with horizontal and vertical burrows; well sorted; 5.9 to 20 m thick beds.	Deposition deformed by bioturbation.
Sm	Fine-to medium-grained, massive sandstones; locally sub-angular quartz granules; 0.2 to 2 m thick beds.	Deposition of hyperconcentrated flows, fluidization or intensive bioturbation (Todd, 1989; Miall, 1978, 1996).
H	Heteroliths with linsen bedding formed by intercalation of massive siltstones and very fine-grained sandstones; 0.1 to 1.6 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension alternating with deposition from hyperconcentrated flows (Miall, 1996).
Hr	Heteroliths with linsen bedding and ripple cross-lamination (subcritical climbing angle); often bioturbation; formed by intercalation of massive silt-mudstones and very fine- to fine-grained sandstones; 0.4 to 2.2 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension, alternating with deposition from ripple migration under unidirectional lower flow regime.
Fr	Siltstones- to very fine-grained sandstones with ripple cross-lamination (critical climbing angle); often bioturbation, moderately- to well-sorted; 0.15 to 1.5 m thick beds.	Low-energy tractive currents (Miall, 1977).
Fd	Siltstones- to very fine-grained sandstones with convolute lamination; common load structures and bioturbation; 0.2 cm to 2.9 m thick beds.	Fine deposits deformed by fluidization.
Fl	Mudstones to siltstones with horizontal lamination; yellowish to gray; 0.15 to 2.7 m thick beds.	Suspension settling. Zero flow velocity (Rogers & Astin, 1991).
Fb	Greenish to gray bioturbated mudstones, often convolute lamination; 0.1 cm to 3.5 m thick beds.	Suspension settling, deformed by bioturbation.
Fm	Massive mudstones; greenish to gray, rarely yellowish; 0.15 to 3.9 m thick beds.	Suspension settling. Zero flow velocity (Miall, 1977).
C	Black, organic-rich mudstones; often coal fragments (< 4 cm); slickensides, often ostracode-rich levels; 0.2 to 5 m thick beds.	Suspension settling of sediments under anoxic or poorly-oxidized conditions (Chakraborty and Sarkar, 2005; Foix et al., 2013).
P	Mudstones with concretions, root traces, with high oxidized level; 40 cm thick bed.	Chemical precipitation in long time-prolonged sub-aerial exposure condition (Retallack, 2001).

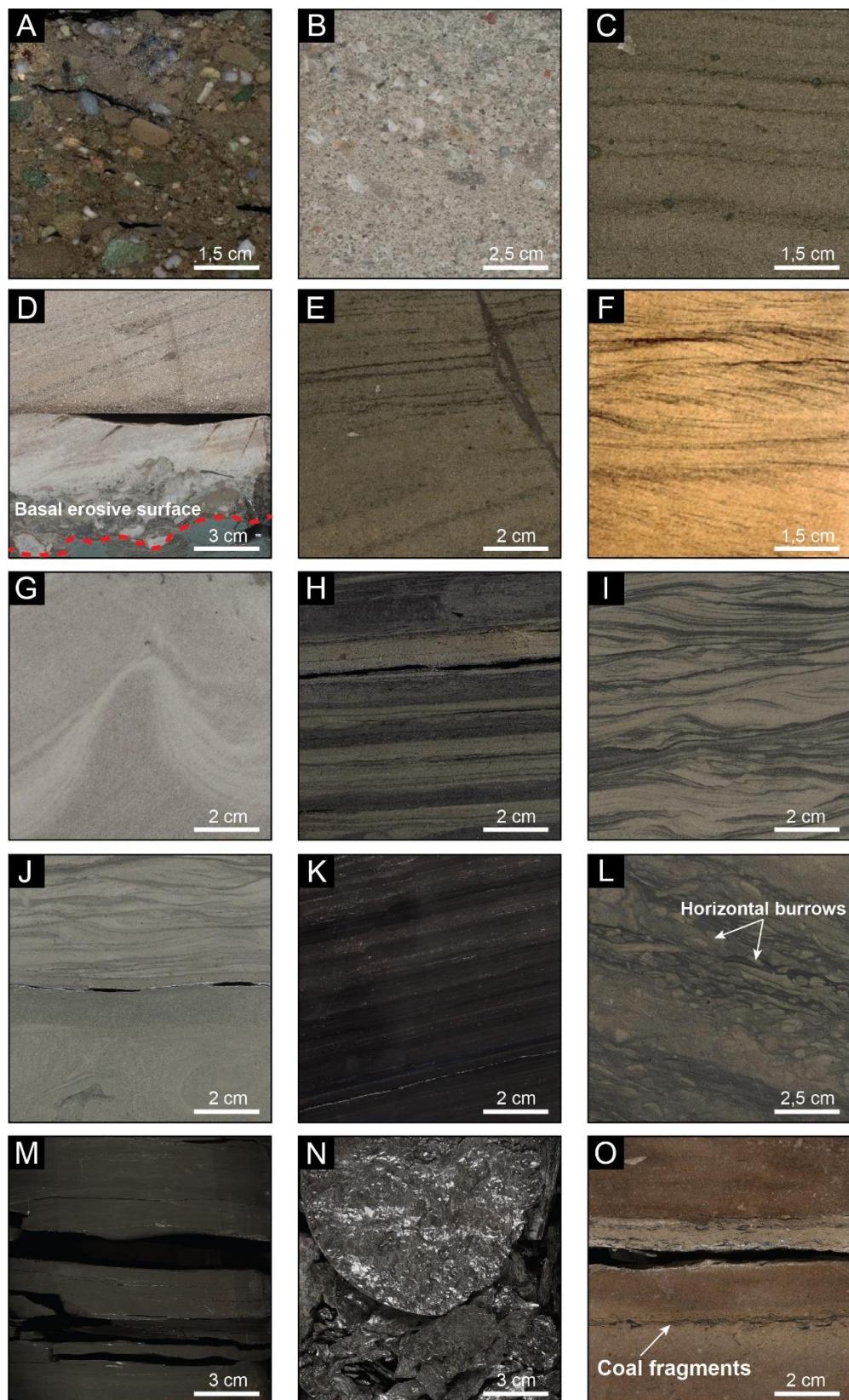


Fig. 2. Representative lithofacies of the Barra de Itiúba Formation. **(A)** Massive, matrix-supported conglomerate (Gmm); **(B)** Trough cross-bedded conglomerate (Gt); **(C)** Horizontally-laminated sandstones (Sh); **(D)** Trough cross-stratified sandstones (St); **(E)** Low-angle cross-stratified sandstones (Sl); **(F)** Ripple cross-laminated sandstones (Sr); **(G)** Fluidized sandstones (Sd); **(H)** Heterolite with linsen bedding (H); **(I)** Heterolite with ripple-cross lamination (Hr); **(J)** Ripple cross-laminated and fluidized siltstone (Fr, Fd); **(K)** Laminated mudstones (Fl); **(L)** Bioturbated mudstones (Fb); **(M)** Gray, massive mudstones (Fm); **(N)** Black, organic-rich mudstones (C); **(O)** Coal fragments in massive sandstone (Sm).

WELL A (Sergipe Basin)		Outcrops area (Japaratá-Penedo High)		WELL B (Alagoas Basin)		Interpretation	
FACIES ASSO	Vertical log	Lithofacies	Description	Vertical log	Lithofacies	Description	
Distributary channel	0,50 - 2,3 m	Gmm, Gr, St, (Sm)	Conglomerate to fine-grained sandstone; 0,50 to 0,50 to 2,0 cm thick, base erosive surface with pluri-cenitric tabular and clastic classes; sometimes forming a succession. Very commonly associated with facies of interdistributary bay and crevasse splay.	0,40 - 5,75 m	BRANDED CHANNEL MEANDERING CHANNEL	Coarse to medium-sized sandstone; 0,10 to 0,40 m thick, base erosive surface with pluri-cenitric tabular and clastic classes, mostly represented by dolomitic intercalated with common dolomitic layers of thick and coarse, angular-grained conglomerates (Sd, Sm) successively forming a fining-upward sequence. Very common associated with facies of interdistributary bay and crevasse splay.	Braided and meandering distributary channel deposited in delta plain environment / and subdeltaic alluvia? (rare thick, and coarse, angular-grained conglomerates represent the top of delta progradation ($A < S$)).
Crevasse splay	0,50 - 4,20 m	Sd, Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Fr), (Fb)	Medium to very fine-grained sandstone; 0,50 to 4,20 m thick, composed mainly of fine to very fine tabular and bioturbated sandstone; sometimes alternating with massive and rippled cross-laminated sandstone. Mostly associated with facies of interdistributary bay.	0,10 - 1,75 m	Fm, Fr, (Fb), (Fd)	Medium to very fine-grained sandstone; 0,10 to 1,75 m thick, composed mainly of fine to very fine tabular and bioturbated sandstone; alternating with massive and rippled cross-laminated sandstone. Sometimes thin incisions of crevasse splay.	Crevasse splays, resulting from lateral migration and filling of interdistributary channel.
Interdistributary bay	No data			0,30 - 3,50 m			
Proximal delta front	0,40 - 2 m	Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Sm)	Massive green yellowish, reddish mudstone; 0,10 to 0,75 m thick, sometimes bioturbated and bioturbated (red structures), covered by rippled cross-laminated silstone. Very commonly interleaved in meandering distributary channel succession.	0,40 - 1,75 m	Fb, (Fd), (Fr)	Homogeneous neutered green mudstone; 0,40 to 1,75 m thick, often interbedded with rippled mudstone. Common presence of redox zones (< 2 m), often interbedded with sandstones of crevasse splay.	Interdistributary bay well to poorly developed; gravitational settling deformed by bioturbation. Can represent paleosol development (Outcrop 5).
Delta front	0,40 - 4,50 m	Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Sm)	Medium to fine-grained yellow sandstone; 0,40 to 4,50 m thick, with cross-bedding (Sh), tabular and planar laminae (Sr), and dolomitic intercalations (Sh). Commonly interleaved with rippled mudstone (Sr) and less commonly horizontal bedded and massive sandstone. Often informalized (Sr) and massive sandstone presents as a scoured surface erosive base of channel and mark the top of the succession.	0,10 - 1,75 m	St, Sh, Sd, (Sh), (Sr), (Sm)	Coarse to fine-grained sandstone; 1,00 to 1,75 m thick, with rippled mudstone, tabular and planar laminae (Sr), and dolomitic intercalations (Sh). Commonly horizontal bedded and massive sandstone. Often informalized (Sr) and massive sandstone presents as a scoured surface erosive base of channel and mark the top of the succession.	Proximal delta front; distal bars; mouth bar and proximal bars; tractive processes in lower to upper flow regime. Usually represents major part of delta progradation (in thicknesses with relative high sediment supply relative to accommodation ($A < S$)).
Distal delta front	0,40 - 4 m	Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Sm)	Coarse to fine-grained sandstone; 0,60 to 4,00 m thick, erosive surface, mostly represented by trough cross-bedded and bioturbated sandstone, and massive sandstone. Often forming coarsening-upward cycles.	0,40 - 1,75 m	Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Sm)	Medium to very fine-grained sandstone; 0,40 to 1,75 m thick, mostly represented by trough cross-bedded and bioturbated sandstone, and less common massive sandstone. Poorly present in this section.	Distal delta front; distal bars; tractive processes in lower flow regime with less energy, and mixture of traction and suspension processes. Usually represents initial deposits of delta progradation in balanced accommodation relative to sediment supply ($A \approx S$).
Prodelta	0,50 - 7,50 m	Fm, Fb, (Fb), (Fr), (Fd)	Medium to very fine-grained sandstone; 0,50 to 7,50 m thick, with rippled cross-lamination (Sr), and less commonly, massive intercalated with heterocyclic (H, Ht) and massive greenish mudstone (Fm). The rippled cross-lamination is generally thicker than 0,20 m to 0,30 m and presents rippled laminae. In outcrop, the stratigraphic sections described are always laterally well extended for tens to hundred meters.	0,40 - 6 m	Sb, Sm, (Sh), (Sr), (Sm)	Silty sandstone to mudstone; 0,40 to 4,50 m thick, mostly composed of massive and tabular laminae. Commonly interleaved with rippled mudstone (Sr) and massive greenish mudstone (Fm). Common heterocyclic laminae represent the top of a soft coarsening-upward cycle.	Prodelta; gravitational settling by suspension; with rarely fluidized silty-sandstones supply in a low energy subsaqueous environment. Usually associated with lacustrine facies ($A > S$).
Lacustrine	2,80 - 9,80 m	C, Fm, (S)	Grey to greenish homogeneous laminated mudstone; 0,50 to 1,50 m thick, mostly composed of the very fine rippled and bioturbated sandstone, alternating with massive sandstone. Often rippled cross-lamination replaces at the top of a soft coarsening-upward cycles. Commonly associated with organic-rich pebbles.	2,75 m	Fb	Grey to greenish homogeneous laminated mudstone (Fb); 2,75 m thick, with weak bioturbation to 2,0 m thick, currently composed of rippled and bioturbated sandstone (Sr), massive (Sh) and bioturbated mudstone (Fb). In outcrop, this facies association is laterally well extended, for tens to hundred meters.	Shallow lake in outcrops area. Anoxic and perennial deep lake (thick black mudstones) / Shallow lake in wells (A & B). For each sequences generally represent initial transgressive fine deposits ($A \gg S$).

Fig. 3. Description and interpretation of the facies associations observed in the Barra de Itiúba Formation.

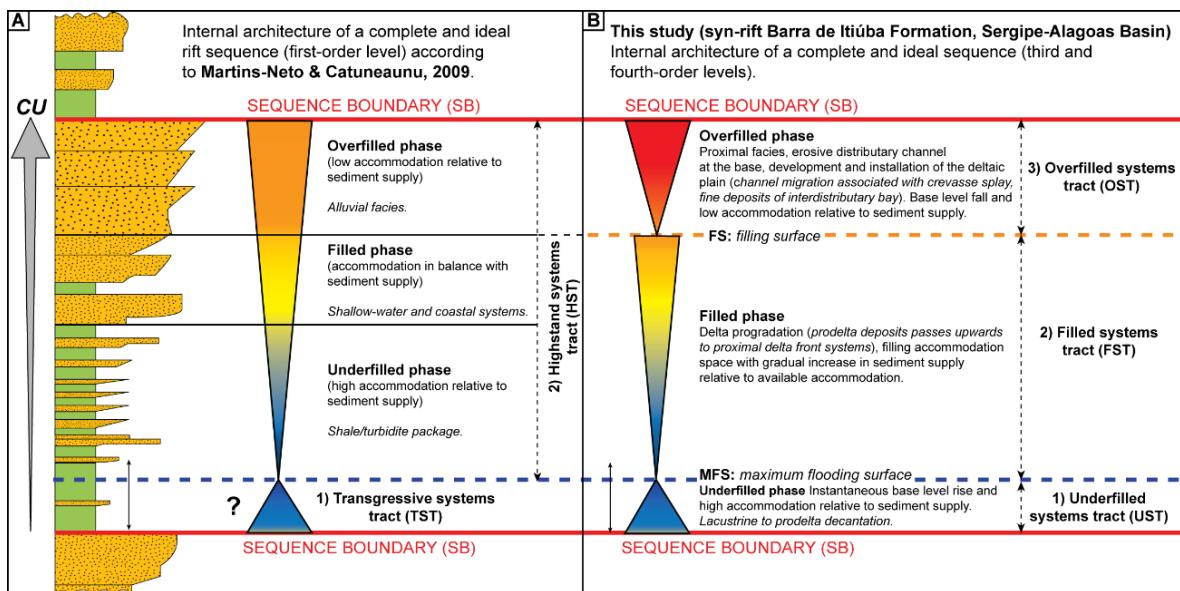


Fig. 4. (A) Internal architecture of a complete rift sequence according to Martins-Neto & Catuneanu, 2009. (B) Adapted model for our study (Barra de Itiúba Formation), represented by new key surface (FS) and systems tracts (UST, FST, OST).

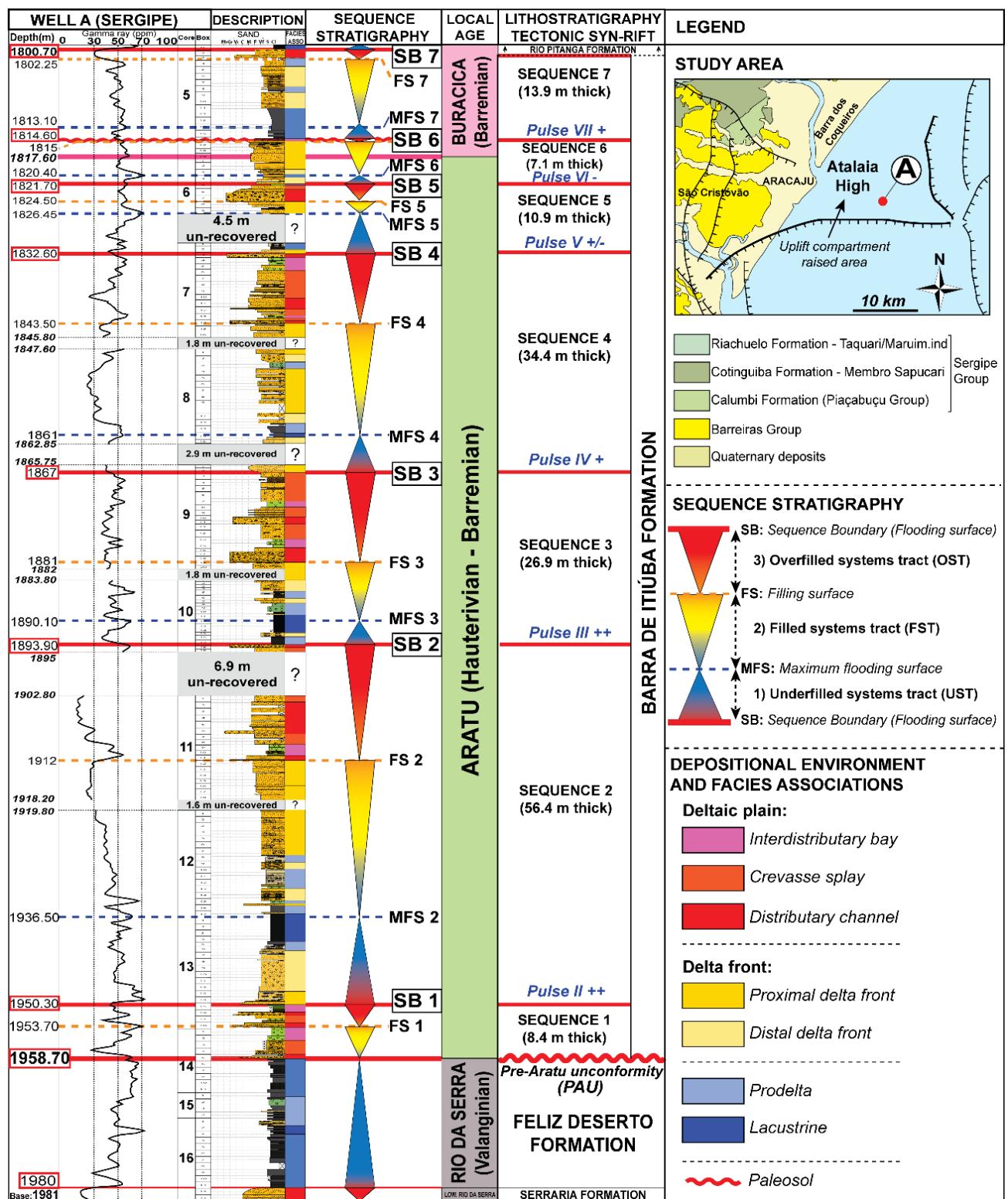


Fig. 5. Core description and sequence stratigraphy of the Sergipe section (well A), showing depositional sequences, key surfaces and facies associations (datum: Pre Aratu unconformity). Probable intensity of tectonic pulse: Low (-), Moderate (+), High (++)

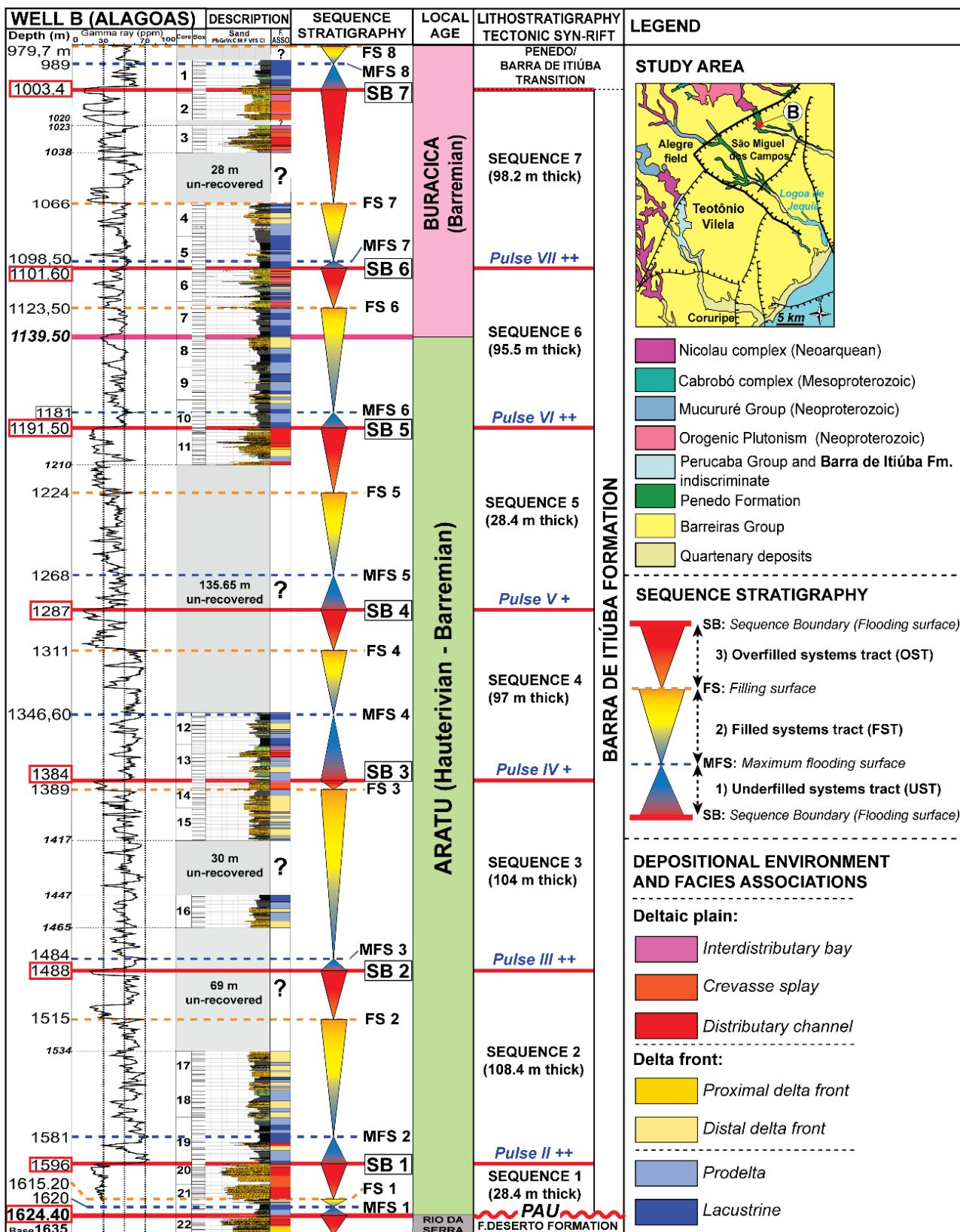


Fig. 6. Core description and sequence stratigraphy of the Alagoas section (well B), showing depositional sequences, key surfaces and facies associations (datum: Pre Aratu unconformity). Probable intensity of tectonic pulse: Low (-), Moderate (+), High (++)

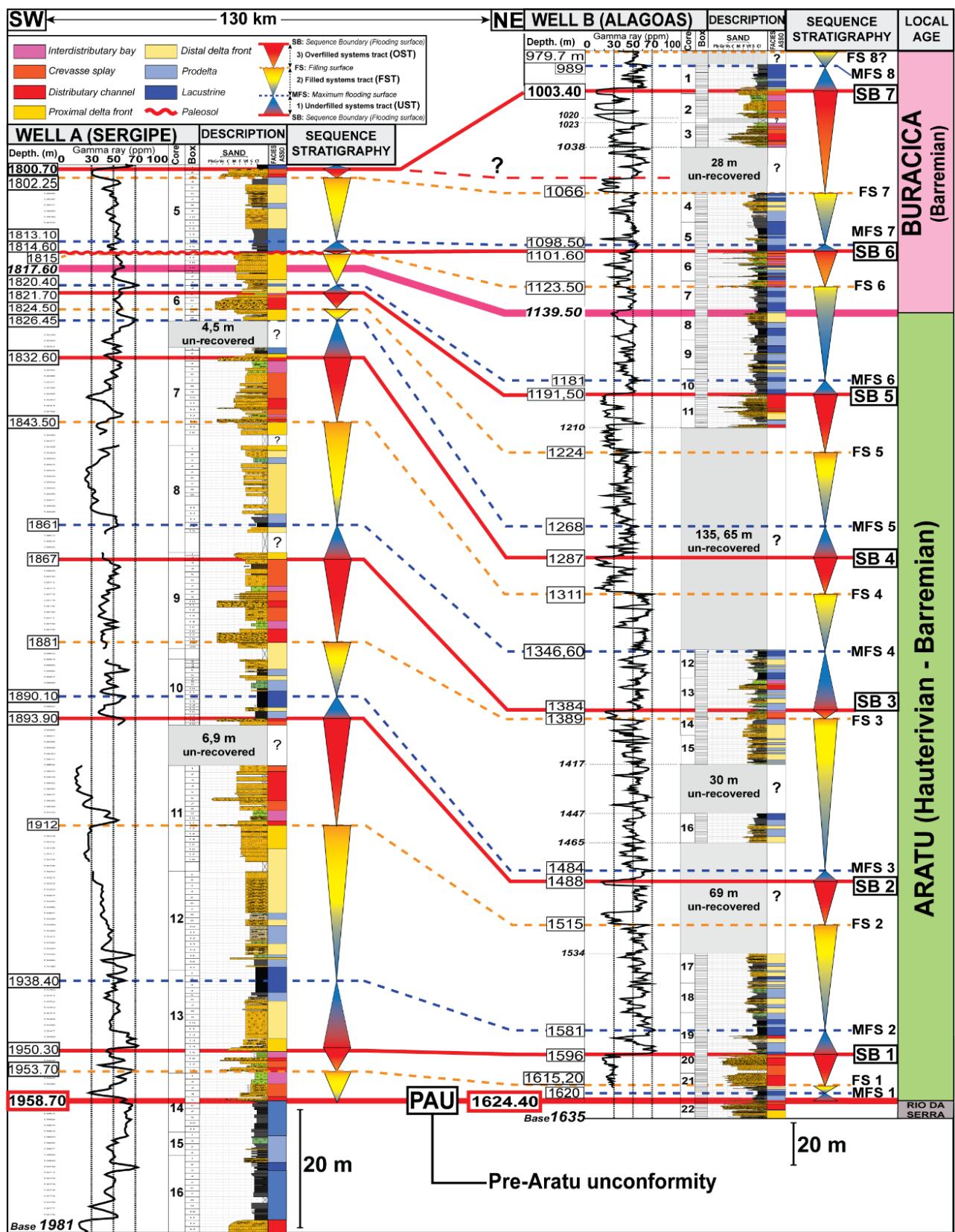


Fig. 7. Stratigraphic correlation between well A (in Sergipe) and well B (in Alagoas), depicting depositional sequences that form the stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation.



Simon Courivaud <courivaudsi@gmail.com>

Submission Confirmation for AAPG Bulletin BLTN18-235

1 message

AAPG Bulletin <em@editorialmanager.com>
Répondre à : AAPG Bulletin <bulletin@aapg.org>
À : Simon Courivaud <courivaudsi@gmail.com>

19 octobre 2018 à 18:09

RE: BLTN18-235

Dear Mr. Courivaud,

Your submission entitled "Integrated sequence stratigraphic characterization of reservoir properties in the syn-rift deposits of the Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil." has been received by journal AAPG Bulletin

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to Editorial Manager as an author. The URL is <https://bltn.editorialmanager.com/>.

Your manuscript will be given a reference number once an Editor has been assigned.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

AAPG Bulletin

In compliance with data protection regulations, please contact the publication office if you would like to have your personal information removed from the database.

1 Integrated sequence stratigraphic characterization of reservoir
2 properties in the syn-rift deposits of the Barra de Itiúba Formation,
3 Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil.

4 Simon Courivaud^a, Karin Goldberg^{a,b}

⁵ *^a UFRGS, Instituto de Geociências, Departamento de Estratigrafia, Bento Golçalves*
⁶ *n. 9500, predio 43137, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brazil. Email:*
⁷ *courivaudsi@gmail.com*

⁸ ^b Kansas State University, Department of Geology, 207 Thompson Hall, Manhattan,
⁹ KS, 66506, USA.

10 Acknowledgments

11 This work is part of the third author's PhD thesis (SC). CNPq (Brazil Research
12 Council) is thanked for the PhD scholarship granted to SC. Many thanks to
13 PETROBRAS (UO/SEAL) for access to the studied cores, and for the financial and
14 logistic support during core description in Aracaju, Brazil.

ABSTRACT

Recent work in two wells (A & B) has defined seven stratigraphic sequences in the Barra de Itiúba Formation (Hauterivian-Barremian). Systems tracts identified in each sequence (Underfilled, Filled, Overfilled) represent different tectono-sedimentary histories and reflect variations in the rate of creation/destruction of accommodation space and sediment supply (A/S ratio). Comparative analysis of grain size, porosity, and permeability between the sedimentary succession in wells A and B allowed the description of numerous reservoirs (23) and non-reservoirs zones (3). High-quality reservoirs are mostly represented by thick, amalgamated distributary-channel conglomerates and channel-fill sandstones, deposited during the Overfilled systems

25 tracts (OST). Fairly to very porous channel-fill bar conglomerates frequently show
26 very good permeabilities (>100 mD). Rare, thin deep-lacustrine turbidites deposited
27 during the Filled systems tracts (FST) show good to very good properties. During the
28 FST in the Sergipe Sub-basin (well A), fine-grained, proximal bars deposited in the
29 delta fronts show low to good permeability. Poor-quality reservoir zones, often
30 showing impervious layers ($0 < 1$ mD), are mostly formed by very-fine sandstones
31 and heterolites in distal delta fronts. Poor reservoir properties are also found in highly
32 bioturbated and deformed silty-mudstones deposited in overbank settings (crevasse
33 splay, interdistributary bay), mostly associated with thin erosive distributary channels.

34 **Keywords:** Syn-rift deposits, lacustrine delta, sequence stratigraphy, grain size,
35 porosity and permeability, reservoir properties.

36 **1. Introduction**

37 Syn-rift deposits may bear substantial hydrocarbon resources. During tectonic
38 extension, half-graben geometry (Rosendalh et al., 1986) and restricted sub-basins
39 (Huc et al., 1990) favor the accumulation of organic-rich lacustrine sediments,
40 frequently impermeable ($0 < 0.1$ mD) that comprise source rocks; as well as porous,
41 permeable deltaic conglomerates and sandstones that may form reservoirs. Two syn-
42 rift, correlative successions can originate from the same extension event (through a
43 tectonic pulse or hanging-wall fault reactivation), but present completely different
44 infilling histories, relative to accommodation and sediment supply.

45 The Sergipe-Alagoas Basin is a mature oil-field basin (Borba et al., 2011),
46 mostly explored in the Alagoas Sub-basin (Furado and Pilar Fields), but less known
47 in the deeper Sergipe Sub-basin (Fig. 1). The Barra de Itiúba Formation was
48 deposited during syn-rift extension of the Sergipe-Alagoas Basin (Schaller, 1969;
49 Chiossi, 1997, 2005; Campos-Neto et al., 2007; Borba et al., 2011). A recent study

50 aiming that provided a reappraisal of its tectono-stratigraphic evolution identified and
51 described seven third-order sequences in two wells (A and B), sub-dividing the
52 sequences in systems tracts (Underfilled, Filled, Overfilled) that reflect variations in
53 accommodation relative to sediment supply (Courivaud et al., 2018, in revision).
54 Petrographic studies in well A (Rodrigues & Goldberg, 2014) identified numerous
55 reservoir petrofacies, representing different qualities, and showed that mechanical
56 compaction and cementation by kaolinite and dolomite reduced primary porosity,
57 while precipitation of quartz overgrowths increased preservation of primary porosity.
58 In well B, results from a study on diagenetic patterns and processes in the Barra de
59 Itiúba arkoses (Baumhardt, 2015) showed that porosity loss resulted from
60 cementation by ferruginous calcite and discontinuous quartz overgrowths, and
61 mechanical and chemical compaction.

62 Despite the progress on understanding the Barra de Itiúba Formation, little is
63 known about the relation between detailed stratigraphy (lithofacies and facies
64 associations) and reservoir quality (porosity and permeability). The main objective of
65 this study is to reveal where the best potential hydrocarbon reservoirs are within the
66 high-resolution stratigraphic framework of the syn-rift Barra de Itiúba Formation. Our
67 analysis is a comparative study between two stratigraphically-equivalent sections in
68 the Sergipe (well A) and Alagoas (well B) sub-basins that show very different tectono-
69 sedimentary fillings. The analysis of grain size, porosity, and permeability data
70 according to lithofacies, facies associations, and systems tracts aims at explaining
71 similarities or major differences in reservoir properties (porosity and permeability),
72 and identifying, detailing and quantifying reservoir quality.

73 **Include Figure. 1**

74 It is important to highlight, however, that the two studied well sections have
75 many un-recovered portions which have been interpreted only through gamma-ray

76 data. The studied succession in the Sergipe Sub-basin (Well A) is 163.15 m thick, of
77 which about 22.2 m (or 13%) were un-recovered (Fig. 2). The studied succession in
78 the Alagoas Sub-basin (Well B) is much thicker in total (620.1 m), but about 270.4 m
79 (or 44%) of the succession is un-recovered (Fig. 2). Thus, our study is based on
80 approximately 87% (in Well A) and 57% (in Well B) of the total sedimentary record of
81 the Barra de Itiúba Formation. In the Alagoas Sub-basin, many systems tracts were
82 defined only by vertical variations in the gamma-ray signature, without the proper
83 identification of key stratigraphic surfaces. For this reason, our comparative analysis
84 of grain size, porosity, and permeability in the two wells was carried out according to
85 systems tracts (Underfilled, Filled, and Overfilled systems tract). A summary of the
86 facies analysis and third-order sequence stratigraphic framework used in this study is
87 provided below. For more detail, please refer to the detailed paper (Courivaud et al,
88 2018, in revision).

89 **Include Figure. 2**

90 **2. Geological setting and stratigraphic framework**

91 The Sergipe-Alagoas Basin, located on the Brazilian eastern margin (Fig. 1A),
92 covers an onshore area of 13,000 km² of sediments and an offshore portion of
93 32,760 km² (Mohriak, 2003). This basin was formed as a result from the evolution of
94 an asymmetric rift, elongated in a NNE/SSW direction (Feijó, 1994; Campos Neto et
95 al., 2007). Structurally, it consists of a southeastward-dipping half-graben (Souza-
96 Lima, 2002), separated in two parts by the Japoatã-Penedo High: the Sergipe and
97 the Alagoas sub-basins (Fig. 1A) (Feijó, 1994). The basin can be subdivided into
98 blocks (or tectonic compartments) limited by large normal faults (Fig. 1B). The high
99 dispersion on direction and orientation of normal faults is responsible for the complex
100 tectonic history of the Sergipe-Alagoas Basin.

101 In each compartment, the various tectonic phases have directly conditioned the
102 sedimentary filling of regional depocenters. Consequently, different tectonic styles
103 resulted in different sedimentary records in the Sergipe and the Alagoas Basins, and
104 a rather complex spatial distribution of chrono and lithostratigraphic units (Aquino &
105 Lana, 1990). Nonetheless, the stratigraphic record in the Sergipe-Alagoas Basin is
106 the most complete succession among the Brazilian continental margins, reflecting
107 different phases of subsidence (Table 1): Syneclysis (Carboniferous-Permian); Pre-
108 Rift Supersequence (Tithonian-Berriasian); Rift Supersequence (Berriasian-Aptian)
109 (Bizzi et al., 2003). The studied succession belongs to the Rift Supersequence.
110 According to Campos Neto et al (2007), the Rift Supersequence, beginning 142 Ma
111 ago (Berriasian), is divided in different sub-sequences, from base to top called K10-
112 K20, K34-K36, K38, and K40 (Feijó, 1994; Chiassi, 2005; Campos Neto et al., 2007;
113 Borba et al., 2011). The accumulation of the lacustrine deposits of the Feliz Deserto
114 Formation (K10-K20) marks the beginning of the syn-rift succession. The focus of this
115 study is the fluvio-deltaic and lacustrine deposits of the Barra de Itiúba and Penedo
116 Formations (K34-K36) overlying the Feliz Deserto Formation. They correspond to the
117 second tectonic pulse of the syn-rift phase (2) (Table 1), characterized by the
118 establishment of graben and/or half-graben systems (Chagas et al., 2003).

119 **Include Table. 1**

120 In recent stratigraphic studies (Courivaud et al, 2018, in revision), the Barra de
121 Itiúba Formation (K34-K36) was subdivided into seven third-order sequences that
122 included 18 facies (Table 2), grouped into seven facies associations that characterize
123 different depositional environments: (i) distributary channel (braided and
124 meandering), (ii) crevasse splay, (iii) interdistributary bay, (iv) proximal delta front, (v)
125 distal delta front, (vi) prodelta, and (vii) lacustrine.

126 The Barra de Itiúba Formation is composed dominantly of quartzose
127 sandstones (Sh, Sl, St, Sr, Sd, Sb), mudstones (Fr, Fd, Fl, Fb, Fm, P, C), sandy
128 conglomerates (Gmm, Gt), and subordinately heterolites (Hr, H). Texturally, the
129 sandstones are very fine- to coarse-grained (mostly very fine- to fine-grained),
130 moderately- to well-sorted, with sub-angular to rounded grains. Quartz granules are
131 common in massive sandstones (Sm) and near the base of cross-bedded sets (St).
132 Mudstones are commonly greenish and bioturbated (Fb), black-organic-rich (C),
133 massive and gray (Fm), and, less commonly laminated (Fl) and fluidized (Fd).
134 Conglomerates are massive, matrix-supported (Gmm), and trough cross-bedded
135 (Gt), with sub-angular to sub-rounded granules to pebbles (mostly granules).
136 Compositionally, the gravel is dominated by quartz and mud intraclasts, with
137 occasionally feldspar grains and rock fragments. Well A is characterized by the
138 dominance of coarse-grained lithofacies, compared with Well B, in which the
139 proportion between coarse- and fine-grained lithofacies is about the same.

140 Distributary channel (braided and meandering) facies association is
141 characterized by Gmm, Gt, Sh, Sl, St, (Sr) lithofacies, crevasse splay by Sb, Sm,
142 (Sr), (Sd), interdistributary bay Fb, (Fm), (Fl), (P), proximal delta front Sd, St, (Sl),
143 distal delta front Sr, Sb, Hr, (H), prodelta H, Fr, Fd, Fm,(Fl), and lacustrine C, Fm, Fl.
144 The vertical facies succession and the thickness of each facies association differs
145 between wells A and B and the outcrop area. Representative vertical logs, along with
146 the description and interpretation for each facies association in both wells are
147 detailed in Courivaud et al. (2018, in revision).

148 The application of rift sequence stratigraphic model by Martins-Neto &
149 Catuneanu (2009) allowed the recognition that every sequence initiated with a
150 relatively thin, retrogradational succession representing the ‘instantaneous’ creation
151 of accommodation linked to third-order tectonic pulses (underfilled systems tract,

152 A>S) (Courivaud et al., 2018). It is followed by a thick progradational trend that forms
153 a coarsening-upward deltaic succession, filling the available accommodation space
154 (filled systems tract, A<S then A>S). The “filling surface” (FS) separates the top of
155 the filled systems tract from the overfilled systems tract, which is composed of
156 erosive-based, amalgamated distributary channels associated with crevasse splay
157 and interdistributary bay deposits, formed when the accommodation space is not
158 enough for the sediment supply. The Sergipe portion is thinner (165.05 m thick),
159 mostly composed of proximal (delta front, deltaic plain) deposits accumulated during
160 a local, relatively low tectonic regime. In contrast, the thicker Alagoas portion (620.1
161 m), mostly composed of distal (lacustrine to delta front) deposits, shows evidence of
162 higher tectonic subsidence with high accommodation rate, combined with
163 sedimentation in more humid conditions.

164 **Include Table. 2**

165 **3. Methods**

166 Characterization of potential reservoir zones of the syn-rift Barra de Itiúba
167 Formation in two correlative sections (wells A and B) was achieved by comparison
168 and integration of detailed lithological description (grain size, facies, facies
169 associations), sequence stratigraphy (systems tracts), and reservoir properties
170 (porosity and permeability). Studied wells were described in detail, resulting in the
171 construction on lithologic logs at 1:100 scale. Facies analysis was based on
172 lithofacies description following Miall (1978), including color, texture (grain size,
173 sorting, and roundness), sedimentary structures, and fossil content, aided by gamma-
174 ray log signature. The recognition of facies and facies associations, combined with
175 the identification of major stratigraphic surfaces (maximum flooding surfaces, flooding

176 surfaces, erosional surfaces, paleosols) allowed the identification of systems tracts
177 and third-order stratigraphic sequences.

178 Evaluation of reservoir quality took into account porosity and permeability.
179 Porosity values define pore-volume available space that can contain potential
180 migrated hydrocarbon, and it was estimated by the combination of density and
181 neutron logs. Evaluation of porosity quality was done by using recent conventional
182 range of porosity (Tiab & Donaldson, 2012) in petroleum reservoirs: 0-5 %
183 (Negligible); 5-10 % (Poor); 10-15 % (Fair); 15-20 % (Good); 20-25 % (Very-Good);
184 25-30 % (Excellent). Permeability defines the ability of fluids to flow through porous
185 rock, and it was obtained by lag injection tests in cores. The unit of permeability is the
186 Darcy, generally noted millidarcy (mD) because dimensions are very often too large
187 to be conventional in reservoir characterization. For reservoir quality, conventional
188 measurements of permeability values used are: 0<1 mD (Impervious or
189 Impermeable); 1-10 mD (Poor to Fair); 10-100 mD (Good); 10-1000 (Very-Good).

190 Sample distribution at different depths allowed to subdivision in several beds
191 with at least one value of porosity and one of permeability. Identification of individual
192 beds was done by the recognition of abrupt vertical changes in grain size that defined
193 more or less precisely the bed base and top. In general, each bed is characterized by
194 one or two dominant lithofacies, which was the second criterion used to estimate bed
195 thickness and separate reservoir zones within the initial bed subdivision. Next, the
196 beds identified were grouped in several reservoir zones, ideally capped by an
197 impervious thick bed. Bed numbering was based on the corresponding systems
198 tracts (U for 'underfilled', F for 'filled', and O for 'overfilled') and order of apparition
199 from the base.

200 Description of potential reservoir zones was performed in this way to evaluate, in
201 as much detail as possible (grain size, bedding, sedimentary structures, presence of

202 mud intraclasts, fluidization, bioturbation), why some reservoir zones are low quality,
203 whereas others show very good to excellent properties.

204 **4. Grain size in relation to systems tracts**

205 The comparative grain-size analysis between wells A and B was based on the
206 defined systems tracts (Fig. 3), described below. By measuring the cumulative
207 thickness of the sedimentary succession for each systems tract, the results show that
208 the Filled systems tract (FST) dominates the sedimentary record in both wells A and
209 B (48.41% and 53.56%, respectively).

210 *4.1. Underfilled systems tract (UST)*

211 *4.1.1. Description*

212 With a total thickness of 27.05 m (18.94%), the UST in well A is dominated by
213 deposition of very fine to fine (47.69 %) deltaic sandstones, lacustrine mudstones
214 (31.05%) and silts (17.93%). The coarser sediments, represented by medium-to-
215 coarse sandstones and conglomerates, are insignificant to non-existent (3.33% and
216 0%).

217 With thickness of 66.16 m in total (19.77%), the UST in well B shows a clear
218 dominance of blackish lacustrine clays (66.16%), and subordinately prodeltaic silts
219 (20.1%). The proportion of fine sandstones is much lower than in well A (11.86%),
220 and coarser sandstones and conglomerates (1.74% and 0.14%, respectively) are
221 almost non-existent.

222 *4.1.2. Interpretation*

223 The major difference in particle size between wells A and B could be partly
224 explained by the intensity of the initial tectonic pulse and consequent creation of
225 accommodation. The Underfilled systems tract represents the moment of abrupt
226 deepening of the basin resulting from renewed tectonic activity along the hanging-
227 wall normal fault (border fault). This deepening phase is accompanied by the rapid

228 creation of accommodation space, with base level rise of the lake. Thus, a significant
229 tectonic pulse would result in sedimentation dominated by deep lacustrine, clayey
230 mudstones, even black, organic-rich shales. This trend occurs regularly only in well
231 B, frequently forming thick, organic-rich mudstones that are potentially source rocks.

232 In well A, sedimentation is largely dominated by distal to prodeltaic delta-front
233 sandstones and siltstones (a cumulative 65.8%), often forming thin, metric
234 successions, accompanied by lacustrine massive mudstones. This is quite the
235 opposite of what occurs in the Alagoas Sub-basin (well B), where sedimentation of
236 lacustrine mudstones is predominant (66.16% in well B vs. 31.05% in well A). The
237 greater degree of bioturbation in well A than in B suggests sedimentation in a more
238 oxygenated, shallow-lake environment in the Sergipe Sub-basin.

239 The difference in total thickness of the Barra de Itiúba Formation in wells A and
240 B (163.155 m vs. 620.1 m) seems to indicate that the tectonic activity is higher near
241 the Furado depocenters in the Alagoas Sub-basin (well B), resulting in the creation of
242 more accommodation space during the Underfilled systems tract. Conversely, in the
243 uplifted region of Atalaia High in the Sergipe Sub-basin (well A), the sedimentary
244 record already shows evidence of a transition to the subsequent Filled systems tract
245 (FST), probably with smaller tectonic offsets (low creation of accommodation space),
246 as indicated by the largely deltaic sedimentation.

247 **Include Figure. 3**

248 *4.2. Filled systems tract (FST)*

249 *4.2.1. Description*

250 With a total thickness of 69.15 m (48.41%), well A is largely dominated by very
251 fine to fine-grained sandstones (65.55%), largely deposited in distal to proximal delta
252 front bars. Commonly sand bodies rapidly covered siltstones (17.21%) and greenish
253 prodeltaic mudstones (12%), which generally dominate the initial FST. As in the UST,

254 coarse-grained sandstones and conglomerates are greatly subordinate, although
255 more abundant (4.34% and 0.43%, respectively).

256 In well B, the cumulative thickness of FST in the sedimentary succession is
257 187.15 m (53.56%). In contrast to the uplifted region (well A), sedimentation in well B
258 is predominantly thick, lacustrine and prodeltaic siltstones and mudstones (a
259 cumulative of 74.8%). These fine-grained sediments are often intercalated with
260 heterolites (Hr, H) and sandstones (Sr, Sb), mostly deposited in distal bars of delta
261 front and prodelta. The proximal bars (Sd, St) described in well A represent the end
262 of the FST, but they rarely occur in the Alagoas Sub-basin (well B).

263 *4.2.2. Interpretation*

264 Grain-size distribution indicates major differences between the two
265 compartments, in terms of accommodation space and depositional environments. In
266 well A, the relatively thin sedimentary fill and the recurrence of fine sandstones
267 deposited in proximal deltaic fronts indicate a relatively low sediment input in a
268 relatively shallow basin, rapidly filled by delta progradation. This is the expected
269 continuation of the previous phase (UST), with progressively lower tectonic activity
270 accompanied by lower accommodation creation. FST in well B is generally gradual
271 (slightly coarsening-upward) and much thicker in total (cumulative 187.15 m). The
272 abundance of fine-grained prodelta-lake deposits (140.1 m), frequently interbedded
273 with very thin sandstones deposited in distal bars point to more distal settings,
274 associated with larger accommodation space under high lake base-level. The basin
275 was progressively filled with sandy sediments resulting from repeated delta front
276 discharges, often forming subtle, thick coarsening-upward successions, from deep
277 lacustrine black mudstones to distal to proximal delta front sandstones. Renewed
278 tectonic activity (pulses) is stronger near the Furado depocenters (well B), and
279 therefore the FST in this region also shows a trend compatible with the tectono-

280 stratigraphic evolution in distal environments (deep lake to distal delta front),
281 reflecting low-energy regimes in locations with more accommodation space to be
282 filled.

283 *4.3. Overfilled systems tract (OST)*

284 This systems tract represents the last phase of sedimentation in each of the
285 seven third-order stratigraphic sequences (Courivaud et al., 2018 in revision). The
286 passage from Filled to Overfilled systems tract is ideally marked by the recognition of
287 a major erosive surface (SE), representing the basal incision of distributary channels
288 eroding down into proximal delta front sandstones. In the OST, accommodation
289 space may or may not be "drastically" limited, depending whether the basin had been
290 mostly filled with distal deltaic deposits during FST, with no additional creation of
291 accommodation space. In this case, the basin is subjected to widespread erosion,
292 expressed by frequent channel migrations and implantation of greenish to reddish,
293 very bioturbated fine deposits of interdistributary bay, and exceptionally, paleosol
294 horizons.

295 *4.3.1. Description*

296 The thinner section in the Sergipe Sub-basin (well A) is 46.65 m thick in total,
297 which represents about 33% of the sedimentary succession of the Barra de Itiúba
298 Formation. Deposits are mainly composed of very fine to fine-grained sandstones
299 (44.8%), very often associated with channel-fill (Sl, St, Sr) and associated crevasse
300 splay (Sd, Sm, Sb) deposits. Channel-fill conglomerates (Gt, Gmm), deposited at the
301 beginning of the OST, are much more common than in previous two systems tracts
302 (16.18%). These thin (1-2 m thick) conglomerates are often very erosive, rapidly
303 followed by channel-fill sandstones. Channel thin successions are overlain by
304 bioturbated overbank (Fm, Fb), mostly crevasse splay and interdistributary bay

305 deposits. Delta plain environments are represented in the majority of fine (clay-silt)
306 deposits in the studied successions (cumulative 13.5 m, or 28.94%).

307 In the Furado depocenter at Alagoas Sub-basin (well B), the OST is less
308 representative (26.67%) than in the Sergipe Sub-basin, despite the greater
309 cumulative thickness in the former well (93.25 m). Grain-size data shows a
310 dominance of very fine to fine (33.83%) and medium to very coarse (25.68%)
311 sandstones. Channel conglomerates (Gt, Gmm) are less representative (10.67%)
312 than in well A, while the proportion of clay-silt deposits is similar (29.81%). However,
313 unlike well A, well B organic-rich mudstones account for half (50.68%) of the OST,
314 frequently intercalated with fine-grained fluvial successions associated with overbank
315 deposits. Medium-to-coarse sandstones are largely associated with channel-fill sand
316 bars (St), but also with crevasse splay deposits (Sd, Sm). Very fine to fine
317 sandstones mostly comprise channel-fill (Sl, St, Sr) deposits.

318 *4.3.2. Interpretation*

319 The comparison of grain-size data in the two wells highlights the differences in
320 sedimentary processes, depositional environments, and remaining accommodation
321 space between the two compartments. In the Atalaia High (Sergipe Sub-basin, well
322 A), river systems were very erosive and composed of generally thinner (<1 m)
323 distributary-channel, basal conglomerates, abruptly overlain by overbank deposits
324 dominated by frequent crevasse splay and green-reddish interdistributary bay
325 deposits. In the Furado region (Alagoas Sub-basin, well B), distributary channels
326 display slightly finer, more homogeneous grain sizes, and river systems were
327 aggradational, forming much thicker amalgamated fluvial bars that reflect the filling of
328 a greater accommodation space. The numerous incursions of distal delta fronts and
329 the abundance of lacustrine deposits signals the availability of still considerable
330 accommodation space. From a tectonic-only point of view, this may be a

331 consequence of the stronger initial tectonic pulse in the Alagoas Sub-basin that led to
332 a large accommodation, allowing the establishment of long-lived, thick fluvial
333 successions.

334 **5. Porosity and permeability in relation to grain size and systems tracts**

335 *5.1. Underfilled systems tract (UST)*

336 The UST is the one with the least samples with porosity and permeability
337 values (Fig. 4), and thus the comparative results discussed below may not be
338 representative of this systems tract. In well A, most of porosity data comes from very
339 fine to fine-grained sandstones of distal to proximal delta front deposits (73.17% in
340 total). Average porosity of the UST is higher in well B than in well A (12.19%, against
341 10.68% in the latter). In both sections, average porosity does not seem to increase
342 with increasing grain size. In the Sergipe Sub-basin (well A), the best porosity values
343 are found in medium-grained sandstones of proximal delta front deposits (12.13%),
344 while in the Alagoas Sub-basin (well B), prodelta siltstones (13.2%) and interbedded
345 very fine-grained sandstones (13.16%) show the highest values. In both sections,
346 average horizontal permeability (kH) values are very low. In well A, only 9 samples
347 had porosity and permeability values. In those, prodelta siltstones show fair values
348 (8.0 mD), while very-fine sandstones are very poorly permeable (1.89 mD).
349 Conversely, the best permeability in well B is recorded in fine-grained sandstones
350 (13.98 mD), whereas deep-lacustrine mudstones and siltstone are impermeable (0.7
351 and 0.1 mD).

352 **Include Figure. 4**

353 *5.2. Filled systems tract (FST)*

354 In both sections, most of porosity data was collected in distal to proximal delta
355 front deposits. In well A, very fine to coarse-grained sandstones, interpreted as

356 proximal delta front deposits (74. 43 %), show good porosity values (15.36 % and
357 16.84%), but fair permeability (7.19 mD and 10.18 mD). Limited data in lacustrine to
358 prodeltaic mudstones show fair porosity values (12.86 %) and impervious properties
359 (0.6 mD). In well B, very-fine grained sandstones were mostly deposited in distal bars
360 (70.37%), and show fair porosity (11.86%) and good average permeability (19.03
361 mD). Despite the limited data (N=2), lacustrine mudstones have poor porosity (8.9%)
362 and fair permeability (4.55 mD), and prodelta siltstones (N=2) fair porosity (12.4%)
363 and impermeable (0.1 mD). In well A, turbiditic sandstones are medium to coarse-
364 grained, with good porosity (19.8%) and very good fluid-flow properties (800 mD).
365 Turbidites in well B are porous (17.4-19.6%), with good permeability (32.3-38.4 mD).

366 *5.3. Overfilled systems tract (OST)*

367 In this study, the OST contains the most porosity and permeability data, and
368 hence comparative results are more representative. Both sections show equivalent
369 values of average porosity and permeability. In well A, interdistributary bay,
370 bioturbated (Fb) mudstones show lower values of porosity (11.81%), but good to very
371 good average permeability (109.65 mD). On the other hand, well B shows better
372 porosity (16.21%) but poor permeability (3.06 mD). Lower permeability in well A was
373 found in fairly porous crevasse splay siltstones (10.14 mD). Very fine to fine-grained
374 sandstones, interpreted as distributary channel-fill and subordinately crevasse splay
375 deposit, show similarly good porosity in both sections (19.88 and 19.80%), but better
376 permeability in well A than in well B (173.72 mD, against 50.13 mD in the latter).
377 Coarser sandstones in well A, interpreted as distributary channel deposits, show
378 very-good average porosity (24.88%) and permeability (341.89 mD). In well B,
379 coarser sandstones, deposited in distributary channels and crevasse splays, are less
380 porous (16.73%) and less permeable (134.66 mD). Granulose-pebbly conglomerates
381 formed at the base of erosive distributary channels are less porous in well A than in

382 well B (14.02%, against 16.45% in the latter), and less permeable (66.03 mD, against
383 313.24 mD in the latter). Disregarding the conglomerates, porosity values in well A
384 show a positive correlation with increasing grain size. In well B, average porosity
385 does not increase with increasing grain size, but permeability does.

386 **6. Reservoir zones**

387 Porosity and permeability data are not evenly distributed within the sequence
388 stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation (Tables 3 and 4). In the
389 thinner, but more complete, section in the Sergipe sub-basin (well A, 86.55% of
390 recovery), sequence 5 is the only one with no data on reservoir properties. In the
391 thicker, but less complete, section in the Alagoas Sub-basin (well B, 56.39% of
392 recovery), only sequence 4 has no data on reservoir properties. However, the
393 distribution of porosity and permeability values in well B is much more fragmentary
394 than in well A, which has a fairly even distribution of the data (Figs. 5 and 6).

395 The definition of reservoir zones in the two studied wells was based on the
396 analysis of reservoir properties (porosity and permeability) within the sequence
397 stratigraphic framework, taking into account the facies and facies associations (Figs.
398 5 and 6). A compilation of information on the delimited reservoirs zones (23 in total)
399 and sample depths in wells A & B can be found in Tables 3 and 4. Overall, the best
400 potential reservoirs (channel deposits) are much more porous in well A (26-31%)
401 than in well B (14-16 %). Individual reservoir zones in each well are discussed below,
402 from base to top.

403 **Include Table. 3**

404 **Include Table. 4**

405 *6.1. Well A (1981-1800 m)*

406 *Reservoir zone 1 (1958.70 - 1954.30 m)*

407 Overlying thick (~ 6 m) lacustrine mudstones, the lowermost reservoir zone in
408 well A (Fig. 5) comprises thin, massive conglomerates (Gmm) with mud intraclasts up
409 to 3 cm deposited during the OST of Sequence 1 (O1). These are overlain by
410 coarsening-upward, massive to slightly fluidized and bioturbated sandstones (Sm,
411 Sd, Sb), interpreted as crevasse splay deposits (O2). Thin, organic-rich massive
412 mudstones (Fmc) deposited in interdistributary bays cover the succession, and were
413 interpreted as local cap rocks. Porosity and permeability values show relatively good
414 reservoir quality, notably in thicker, massive crevasse splay deposits (ϕ : 18.5 %; K:
415 22.3 – 52.6 mD).

416 *Non-Reservoir zone 1 (1953.50 - 1950.30 m)*

417 This thin succession is composed of massive, impervious conglomerates
418 (Gmm) with mud intraclasts up to 3 cm (O3), and impervious laminated greenish
419 mudstones deposited in interdistributary bays (O4) at the top of Sequence 1.
420 Conglomerates are fairly porous (13.4 %), whereas the mudstones show very poor
421 (negligible) porosity (4.8 %).

422 *Non-Reservoir zone 2 (1949 - 1943.30 m)*

423 This zone is separated from the previous one by trough cross-bedded
424 sandstones (St), interpreted as proximal delta mouth bar deposits. It was formed at
425 the beginning of the UST in Sequence 2 and comprises thick (3.50 m) fine-grained,
426 bioturbated sandstones (Sb) deposited in distal delta fronts, with frequent, millimetric
427 silty-mud laminations (U1). These succession displays impervious fluid-flow
428 properties (1.7 – 1.9 mD).

429 *Reservoir zone 2 (1935.5 - 1934 m)*

430 This very thin reservoir zone is intercalated between organic-rich (Fmc) and
431 grey laminated mudstones (Fl) interpreted as deep-lake deposits, deposited in the

432 initial FST of Sequence 2. It is composed of well-sorted, medium to coarse-grained
433 trough cross-bedded sandstones (St) (F1). The base is non-erosive, marked by mud
434 intraclasts, and bioturbation is absent. This layer was interpreted as deep-lacustrine
435 turbidites. Porosity and permeability values point to good to very good reservoir
436 properties (ϕ : 19.8 %; K: 800 mD).

437 *Reservoir zone 3 (1927.30 - 1913 m)*

438 The upper half of the FST in Sequence 2 comprises a thick, coarsening-
439 upward succession that shows a well-defined deltaic progradation overlying prodelta,
440 bioturbated mudstones (Fb). The reservoir zone is only represented by proximal delta
441 front deposits, with fluidized sandstones (Sd), overlain by massive and cross-bedded
442 sandstones (Sm, St). Very fine-grained sandstones (F2) with highly fluidized,
443 convolute bedding and rare (mm) mud laminae overlain by homogeneous, fine-
444 grained, massive sandstone (F3) with frequent silty-mud millimetric laminations. At
445 the top, trough cross-bedded and rippled sandstones (F4) are often present. This
446 layer, interpreted as proximal deltaic mouth-bar deposits, is also frequently
447 interbedded with millimetric silt laminae. Despite the thick, homogeneous delta front
448 deposits, fluid-flow properties show a low-quality reservoir. Porosity may be very
449 good (24.6 %), but highly variable, and trough-cross bedded sandstones (F4) can be
450 poorly porous. All the deltaic succession shows impervious to poor permeabilities
451 (0.1 mD), probably due to convolute bedding and frequent mud drapes, except for
452 the middle, massive sandstones (F3) that often exhibit fairly good permeability (16.1
453 mD).

454 *Reservoir zone 4 (1912 - 1903 m)*

455 This reservoir zone is mostly represented by distributary channel-fill
456 sandstones of the OST in Sequence 2. The base shows crevasse splay, massive
457 sandstones (Sm), slightly bioturbated (Sb), fluidized (Sd) (O5), overlying organic-rich

458 mudstones of interdistributary bay (Fmc), overlain by thicker fluvial deposits. The
459 porous (24.3%) O5 is overlain by low-angle cross-laminated (Sl) sandstones (O6)
460 with excellent porosity (26.7 %) and permeability (410 mD). The rest of the reservoir
461 zone is composed of amalgamated trough and low-angle crossbedded sandstones
462 (St, Sl) with variable thickness of 0.60 to 2.20 m (O7–O10), deposited in distributary
463 channels. The distributary channel base is marked by thin (10 cm), erosive trough-
464 cross bedded conglomerate (Gt). Fine-grained low-angle laminated sandstones (O7)
465 are succeeded by cross-bedded fine to medium-grained sandstones (O8), low-angle
466 laminated sandstones with syn-sedimentary deformation (O9), at the top cross-
467 bedded sandstones with moderate bioturbation (O10). Overall, non-bioturbated,
468 sandy channel deposits (O7-O10) show very-good to excellent porosity values (20–
469 30.7 %) and very good permeabilities (109.15 – 899.4 mD). Above reservoir zone 4,
470 6.9 m of un-recovered section is bounded at the top by distributary channel
471 conglomerates that mark the end of the OST. The potential reservoir zone is probably
472 thicker, including the un-recovered section and uppermost conglomerates. The main
473 cap-rock is organic-rich, thick laminated lacustrine mudstones (Fl) that mark the
474 onset of the UST in Sequence 3. Deposition of this facies is related to hanging-wall
475 fault reactivation and deepening of the basin, with creation of new accommodation
476 space.

477 *Reservoir zone 5 (1886.30 - 1881 m)*

478 Overlying prodeltaic laminated mudstones (Fl) deposited in the FST of
479 Sequence 3, this reservoir zone comprises fine-grained fluidized sandstones (Sd)
480 and ripple-laminated sandstones with flaser bedding (F5) at the base. The top of the
481 FST is composed of coarser ripple-laminated sandstones (F6) with intense
482 bioturbation and mud intraclasts (< 1 cm). Both layers (F5, F6) have fair to good
483 porosity (14.1-18.6%), and impervious (0.5 mD) to good permeability (13.8 mD). The

484 presence of mud drapes and mud intraclasts probably reduces permeability, and very
485 low permeabilities are particularly characteristic of highly bioturbated sandstones
486 (F6). The succession in reservoir zone 5 was interpreted as delta front deposits.

487 *Reservoir zone 6 (1881 – 1878.30 m)*

488 This reservoir zone overlies the previous delta front succession. The thick (1.6
489 m) erosive conglomerates (O11) that mark the onset of the OST in Sequence 3 are
490 massive and matrix-supported (O11), with mud intraclasts, quartz and subordinately
491 rock fragments up to 5 cm. O11 is overlain by trough-cross-bedded, channel-fill
492 sandstones (St) abruptly capped by thin, impervious (0.1 mD) organic-rich massive
493 mudstones deposited in interdistributary bays (O12). Permeability values are poor to
494 fair (1.3 – 7.3 mD) in part due to the large quantity of mud intraclasts.

495 *Reservoir zone 7 (1878.40 – 1865.7 m)*

496 This thick succession, mostly composed of crevasse splay deposits,
497 represents the middle to upper OST of Sequence 3. Thick (2.40 m), very fine-grained
498 and fluidized sandstones (O13), interpreted as crevasse splay deposits, show fair
499 porosity (13.1–15.4 %) and impervious to very poor permeability (0.7-1.6 mD).
500 Overlying O13 with erosive base, massive conglomerates with mud intraclasts up to
501 5 cm and normal-graded, cross-bedded conglomerates (Gt) (O14) were interpreted
502 as distributary channel deposits. They exhibit fair to good porosity (13.6 – 15.5 %) but
503 impervious to poor permeabilities (0.7 – 1.6 mD). Basal channel deposits are directly
504 overlain by thick fine-grained overbank deposits, including fluidized sandstones (Sd)
505 deposited in crevasse splay and bioturbated greenish mudstones (Fb). Upper part of
506 the reservoir zone shows bioturbated sandstones with incipient ripple-lamination
507 (O15), capped by very fine-fine to medium-grained trough-bedded, bioturbated
508 sandstones (U2). Overbank deposits (O15) show good porosity (15.8 – 18.1%), but

509 very poor permeability (1.5-1.85 mD), while the overlying delta front mouth-bar
510 deposits (U2) impervious to poorly permeable (0.3-2.8 mD).

511 *Reservoir zone 8 (1859.5 – 1849.7 m)*

512 This reservoir zone, deposited in the FST of Sequence 4, is mostly
513 represented by aggrading to slightly coarsening-upward proximal sand bar deposits
514 (Sh, St, Sm). Fine to medium-grained trough cross-bedded homogeneous
515 sandstones (F7) are thin (0.50 m) and moderately bioturbated. Porosity is good (18.5
516 %) but the permeability is fair (9.7 mD). One meter above, thicker (1.30 m) planar-
517 bedded fine-grained sandstones (F8) show better porosity (23 %) and very good
518 permeability (135.1 mD). Porous (22.6%), massive medium-grained sandstones (Sm)
519 complete the delta front succession (F10), capped by highly bioturbated prodelta
520 siltstones.

521 *Reservoir zone 9 (1842 – 1838 m)*

522 Intercalated between fluidized crevasse splay deposits (Sd), this thin reservoir
523 zone represents the lower OST in Sequence 4. It is mostly composed of distributary
524 channel-fill sandstones interbedded with rare, fluidized and very fine-grained
525 crevasse splay deposits. The basal, non-erosive and thin (0.15 m) trough-cross
526 bedded conglomerate (Gt) and low-angle laminated sandstones (O16) are overlain
527 by crevasse splay deposits (Sd). Medium grained cross-laminated sandstones (O17)
528 frequently contains sub-angular granules of quartz. Channel-fill sandstones (O16-
529 O17) are very porous (22.8 – 25.1 %), with good to very-good permeability, mainly in
530 coarser sandstones (O17) (105.4 mD).

531 *Reservoir zone 10 (1815.3 – 1812.3 m)*

532 Interbedded between proximal delta front deposits of the FST in Sequence 6
533 and the UST in Sequence 7, this very thin reservoir zone, formed at the lower

534 sequence boundary of Sequence 7, comprises oxidized greenish to orange muddy-
535 siltstones, highly concretionary, interpreted as a paleosol horizon (U3). It overlies
536 proximal sand bar deposits with roots traces. Very thin, this horizon shows low quality
537 reservoir properties (13.7 %, 8 mD).

538 *Reservoir zone 11 (1803.4 – 1800 m)*

539 This reservoir zone represents the top of the Barra de Itiúba Formation,
540 forming the FST and OST in Sequence 7. Impervious (0.6 mD) grey laminated
541 lacustrine mudstones (F10) are overlain by fine-grained trough cross-bedded,
542 bioturbated sandstones (St) with millimetric mud drapes, deposited in delta fronts
543 (F11). The latter shows good to very-good porosity (18.9 % - 23.9 %), and poor to
544 good permeability (1.8 – 20 mD). F11 is covered by slightly erosive conglomerate
545 (Gt) at the base, overlain by trough cross-bedded sandstones that grade from very
546 coarse-grained (at the base) to fine-grained sandstones (O18). Quartz grains and
547 mud intraclasts (< 1 cm) are common, and the top of bed shows discontinuous mud
548 drapes due to fluidization. Channel-fill sandstones are porous (20.9 – 24%), with fair
549 to good permeabilities (6.1 – 23.4 mD). This reservoir zone is capped by greenish
550 bioturbated mudstones (Fb) deposited in interdistributary bays.

551 **Include Figure. 5**

552 *6.2. Well B (1624.40 – 979.7 m)*

553 *Reservoir zone 1 (1620 – 1595 m)*

554 Intercalated between deep-lacustrine organic-rich mudstones (Flc, Fmc), the
555 lowermost reservoir zone in Well B (Fig. 6) is thick (25 m), deposited during the OST
556 of Sequence 1, overlying poorly permeable (5.6 mD) cross-laminated and bioturbated
557 heterolites (F1) of a brief FST. It comprises superimposed distributary channel-bar

558 conglomerates (Gt, Gmm) associated with fine to coarse-grained channel-fill
559 sandstones (Sh, Sl, St). Subordinately, thick crevasse splay deposits (Sd, Sm) occur.

560 The basal distributary channel deposits (Gmm) are slight erosive base,
561 overlain by medium to very coarse-grained sandstones, frequently with mud laminae,
562 showing inverse-graded, incipient low angle cross-laminated sandstones (O1). This
563 layer is overlain by amalgamated channel bar deposits composed of low-angle and
564 cross-bedded sandstones (Gt, Sl, St). The overlying cross-bedded conglomerates
565 and sandstones (O2) show <1 m thick normal-graded beds with abundant quartz
566 granules, representing upper channel-fill deposits. At base (O1), porosity values are
567 fair (10.21 %), despite the good porosity in conglomerates (21.1 %). Permeability is
568 very heterogeneous (0.5 – 136.3 mD). The top zone (O2) shows better porosity (13.4
569 – 15.4 %) and permeability (9.7 – 522.5 mD).

570 Overlying the amalgamated succession (O1, O2), a succession composed of
571 interbedded crevasse splay (O4, O8, O11) and distributary-channel deposits (O3,
572 O5-O7, O9, O10, O12) display variable fluid-flow properties. Mostly massive,
573 fluidized medium to coarse grained sandstones (Sm) are overlain by trough and low-
574 angle cross-bedded sandstones (St, Sl) (O3), representing reactivation of distributary
575 channels. The base shows very good flow properties due to thin conglomerate (215.9
576 mD). The overlaying crevasse splay deposits, composed of massive medium grained
577 sandstones (O4) with oxide concretions, have good porosity (14.5 – 19.9 %), but
578 permeability is poor (0.5 – 7.1 mD).

579 Amalgamated coarse-grained deposits (O5) marks the onset of the second
580 distributary channel belt, with channel deposits represented by poorly-sorted, cross-
581 bedded conglomerates and sandstones (Gt, St) that form a thick succession of 3.70
582 m. The erosive basal channel conglomerates are fairly porous (12.2 %), but
583 sandstones can be very porous with very good permeabilities (103.9 – 1709.9 mD).

584 The overlying massive coarse-grained sandstones to conglomerates (O6) and thin
585 (0.15 m) massive conglomerate (O7) show very good to excellent permeability values
586 (362 – 1487.8 mD). They are capped by bioturbated, impervious crevasse splay
587 sandstones (O8) that are porous (18.5 %) but poorly permeable (4.2 mD).

588 Thinner (0.90 m) channel deposits with erosive base (O9, O10) mark new
589 channel incursions, overlain by impervious (0.4 mD) crevasse splay deposits (O11).
590 Fluvial deposits are fairly porous to porous (13.8 – 17.1 %) and can shows great
591 values of permeability (1577.1 mD). The top of the OST, largely dominated by thick,
592 amalgamated fluvial deposits, is composed of very thin massive conglomerates with
593 frequent mud intraclasts (< 1 cm) (O12), overlain by bioturbated sandstones
594 deposited in crevasse splays. This succession is capped by a major source rock
595 formed by lacustrine, organic-rich mudstones (U1) that form the UST of Sequence 2.
596 Fluid-flow properties characterize U1 as poorly porous (6.7 %) and impervious (0.4
597 mD).

598 *Reservoir zone 2 (1589 – 1584 m)*

599 Interbedded between prodelta mudstones (Fm) and organic-rich lacustrine
600 mudstones (Fmc), this thin reservoir zone, deposited as part of the UST of Sequence
601 2, is composed of cross-laminated, very fine-grained sandstones (Sr) interbedded
602 with silty-mudstones (U2). They are overlain by trough cross-bedded, medium to fine-
603 grained sandstones, highly fluidized and horizontally-laminated fine-grained
604 sandstones (Sh) (U3) interpreted as distributary channel deposits. Both heterolithes
605 and sandstones show poor reservoir properties (0.1 mD and 0.1 – 2.4 mD,
606 respectively).

607 *Reservoir zone 3 (1567 – 1557 m)*

608 Deposited between finely-laminated prodelta mudstones (Fl), this ~ 4 m thick
609 reservoir zone is formed by distal delta front deposits accumulated in the FST of

610 Sequence 2. It comprises ripple cross-laminated sandstones with discontinuous mud
611 drapes due to fluidization and mostly bioturbation, strongly bioturbated sandstones
612 (Sb) (F2) and heterolites with flaser bedding, fluidization structures and low-moderate
613 bioturbation (F3). Both F2 and F3 show poor to fair porosity (3.8 – 11.9 %), mostly
614 impervious (0.1 mD). Fluidized heterolites may be very poorly permeable (2.8 mD).
615 The degree of bioturbation greatly affects porosity and permeability values by
616 decreasing intergranular pore volume and ability of fluid to flow.

617 *Reservoir zone 4 (1541 – 1534 m)*

618 Like reservoir zone 3, reservoir zone 4 was mostly deposited in distal delta
619 fronts during the FST of Sequence 2. This thin reservoir zone shows many
620 similarities with reservoir zone 3 in terms of facies and fluid-flow characteristics. Thick
621 (3.70 m) ripple-cross laminated, very-fine sandstones with clay laminae disrupted by
622 bioturbation and fluidization (F4) are overlain by bioturbated, very-fine sandstones
623 with coal clasts (< 1 cm) (F5). Porosity in laminated sandstones (F5) is very
624 heterogeneous, poor to fairly good (4 – 12.9 %), and permeability is impervious to
625 poor (0.1 – 4.7 mD). The overlying bioturbated sandstones are impervious (0.1 mD).
626 Once again, bioturbation probably had strong impact on porosity and permeability
627 values.

628 *Non-reservoir zone 1 (1415 – 1402.5 m)*

629 Deposited between laminated and massive prodelta mudstones, this non-
630 reservoir zone is mostly represented by the interbedding of distal bar and prodelta
631 deposits formed during the FST of Sequence 3. Ripple cross-laminated, bioturbated
632 sandstones with mud laminae and coal clasts < 1 cm (F6) are overlain by prodelta
633 massive mudstones (F7) and cross-laminated sandstones (Sr) deformed by
634 bioturbation and fluidization deposited in distal bars (F8). Near the top, the deltaic
635 succession comprises two stacked layers (F9, F10) of laminated, very fine-grained

636 sandstones with discontinuous, fluidized mud drapes. With poor to fair porosity, all
637 layers are impervious (0.1 mD).

638 *Reservoir zone 5 (1400 – 1389.10 m)*

639 Representing the end of the FST in Sequence 3, this interval is dominated by
640 proximal delta front bar deposits at base. They comprise fine-grained, cross-bedded
641 and fluidized sandstones (St) with mud intraclasts up to 4 cm (F11). Porosity and
642 permeability are good (14.1 – 19.1 % and 169.7 mD). These sandstones are overlain
643 by bioturbated prodelta mudstones (F12) that are poorly pervious (3.8 – 7.1 mD), and
644 cross-laminated sandstones deposited in distal delta fronts (F13), also poorly
645 pervious (5.1 mD). The top FST is composed of thick bioturbated, ripple-cross
646 laminated very fine-grained sandstones (Sr) deposited in distal bars and greenish
647 prodelta mudstones (F14), porous (13.1 %) and fairly permeable (7.2 mD).

648 *Reservoir zone 6 (1389.10 – 1383 m)*

649 This thin reservoir zone is part of the OST in sequence 3, and it is mostly
650 composed of distributary channel-fill sandstones. Cross-bedded conglomerates (Gt)
651 with mud intraclasts (< 5 cm) overlie the erosive base, followed by cross-bedded
652 (O13) and low-angle (O14) medium-grained sandstones. The upper portion of this
653 reservoir zone is composed of low-angle laminated sandstones (Sl), and
654 subordinately horizontally-laminated, bioturbated and fluidized sandstones (Sh, Sd)
655 (O15). The basal channel fill (O13) can be poorly porous (6.5 %) and impervious to
656 fairly permeable (0.3 – 20.4 mD), while laminated sandstones show good porosity
657 (19.3 – 19.8 %) and good permeability (39.6 – 110.3 mD). Lower permeability in the
658 upper sandstones are due to higher degree of bioturbation and fluidization. Stacked
659 layers show impervious to good permeability (0.3 – 59 mD), despite good to very
660 good porosity (16.8 – 22.1 %). Channel-fill sandstones are overlain by overbank
661 deposits composed of porous, bioturbated green siltstones (O16) interbedded with

662 very fine-grained sandstones, showing good permeability values (75.3 – 147.5). This
663 succession is capped by lacustrine laminated mudstones (Fl) that belong to the UST
664 of Sequence 4. The remaining systems tracts in Sequence 4 were identified from the
665 gamma-ray signature only because of a thick un-recovered interval in the core (Fig.
666 6).

667 *Reservoir zone 7 (1204.5 – 1198.10 m)*

668 This reservoir zone is part of OST in Sequence 5, and it shows well-defined
669 coarsening-upward successions formed by delta progradation. The base is marked
670 by prodelta laminated siltstones and thin, bioturbated sandstones (Sb) (O17),
671 overlain by rippled sandstones deposited in distal bars (O18), fluidized, fine-grained
672 sandstones deposited in delta fronts (O19), culminating with trough-cross bedded
673 sandstones deposited in mouth bars (O20). Stacked layers (O17-O20) show good to
674 very good porosity and excellent permeabilities, especially in proximal bar deposits
675 (65.8 – 351.3 mD).

676 Overlying proximal mouth-bar deposits, slightly erosive conglomerates with
677 moderate fluidization (O21) marks the onset of a distributary channel system
678 composed of trough cross-bedded and ripple cross-laminated fine sandstones (St,
679 Sr) (O22), mostly deformed by bioturbation and fluidization. Conglomerates show
680 good porosity and pervious properties (21.1% and 70.1 mD), while sandstones are
681 fairly pervious (11.9 mD).

682 The channel-fill succession is overlain by crevasse splay deposits composed
683 of slightly fluidized very fine-grained sandstones (O23), and green, highly bioturbated
684 mudstones (O24) deposited in overbanks. Crevasse splay deposits are porous (17.3
685 %) and pervious (70.8 mD), while overbank deposits are impermeable (4%, 0.1 mD),
686 serving as a local cap rock.

687 *Reservoir zone 8 (1198.10 – 1191.30 m)*

688 This reservoir zone, formed by distributary channel deposits that are part of
689 the OST in Sequence 5, is composed of stacked (0.80 m) trough cross-bedded
690 conglomerates with quartz granules and mud intraclasts (<1 cm). The basal
691 conglomerates (O25) show well defined cross-stratification and very good
692 permeability value (339.2 mD), while the overlying conglomerates are incipiently
693 cross-stratified and abundant mud intraclasts (O26), and fairly permeable (13.7 mD).
694 The overlying channel-fill deposits include ripple-laminated very-fine to fine-grained
695 sandstones (O27), incipient cross-bedded, fluidized sandstones (O28), thicker
696 (1.60m), low-angle laminated, fine to medium sandstones (Sh) interbedded with
697 cross-stratified, locally fluidized sandstones with mm-cm coal laminae (O29). The top
698 of channel-fill deposits comprise incipient cross-bedded sandstones (O30), with
699 variable degrees of fluidization (O31, O32). Channel-fill sandstones (O27- O32) show
700 overall very good porosity values (~20-21%), with fair to very good permeability (5.7
701 – 129.6 mD). Overbank deposits composed of impermeable, bioturbated green
702 siltstones (O33) acting as a cap rock.

703 *Reservoir zone 9 (1190.80- 1189 m)*

704 This thin reservoir zone comprises a channel-fill succession of OST in
705 Sequence 5. The erosive base is covered by thin (0.10 m) trough cross-bedded
706 conglomerates and fining-upward sandstones (St, Sh, Sr) (O34). Porosity is very
707 good (21.2 – 21.7 %) and permeability is good to very good (63.4 – 180.9 mD). The
708 overlying lacustrine organic-rich, laminated mudstones (Flc) are part of the UST in
709 Sequence 6 and act as cap and potential source rocks.

710 *Reservoir zone 10 (1117 – 1108.2 m)*

711 This thin reservoir zone is part of the OST in Sequence 6, mostly deposited in
712 distal environments (prodelta, lacustrine), overlain by thin and rare delta plain
713 succession (distributary channel and overbank deposits). Lacustrine black, organic-

714 rich mudstones (O35) are overlain by thick (1.60 m), massive, bioturbated
715 sandstones and thin planar cross-bedded sandstones (O36). This succession is
716 overlain by massive and laminated greenish mudstones (Fm, Fl) forming silt-mud
717 heterolites (O37), deposited in interdistributary bays. Crevasse splay sandstones
718 (O36) are very porous (21.3 -22 %) and poorly permeable (2.3 – 4.8 mD), while the
719 permeability of mudstones is much lower (1.4 mD).

720 *Reservoir zone 11 (1095.7 – 1092.7 m)*

721 This reservoir zone is part of the initial FST in Sequence 7, and comprises very
722 thin, impervious (4.7%, 0.1 mD) gray, lacustrine mudstones (F15) overlain by very
723 fine to fine-grained trough cross-bedded sandstones (St), interpreted as lacustrine
724 turbidites (F16). Impervious, black organic-rich mudstones (Fmc) overlie the
725 turbidites. Despite the reduced thickness (~30 cm), turbidites are porous (17.4 – 19.6
726 %) and show good permeability (32.3 – 38.4 mD). The two impervious lacustrine
727 layers that bound the turbidites are potential source rocks in Sequence 7.

728 *Reservoir zone 12 (1038 – 1030)*

729 This reservoir zone is part of the OST in Sequence 7 at the top of the Barra de
730 Itiúba Formation, and comprises channel-fill and overbank deposits. Crevasse splay
731 deposits are composed of bioturbated siltstones with discontinuous mud laminae
732 (O38) that are fairly permeable (8 mD), capped by thin organic-rich mudstones. They
733 are overlain by distributary channel deposits that include low-angle and trough cross-
734 bedded, planar and cross-laminated medium-grained sandstones (Sl, St, Sh, Sr)
735 (O39), very thin granulose to pebbly conglomerates (O40), thin sandstones and
736 overbank deposits (Fm). The overlying coarse-grained package includes thin trough
737 cross-bedded conglomerates with quartz granules (Gt) (O41) and horizontally-
738 laminated medium-grained sandstones (Sh) (O42). Thin (0.20 m), organic-rich
739 mudstones (Fmc) interpreted as interdistributary bay deposits are overlain by cross-

740 bedded to massive conglomerates (O43), very-coarse sandstone to conglomeratic
741 sandstones with incipient trough cross-bedding (O44) and the topmost cross-bedded,
742 bioturbated conglomerates (O45), interpreted as amalgamated channel-fill deposits.
743 The top of the succession comprises thick crevasse splay bioturbated sandstones
744 (Sb) and heterolithes (Hb). Porosity values in conglomerates show good to very good
745 quality (15.2 – 25.4 %), with homogeneous and good permeabilities (35.7 – 68.7
746 mD). The topmost bioturbated channel-fill deposit (O45) shows lower permeability
747 values (0.1 – 16 mD).

748 **Include Figure. 6**

749 **7. Conclusion**

750 1. A detailed study of the syn-rift Barra de Itiuba Formation allowed to compare two
751 stratigraphically equivalent sections (well A and B) in different portions of the
752 Sergipe-Alagoas Basin in terms of systems tracts with facies associations. With
753 about 87% recovery (142.85 m), the thinner succession (well A) is located in the
754 Atalaia High (Sergipe Sub-basin), whereas with only about 56% recovery (346.7 m),
755 well B is located in the Furado depocenters (Alagoas Sub-basin).

756 2. In both areas, the sedimentary record comprises mostly Filled systems tract (FST
757 48% in well A and 54% in well B), followed by Overfilled systems tract (OST 33% and
758 27% in wells A and B, respectively), thinner Underfilled systems tracts (UST 19% and
759 20% in wells A and B, respectively).

760 3. In the Sergipe Sub-basin (well A), the syn-rift sedimentation is mostly composed
761 of proximal to distal bars of delta front (46%) largely deposited in FST, and by delta
762 plain deposits composed of superimposed distributary channel bars (15%)
763 associated with overbank (17%). Distal lake deposits, mostly in UST, are poorly
764 represented (21%). In the Alagoas Sub-basin (well B), prodelta (30%) and lacustrine

765 (25%) deposits dominate the succession, followed by delta front distal bars (21%).
766 This difference may be due to increased subsidence and accommodation created by
767 tectonic pulses in well B in relation to well A, although it should be noted that the
768 sedimentary record in well B is incomplete and hence part of the interpretation was
769 based on the gamma-ray signature.

770 4. Grain-size distribution according to systems tracts in the two sections shows major
771 differences. During UST in the basin, accumulation of sand is predominant in well A
772 (48%), while in well B mostly lacustrine clays are preserved (66%). The subsequent
773 FST maintains the same pattern: well A comprises mostly fine to very fine-grained
774 sandstones (66%) deposited in proximal delta bars (56%), and well B is still
775 dominated by fine-grained sediments (42% siltstones and 32% mudstones) deposited
776 in deeper lacustrine environments (68%). OST is characterized by a dominance of
777 coarse-grained distributary channel deposits, and subordinately crevasse splay.
778 Wells A and B show equivalent proportions of silty-mudstones deposited in overbank
779 areas (29% and 30%, respectively). Distributary channels are common in well A
780 (47%), with conglomerates (16%) and channel-fill and crevasse splay fine
781 sandstones (45%). In well B, the proportion of medium to coarse-grained sandstones
782 is higher (26%), mostly associated to distributary channel deposits.

783 5. Porosity and permeability data were analyzed by systems tracts, in relation with
784 grain size and facies associations. In UST, porosity does not increase with grain size,
785 and average porosity is fair in both sections (11% and 12%). Permeability in well A is
786 better in prodelta siltstones (8.0 mD), while sandstones are poorly permeable (1.89
787 mD). Conversely, in well B sandstones show fair permeability (13.98 mD), while
788 deep-lacustrine silty-mudstones show impervious properties (0.7; 0.1 mD).
789 Impervious lacustrine mudstones are thicker and frequently organic-rich in well B,
790 often forming source rocks, and sometimes acting as reservoir cap rock. In FST,

791 porosity and permeability data were mainly collected in delta front sandstones. In well
792 A, distal to proximal bars sandstones (74%) are porous (15.36% and 16.84%) but
793 fairly permeable (7.19 mD and 10.18 mD). In well B, distal bars (70%) are fairly
794 porous (12%) but present good average permeability (19%). OST shows better
795 porosity and permeability values in channel-fill conglomerate deposits. In well A, the
796 best reservoir properties are found in medium to very-coarse-grained sandstones
797 (25%; 341.89 mD). In well B, the best reservoir quality is found in less porous (16%)
798 but highly permeable distributary-channel conglomerates (313.24 mD).

799 6. Porosity and permeability were taken into account to define reservoir and non-
800 reservoir zones. In well A, the sedimentary succession was divided into 11 reservoir
801 zones and 2 non-reservoirs. The best reservoir quality (very good) was found in thin
802 turbidites (reservoir zone 2) and superimposed channel-fill bars with low bioturbation
803 and mud contribution (reservoir zone 4). Good quality reservoir zone was found in
804 proximal delta front deposits (reservoir zone 8) in FST (F7–F9). Two thinner
805 reservoirs zones (9, 11), mostly composed of channel-fill bars deposited during OST
806 show good quality properties. Six low quality reservoir zones were described (1, 3, 5,
807 6, 7, 10). They are mostly formed by bioturbated and fluidized overbank deposits,
808 and subordinately proximal delta front sandbodies (3, 5) deposited in FST. In well B,
809 12 reservoir zones and one non-reservoir were identified. The best reservoir zones
810 (1, 9), with excellent to very good properties, were found in distributary channel
811 deposits. Reservoir zone 9 has very good quality. It is formed by trough cross-
812 bedded conglomerates followed by channel bars, and capped by thick lacustrine
813 mudstones. Thick amalgamated conglomerates (reservoir zone 12) and thin, fine-
814 grained reservoir zones (6, 8) in channel deposits show good reservoir properties.
815 Numerous low-quality reservoir zones (3, 4, 5) comprise ripple cross-laminated
816 sandstones deposited in distal bars. Poor fluid-flow properties (fair to good porosity)

817 resulted mostly from syn-sedimentary deformation of mud drapes, intense
818 bioturbation, and fluidization that caused heterogeneity, and highly decreased fluid-flow
819 properties.

820 **References Cited**

- 821 Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*
822 2, 93-114.
- 823 Aquino, G.S.A.; Lana, M.C., 1990. Exploração na Bacia de SergipeAlagoas: O “Estado da Arte”.
824 Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 4(1), 75-84.
- 825 Astin, T.R & Rogers, D.A., 1991. "Subaqueous Shrinkage Cracks" in the Devonian of Scotland
826 Reinterpreted: REPLY. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 63 (1993) No. 3. (May), Pages 566-
827 567.
- 828 Baumhardt, A.M., 2015. Processos e padrões diagenéticos e seu impacto sobre a qualidade de
829 reservatório dos arenitos da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe-Alagoas. Trabalho de
830 conclusão de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
831
- 832 Best, J.L., Bridge, J.S., 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwares upon stage
833 plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology* 39, 737-752.
- 834 Bizzi, L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H (eds.), 2003. Recursos Minerais
835 Energéticos: Petróleo. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, p.553-564.
- 836 Borba, C., 2009. Estratigrafia de alta resolução aplicada à modelagem de reservatórios do início do
837 rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. 2009. 206 f. Tese (doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos
838 Sinos, Rio Grande do Sul, 2009.
- 839 Borba, C., Paim, P.S.G., Garcia, A.J.V., 2011. Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no Campo de
840 Furado, região de São Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas, *Revista Brasileira de*
841 *Geociências*, volume 41 (1) : 18-36.n
- 842 Campos Neto,O.P., Souza Lima W., Cruz F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. *Boletim de*
843 *Geociências da Petrobras (Cartas Estratigráficas)*, 15(2):405-415.

- 844 Chagas, L.S.; Chirossi, D.S.N.; Cerqueira, R.M.; Hamsi, G.P.; Marques, G. e Lisboa, G., 2003.
845 Evolução tectono-sedimentar do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas e novas perspectivas exploratórias.
846 Relatório Interno. PETROBRAS/DENEST. Aracaju, 74p.
- 847 Chakraborty, T., Sarkar, S., 2005. Evidence of lacustrine sedimentation in the Upper Permian Bijori
848 Formation, Satpura Gondwana basin: palaeogeographic and tectonic implications. Journal of Earth
849 System Science 114, 303-323.
- 850 Chirossi, D.S.N. 1997. Estratigrafia de seqüências e condicionamento tectono-climático num rifte
851 continental (Bacia de Sergipe-Alagoas). Dissertação de Mestrado, UFRGS, 204 p.
- 852 Chirossi, D.S.N., 2005. Seqüências deposicionais de 3^a ordem em riftes continentais: um modelo de
853 tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-
854 Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 13 (2), 181-203. maio/nov.
- 855 Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B., 2006. Sedimentary structures. Terra Publications,
856 Hertfordshire, England (292 pp.).
- 857 Courivaud, S., Goldberg, K., 2018 (in revision). A new approach in high-resolution sequence
858 stratigraphy of early rift deposits, Barra de Itiúba Formation, Sergipe-Alagoas basin, northeastern
859 Brazil. *Sedimentary Geology*.
- 860
- 861 Feijó, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):149-161.
- 862 Foix, N., Pareded, J.M., Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in
863 accomodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo san Jorge basin, Argentina.
864 *Sedimentary Geology* 294, 342-355.
- 865 Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic
866 rocks. SEPM Short Course 9, 161pp.
- 867 Huc, A. Y., Le Fournier,J., Vandenbroucke,M. & Bessereau, G. 1990. Northern Lake Tanganyika - An
868 example of organic sedimentation in an anoxic rift lake. In. KATZ, B. J. (ed.) *Lacustrine Basin*
869 *Exploration- Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists
870 (Tulsa) Memoir, 50, 169-185.

- 871 Marshall, J.D., 2000. Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the
872 lower part of the Skrinkle Sandstones, Dyfed, Wales. *Sedimentology*, vol.47, Issue 2, April 2000, pp.
873 325-342.
- 874 Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2009. Rift sequence stratigraphy, Marine and Petroleum Geology,
875 doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001.
- 876
- 877 Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *EarthScience Reviews*, v. 13,
878 p. 1-62.
- 879 Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In:
880 Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A.D.). Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geologists,
881 Calgary; 597–604.
- 882 Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum
883 Geology. New York: Springer-Verlag, 582 p.
- 884 Mohriak, W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *Geologia, Tectônica e*
885 *Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasilia.
- 886 Retallack, G.J., 2001. Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology (2nd edition). Blackwell
887 Science, Oxford.
- 888 Rodrigues, A.G., Goldberg, K., 2014. Composição primária e padrões diagenéticos dos arenitos da
889 Formação Barra de Itiúba no Alto de Atalaia, Sub-bacia de Sergipe. *Braz. J. Geol. [online]*. 2014,
890 vol.44, n.4, pp.545-560.
- 891
- 892 R. Rosendahl, B & J. Reynolds, D & M. Lorber, P & F. Burgess, C & McGill, James & Scott, D & J.
- 893 Lambiase, J & J. Derksen, S., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika,
894 Africa. Geological Society, London, Special Publications. 25. 29-43. 10.1144/GSL.SP.1986.025.01.04.
- 895
- 896 Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial*
897 *Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5, pp. 187-198.
- 898 Schaller, H., 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*,
- 899 12(1): 21-86.

- 900 Selker, J.S., 1993. Expressions for the Formation of Load Casts in Soft Sediment. *Journal of*
 901 *Sedimentary Petrology*. Vol. 63 (1993) No. 6. (November), Pages 1149-1151.
- 902 Souza-Lima, W., Andrade, E.J., Bengston P., Galm, P.C., 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução
 903 geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix. Edição
 904 especial, 1, 34 p.
- 905 Tiab, D., Donaldson., E., 2012. *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and*
 906 *Fluid Transport Properties. "Porosity and Permeability"*. Elsevier.pg. 67-186.
- 907
- 908 Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high density gravelly traction carpets: possible deposits in the
 909 Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and theoretical considerations of their origin.
 910 *Sedimentology* 36, 513-530.
- 911 Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. IN: Carling, PA., Dawson,
 912 M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 299-
 913 350.

Artigo 3: List of figures and tables in order

Figure. 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of studied wells (and outcrops that allowed the definition of the stratigraphic framework). From Courivaud et al. (2018, in revision).

Figure. 2. Proportion of systems tracts and facies associations of the Barra de Itiúba Formation in the two studied wells (A and B).

Table 1. The studied interval in the Sergipe-Alagoas Basin includes sequence K34-K36, lithostratigraphically corresponding to the Barra de Itiuba and Penedo Formations (after Bizzi et al. 2003).

Table 2. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation (wells A and B), represented by dominant facies associations.

Figure. 3. Comparison between the proportion of facies associations (A) and grain-size distribution by systems tracts (B) in the Barra de Itiúba Formation in wells A and B.

Figure. 4. Comparison between the proportion of facies associations in relation to grain size (A), and porosity (B) and permeability (C) by systems tracts in the Barra de Itiúba Formation in wells A and B.

Table 3. Summary of properties used in the analysis of reservoir quality and the definition of reservoir zones within the sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation in Well A. The graph below relates porosity and permeability with the facies associations.

Table 4. Summary of properties used in the analysis of reservoir quality and the definition of reservoir zones within the sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation in Well B. The graph below relates porosity and permeability with the facies associations.

Figure. 5. Sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation, with the location and detailed characterization of 11 reservoirs zones in well A. Codes in parentheses next to each zone refer to the sequence stratigraphic framework (U, F, O = systems tracts: Underfilled, Filled, Overfilled; numbers = sequential order from base to top in systems tract; e.g. O1 = Overfilled systems tract, lowermost occurrence; O18 = Overfilled systems tract, uppermost occurrence). The Pre-Aratu unconformity (PAU) defines the base of the Barra de Itiúba Formation.

Figure. 6. Sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation, with the location and detailed characterization of 12 reservoirs zones in Well B. Codes in parentheses next to each zone refer to the sequence stratigraphic framework (U, F, O = systems tracts: Underfilled, Filled, Overfilled; numbers = sequential order from base to top in systems tracts; e.g. F1 = Filled systems tract, lowermost occurrence; F16 = Filled systems tract, uppermost occurrence). The Pre-Aratu unconformity (PAU) defines the base of the Barra de Itiúba Formation.

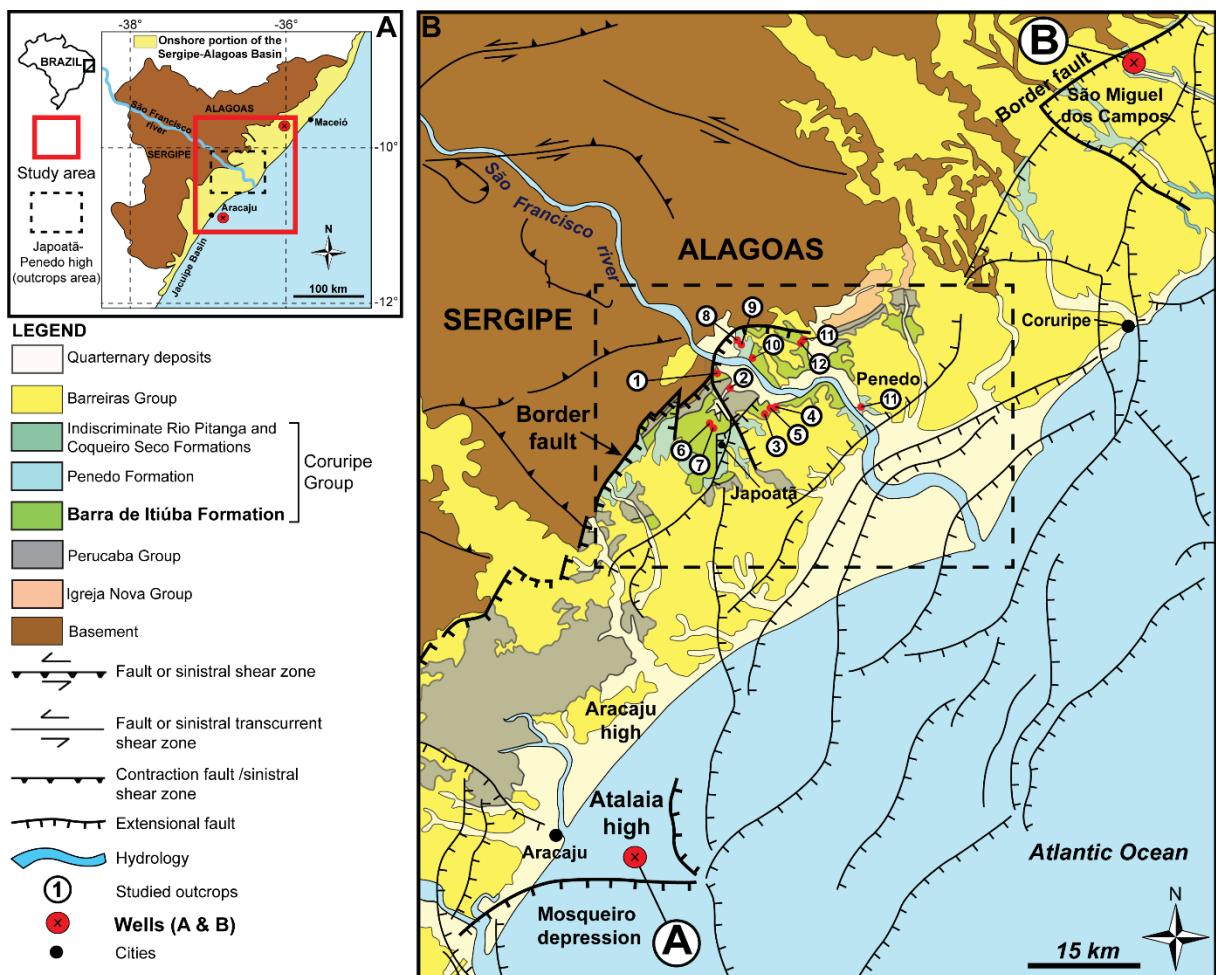


Fig. 1. (A) Location of the Sergipe-Alagoas Basin in Northeastern Brazil. (B) Simplified geological map of the study area, showing the location of studied wells (and outcrops that allowed the definition of the stratigraphic framework). From Courivaud et al. (2018, in revision).

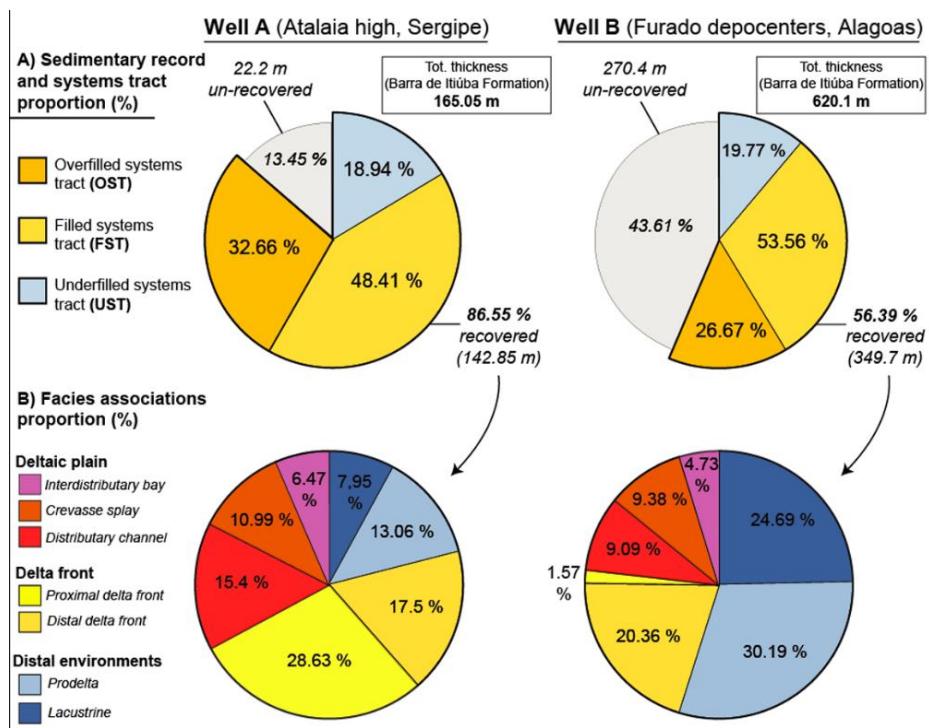


Fig. 2. Proportion of systems tracts and facies associations of the Barra de Itiúba Formation in the two studied wells (A and B).

Table 1. The studied interval in the Sergipe-Alagoas Basin includes sequence K34-K36, lithostratigraphically corresponding to the Barra de Itiuba and Penedo Formations (after Buzzi et al. 2003).

SYSTEM/PERIOD	SERIES/EPOCH	STAGE/AGE	LOCAL AGE	LITHOSTRATIGRAPHY		UNCONFORMITIES
CRETACEOUS	LOWER	APTIAN	ALAGOAS	K40	RP Fm	MACEIÓ FORMATION
		BARREMIAN	JIQUIÁ	K38	RP Fm	M. DO CHAVES FORMATION
		HAUTERIVIAN	BURACICA	RIFT SUPERSEQUENCE		(4) PRE-ALAGOAS UNCONFORMITY (FOURTH TECTONIC PULSE)
		VALANGINIAN	ARATU	K34-K36	RIO GRANDE FORMATION	(3) THIRD TECTONIC PULSE
		BERRIASIAN	RIO DA SERRA	K10-K20	PENEDO FORMATION	
	UPPER	TITHONIAN	-142 Ma ~ DOM JOÃO	J20-K5	BARRA DE ITIÚBA FORMATION	
				PRE RIFT SUPERSEQUENCE		(2) PRE-ARATU UNCONFORMITY (SECOND TECTONIC PULSE)
				CAIOBA SANDSTONE		(1) PRE-RIFT UNCONFORMITY (FIRST TECTONIC PULSE)
				SERRARIA FORMATION		
				CANDEEIRO BANANEIRAS FORMATION		

Table 2. Summary of the lithofacies identified in the Barra de Itiúba Formation (wells A and B), represented by dominant facies associations.

Facies	Description	Interpretation
Gmm	Massive, matrix-supported conglomerates, poorly sorted; subangular grains; dominant quartz granules (subordinate feldspar and rock fragments); abundant mud clasts; 1.6 to 10 m thick beds.	Plastic debris flow (high-strength, viscous) (Miall, 1996).
Gt	Clast-supported conglomerates with trough cross-stratification; subangular grains; dominant quartz and feldspar granules (rare rock fragments and mud clasts); 0.1 to 2 m thick sets.	3D gravel dunes (Rust, 1978; Todd, 1996).
Sh	Fine- to medium-grained sandstones with horizontal lamination; moderately- to well-sorted; 0.2 to 1 m thick beds.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime (Miall, 1977; Best and Bridge, 1992; Marshall, 2000).
Sl	Fine- to coarse-grained sandstones with low-angle cross-stratification; moderately- to well-sorted; 0.2 to 0.9 m thick beds.	Washed-out dunes and hummock dunes (transition between subcritical and supercritical flows) (Harms et al., 1982).
St	Fine- to coarse-grained sandstones with trough cross-stratification; poorly- to well-sorted; frequently fluidized and with weak bioturbation; sub-angular grains; Dominant quartz granules; locally erosive base; 0.15 to 2.8 m thick sets.	3D subaqueous sandy dunes deposited via lower flow regime (Harms et al.; 1982; Miall, 1996; Collinson et al.; 2006).
Sr	Very fine- to medium-grained sandstones with ripple cross-lamination (subcritical to critical climbing angle); very frequently bioturbated; moderately- to well-sorted; centimeter-thick sets forming up to 2.4 m thick co-sets.	Small-scale ripple migration in unidirectional lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1996).
Sd	Fine- to medium-grained sandstones with convoluted lamination and flame structure; moderately- to well-sorted; sometimes bioturbated; 0.1 to 5.8 m thick beds.	Deposits deformed by fluidization.
Sb	Very fine- to medium- grained sandstones with horizontal and vertical burrows; well sorted; 5.9 to 20 m thick beds.	Deposition deformed by bioturbation.
Sm	Fine-to medium-grained, massive sandstones; locally subangular quartz granules; 0.2 to 2 m thick beds.	Deposition of hyperconcentrated flows, fluidization or intensive bioturbation (Todd, 1989; Miall, 1978, 1996).
H	Heterolites with linsen bedding, formed by intercalation of massive siltstones and very fine-grained sandstones; frequently bioturbated; 0.1 to 1.6 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension alternating with deposition from hyperconcentrated flows (Miall, 1996).
Fr	Heterolites with linsen bedding and ripple cross-lamination (subcritical climbing angle); often bioturbation and fluidization; formed by intercalation of massive silt-mudstones and very fine- to fine-grained sandstones; 0.4 to 2.2 m thick beds.	Variation of energy levels, with gravitational settling from suspension alternating with deposition from ripple migration under unidirectional lower flow regime.
Fr	Siltstones- to very fine-grained sandstones with ripple cross-lamination (critical climbing angle); often bioturbated; moderately- to well-sorted; 0.15 to 1.5 m thick beds.	Low-energy tractive currents (Miall, 1977).
Fd	Siltstones- to very fine-grained sandstones with convolute lamination; common load structures and bioturbation; 0.2 cm to 2.9 m thick beds.	Fine deposits deformed by fluidization.
Fl	Yellowish to gray mudstones to siltstones with horizontal lamination; moderately bioturbated; 0.15 to 2.7 m thick beds.	Suspension settling. Zero flow velocity (Astin & Rogers, 1991).
Fb	Greenish to gray bioturbated mudstones, often convolute lamination; 0.1 cm to 3.5 m thick beds.	Suspension settling, deformed by bioturbation.
Fm	Greenish to gray, rarely yellowish, massive mudstones; 0.15 to 3.9 m thick beds.	Suspension settling. Zero flow velocity (Miall, 1977).
C	Black, organic-rich mudstones; massive or laminated, may have coal fragments (< 4 cm); slickensides, often ostracode-rich levels; 0.2 to 5 m thick beds.	Suspension settling of sediments under anoxic or poorly-oxidized conditions (Chakraborty and Sarkar, 2005; Foix et al., 2013).
P	Silty-mudstones with concretions, root traces, highly oxidized level; 40 cm thick bed.	Chemical precipitation in long time-prolonged sub-aerial exposure condition (Retallack, 2001). Intemperized soil.

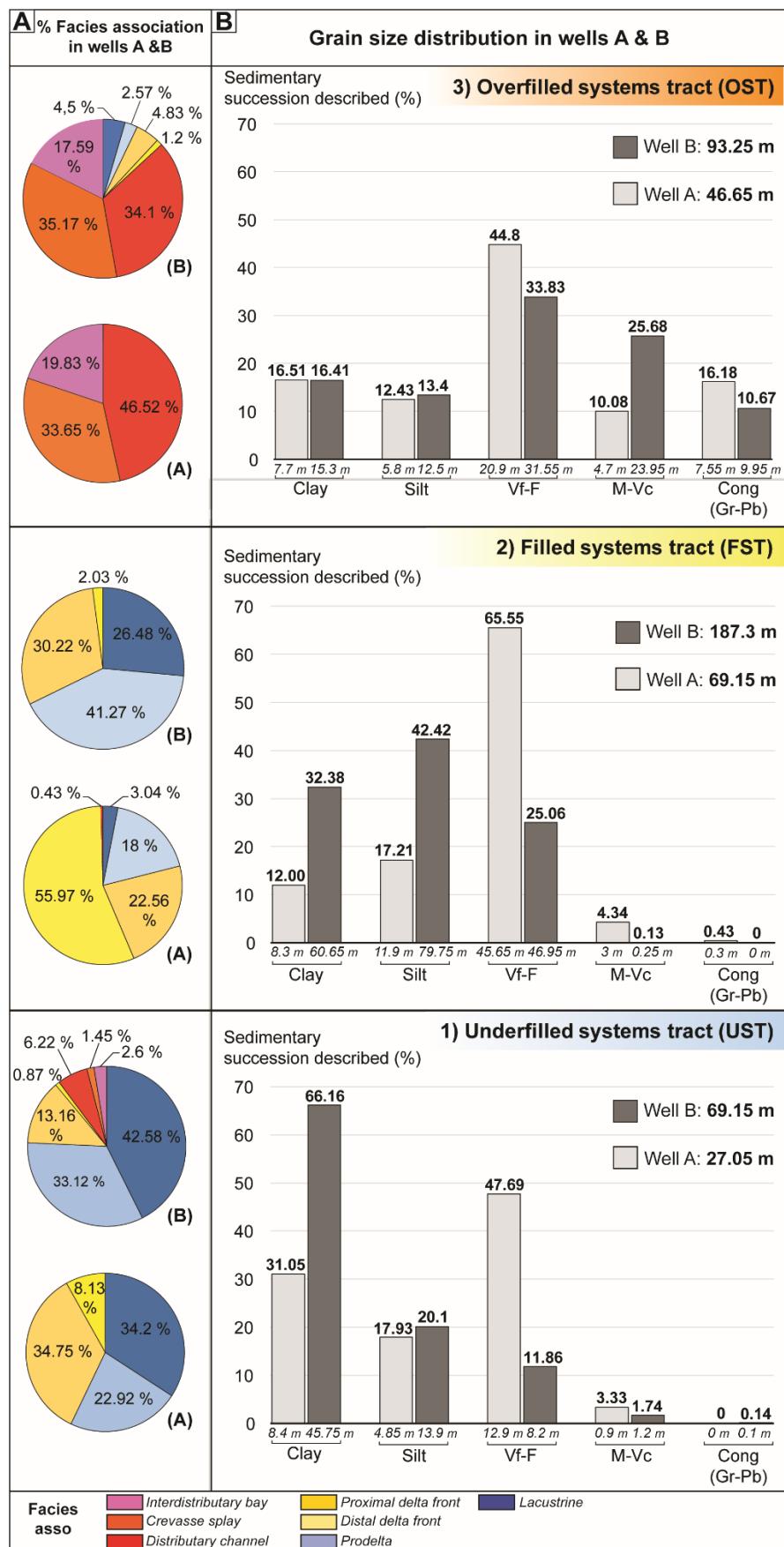


Fig. 3. Comparison between the proportion of facies associations (A) and grain-size distribution by systems tracts (B) in the Barra de Itiúba Formation in wells A and B.

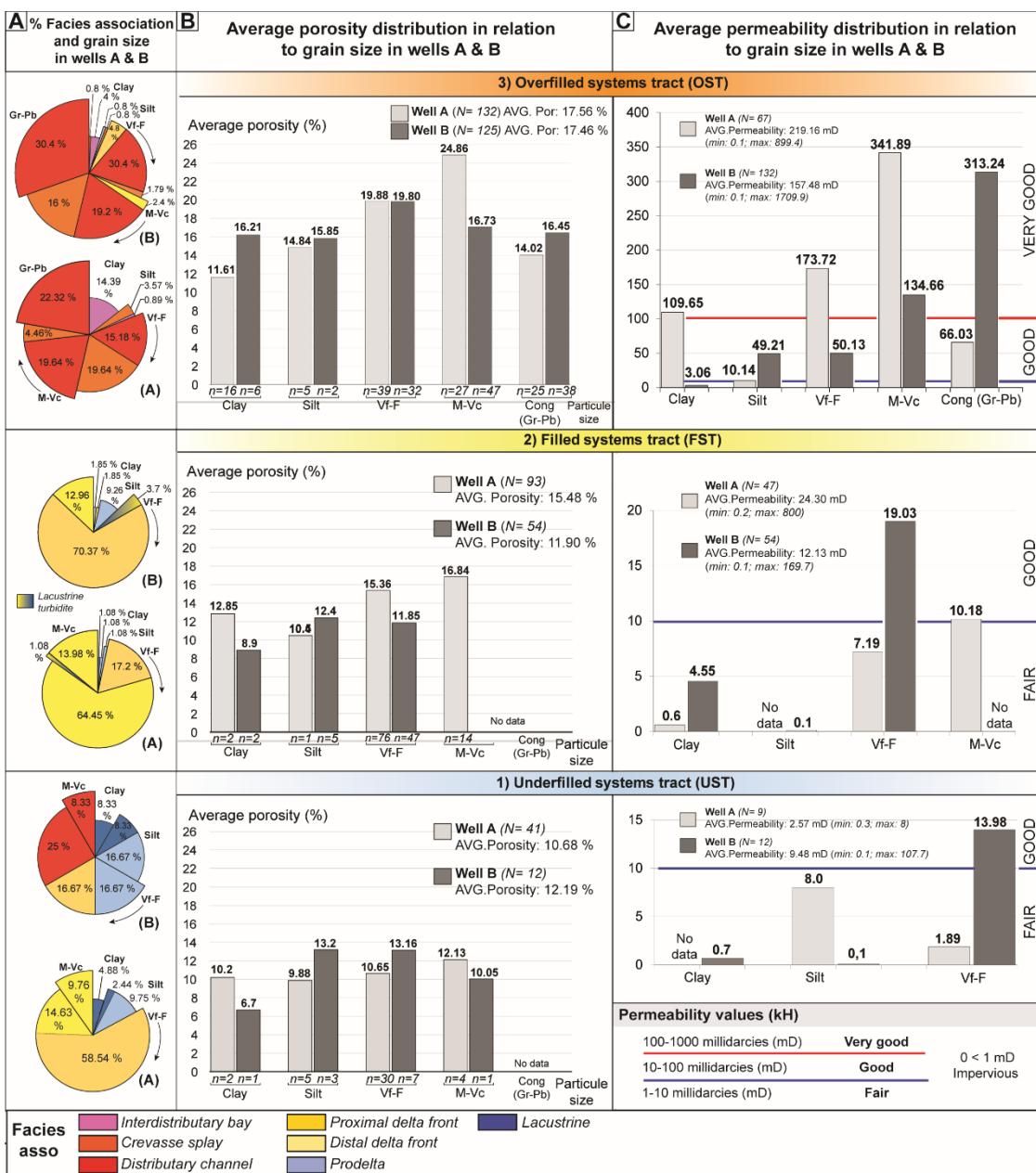


Fig. 4. Comparison between the proportion of facies associations in relation to grain size (A), and porosity (B) and permeability (C) by systems tracts in the Barra de Itiúba Formation in wells A and B.

Table 3. Summary of properties used in the analysis of reservoir quality and the definition of reservoir zones within the sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation in Well A. The graph below relates porosity and permeability with the facies associations.

WELL A (SERGIPE - ATALAIA HIGH) - 1981-1800 m											
Sequence stratigraphy	Bed layers	Samples depth (m)	Facies	Bed layer (m)	Por (%)	kH (mD)	Facies association	Por.quality	Perm.quality	R. Zones	
Seq. 7	OST 7	O18	1801.6 - 1801.2	St	1.20 m	20.9 - 24	6.1 - 23.4	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Fair to Good	11
	FST 7	F11	1802.6 - 1801.7	St	0.30 m	18.9 - 23.8	1.8 - 20	Proximal delta front	Good	Poor to Good	
	UST 7	F10	1802.9	Fl	0.90 - 1.40 m	12.3	0.6	Lacustrine	Fair	Impervious	
Seq. 4	OST 4	O17	1839.2	Sl-Sm	0.50 m	25.1	105.4	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Very Good	10
		O16	1840.3	Sl	0.80 m	22.8	51.3	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good	
	FST 4	F9	1851.2	Sm	0.80 m	22.6	16.6	Proximal delta front	Very Good	Good	8
		F8	1853.2	Sh	1.30 m	23	135.1	Proximal delta front	Very Good	Very Good	
Seq. 3	UST 4	F7	1857	St	0.70 m	18.5	9.7	Proximal delta front	Good	Fair	7
		U2	1866.8 - 1865.8	Stb	1.20 m	17.2 - 18.6	0.3 - 2.8	Proximal delta front	Good	Imp. to Poor	
	OST 3	O15	1867.2 - 1867	Sb	0.6 m	18.1 - 15.8	1.5 - 1.85	Crevasse splay	Good	Poor	
		O14	1875.1 - 1874.1	Gmm-Gt	1.10 m	13.6 - 15.5	0.7 - 1.6	Dist. Channel (conglomerates)	Fair to Good	Imp. to Poor	6
		O13	1876.2 - 1876.1	Sd	2.40 m	13.1 - 15.1	0.9 - 1.6	Crevasse splay	Fair to Good	Imp. to Poor	
		O12	1878.8	Fme	0.40 m	13.3	1.1	Interdistributary bay	Fair	Impervious	
	FST 3	O11	1880.6 - 1879.8	Gt	1.60 m	13.1 - 21.4	1.3 - 7.3	Dist. Channel (conglomerates)	Fair to V.Good	Poor to Fair	
		F6	1881.9 - 1881.1	Srb	1 m	14.1 - 18.6	0.5 - 2.8	Distal delta front	Fair to Good	Imp. to Fair	5
Seq. 2		F5	1885 - 1883.9	Sr	1.70 m	11.2 - 19	0.5 - 13.8	Distal delta front	Fair to Good	Imp. to Good	
	OST 2	O10	1904.5 - 1902.9	St	1.90 m	22.8 - 30.7	170.45 - 810	Dist. Channel (sandstones)	V.Good to Ex	Very Good	4
		O9	1905.8 - 1904.9	Sl	1 m	20 - 29.8	110.85 - 899.4	Dist. Channel (sandstones)	V.Good to Ex	Very Good	
		O8	1908.1 - 1905.9	St	2.20 m	20.6 - 30.6	109.15 - 848.4	Dist. Channel (sandstones)	V.Good to Ex	Very Good	
		O7	1909.2 - 1908.5	Sl	0.60 m	26 - 29.6	169.35 - 460	Dist. Channel (sandstones)	V.Good to Ex	Very Good	
		O6	1909.6	Sl	0.80 m	26.7	410	Dist. Channel (sandstones)	Excellent	Very Good	3
		O5	1910.5 - 1909.8	Sm	0.80 m	13.5 - 24.3	12.1 - 16.7	Crevasse splay	Fair to V.Good	Fair to Good	
	FST 2	F4	1915.8 - 1912.3	St-Sr-Sd	2.80 m	8.6 - 18.6	0.5 - 4.1	Proximal delta front	Poor to Good	Imp. to Fair	
		F3	1918.7 - 1916.1	Sm	3.40 m	15 - 24.6	0.6 - 16.1	Proximal delta front	Good to V.Good	Imp. to Good	
		F2	1924.2 - 1921	Sd	6.50 m	13.3 - 15.2	0.2 - 0.6	Proximal delta front	Fair	Impervious	2
Seq. 1	UST 2	F1	1934.4	St	0.30 m	19.8	800	Lacustrine turbidite	Good	Very Good	N-R 1
		U1	1946.7 - 1945.1	Sb	3.50 m	2.7 - 17.3	1.7 - 1.9	Distal delta front	Neg to Good	Imp. to Poor	
	OST 1	O4	1951.1	Fl	0.30 m	4.8	0.1	Interdistributary bay	Negligible	Impervious	
		O3	1951.9	Gmm	0.15 m	13.4	1.5	Dist. Channel (conglomerates)	Fair	Poor	1
		O2	1958.3 - 1957.4	Sd	0.90 m	18.5	22.3 - 52.6	Crevasse splay	Good	Good	
		O1	1958.5	Gmm	0.30 m	16.1	28.4	Dist. Channel (conglomerates)	Good	Good	

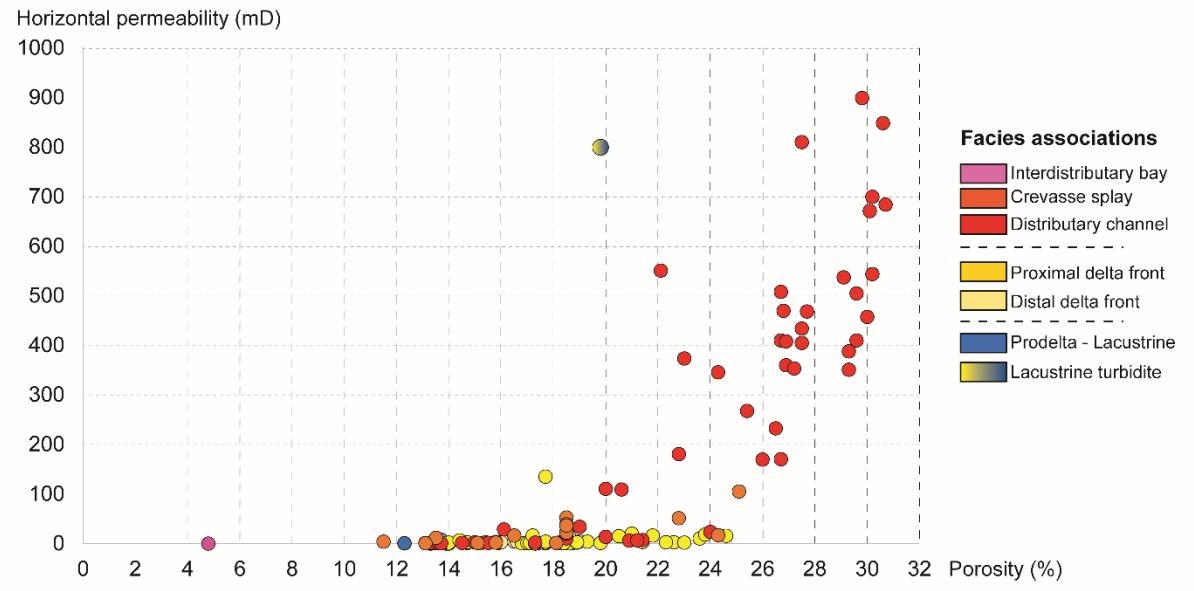


Table 4. Summary of properties used in the analysis of reservoir quality and the definition of reservoir zones within the sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation in Well B. The graph below relates porosity and permeability with the facies associations.

WELL B (ALAGOAS - FURADO DEPOCENTERS) 1624.20 - 979.7 m												
Sequence stratigraphy	Bed layers	Sample depth (m)	Facies	Bed layer(m)	Por (%)	kH (mD)	Facies association	Por. quality	Perm. quality	R. Zones		
Seq. 7	OST 7	045	1031 - 1030.1	Gt	0.25 - 1 m	13 - 16.3	0.1 - 16.6	Dist. Channel (conglomerate)	Fair to Good	Imp. to Fair	12	
		044	1032	Gt	0.40 m	20.8	90.5	Dist. Channel (conglomerate)	Good to V.Good	Good		
		043	1032.8	Gmm	0.50 m	25.4	66.6	Dist. Channel (conglomerate)	Excellent	Good		
		042	1033.5 - 1033.1	Gt	0.60 m	15.9 - 17	47.4 - 68.3	Dist. Channel (conglomerate)	Good	Good		
		041	1033.8	Gt	0.30 m	15.2	51.9	Crevasse splay	Fair to Good	Good		
		040	1034.4 - 1034.3	Gmm	0.10m	17.1 - 20.4	40.9 - 50.6	Dist. Channel (conglomerate)	Good	Good		
		039	1035.6 - 1034.4	Sl-St	1.40 m	21.8 - 22	35.7 - 46	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good		
		038	1036	Fr	0.70 cm	14.8	8	Crevasse splay	Fair to Good	Fair		
	FST 7	F16	1094.19 - 1093.79	St	0.45 m	17.4 - 19.6	32.3 - 38.4	Lacustrine turbidites	Good	Good	11	
		F15	1094.39	Fm	0.15 m	4.7	0.1	Deep-lacustrine	Negligible	Impervious		
Seq. 6	OST 6	037	1108.3	Fl	0.45 m	20	1.4	Interdistributary bay	Good to V.Good	Poor	10	
		036	1109.6 - 1109.1	Sm-(Sd)-(Sb)	1.60 m	21.3 - 22	2.3 - 4.8	Crevasse splay	Very Good	Poor		
		035	1116.3 - 1115.5	Fmc	1.60 m	3.7 - 12.4	0.1 - 0.2	Deep lacustrine	Negligible to Fair	Impervious		
Seq. 5	OST 5	034	1190.6 - 1190.1	Gt - St	1.30 m	21.2 - 21.7	63.4 - 180.9	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good to V.Good	9	
		033	1192.3	Sb	0.80 m	22	0.3	Interdistributary bay	Very Good	Impervious		
		032	1193.2 - 1192.8	St	0.50 m	21.1 - 21.5	15.6 - 60.6	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good		
		031	1193.6	St	0.40 m	19.1	5.7	Dist. Channel (sandstones)	Good	Fair		
		030	1194	St	0.30 m	21.1	17.3	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Fair to Good		
		029	1195.8 - 1194.3	Sh - St	1.60 m	20.2 - 21.8	33 - 99.8	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good		
		028	1196.3 - 1196.1	Std	0.80 m	20.9 - 21.7	47.1 - 129.6	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good to V.Good		
		027	1197.1 - 1196.8	Sr	0.40 m	20.5 - 21.6	73.2 - 103.2	Dist. Channel (sandstones)	Very Good	Good to V.Good		
	OST 3	026	1197.4	Gt	0.40 m	18.8	13.7	Dist. Channel (conglomerate)	Good	Fair to Good	8	
		025	1197.8	Gt	0.40 m	13.6	339.2	Dist. Channel (conglomerate)	Fair	V.Good		
		024	1198.1	Fb	0.30 m	4	0.1	Interdistributary bay	Negligible	Impervious		
		023	1198.6	Sd	0.60 m	17.3	78	Crevasse splay	Good	Good		
		022	1199.3	Sr	0.40 m	20.2	11.9	Dist. Channel (sandstones)	Good to V.Good	Fair to Good		
		021	1199.8	Gt	0.70 m	21.1	70.1	Dist. Channel (conglomerate)	Very Good	Good		
		020	1201.2 - 1200.7	St	0.60 m	17.2 - 21.4	65.8 - 351.3	Proximal delta front	Good to V.Good	Good to V.Good		
		019	1201.4	Sm	0.85 m	19.3	28.7	Proximal delta front	Good	Good		
Seq. 3	FST 3	018	1203.6 - 1201.8	Sr - Sm	1.15 m	18.4 - 21	71.8 - 79.2	Distal delta front	Good to V.Good	Good	7	
		017	1203.6	Fl	0.45 m	16.9	38.1	Prodelta	Good	Good		
		O16	1384.5 - 1384.2	Fb	1 m	19.1	75.3 - 147.5	Interdistributary bay	Good	Good to V.Good		
		O15	1388 - 1385.2	Sl - (Sh) - (Sr)	3.40 m	16.8 - 22.1	0.3 - 59	Dist. Channel (sandstones)	Good to V.Good	Poor to Good		
	FST 3	O14	1388.6 - 1388.4	Sl	0.60 m	19.3 - 19.8	39.6 - 110.3	Dist. Channel (sandstones)	Good	Good to V.Good	5	
		O13	1389.1 - 1388.8	St	0.40 m	6.5 - 16	0.3 - 20.4	Dist. Channel (conglomerate)	Poor to Good	Good		
		F14	1389.3	Fm	0.40 m	13.1	7.2	Prodelta	Fair	Poor to Fair		
		F13	1397.3	Sr	0.50 m	12.1	5.1	Distal delta front	Fair	Poor to Fair		
Seq. 2	FST 2	F12	1397.8 - 1397.6	Fb	0.50 m	16.5 - 17.3	3.8 - 7.1	Prodelta	Good	Poor to Fair	4	
		F11	1400.3 - 1398.1	Sd	2.00 m	14.1 - 19.1	0.7 - 169.7	Proximal delta front	Fair to Good	Imp. to V. Good		
		F10	1403.5	Sr-(Sb)	1 m	5.3	0.1	Distal delta front	Poor	Impervious		
		F9	1403.8	Srd	0.50 m	13.1	0.1	Prodelta	Fair	Impervious		
	UST 2	F8	1409.4 - 1409.1	Sr	1.10 m	7.4 - 10.7	0.1	Distal delta front	Poor to Fair	Impervious	N-R 1	
		F7	1409.8	Fm	0.80 m	11.3	0.1	Prodelta	Fair	Impervious		
		F6	1413.7 - 1411.1	Sr	3.85 m	10.9 - 14.8	0.1	Distal delta front	Fair	Impervious		
		F5	1535.8 - 1534.2	Sb	1.8 m	6.6 - 15.2	0.1	Distal delta front	Poor to Fair	Impervious		
Seq. 1	OST 1	F4	1539.3 - 1536.1	Sr-(Hrb)-(Sd)	3.5 m	4 - 12.9	0.1 - 4.7	Distal delta front	Negligible to Fair	Imp. to Poor	4	
		F3	1562.7 - 1561.2	Hrb	2 m	8 - 11.2	0.1 - 2.8	Distal delta front	Poor to Fair	Imp. to Poor		
		F2	1564.1 - 1563.2	Sr-(Sb)-(Fr)	1.70 m	3.8 - 11.9	0.1	Distal delta front	Negligible to Fair	Impervious		
		U3	1585.8 - 1584.3	St-(Sh)	1.75 m	9.2 - 12.9	0.1 - 2.4	Dist. Channel (sandstones)	Poor to Fair	Imp. to Poor		
		U2	1586.8 - 1586.2	Hr	0.75 m	9.3 - 11	0.1	Distal delta front	Poor to Fair	Impervious		
		U1	1595.4	Fmc	0.70 m	6.7	0.7	Deep lacustrine	Poor	Impervious		
		O12	1595.9	Gmm	0.10 m	19.2	84.6	Dist. Channel (conglomerate)	Good	Good		
		O11	1596.1	Sm	0.40 m	12.6	0.4	Crevasse splay	Fair	Impervious		
	FST 1	O10	1596.6 - 1596.3	St	0.30 m	15.1 - 17.1	91 - 207.7	Dist. Channel (sandstones)	Good	Good to V.Good	1	
		O9	1597.4 - 1596.9	St	0.50	13.8 - 15.9	149.9 - 1577	Dist. Channel (sandstones)	Fair to Good	Very Good		
		O8	1597.6	Sb	0.65 m	18.3	4.2	Crevasse splay/Overbank	Good	Fair		
		O7	1597.9	Gmm	0.15 m	13.5	362	Dist. Channel (conglomerate)	Fair	Very good		
		O6	1598.5 - 1598.2	Gmm-Sm	0.30 m	16.5 - 17.3	461.8 - 1487	Crevasse splay	Good	V.Good to Ex		
		O5	1602 - 1598.9	Gt-St	3.70 m	12.2 - 24.6	103.9 - 1709	Dist. Channel (conglomerate)	Fair to V.Good	V.Good to Ex		
		O4	1605.2 - 1603.3	Sm	2.40 m	14.5 - 19.90	0.5 - 7.1	Crevasse splay	Fair to Good	Imp. to Fair		
		O3	1608.4 - 1606.4	Sm-Sl-St-Sd	2.40 m	9 - 14.1	0.9 - 21.9	Dist. Channel (sandstones)	Poor to Fair	Imp. to V.Good		
	FST 1	O2	1611.4 - 1608.9	Gt-St	2.80 m	13.4 - 15.4	9.7 - 522.5	Dist. Channel (conglomerate)	Fair to Good	Fair to V.Good	2	
		O1	1614.8 - 1614.1	Sl	0.70 m	10 - 21.1	0.5 - 136.3	Dist. Channel (sandstones)	Fair to Good	Imp. to V.Good		

Horizontal permeability (mD)

Facies associations

- Interdistributary bay
- Crevasse splay
- Distributary channel
- Proximal delta front
- Distal delta front
- Prodelta - Lacustrine
- Lacustrine turbidite

Porosity (%)

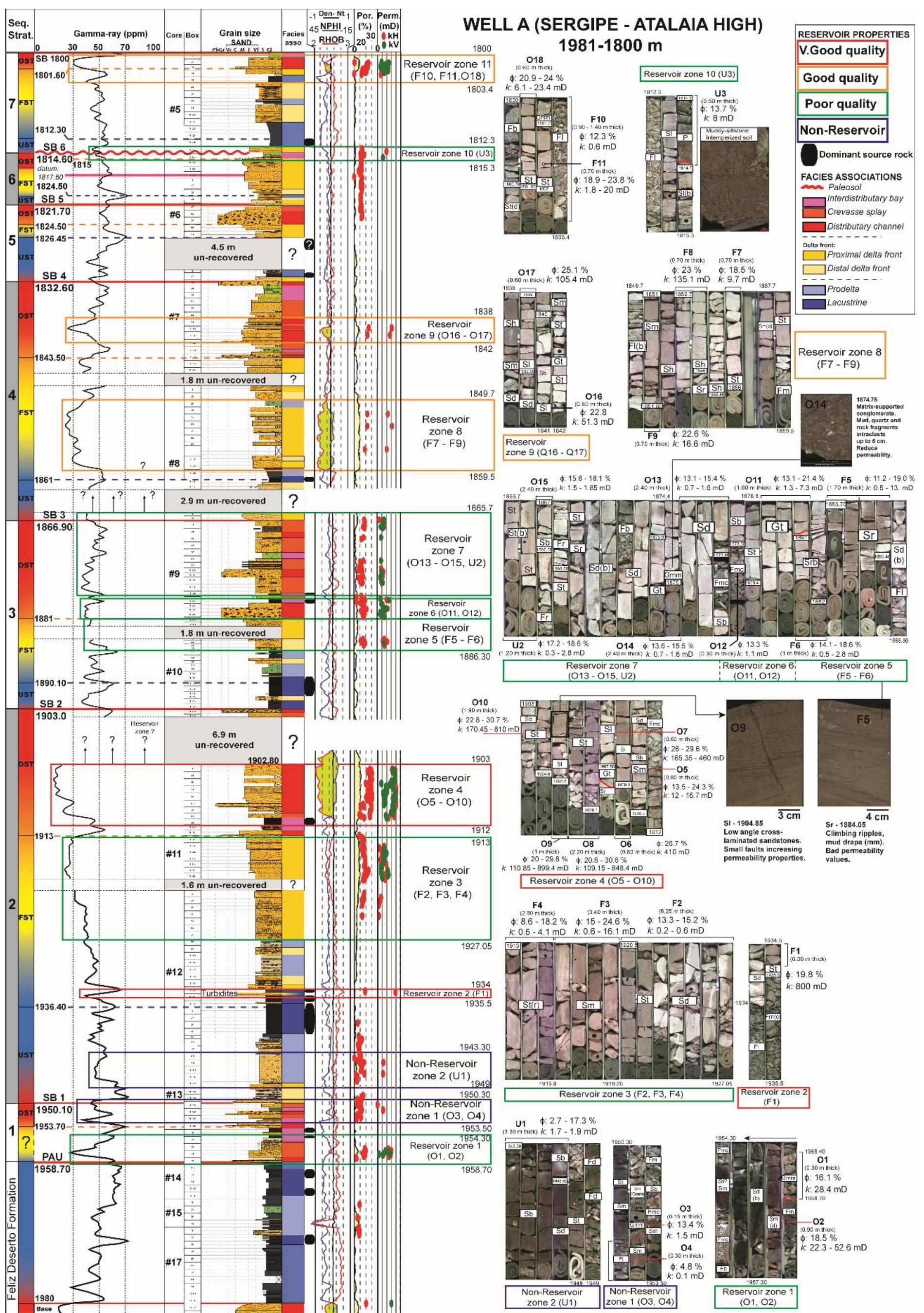


Fig. 5. Sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation, with the location and detailed characterization of 11 reservoir zones in well A. Codes in parentheses next to each zone refer to the sequence stratigraphic framework (U, F, O = systems tracts: Underfilled, Filled, Overfilled; numbers = sequential order from base to top in systems tract; e.g. O1 = Overfilled systems tract, lowermost occurrence; O18 = Overfilled systems tract, uppermost occurrence). The Pre-Aratu unconformity (PAU) defines the base of the Barra de Itiúba Formation.

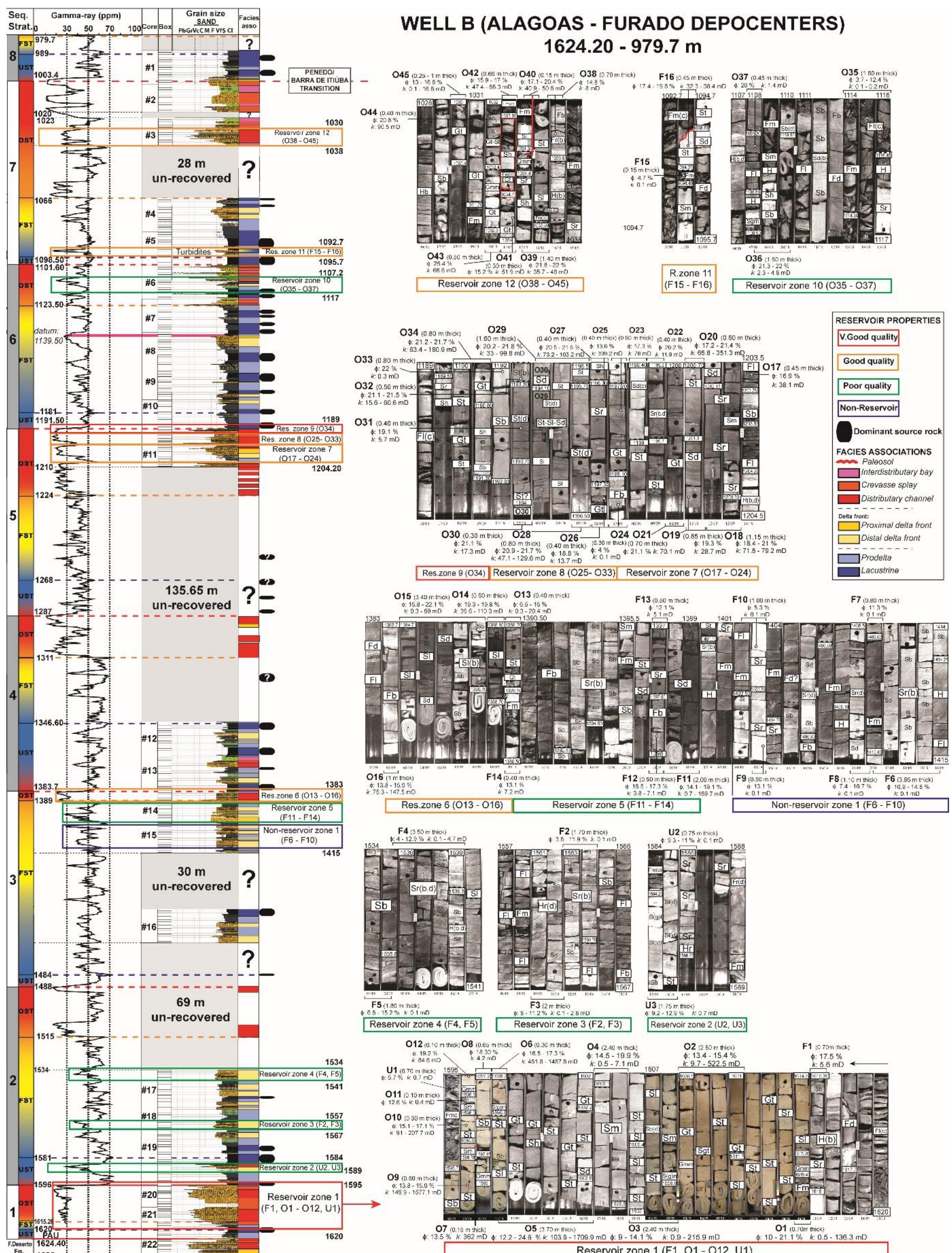


Fig. 6. Sequence stratigraphic framework of the Barra de Itiúba Formation, with the location and detailed characterization of 12 reservoir zones in Well B. Codes in parentheses next to each zone refer to the sequence stratigraphic framework (U, F, O = systems tracts: Underfilled, Filled, Overfilled; numbers = sequential order from base to top in systems tracts; e.g. F1 = Filled systems tract, lowermost occurrence; F16 = Filled systems tract, uppermost occurrence). The Pre-Aratu unconformity (PAU) defines the base of the Barra de Itiúba Formation.

PARTE III

ANEXOS incluindo: figura com resultados em relação com o texto integrador (Anexo 1); artigo em qual o doutorando é co-author (Anexo 2); resumos em eventos (Anexo 3).

Anexo 1: Descrição e interpretação das associações de fáies observadas no registro sedimentar da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe-Alagoas. Os triângulos mostram sucessões idealizadas granocrescentes (progradação deltaica) e granodescrescentes (preenchimento e migração dos canais distributários).

PERFIL A (Bacia de Sergipe)			Area dos afloramentos (Sergipe - Alagoas)			Perfil B (Bacia de Alagoas)			Interpretação geral			
Associação de fáies	Perfis colunares/estratigráficos	Litofácies	Descrição	Arquitetura de fáies e geometria	Perfis estratigráficos	Litofácies	Descrição	Perfis estratigráficos	Litofácies	Descrição		
Canal distributário		Gmm, Gt, St, (Sm)	Conglomerado a arenito muito fino; 0,50-2 m de espessura; superfície de base erosiva com clastos sub-ângulos plurimétricos de quartzo e argila; as vezes formando uma sucessão granocrescente. Muito comum com depósitos de crevasse e baía interdistributária. Raio gama muito baixo quando pouco intraclastos de argila.			Canal distributário entrelaçado Gt, Gmm, St, (Sl)	Conglomerado a arenito mediano; 0,50-7-40 m de espessura; superfície de base erosiva com clastos sub-ângulos plurimétricos de quartzo e argila; as vezes formando uma sucessão granodescrescente. Base dos arenitos entrelaçados (St) caracterizados por presença de grânulos sub-ângulos arredondados de quartzo, e representam superfície de reativação.			Gmm, Gt, St, Sr,(Sd),(Sm)	Conglomerado a arenito muito fino; 1,70-9 m de espessura; superfície de base erosiva com clastos sub-ângulos plurimétricos de quartzo e argila; recoberto principalmente por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (Sr) intercalados com comum camadas decimétricas de arenitos fluidizados e maciços. As vezes mostra uma sucessão granodescrescente.	Canais distributários entrelaçados e meandrantes, depositados em ambiente de planície deltaica/ aluvial ? (raros conglomerados muito grossos).
Depósitos de crevasses		Sd, Sb, Sm, (Sh),(Sr),(Fr) (Fb)	Arenito mediano a muito fino; 0,50-4,20 m de espessura, composto principalmente de arenito fluidizado, bioturbado, muito fino a fino, alternando as vezes com arenitos laminados com estratificações de marcas onduladas (Sr). Frequentemente associada com depósitos de baía interdistributária.	Sem dados				Sm, Sd, Sb, (Sl), (St), (Sr), (Fb)	Arenito mediano a muito fino; 1-6 m de espessura; principalmente arenito fluidizado e bioturbado, fino a muito fino, alternando com arenitos com "ripple"(Sr) e arenitos maciços (Sm). Comumente finas incursões de argilitos esverdeados bioturbados. As vezes forma ciclos granocrescentes bem definidos. Frequentemente associada com fáies de baía interdistributária.	Depósitos de crevasses, resultando da migração lateral do canal já totalmente preenchido.		
Baía interdistributária		Fb, (Fm), (Fd)	Lamitos maciços esverdeados a avermelhados ; 0,40-2 m de espessura, bioturbados; raramente alternando com siltitos fluidizados. Muito comum intercalado com depósitos de crevasses. Espessura geralmente menos de 1 m.			Fm, Fr, (Fb), (Fd)	Lamitos maciços esverdeados; 0,10-1,75 m de espessura, as vezes bioturbados e fluidizados (estrutura de carga); recoberto por siltitos laminados cruzados (Fr). Muito comumente intercalada em um sucessão de canal distributário.		Fb,(Fd), (Fm)	Lamitos esverdeados bioturbados; 0,40-2 m de espessura; raramente alternando com argilitos fluidizados. Presença comum de nódulos óxidos vermelhos (< 2 cm); as vezes intercamados com arenitos de depósitos de crevasses.	Baía interdistributária, bem a pouca desenvolvida; assentamento gravitacional deformado por bioturbação.	
Frente deltaica proximal		St, Sd, (Sh),(Sm)	Arenito grosso a fino; 0,60-4 m de espessura; ocasionalmente com superfície de base erosiva; principalmente representada por arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e arenitos fluidizados, menos comumente arenitos maciços e laminados. As vezes mostra ciclos granocrescentes. Raio gama baixo.			Gd, St, Sh, Sd, (Sl), (Sr), (Sm)	Arenito mediano a fino, amarelo, 1,60-7 m de espessura, com arenitos estratificados (St), laminados (Sh); convolutos e deformados (Sd) depositados em pacotes (decimétricos a metros), e, menos comumente, arenitos com laminação de baixo ângulo (Sl), laminados cruzados (Sr), e maciços (Sm). As vezes conglomerados são representados por uma superfície esfregada (scoured surface).		St, Sd, (Sm)	Arenito grosso a fino; 1-4 m de espessura; principalmente representado por arenitos estratificados (St), fluidizados (Sd), e menos comumente arenitos maciços (Sm). Pouco representado nessa área de estudo. Raio gama baixo	Frente deltaica proximal; barra de desembocadura e barras proximais; processos trativos em regime de fluxo inferior a superior. Geralmente depositado durante progradação deltaica	
Frente deltaica distal		Sb, Sm, Sr, Sd, (Hr)	Arenito mediano a fino, siltoso; bem classificado; 0,50-7,50 m de espessura, principalmente composto de arenito bioturbado e fluidizado, fino a muito fino; alternando com arenito maciço. Muitas vezes, os arenitos laminados com "ripple" representam o topo de uma sucessão levemente granocrescente. Geralmente intercamada com depósitos de prodelta.			Sr, (Sm), (Hr), (H), (Fm)	Arenito fino a muito fino; 0,90-5,50 m de espessura; bem classificado, com laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr), e menos comum, arenito maciço intercalado com heterolitos (H, Hr) e argilitos maciços esverdeados (Fm). Os arenitos com "ripples" são geralmente mais espessos (mais que 1,20 m) e mostram ripples subcriticas a críticas. Em afloramento, sucessões estratigráficas descritas sempre lateralmente estendem-se por mais dezenas a centenas de metros.		Sb, Sd, Sm, Sr, Hr, (Fr), (Fd)	Arenito mediano a muito fino, bem classificado; 0,40-6 m de espessura; composto de arenito bioturbado e fluidizado fino a muito fino, com heterolitos (Hr). As vezes, os arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (Sr) representam o topo de uma sucessão levemente granocrescente.	Frente deltaica distal; barras distais; processos trativos em regime de fluxo inferior com menos energia; e mistura de processos trativos e de decantação. Geralmente depositado durante o inicio da progradação deltaica.	
Prodelta		Fm, Fd, Fb, Fl, (Fr),(Sd),(Sm)	Arenito siltoso a lamito ; 0,50-4 m de espessura composto de argilitos cinzinhos-esverdeados maciços e bioturbados. Algumas incursões de arenitos e argilitos fluidizados. Presença de marcas de oxidação de pirita nos argilitos maciços (Fm). Comumente associada com argilitos orgânicos negros lacustres. Raio gama muito alto.			Fm, Fl, (Sr), (Sm), (Sd), (Fb), (Hr)	Lamito cinza a esverdeado, maciço a lamito; 1-2,5 m de espessura, comumente intercalado com arenitos laminados (Sr), maciços (Sm), heterolitos (Hr), e argilitos bioturbados (Fb). Em afloramento, esta associação de fáies estende-se lateralmente bem, por mais dezenas a centenas de metros.		Fm, Fb, Fd, Fl, (Fr), (Sd),(Sr), (Sm)	Arenito siltoso a argilito; 0,90-4,50 m de espessura; geralmente composto de argilitos esverdeados escuros, bioturbados e maciços. Algumas incursões de argilito fluidizado (Fd) e de arenito laminado (Sr) (< 50 cm). Comum estruturas de carga, e geralmente associada com os argilitos lacustres negros, valores realmente altos em matéria orgânica. Raio gama alto.	Prodelta; assentamento gravitacional (decantação) de depósitos em suspensão; com rara contribuição sedimentar de arenito siltoso fluidizado, em um ambiente subaquático de baixa energia.	
Lacustre		C, Fm, Fl	Negro, espessos lamitos orgânicos negros (C); 2,80-9,80 m de espessura; intercalados com argilitos laminados e maciços escuros. Espessura geralmente plurimétrica e sucessão homogénea; fósseis de bivalves e ostracodos. Raio gama muito alto.			Fl, Fb	Lamito laminado (Fl), homogêneo, cinza a esverdeado; 2,75 m de espessura; com fraca bioturbação, provavelmente de perfurações horizontais e verticais. Esta associação de fáies é somente representada no afloramento 6. Raio gama alto.		C, Fm, (Sl)	Negro, espessos lamitos ricos em matéria orgânica (C); 1-5,50 m de espessura; intercalados com argilitos maciços cinzinhos escuros. Raramente tem presença de turbiditos (queda no raio gama) depositados por fluxo de densidade (Sl). Espessura geralmente plurimétrica e sucessão homogénea. Presença de bivalves e ostracodos.Raio gama muito alto.	Lago raso (afloramentos). Lago profundo anóxico e perene (poços A & B). Depósitos geralmente representam os tratos transgressivos iniciais das sequências.	

Anexo 2:

Marine and Petroleum Geology

Volume 95, August 2018, Pages 16-29



Research paper

Turbidite bed thickness statistics of architectural elements in a deep-marine confined mini-basin setting: Examples from the Grès d'Annot Formation, SE France

G. Pantopoulos ^a , B.C. Kneller ^b, A.D. McArthur ^{a, c}, S. Courivaud ^a, A.E. Grings ^a, J. Kuchle ^a

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, RS, 91501-970, Brazil

^b Department of Geology & Petroleum Geology, University of Aberdeen, Aberdeen, AB24 3UE, UK

^c School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, LS2 9JT, UK

Received 30 June 2017, Revised 15 March 2018, Accepted 10 April 2018, Available online 22 April 2018.

Abstract

Statistical analysis of bed thickness was performed for sampled **turbidite** successions from well-documented architectural elements of the Grès d' Annot Formation to characterize confined deep-water mini-basins of the Tertiary **foreland basin** of SE France. The purpose was to use advanced statistical processing techniques in order to evaluate whether a discrimination of different architectural elements is feasible through observed statistical signatures of bed thickness. Statistical methods were focused on: i) fitting of widely used non-normal theoretical distribution models using robust non-parametric goodness-of-fit statistical tests, and ii) detecting the possible presence of non-random bed thickness clustering using existing and new clustering **estimation methods**. Results indicate that the bed thickness data are best characterized by a multi-modal lognormal distribution model which probably reflects a background sedimentological process. Several datasets exhibit power law as well as exponential thick-bedded tails. The data also exhibit non-random clustering of bed thickness. Discrimination of architectural elements in this confined turbidite succession seems to be feasible based on the characteristics of the observed composite lognormal distributions such as number and variability of the detected components. The estimation of the degree of **facies** clustering has potential for the discrimination of architectural elements in confined basin settings if used in conjunction with alternative estimation methods (such as periodogram estimation). This methodology may now be applied to other confined turbidite successions, be they **outcrops** with less certain architecture, or subsurface datasets with **borehole imaging**.

Anexo 3:



ANÁLISE FACIOLÓGICA-ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA NA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BRASIL

Courivaud, S.¹; Goldberg, K.¹; Caumo Carniel, M.¹

¹Universidade Federal do Rio Grande Do Sul

RESUMO: A Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na costa nordeste do Brasil, é um rifte assimétrico de idade Neocomiano/Barremiano, alongado nas direções NNE /SSO, formado durante o processo de rifteamento que deu origem ao Oceano Atlântico. O estágio sin-rifte corresponde à etapa de subsidência mecânica da bacia, subdividido em várias sequências (K10-K20, K34-K36, K38, K40) que globalmente correspondem ao diferentes episódios tectono-sedimentares (de 2^a. e 3^a. ordem). O objetivo deste trabalho é uma análise faciológica de detalhe dos depósitos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba (que foi depositada durante a sequência K34-K36), visando uma revisão tectônica-estratigráfica da Formação Barra de Itiúba e reconstrução paleogeográfica. Para tanto, foi efetuada uma descrição sedimentológica detalhada (litologia, granulometria, estruturas sedimentares, conteúdo fóssil, paleocorrentes, medidas de raios gama) de dois testemunhos de sondagem (A e B) e 13 afloramentos. O poço A, muito mais espesso, foi perfurado em um dos depocentros do Campo de Furado, localizado na região de São Miguel dos Campos na porção Alagoas, e o poço B na porção offshore da Bacia de Sergipe. Os afloramentos estudados encontram-se na parte norte de Sergipe (nas imediações do Alto de Japoatá) e na região de Penedo, porção sul de Alagoas. Dezessete fácies sedimentares foram identificadas e agrupadas em associações de fácies componentes de um sistema deltaico-lacustre. As espessas sucessões conglomeráticas (Gmm, Gt), associadas com barras arenosas (Sh, St, Sl) e siltitos verde, refletem um ambiente de deposição proximal (canais distributários e baía interdistributária da planície deltaica, frente deltaica proximal), enquanto depósitos finos caracterizados por camadas espessas de folhelhos siltosos verde e argilitos escuros refletem um ambiente distal (prodelta e lago). Além disso, várias associações de fácies refletem um ambiente deltaico intermediário (frente deltaica distal), com a intercalação de depósitos de arenitos finos (Sd, Sr, Sb, Sm) e depósitos principalmente sílticos. A montagem e interpretação de fotomosaicos permitiu entender as mudanças verticais e laterais de fácies, e rosetas de paleoocorrente indicam paleofluxo de sedimentos predominantemente para sul. A integração de um mapa estrutural com a localização de cada seção com a distribuição de fácies e paleocorrentes permitirá compreender a evolução sedimentológica, tectônica-estratigráfica e paleogeográfica da Formação Barra de Itiúba na Bacia de Sergipe-Alagoas.

PALAVRAS CHAVES: BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS, BARRA DE ITIÚBA, RIFTE.



1^a Semana Acadêmica dos Pós-Graduandos do Instituto de Geociências da UFRGS - Integrando as Geociências - 17 a 20 de agosto de 2015 - Porto Alegre/RS

Análise faciológica-estratigráfica da Formação Barra de Itiúba da fase rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas

Simon Courivaud, Karin Goldberg

UFRGS, Courivaudi@gmail.com; UFRGS, karin.goldberg@ufrgs.br

Os riftes continentais são decorrentes da ruptura de um cráton continental e afinamento da litosfera. Este trabalho apresenta uma compilação sobre as bacias de tipo rifte e seus sistemas deposicionais associados, com ênfase na história evolutiva da separação África-América do Sul no nordeste do Brasil. Inicialmente o trabalho será focado nas generalidades sobre a formação de um rifte, quais são os diferentes mecanismos que podem influenciar a sua evolução no tempo e espaço, e os sistemas deposicionais em um rifte. Durante sua evolução, uma bacia de tipo rifte combina diferentes sistemas deposicionais dominantemente continentais, que refletem a influência de um ou mais fatores, como tectônica ou clima, incluindo leques aluviais proximais, sistemas fluviais em uma planície aluvial, deltas lacustres, ou em alguns casos sistemas eólicos. Geralmente após a cessação da subsidência tectônica (estágio rifte), a acomodação da bacia é controlada por subsidência térmica (estágio pós-rifte, margem passiva), quando então os sistemas marinhos gradualmente aparecem; inicialmente por incursões marinhas episódicas, e em seguida pelo desenvolvimento de uma plataforma marinha mais ou menos profunda bem desenvolvida. A Bacia de Sergipe-Alagoas, localizada na costa nordeste do Brasil, é representada como um rifte assimétrico, alongado nas direções NNE/SSO. Sua origem está ligada à ruptura continental do Gondwana e separação da América do Sul e África. A história evolutiva da bacia de um ponto de vista geodinâmico e estratigráfico visa consubstanciar o objetivo principal do projeto de tese, que é um estudo estratigráfico detalhado de alta resolução da Formação Barra de Itiúba, principalmente sistemas deltaico-lacustre, depositada na Bacia de Sergipe-Alagoas durante o estágio rifte.

Palavras-Chave: Rifte; Bacia de Sergipe-Alagoas; Formação Barra de Itiúba.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS"

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: Simon Courivaud

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Dr. Ezequiel Galvão de Souza

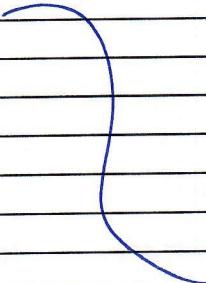
Data: 21/11/18

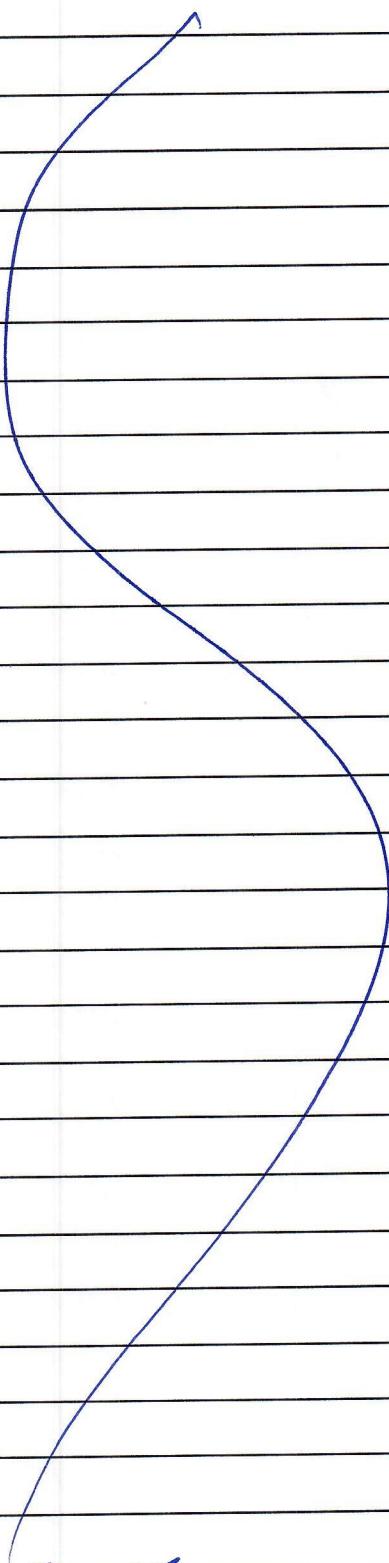
Conceito: **B**

PARECER:

O CONCEITO FINAL DO ALUNO FOI BASEADO NAS SEGUINTE OBSERVAÇÕES DO PRESENTE EXAMINADOR:

- DURAÇÃO DE ELABORAÇÃO DA TÉSE ACIMA DO PRAZO (~~ESTIMADO~~) ESTIPULADO PELO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO.
- A TÉSE CONTÉM ERROS DE PORTUGUÊS E EXPRESÕES NÃO USUAIS DA LÍNGUA QUE DEVEM SER CORRIGIDOS.
- OS ARTIGOS QUE COMPõEM A TÉSE ESTÃO INTIMAMENTE RELACIONADOS, INVIGILIZANDO A LEITURA INDIVIDUAL DE CADA UM.
- A PARTE I DA TÉSE ABRANGE UMA REVISÃO CONCEITUAL QUE PODERIA ENRIQUECER DE MELHOR FORMA A TÉSE. FALTOU UMA DISCUSSÃO MAIS PROFUNDA SOBRE O TEMA.
- O VOLUME DE DADOS UTILIZADOS NA TÉSE É NOTÁVEL, PERMITINDO AO ALUNO UMA MAIOR DISCUSSÃO Sobre o mais aprofundada do tema.
- O AUTOR APRESENTA DOMÍNIO SOBRE O TEMA PODENDO ATINGIR O GRAU DE DOUTOR.





Assinatura:

Data: 21/11/18

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS"

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: Simon Courivaud

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Prof. Dr. Cláudio Borba

Data: 21/11/2018

Conceito: B

PARECER:

O autor fez um estudo integrando informações de afloramento, de dois poços síntesizados em contexto tectônico-estratigráfico distinto de um rifte e une correlação das facies e seqüências de alto resolução com estratigráficas (zonamento) e qualidade (porosidade e permeabilidade) de reservatórios.

A tese foi baseada em melhor, organizada em 3 artigos, após uma introdução sobre Rifts e sobre o rifte da bacia Sergipe-Alagoas. (Revisão bibliográfica). A revisão bibliográfica é bastante completa e dedicada, com bibliografia de qualidade. Existem alguns problemas relacionados à citações bibliográficas e erros de ortografia. Por exemplo: Borba (2011) e Borba et al. (2011); "Formação Rio Itiúba" e não "Formação Itiúba"; A discordância Pre-Ativo é de finida por Galvão & Santos (1994). Faltou também explicitar a fonte (autor) de interpretação estrutural de onda de alto de Jequité.

O artigo 1 apresenta uma boa contribuição em relação ao afloramento da bacia de Sergipe Alagoas. Faltam informar a fonte de interpretação estrutural (fallas normais e de transpaixões), assim como informar as coordenadas GPS dos afloramentos.

O artigo 2 considero o melhor dos 3, onde compara o contexto de base e de alta acromodelação. Faz algumas questões relevantes em relação à segurança, ela se correlacionar seqüências em dois poços síntetizados.

a 250 Km um do outro.

O artigo 3 acha o mais problemático. O autor parece separar as zonas nas fisiestratigráficas, e sem baseado em petrofísica. Além disso, alguns zones parecem nos poços não serem consideradas, assim como, as contrárias, intervalos muito delgados ($< 1m$) foram considerados zones. As estatísticas e seus resultados ficaram confusos, especialmente em reletividade e permeabilidade (fiz
usada rede de antinóos - e na geometria ; e
escala linear - e não log - nos graficos)
A apresentação foi no dia 10 de outubro, bem
pauçada e longevezinha, apesar do português não
ser sua língua nativa.

Assinatura:

Clarice

Data: 21/11/2018

Ciente do Orientador:

M. M.

Ciente do Aluno:

S.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS SIN-RIFTE DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS"

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: Simon Courivaud

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Dr. Juliano Kuchle

Data: 21/11/18

Conceito: B - bom

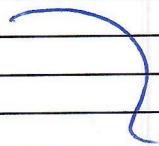
PARECER:

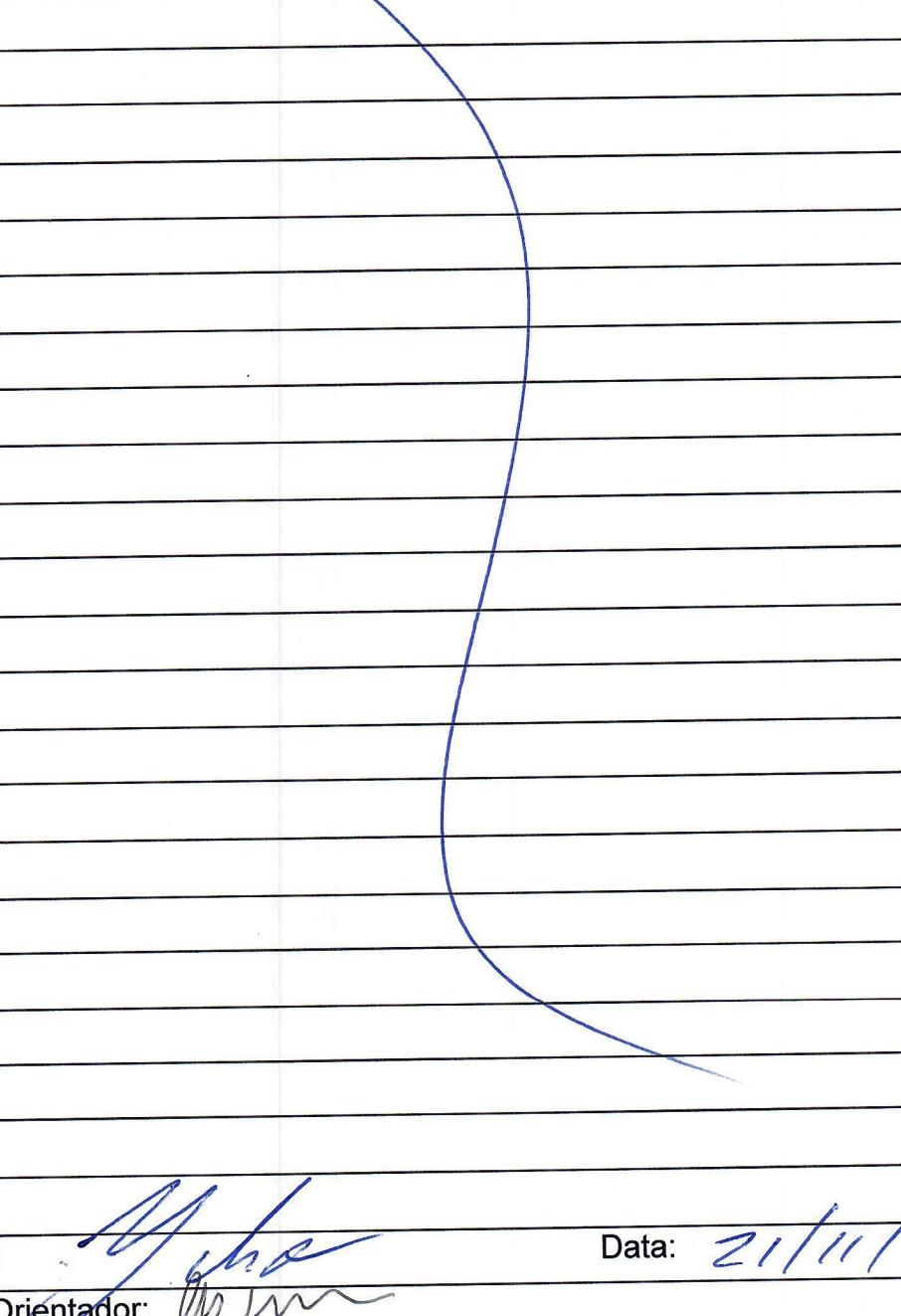
Doutorando APRESENTA um grande volume de dados, domínio da bibliografia e da metodologia. Obtem resultados relevantes e ~~corretas~~ interpretações com patamares.

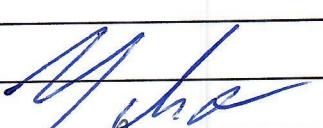
CARECE de revisão ortográfica e de uma melhor organização de dados das assor. de fícies e aprofundamento do arcabouço estratigráfico.

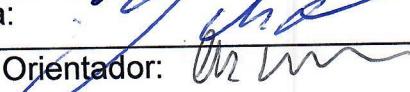
O doutorando APRESENTA plena CAPACITAÇÃO PARA obtenção do grau

Parabéns!





Assinatura:  Data: 21/11/18

Ciente do Orientador: 

Ciente do Aluno: 