

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

ANÁLISE TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE

JULIANO KUCHLE

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Dr. Gilmar Vital Bueno – PETROBRAS

Prof. Dr. Paulo Paim – UNISINOS

Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer – PUC/RS

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

Porto Alegre – 2010

Kuchle, Juliano

Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte./ Juliano Kuchle. –
Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[214 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em
Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Rifte. 2. Estratigrafia de sequências. 3. Tectônica. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

RESUMO

A geologia das bacias sedimentares tem passado por um processo evolutivo significativo nos últimos cinquenta anos. Os procedimentos analíticos iniciais focavam em metodologias descritivas, definições gerais e padronizações. Isso foi fundamental, para a criação de uma linguagem universal, a qual todos entendessem o que estão falando, representando um avanço crucial. Por consequência, a estabelecida metodologia descritiva abriu margem para uma camada superior de análise: a interpretação de processos. Com base nisso, surgiu a estratigrafia de seqüências, que se disseminou, derivou e estabeleceu como um paradigma fundamental na geologia sedimentar moderna. Originalmente, a estratigrafia de seqüências foi desenvolvida para uso específico em margens passiva. Mas atualmente, a compreensão de bacias do tipo rifte está passando por esta transformação, onde relevam-se os processos controladores e o cunho genético é o cerne do entendimento. Diversos modelos foram desenvolvidos, principalmente na década de 90 e primeira década do século XXI. Porém, ao longo do desenvolvimento da presente tese, observou-se que as bacias rifte não podem ser analisadas somente sob um cunho estratigráfico, sendo necessária também uma análise estrutural. Um rifte é o resultado do processo de estiramento de uma crosta (no caso, continental), onde se gera uma depressão (bacia) preenchida por sedimentos. Dada sua natureza mecânica, seu principal controle é estrutural, e sua sedimentação é amplamente controlada pela tectônica. Assim, partindo dos modelos bibliográficos iniciais, foi adaptado e desenvolvido um modelo teórico geral de evolução de bacias rifte, baseado em controles tectono-estratigráficos sob um enfoque genético. Este modelo é aplicado através dos tratos de sistemas tectônicos, que são unidades genéticas baseadas nos padrões de empilhamento, reconhecíveis em poços, seções verticais de afloramentos e sísmica. As bacias rifte apresentam relações complexas entre suas variáveis controladoras, sendo comum a ocorrência de eventos deposicionais correlatos a discordâncias concomitantes, devido a rotação de bloco no meio-gráben, o atraso no aporte sedimentar, devido ao pulso tectônico instantâneo e incapacidade de ajuste automático da rede de drenagem, o que acarreta em uma deposição essencialmente fina relacionada ao pulso tectônico, e uma entrada de sedimentos posterior ao pulso. Por fim, o padrão evolutivo de um meio-gráben faz com que ocorram expansões e retrações na geometria da bacia, o que também acarreta em reajustes da rede de drenagem. Estas relações entre variáveis controlam diretamente os padrões de empilhamento, e o processo de rifteamento desenvolve padrões distintos para cada fase evolutiva, denominadas nesta tese de fases de início de rifte, clímax e final do rifte.

ABSTRACT

The geology of sedimentary basins has gone through an important evolutionary process in the last fifty years. The early analytical procedures focus on descriptive methodologies, general definitions and standardizations. It was fundamental to create a universal language that everyone understood which represents a crucial breakthrough. Consequently, the descriptive methodology established allows a new analytical venture: the interpretation of processes. Based on this, the sequence stratigraphy were developed, which spread, derived and established itself as a fundamental paradigm in modern sedimentary geology. At its origins, the sequence stratigraphy was developed exclusively to passive margin basins. But nowadays, the rift basins have been analyzed based on controlling process and the genetic parameters are in the core comprehension. Several models were developed, mainly at the 90's and the first decade of the XXI century. However, through the elaboration of the present thesis, were identified that the rift basins cannot be analyzed only by a stratigraphic scope. A rift is the result of a crustal stretching process (in this case, continental crust), which generates a depression (basin) filled by sediments. Due to the mechanical evolution of the rift, the tectonic is the main control, and the sedimentation is wide tectonically controlled. Therefore, based on the bibliographical models, this thesis proposed an adapted and developed theoretical model of evolution of rift basins, based on tectonic-stratigraphic controllers from a genetic scope. This model is applied based on tectonic system tracts, which are genetic units based on stacking patterns, recognizable on wells, outcrop vertical sections and seismic sections. The rift basins shows complex relationships between its controlling parameters, as the contemporary erosion and deposition, due to block rotation at the half-graben. Also, the delay of the sedimentary supply, due to the instantaneous tectonic pulse and the inability of rapid adjustment of the drainage net, which results in fine grained sediments related to the tectonic pulse, and a coarse grained sediment input after the pulse. Finally, the evolutionary pattern of a half-graben controls expansions and retreats of the basin geometry, which also rearrange the drainage net. These parameters relationships controls directly the stacking patterns, and the rifting process develops distinctive patterns for each evolutionary phase, named in this thesis as rift initiation, rift climax and rift ending.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
2.	FUNDAMENTOS DA TESE	3
2.1.	PROPOSTA DE TESE	3
2.2.	PREMISSAS DE TRABALHO	3
2.3.	OBJETIVOS	4
2.4.	METODOLOGIA.....	5
3.	DISCUSSÃO BIBLIOGRÁFICA E ESTADO DA ARTE.....	9
3.1.	MODELOS GEODINÂMICOS.....	9
3.2.	A UNIDADE ESTRUTURAL BÁSICA DE UMA BACIA RIFTE: O MEIO-GRÁBEN	20
3.3.	PARÂMETROS CONTROLADORES DE UMA BACIA RIFTE	29
3.4.	MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS DE EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE.....	33
3.4.1.	BOSENCE (1998) - <i>Stratigraphic and sedimentological models of rift basins</i>	33
3.4.2.	PROSSER (1993) - <i>Rift-related linked depositional systems and their seismic expression</i>	38
3.4.3.	GAWTHORPE & LEEDER, 2000 - <i>Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins</i>	46
3.4.4.	MORLEY (2002) - <i>Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data</i>	52
3.4.5.	MARTINS-NETO & CATUNEANU (2010) - <i>Rift sequence stratigraphy</i>	57

4. ARTIGOS CIENTÍFICOS SUBMETIDOS Á PUBLICAÇÃO.....	60
4.1. ARTIGO 1	61
ABSTRACT	63
1. INTRODUCTION	64
2. THE BASIC UNIT OF A RIFT: THE HALF GRABEN.....	65
3. CONTROL PARAMETERS OF EVOLUTION IN RIFT BASINS.....	68
3.1. Contemporary Erosion and Deposition.....	71
3.2. The Delay of the Sedimentary Supply	73
3.3. Expansion of the Graben	77
4. THE GENETIC PACKAGES OF RIFT BASINS: TECTONIC SYSTEM TRACTS AND THEIR STACKING PATTERNS.....	81
5. CASE STUDY: THE RECÔNCAVO BASIN	90
6. SUMMARY: THE SYSTEMATIC MAPPING OF TECTONIC SYSTEM TRACTS	102
7. ACKNOWLEDGEMENTS	102
8. REFERENCES	103
4.2. ARTIGO 2	111
RESUMO	113
ABSTRACT	114
EXPANDED ABSTRACT	115
1. INTRODUÇÃO	118
2. O MODELO ESTRATIGRÁFICO E SUA TRANSPOSIÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA	121
3. APLICAÇÃO DO MODELO SISMOESTRATIGRÁFICO NA BACIA DO RECÔNCAVO ...	129

4.	CONTEXTO CRONOESTRATIGRÁFICO	143
5.	CONCLUSÕES	147
6.	AGRADECIMENTOS	148
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
4.3.	ARTIGO 3	156
	ABSTRACT	Erro! Indicador não definido.
1.	INTRODUCTION	Erro! Indicador não definido.
2.	LOCAL AND REGIONAL GEOLOGICAL SETTING	Erro! Indicador não definido.
3.	DATABASE AND METHODOLOGIC PROCEDURES	Erro! Indicador não definido.
4.	LOCAL COMPOSITE SECTIONS OF THE BASINS	Erro! Indicador não definido.
5.	REGIONAL CORRELATION SIGNATURES	Erro! Indicador não definido.
6.	INTEGRATED MODEL AND INTERPRETATIONS	Erro! Indicador não definido.
7.	CONCLUSIONS	Erro! Indicador não definido.
8.	ACKNOWLEDGEMENTS	Erro! Indicador não definido.
9.	REFERENCES	Erro! Indicador não definido.
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	192
5.1.	SÍNTESE INTEGRADORA	192
5.2.	CONCLUSÕES	169
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	207

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: fragmento do estudo *Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins*, de McKenzie (1978)..... 11
- Figura 2: Modelos geodinâmicos propostos para a evolução de bacias rifte. (A): modif. de McKenzie (1978); (B): modif. de Wernicke & Burchfiel (1982); (C): modif. de Coward (1986); (D): modif. de White & McKenzie (1989). Extraído de Bosence (1998)..... 12
- Figura 3: Modelo evolutivo geodinâmico de rifteamento modificado de Dewey (1988, baseado no modelo de Mackenzie, 1978), onde a partir de uma condição inicial (1), onde existe um equilíbrio entre litosfera e astenosfera (isoterma de 1330° C horizontal), a fase rifte (2) é gerada por uma ascensão astenosférica que gera um afinamento crustal e desenvolvimento da bacia rifte. Ao final da subsidência rifte, ocorre o reequilíbrio térmico com retorno da isoterma 1330°C á sua posição original. O resfriamento e conseqüente espessamento da litosfera induzem uma nova fase de subsidência (neste caso, termal) na área afinada. Assim, a curva de subsidência tectônica apresenta uma fase rifte de alta taxa e uma fase posterior termal, de baixa e decrescente taxa (curva vermelha). A esta curva deve-se adicionar o componente de carga sedimentar (peso dos sedimentos), que deprime flexuralmente a litosfera afinada (resultando na curva verde). 14
- Figura 4: Modelo de rompimento crustal conforme o modelo de estiramento de Mackenzie (1978), extraído de Davis (1984). Como o estiramento é uniforme, a ruptura é simétrica e central, gerando duas bacias espelhadas. 16
- Figura 5: O modelo de Wernicke (1985) propõe um processo de deslizamento sob uma zona de cisalhamento de raiz subhorizontal. Assim, a evolução do rompimento crustal gera bacias diferentes em cada margem continental, tendo uma extensa seção sin-rifte na região à esquerda do modelo, e discretas seções sin-rifte à direita. Outro aspecto importante é que o rompimento não se dá exatamente abaixo do meio-gráben principal, pois neste modelo esta não é a zona de maior afinamento crustal – que no final do processo evolutivo, encontra-se lateralmente adjacente ao meio-gráben principal, com exposição dos complexos de núcleos metamórficos. É nesta zona que ocorrerá a abertura e geração dos primeiros SDR's (*seaward dipping reflectors*) e crostas oceânicas iniciais. 17
- Figura 6: Modelo de múltiplos descolamentos de Lister (1986) baseado no modelo inicial de Wernicke (1985), com uma complexidade avançada do sistema de descolamento e desenvolvimento de meio-grábens adjacentes. 18
- Figura 7: Seção geológica regional da Bacia do Recôncavo, desenvolvida na década de 1950, ilustrando a interpretação de um *tectonic though*. Extraído de Moura & Fernandes (1952). ... 21
- Figura 8: Compartimentação do meio-gráben - o *footwal* é o bloco ascendente em relação ao *hangingwall* como bloco descendente. Adaptado de Davis (1984)..... 21
- Figura 9: Modelo adaptado para o presente estudo, do sistema de meio-gráben com seus principais elementos e compartimentações. Devido à recorrência adjacente dos sistemas de

meio-grábens, denomina-se <i>hangingwall</i> toda a região a qual sofre subsidência, enquanto que a região que sofre soerguimento é denominada <i>footwal</i> . O ponto que regula a ocorrência de <i>footwal</i> ou <i>hangingwall</i> é denominado <i>tilt point</i> . Extraído de Kuchle (2004).....	22
Figura 10: Modelo de meio-gráben com terminações laterais em zonas de transferência, com depocentro bem definido e com inversão de sentido e arqueamento da falha de borda, gerando assim uma sucessão de meio-grábens rotacionados (modif. de Rosendahl <i>et al.</i> , 1986).	25
Figura 11: Variações morfológicas do sistema de falhamentos internos em um meio-gráben individual, podendo este ocorrer como uma simples falha-mestra, ou como um sistema de falhas distributárias. Também, o sistema de falhamentos interno pode ser sintético, ou antitético. Extraído de Rosendahl <i>et al.</i> (1986).....	25
Figura 12: Variações morfológicas das bacias geradas pelo desenvolvimento de sistemas de meio-grábens inversos e conectados, gerando assim, altos estruturais internos à bacia, associados a zonas de transferência. Extraído de Rosendahl <i>et al.</i> (1986).	26
Figura 13: Outras possíveis morfologias geradas por disposições inversas de meio-grábens, gerando sistemas de <i>horst-grabens</i> , altos estruturais internos associados a margens flexurais conectadas e inversões na direção de falhamentos no interior da bacia. Extraído de Rosendahl <i>et al.</i> (1986).	26
Figura 14: Exemplo de terminações laterais de falha de borda, com zonas de transferência, gerando as rampas de revezamento (<i>relay ramps</i>), que controlam as principais entradas de sedimentos em sistemas de meio-grábens adjacentes (transporte indicado pelas setas). Extraído de Ravnás & Steel (1998).	27
Figura 15: (a) - modelo de arranjo de sistemas deposicionais em um meio-gráben, utilizado no presente estudo. (b) - com mais detalhe, é possível estabelecer uma melhor estruturação interna do sistema de meio-gráben. (c) - como variante, o <i>full-graben</i> também pode ocorrer, rearranjando as geometrias e disposições espaciais dos sistemas deposicionais.....	28
Figura 16: Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré- e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. Modificado de Bosence (1998).....	35
Figura 17: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte inicial, conforme Bosence (1998), apresentando a criação inicial das estruturas controladoras dos meio-grábens e aumento da atividade tectônica.....	36
Figura 18: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte médio, conforme Bosence (1998), onde o sistema de riftes atinge a máxima atividade tectônica, com pouco arranjo da rede de drenagem e geração de altas escarpas (ainda não erodidas) nos <i>footwals</i>	36
Figura 19: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte final, conforme Bosence (1998), onde a atividade tectônica diminui, a drenagem se estabiliza e o aporte domina, com erosão das escarpas e entrada de sedimentos nos meio-grábens.	37

Figura 20: Modelo de evolução estratigráfica proposto por Bosence (1998), em uma sub-bacia formada por meio-grábens: na seqüência 1 há, de modo síncrono, onlap, agradação e <i>downlap</i> na área do <i>hangingwall</i> , e erosão/formação de limite de seqüências na área do <i>footwal</i> , devido a subsidência diferencial causada pela falha rotacional do bloco. A seqüência 2 exhibe inicialmente um onlap do <i>hangingwall</i> para o <i>footwal</i> . O limite de seqüências 3 se origina em resposta a rotação de blocos com soerguimento no <i>footwal</i> em sincronia com subsidência no <i>hangingwall</i> . (Extraído de Bosence, 1998).....	37
Figura 21: Seção sísmica idealizada proposta por Prosser (1993) apresentando os respectivos tratos de sistemas tectônicos e suas características diagnósticas.....	41
Figura 22: Bloco diagrama e perfil esquemáticos apresentando a estruturação básica do início do rifte, com um sistema de calhas com escarpas de pequena expressividade. Extraído de Prosser (1993).	42
Figura 23: Linha sísmica e interpretação no rifte do Mar de Barents, extraído de Prosser (1993). Observar a fase de início do rifte (<i>rift initiation, S2</i>), que apresenta na margem flexural (à esquerda) truncamentos erosivos, indicando uma área deposicional maior que o meio-gráben posteriormente desenvolvido.	43
Figura 24: Bloco diagrama e perfil esquemáticos do Clímax do Rifte, mostrando o alto relevo da escarpa da falha de borda do meio-gráben, o avanço dos <i>footwal fans</i> e a retrogradação no <i>hangingwall</i> . O sistema lacustre domina e devido a progressiva criação de espaço, a rede de drenagem não consegue se estabelecer, e o suprimento é baixo. Extraído de Prosser (1993). 44	44
Figura 25: Sucessão estratigráfica vertical idealizada, apresentando os padrões de empilhamento e sistemas deposicionais para os respectivos tratos tectônicos formadores da fase rifte de uma bacia. Extraído de Prosser (1993).	45
Figura 26: Modelo esquemático de Gawthorpe & Leeder (2000) para o processo de conexão de falhas (<i>fault linkage</i>), que controla o desenvolvimento de falhamentos em um rifte, principalmente a falha de borda. Observa-se que no início (A) as falhas apresentam pouco rejeito e pequena extensão lateral. A conectividade lateral (B) faz gradualmente aumentar a extensão do falhamento e seu rejeito até a fase de amplo estabelecimento (C).	47
Figura 27: Blocos diagrama apresentando o modelo evolutivo da conexão de falhas conforme apresentado na Figura 26 (anterior). Extraído de Gawthorpe & Leeder (2000).....	48
Figura 28: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de início do rifte, onde ocorrem pequenas bacias isoladas e o baixo relevo não afeta o sistema de drenagem que corta as estruturas iniciais do rifte.	50
Figura 29: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de interação e conexão de falhas, onde os meio-grábens se desenvolvem, ganham extensão lateral, inicia-se o desenvolvimento de lagos e ocorrem inflexões da drenagem.	51
Figura 30: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de estabelecimento do meio-gráben, onde a atividade tectônica diminui, o sistema de drenagem é fixado e começa efetivamente a transportar sedimentos preenchendo os meio-grábens.....	51

- Figura 31: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de estagnação do falhamento (*fault death*), onde a atividade tectônica praticamente cessa, o transporte de sedimentos é alto, e a erosão das escarpas é intensa. Assim, os sistemas lacustres deixam de existir e o preenchimento dos meio-grábens é total. 52
- Figura 32: Ilustração esquemática do modelo de propagação de falha (*fault propagation*) de Morley (2002), com (a) ligação progressiva de falhas laterais durante um longo período evolutivo, onde se desenvolve uma ampla área deposicional no meio-gráben; (b) ligação progressiva de curta duração e sistemas de falhamentos laterais, desenvolvendo uma falha de borda. Inicialmente, a extensão deposicional do meio-gráben não é grande, e somente se desenvolve com a estabilidade da propagação e altos rejeitos verticais. 53
- Figura 33: Seções esquemáticas do modelo evolutivo de riftes de Morley (2002), com o (a) estágio rifte inicial (depressão sinforme – ex. Usangu Flats), (b) meio-gráben inicial, (c) meio-gráben maturo, e (d) final do meio-gráben. 56
- Figura 34: Modelo esquemático de Morley (2002) mostrando a problemática de definição do final da fase rifte, onde uma situação de (a) preenchimento “pós-rifte” do espaço criado durante a fase rifte, sem atividade tectônica no pós-rifte, pode apresentar a mesma assinatura deposicional de (b) uma reativação tectônica tardia do rifte ou rebaixamento do nível do lago, implicando em registros sedimentares semelhantes. 57
- Figura 35: Arquitetura de uma seqüência rifte completa, conforme Martins-Neto & Catuneanu (2010), apresentando os ciclos de gradação normal (*coarsening upward cycles*) e as fases de subpreenchimento, preenchimento equilibrado e superpreenchimento (*underfilled, filled e overfilled phases*, respectivamente). 59
- Figura 36: Modelo idealizado dos tratos de sistemas tectônicos propostos na presente tese, com seus respectivos padrões de empilhamentos (na margem flexural e na falha de borda) e superfícies limítrofes. Extraído do Artigo 1. 193
- Figura 37: Seção estratigráfica com poços na porção norte da Bacia do Recôncavo, de orientação dip, mostrando os tratos de sistemas tectônicos mapeados e os padrões de empilhamento reconhecidos com base no arranjo dos sistemas deposicionais. Os poços W1 a W5 apresentam o padrão de empilhamento da margem flexural e o poço W6 tem o padrão de empilhamento da falha de borda. Extraído do Artigo 1. 194
- Figura 38: A: Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, com os tratos de sistemas tectônicos, superfícies limítrofes, arranjo dos sistemas deposicionais e padrões de empilhamento (extraído de Kuchle & Scherer, 2010). B: Transposição do modelo estratigráfico de tratos de sistemas tectônicos (A) para a terminologia sismoestratigráfica, com os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limítrofes, terminações estratais e configurações de refletores idealizados para cada trato de sistemas tectônico. C: diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) com o arranjo temporal dos tratos de sistemas tectônicos derivados das figuras A e B. Extraído do Artigo 2. 196
- Figura 39: Seção de correlação estratigráfica regional compreendendo as bacias estudadas. O *datum* é a superfície de inundação no topo do Andar Dom João. Extraído do Artigo 3. 199

Figura 40: Mapa com a distribuição espacial das paleocorrentes da SEQ-1, e o depocentro inicial (basal) da SEQ-1 (traçado espesso), localizado em Camamu e sul do Recôncavo. A migração deste depocentro se dá para o norte, localizado sobre Sergipe-Alagoas, Gabão, Recôncavo Norte, Tucano, Jatobá e Araripe, configurando uma bacia endorreica pelas paleocorrentes fluviais. Extraído do Artigo 3..... 200

Figura 41: Mapa com a distribuição espacial das paleocorrentes da SEQ-2, indicando deflexões de drenagem em Almada (para NE), Recôncavo, Tucano e Araripe (para NW) e Sergipe, Alagoas e Gabão (para SE), o que indica o desenvolvimento de altos estruturais durante a deposição da SEQ-2 (marcados no mapa). Extraído do Artigo 3..... 201

1. INTRODUÇÃO

As bacias do tipo rifte ganharam a atenção dos geólogos com o advento e estabelecimento da tectônica de placas, sendo elas o resultado direto de um dos três esforços primordiais nos movimentos horizontais – os esforços distensivos. As antigas fossas sedimentares, ou parageossinclinais passaram a representar as evidências dos processos de ruptura dos continentes. A caracterização, classificação, tipologia e determinação de nomenclaturas foram os princípios fundamentais na compreensão do processo de rifteamento. Enquanto isso, a estratigrafia como disciplina fundamental passava por uma criação de um novo paradigma que mudou drasticamente o seu curso: a estratigrafia de seqüências. Criada abertamente para atender a procedimentos de exploração de hidrocarbonetos, mostrou-se com o tempo uma robusta e ampla base conceitual de aplicabilidade universal. A aplicação da estratigrafia de seqüências em riftes foi proposta ainda no século passado. A proposta da presente tese é a proposição de modelos baseados na estratigrafia de seqüências aplicáveis em bacias do tipo rifte. É premente a fundamentação conceitual passível de testabilidade nos dados apresentados e em outros dados externos ou outras áreas de estudo. Isso é baseado em termos, conceitos e modelos diretos, bem exemplificados e embasados em conceitos padronizados e já estabelecido. Porém, não esquecendo a aplicabilidade prática que sustenta a humanidade: o processo de obtenção energética – neste caso específico, a exploração de combustíveis fósseis, hidrocarbonetos.

A presente tese é composta por 6 capítulos, incluso este breve preâmbulo. Segue-se o Capítulo 2, que apresenta os Fundamentos da Tese. Basicamente, uma tese é *uma composição intelectual, representando o resultado de uma investigação (no caso, científica), com tema específico e abordagem definida* (Eco, 1996). A tese é fundada sobre uma Proposta de Tese (subcapítulo 2.1), onde é apresentada a sentença primordial do desenvolvimento teórico. É seguida pelas Premissas de Trabalho (subcapítulo 2.2), que são as formulações consideradas

hipoteticamente verdadeiras dentro de uma dada inferência (Azevedo Filho, 2010). Com base na proposta de tese e nas premissas de trabalho, são elencados os objetivos (subcapítulo 2.3), que compreendem os tópicos a serem perseguidos na discussão e orientam os resultados. Para alcançar os objetivos, e desenvolver os resultados, são abordadas em seguida as metodologias e procedimentos práticos adotados (subcapítulo 2.4). Em seqüência, é desenvolvida no Capítulo 3 a Discussão Bibliográfica e o Estado da Arte, que compreende o levantamento de trabalhos publicados que orientaram e auxiliaram a compreensão teórico-prática conceitual de base para o desenvolvimento da tese. A discussão conceitual é embasada em artigos e capítulos de livros e segue uma ordem lógica, iniciando em modelos geodinâmicos de evolução de bacias riftes, definição da unidade básica do meio-gráben, e dos parâmetros controladores de uma bacia rifte. Por fim, são apresentados os modelos tectono-estratigráficos considerados mais relevantes para o desenvolvimento e discussão da presente tese, abordando especificamente cinco modelos principais. Esta base de estudos pretéritos serve para embasar o leitor no conteúdo do corpo da tese apresentado em seguida no Capítulo 4 – Artigos científicos submetidos á publicação. Neste capítulo são apresentados os três artigos submetidos a revistas, íntegros em conteúdo e linguagem, compreendendo este capítulo, o núcleo de desenvolvimento da tese. São eles: Artigo 1 - *Stratigraphic characterization of rift basins based on stacking patterns and their genetic significance* (submetido á *Marine and Petroleum Geology*), Artigo 2 - *Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo* (submetido ao *Boletim de Geociências da Petrobras*) e Artigo 3 - *A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian Depression – the Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Neojurassic) in northeastern Brazilian sedimentary basins* (submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*). Seguindo, no Capítulo 5 – Considerações Finais são apresentadas a síntese integradora, que compõe a integração dos artigos apresentados, e o conjunto de conclusões da presente tese. Para finalizar, as referências bibliográficas do texto são listadas no Capítulo 6. São listadas somente as referências citadas no corpo da tese, sendo as citações dos artigos listadas nos mesmos.

2. FUNDAMENTOS DA TESE

Neste capítulo serão discutidas as informações estruturais que regem o estabelecimento, desenvolvimento e guiam a realização da presente tese. Inicialmente, será abordada a proposta da tese, seguida de suas premissas básicas e hipóteses a serem testadas. Este conjunto dissertativo é a base para a síntese de objetivos focados, seguidos pela metodologia adotada em conjunto, e por fim, a localização geográfica das áreas estudadas.

2.1. PROPOSTA DE TESE

A proposta central de desenvolvimento da presente tese é:

A elaboração de um modelo conceitual tectono-estratigráfico que permita a individualização, compartimentação interna, predição de preenchimento (sistemas deposicionais) e tendências de preenchimento (padrões de empilhamento), de bacias do tipo rifte, com um vínculo direto com os processos controladores da deposição e erosão. Este modelo deve ser aplicável ao conjunto de dados que normalmente suportam a exploração de hidrocarbonetos: poços, afloramentos e levantamentos sísmicos.

2.2. PREMISSAS DE TRABALHO

- O processo de ruptura (*rifting*) de uma crosta continental gera uma bacia sedimentar composta por um meio-gráben ou um sistema de meio-grábens;

- O rifte pode romper efetivamente, gerando uma bacia de margem de placa (usualmente margem passiva), o que fragmenta sua estruturação original, ou abortar, preservando sua estruturação rifte;
- Todos os depósitos anteriores ao rifte são denominados de pré-rifte, os depósitos associados ao rifte de sin-rifte e posteriores de pós-rifte;
- O arranjo lateral dos sistemas deposicionais segue os preceitos básicos da Lei de Walther: "*Facies adjacent to one another in a continuous vertical sequence also accumulated adjacent to one another laterally*" (Middleton, 1973), estabelecendo assim, quando um conjunto de sistemas deposicionais é interpretado como geneticamente relacionado (ocorrem lateralmente dentro do mesmo intervalo temporal), e não são observadas discordâncias internas, um trato de sistemas (*sensu* Brown & Fischer, 1977);
- O arranjo vertical dos sistemas deposicionais responde diretamente a variação do espaço de acomodação, seja ele criado (progradações, retrogradações e agradações) ou destruído (erosões ou regressões forçadas), conforme Catuneanu (2006);
- A evolução de um rifte segue uma tendência global, já observada na literatura, porém com casos diferenciados e especificidades inerentes a cada bacia;
- A análise de corpos rochosos (direta ou indireta) deve obedecer a uma distinção clara de descrição (física – consequência) e interpretação (processos – causa);

2.3. OBJETIVOS

Os objetivos da presente tese são testar e desenvolver com mais detalhe o conjunto de premissas acima discutidas, tendo como objetivo geral:

- Desenvolver, testar e propor um modelo de compartimentação estratigráfica de bacias do tipo rifte, relevando o controle estrutural, baseado em conceitos genéticos como proposto na estratigrafia de seqüências, e fornecer uma proposta de unidades descritas em termos de processos e variáveis atuantes.

Especificamente:

- Utilizar de propostas de análise de estratigrafia de seqüências, conforme desenvolvido na literatura, juntamente com propostas de evolução estrutural de bacias rifte para compor um modelo integrado tectono-estratigráfico;
- Este modelo deve conter uma sistemática clara de mapeamento de unidades, e a informação fundamental de reconhecimento de unidades são os padrões de empilhamento de sistemas deposicionais e o mapeamento de superfícies-chave;
- O modelo desenvolvido com padrões de empilhamento observáveis em dados de poço precisa também ter um conjunto de critérios sismoestratigráficos, dada a relevância do dado sísmico nas geociências;
- A proposta deve avançar além do método descritivo, relevando os processos atuantes e controladores não somente da deposição, mas também dos eventos erosivos e suas relações;
- O contexto dinâmico traduzido em variáveis deve permitir o estabelecimento de uma tendência global, ainda admitindo variações específicas inerentes a cada bacia;
- A sistemática metodológica do modelo deve ser clara, direta e objetiva a fim de permitir um uso amplo, disseminativo, universal e integrador na indústria de geociências, especificamente na exploração de hidrocarbonetos.

2.4. METODOLOGIA

O desenvolvimento da presente tese, sintetizada pelos objetivos supracitados, é sustentado pelo corpo de três artigos científicos submetidos a publicações periódicas, apresentados na íntegra no Capítulo 4. Para o enfoque tectono-estratigráfico relevado, foram adotados os procedimentos metodológicos discutidos abaixo, em um processo executivo linear.

Inicialmente, uma revisão bibliográfica ampla para obter os principais trabalhos publicados em livros e periódicos acerca do tema de bacias rifte. Foi dada uma maior relevância a trabalhos que proponham modelos evolutivos, geralmente sob um cunho estratigráfico ou estruturalista, conforme será discutido no Capítulo 3. Trabalhos que apresentem dados e interpretações sem uma abordagem prima de modelos foram relevados secundariamente, pois podem ser úteis em termos comparativos. Igualmente, trabalhos com enfoques geoquímicos, métodos potenciais, modelagens crustais e outras áreas também foram analisados para fornecer um arcabouço de informações adicionais que sustentem o modelo geral.

A proposta geral do modelo é apresentada no Artigo 1 - *Stratigraphic characterization of rift basins based on stacking patterns and their genetic significance*, e aborda (1) a definição e contextualização do meio-gráben, (2) os fatores controladores de uma bacia rifte, (3) as relações entre os fatores controladores, (4) os padrões de empilhamento reconhecíveis, (5) o conjunto de teorias pré-existentes que fornecem a base conceitual do mapeamento de unidades a partir de superfícies e padrões de empilhamento, (6) o modelo proposto, e por fim, (7) um estudo de caso que exemplifique o modelo, no caso uma seção de correlação na Bacia do Recôncavo (estado da Bahia – Brasil). Para o estudo de caso, foram utilizados seis poços exploratórios, contendo o perfil litológico composto (gerado a partir das amostras de calha, apresentando as litologias ocorrentes gerais), e a perfilagem geofísica de poço (no caso, raios-gama e potencial espontâneo). A determinação litoestratigráfica do poço também foi relevada, dado o caráter regional e a abrangência integral do preenchimento da bacia. O mapeamento das unidades utilizou mais de trinta poços na área de estudo (compartimento norte da Bacia do Recôncavo), e os poços apresentados foram selecionados para melhor apresentar o preenchimento da bacia conforme proposto no modelo, onde existe um controle estrutural e geométrico do meio-gráben sobre a deposição. O reconhecimento dos padrões de empilhamento baseou-se nas tendências litológicas e de perfis geofísicos (representando os sistemas deposicionais envolvidos).

A importância do dado sísmico na análise sedimentar, principalmente para a exploração e produção de hidrocarbonetos, foi relevada para o desenvolvimento do Artigo 2 - *Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo*. Desenvolvido também na Bacia do Recôncavo, no mesmo compartimento norte, porém alguns

quilômetros para o sul, estabelece uma transposição do modelo do Artigo 1 para o ambiente sísmico. A sísmica é um tipo de dado indireto de investigação do subsolo, e os conceitos padrões de interpretação sismoestratigráfica foram sumarizados, discutidos e propostos por Vail *et al.* (1977), na forma de padrões de refletores e terminações de refletores. Quatro aspectos são relevados nas premissas de Vail *et al.* (1977): (1) os refletores representam linhas de tempo deposicionais, e registram eventos deposicionais em episódios distintos. (2) Estes padrões e terminações são diretamente relacionados a eventos com um contexto genético específico que relevam não somente os eventos deposicionais, mas também os eventos erosivos e/ ou não deposicionais – discordâncias. (3) os eventos deposicionais são denominados de seqüências deposicionais, e são limitados por discordâncias. (4) as seqüências apresentam padrões internos e são relacionadas a preenchimentos do espaço de acomodação, enquanto que as discordâncias representam eventos erosivos devido à destruição do espaço de acomodação. Desta maneira, a metodologia de interpretação sismoestratigráfica de Vail *et al.* (1977) foi aplicada utilizando como base conceitual o modelo tectono-estratigráfico proposto no Artigo 1, transpondo os padrões, unidades e superfícies para um ambiente sísmico. Poços com amarração sísmica (a partir de diagramas sintéticos tempo/profundidade) sustentaram a análise dos intervalos e possibilitaram a predição dos sistemas deposicionais envolvidos. O carregamento das linhas sísmicas 2D (migradas finais) e poços foi realizado no software Petrel 2007, da Schlumberger, utilizando licenças cedidas à UFRGS para desenvolvimento de trabalhos acadêmicos.

Por fim, o Artigo 3 - *A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian Depression – the Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Neojurassic) in northeastern Brazilian sedimentary basins*, apresenta uma variante nos dados e no intervalo de estudo. É uma aplicação prática do modelo proposto, no intervalo considerado mais crítico do modelo se comparado com a literatura: o processo e registro do início do rifte. Aqui é proposto que o início do processo de rifteamento não é caracterizado pelo início do clássico e distinguível meio-gráben, e sim por uma ampla bacia, com uma tectônica extensional incipiente marcada por falhas normais de pequeno rejeito, preenchidas por depósitos associados a sistemas flúvio-eólicos e lacustres raros. Assim, o Artigo 3 enfoca na conhecida Depressão Afro-Brasileira, designada aqui como Andar Dom João (devido ao seu posicionamento nos andares cronoestratigráficos locais). O Andar Dom João é abordado nas

bacias de Almada, Camamu, Tucano, Jatobá, Araripe, Sergipe, Alagoas e Gabão, fornecendo assim um modelo deposicional amplo e regional, integrando os registros sedimentares das diversas bacias estudadas. A base de dados compreendeu mais de uma centena de poços exploratórios distribuídos nas bacias supracitadas, e mais de quatro centenas de afloramentos, os quais permitiram desenvolver as seções compostas idealizadas do Andar Dom João de cada bacia. Nas bacias do Araripe e Gabão não foram levantados dados, somente utilizadas seções colunares disponíveis em publicações prévias. Nos afloramentos foram medidas paleocorrentes, que foram fundamentais para a compreensão da direção de aporte e suas mudanças relacionadas as seqüências internas do Andar Dom João. Para isso, foram excluídas as paleocorrentes de intervalos eólicos e consideradas somente as paleocorrentes fluviais. A partir de uma base integrada cartográfica da bibliografia e sistemas GIS (*geographic information system*) foi elaborada uma base de correlação entre o continente Sul-americano e Africano, para a elaboração dos mapas paleogeográficos. A melhor reconstrução obtida espacialmente foi para o final da fase rifte, onde já existe um considerável estiramento crustal, porém para a região de estudo não foram obtidos mapas de reconstrução do topo do Jurássico em uma escala que permitissem um posicionamento mais preciso.

3. DISCUSSÃO BIBLIOGRÁFICA E ESTADO DA ARTE

Dentro da vasta literatura disponível, serão abordados e discutidos somente os trabalhos considerados mais pertinentes para a compreensão de modelos geológicos de bacias rifte. Inicialmente, são discutidos os modelos geodinâmicos, que envolvem os processos físicos de ruptura crustal e a tentativa humana de explicar, modelar e predizer estes processos. Na seqüência, é discutida a geometria e características da unidade fundamental das bacias rifte, que é o meio-gráben. Depois, são discutidos os parâmetros controladores das bacias rifte, e por fim, apresentados e discutidos cinco modelos tectono-estratigráficos de bacias rifte considerados importantes para a presente tese.

3.1. MODELOS GEODINÂMICOS

Para compreender a causa e os processos evolutivos de uma bacia rifte, é necessário observar o comportamento geodinâmico da Terra e os processos geológicos e físicos atuantes em sua evolução. Desta maneira, a formação, desenvolvimento e finalização de uma bacia rifte (abortada ou rompida) encontram-se atualmente descrita a partir dos conceitos da tectônica de placas, e baseada nos processos geodinâmicos atuantes na crosta terrestre e no manto litosférico. Assim, compreendem-se aqui como modelos geodinâmicos aquelas premissas, conceitos e processos atuantes no contexto geral de placa tectônica, no caso relacionado ao seu estiramento, afinamento e rompimento, tendo como reflexo destes processos uma depressão crustal denominada bacia do tipo rifte.

Durante as décadas de 1970 e 1980, diversos modelos geotectônicos de bacias rifte foram elaborados, podendo citar como principais áreas de estudo o Mar do Norte, o Mar Vermelho, os lagos do Leste Africano, Basin and Range (EUA), e a Margem Sul-Atlântica (Bosence, 1998).

Estes modelos iniciais, baseados no conceito de esforço tripartite da tectônica de placas (transtensão, transpressão e transcorrência) sob um campo de movimentos essencialmente horizontal, enfocavam as bacias em análise sob uma óptica regional, não muito preocupada com os padrões de preenchimento sedimentar, e sim com a geometria da bacia, e principalmente, com os processos atuantes na crosta e no manto, capazes de gerar estas bacias.

McKenzie (1978) foi o primeiro autor a propor um modelo de estiramento da litosfera continental, onde a partir de uma situação de controle inicial, um processo atuante de forma rápida, que produz o afinamento crustal e ascensão passiva da astenosfera. Com intenções extremamente quantificadoras e preditivas, McKenzie (1978) desenvolveu seu modelo muito mais direcionado a explicar a relação entre os processos e esforços litosféricos e astenosféricos com o fluxo de calor, campo de esforços e espessura de preenchimento da bacia através de formulações matemáticas, conforme apresentado na reprodução de um fragmento do seu estudo na Figura 1. Posteriormente, Sengor e Burke (1978) reavaliaram o modelo de McKenzie, e organizaram os outros modelos já desenvolvidos em dois tipos de rifte: riftes passivos (associados diretamente a esforços distensivos, extensão crustal e ascensão astenosférica), e riftes ativos (associados a plumas mantélicas e fusão crustal por descompressão).

TABLE 1
 Values of parameters used (mostly taken from Parsons and Sclater [9])

a	= 125 km
ρ_0	= 3.33 g cm ⁻³
ρ_c	= 2.8 g cm ⁻³
ρ_w	= 1.0 g cm ⁻³
α	= 3.28 × 10 ⁻⁵ °C ⁻¹
T_1	= 1333°C
τ	= 62.8 My
kT_1/a	= 0.8 μcal cm ⁻² s ⁻¹
E_0	= 3.2 km

both before and after extension, there is an initial subsidence S_i given by:

$$S_i = \frac{a \left[(\rho_0 - \rho_c) \frac{t_c}{a} \left(1 - \alpha T_1 \frac{t_c}{a} \right) - \frac{\alpha T_1 \rho_0}{2} \right] \left(1 - \frac{1}{\beta} \right)}{\rho_0 (1 - \alpha T_1) - \rho_w} \quad (1)$$

where a is the thickness of the lithosphere and t_c the initial thickness of the continental crust, ρ_0 the density of the mantle, ρ_c that of the continent both at 0°C. ρ_w is the density of seawater, α the thermal expansion coefficient of both the mantle and the crust and T_1 , the temperature of the asthenosphere. The surface of the continent is taken to be at or below sea level, and continental crust is assumed to be conserved. The sign of S_i depends on t_c and is independent of β . Using values for the quantities in (1) in Table 1, taken from Parsons and Sclater [9], S_i is positive if $t_c \geq 18$ km. Hence land areas will subside but regions with thin crust can be elevated by the stretching, though not sufficiently to emerge above sea level. It is of course possible that uncompensated islands may be produced during the extension by block faulting as has happened in the Aegean, or that vulcanism may cause the volume of the continental crust to increase. These processes can elevate part or all of a stretched basin above sea level during exten-

$$= T_1 \beta \left(1 - \frac{z}{a} \right), \quad \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) < \frac{z}{a} < 1 \quad (2)$$

where z is measured upwards from the base of the lithosphere before extension. To determine the subsidence and heat flow as functions of time we must solve the one-dimensional heat flow equation:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3)$$

where κ is the thermal diffusivity, with boundary conditions:

$$T = 0, \quad z = a$$

$$= T_1, \quad z = 0 \quad (4)$$

and initial conditions (2). This is most easily done by Fourier expansion, and is very similar to a solution given by Lubimova and Nikitina [16] for the temperature structure in an oceanic plate. The solution for T is:

$$\frac{T}{T_1} = 1 - \frac{z}{a} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right] \times \exp \left(-\frac{n^2 t}{\tau} \right) \sin \frac{n\pi z}{a} \quad (5)$$

where:

$$\tau = \frac{a^2}{\pi^2 \kappa} \quad (6)$$

As $\beta \rightarrow \infty$ the term in square brackets $\rightarrow 1$ for all n and the solution is that for an oceanic ridge model when all the heat is conducted vertically [9]. The surface heat flux, F , is easily obtained from (5):

$$F(t) = \frac{kT_1}{a} \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right] \exp \left(-\frac{n^2 t}{\tau} \right) \right) \quad (7)$$

The elevation, $e(t)$, above the final depth to which the upper surface of the lithosphere sinks is:

Figura 1: fragmento do estudo *Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins*, de McKenzie (1978).

Assim, o modelo de McKenzie (1978) foi classificado como um rifte do tipo cisalhamento puro (Figura 2A), onde a crosta é uniformemente distendida por um homogêneo cisalhamento puro, retratado por falhamentos e rotação de blocos na região superior rúptil da crosta e deformação dúctil na crosta inferior, gerando assim uma bacia simétrica. É importante observar a simetria da bacia, associada a uma deformação homogênea em uma litosfera igualmente homogênea.

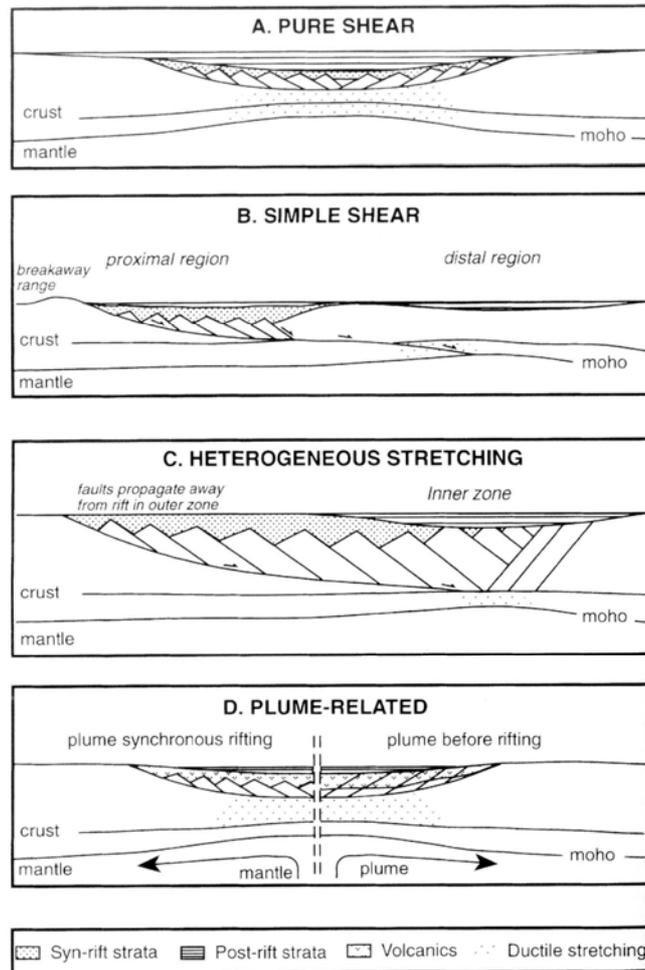


Figura 2: Modelos geodinâmicos propostos para a evolução de bacias rifte. (A): modif. de McKenzie (1978); (B): modif. de Wernicke & Burchfiel (1982); (C): modif. de Coward (1986); (D): modif. de White & McKenzie (1989). Extraído de Bosence (1998).

Posterior a McKenzie (1978), Wernicke & Burchfiel (1982) propuseram o modelo de cisalhamento simples (Figura 2B), onde uma estrutura de gráben assimétrico é desenvolvida por um esforço distensivo em uma litosfera heterogênea, ocorrendo ao longo de uma zona de descolamento na base da crosta e no manto superior em baixo ângulo. Este modelo foi proposto com uma grande preocupação em apresentar dados geológicos (seções sísmicas de reflexão profundas) que comprovassem a existência desta estrutura na natureza, não se focando em formulações teóricas como McKenzie (1978).

Coward (1986) propôs o modelo de estiramento heterogêneo (Figura 2C), o qual abrange características do modelo de cisalhamento puro e de cisalhamento simples em um único rifte,

dependendo da porção da bacia. Este modelo admite zonas laterais e internas ao rifte onde podem ocorrer ascensões mantélicas expressivas (inclusive nucleação de batólitos) relacionadas à *gaps* por extensão.

Por fim, White & McKenzie (1989) propuseram uma modificação do modelo original de cisalhamento puro já estudado anteriormente, porém associado a plumas mantélicas (Figura 2D), o qual explica a ocorrência de vulcanismo em determinadas bacias rifte. Assim, remontando à classificação de Sengor & Burke (1978), o modelo de cisalhamento puro (McKenzie, 1978) e o de cisalhamento simples (Wernicke & Burchfiel, 1982) e Coward (1986) seriam riftes passivos (onde a ascensão mantélica se dá por estiramento crustal), enquanto que o modelo de pluma (White & McKenzie, 1989) seria um rifte ativo (onde o afinamento crustal se dá por ascensão mantélica).

Sob um aspecto teórico-prático oriundo dos tempos presentes da década de 2000, pouco se tem avançado acerca de novos modelos geodinâmicos de evolução de bacias rifte. Porém, sabe-se que nenhum dos supracitados modelos explica completamente uma bacia rifte de forma isolada. Atualmente, é fato que bacias rifte desenvolvem-se utilizando características principais de um ou outro modelo, e os últimos desenvolvimentos em análises quantitativas e modelagens de bacias têm se direcionado a modelos computacionais utilizando escalas de semelhança entre os modelos anteriores, considerados exemplos extremos, juntamente com variações entre modelos ao longo do espaço e do tempo.

Já no modelo inicial de McKenzie (1978) eram previstos padrões de movimentos verticais (subsidiência e soerguimento) relacionados ao processo de rifteamento. Após a fase de estiramento pleno, inicia-se o reequilíbrio térmico, com a isoterma de 1330°C retornando a sua posição inicial (descendendo), conforme apresentado na Figura 3. Até atingir seu equilíbrio, o processo contínuo de resfriamento litosférico gera uma subsidiência em uma área maior que a calha do rifte, e em uma grandeza inferior, relacionada a processos de reajuste termal – subsidiência termal, porém diretamente associada ainda ao processo rifte (não é a subsidiência termal de margens passivas, por exemplo). A esta subsidiência mecânica e subsequente termal de reajuste, deve-se adicionar um fator adicional que é a subsidiência de carga pela pilha de sedimentos que preenchem a depressão bacinal (Figura 3).

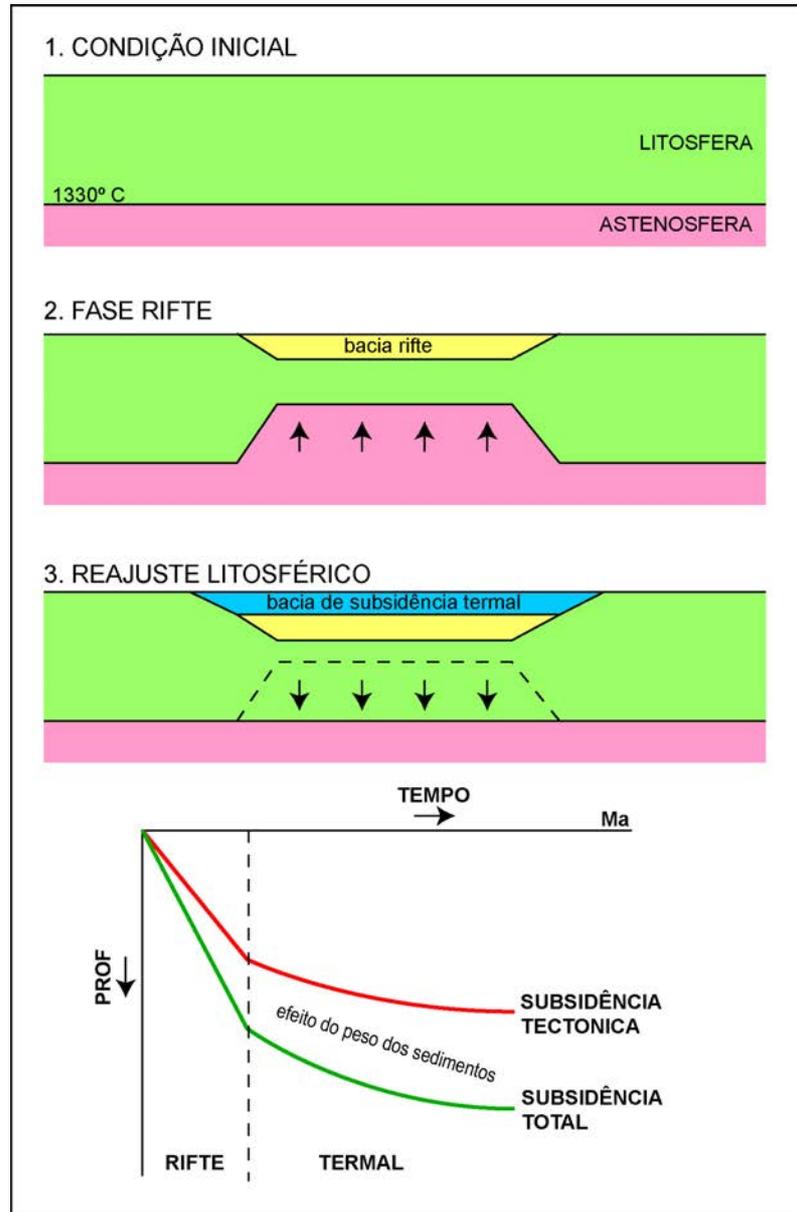


Figura 3: Modelo evolutivo geodinâmico de rifteamento modificado de Dewey (1988, baseado no modelo de Mackenzie, 1978), onde a partir de uma condição inicial (1), onde existe um equilíbrio entre litosfera e astenosfera (isoterma de 1330° C horizontal), a fase rifte (2) é gerada por uma ascensão astenosférica que gera um afinamento crustal e desenvolvimento da bacia rifte. Ao final da subsidência rifte, ocorre o reequilíbrio térmico com retorno da isoterma 1330°C á sua posição original. O resfriamento e conseqüente espessamento da litosfera induzem uma nova fase de subsidência (neste caso, termal) na área afinada. Assim, a curva de subsidência tectônica apresenta uma fase rifte de alta taxa e uma fase posterior termal, de baixa e decrescente taxa (curva vermelha). A esta curva deve-se adicionar o componente de carga sedimentar (peso dos sedimentos), que deprime flexuralmente a litosfera afinada (resultando na curva verde).

O estiramento crustal é determinado pelo fator Beta (bt), que é a espessura crustal inicial dividida pela espessura crustal final após o estiramento. Assim, um $bt=1$ significa que não houve estiramento, enquanto que um $bt=2$ significa que a espessura crustal foi reduzida à metade. Um $bt=\infty$ (infinito) significa que teoricamente a crosta foi rompida (Dewey, 1988). O fator beta é um parâmetro fundamental para modelos teóricos de rifte, pois fornece informações cruciais para a determinação de processos evolutivos e tipologia do rifteamento ao longo do tempo. De uma forma básica, Dewey (1988) afirma que bacias com beta inferior a 1.7 não desenvolvem o sistema de abertura completo, acabando como riftes abortados. Já um beta superior a 1.7 desenvolve um sistema efetivo de ruptura, gerando uma margem passiva. O mesmo fator beta serve para uma relação direta com a presença de vulcanismo em riftes (associado também à taxa de estiramento), onde um beta inferior a 2 não gera vulcanismo associado, beta entre 2 e 3 permite ocorrências eventuais de vulcanismo, beta entre 3 e 4 gera vulcanismo certo, beta entre 4 e 4.43 gera grandes derrames vulcânicos, e um beta superior a 4.43 já indica um rompimento efetivo total da crosta (Dewey, 1988).

O processo efetivo de separação de um rifte possui implicações distintas dependendo do modelo geodinâmico adotado. Com o modelo de McKenzie (1978) de cisalhamento puro, a geometria pré-rompimento é o clássico *Texas Longhorn*, e como a ascensão mantélica e o afinamento crustal máximo é exatamente abaixo da depressão central, o rompimento é simétrico, gerando duas bacias com geometria espelhada (Figura 4). Já o modelo de Wernicke (1985), detalhando o modelo inicial (Wernicke & Burchfiel, 1982) que propõe o cisalhamento simples, estabelece que uma placa superior deslize sobre uma placa inferior, em uma zona de cisalhamento subhorizontal. Isso faz com que a calha rifte sofra uma expansão ao longo de um eixo paralelo ao sistema de descolamento subhorizontal profundo e a ascensão mantélica migre ao longo da zona de descolamento, até chegar à zona de maior afinamento e exposição de complexos de núcleos metamórficos da base da crosta (Wernicke, 1985). É sobre esta exposição de complexos de núcleos metamórficos que ocorrem os primeiros derrames de crosta oceânica, caracterizados pelos *seaward dipping reflectors* (SDR). Assim, a ruptura de um rifte deste tipo gera duas bacias marginais com estruturas rifte distintas, e comumente com extensões de crosta continental estirada desproporcionais (Figura 5).

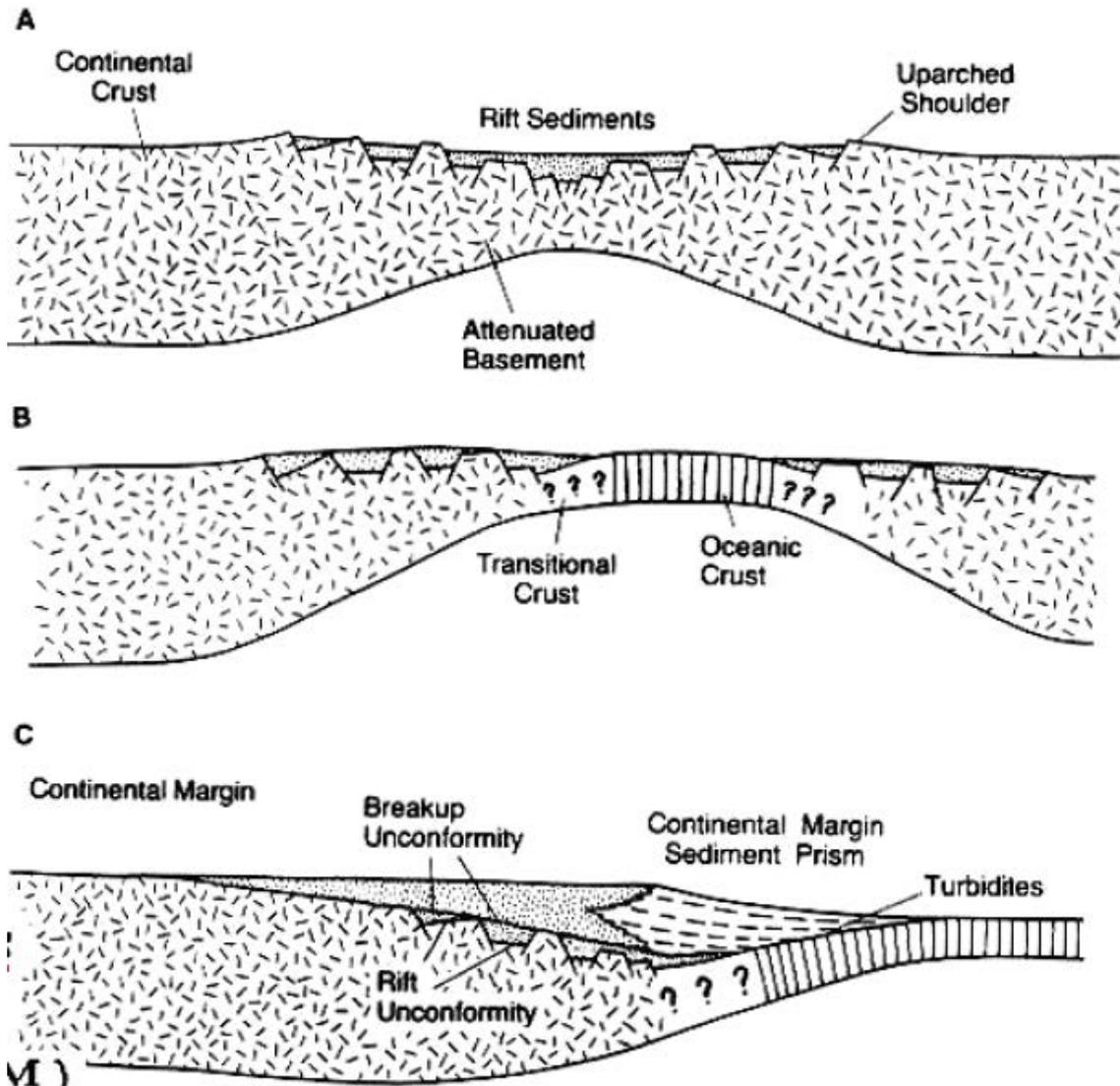


Figura 4: Modelo de rompimento crustal conforme o modelo de estiramento de Mackenzie (1978), extraído de Davis (1984). Como o estiramento é uniforme, a ruptura é simétrica e central, gerando duas bacias espelhadas.

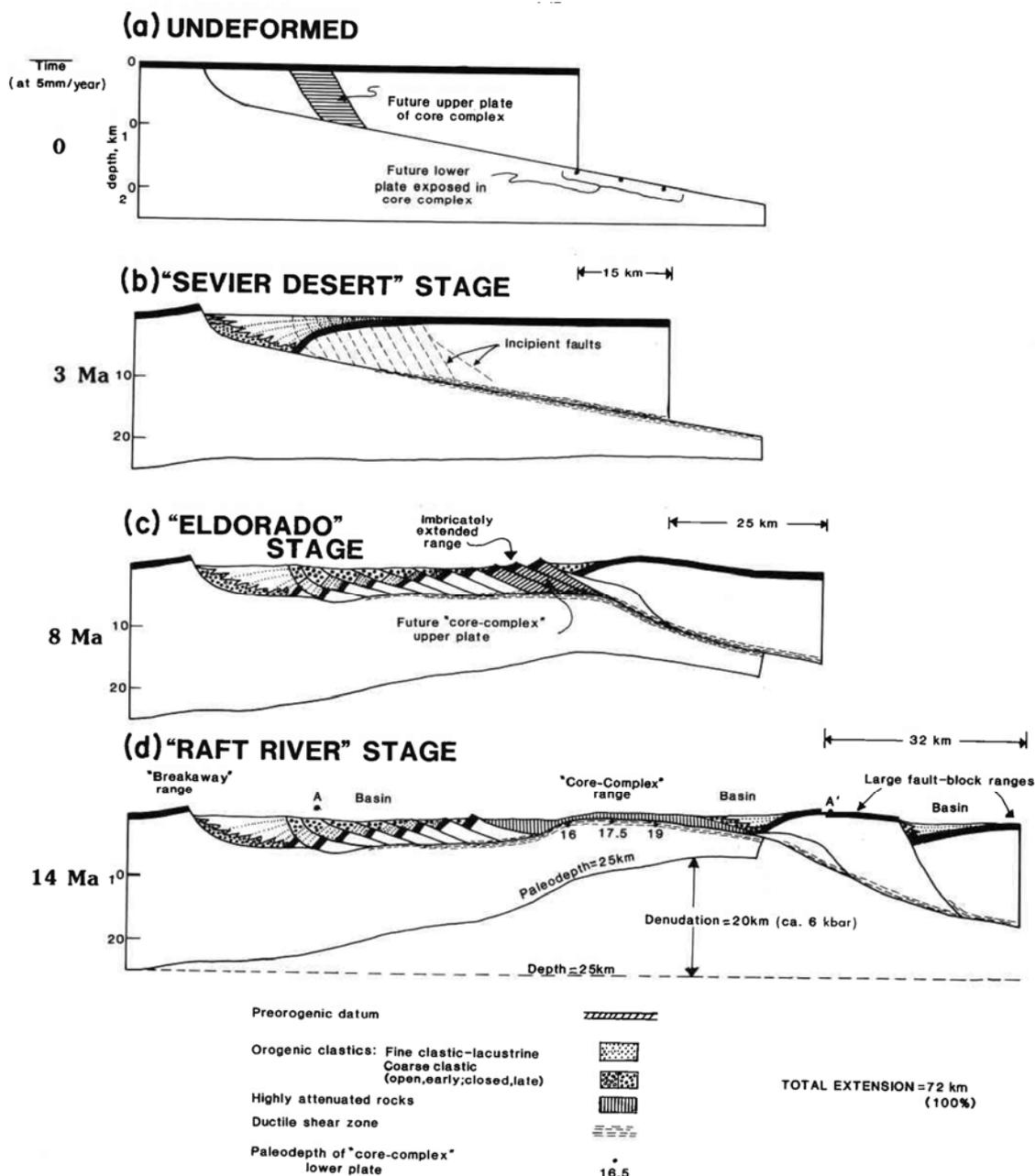


Figura 5: O modelo de Wernicke (1985) propõe um processo de deslizamento sob uma zona de cisalhamento de raiz subhorizontal. Assim, a evolução do rompimento crustal gera bacias diferentes em cada margem continental, tendo uma extensa seção sin-rifte na região à esquerda do modelo, e discretas seções sin-rifte à direita. Outro aspecto importante é que o rompimento não se dá exatamente abaixo do meio-gráben principal, pois neste modelo esta não é a zona de maior afinamento crustal – que no final do processo evolutivo, encontra-se lateralmente adjacente ao meio-gráben principal, com exposição dos complexos de núcleos metamórficos. É nesta zona que ocorrerá a abertura e geração dos primeiros SDR's (*seaward dipping reflectors*) e crostas oceânicas iniciais.

Por fim, Lister *et al.* (1986) adapta o modelo de cisalhamento simples de Wernicke (1985) para um sistema com uma superfície de descolamento que estagna em uma posição e cria-se uma nova superfície de descolamento em outra posição, ou ocorrem duas superfícies de descolamento ao mesmo tempo. Este modelo prevê a ocorrência ao mesmo tempo de duas ou mais zonas de rifteamento em superfície, porém comumente com a concentração da deformação em uma superfície de descolamento preferencial e abandono da outra. Na realidade o processo é o mesmo, mudando somente a geometria física do modelo com adição de elementos complexantes (Figura 6).

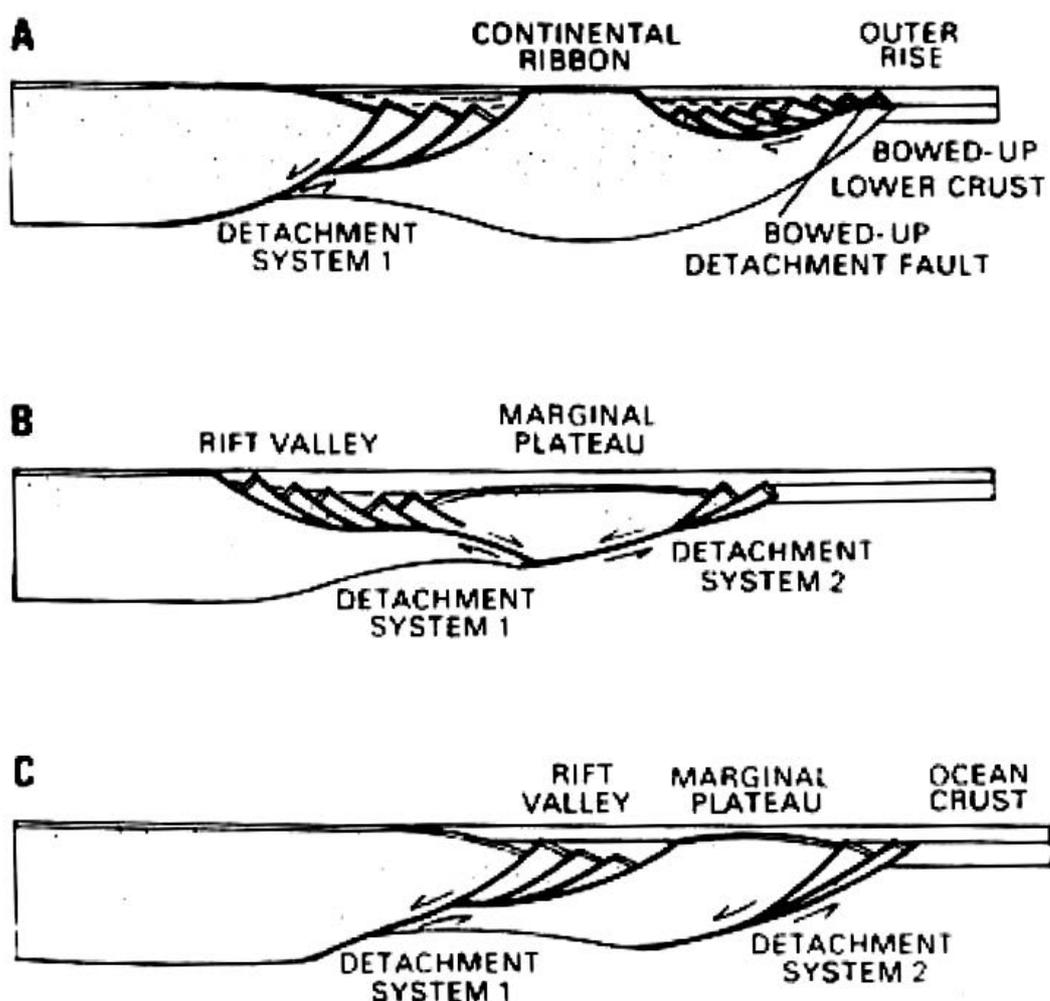


Figura 6: Modelo de múltiplos descolamentos de Lister (1986) baseado no modelo inicial de Wernicke (1985), com uma complexidade avançada do sistema de descolamento e desenvolvimento de meio-grábens adjacentes.

Em termos gerais, os modelos desenvolvidos até então representam um importante avanço no contexto geodinâmico, principalmente com a clareza atual dos geólogos da inefetividade do modelo exclusivo. Ou seja, não é possível aplicar com plena funcionalidade um único modelo, pois os dados atuais e principalmente os avanços na qualidade e detalhamento de dados no futuro indicam que a realidade é mais bem representada por situações intermediárias e proporcionalidades entre modelos, como proposto por Starostenko *et al.* (1999), Starostenko *et al.* (1996), Karner *et al.* (2007), Ziegler & Cloething (2004), e Kuznir *et al.*, 2004.

3.2. A UNIDADE ESTRUTURAL BÁSICA DE UMA BACIA RIFTE: O MEIO-GRÁBEN

Desde os primórdios do estudo de bacias rifte, antes mesmo de denominá-las ou compreendê-las, observava-se a ocorrência de sistemas ainda não denominados como meio-grábens, caracterizados por uma calha deposicional assimétrica, ou *tectonic trough* (como exemplo, a clássica calha sedimentar do Recôncavo, apresentada na Figura 7). O meio-gráben é composto basicamente por uma rampa de declive variável, e uma falha de borda (*border fault*, ou falha-mestra – *master fault*, conforme Davis, 1984), conferindo-lhe a geometria de uma cunha (Figura 8). A partir da sistemática clássica de classificação de falhas a partir do sentido relativo do movimento, onde a porção de rocha que sofre um movimento relativo ascendente é denominada como *footwal*, enquanto que a porção de rocha que sofre um movimento relativo descendente é denominada *hangingwall*, os mesmos conceitos foram aplicados para a caracterização de sistemas de meio-gráben. Assim, a região do meio-gráben que sofre um soerguimento é denominada *footwal*, enquanto que a região que sofre subsidência é denominada *hangingwall*. Porém, um problema básico surge no fato da existência de conjuntos de meio-grábens adjacentes, situação de comum ocorrência em sistemas de riftes. Isso faz com que o *footwal* de um específico meio-gráben se torne em sua continuidade o *hangingwall* de outro meio-gráben. Assim, a disposição adjacente entre sistemas de meio-gráben torna a definição de áreas de *footwal* e *hangingwall* extremamente complexa. Desta forma, adota-se como *hangingwall* toda a região do meio-gráben a qual sofre subsidência (Figura 9), enquanto que toda a região do meio-gráben que sofre soerguimento é denominada *footwal*. Desta forma, como a rampa do meio-gráben sofre uma rotação relacionada com o movimento da falha de borda, esta rampa acaba por ser dividida em duas partes, e o ponto de divisão é a linha que divide a parte onde é criado espaço da parte onde é destruído o espaço, denominado aqui como *tilt point* (ponto de rotação). Este ponto varia sua posição no espaço ao longo do tempo, pois cada sucessivo pulso tectônico apresenta uma intensidade diferente, e o *tilt point* é similar ao *fullcrum point* de Ravnás & Steel (1998 –

denominado de ponto de movimento vertical zero), podendo também encontrar-se acima, no mesmo nível ou abaixo do nível do lago.

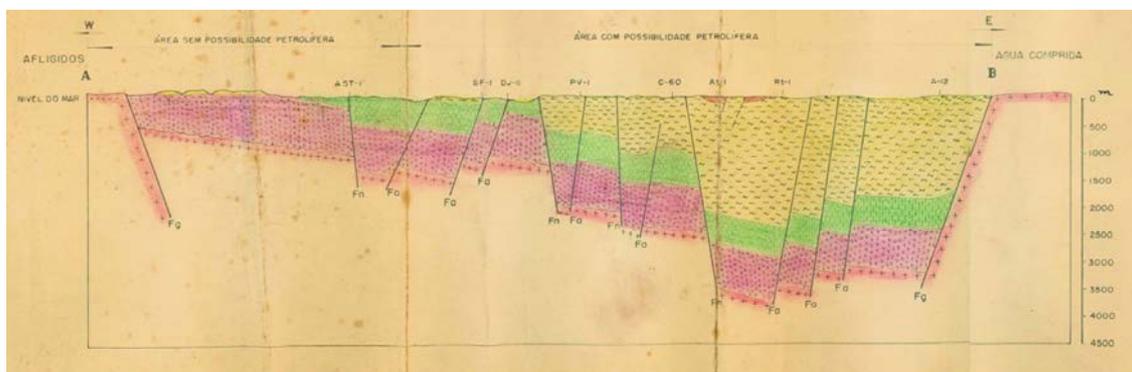


Figura 7: Seção geológica regional da Bacia do Recôncavo, desenvolvida na década de 1950, ilustrando a interpretação de um *tectonic thought*. Extraído de Moura & Fernandes (1952).

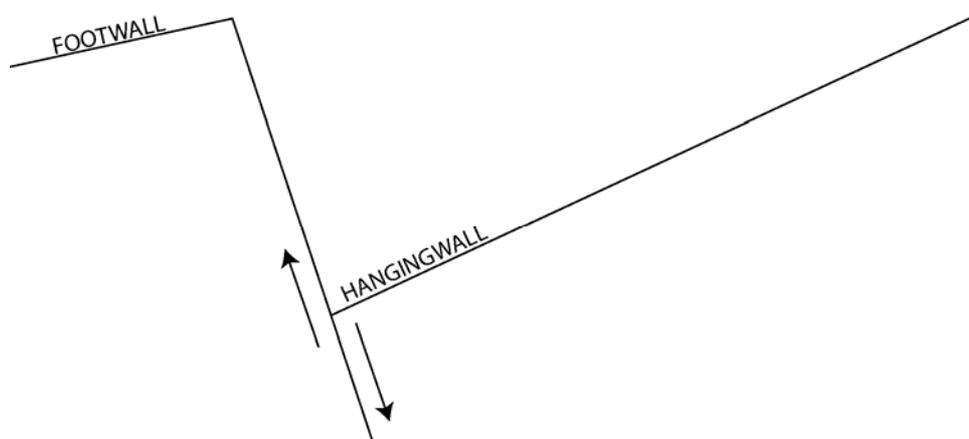


Figura 8: Compartimentação do meio-gráben - o *footwal* é o bloco ascendente em relação ao *hangingwall* como bloco descendente. Adaptado de Davis (1984).

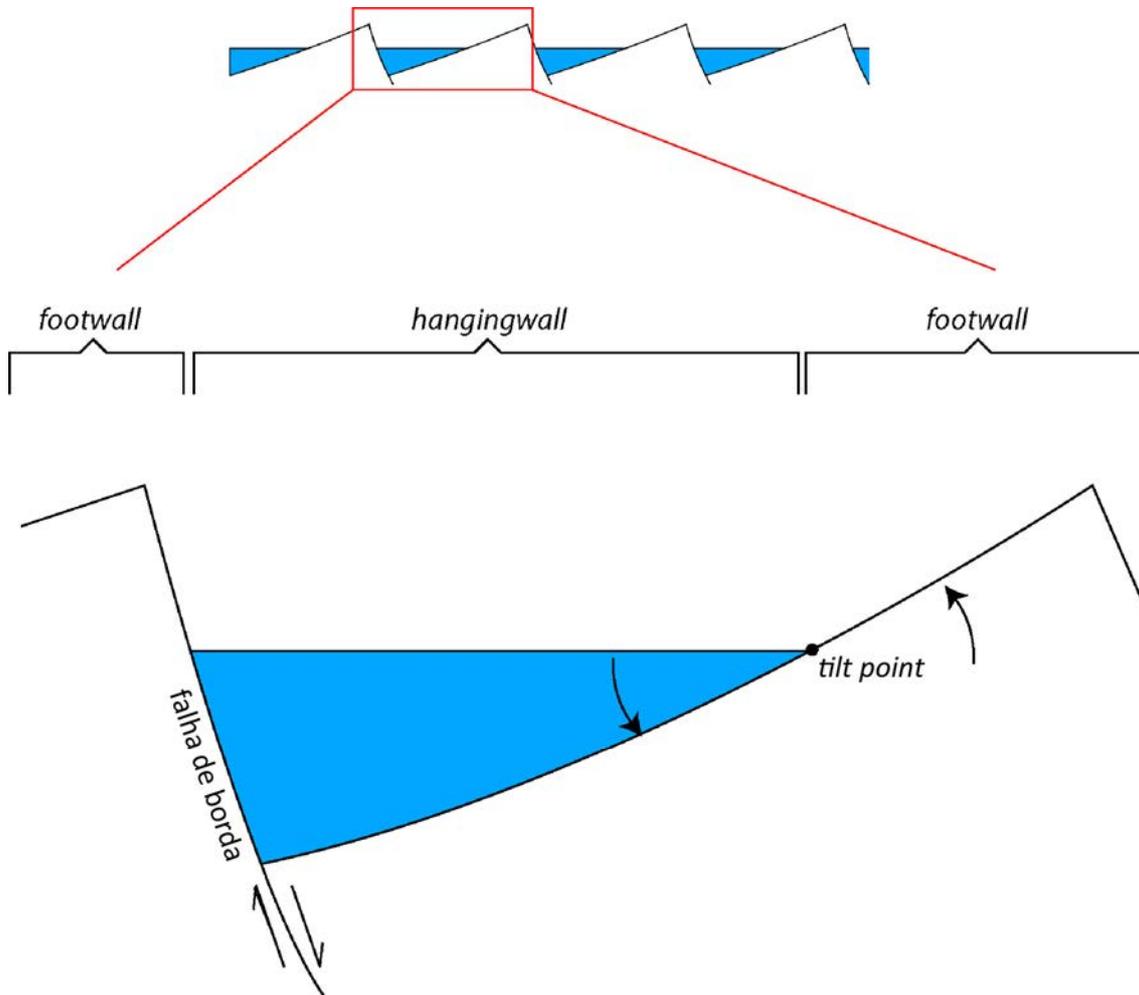


Figura 9: Modelo adaptado para o presente estudo, do sistema de meio-gráben com seus principais elementos e compartimentações. Devido à recorrência adjacente dos sistemas de meio-grábens, denomina-se *hangingwall* toda a região a qual sofre subsidência, enquanto que a região que sofre soerguimento é denominada *footwall*. O ponto que regula a ocorrência de *footwall* ou *hangingwall* é denominado *tilt point*. Extraído de Kuchle (2004).

A falha de borda de um meio-gráben possui um comportamento lateral complexo quando o meio-gráben é analisado em sua extensão geográfica. Diversos estudos discutem o padrão de estruturação espacial do meio-gráben, porém a proposta mais relevante é o estudo do Lago Tanganyika realizado por Rosendhal *et al.* (1986), onde a partir de linhas sísmicas, foram elaborados perfis geológicos e desenvolvida a geometria geral do substrato do lago. Assim, observou-se uma dominância na forma individual do meio-gráben com terminações laterais e arqueamento da falha de borda, como representado na Figura 10. A terminação lateral e arqueamento da falha de borda são relacionados a zonas de transferência entre meio-grábens

distintos e transcorrências associadas a estruturas pretéritas do embasamento (Rosendhal *et al.*, 1986). Com esta proposta, o meio-gráben admite desde uma estruturação básica e simples (Figura 10) até um padrão extremamente complexo, devido a inversões e estruturações internas do meio-gráben. Em um meio-gráben individual (Figura 11) o sistema de falhas internas da margem flexural pode apresentar um padrão de falhamentos sintético ou antitético, e a falha de borda pode se desenvolver em um padrão simples (uma única falha ao longo do tempo), ou distributária (migrando ao longo do tempo ou ramificada com atividade contínua). Altos internos podem ser desenvolvidos em zonas de transferência relacionadas a inversões de falha de borda de meio-grábens (Figura 12), com padrões internos sintéticos, antitéticos ou mistos. Por fim, suaves altos também podem se desenvolver por anticlinais associados a inversões de caimento de margens flexurais, em sistemas de meio-grábens com falhas de borda convergentes, gerando assim um padrão em *full-graben* (Figura 13), tendo padrões internos de falhamentos sintéticos, antitéticos ou mistos.

Adicionalmente, o padrão de terminação lateral de falha de borda sem inversão de meio-gráben gera as denominadas rampas de revezamento (*relay ramp*), que são estruturas de acomodação da deformação e geram direcionamentos da rede de drenagem (inclusive redirecionando a drenagem de um meio-gráben para outro – Acocella *et al.*, 2005), controlando as direções de entrada de sedimento na calha (Figura 14).

Dessa forma, é clara a complexidade apresentada para a estrutura de meio-gráben, podendo partir desde o modelo básico e simples de *footwal/hangingwall* com rotação de blocos, até o modelo de estruturação geral de meio-grábens adjacentes com zonas de acomodação, rampas de revezamento e altos internos que compartimentam as zonas de entrada de sedimentos. É importante salientar que a capacidade de reconhecimento dos níveis mais complexos depende diretamente do tipo, resolução e qualidade do dado analisado. Dados dispersos e de baixa resolução podem fornecer uma base para estabelecimento de um meio-gráben simples, enquanto que uma resolução e qualidade superior permitem um refinamento detalhado do meio-gráben.

A geometria do meio-gráben fornece o principal controle para o arranjo dos sistemas deposicionais dentro do ambiente sedimentar do rifte. Assim, a disposição lateral (neste ponto não está sendo discutido o empilhamento vertical) dos sistemas deposicionais depende de vários fatores, mas tendo como principal a estruturação do meio-gráben, que é reflexo direto do campo de esforços distensivos, da taxa de deformação associada ao estiramento, e a

composição e trama do embasamento. Adicionalmente, é importante também o clima (como controlador do nível de base) e competência erosiva. Serão abordados aqui os sistemas de riftes “úmidos”, ou seja, onde o nível de base é relacionado ao nível do lago existente na depressão em um determinado momento (não necessariamente o lago precisa estar desenvolvido em toda a história deposicional do rifte). Assim, a disposição e arranjo dos sistemas deposicionais é apresentado na Figura 15, onde os sistemas continentais são constituídos por aluviais (leques e fluviais), compostos por arenitos (canais) e pelitos (planícies), podendo ocorrer intercalações com eólicos, e se o clima for árido, pode-se desenvolver planícies com baixas declividades com depósitos de sabkas (intercalações de sedimentos finos com evaporitos). Os sistemas lacustres costeiros são constituídos por deltas dominados por rios e praias lacustres com dominância por ondas, compostos predominantemente por arenitos com pelitos subordinados. O sistema lacustre costeiro pode estar relacionado a margem flexural ou a entradas axiais (Howell & Flint, 1996), dependendo do sistema de drenagem continental controlador, como será discutido mais adiante. Diretamente relacionado a falha de borda, o sistema de *fan deltas* desenvolve fluxos de detritos e escorregamentos associados ao alto declive da falha, na forma de uma cunha, comumente compostos por conglomerados (Carozzi *et al.*, 1976; Magnavita e Silva, 1995). O sistema lacustre profundo ocorre na região de depocentro do meio-gráben e apresenta litologias predominantemente finas (Lezzar *et al.*, 1996). Turbiditos e escorregamentos associados a intensa atividade tectônica podem ocorrer (na forma de camadas de arenitos) intercalados, assim como a intercalação dos depósitos lacustres profundos com a cunha conglomerática da falha de borda (Gawthorpe & Leeder, 2000).

É fundamental não confundir o meio-gráben com o processo rifte, ou como o registro íntegro do processo. O meio-gráben é o reflexo local, individualizado e restrito do processo de rifteamento crustal. Ou seja, o processo geodinâmico possui suas impressões em uma escala muito abrangente, que é a de placas tectônicas. O meio-gráben é uma pequena estrutura dentro deste grande contexto, e não representa na realidade o registro pleno e completo deste processo. Da mesma forma, um sistema de meio-grábens não precisa apresentar, mesmo que relacionados a um mesmo processo de rifteamento, idades e evoluções semelhantes para assim serem interpretados como geneticamente relacionados. Cada meio-gráben é a resposta crustal rasa relacionada com diversos outros fatores extremamente

heterogêneos em um contexto geográfico e comumente apresentam registros distintos em termos geométricos, de preenchimento e idades.

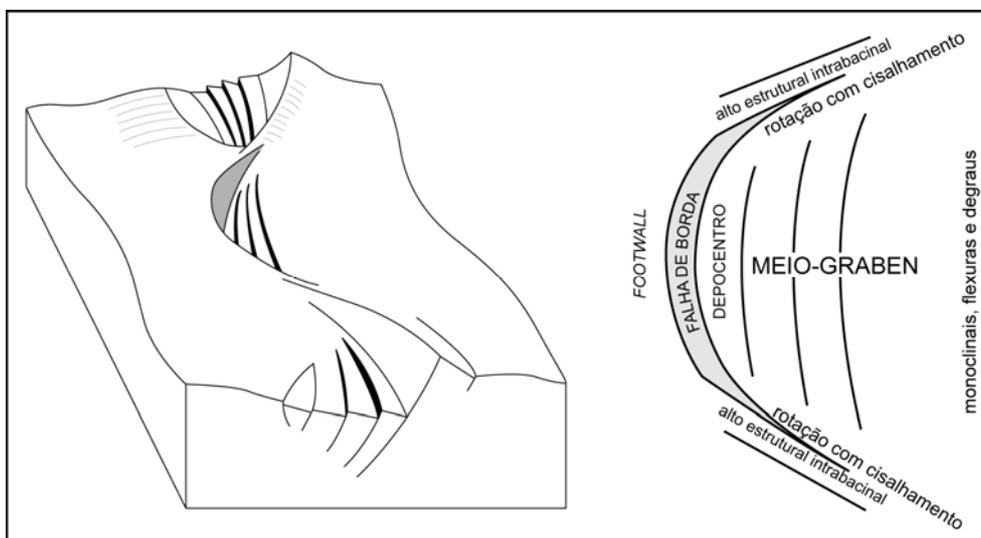


Figura 10: Modelo de meio-gráben com terminações laterais em zonas de transferência, com depocentro bem definido e com inversão de sentido e arqueamento da falha de borda, gerando assim uma sucessão de meio-grábens rotacionados (modif. de Rosendahl *et al.*, 1986).

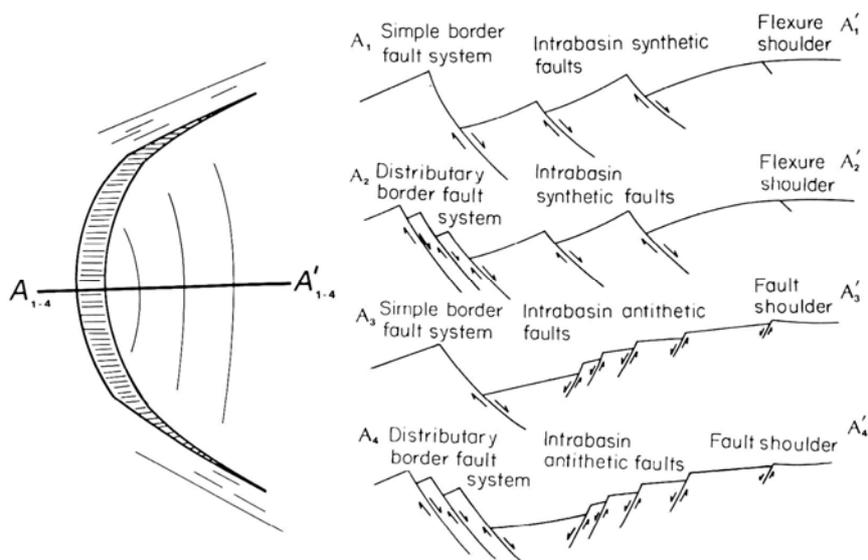


Figura 11: Variações morfológicas do sistema de falhamentos internos em um meio-gráben individual, podendo este ocorrer como uma simples falha-mestra, ou como um sistema de falhas distributárias. Também, o sistema de falhamentos interno pode ser sintético, ou antitético. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

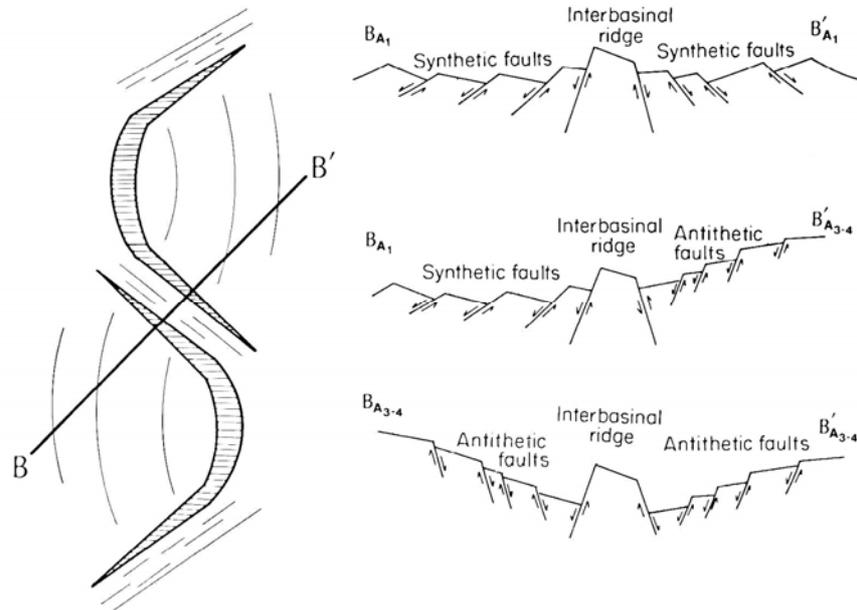


Figura 12: Variações morfológicas das bacias geradas pelo desenvolvimento de sistemas de meio-grábens inversos e conectados, gerando assim, altos estruturais internos à bacia, associados a zonas de transferência. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

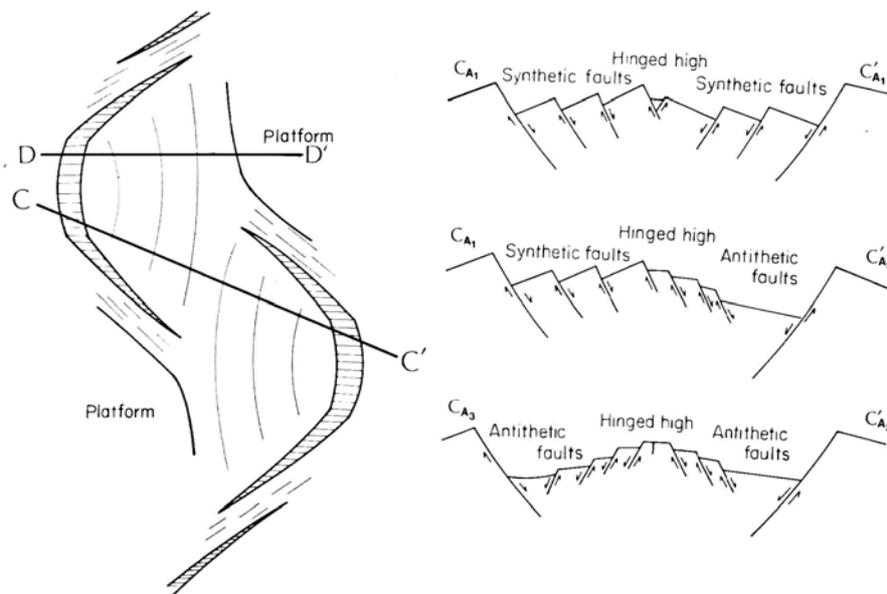


Figura 13: Outras possíveis morfologias geradas por disposições inversas de meio-grábens, gerando sistemas de *horst-grabens*, altos estruturais internos associados a margens flexurais conectadas e inversões na direção de falhamentos no interior da bacia. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

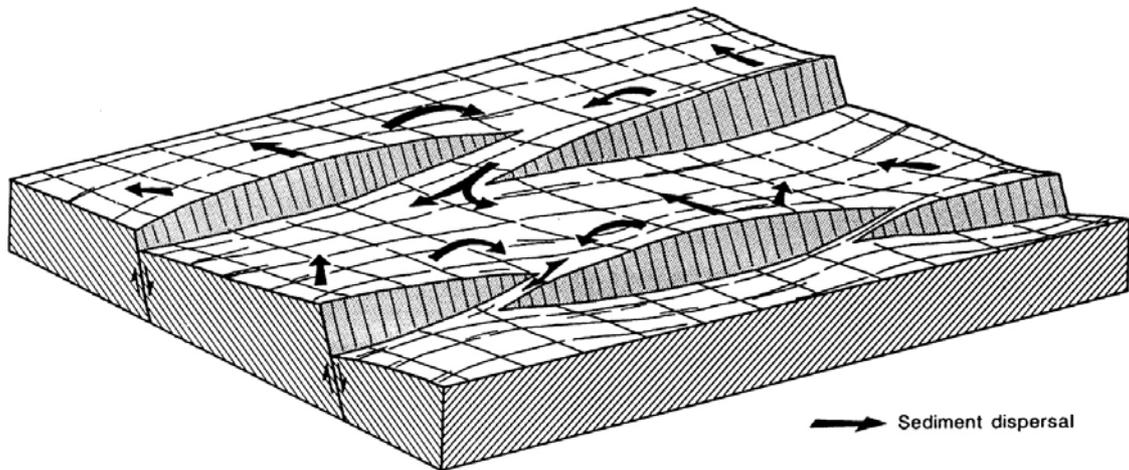
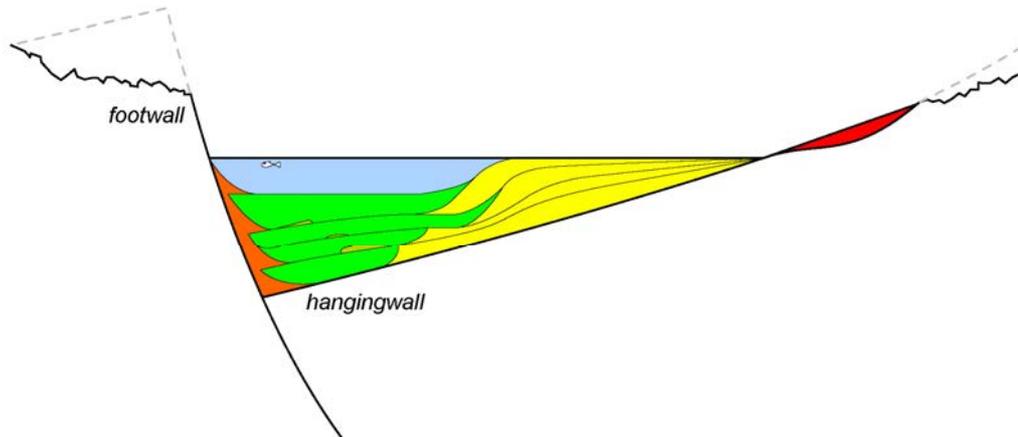
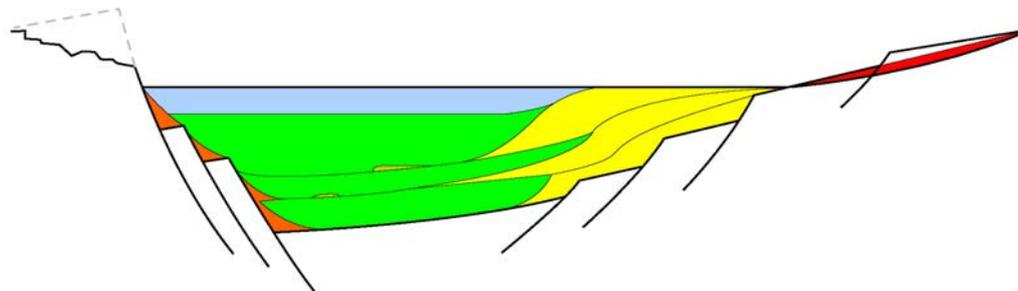


Figura 14: Exemplo de terminações laterais de falha de borda, com zonas de transferência, gerando as rampas de revezamento (*relay ramps*), que controlam as principais entradas de sedimentos em sistemas de meio-grábens adjacentes (transporte indicado pelas setas). Extraído de Ravnás & Steel (1998).

a) MEIO-GRABEN SIMPLES



b) MEIO-GRABEN ESTRUTURADO



c) FULL-GRABEN

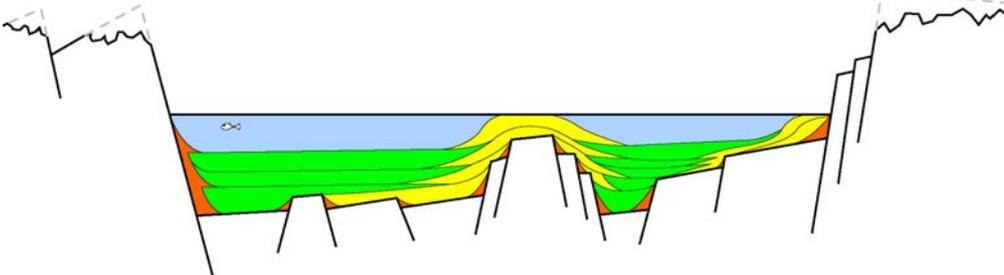


Figura 15: (a) - modelo de arranjo de sistemas deposicionais em um meio-graben, utilizado no presente estudo. (b) - com mais detalhe, é possível estabelecer uma melhor estruturação interna do sistema de meio-graben. (c) - como variante, o *full-graben* também pode ocorrer, rearranjando as geometrias e disposições espaciais dos sistemas deposicionais.

3.3. PARÂMETROS CONTROLADORES DE UMA BACIA RIFTE

Uma bacia rifte apresenta como parâmetros controladores da geração e preservação de sedimentos os seguintes elementos:

TECTÔNICA: é considerada como o fator fundamental de controle de uma bacia rifte. A expressão rifte poderia ser traduzida do inglês como “rasgo”, ou “ruptura”. E esta “ruptura” encontra-se associada a um regime distensivo litosférico, quase que restrito a porções de crosta continental. Desta forma, uma bacia rifte desenvolve-se a partir de uma distensão de uma crosta continental, retratada na forma de um sistema de deformação rúptil (falhamentos) na porção superior da crosta, e um sistema de deformação dúctil na crosta inferior e no manto superior (retratado na forma de ascensão astenosférica e afinamento litosférico – Wernicke, 1985). A ocorrência de um meio-gráben individual, ou uma série de meio-grábens, a disposição espacial deles e as estruturações internas são um controle direto da tectônica com influência do tipo e trama do embasamento (Albaric *et al.*, 2009; Lunina & Gladkov, 2008), relacionados ao modelo geodinâmico ocorrente (Morley, 1995). A criação e preservação de sucessões sedimentares nas bacias rifte também são diretamente relacionadas à tectônica, pois praticamente todo o espaço de acomodação gerado é associado a pulsos tectônicos. A tectônica controla não somente a geração de espaço, mas também a destruição de espaço, pois os pulsos tectônicos podem gerar subsidência e soerguimento no sistema de meio-gráben, dependendo da área do meio-gráben em questão, como será abordado a seguir.

CLIMA: O clima é um fator controlador também considerado fundamental nas características do preenchimento de bacias rifte (Bosence, 1998), embora não seja determinante para sua geração (ou seja, riftes ocorrem em todas as zonas climáticas do mundo – e também em condições extraterrenas (em Venus, conforme Foster & Nimmo, 1996; e Kiefer & Swafford, 2006; em Marte, conforme Barnett & Nimmo, 2002; e Hauber *et al.*, 2009) – porém a arquitetura de fácies e os modelos deposicionais de bacias rifte são fortemente dependentes

do clima da região – Scholz *et al.*, 1998). O clima age diretamente sobre os padrões, litologias e estilos de sedimentação, controlando as taxas de transporte e acumulação, taxas de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos, precipitação de evaporitos, variação do nível do lago e diagênese (Bosence, 1998). De outra forma, o clima possui uma impressão importante no registro sedimentar de um rifte na forma de flutuações do nível de base – nível do lago. Como é admitida a alta intensidade e alta frequência dos pulsos tectônicos (que são observáveis até na escala de dias, na forma de terremotos – Albaric *et al.*, 2009), a flutuação do nível do lago dirigida pela variação climática ocorre em frequências similares às oscilações produzidas pela tectônica, gerando questionamento quanto ao efetivo controle de determinadas variações do nível de base. Bergner *et al.* (2009) realiza um estudo nos lagos do Kenya, observando as variações no nível de alcalinidade, e consegue separar efeitos controlados pela tectônica dos eventos de variação do nível do lago exclusivamente climáticos.

MAGMATISMO: O magmatismo é considerado um fator controlador da geração de bacias rifte quando o rifte em questão é ativo (associado a uma pluma mantélica – ver Figura 2D). Ou seja, a ocorrência de magmatismo é um forte indicativo de rifte ativo. Por outro lado, o magmatismo também é considerado um fator controlador do preenchimento de bacias rifte, pois estudos recentes indicam que a dinâmica tectônica, os padrões de preenchimento, sistemas deposicionais e modelos de fácies são diferentes quando ocorrem eventos vulcânicos intercalados com rochas sedimentares (Bueno, 2004 e Azevedo, 2004). De certa forma, antigas classificações de bacias riftes relevavam fortemente o vulcanismo em seus modelos, podendo citar Pollard *et al.* (1983), que classifica os riftes como (1) rifte com preenchimento vulcânico, (2) rifte com preenchimento vulcano-sedimentar e (3) rifte com preenchimento sedimentar. Como o vulcanismo não responde como aporte, embora preencha o espaço, ele pode gerar anomalias de preenchimento, resultando em rearranjos de sistemas deposicionais que podem ser interpretados como padrões de empilhamento sem relações com padrões evolutivos claros no preenchimento de um rifte (Chorowickz, 2005).

EUSTASIA: como citado anteriormente na discussão acerca de tectônica, os riftes ocorrem predominantemente sobre crostas continentais, sob um regime distensivo. Desta forma, é comum a continentalização dos ambientes de sedimentação e geração de lagos interiores, e.g., o Lago Tanganyika e Malawi, no Leste Africano (Frostick *et al.*, 1986), o Lago Baikal e o gráben de Pripyat na Rússia (Lobkovsky *et al.*, 1996), e o sistema de riftes abordados do Recôncavo, Tucano e Jatobá (Santos *et al.*, 1990). Assim, o nível de base para fins de criação e destruição de espaço de acomodação é relacionado ao nível do lago. Frequentemente, os lagos não se encontram conectados a algum oceano, e se próximos, a transferência de massas d'água por resposta eustática é mínima. Ou seja, o nível do lago varia devido a condições climáticas e hidrológicas locais (diretamente dependentes do clima e da estruturação geométrica do meio-gráben ou sistema de meio-grábens), e as variações eustáticas existentes são consideradas mínimas, perfazendo assim, com que a eustasia seja um fator totalmente secundário em termos de controle do preenchimento e preservação de bacias rifte.

Como fatores derivados dos controles fundamentais acima descritos, pode-se apontar:

APORTE SEDIMENTAR: fator diretamente relacionado com a tectônica e com o clima, o aporte sedimentar controla o preenchimento e preservação de um rifte, e é considerado fundamental na definição de padrões de empilhamento, pois os mesmos são descritos na forma de relação entre o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Quanto maior a atividade tectônica, maior a disponibilidade de sedimentos (Morley 1995), porém a disponibilidade de sedimentos em um meio-gráben depende do sistema de drenagem efetivo que descarrega no meio-gráben em questão. É comum um meio-gráben ter pouco aporte em sua história evolutiva devido a uma deflexão da rede de drenagem, que joga todo o material sedimentar para outro meio-gráben ou até para fora da zona de rifteamento (Bosence, 1998, Magnavita & Silva, 1995). Portanto, é fundamental compreender a estruturação espacial de um meio-gráben e seu contexto geográfico para estabelecer a efetividade de sua rede de drenagem e por conseqüência, seu aporte sedimentar.

ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO: o espaço de acomodação como um fator diretamente dependente da tectônica, é considerado fundamental para a geração, preenchimento e preservação de bacias rifte, pois não existem bacias sedimentares sem a criação de espaço, não existe preenchimento sucessivo sem um incremento no espaço criado, e não existe preservação se houver destruição do espaço até então criado. Desta forma, o espaço de acomodação é fundamental para a análise de bacias rifte e atua de forma semelhante à definida por Posamentier *et al.* (1988): o espaço disponível para a potencial acumulação de sedimentos, porém controlado pelo nível do lago e pelo perfil de equilíbrio fluvial.

3.4. MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS DE EVOLUÇÃO DE BACIAS RIFTE

Os modelos evolutivos de bacias rifte desenvolvidos comumente acabam por focar em interpretações unidisciplinares – evolução tectônica, ou padrões de sedimentação, ou controles climáticos, ou análise da deformação crustal, entre outros. São raros os modelos realmente integradores, multidisciplinares, que buscam a base de conceitos e padrões independentemente do dado exclusivo. Procurou-se aqui apresentar os modelos evolutivos considerados relevantes quanto (1) a integração de áreas de conhecimento, (2) contextualização espacial da análise – observação estrutural espacial, (3) evolução genética – análise do contexto de geração da unidade, e não somente sua individualização descritiva, e (4) aplicabilidade prática – a clareza metodológica passível de aplicação em outras áreas de estudo. Desta forma, serão apresentados e discutidos os modelos de Bosence (1998), Prosser (1993), Gawthorpe & Leeder (2000), Morley (2002) e Martins-Neto & Catuneanu (2010), considerados os mais relevantes e úteis para a proposição da tese em objeto.

3.4.1. BOSENCE (1998) - *Stratigraphic and sedimentological models of rift basins*

Bosence (1998) cria um modelo bem descrito e hierarquizado. Inicialmente, propõe o estabelecimento de um evento rifte a partir do reconhecimento de discordâncias. Assim, o processo de rifteamento tem como registro uma fase sin-rifte limitado no topo e na base por discordâncias, que sobrepõe unidades pré-rifte e é sobreposta por unidades pós-rifte. É importante notar que o uso dos nomes pré-rifte e pós-rifte não relevam o contexto dinâmico e genético destas fases, ou seja, elas são assim denominadas para contextualização exclusiva do evento rifte. Assim, a fase pré-rifte pode ser composta por uma bacia do tipo sinéclise intracratônica, retro-arco, ou qualquer outro tipo. O mesmo serve para o pós-rifte, podendo tratar-se de uma margem passiva, ou uma nova sinéclise e tantos outros tipos de bacias. Desta forma, a denominação de pré- e pós-rifte reflete apenas um posicionamento de unidades relativas á fase sin-rifte. Bosence (1998) apresenta um diagrama extremamente simples e útil

com seus critérios de determinação de fase rifte, conforme apresentado na Figura 16. A separação das fases pré-, sin- e pós-rifte se dá por duas discordâncias: a discordância de sin-rifte separa o pré-rifte do sin-rifte, e a discordância do pós-rifte separa o sin-rifte do pós-rifte. Neste ponto considero um tanto repetitiva a nomenclatura, gerando dúvidas entre fases e discordâncias; prefiro a utilização de discordâncias de início e fim do rifte. Além das discordâncias, o principal fator de compartimentação das fases é o comportamento geométrico dos estratos internos. O pré-rifte é determinado por estratos plano-paralelos e inclinados, indicando uma contextualização tectônica distinta da fase rifte, e sua inclinação denota a estruturação sofrida pela tectônica sin-rifte posterior a sua deposição. Indiretamente, desta forma a discordância sin-rifte pode ser do tipo discordância angular ou não-conformidade. Os estratos sin-rifte apresentam geometria divergente, reflexo de sua deposição sin-tectônica. Porém, diversos autores questionam a real existência expressiva da divergência estratal, pois diversas fases rifte encontram-se totalmente truncadas internamente e pouca divergência é observável, conforme discutido por Magnavita (1992), Silva (1993), e as discussões de discordâncias internas ao rifte de Bueno (2004). Esta discussão é abordada no artigo #1 e se dá devido ao baixo aporte durante a fase de clímax tectônico, o que resulta em estratos mais delgados. Por fim, os estratos do pós-rifte são plano-paralelos e horizontais, o que reflete um contexto deposicional posterior a intensa atividade tectônica do rifte. A discordância de pós-rifte seria então do tipo paraconformidade ou desconformidade. Assim, Bosence (1998) define de forma clara, simples e funcional a compartimentação geral de um rifte, e segue com sua análise de estágios internos.

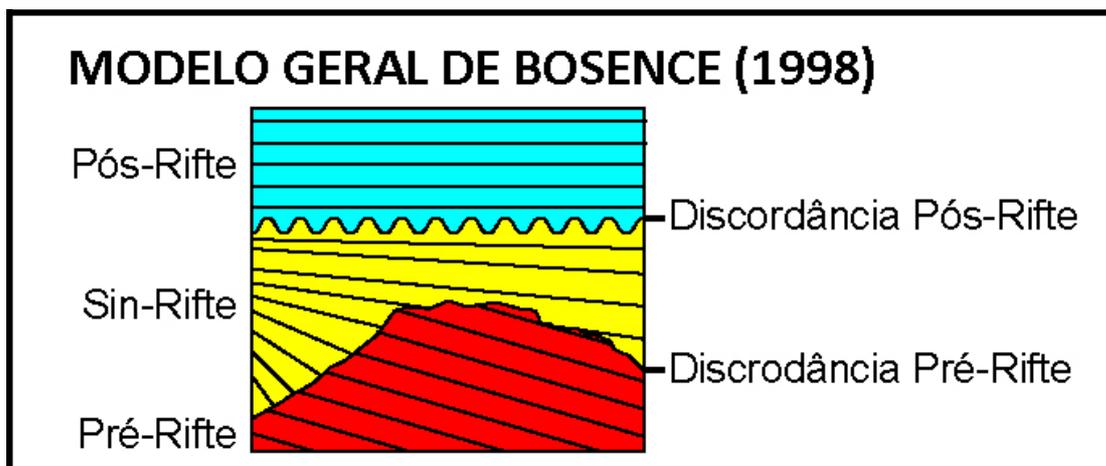
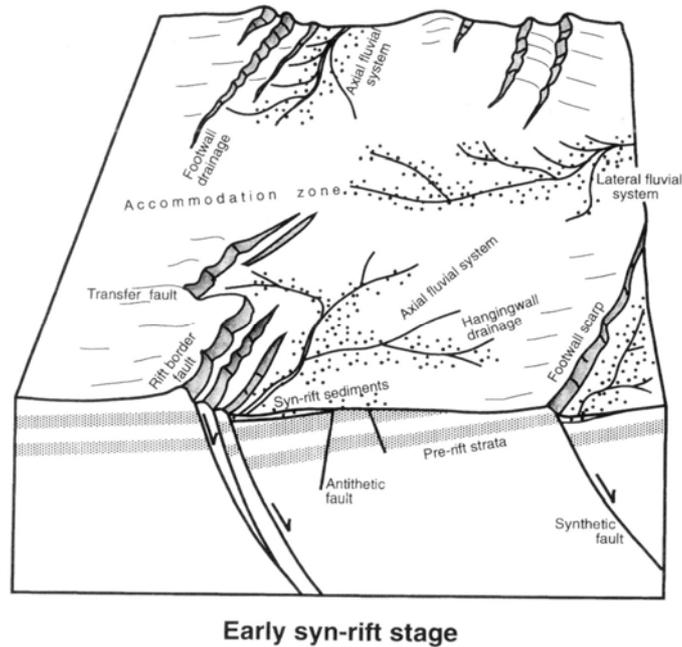


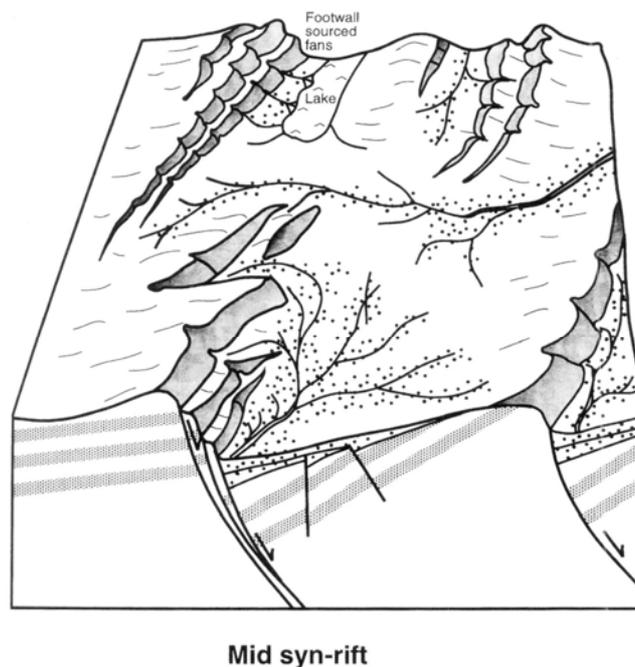
Figura 16: Modelo geométrico básico de Bosence (1998) com critérios estratigráficos para separar a seção sin-rifte das seções pré- e pós-rifte, e suas discordâncias respectivas. Modificado de Bosence (1998).

Para Bosence (1998), a evolução de bacias rifte é dividida em três estágios: (1) estágio sin-rifte inicial (Figura 17), onde o pulso tectônico cria uma enorme quantidade de espaço de acomodação, e devido a este pulso ser rápido, não existe ainda um sistema de drenagem estabilizado para transportar sedimentos, retratando uma condição de bacia faminta (*infilled basin*). (2) o estágio sin-rifte médio (Figura 18) apresenta uma tectônica ainda bastante ativa, criando maiores escarpas de falhas e depocentros profundos, porém nesta fase já ocorre uma chegada maior de aporte sedimentar, retratando uma condição de maior deposição em relação ao estágio sin-rifte inicial. Por fim, o (3) estágio sin-rifte final (Figura 19) é caracterizado por um estase tectônico, com uma progressiva peneplanização das escarpas de falhas, e uma bem desenvolvida rede de drenagem, que possibilita um grande aporte sedimentar capaz de preencher todo o espaço de acomodação criado nos estágios anteriores. Por fim, Bosence (1998) aponta para a dificuldade de mapear pacotes sin-rifte a partir de padrões de empilhamento e padrões de terminações de refletores sísmicos, pois em uma única seqüência deposicional (Figura 20) podem ocorrer diversos padrões de terminações de refletores e padrões de empilhamento em resposta a soerguimentos e subsidências síncronos. Este ponto é uma abordagem crucial para a análise de riftes, pois é fundamental o reconhecimento da dificuldade de determinação de padrões de empilhamento relacionados a soerguimentos e subsidências que ocorrem ao mesmo tempo.



Early syn-rift stage

Figura 17: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte inicial, conforme Bosence (1998), apresentando a criação inicial das estruturas controladoras dos meio-grábens e aumento da atividade tectônica.



Mid syn-rift

Figura 18: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte médio, conforme Bosence (1998), onde o sistema de riftes atinge a máxima atividade tectônica, com pouco arranjo da rede de drenagem e geração de altas escarpas (ainda não erodidas) nos *footwals*.

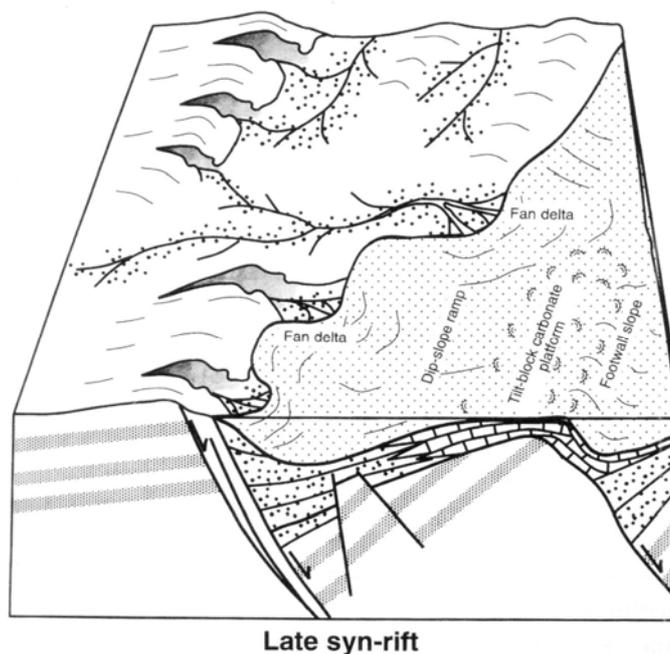


Figura 19: Modelo tectono-sedimentar do estágio sin-rifte final, conforme Bosence (1998), onde a atividade tectônica diminuiu, a drenagem se estabiliza e o aporte domina, com erosão das escarpas e entrada de sedimentos nos meio-grábens.

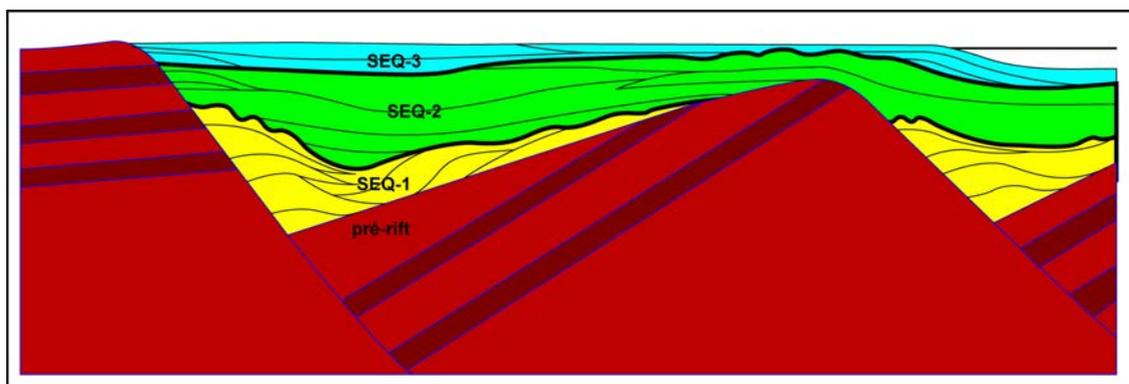


Figura 20: Modelo de evolução estratigráfica proposto por Bosence (1998), em uma sub-bacia formada por meio-grábens: na seqüência 1 há, de modo síncrono, onlap, agradação e downlap na área do *hangingwall*, e erosão/formação de limite de seqüências na área do *footwall*, devido a subsidência diferencial causada pela falha rotacional do bloco. A seqüência 2 exibe inicialmente um onlap do *hangingwall* para o *footwall*. O limite de seqüências 3 se origina em resposta a rotação de blocos com soerguimento no *footwall* em sincronia com subsidência no *hangingwall*. (Extraído de Bosence, 1998).

3.4.2. PROSSER (1993) - *Rift-related linked depositional systems and their seismic expression*

Prosser (1993) apresenta seus modelos de evolução tectono-estratigráfica baseada em dados do Mar do Norte, salientando a necessidade de adaptar a estratigrafia de seqüências para a análise de bacias rifte, excluindo toda a terminologia vinculada a variações eustáticas, e suprimindo os tratos de sistemas clássicos de Posamentier *et al.* (1988). Assim, o modelo proposto por Prosser (1993) prevê que os padrões de empilhamento devem ser a base de análise e fatiamento das seqüências deposicionais componentes de um meio-gráben e que este fatiamento deve ser realizado a partir dos tratos de sistemas tectônicos. Esta abordagem remete ao conceito primordial de trato de sistemas tectônicos de Brown & Fischer (1977), onde o conjunto de estratos é geneticamente relacionado, porém não possui nenhuma relação obrigatória com a curva de variação do nível relativo do mar. Um trato de sistemas tectônico passa então a ser um conjunto de estratos, geneticamente relacionados a uma fase de preenchimento específica na evolução de um rifte. Um fato interessante é a relação imediata do processo de rifteamento com o meio-gráben. Possivelmente a Prosser faz esta relação direta devido ao seu trabalho ser baseado no rifte do Mar do Norte, Mar de Barents e Magnus Basin, que apresentam esse tipo de situação. Mas é comum o processo de rifteamento desenvolver diversos meio-grábens adjacentes ou até a migração evolutiva do processo de um meio-gráben para outro. Isso não diminui a importância do modelo, e sim pelo contrário, aumenta sua efetividade. Pois indiretamente podemos concluir pelo trabalho de Prosser (1993) que a interpretação de unidades internas a fase rifte deve ser feita em meio-grábens individuais, pois estas fases mapeadas não necessariamente são síncronas em todos os meio-grábens relacionados ao processo de rifteamento. Isso remete ao sistema de riftes propagantes discutido por Bueno (2004) para todo o sistema de riftes da margem leste Brasileira.

Basicamente, Prosser (1993) reconhece dois tratos de sistemas tectônicos na fase sin-rifte (Figura 21):

1. Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte (Figura 22): marca as primeiras rotações de bloco, com geração de altos no *footwal* e na crista do *hangingwall* (que é o *footwal* de outro meio-gráben conforme sua figura representativa - Figura 22), e estas calhas são preenchidas com sistemas fluviais axiais; ocorre uma sedimentação

gravitacional pouco expressiva associada à falha de borda (ainda não bem desenvolvida) e os sistemas fluviais axiais acompanham o espaço criado, pois o pulso tectônico não é tão intenso ainda. Assim, o início do rifte seria marcado por pacotes arenosos basais e contíguos, com progradações e progradações com *bypass* devido a uma relação equivalente entre espaço e aporte; é afirmado que o lócus deposicional do Início do Rifte é menor que o do trato de sistemas subsequente (clímax), porém em seus exemplos do Mar de Barents (Figura 23), claramente o Trato de Sistemas de Início do Rifte encontra-se truncado pelas fases posteriores, indicando um lócus deposicional maior.

2. Trato de Sistemas Tectônico de Clímax do Rifte (Figura 24): onde a criação de espaço atinge as maiores taxas, e o aporte não consegue acompanhar estes patamares. Ocorrem marcantes retrogradações, com uma expansão na área deposicional e na geometria do lago. Na área próxima da falha de borda, ocorrem agradações relacionadas ao empilhamento de *fan deltas* (porém, a agradação é uma relação específica entre aporte e espaço, onde não ocorre variação lateral significativa da linha de costa, enquanto que em sistemas de pouca extensão lateral e grandes espessuras de sedimentos – como *fan deltas* –, certamente ocorrem variações drásticas na linha de costa associada a escorregamentos). É subdividido em inicial, médio e final. Praticamente o estágio final é marcado pela máxima extensão da bacia, onde nos depósitos centrais ocorre apenas a deposição de lama recobrando toda a área. As grandes retrogradações são relacionadas ao baixo aporte sedimentar em relação aos grandes espaços criados, e este baixo aporte é explicado como atrasado em relação ao pulso tectônico, devido ao constante rearranjo da rede de drenagem ao longo do clímax, fato que não permite sua estabilização e direcionamento para dentro do meio-gráben.

Existe uma grande diferença entre o modelo de Prosser (1993) e o de Bosence (1998), no que se refere ao encerramento da fase rifte. Para Prosser (1993), no momento em que se diminui significativamente a geração de espaço por subsidência mecânica, encerra-se a fase rifte, independente da morfologia da bacia gerada. Desta forma, segue-se mais um trato de sistemas tectônico, porém já considerado pertencente à fase pós-rifte:

3. Trato de Sistemas Tectônico de Pós-Rifte: com uma drástica diminuição na atividade tectônica, as falhas diminuem os movimentos, e o espaço até então criado na fase

rifte, passa a ser preenchido, pois nesta fase o sistema de drenagem consegue se adaptar e fornecer sedimentos para preencher a calha deposicional, erodindo as escarpas e regiões altas adjacentes, fazendo com que os expressivos espaços criados durante a fase rifte sejam agora preenchidos em um padrão progradante (a intensidade da progradação vai aumentando ao longo do pós-rifte imediato, e diminui no pós-rifte tardio – Figura 21), até um preenchimento completo e extravasamento dos meio-grábens.

Por fim, Prosser (1993) apresenta uma sucessão faciológica idealizada para os respectivos tratos tectônicos (Figura 25), onde propõe que o início do rifte seja caracterizado por deposição de pacotes arenosos amalgamados, onde o clímax do rifte seja representado por uma sedimentação predominantemente fina, e por fim, o grande pulso de aporte sedimentar arenoso seja posicionado em uma fase pós-rifte. Entretanto, Prosser (1993) deixa claro que seus modelos foram desenvolvidos a partir de dados de bacias específicas, e que possivelmente outros riftes ao longo do planeta tenham sistemáticas evolutivas diferentes, podendo apresentar tratos diferentes ou não-equivalentes.

O trabalho de Prosser (1993) é considerado um marco na compreensão tectono-estratigráfica de riftes, e sua proposta de aplicação dos tratos de sistemas tectônicos é a base metodológica da presente tese. Seus padrões e modelos evolutivos explicam surpreendentemente bem a evolução de diversas bacias rifte do mundo. Porém, sua proposta de posicionamento do final do rifte e início do pós-rifte é diferente de outros modelos existentes (principalmente diferente do modelo de Bosence, discutido anteriormente – Bosence, 1998). Em fato, a proposta de Prosser (1993) já tinha sido desenvolvida anteriormente por Cartwright (1991) e teve continuidade na proposta de Nottvedt *et al.* (1995), e pode ser resumida da seguinte forma: *a fase rifte encerra-se quando a tectônica mecânica relacionada ao rifteamento cessa*. Assim sendo, os depósitos acumulados nesta fase, mesmo estando preenchendo uma bacia com geometria de meio-gráben, são considerados como pertencentes à fase pós-rifte. Já Bosence (1998) acha que enquanto há uma sedimentação (mesmo que atrasada) preenchendo uma calha gerada por esforços tectônicos relacionados a uma fase rifte, esta sedimentação ainda é sin-rifte.

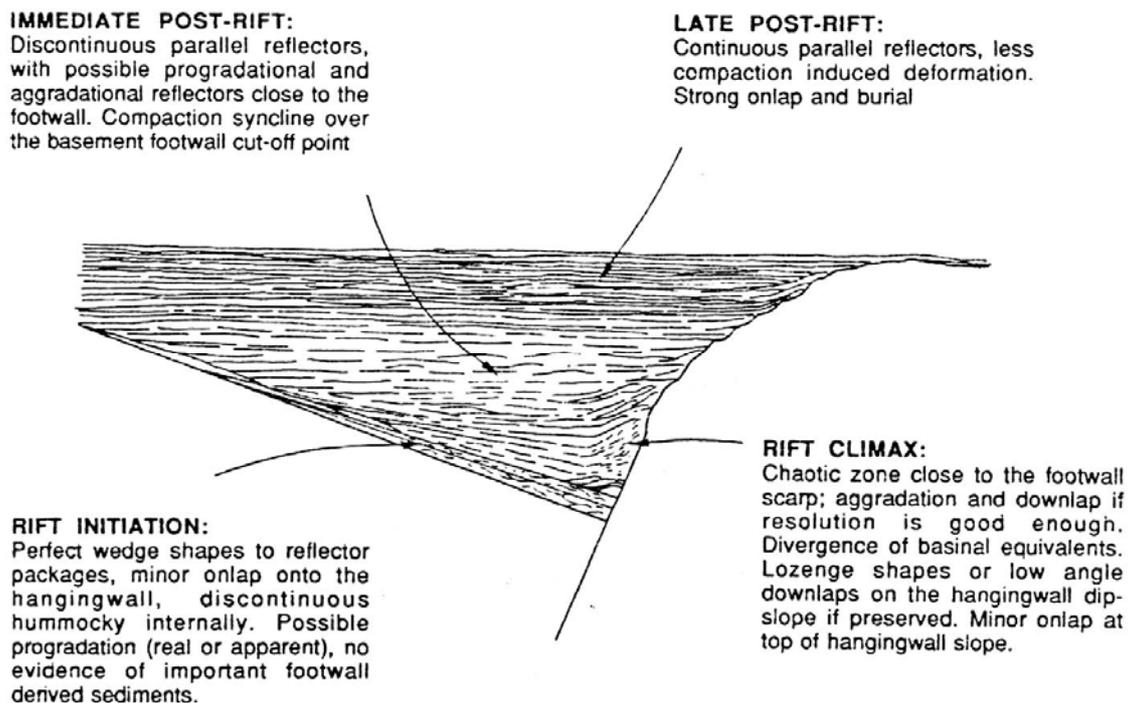


Figura 21: Seção sísmica idealizada proposta por Prosser (1993) apresentando os respectivos tratos de sistemas tectônicos e suas características diagnósticas.

Key points: subsidence = sedimentation
no established drainage basins in newly created topographic locations
dominantly axial input from antecedent mature drainage basins
small isolated sub-basins, small area for deposition

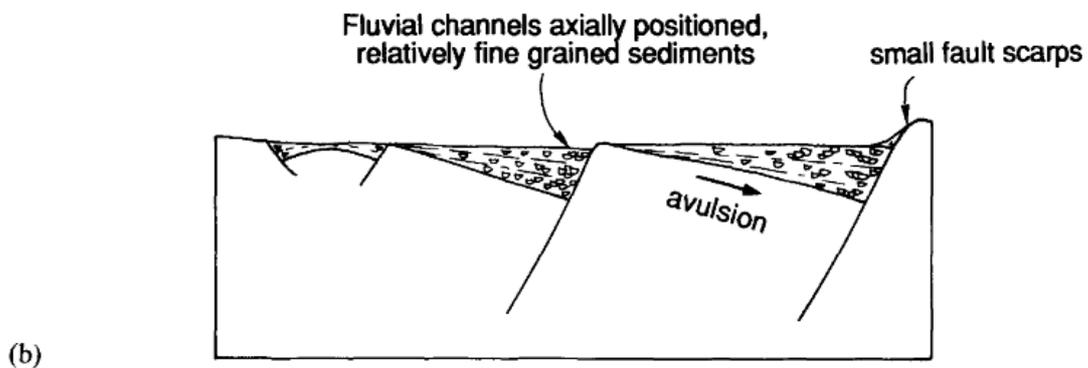
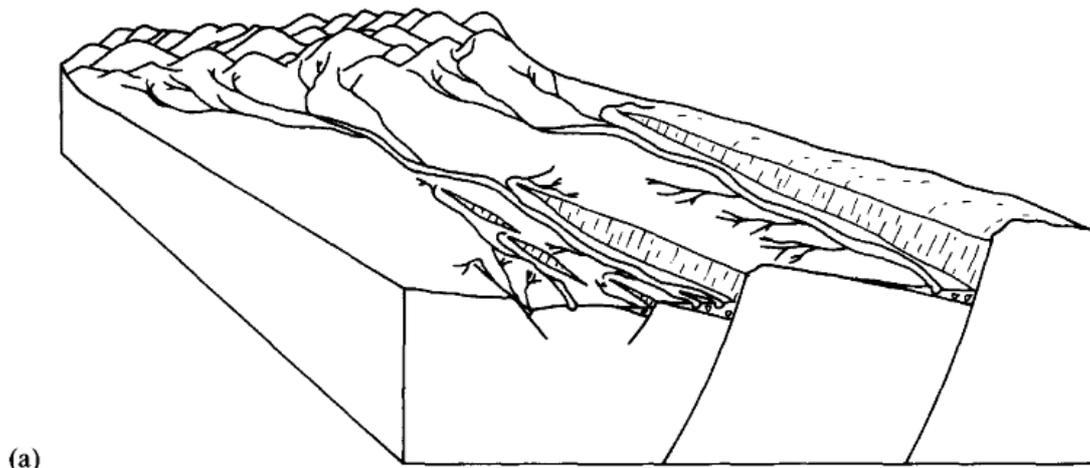


Figura 22: Bloco diagrama e perfil esquemáticos apresentando a estruturação básica do início do rifte, com um sistema de calhas com escarpas de pequena expressividade. Extraído de Prosser (1993).

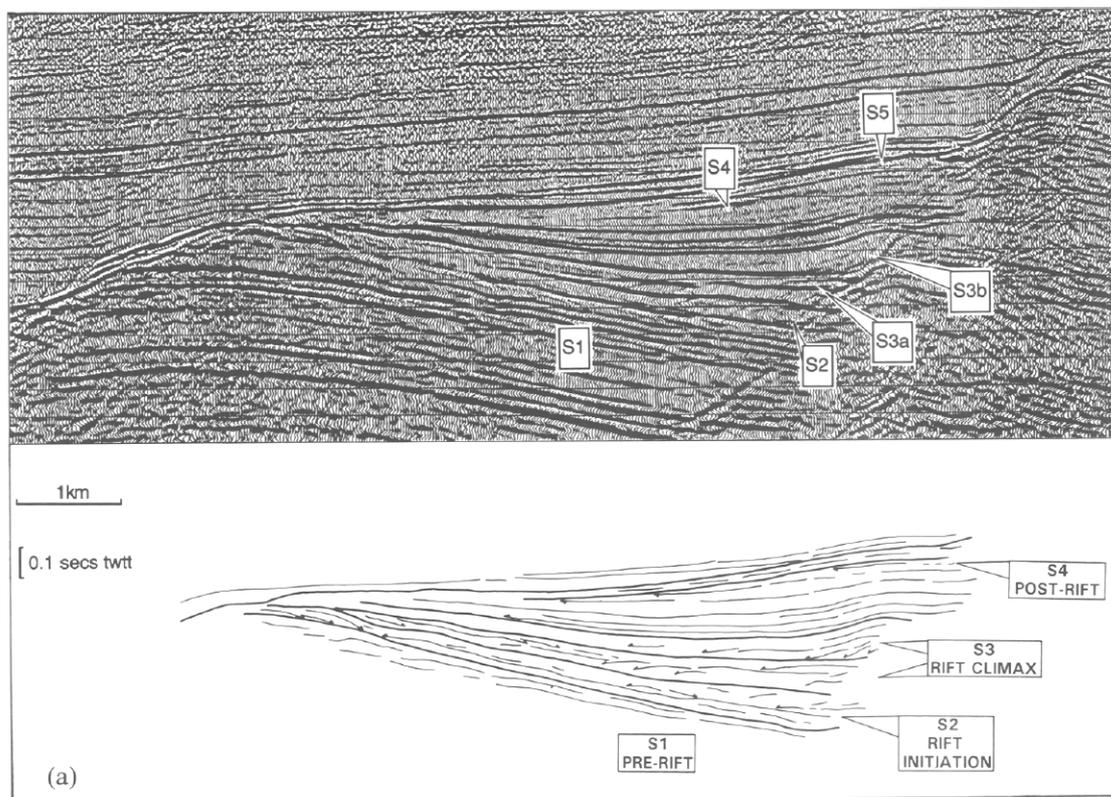


Figura 23: Linha sísmica e interpretação no rifte do Mar de Barents, extraído de Prosser (1993). Observar a fase de início do rifte (*rift initiation*, S2), que apresenta na margem flexural (à esquerda) truncamentos erosivos, indicando uma área deposicional maior que o meio-gráben posteriormente desenvolvido.

Key points: subsidence > sedimentation
 minor sediment accumulation due to increase in rate of
 subsidence (related to fault growth), increase in area for
 deposition, hydrological control (small drainage basins,
 canyon cutting, nick point migration mechanism)
 Unlikely to record minor eustatic changes

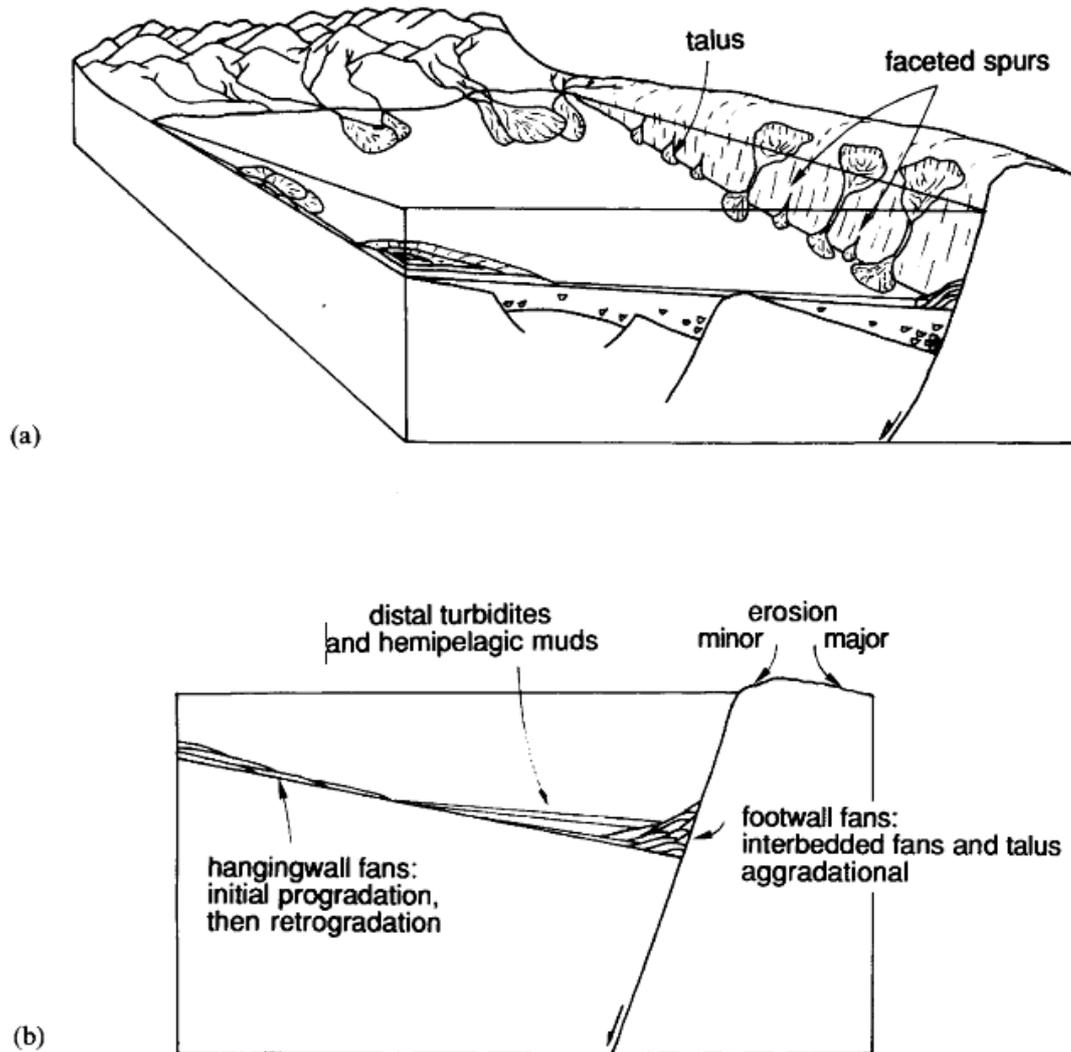


Figura 24: Bloco diagrama e perfil esquemáticos do Clímax do Rifte, mostrando o alto relevo da escarpa da falha de borda do meio-gráben, o avanço dos *footwal fans* e a retrogradação no *hangingwall*. O sistema lacustre domina e devido a progressiva criação de espaço, a rede de drenagem não consegue se estabelecer, e o suprimento é baixo. Extraído de Prosser (1993).

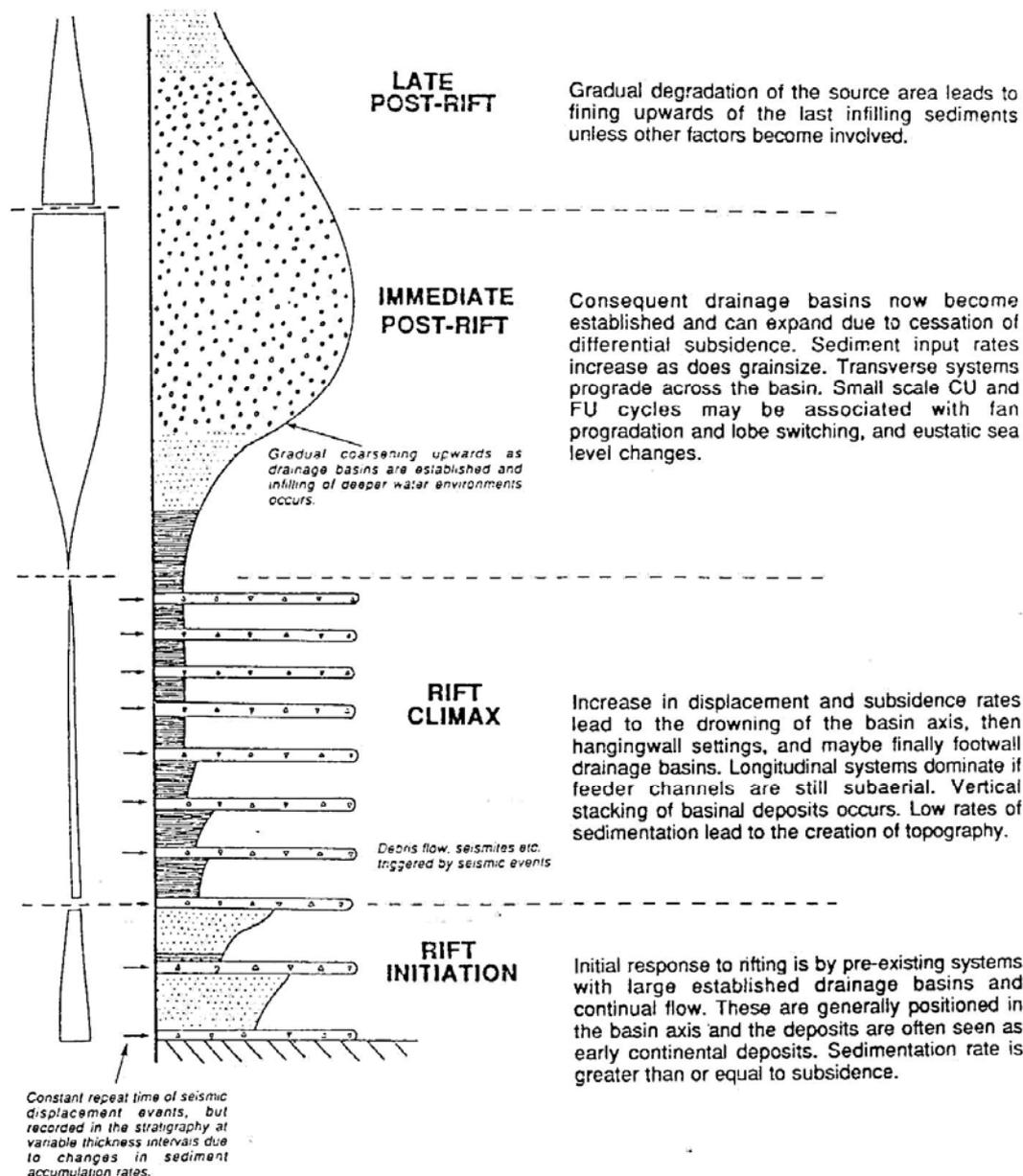


Figura 25: Sucessão estratigráfica vertical idealizada, apresentando os padrões de empilhamento e sistemas deposicionais para os respectivos tratos tectônicos formadores da fase rifte de uma bacia. Extraído de Prosser (1993).

3.4.3. GAWTHORPE & LEEDER, 2000 - *Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins*

Gawthorpe & Leeder (2000) propõem um modelo evolutivo de riftes com um enfoque fortemente estruturalista, e desenvolvem sobre ele um modelo de distribuição de sistemas deposicionais bem fundamentado, porém sem muito enfoque em padrões de empilhamento e variáveis controladoras da deposição. Basicamente, seguem a proposta de Bosence (1998), discutida acima sobre o preenchimento final do rifte, incluindo este preenchimento na fase sin-rifte.

O aspecto mais importante no modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) é sobre o início do rifte, onde eles propõem um modelo de conexão do sistema de falhas (principalmente das falhas de borda, controladoras fundamentais dos meio-grábens), denominado *fault linkage* e apresentado na Figura 26. Inicialmente, existem falhas paralelas e não conectadas (Figura 26A), cada qual com seu deslocamento baixo e individual. A ligação destas falhas se dá ao longo da evolução, gerando falhas maiores e conectando seus deslocamentos, o que gera deslocamentos ainda maiores (Figura 26B), até a ligação completa das falhas (*through-going fault zone*), onde fica bem desenvolvida a falha de borda e o deslocamento em sua zona central é máximo (Figura 26C). Os autores têm a preocupação de desenvolverem um modelo tridimensional, e a exemplificação do modelo da Figura 26 em um bloco-diagrama é apresentada na Figura 27. É possível observar que o processo de ligação das falhas vai estendendo e ampliando os meio-grábens, que partem de geometrias iniciais pequenas, com pouco deslocamento e isolados. Desta forma, observa-se no modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) que o início do rifte se dá na forma de bacias restritas, com baixa taxa de subsidência e, limitadas por falhas de borda com pequenos rejeitos e pouca continuidade lateral.

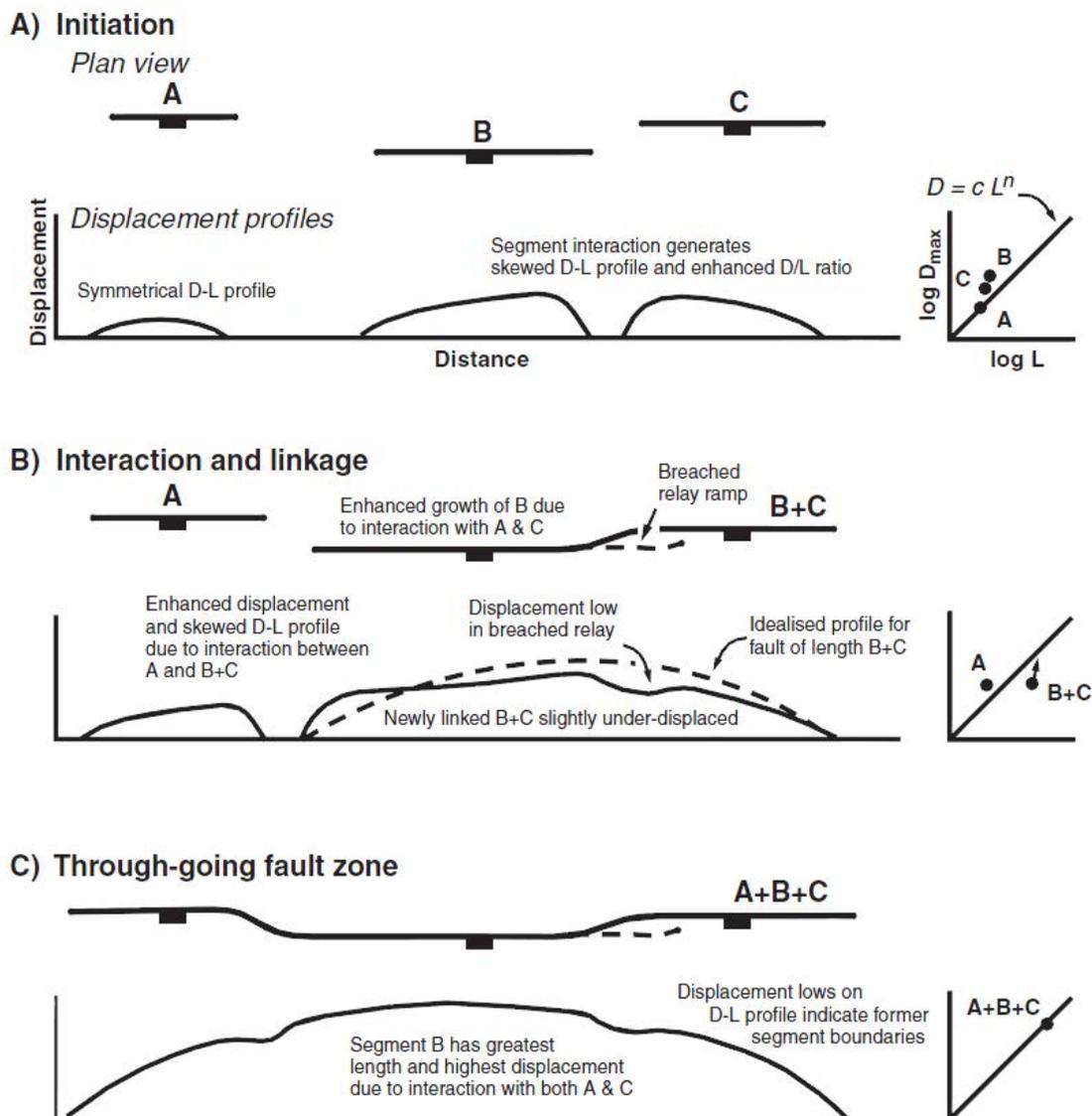


Figura 26: Modelo esquemático de Gawthorpe & Leeder (2000) para o processo de conexão de falhas (*fault linkage*), que controla o desenvolvimento de falhamentos em um rifte, principalmente a falha de borda. Observa-se que no início (A) as falhas apresentam pouco rejeito e pequena extensão lateral. A conectividade lateral (B) faz gradualmente aumentar a extensão do falhamento e seu rejeito até a fase de amplo estabelecimento (C).

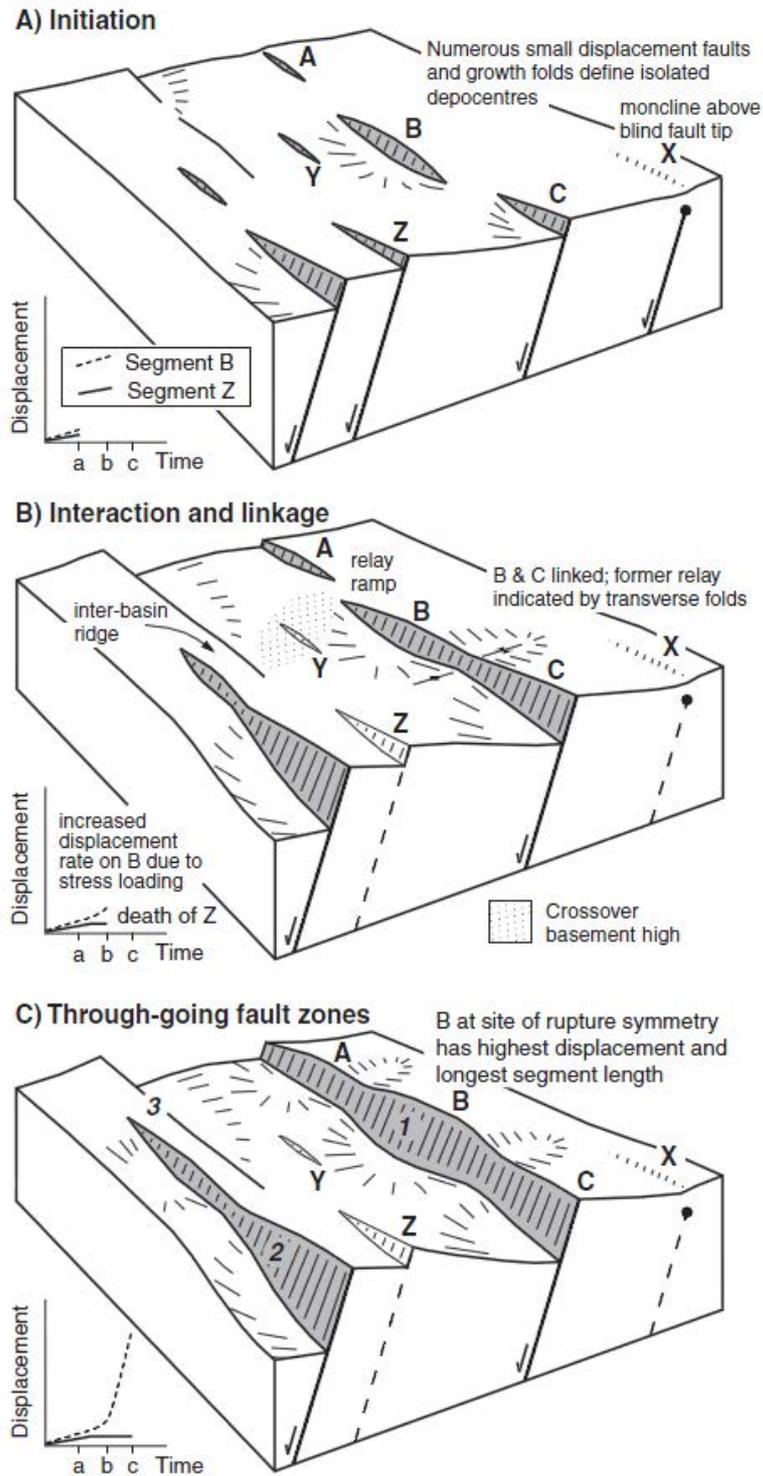


Figura 27: Blocos diagrama apresentando o modelo evolutivo da conexão de falhas conforme apresentado na Figura 26 (anterior). Extraído de Gawthorpe & Leeder (2000).

Gawthorpe & Leeder (2000) apresentam modelos tridimensionais para as fases evolutivas do rifte em situações continentais e marinhas. Aqui são apresentados apenas os modelos continentais. O início de desenvolvimento das falhas nucleando pequenos meio-grábens isolados – o que marca a fase de início do rifte (*rift initiation*) – é apresentado na Figura 28, onde sistemas de drenagem pretéritos possuem uma ampla capacidade de cortar as estruturas iniciais do rifte, que são expressas como pequenas bacias isoladas que geram pouca deflexão na drenagem. Sucede-se a fase denominada de ligação de falhas - *interaction* (Figura 29), onde os meio-grábens se expandem, os sistemas lacustres se desenvolvem, as falhas se conectam lateralmente, e a rede de drenagem é rearranjada drasticamente pelos meio-grábens. Posteriormente, a fase de continuidade (*through-going* - Figura 30) é marcada pelo início da estabilidade da rede de drenagem, que passa a responder completamente à estrutura dos meio-grábens, podendo ser oriunda da falha de borda, da margem flexural ou ter uma orientação axial. Os sistemas lacustres começam a recuar e a atividade tectônica começa a diminuir. Por fim, a fase de estagnação do falhamento (*fault death* - Figura 31) é controlada por uma parada na atividade das falhas de borda, o que intensifica a erosão dos *footwals* (pois não tem movimento de bloco, o que por consequência não gera rearranjo de drenagem, fazendo com que a drenagem escave continuamente). O preenchimento dos meio-grábens é total, e os sistemas lacustres inexistem ou recuam ao máximo. A atividade tectônica que pode ocorrer neste estágio é restrita ao soergimento das ombreiras do rifte, gerando um sistema de drenagem divergente, que joga o sedimento para fora do sistema de meio-grábens.

Este modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) possui alguns pontos questionáveis, tais como: (1) o processo de início do rifte compreende uma série de pequenas bacias isoladas, o que não é claramente demonstrável pelos autores (a presente tese defende um modelo contrário, de ampla e rasa bacia inicial, como será discutido a seguir). (2) Não discute a migração da deformação de um meio-gráben para outro, pois todos os meio-grábens, a partir da fase de ligação de falhas, já ganham a sua importância relativa, que se mantém até o final do modelo. (3) O arranjo dos sistemas deposicionais e a determinação de padrões de empilhamento não ficam claros e distinguíveis para cada fase, dificultando a aplicação prática. (4) Os autores defendem a manutenção da rede de drenagem pretérita durante as fases iniciais da ruptura (até a fase de continuidade), que cortariam os altos topográficos do rifte. Observa-se em análises do Mar Vermelho e do Golfo de Aden (Purser & Bosence, 1998) que a

mínima atividade tectônica já deflete a drenagem e arranja seja para dentro do sistema de meio-grábens, seja para fora do sistema.

Embora existam os pontos questionados acima, o modelo de Gawthorpe & Leeder (2000) apresenta aspectos muito interessantes para a compreensão da evolução de um rifte: (1) o modelo de ligação de falhas é funcional, objetivo e bem embasado conceitualmente. (2) o padrão evolutivo do rifte indiretamente remete ao padrão de preenchimento de Bosence (1998), com o rifte terminando com seu preenchimento sedimentar, contrário ao modelo de pós-rifte de Prosser (1993). (3) a efetividade de erosão e entrada de sedimentos no meio-gráben relacionada à diminuição da atividade tectônica. (4) o início do rifte como pequenas bacias isoladas, com sistemas de falhamentos de pouca expressão, não-conectados (ainda), e com um sistema de drenagem misto: ora controlado pelos pequenos meio-grábens, ora cortando-os.

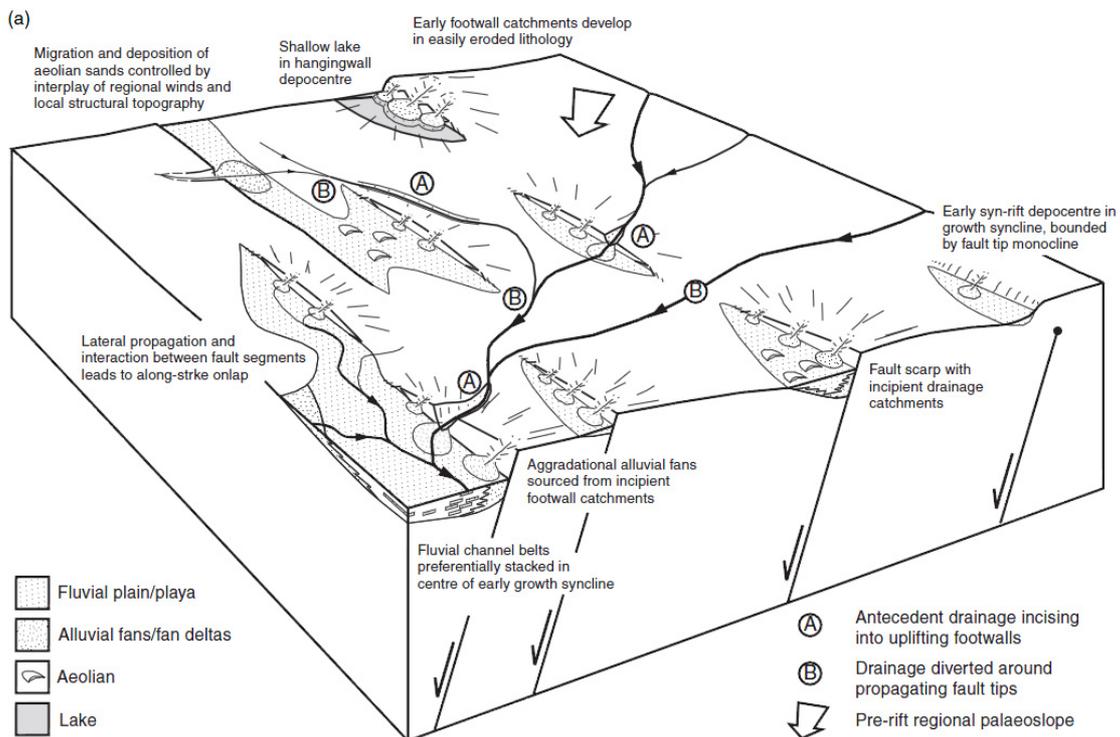


Figura 28: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de início do rifte, onde ocorrem pequenas bacias isoladas e o baixo relevo não afeta o sistema de drenagem que corta as estruturas iniciais do rifte.

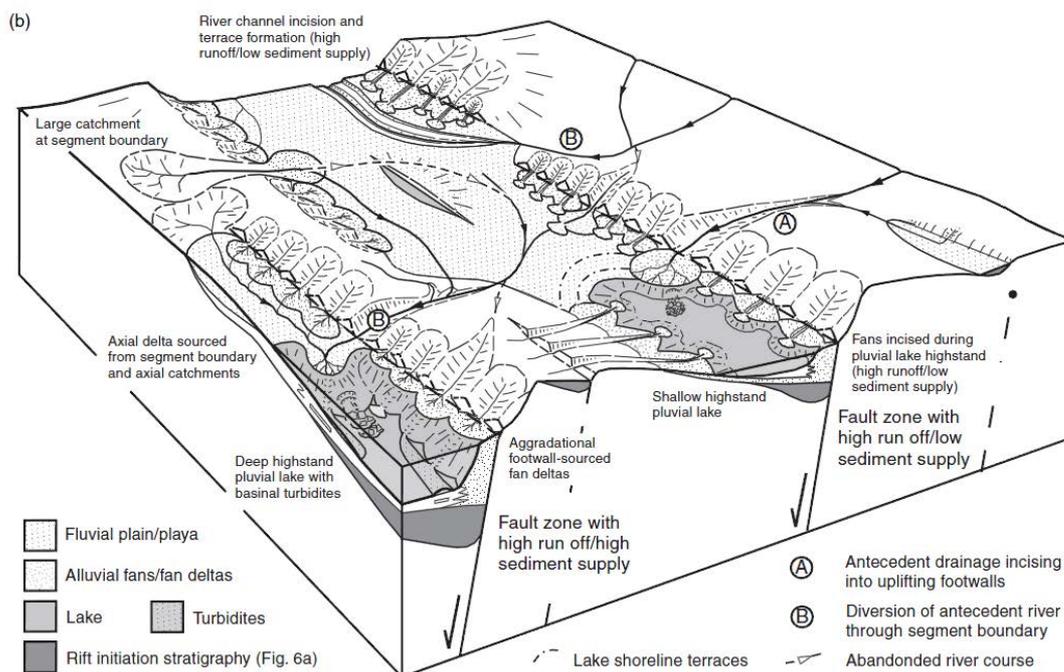


Figura 29: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de interação e conexão de falhas, onde os meio-grábens se desenvolvem, ganham extensão lateral, inicia-se o desenvolvimento de lagos e ocorrem inflexões da drenagem.

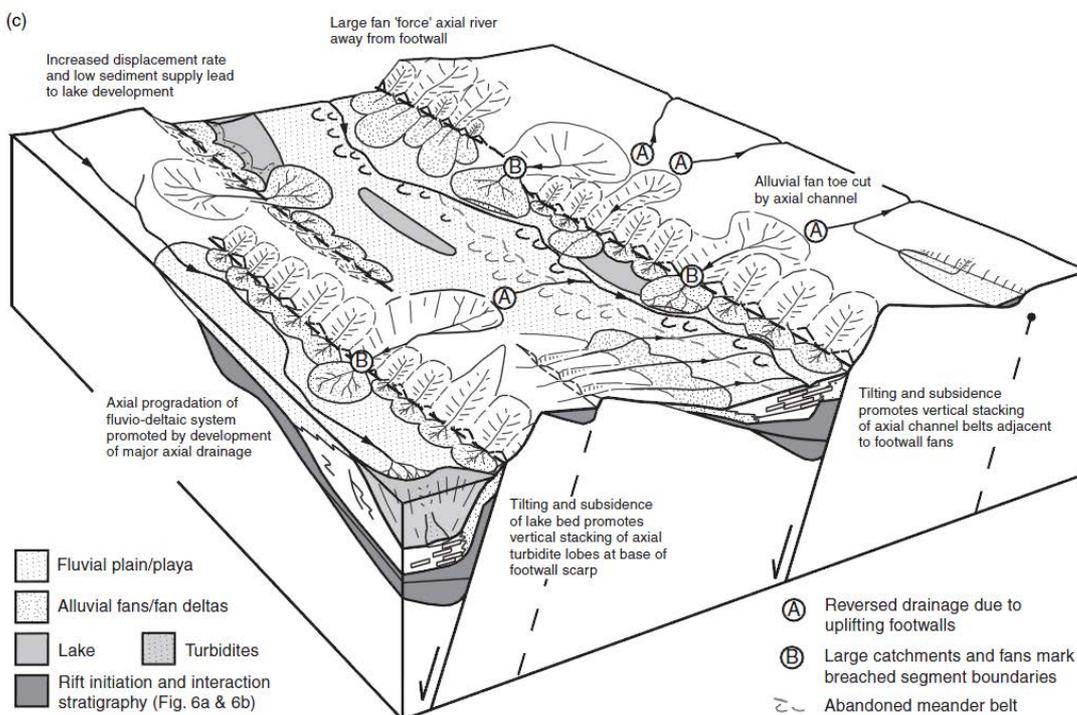


Figura 30: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de estabelecimento do meio-grábem, onde a atividade tectônica diminui, o sistema de drenagem é fixado e começa efetivamente a transportar sedimentos preenchendo os meio-grábens.

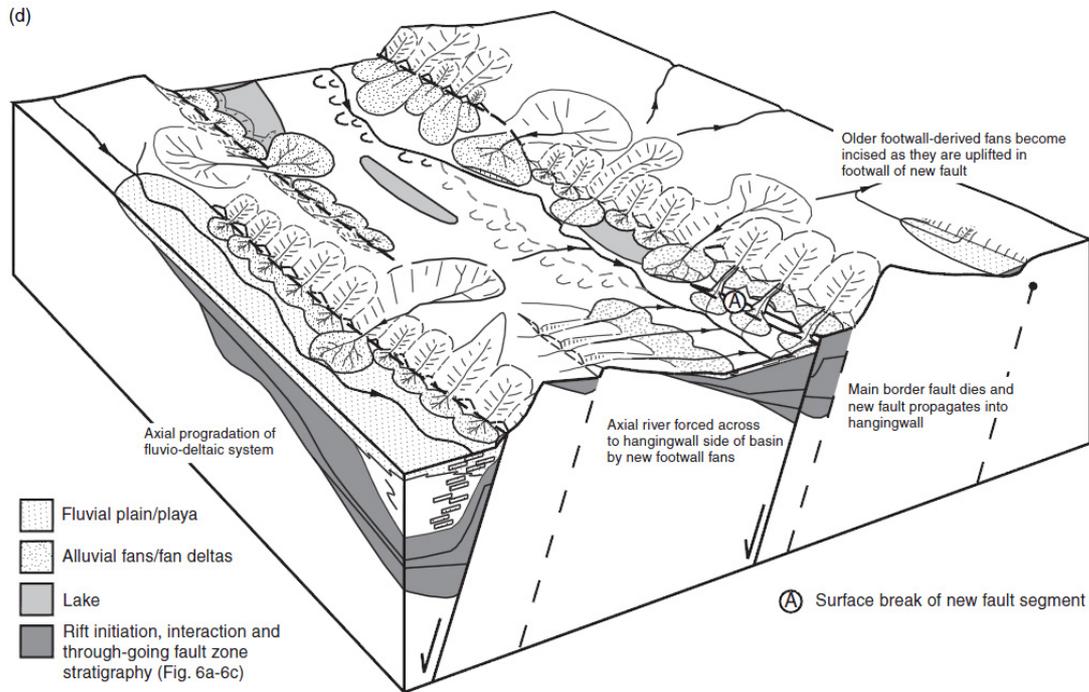


Figura 31: Modelo evolutivo de Gawthorpe & Leeder (2000) para a fase de estagnação do falhamento (*fault death*), onde a atividade tectônica praticamente cessa, o transporte de sedimentos é alto, e a erosão das escarpas é intensa. Assim, os sistemas lacustres deixam de existir e o preenchimento dos meio-grábens é total.

3.4.4. MORLEY (2002) - Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data

Embora Chris Morley esteja desenvolvendo estudos já há algum tempo em riftes (Morley, 1988; Morley, 1989; Morley *et al.*, 1990, entre outros), o trabalho selecionado para representar a síntese de suas idéias é apresentado em Morley (2002). Sua linha de desenvolvimento é muito semelhante à Gawthorpe & Leeder (2000), discutido anteriormente, focando sempre nos aspectos estruturais e controles de falhas sobre a sedimentação e preenchimento dos meio-grábens. Entretanto, Morley (2002) dá uma relevância maior a dados reais, citando exemplos de bacias do Sistema de Riftes do Leste Africano, e foca na falha de borda como principal controladora da estruturação e preenchimento de um meio-gráben.

Morley (2002) apresenta um modelo de falha propagante (*fault propagation*) muito semelhante ao sistema de ligação de falhas de Gawthorpe & Leeder (2000), onde um sistema de falhas paralelas, desconectadas e de baixo deslocamento lateral sofre uma expansão lateral conectando-se e gerando uma grande falha de borda do meio-gráben estabelecido (Figura 32). Este modelo estabelece que todas as falhas de borda se desenvolvem inicialmente como pequenas falhas isoladas, de pequeno rejeito e a sua conectividade lateral é que estabelece a geometria de meio-gráben amplo a partir de meio-grábens menores e isolados.

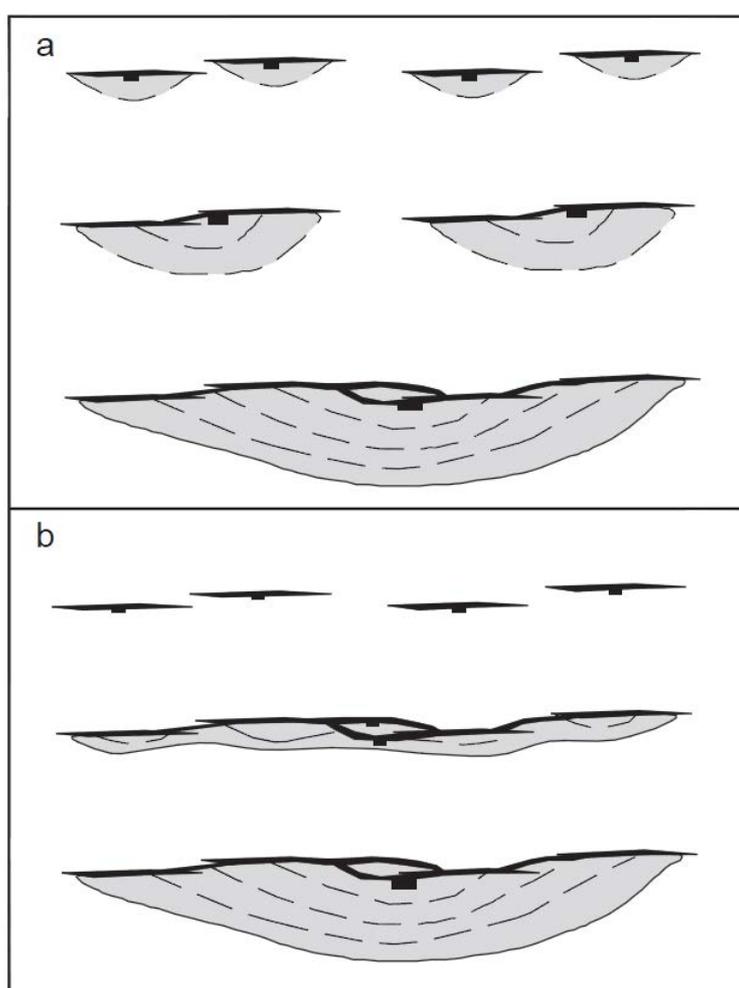


Figura 32: Ilustração esquemática do modelo de propagação de falha (*fault propagation*) de Morley (2002), com (a) ligação progressiva de falhas laterais durante um longo período evolutivo, onde se desenvolve uma ampla área deposicional no meio-gráben; (b) ligação progressiva de curta duração e sistemas de falhamentos laterais, desenvolvendo uma falha de borda. Inicialmente, a extensão deposicional do meio-gráben não é grande, e somente se desenvolve com a estabilidade da propagação e altos rejeitos verticais.

Entretanto, o aspecto mais relevante da proposta de Morley (2002) no enfoque da presente tese, é a sua proposta de evolução do início do rifte, baseada na propagação de falha (Figura 33). Inicialmente, desenvolve-se uma ampla bacia, com espessuras relativamente pequenas (quando comparadas às espessuras do clímax do rifte), condicionada por falhas de pequeno rejeito e sem grandes extensões laterais, inexistindo nesta uma falha de borda ou falha principal (estágio A da Figura 33 – rifte inicial). Isso reflete uma distribuição uniforme da deformação ao longo de toda a área sob o processo de rifteamento inicial. Em um estágio seguinte (estágio B da Figura 33), o desenvolvimento da falha de borda inicia-se, com propagação de falha, desenvolvendo o meio-gráben inicial, com suas geometrias deposicionais características (onlaps na margem flexural e contra a falha de borda, divergência, etc.). Neste estágio, as falhas secundárias, presentes na margem flexural continuam ativas, porém a deformação (rúptil) concentra-se na falha de borda e seus rejeitos são bem menores quando comparados com a falha de borda. Sucede-se o desenvolvimento amplo do meio-gráben (estágio C da Figura 33 – meio-gráben maturo), a partir da propagação efetiva e expansão para um meio-gráben maior, onde é apontada a possibilidade de migração da falha de borda, gerando os sistemas distributários de falha de Rosendhal *et al.* (1986) e subsequente erosão dos estratos do rifte inicial por soerguimento no *footwal* da falha de borda. Por fim, o estágio final (estágio D da Figura 33 – final do meio-gráben) marca a estagnação tectônica e preenchimento final da estrutura, com efetiva erosão do *footwal*. Assim, observa-se uma preservação de estratos do rifte inicial (A) somente abaixo dos estratos do meio-gráben, embora a área deposicional do rifte inicial seja bem maior que a estrutura. Adicionalmente, Morley (2002) apresenta como exemplo desta característica fase de início do rifte (note que existe a distinção entre início do rifte e início do meio-gráben – que precede) o Usangu Flats, uma depressão localizada na região leste do Lago Rukwa. Este modelo de início do rifte é também usado por Kinabo *et al.* (2007) para uma análise estrutural do rifte do Okavango (Botswana), uma planície com um gigantesco leque terminal controlada por uma falha de borda em desenvolvimento com pequeno grau de rejeito. Assim, o Okavango é o melhor exemplo apresentado de ocorrência desta fase de início do rifte, com a deposição de sistemas continentais (leques terminais, fluviais efêmeros, perenes, e lagos rasos) em uma região ampla, com o desenvolvimento inicial de uma falha de borda e propagação futura de um meio-gráben.

Por fim, Morley (2002) faz uma discussão acerca da dificuldade de estabelecer o final da fase rifte. É apresentado um modelo (Figura 34) onde a deposição pós-pulso tectônico (pós-rifte para alguns) têm a mesma assinatura deposicional (inclusive padrão de empilhamento) de um evento de reativação tardio do rifte, levantando a problemática de determinação de final do rifte baseado somente em critérios estruturais e não relevando o processo envolvido. Indiretamente, Morley (2002) salienta a importância do processo de rifteamento (separa fase de início do rifte e fase de início do meio-gráben, e questiona o final do rifte como final da atividade tectônica) desvinculado do resultado físico direto (meio-grábens e estilos deposicionais), mesmo tendo ele um enfoque amplamente estruturalista.

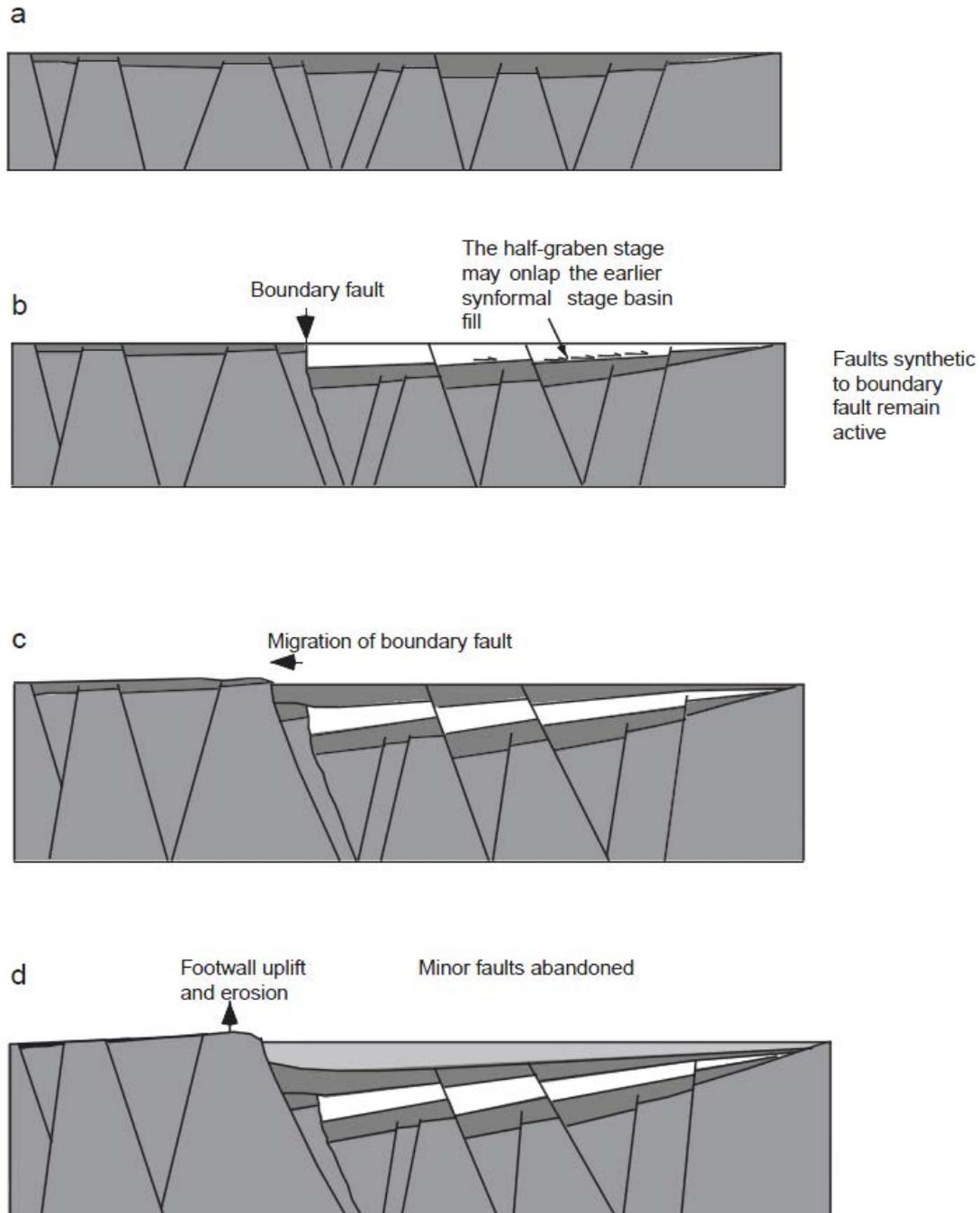


Figura 33: Seções esquemáticas do modelo evolutivo de riftes de Morley (2002), com o (a) estágio rifte inicial (depressão sinforme – ex. Usangu Flats), (b) meio-gráben inicial, (c) meio-gráben maturo, e (d) final do meio-gráben.

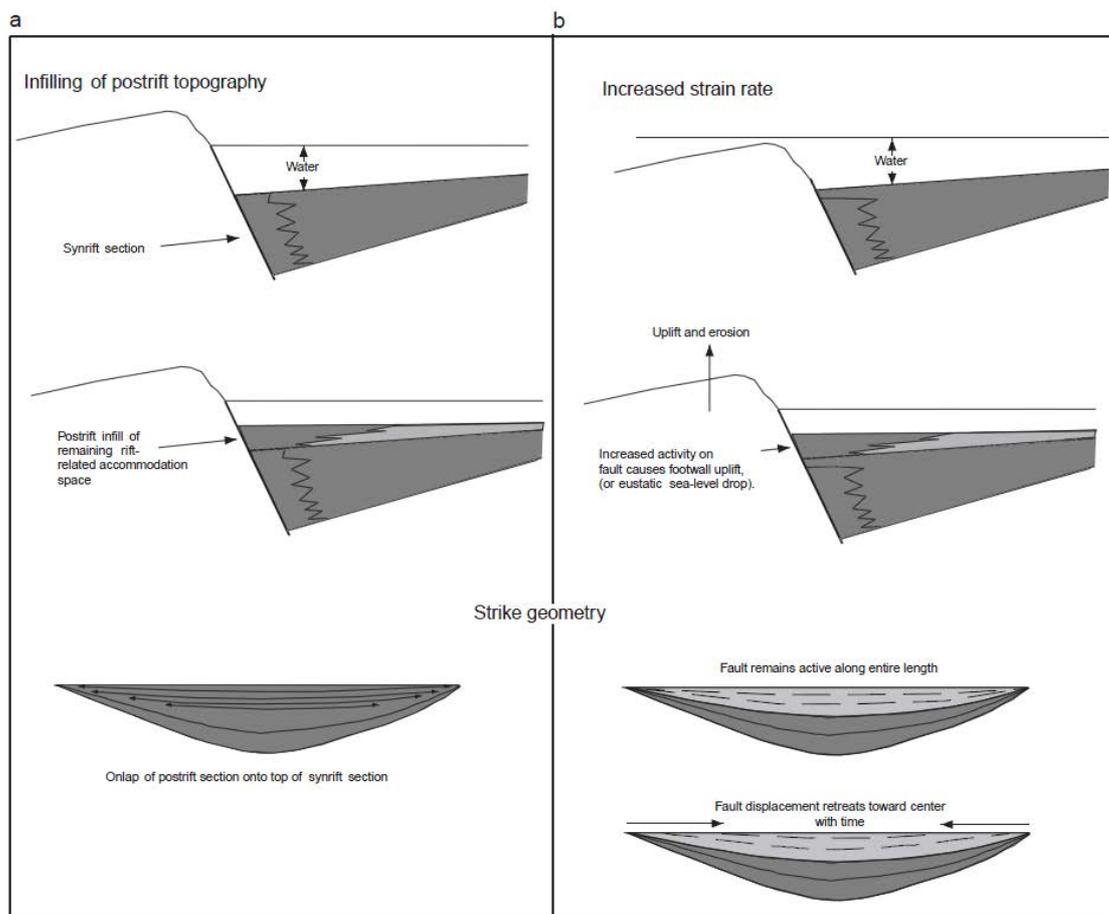


Figura 34: Modelo esquemático de Morley (2002) mostrando a problemática de definição do final da fase rifte, onde uma situação de (a) preenchimento “pós-rifte” do espaço criado durante a fase rifte, sem atividade tectônica no pós-rifte, pode apresentar a mesma assinatura deposicional de (b) uma reativação tectônica tardia do rifte ou rebaixamento do nível do lago, implicando em registros sedimentares semelhantes.

3.4.5. MARTINS-NETO & CATUNEANU (2010) - *Rift sequence stratigraphy*

Martins-Neto & Catuneanu (2010) lançaram recentemente seu estudo e modelo sobre bacias rifte. Estes autores propõem um modelo essencialmente estratigráfico, baseado nos conceitos fundamentais da estratigrafia de seqüências, porém com todo o padrão de controles de bacias rifte, como discutido anteriormente. O empilhamento estratigráfico de bacias rifte reflete uma dinâmica de rápida criação de espaço e subsequente preenchimento em uma fase de quiescência tectônica. O preenchimento é denominado “fora de fase”, ou seja, com a

resposta sedimentar posterior ao seu pulso tectônico controlador. O ponto fundamental da proposta de Martins-Neto & Catuneanu (2010) é a utilização dos padrões de empilhamento para o reconhecimento de unidades estratigráficas geneticamente significantes. Assim, todo o dado estratigráfico apresentado é baseado em sucessões verticais de fácies e perfis de poços, sendo utilizados os padrões de empilhamento como elementos chave para a correlação regional. Adicionalmente, devido a característica do processo de pulso tectônico sucedido pela entrada de sedimentos, o padrão básico de correlação é o ciclo de granocrescência ascendente (*coarsening upward cycle*), apresentado na Figura 35. A seção fina basal marca o evento do pulso tectônico, onde as taxas de criação de acomodação são superiores as taxas de aporte sedimentar. Este pacote pelítico basal é sucedido, gradualmente, por uma seção arenosa, que reflete um progressivo aumento na razão entre influxo sedimentar e acomodação. Assim, o padrão idealizado de fácies representa sempre uma tendência progradante e de aumento granulométrico para o topo. Por fim, Martins-Neto & Catuneanu (2010) admitem a existência de ordens hierárquicas sobrepostas baseadas neste padrão, permitindo a análise multiescalar de riftes com o controle individual e coletivo (somatório na tendência geral) das variáveis determinantes do preenchimento de um rifte. Para propor seus modelos, Martins-Neto & Catuneanu (2010) apresentam dados da Bacia do Recôncavo e da Bacia do Espinhaço, ambos no Brasil. Especificidades no modelo propõem uma base subordinadamente retrogradacional, relacionando este intervalo com deposições sin-pulso, e a relação lateral do limite de seqüências com um evento de inundação.

Entretanto, Martins-Neto & Catuneanu (2010) não discutem a geometria do meio-gráben condicionante dos padrões de empilhamento, nem os tipos e características distintas dos sistemas de drenagem que aportam no meio-gráben. A questão dos mecanismos controladores da ciclicidade é discutível, pois na escala apresentada podem ocorrer variações climáticas que se misturam com os eventos de pulsos tectônicos, impondo uma sobreposição de eventos difícil de determinar.

Pela proposta de ciclos *coarsening upward*, Martins-Neto & Catuneanu (2010) seguem a proposta de posicionamento da fase rifte limitada por limites de seqüências (discordâncias e superfícies correlatas) e estendendo-se até o preenchimento conforme o modelo de Bosence (1998).

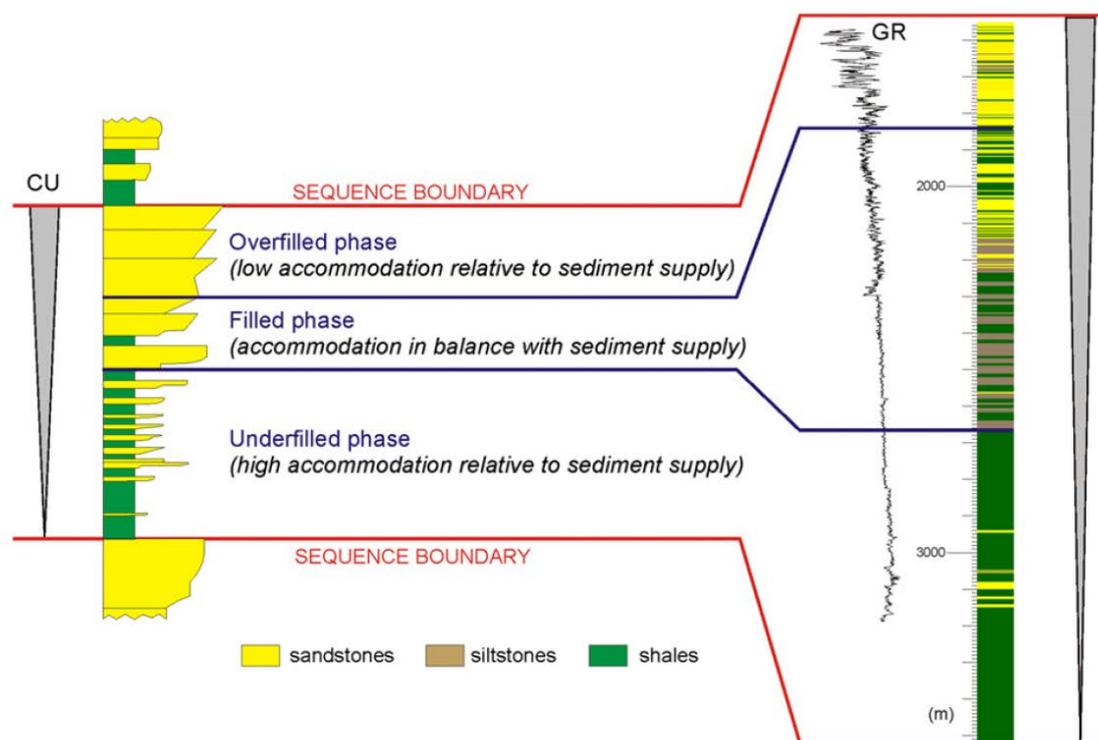


Figura 35: Arquitetura de uma seqüência rifte completa, conforme Martins-Neto & Catuneanu (2010), apresentando os ciclos de gradação normal (*coarsening upward cycles*) e as fases de subpreenchimento, preenchimento equilibrado e superpreenchimento (*underfilled, filled e overfilled phases*, respectivamente).

4. ARTIGOS CIENTÍFICOS SUBMETIDOS Á PUBLICAÇÃO

4.1. ARTIGO 1

TÍTULO: **STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF RIFT BASINS BASED ON STACKING PATTERNS AND THEIR GENETIC SIGNIFICANCE**

REVISTA: Marine and Petroleum Geology

AUTORES: Juliano Kuchle e Claiton Marlon dos Santos Scherer

DATA DE SUBMISSÃO: 23/07/10

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO

De: Marine and Petroleum Geology (jjpg@elsevier.com)

Para: julianokuchle@yahoo.com.br;

Data: Sexta-feira, 23 de Julho de 2010 13:23:16

Cc:

Assunto: Submission Confirmation

Dear M.Sc. Kuchle,

We have received your article "STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF RIFT BASINS BASED

ON STACKING PATTERNS AND THEIR GENETIC SIGNIFICANCE" for consideration for publication

in Marine and Petroleum Geology.

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

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/jjpg/>

2. Enter these login details:

Your username is: jkuchle

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/jjpg/automail_query.asp

3. Click [Author Login]

This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Marine and Petroleum Geology

For further assistance, please visit our customer support site at

<http://epsupport.elsevier.com>. Here you

can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more

about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need

any further assistance from one of our customer support representatives.

Imprimir <http://br.mg2.mail.yahoo.com/dc/launch?.gx=1&.rand=aa65vq5ou8ke7>

**STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION OF RIFT BASINS BASED ON STACKING PATTERNS AND
THEIR GENETIC SIGNIFICANCE**

Authors:

Juliano Kuchle (UFRGS/ANP-PRH12), Claiton Marlon dos Santos Scherer (IG-UFRGS),

Address:

Contacting author: julianokuchle@yahoo.com.br, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
(UFRGS), Brazil. Av. Bento Gonçalves 9500, n. 43127, r. 110, tel. +55 51 3308 6836, Porto
Alegre, Rio Grande do Sul State, Brazil.

ABSTRACT

In the last 50 years, rift basins have been studied through several approaches: structural, stratigraphic, kinematics, sedimentologic and geomorphologic, among others. Sequence stratigraphy allows the understanding of the sedimentary processes (including deposition, erosion and preservation) along a time-framework, granting the sequence stratigraphic paradigm the position of integrative discipline and method. In this paper we carry out a tectonic-stratigraphic analysis of rift basins based on key concepts of sequence stratigraphy. The determination of genetic units, called tectonic system tracts, took into account drainage individualization, the concomitance of erosion and deposition, the delay in the sedimentary supply, the migration of the tilt point along the half-graben, and the recognition of stacking patterns. The tectonic system tracts are similar to the classic three sea-level-based system tracts, but genetically linked to specific tectonic events in the rift basin. The tectonic system tracts do not show only one specific stacking pattern, but two stacking patterns, depending on the region of the half-graben considered. In the flexural margin and along the axial input, the sedimentary supply is delayed in relation to the tectonic pulse, generating a retrogradational pattern during the tectonic activity (rift climax), and the

dominance of a post-pulse sedimentary supply, generating a progradational pattern (rift ending). However, at the border fault the *fan deltas* response is progradation (advance of the wedge) simultaneous to the tectonic activity, and retrogradation (retreat of the wedge) during the post-pulse, which directly reflects the movements of the border fault. Therefore, the stratigraphic interpretation based on this model depends directly on the structural definition of the half-graben, and positioning of the sediment input at the basin.

1. INTRODUCTION

This paper aims at defining the stratigraphic criteria to map the sedimentary record of rift basins using the principles of sequence stratigraphy, established by Catuneanu (2006) as a 'genetic' analysis, emphasizing the processes, data correlation and prediction. For this purpose, it is necessary to determine a set of theories related to the development and evolution of a rift basin. And most importantly, these theories must describe the distinctive variables, their influence and interplay in the rift.

First, geometric definitions and subdivisions of rift basins are discussed, as well the fundamental differentiation between the rifting process (cause) and the sedimentary record (consequence), and how it is possible to interpret distinct processes in the record. Subsequently, the variables that control the evolution of a rift basin (evolution comprises the creation and destruction of accommodation), and the role of each variable in the development of the rift are discussed. The relationship between the variables allows the establishment of premises of evolution, which guide the definition of the main mapping units of the rift sections (the tectonic system tracts), as initially proposed by Prosser (1993) and adapted here. The concept of tectonic system tracts follows the original definition by Brown and Fischer (1977) as a linkage of contemporaneous depositional systems, and differs from the systems tracts of the classic Exxon sequence stratigraphic model (as depicted by Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988 and 1990, with subsequent contributions mainly by Galloway, 1989; Hunt and Tucker, 1992; Embry and Johannessen, 1992; Posamentier and James, 1993 and Posamentier and Allen, 1999). The difference arises from the fact that the systems tracts from the classic Exxon model are linked to a relative sea level curve, predicting three (or more)

system tracts related to specific positions along the sea level curve. Conversely, the tectonic system tracts are linked to a tectonic pattern, and their occurrence is based on specific tectonic situations in the basin.

This study was developed in the Cretaceous rift section of several basins in the Brazilian eastern margin, originated from the Gondwana breakup and formation of the Atlantic Ocean. A key area was chosen to support the theories discussed in this paper. Located in the Recôncavo Basin, the aborted segment of a rift system, the key area comprises a well dataset widely distributed across the entire rift basin, and with the complete stratigraphic rift section drilled, which allowed the interpretation that supported the models presented here. In this area, mapping of the packages was achieved through the recognition of the genetic parameters that control the sedimentary rift fill, with prediction of the depositional system, sedimentary input routes and stacking patterns.

Therefore, this paper shows the main models to carry out a stratigraphic analysis of rift basins based on genetic concepts – sequence stratigraphy, focused on the establishment of direct, simple and clear criteria, to help the stratigraphic compartmentation of rift sections.

2. THE BASIC UNIT OF A RIFT: THE HALF GRABEN

Initially, it is important determine what controls the occurrence and geometry of the depositional systems – the depositional arrangement of environments. Rifting is a process of continental crust extension or stretching, which causes an elongated trough on the surface of the crust (Leeder, 1995). Several evolutionary models have been proposed to explain the physical dynamics of rift evolution. However, there are two main models. The first is the Pure Shear Model proposed by McKenzie (1978) that says that where the crust is uniformly extended by homogeneous pure shear by faulting and rotation of strata, a symmetric rift basin is generated, with two dipping border faults. The second one is the proposal by Wernicke and Burchfiel (1982) named Simple Shear Model, developed through the analysis of deep seismic profile. Extension takes place by simple shear along an intracrustal detachment surface,

generating an asymmetrical rift basin with a well-developed border fault that becomes horizontal at the base of the crust and controls the internal block rotation.

Recent studies indicate that the Simple and the Pure Shear models are end-members within a continuous spectrum rather than an effective comparison tool (Karner *et al.*, 1993). Thus, the main rifts in the world are a crossbreed between Pure and Simple Shear models. Nonetheless the basic features of rift basins commonly are: (1) the presence of a dominant border fault controlling the substratum by block rotation, (2) the existence of internal compartments, (3) the dominantly asymmetrical geometry, and (5) the development of several laterally adjacent troughs (e.g., the Eastern African Rift System – Frostick *et al.*, 1986).

Therefore, as proposed by Rosendhal *et al.* (1986) for the Tanganyika Lake, the basic structural unit of a rift basin is the half-graben. The recognition and description of half-graben structures are extensively reported (Harding and Lowell, 1979; Bally, 1981 and others), but the work of Rosendhal *et al.* (1986) is innovative due the clear observation and systematic mapping of structural patterns in an individual half-graben, and the relationships between several half-grabens.

The half-graben basically consists of a border fault and a ramp with variable declivity, generating a depression (basin) with a wedge-like shape (figure 1, frame A). The structural pattern of a half-graben is controlled by block rotation. The uplifted block is named *footwall* and the lower block is the *hangingwall*. The movement of a half-graben is controlled by the border fault (which shows relative motion), and a theoretical point located on the ramp, called *tilt point*. The rotation point determines which area will subside or be uplifted, binding the *hangingwall* of a half-graben to the *footwall* of the adjacent half-graben in a lateral trough emplacement. The rotation point may migrate through time, causing expansion or decrease of the depositional area in a half-graben (even connecting two distinctive troughs).

Next, Rosendhal *et al.* (1986) proposed a spatial model of half-grabens which shows lateral terminations of the border fault in a sinusoidal fashion, decreasing the lateral displacement (figure 1, frame B and C). The interaction of adjacent half-grabens and their spatial emplacement controls the occurrence of accommodation zones (the lateral terminations of the half-grabens), with inversions of polarity of the border faults. Through this concept, it is possible to explain border fault inversions, lateral adjacent half-graben

connections and disconnections, interbasinal ridges and full-grabens (figure 1, frames D, E, F and G).

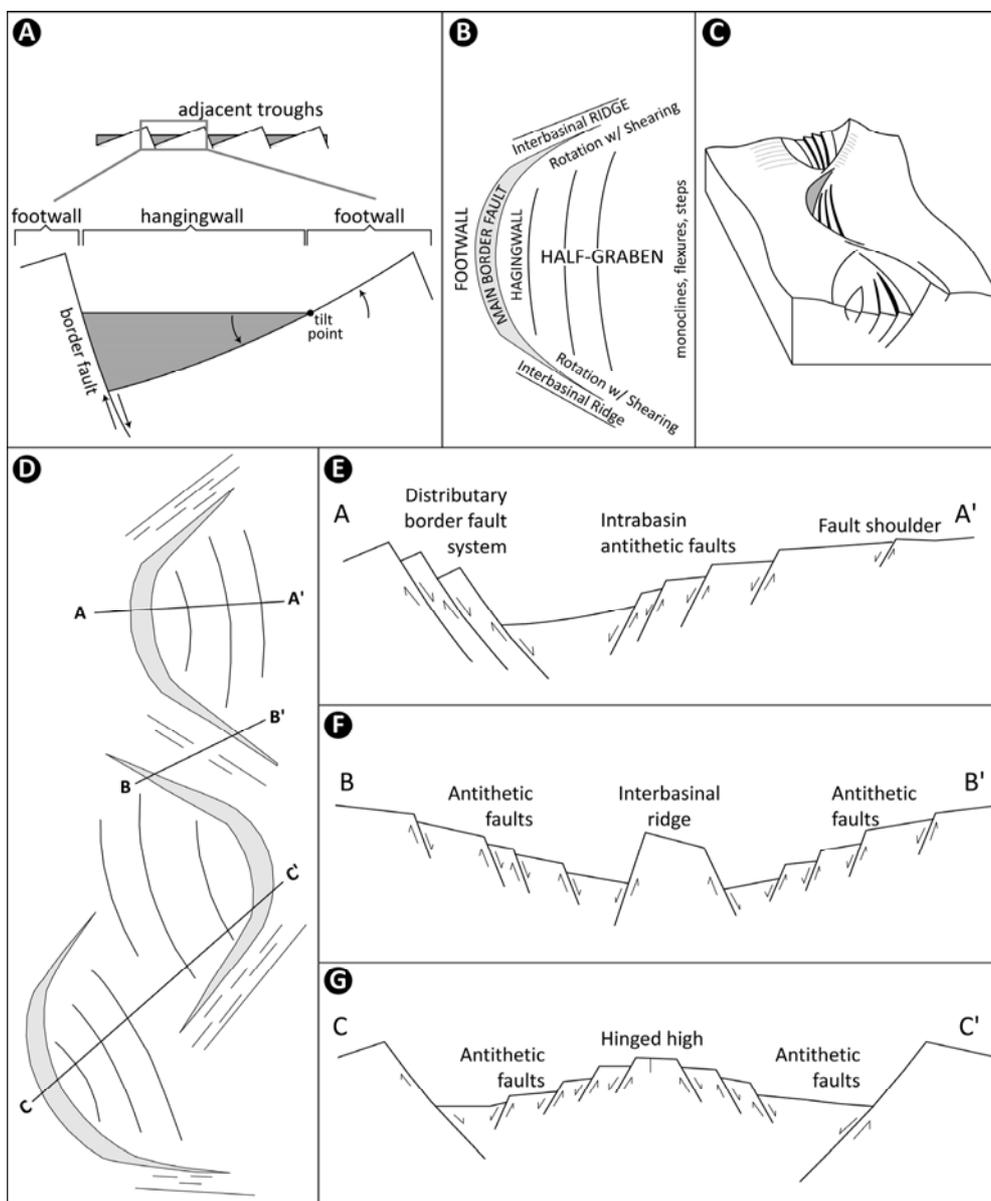


Figure 1, A: Individual half-graben and its internal compartmentation in *footwal* (uplifted portion), and *hangingwall* (subsided portion). The tilt point controls the transition *footwal/hangingwall* at the flexural margin. B: overview of a unique half-graben structure, with lateral termination of the border fault and its internal structures (modified from Rosendhal *et al.*, 1986). C: 3D view of the half-graben as pictured in frame B (modified from Rosendhal *et al.*, 1986). D: map of the half-graben composite interaction as showed in the profiles of frames E, F and G. E,F,G: Profiles of half-grabens and its interactions and internal structures, as showed in the map of frame D (modified from Rosendhal *et al.*, 1986).

As depicted above, the half-graben is considered the fundamental unit of analysis in a rift basin, but two points must be kept in mind during stratigraphic analysis:

1. Half-grabens are the shallow structural expression of the rifting process. However, the ruptile stage – the half-graben style – is preceded and followed by other structural styles also related to rifting. In other words, the half-graben does not just appear, but rather it is controlled by an initial phase, without half-grabens but still related to the rifting process. On the other hand, at the end of half-graben evolution, the trough is filled in and/or it may break to give way to the development of an oceanic crust, or be aborted. In any case, the half-graben passes through an end-phase with low tectonic activity, dominantly high supply, all still related to the rifting process. In summary, the rifting process is comprised of more structural styles than only the half-graben, which actually represents only the well-developed, main rift activity.
2. The mapping and subdivision of genetic packages within half-grabens must be made individually, for each half-graben at first, and correlations between half-grabens can be only be made with chronostratigraphic frameworks (biostratigraphy or absolute ages). This is necessary because even in the same rifting process, the development of laterally adjacent half-grabens is not simultaneous, and they do not display the same structural activity, either in intensity or style. The migration of the strain field or the concentration of the stress is common, resulting in totally different depositional styles in adjacent half-grabens.

3. CONTROL PARAMETERS OF EVOLUTION IN RIFT BASINS

The fundamentals of the sequence stratigraphy are the determination of control parameters and the interplay of these parameters as control agents of the sedimentary record (as discussed and standardized by Catuneanu *et al.*, 2008). In rift basins the same are

proposed. Thus, initially the main parameters are depicted, not only for the deposition, but also to the erosion events.

As an extensional basin, the main control of rift basins is tectonics. The tectonic activity is continuous (but with differential rates) throughout the rifting process, dominantly with a ruptile style – faulting and block rotation. The tectonic mechanics works in pulses, which are instantaneous in geological time, but the increments show periods with major or minor tectonic activity throughout the evolution of the basin (Bosence, 1998). The movement along faults is depicted as instantaneous seismic events, with displacements of up to five meters (Leeder, 1995). As showed above, the half-graben dynamics consists of uplift in the *footwall* and subsidence at the *hangingwall*, controlled by a border fault. The tectonic event, therefore, causes deposition (accommodation creation) and erosion (accommodation destruction).

Following the tectonics, climate controls directly two main aspects in the evolution of a half-graben: the lake level (or phreatic level) and the weathering efficiency and sedimentary supply. In a humid period, the basement highlands are more intensely weathered and a well-developed and perennial river system is developed, whereas in an arid period, physical disaggregation and low-water transport (subaerial debris flows, eolian and ephemeral rivers) dominates. As essentially continental basins, the main controls of base-level in rifts are the lake-level and the stream equilibrium profile (Posamentier *et al.*, 1988). Therefore, climatic fluctuations lead to lake-level variations, commonly metric in secular timescales, but reaching decametric variations in millennar timescales (Giresse *et al.*, 2005; Magny *et al.*, 2007; Harzhauser *et al.*, 2008 and Reading, 1996). In long-term variations, climate fluctuations may turn “dry troughs” (troughs without lakes, where only the stream equilibrium profile acts) into “lake troughs” (where the phreatic level crops out, generating a lake). Because tectonic activity in rift basins occurs in short timescales and with high intensity, the climatic and tectonic parameters take place in same time-scale, frequency and intensity, which makes it difficult to discriminate the influence of tectonics from climate in transgressive or regressive events in rift basins. The overprint of climate-scale events over tectonic-induced events was discussed by Martins-Neto and Catuneanu (2010), the *low-level lake* by Scholz and Rosendahl (1990) and the Brazilian subsequent adaptations were proposed by Della Fávera (1992).

The sedimentary supply controls the effective filling of a rift trough, determining if a specific rift has a starved or even fulfilled profile. Supply is directly affected by climate, which determines how much sediment will be generated and transported due to weathering and fluvial discharge (arid climate generates and transport less sediments than humid climate). Supply is also affected by source area topography, directly related to tectonics, which controls the pulses of rift subsidence and basement uplift (high-declivity terrains offer more surface area and volume to subsequent erosion). As discussed above, an intense relative movement along the border fault generates higher relief on the *footwal* in relation to the trough on the *hangingwall*. This movement generates uplift of the shoulders and highlands surrounding the rift basins, which are the main sediment supply areas. Supply from these areas is controlled not only by the uplift, but also by the roughness of the terrain. Roughness is based on the punctual declivity of the terrain, depicted as the relationship between the planar area (the area within a boundary) and the surface area (considering the surface shape). Roughness increases the higher the surface area is in relation to the planar area. Conversely, the closer surface and planar area are, the plainer the terrain. Rough terrains supply more sediments than plain terrains. The relationship between tectonics (as accommodation creation – i.e., subsidence on the *hangingwall*) and sedimentary supply results in the stacking patterns of depositional systems (progradational, retrogradational and aggradational).

Eustacy is not considered an important control in rift basins unless marine influence is detected. Marine incursions may occur during the evolution of an initially continental rift, as discussed by Ravnás and Steel (1998), giving rise to marine rift basins. But in essentially continental rifts – the scope of this study – eustacy does not affect the base level. Climatic events of global sea level variations (glacioeustacy) are stated as climatic events controlling the phreatic level (equilibrium stream profile) or the lake level.

3.1. Contemporary Erosion and Deposition

The depositional packages in a rift basin are controlled by tectonic events, which are called tectonic pulses. Due to the basic geometry of a rift basin – the half-graben – the tectonic pulse (by block rotation) creates accommodation (allowing deposition) by a descending movement on the *hangingwall* – subsidence –, and at the same time, destroys accommodation (causing erosion) by an ascending movement – uplift – on the *footwal*. Thus, the depositional package of a rift basin, related to a tectonic pulse, is contemporaneous to a laterally adjacent erosive event. This situation sets erosion and accumulation contemporaneous in time, both related to the same event – the tectonic pulse (figure 2).

A highlight of this model is the proposition that a sedimentary package with the same age of an unconformity is formed. In practical terms, genetically-linked sedimentary packages deposited on the *hangingwall* are directly correlated with unconformities on the *footwal*.

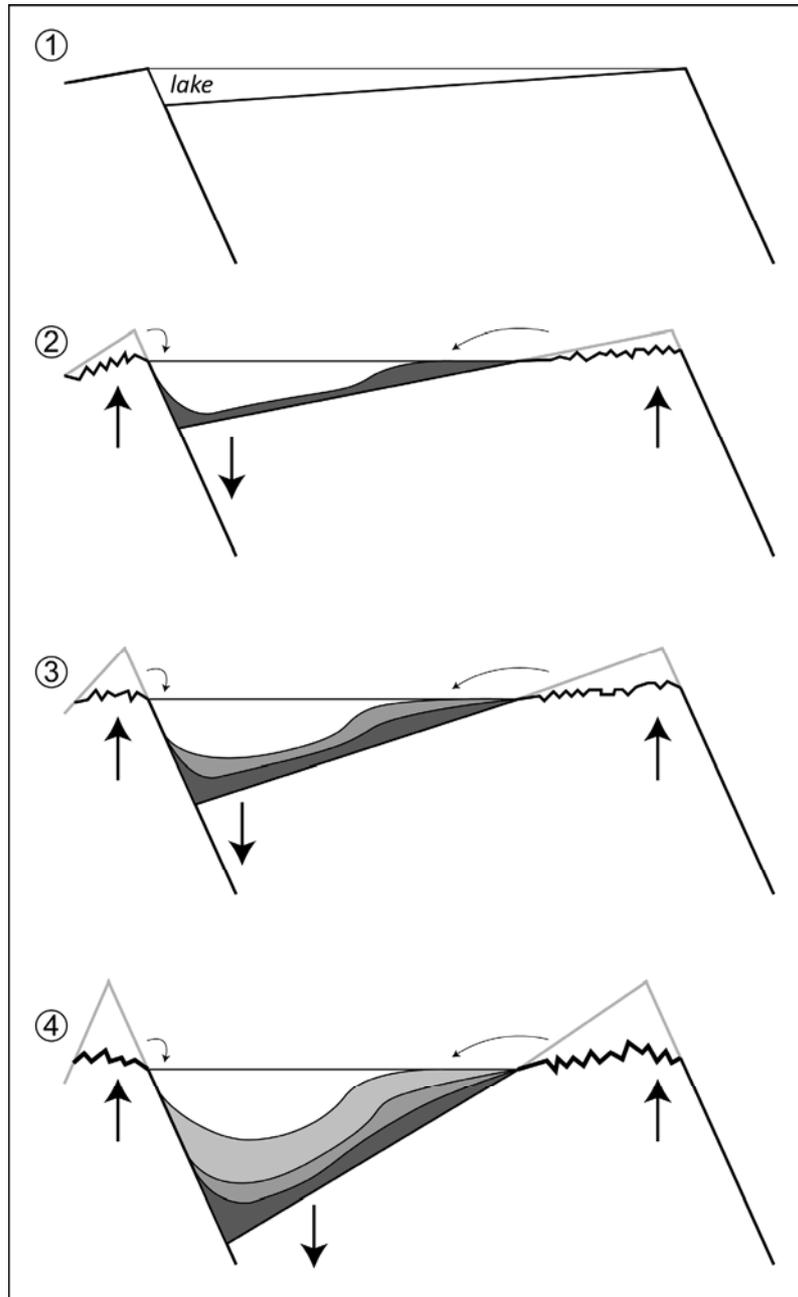


Figure 2: model of evolution of a half-graben related to a tectonic pulse, responsible for the creation of accommodation on the *hangingwall* at the same time of erosion on the *footwals*, what consequently generates a depositional package genetically correlated laterally to an erosion surface.

3.2. The Delay of the Sedimentary Supply

Controlled by the tectonic pulse, uplifts of the *footwals* provide areas to erode. Denudation and erosion rates, however, vary broadly. Erosion is closely related to climatic factors and the roughness of the terrain. Even at high erosion rates, the short-term tectonic pulses cannot be followed by a simultaneous or nearly-simultaneous associated sediment discharge. A single half-graben rift basin is rarely developed, and even in a single half-graben the occurrence of minor internal highs is common. The most usual geomorphic setting is the formation of several half-grabens laterally adjacent (Rosendhal *et al.*, 1986). This setting always shows a very complex drainage pattern (figure 3), which can be divided in three types:

Flexural margin drainage – it flows directly from the flexural margin to the half-graben with relative low declivity, carrying sediments derived from a medium to broad area, in a terrain with medium roughness, and with a relatively straight flow perpendicular to the border fault and the main axis of the half-graben. The flexural margin drainage is an important supplier of the marginal deltaic system (which are subordinate to the axial deltas), playing an important role on the control of transgressions and regressions at the flexural margin.

Border fault drainage – it flows directly to the half-graben, perpendicular to the border fault, and restricted to the border fault escarpment. It occurs on a small area, but with high roughness, not developing continuous streams due to the high declivity of the terrain. It is dominated by *fan deltas* and debris flows.

Axial drainage – the flow borders the half-grabens, capturing sediments across a broad area, with high-roughness terrains in the highlands grading to low-roughness lowlands. It commonly shows turning directions to input the half-graben along the main axis of the trough, parallel to the main axis of the rift. This is the main carrier of sediments, and along with the flexural margin drainage it is responsible for the deltaic systems, and transgressions and regressions at the flexural margin.

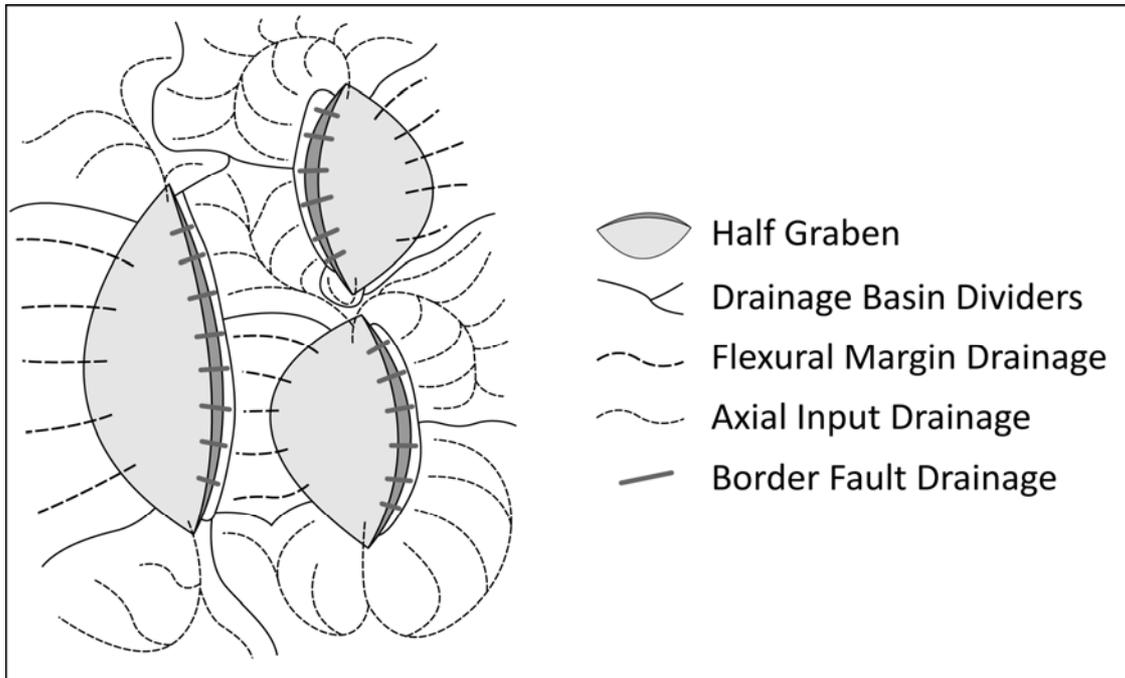


Figure 3: Compartmentation of the half-graben drainage system in three types: flexural margin, axial input and border fault drainages. The topographic highs are the drainage basin dividers.

A tectonic pulse, generating uplift of the *footwals* and subsidence of the *hangingwalls*, requires an intense rearrangement of the flexural and axial drainages, which is directly proportional to the drainage area. While the border fault drainage is instantaneously rearranged, rearrangement of the flexural and axial drainages may evolve during a long time. When the drainage network is fully established, the basement erosion supplies a considerable amount of sediments to the half-grabens.

Since the tectonic pulse is instantaneous (and consequently, the accommodation creation) and the rearrangement of the drainage and subsequent erosion of the *footwals* is delayed in relation to the pulse, the sedimentary package related to a tectonic pulse shows a very singular pattern, as shown in figure 4. Subsidence of the *footwal*, showed from a initial condition (figure 4, time 1) to the tectonic pulse (figure 4, time 2) generates a thin retrogradational base, if the coastal setup is established and a minimal but enough sediment

supply exists in this moment. The retrogradational pattern and transgressive characteristic is marked at the base by a flooding surface, and, as discussed before, correlated with an unconformity at the flexural margin highlands. As preliminarily pointed out by Blair and Bilodeau (1988) and later by Bosence (1998) and Prosser (1993), the delay in sediment supply is a common rule in rift basins. Initially, rearrangement of the drainage and the subsequent erosion and transport to the rift trough takes a considerable time to occur (as showed in figure 4, time 2 to 5), which does not imply in disconnection between the sedimentary supply (delayed) and the tectonic pulse. Martins-Neto and Catuneanu (2010) advocate a similar idea for rift basins, in which the accommodation created by a tectonic pulse is gradually filled by the increased post-pulse sediment supply, changing from an underfilled to a filled basin. Therefore, an idealized tectonically-controlled depositional event is initially marked by deep lacustrine deposits (mainly shales), succeeded by progradational marginal deposits (deltas and lake-shores) and fluvial deposits (figure 5, well B) at the flexural margin, including the flexural margin and axial drainages. In the vertical sedimentary succession, the fine lacustrine deposits indicate the tectonic pulse event and the progradational marginal/fluvial deposits indicates the delayed sedimentary supply related to the pulse. However, the border fault drainage show a different response in relation to the dominant flexural margin pattern due to the (1) high roughness of the terrain, (2) high declivity of the terrain, (3) small area of the drainage basins, (4) always uplifted region, (5) small distance of sediment transport, and (6) high topography. For these reasons, the border fault drainage responds instantaneously to the tectonic pulse, as showed in figure 4, time 1 to 2, generating a syn-pulse sediment discharge directly associated with the border fault, usually in the form of alluvial debris flows or *fan deltas* in lakes. This discharge shows minimal segregation and usually coarse-grained sediments, commonly interpreted as alluvial fan deposits by Reading (1996), generating thick but restricted fans. As the tectonic pulse ceases immediately (or considerably decreases its intensity), *fan deltas* retreat or even cease their discharge, recording a close relationship between the depositional event and tectonic activity (figure 4, time 2 to 5). Like the flexural margin, the border faults show a distinctive depositional pattern, showed in figure 5, well A. Therefore, the abrupt coarse-grained succession represents the syn-tectonic depositional event related to the border fault drainage, and the fine-grained, deep-lacustrine shales indicate tectonic quiescence and retreat of the discharge from the border fault.

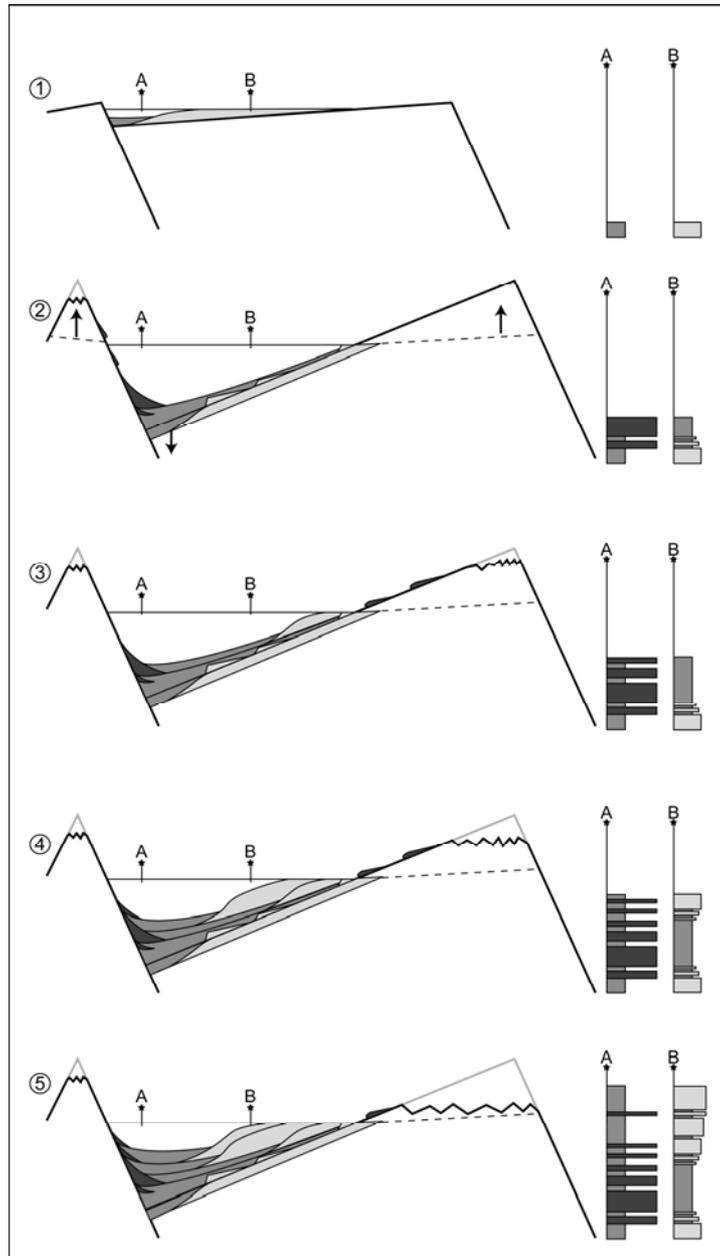


Figure 4: model of evolution of a half-graben related to an instantaneous tectonic pulse. The rapid creation of accommodation (from time 1 to 2) generates an intense retrogradational pattern at the flexural margin (well B), whereas near at the border fault, *fan delta* progradation occurs. Retrogradation at the flexural margin is related to the low sediment supply at this moment, due to the rearrangement of drainage pattern and the time necessary for erosion and transport (time 2 and 3). After the pulse, the drainage is established and erosion of the flexural margin begins. The sedimentary supply surpasses accommodation, generating a progradational pattern at the flexural margin. At the same time, ceasing of the tectonic activity generates the retreat of *fan deltas* related to the border fault, generating a retrogradation at this site (time 4 and 5).

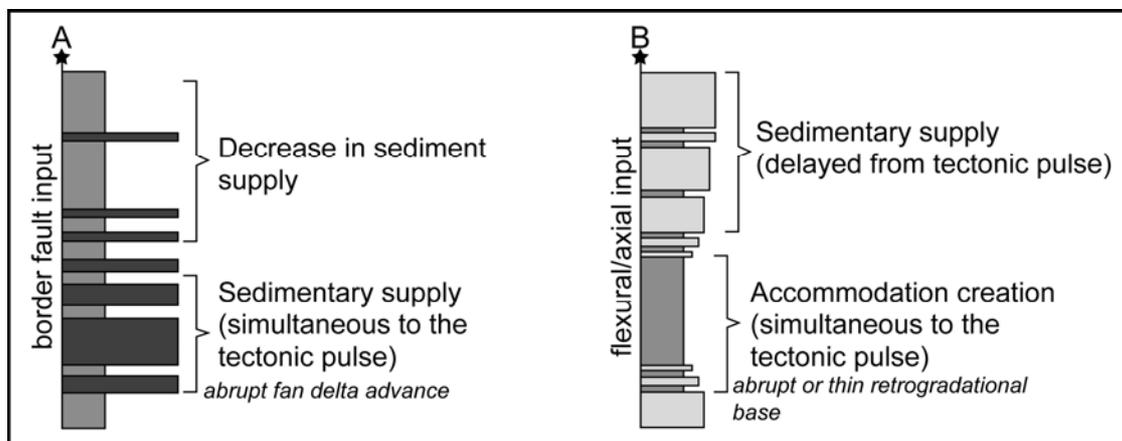


Figure 5: The result of the delay is a progradational to retrogradational facies succession response to the border fault drainage (facies succession A), whereas at the flexural margin site (facies succession B) a retrogradational to progradational pattern occurs, which indicates that sedimentation during the tectonic pulse is represented by fine sediments of deep lacustrine systems (low supply situation), overlain by coarsening-upward sediments of marginal lake and continental systems (high supply – delayed – condition).

3.3. Expansion of the Graben

The delay of sedimentary supply alone does not explain the strongly retrogradational pattern succeeded by a progradational phase. A progressive expansion of the graben is observed in mechanical models (Kusznir *et al.*, 1991; Roberts *et al.*, 1993; Withjack *et al.*, 2002; Gibson *et al.*, 1989 and Gawthorpe and Leeder, 2000) and in several rift basin interpretations (Magnavita, 1992; Withjack *et al.*, 1998; Colletia *et al.*, 1988; Contreras and Scholz, 2001; Morley, 2002 and Hinsken *et al.*, 2007). Graben expansion is closely related to the border fault, *footwal* uplift and *hangingwall* subsidence. Hence the basic planar model of Gibson *et al.* (1989), adapted by Withjack *et al.* (2002), is constituted by a planar normal fault that controls the *footwal/hangingwall* movements. An increase in the displacement of the normal fault (in half-grabens, the border fault – see figure 1) expands the *hangingwall* lowlands. Since the half-graben is controlled by block-rotation, it necessarily implies in migration of the tilt point.

To simplify the model, the tilt point is the divider of the half-graben, controlling deposition (area with accommodation creation – below the equilibrium profile in alluvial environments or the lake-level in lacustrine environments) and erosion (uplifted area above the equilibrium point or the lake-level), as seen in figure 6, time 1. The assumption of the close relationship between the tilt point and the lake-level/equilibrium profile is not completely true. Climate-driven variations of accommodation or structural migration of the deformation may put the accommodation zone below or above the tilt point, as proposed by Roberts *et al.* (1993). However, Roberts *et al.* (1993) proposes a model with static sediment supply, stagnant lake-level and conservative geographic deformation (the faults moves with the same rate, at the same time, and with same length). In this stratigraphic model, for simplification purposes, we propose that the erosion/deposition boundary is fixed in the tilt point (figure 6, time 1).

Therefore, based on a continuous tectonic movement of the border fault (which implies accommodation creation at the *hangingwall* in the flexural margin), migration of the tilt point (controlled by the increase on border fault displacement – Withjack *et al.*, 2002) generates an increase on the depositional area and size of the half-graben, as showed in figure 6, time 1 to 5. This is marked by onlap of the depositional units. The increase on displacement and half-graben depositional area are strictly related to lateral fault propagation (as proposed by Gawthorpe and Leeder, 2000) and the lateral fault linkage of Morley (2002). This situation has been showed in experiments by Mansfeld and Cartwright (2000), Gupta and Scholz (2000) and in field data from the Baikal lake by Hus *et al.* (2006) and with outcrop structural analysis by Peacock (2002).

Expansion of the half-graben controlled by tilt point migration generates a flooding event in the scale of this analysis (in high-order scales, another kind of fluctuations may occur). Allied to the delayed sediment supply, migration of the tilt point toward the flexural margin generates successive onlaps and retrogradation of the coastal systems. The dominant shale-rich deep lacustrine system phase, which reflects deposits simultaneous with the tectonic pulse (as showed in item 2.2), is interpreted as influenced by the low-supply situation due to the delay along with expansion of the graben. The successive expansion generates a drastic rearrangement of the drainage, even more than during the decrease of the basin depositional area, since during contraction the fluvial drainage incises vertically. During expansion, the drainage needs to restructure into the new equilibrium profile, as stated by Galloway (1989).

The same proposed model admits a continuous accommodation creation, but with a reversed migration of the tilt point towards the center of the graben (near the border fault), as showed in figure 7, time 6 to 8. This situation generates a restricted depositional area, which becomes smaller through time, with a continuous lateral erosive process over older successions. This is not a response similar to the delayed sediment supply, which generates a progradational pattern. The migration of the tilt point towards the graben generates an erosive truncation and a successive restriction and decrease of the depositional area, usually associated with the progradations of the delayed supply, but with distinct factors.

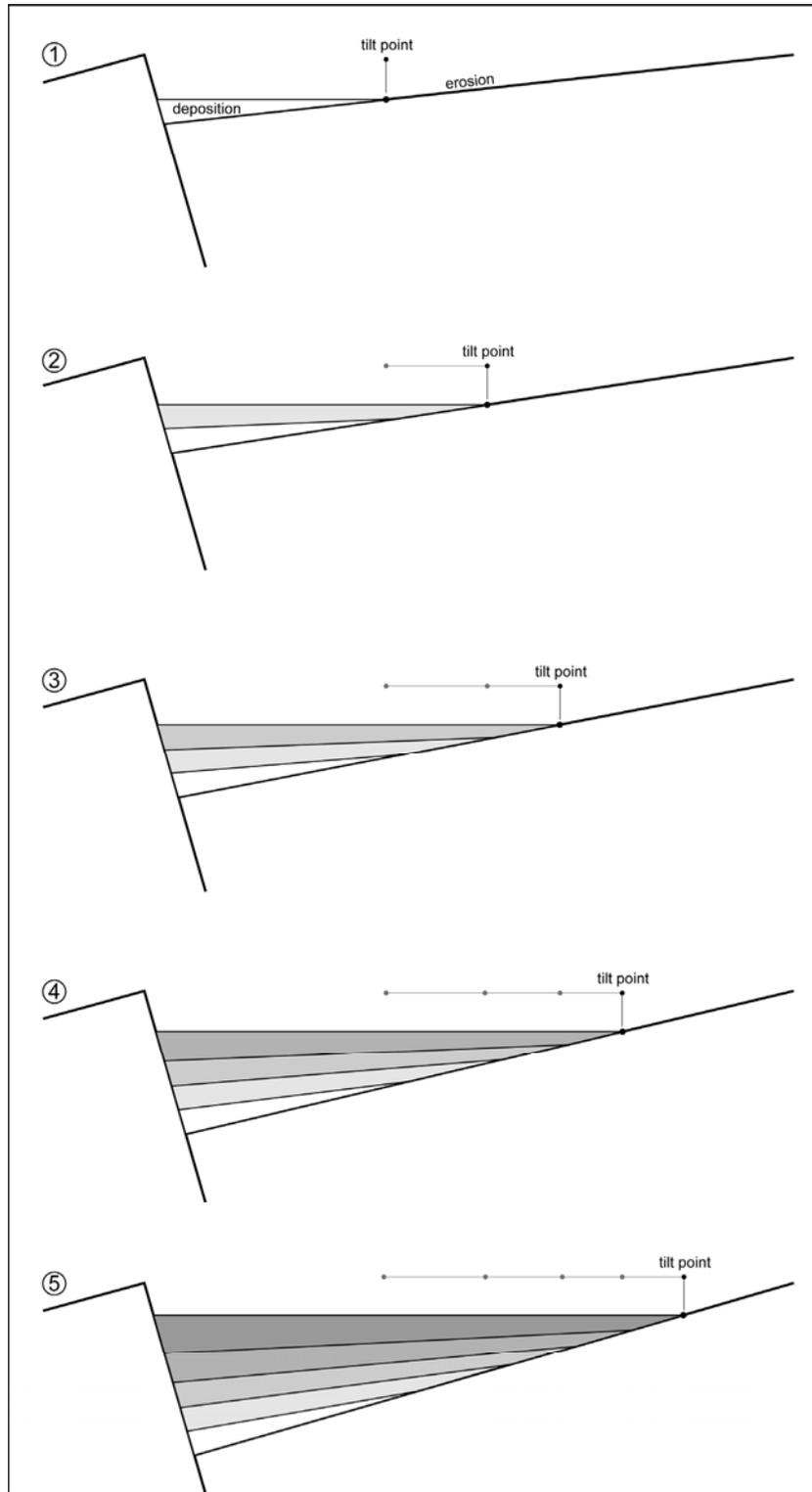


Figure 6: Migration of the tilt point landward during accommodation creation. It generates an expansion of the half-graben, successive onlaps at the base and rearrangement of the drainage pattern.

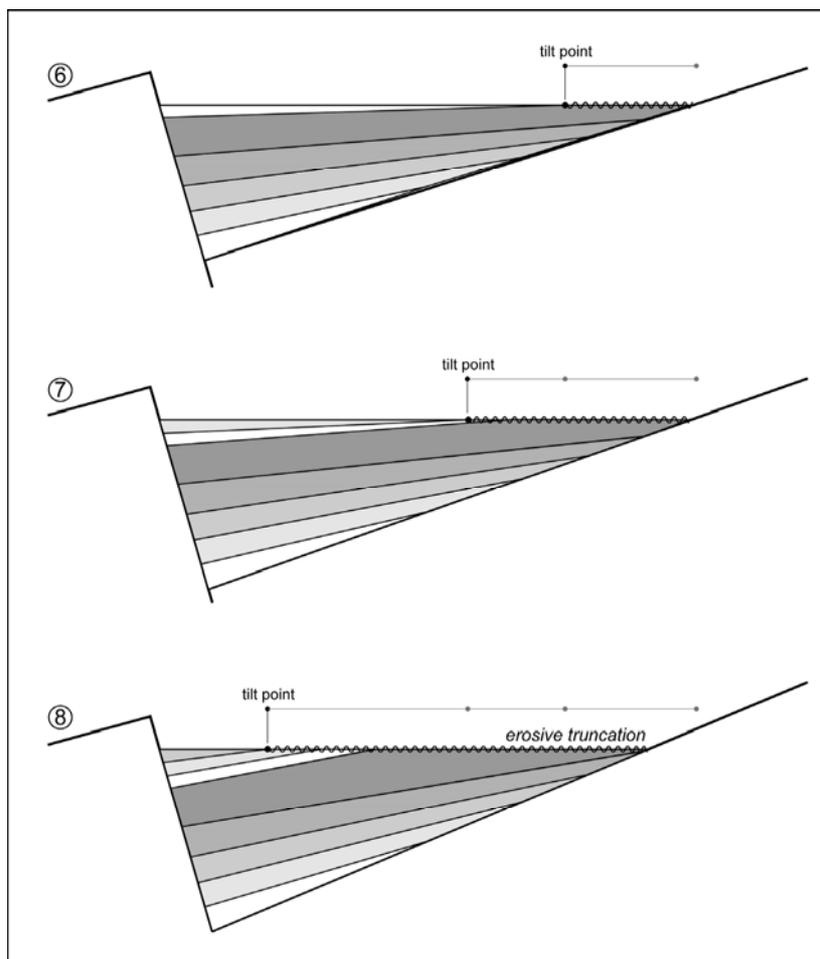


Figure 7: Migration of the tilt point basinward during accommodation creation. It generates a retreat of the half-graben area and erosive truncations at the top of older units.

4. THE GENETIC PACKAGES OF RIFT BASINS: TECTONIC SYSTEM TRACTS AND THEIR STACKING PATTERNS

As previously discussed, erosion and accumulation are simultaneous events. The tectonic pulse creates accommodation instantly, and the sedimentary supply is delayed in relation to the tectonic pulse in the flexural margin. This interplay generates characteristic patterns. The recognition, characterization and mapping of these patterns is the main purpose of this study.

The model proposed here is a modification and detailing of the tectonic system tracts initially proposed by Prosser (1993). But the use of the *system tracts* refers primarily to the original definition of system tract by Brown and Fischer (1977) – *contemporaneous linked depositional systems*, deposited through time and related to a particular event – tectonic, climatic, eustatic or supply. Note that this concept is not exclusively linked to the relative sea-level curve, referred to by Posamentier *et al.* (1988) to relate the system tracts to specific eustatic curve portions, generating lowstand, highstand and transgressive system tracts. These system tracts are useful to the stratigraphic analysis of marine passive margin basins, where the eustatic influence is an important parameter. Thus we consider a mistake the use of the three classical system tracts and their derivatives from Posamentier *et al.* (1988) in rift non-marine basins, not excluding the original system tracts concept. The solution is the use of a system tracts set, directly related to the main control parameter of rift basins, the tectonics, as Posamentier *et al.* (1988) did, linking the system tracts to the relative sea-level curve.

Before we discuss the tectonic system tracts set, it is important establish the basic concepts and definitions of the main term used here: **Tectonic systems tract** is a *package of contemporaneous linked depositional systems* (Brown and Fischer, 1977), *deposited during a specific phase or portion of tectonic development* (Prosser, 1993). This definition does not imply in restrictive stacking patterns, but searches the bounding surfaces and the deposits related to a particular tectonic event of the basin. As discussed below, different stacking patterns may occur depending of the location inside the half-graben. This study proposes three types of tectonic system tracts, which represent different phases of a rift basin, or stages of tectonic activity (figure 8). The tectonic system tracts are:

RIFT INITIATION TECTONIC SYSTEM TRACT

The first records of crustal stretching (or crustal thinning, depending on the process) are shallow, broad, incipient, with little tectonic activity (Bosence, 1998; Morley, 2002). This results from the initial efforts to develop a trough on the crust. At this time, the upper crust is resistant and the tectonic imprint is not pervasive and established. As results, a broad, shallow and flat basin develops, where alluvial and fluvial systems may occur. Associated with these continental environments, eolian deposits and shallow lacustrine systems may occur.

In this phase, the rift basin shows a flat geometry, like a synclisis, without the characteristic half-graben shape (which will develop later). This broad depression is controlled by several normal faults with small displacements, and the ruptile deformation is distributed along the entire fault system, without a main fault. This phase is called the Rift Initiation Tectonic System Tract, and is recognized by Morley (2002) as an early rift stage synformal depression. Examples of this tectonic system tract include the Usangu Flats and, according to Kinabo *et al.* (2007) the rift initiation synform depression phase of the Okavango Rift Zone.

The Rift Initiation Tectonic System Tract commonly shows a lateral extension area larger than the other tectonic system tracts due to the widespread tectonic activity of the Rift Initiation, differently from the others tracts, where the main tectonic activity is concentrated along the border fault. Another example of the Rift Initiation Tectonic System Tract is the Brazilian Cretaceous Rift System, which occurs in several basins located along the eastern margin of Brazil and western margin of Africa (figure 9). The Afro-Brazilian Depression is a broad synform in the Upper Jurassic (depositional time of circa 5 m.y.). It comprises continental systems – fluvial, eolian, sabkha and lacustrine, with a depression with a maximum thickness of 600 meters at the depocenter (Cesero and Ponte, 1972). Classically, the Afro-Brazilian Depression was interpreted as pre-rift deposits due to the “synclisis-like” geometry (Figueredo *et al.*, 1994; Caixeta *et al.*, 1994; Netto *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 1990 and others). However, as proposed in this study, the rift basin results from a rift process, which may present different geometries during rift evolution. The general geometry and depocenters of the Afro-Brazilian Depression are strictly linked to the main rifting phase, and there is a continuum in the sedimentation between early and climax rift events. It is most comprehensive to explain the Afro-Brazilian Depression as a Rift Initiation Tectonic System Tract than to create a new pre-rift synclisis, which implicate in depositional controls unrelated to the rifting process. The equivalent African units in the Afro-Brazilian Depression are the Basal Sandstone of the Gabon Basin (Teisserenc and Villemin, 1989), and Basal Lucula of the Lower Congo Basin (Coward *et al.*, 1999).

The depositional systems of the Rift Initiation are essentially fluvial, commonly unconfined, in wide plains, discrete highs, and paleocurrents heading toward the depocenter. Lakes may occur in the depocenter and on the plains/overbanks of the fluvial belts. Moreover, fine-grained deposits (which may be confused with lakes) may occur as distal facies of terminal

fluvial fans. Eolian reworking of fluvial sands may also occur. As the rift geometry at this phase shows a broad synform, spatial arrangement of the depositional systems is scattered, with common lateral variations and inward sediment flux, mainly based on the basin geometry.

The stacking pattern of the Rift Initiation is depicted by several retrograding-to-prograding cycles, commonly not complete (in correlations, only the prograding section or thick retrograding section are shown, etc.). Overall, stacking of the cycles shows an aggradational pattern. These stacking patterns are related to the successive accommodation creation and rapidly filling, in a relative balance between Accommodation and Supply ($A \approx S$). Internal unconformities may be observed, related to tectonic rearrangements of the basin (as the rift still in a embryonic phase, without a border fault), and commonly mark changes in the depositional systems (due to changes in the paleogeomorphic setting of the basin), and paleocurrents (the drainage is re-structured and re-oriented in response to new highs and troughs. These highs and troughs are gentle when compared with the structures active during the Rift Climax. For example, the Sergi Formation, which is part of the Brotas Group, a constituent of the Afro-Brazilian Depression, is interpreted as Rift Initiation by Scherer *et al.* (2005).

The Rift Initiation is bounded at the base by the Syn-Rift Unconformity, an unconformity which separates the syn-rift from the pre-rift sections, formed by ancient basins (commonly bounded by angular unconformity), or the basement (a nonconformity surface). The top of the Rift Initiation is bounded by the Early Rift Climax Surface, described below.

RIFT CLIMAX TECTONIC SYSTEM TRACT

The Rift Climax Tectonic System Tract is the sedimentary package genetically linked to the tectonically-active phase of the rift basin. This tract is marked at the base by the first developments of a border fault and half-graben geometry. However, the initial development of the border fault does not imply the occurrence of conglomerates and alluvial/delta fans related to the border fault. The first shapes of the border fault do not indicate large displacements between *footwal* and *hangingwall*. Therefore, the Early Rift Climax Tectonic System Tract named here (lower sub-division of the Rift Climax) is determined by the

development of an embryonic half-graben, with re-arrangement of the depocenter from the Initial Rift phase (similar to Prosser, 1993) into an elongated, parallel to the border fault, and a re-orientation of paleocurrents as a response to the new basin geometry.

The border fault is generated by a process of fault linkage, as proposed by Morley (2002). The border fault is a linkage of several minor faults through the early phase of the rift basin. This model explains the evolution of a border fault through the rifting process, and subsequent development of a half-graben from the initial conditions. Thus, the faults which will generate the border fault are active in the Initial Rift, but only the linkage of fault segments will generate a major fault that controls the geometry of the basin. Therefore, the Early Rift Climax phase is the period of linkage of minor faults and generation of the embryonic border fault.

The Rift Climax Tectonic System Tract is developed under conditions of delayed supply (as discussed on item 3.2, with dominantly underfilled conditions, and a landward migration of the tilt point, as discussed on item 3.3).

The depositional systems of the Early Rift Climax are very similar to the Rift Initiation phase (fluvial, eolian and lacustrine systems), with better developed lacustrine systems (increase of accommodation creation, depicting a slightly dominant Accommodation over Supply – $A \geq S$). The main criterion to separate Rift Initiation from Early Rift Climax deposits is the geometric control of the depositional systems by the embryonic half-graben structure. Hence the deposits of the Early Rift Climax show a depositional control mainly of the initial half-graben structure.

The Late Rift Climax Tectonic System Tract (upper sub-division of the Rift Climax) is characterized by a well-developed border fault, and consequently, half-graben geometry. The control parameters and interplays generate erosion and deposition simultaneously on the flexural margin. The half-graben trough controls the spatial distribution of the depositional systems, paleocurrents and the drainage pattern (arranged as showed in figure 3). This phase is characterized by high subsidence rates at the *hangingwall* and intense tectonic activity. Accommodation overcomes supply, but the latter does not respond instantly, but is rather delayed.

The occurrence and spatial arrangement of depositional systems is directly controlled by the trough geometry of the rift basin, with a continental (fluvial and eolian systems) *footwall* flexural margin, a coastal lake margin, with deltaic and lakeshores systems, a shallow lake platform or ramp, and a deep lacustrine environment, with deep-lake fine-grained deposits and turbidite systems (streaming from the flexural margin, the axial input or the border *fan deltas*). Alluvial fans (subaerial) and *fan deltas* (subaqueous) are joined along the border fault, related to debris flows along the fault plane, commonly composed by coarse clastic deposits (dominantly conglomerates), showing large thicknesses but small lateral extension. Flow transformations to turbidite deposits in the main depocenter may occur.

The occurrence of platforms, internal highs or compartments in the flexural margin is directly controlled by internal faults. To develop platforms, the internal faults may be antithetic, and to develop internal highs the faults may be synthetic (as showed in figure 1).

As previously discussed, the flexural margin and axial drainages show similar patterns that differ from the border fault drainage. By detailing the supply delay model (item 3.2) with the geometric distribution of the depositional systems, it was possible to determine that the flexural margin and axial input compartments have a delayed response as predicted, due to the broad area of the drainage basins and drainage rearrangement. The border fault alluvial fan and *fan delta* systems do not show delay in the supply, because the drainage area is too small and the terrain is very rough, which implies in nearly instantaneous supply input relative to the tectonic pulse. Therefore, the Late Rift Climax shows different stacking patterns, depending on the region of the half-graben that is observed. And both stacking patterns (progradational and retrogradational) occur at the same time, being different responses to the same process/event. Conceptually, it is unmistakable to determine a system tract which shows different stacking patterns, because the different stacking patterns occur in strictly different compartments of the basin. The system tract is still related to a specific tectonic event, which shows different stacking patterns in distinct areas. Additionally, the correlation of different stacking patterns within the same genetic unit has already been proposed by Catuneanu *et al.* (1999) as the reciprocal stratigraphy (out-of-phase sequences) in foreland basins.

Thus, the Late Rift Climax is defined by an intense tectonic activity – accommodation creation, and a low sediment supply at the flexural margin (plus axial input), which determines

a relative Accommodation higher than sediment Supply ($A \gg S$). The resultant stacking pattern at the flexural margin is retrogradational, with the deep lacustrine systems overlying the costal and continental systems. In other words, the lake shows a drastically enlargement, in a transgressive event. But in the border fault compartment, the tectonic activity is marked by a development and progradation of the alluvial/delta fan wedge through the depocenter ($A < S$).

The Rift Climax is bounded at the base by the Early Rift Climax Surface, marked by the first arrangement of the basin to the half-graben shape, represented by redirect of paleocurrents, embryonic half-graben geometry controlling the distribution of the depositional systems, and progressive increasing of accommodation related to supply (as lacustrine systems spreading and transgressive cycles dominance). The separation between Early and Late Rift Climax is marked by Late Rift Climax Surface, commonly depicted as a erosion surface at the *footwal* (unconformity), and a correlative conformity at the *hangingwall*, overlaid by a transgressive package at the flexural margin (flooding surface) and the first input of fan systems (conglomerates mainly) at the border fault compartment. The upper boundary of the Rift Climax phase is the Maximum Rifting Surface, marked by the maximum flooding of the lake (the highest dominancy of deep lacustrine systems) at the flexural margin, and the maximum advancement of the fan wedge at the border fault (both responses to the maximum tectonic activity of the basin). If the flexural margin is compartmented in platform and low region (controlled by antithetic faulting), slumps and debris flows may occur at the Late Rift Climax, where the activity of the internal antithetic fault destabilize delta fronts, prodeltas and shallow lake deposits, generating slumps and turbidites deposits at the depocenters. These slumps events will increase in occurrence near to the Maximum Rifting Surface, and it's a straight response of the intense tectonic activity. The Maximum Rifting Surface marks the inversion moment of the rift basin, where the tectonic activity decreases and the sedimentary supply (delayed) dominates, as discussed bellow.

RIFT ENDING TECTONIC SYSTEM TRACT

The evolution of a rift basin shows an increasing tectonic activity, until the moment of maximum activity – the Maximum Rifting Surface. After this moment, the tectonic activity decreases progressively, but still creating accommodation, at lower levels. This decrease in the

tectonic activity marks a new and last phase at the evolution of a rift, the Rift Ending Tectonic System Tract. The Rift Ending is composed by an antecedent (from the Rift Climax) deep trough, underfilled and with a newly arranged drainage, followed by a high supply (delayed) sediment discharge, mainly from the flexural margin and axial input. Thus, the Rift Ending inherits all the accommodation created at the Rift Climax and not filled at the antecedent phase. The general characteristics of the Rift Ending are the successive filling of the troughs, decreasing of the lake depth, dominance of continental and coastal systems upon deep lacustrine deposits. As the accommodation is successive filled, is common the occurrence of internal truncations, erosions and non-deposition bypass zones process related to low accommodation level situations.

The decrease in the tectonic activity is due to the entire abortion of the rifting process (ends the stretching at the continental crust), or abandon of the specific rift segment to concentrate in other segment (abortion of a rift segment, but with continuous adjacent rifting), or reduction at the regional stretching associated to final crustal readjustment preceding the breakup (lithospheric rebound – Karner and Driscoll, 1999).

However, intense tectonic pulses may occur during the Ending Rift phase, but its occurrence always is punctuated (short in time, not continuous) and commonly minor than the pulses of the Rift Climax phase. As the trough is filled, more evident is the tectonic pulse, because the basin reduces its depositional area, generating internal truncations due to the simultaneous uplift of *footwal* and subsidence of *hangingwall*.

The overall stacking pattern of the Rift Ending phase is progradational in the flexural margin, where the major drainage network inputs, supplying the delayed sediments related to the tectonic pulse (the rift climax tectonics). This progradational pattern indicates a relative Accommodation lesser than Supply ($A < S$). Internally, minor cyclic pulses may generate discrete lake-flooding events, but always with a subsequent and dominant progradational pattern.

At the border fault region, the decrease in tectonic activity generates a retreat of the alluvial and *fan delta* deposits, with smaller amounts of sediment from the border fault drainage, indicating a retrogradational pattern of the border fault deposits.

The rift basin ends when (1) the tectonic activity related to the stretching process ends and the troughs are totally filled, generating a regional unconformity with any kind of subsequent deposits, (2) the basin changes its intrinsic characteristic (i.e., geotectonically different, recording tectonic inversions, or regional intracratonic subsidence, or even the final breakup and passive margin development). As a basin is directly controlled by its tectonic environment and crustal emplacement, any change in these factors implies in a change of the basin category. Thus, (3) the final breakup and passive margin development is another criteria to determine the end of a rift basin. The complete rupture of a continental crust, with generation of oceanic crust, reflects this situation (depicted at local scale as the first seaward dipping reflectors – SDRs – as initial oceanic crust basal sheets – Davis, 1984). Bosence (1998) proposed that the end of the rift phase is marked by a regional unconformity named as Post-Rift Unconformity. This unconformity is commonly recognizable in ancient rift sections, and marks the beginning of a new tectonic stage of the basin (or even, an entirely new basin), or in broken rifts, the ‘breakup unconformity’ (Falvey, 1974).

The Rift Ending phase filling, stacking pattern and processes are similar to the Post Rift phase of Prosser (1993), but we consider it as still belonging to the rift phase because (1) the subsidence responsible for accommodation was generated by a rift tectonic pulse; (2) the sedimentary supply that fills the trough is generated (delayed) by a rift tectonic pulse. Therefore, this phase would never exist without the rifting process, establishing its close relationship with the rift phase.

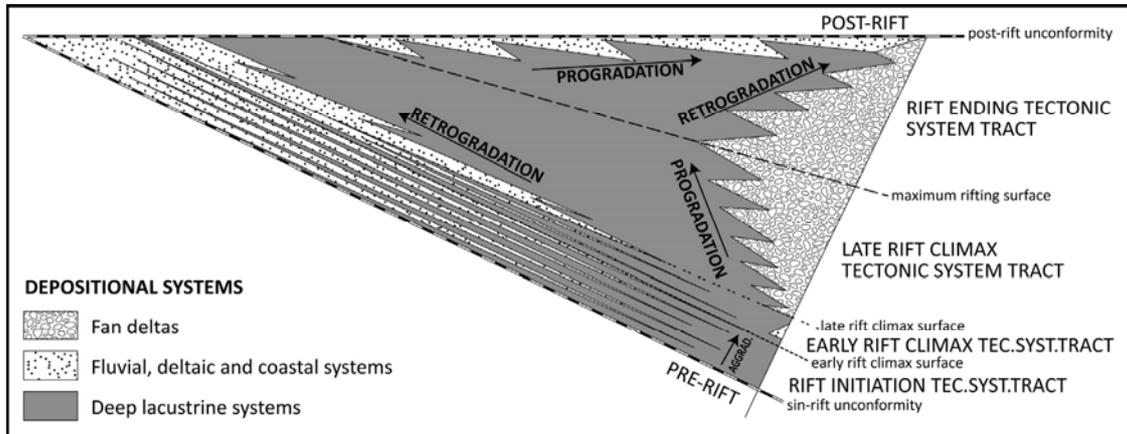


Figure 8: Idealized model of Tectonic System Tracts, showing the depositional systems and stacking patterns in relation to the region of the half-graben (controlled by axial/marginal drainage at the flexural margin, or by the border fault drainage). The surfaces that bound the tectonic system tract are also indicated.

5. CASE STUDY: THE RECÔNCAVO BASIN

To exemplify and support the tectonic system tracts and their stacking patterns as presented here, a stratigraphic section (figure 10) was studied in the Recôncavo Basin (figure 9), focusing on exploration regional scale and analyzing the entire sedimentary section of the basin.

The Recôncavo Basin, as discussed before, is one of the Cretaceous rift basins associated with the Gondwana Breakup (Milani and Thomaz Filho, 2000), located at the eastern Brazilian margin. In the entire margin, the rift section is covered by passive margin deposits and fragmented due to the effective breakup. But the Recôncavo Basin is an aborted segment, laterally parallel to the main rupture zone (Santos *et al.*, 1990). As seen by Grove (1986) and Fairhead (1986) in the African rifts, the development of several parallel troughs is common, and throughout the evolution of the rifting process, deformation can migrate to a main trough and decrease in the adjacent troughs (Bosence, 1998). This migration of the deformation was the main control in the preservation of the entire rift section in the Recôncavo Basin, allowing the observation of the complete trough and its filling.

The Recôncavo Basin is divided into a pre-rift Permian phase, related to a regional intracratonic synclisis, separated from the syn-rift phase by an unconformity dated at least 100 m.y. (Silva *et al.*, 2007). The syn-rift phase lasts around 25 m.y. during the Jurassic-Eocretaceous, dated mainly through lacustrine ostracods (Figueredo *et al.*, 1994). The syn-rift phase shows the development of a lacustrine system, which becomes the prolific source of hydrocarbon in the basin. Exploration starts in 1937 (Figueredo *et al.*, 1994), and currently a total of 81 oil and gas fields were discovered, according to the National Petroleum Agency (ANP). The total in-place hydrocarbon volume discovered in the basin amounts to 4.785 million bbl of oil and 2.9 tcf of natural gas, with a cumulative production of 1.226 million bbl of oil and 1.2 tcf of gas. The remaining proven reserves are about 232 million bbl of oil and 883 tcf of gas (Figueredo *et al.*, 1994). The post-rift phase is composed of Neogene continental and marine deposits, related to the Atlantic Ocean eustatic fluctuations (Silva *et al.*, 2007). The post-rift unconformity is about 100 m.y.

The studied case section is located at the northeastern compartment of the Recôncavo Basin, where the interaction of the three drainage inputs occur, as discussed above. The section transects the basin, showing the influence of the flexural margin and the border fault in the arrangement of the depositional systems and their stacking patterns throughout rift evolution (Figure 10).

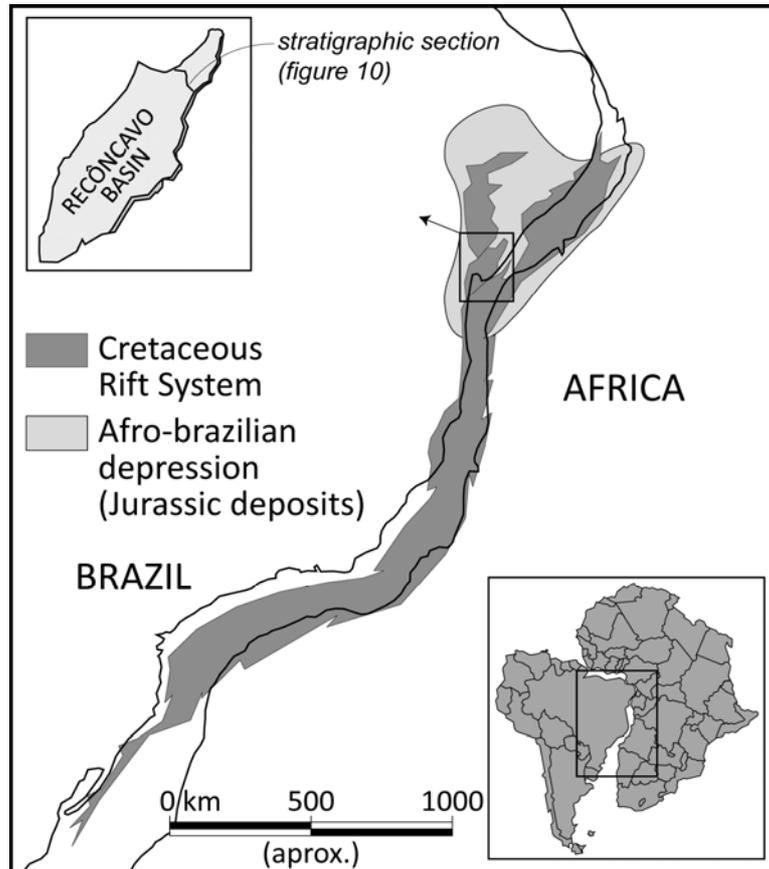


Figure 9: Simplified map of the Afro-Brazilian Depression, showing its spatial relationship with the Atlantic Cretaceous Rift System. The Recôncavo Basin is an aborted arm of the rift system located at the northeastern region of Brazil, and shows a half-graben structure entirely preserved, unlike the marginal Atlantic basins, which due to the rupture show a fragmented rift structure. Modified from Figueredo *et al.* (1994).

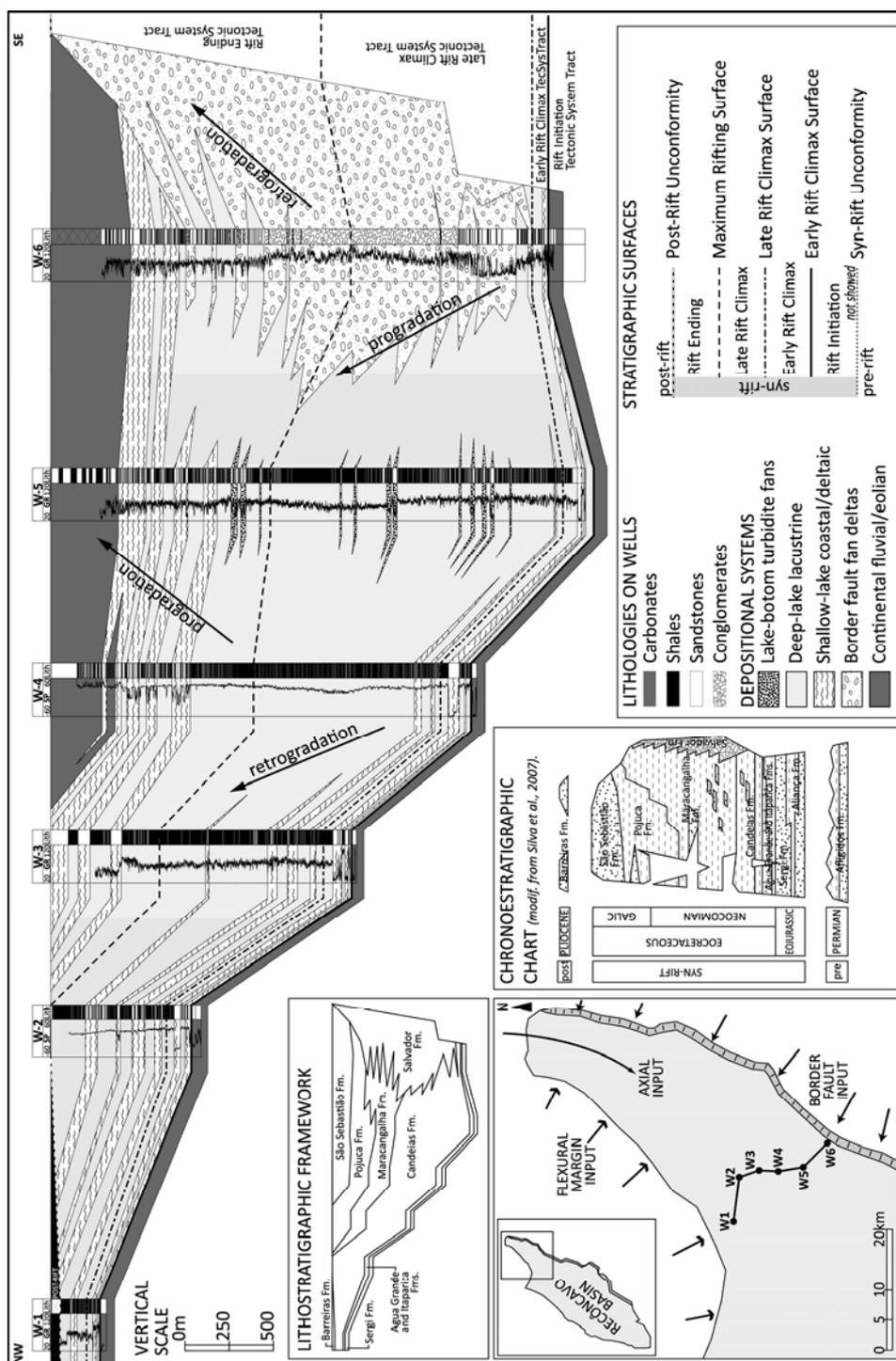


Figure 10: Stratigraphic section in the northern compartment of the Recôncavo Basin, perpendicular to the half-graben (dip-oriented), as showed in the basic map. The main lithostratigraphic units are showed in the chronostratigraphic chart and the schematic synthesis of the lithostratigraphic framework. The section is showed on true vertical depth from the actual terrain surface. The stratigraphic framework of the section shows the tectonic system tracts and their bounding surfaces, the interpreted depositional systems and the lithologic data of the wells. Wells W1 to W5 show the flexural margin stacking pattern, whereas well W6 shows the border fault pattern.

With a maximum thickness of 3000 meters, the sections shows the flexural margin at the northwestern and the border fault at the southeastern (but at the central troughs, the Recôncavo Basin shows maximum thickness about 7000 meters – Santos *et al.*, 1990).

The pre-rift sections are not commonly drilled in the Recôncavo Basin (the Permian Afligidos Fm., as showed in the chronostratigraphic chart in figure 10), because the wells end at the main reservoir of the basin, the sandy Sergi Fm. The Permian Afligidos Fm. is part of a large intracratonic basin which extends across the entire northeast Brazilian territory, correlative to the Parnaíba Basin (Milani and Thomaz Filho, 2000). The pre-rift Afligidos Fm. is overlain by the Aliança and Sergi Fms., which are continental fluvial and eolian deposits with shallow lakes and distal terminal fan systems. These units compose the Rift Initiation Tectonic System Tract. The syn-rift unconformity (base of the rift section) comprises around 100 m.y., from the Permian through the Neojurassic (Silva *et al.*, 2007), and is characterized as an angular unconformity due to the inclination of the pre-rift strata (Magnavita *et al.*, 2005).

The Rift Initiation Tectonic System Tract, composed of the Aliança and Sergi Formations, is recognized by its broad depositional locus, slight tectonic control (syn-depositional faulting, as showed by Magnavita *et al.*, 2005, local differential thickness associated with tectonic activity, and abrupt paleocurrent rearrangement, as observed by Scherer *et al.*, 2005), but without any evidence of a main border fault, and continental discrete floodings (marked by shallow lakes or distal terminal fans), succeeded by prograding fluvial and eolian deposits. The set of flooding-bounded and progradational packages (parasequences) show an overall aggradational stacking pattern. The isopach map in figure 11 shows an original depositional area larger than the preserved trough of the Recôncavo Basin. The increase in thickness to the south indicates a depocenter and a successive expansion of the basin. Fluvial paleocurrents indicate a drainage flow along the main proto-rift axis (northeastern, perpendicular to extension) and a secondary northwestern direction, associated with the initial uplift of the Salvador High (in the east), and the development of the initial movements of the *footwal*. The drainage pattern is not well established, and rearrangements are common, not allowing differentiation of the flexural, axial and border fault drainages.

The lower contact of the Early Rift Climax Tectonic System Tract is a regional flooding surface (Early Rift Climax Surface) at the base of the Itaparica Fm. (regional lake record), which is succeeded by the progradation of the Água Grande Fm. (deltaic, fluvial and eolian deposits) and another flooding (Tauá Mb. – base of the Candeias Fm., shallow lake). This succession of flooding and progradational cycles is rearranged to respond to a new basin setting, where the main border fault shows an embryonic development, as shown in the isopachs maps of Wiederkehr (2008). The isopach maps show that an incipient trough is developed, but without the border fault *fan deltas* (the border fault drainage does not show a high declivity). This section points to a progressive increase in accommodation, marked by more intense flooding events (base of the Itaparica Fm. and Tauá Mb.). In this phase, the first differentiation of the flexural, axial and border fault drainages is recognized. It is possible to observe these directions active, but the intensity and relationship between them are impossible to determine because the internal and bounding highs are not effective, generating simultaneous inputs to the early trough. This phase is explained by Morley (2002) as the fault propagant phase, where the active faults are joined to develop a main border fault. The isopach map of the Early Rift Climax phase (figure 12) shows the development of three distinctive depocenters closely related to the border fault (the depocenters are compartmented by the transcurrent faults of Mata-Catu and Itanagra-Araçás, which are not observed as locally active, but in regional scale show their imprint). Deltaic progradation paleocurrents from the flexural margin are shown emphasizing the initial half-graben structure development.

The Late Rift Climax Tectonic System Tract is marked by an intense increase in accommodation, followed by a low sediment supply rate, which indicates a phase of high tectonic activity. It is composed of the Candeias Fm. (Gomo Mb.) and Maracangalha Fm. shales of deep lacustrine systems (the main source rock of the basin). Its base is marked by a regional flooding surface (Late Rift Climax Surface), from which moment the shallow lakes of the Itaparica Fm. and Tauá Mb. become deep (Gomo Mb.) and dominant in the succession. Moreover, the first border fault *fan deltas* are observed from southeast, indicating that the border fault is well developed and active, generating the *hangingwall* subsidence (the trough) and the *footwall* uplift. This trough setting and relationship between accommodation and sediment supply generates a retrogradation at the flexural margin, where the coastal and deltaic systems retreat and the deep lacustrine systems extend (see wells W2, W3 and W4).

On the other hand, along the border fault the syn-tectonic *fan deltas* dominate, as a progradation of the conglomerate wedge (well W6). Turbidite deep lacustrine systems are observed at the depocenter, interpreted as axial input deposits, as showed at well W5.

The Late Rift Climax phase ends at the maximum flooding surface of the basin, named Maximum Rifting Surface, which represents the moment of maximum tectonic activity and extension of the rift trough, from which occurs the inversion of the sedimentary pattern of the rift basin. The Maximum Rifting Surface is marked at the flexural margin as the dominant deep lacustrine shales, but at the border fault it is marked in the middle of the dominant *fan delta* conglomeratic wedge, indicating the most intense advance of the *fan delta* towards the basin. The maximum extension of the basin, reached at the Maximum Rifting Surface, is generated by the tilt point landward migration, as discussed at item 2.3. In the isopach map of the Late Rift Climax phase (figure 13), the depocenters of the half-graben are established, with thicknesses over 1500 meters, reaching 3000 meters at the south compartment. In this phase the transcurrent Mata-Catu and Itanagra-Araçás faults are active (Magnavita, 1992), and the *fan delta* conglomerate wedge of the Salvador Fm. is at its most extensive area. In the Late Rift Climax phase, the formation of turbidites at the bottom of the lake is common, following axial and flexural directions along the basin. Moreover, tectonically induced slumps (as showed by Raja Gabaglia, 1991 and Scherer *et al.*, 2007) occur at the central and south compartments, indicating the high tectonic activity of the phase. Those slumps and turbidites are supplied by platformal deltaic systems, which prograde from the flexural margin.

The Rift Ending Tectonic System Tract is marked by the inversion of the stacking patterns in the rift basin. Tectonic activity decreases, the drainage is arranged, and effective erosion supplies high amounts of sediments (delayed). Additionally, the tilt point migrates basinward, generating a decrease in the depositional area. As result, the flexural margin shows a progradation of coastal and deltaic systems (Pojuca Fm.) on top of deep lacustrine systems (Maracangalha Fm.), which retreat. The lake becomes shallower until it becomes exposed. As the basin is still underfilled, fluvial and eolian systems advance (São Sebastião Fm.), characterizing a final continental and “dried-up” rift. The border fault *fan deltas* retreat, showing a retrogradational pattern, as the tectonic activity decreases. The main progradational pattern of the flexural margin is punctuated by several minor flooding events, which indicate a still-active tectonic setting, but with lower rates than in the Climax phase. This

tectonic activity reduces the broad trough of the Climax phase, causing migration of the tilt point towards the trough depocenter, resulting in erosive truncations at the border of the flexural margin in the Climax phase succession (as seen in wells W1, W2 and W3). Turbidite deposits from axial input still occur, but the shallowing-upward lake is controlled by both flexural and axial inputs, and some coastal deposits in the central region of the basin (well 5) may show a mixed control both by flexural and axial inputs.

The isopach map in figure 14 shows the infill of the half-graben trough mainly by deltaic and fluvial systems, with the erosion of the border strata (mainly at the flexural margin in the west, due to basinward migration of the tilt point), and the development of the Taquipe Canyon, a platform structure responsible for the main infill of the southern compartment, which shows over 4 kilometers of sediment thickness in this phase (Figueredo *et al.*, 1994). Additionally, deltaic and fluvial inputs from the flexural margin are described in the São Sebastião Fm. (by Bongioiolo, 2002) at the central and southern compartments, and an axial progradation at the northern compartment (by Figueredo *et al.*, 1994). The main trough is still active (due to the underfilled Rift Climax phase), but the infill of the Rift Ending phase indicates a overrun of the sedimentary supply from the transcurrent Mata-Catu and Itanagra-Araçás faults, which are the main depocenter controllers during the previous phases.

Termination of the syn-rift phase is marked by the post-rift unconformity, showed in this section only at the top of well W1 (thin surface deposits), and marks a new geotectonic setting of the area (in this case, adjacent to a passive margin).

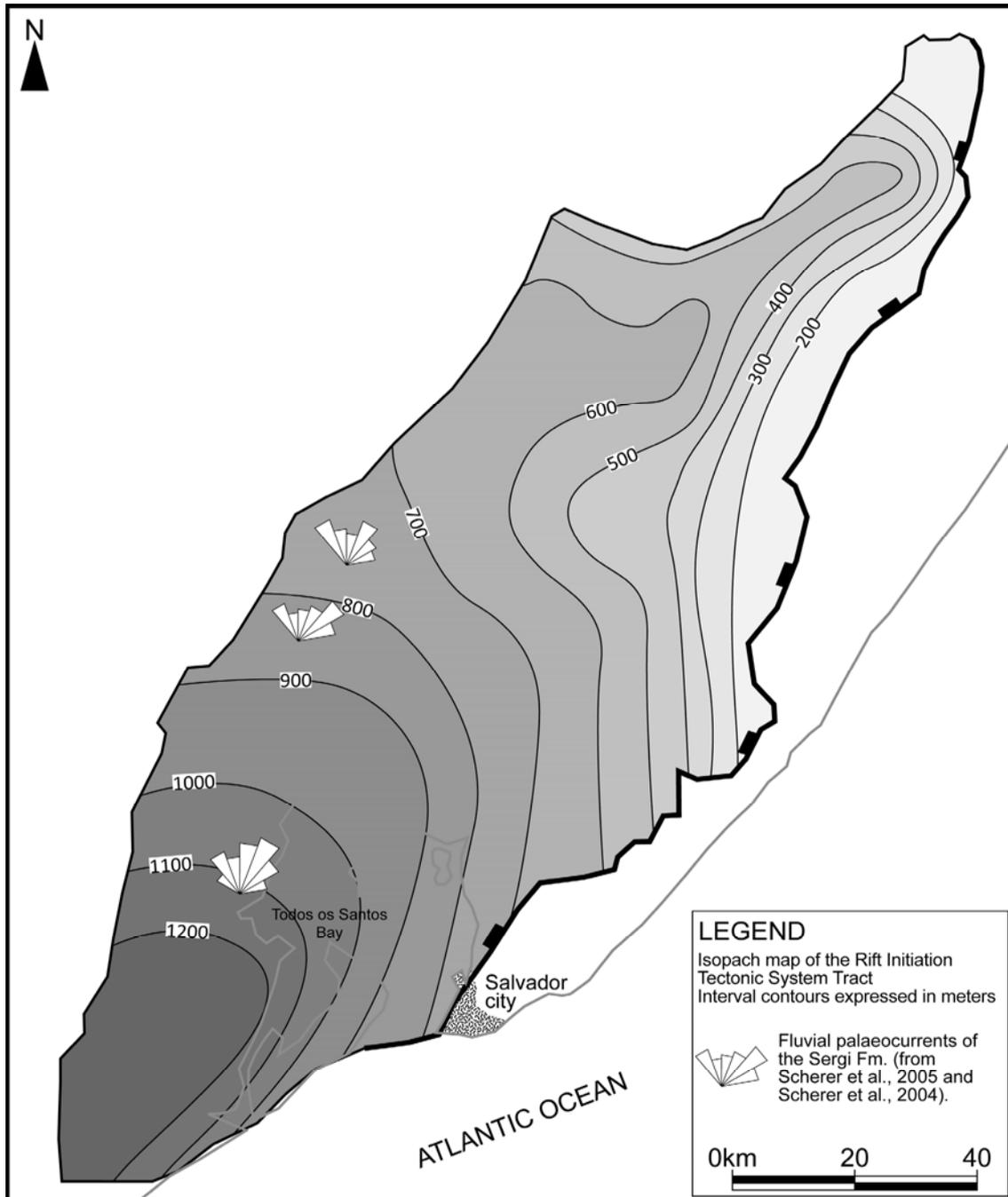


Figure 11: Isopach map of the Rift Initiation Tectonic System Tract of the Recôncavo Basin, comprising the Aliança and Sergi Fms. (Brotas Group). Adapted from Netto *et al.* (1982).

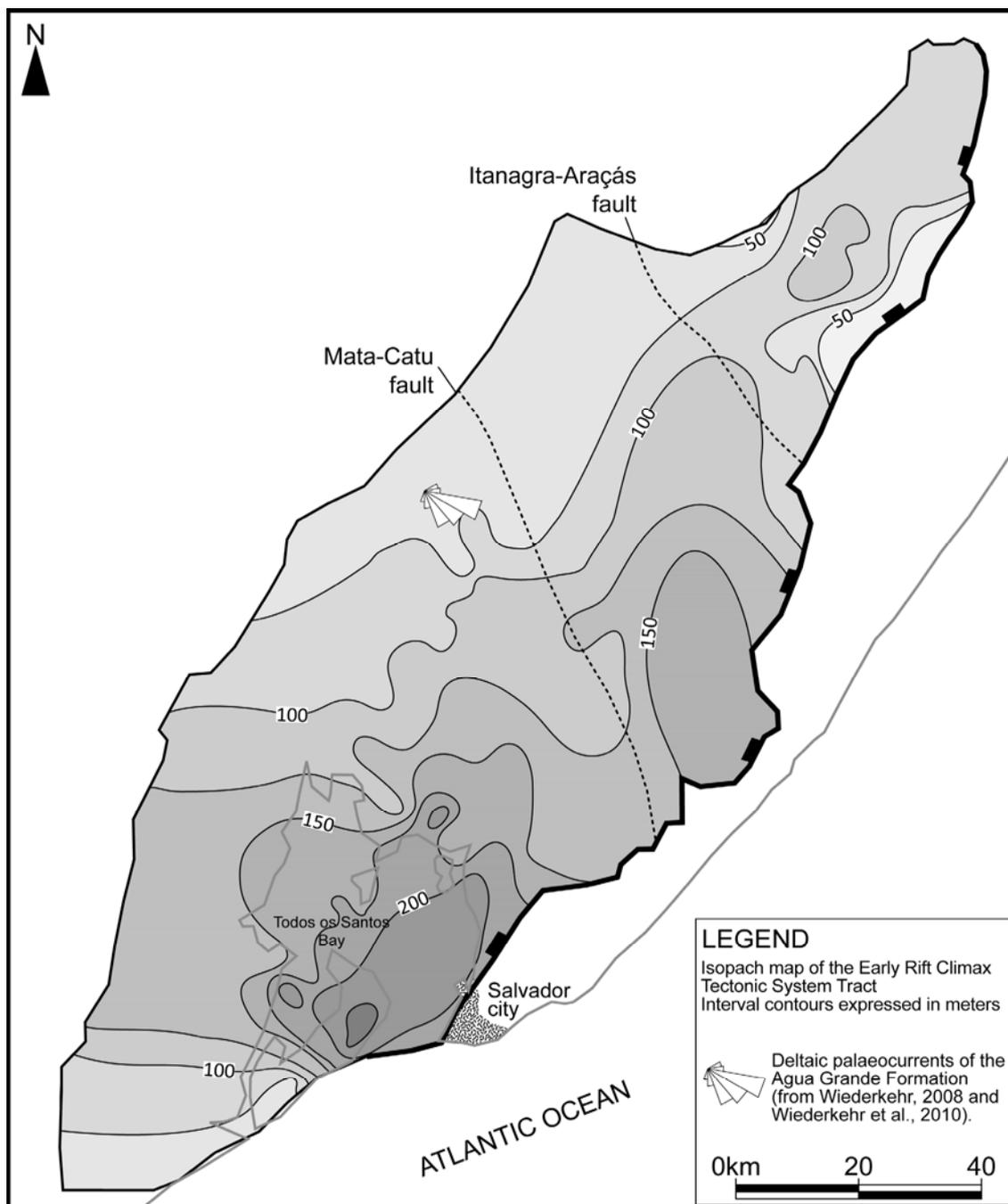


Figure 12: Isopach map of the Early Rift Climax Tectonic System Tract of the Recôncavo Basin, comprising the Itaparica and Água Grande Fms. and the Tauá Mb. of the Candeias Fm. Adapted from Figueredo *et al.* (1994).

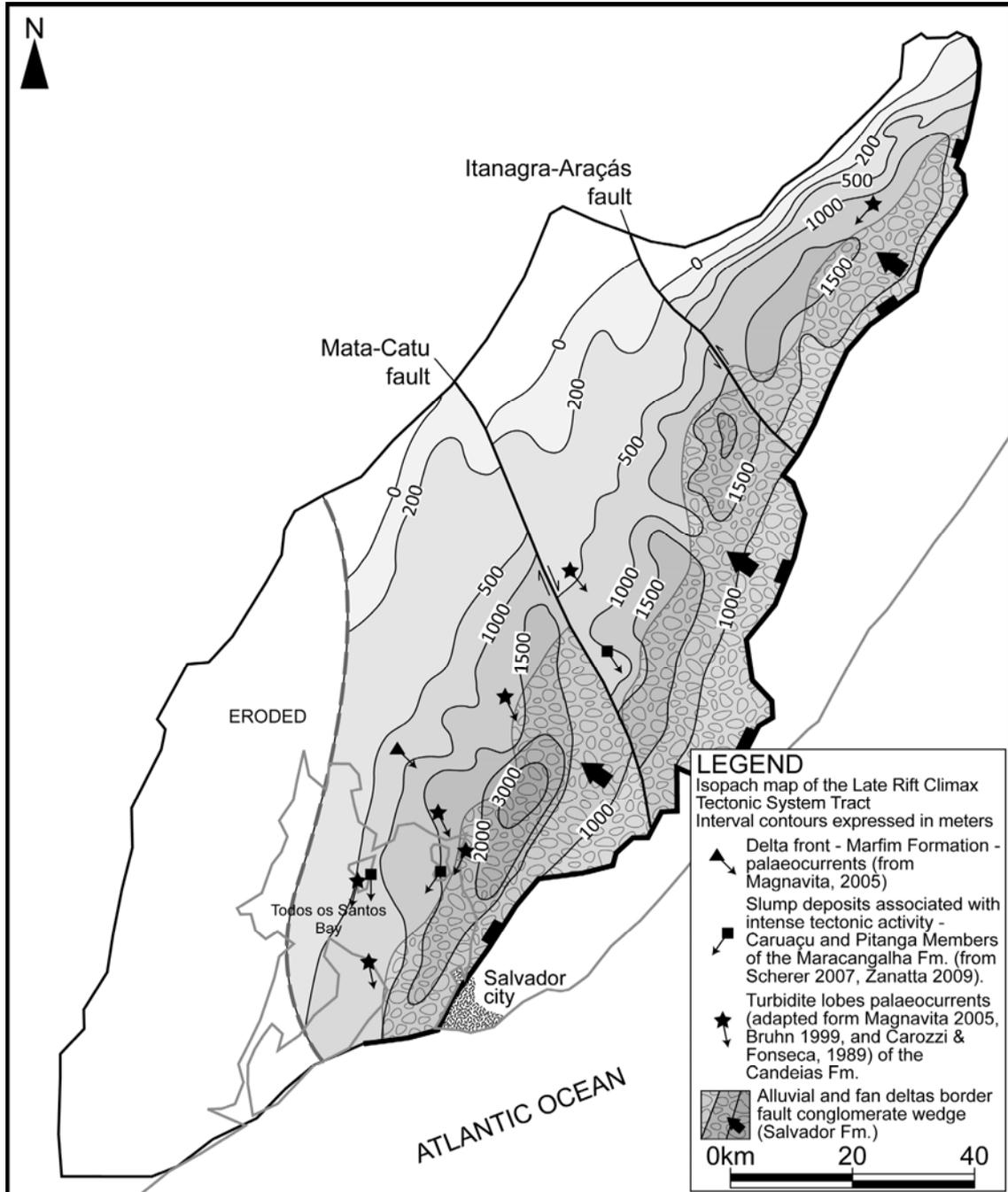


Figure 13: Isopach map of the Late Rift Climax Tectonic System Tract of the Recôncavo Basin, comprising the Gomo Mb. of the Candeias Fm., and the basal part of the Maracangalha Fm. (including the Caruaçu and Pitanga Mbs.). Adapted from Figueredo *et al.* (1994).

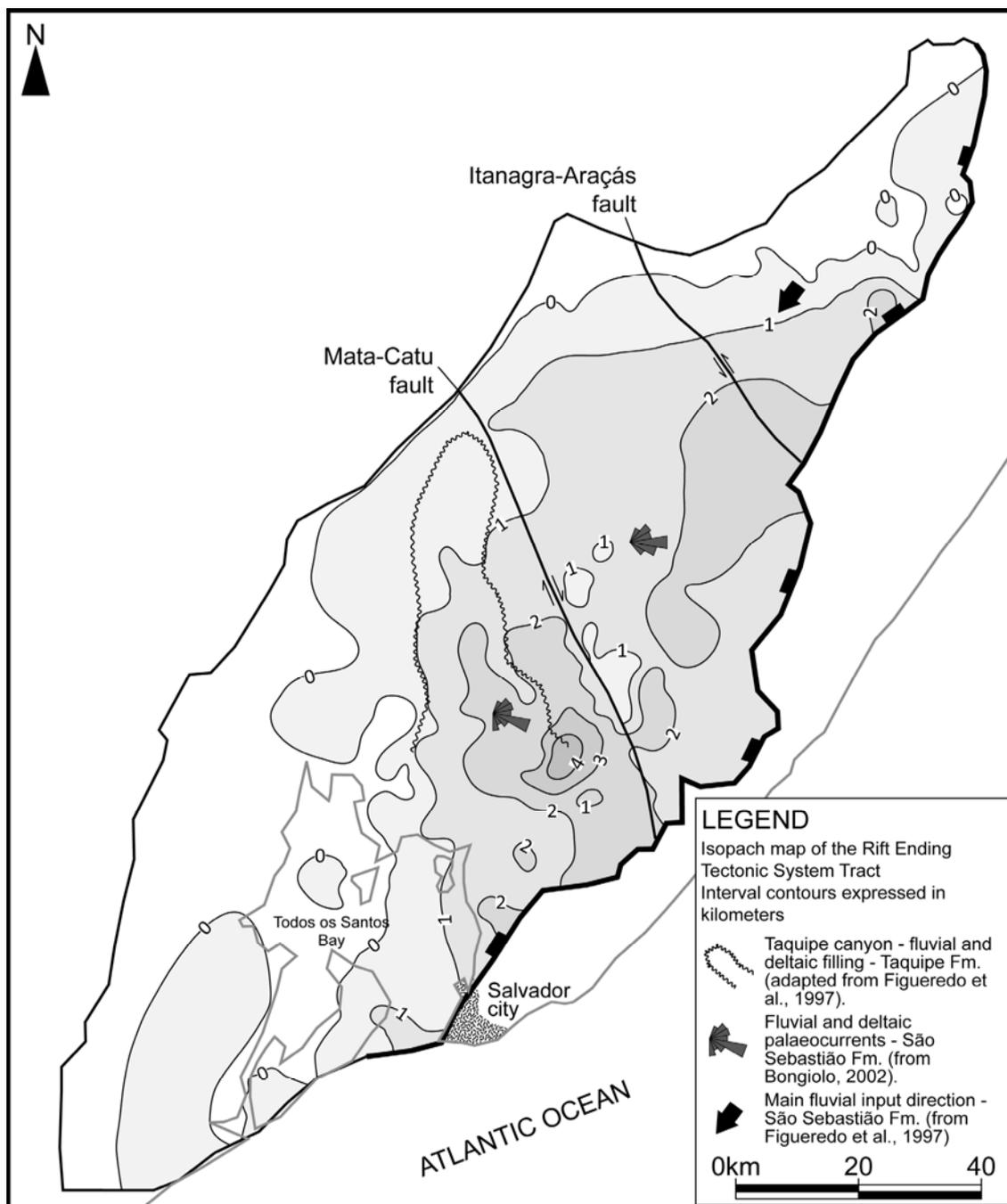


Figure 14: Isopach map of the Rift Ending Tectonic System Tract of the Recôncavo Basin, comprising the top part of the Maracangalha Fm. (not including Caruaçu and Pitanga Mbs.), Marfim, Pojuca, Taquipe and São Sebastião Fms. Adapted from Figueredo *et al.* (1994).

6. SUMMARY: THE SYSTEMATIC MAPPING OF TECTONIC SYSTEM TRACTS

The tectonic system tracts proposed here are focused strictly on the partitioning of rift sections based on processes and control parameters. To map the tectonic system tracts in a rift basin, some basic rules must be followed, prerequisites for the correct recognition of the tectonic system tracts packages:

1. The half-graben structure (or any derivative structure) must be determined and spatially assigned;
2. The flexural margin and axial input zones must be oriented, as well as the border fault;
3. The composite depositional systems must be determined (as continental and lacustrine in humid troughs, or essentially continental systems in dry troughs);
4. Geochronological data are important to establish chronostratigraphic positioning and partitioning of the rift section;
5. The stacking patterns must be recognized, and related to the specific region of the half-graben (flexural margin or border fault controlled).
6. Correlation of the stacking patterns will support the determination of tectonic system tracts in the entire half-graben, depicting a stratigraphic framework to the half-graben.
7. Correlation of several adjacent half-grabens must be done carefully, because the tectonic activity is not homogeneous across the stretched region, and half-grabens with the same age commonly show different patterns due to heterogeneous tectonic activity.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge to the Brazilian National Petroleum Agency Academic Fomentation Program and the Federal University of Rio Grande do Sul State (ANP/UFRGS-PRH12). Also, to the Block Definition Sector of the ANP (SDB-ANP, particularly to Mr. A.F. Muricy) and its Brazilian Basins Research Program. Thanks to PETROBRAS, the Program of Exploration Frontiers, RIFT Project (particularly to D.Sc. Adriano Viana and D.Sc.

Gilmar Bueno), and to SCHLUMBERGER for the academic licenses of the software PETREL. We would like to acknowledge the several professionals and students who participated in discussion meetings and congress presentations, contributing with their relevant point of views. Also express our thanks to D.Sc. Karin Goldberg for the comments and suggestions.

8. REFERENCES

- Bally, A.W., 1981. Atlantic types margins. In: Bally, A.W., Watts, A.B., Grow, J.A., Manspeizer, W., Bernoulli, D., Schreiber, C., Hunt, J.M. (Eds.), *Geology of Passive Continental margins*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Course Note Series 19.
- Blair, T.C., Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins, sedimentary response to episodic tectonism. *Geology* 16 (6), 517-520.
- Bongiolo, D.S.E., 2002. *Estratigrafia, arquitetura de fácies e padrão de heterogeneidade dos depósitos flúvio-deltaicos da Formação São Sebastião, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. 2002. 72p. Trabalho de conclusão do curso de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2002.
- Bosence, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, pp. 9-25.
- Brown, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 213-248.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J., 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8 (1), 163-172.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, p. 375.

- Catuneanu, O., Sweet, A.R., Miall, A.D., 1999. Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland system. *Terra Nova* 11, 1-8.
- Cesero, P., Ponte, F.C., 1972. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências da Petrobras* 11 (1), 1-18.
- Colletia, B., Le Quellec P., Letouzey J., Moretti I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez structure Egypt. *Tectonophysics* 153, 221 – 233.
- Contreras, J., Scholz, C.H., 2001. Evolution of stratigraphic sequences in multisegmented continental rift basins: Comparison of computer models with the basins of the East African rift system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85 (9), 1565–1581.
- Coward, M.P., Purdy, E.G., Ries, A.C., Smith, D.G., 1999. The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Special Publications of Geological Society, London, 153, 101-131.
- Davis, G.H., 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley, New York. p. 475.
- Della Fávera, J.C., Rosseti, E.L., Guzzo, J., Matsuda, N., Soares, V.M., Hashimoto, A.T., Alves, D.B., Castro, J.C., Azambuja, N.C., Rodrigues, R., 1992. Estratigrafia de sequências da Formação Pendência, Bacia Potiguar. PETROBRAS/CENPES/DEPEX, 2v. (Internal Report, n. 673-14793).
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analyses and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication 2, pp. 121-146.
- Fairhead, J.D., 1986. Geophysical controls on sedimentation within the African Rift Systems. In: Frostick, L.E.; Renaut, R.W.; Reid, I. and Tiercelin, J.J. (Eds.), 1986. *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication 25, pp. 19-27.

- Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Australian Petroleum Exploration Journal* 14, 95-106.
- Figueiredo, A.M.F., Braga, J.A.E., Zabalaga, H.M.C, Oliveira, J.J., Aguiar, G.A., Silva, O.B., Mato, L.F., Daniel, L.M.F., Magnavita, L.P., Bruhn, C.H.L., 1994. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: Landon, S.M. (Ed.) *Interior rift basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 59, pp. 157-203.
- Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I., Tiercelin, J.J. (Eds.), 1986. *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication 25, Blackwell Scientific Publications, London. p. 382.
- Frostick, L.E., Steel, R.J., 1993. Tectonic control and signatures in sedimentary successions. *Special Publication of International Association of Sedimentologists* 20, Blackwell, Oxford, p. 520.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73 (2), 125-142.
- Gawthorpe, R.L. and Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195-218.
- Gibson, J.R., Walsh J.J., Watterson J., 1989. Modelling of bed contours and cross-sections adjacent to planar normal faults. *Journal of Structural Geology* 11 (3), 317-328.
- Giresse, P., Maley, J., Kossoni, A., 2005. Sedimentary environmental changes and millennial climatic variability in a tropical shallow lake (Lake Ossa, Cameroon) during the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218, 257-285.
- Grove, A.T., 1986. Geomorphology of the African Rift System. In: Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I., Tiercelin, J.J. (Eds.), *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication 25, pp. 9-16.
- Gupta, A., Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology* 22, 865-879.

- Harding, T.P. and Lowell, J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63, 1016-58.
- Harzhauser, M., Kern, A., Soliman, A., Minati, K., Piller, W.E., Danielopol, D.L., Zuschin, M., 2008. Centennial- to decadal scale environmental shifts in and around Lake Pannon (Vienna Basin) related to a major Late Miocene lake level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270, 102–115.
- Hinsken, S., Ustaszewski, K., Wetzel, A., 2007. Graben width controlling syn-rift sedimentation: the Palaeogene southern Upper Rhine Graben as an example. *International Journal of Earth Sciences* 96, 979–1002.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.
- Hus, R., De Batist, M., Klerkx, J., Matton, C., 2006. Fault linkage in continental rifts: structure and evolution of a large relay ramp in Zavarotny; Lake Baikal (Russia). *Journal of Structural Geology*, 28, 1338–1351.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., 1999. Tectonic and Stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modeling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Special Publications of Geological Society, London, 153, 11-40.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., Weissel, J.K., 1993. Response of the lithosphere to in-plane force variations. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 114, 397–416.
- Kinabo, B.D., Atekwana E.A., Hogan, J.P., Modisi, M.P., Wheaton, D.D., Kampunzu, A.B., 2007. Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana. *Journal of African Earth Sciences* 48, 125-136.
- Kuszniir, N.J.; Marsden, G., Egan, S.S., 1991. A flexural-cantilever simple-shear / pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d’Arcy Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication 56, pp. 41-60.

- Leeder, M.R., 1995. Continental Rifts and Proto - Oceanic Rift Troughs. In: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell, Oxford, pp. 119-148.
- Magnavita, L.P., 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil. 1992. 493 p. D.Sc. Thesis. University of Oxford, UK, 1992.
- Magnavita, L.P., Silva, R.R., Sanches C.P., 2005. Guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13 (2), 301-334.
- Magny, M., Vannière, B., Beaulieu, J.-L., Be'geot, C., Heiri, O., Millet, L., Peyron, O., Walter-Simonnet, A.-V., 2007. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews* 26, 1951–1964.
- Mansfield, C., Cartwright, J.A., 2000. Stratal fold patterns adjacent to normal faults: observations from the Gulf of Mexico. In: Cosgrove, J.W., Ameen, M.S. (Ed.), *Forced Folds and Fractures*. Special Publications of Geological Society, London, 169, pp. 115-128.
- Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 247-253.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and planetary science letters*, 40, 25-32.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, pp. 389-449.
- Morley, C.K., 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86 (6), 961-978.
- Netto, A.S.T., Barroso, A.S., Bruhn, C.H.L., Caixeta J.M., Moraes, M.A.S., 1982. Projeto Andar Dom João. PETROBRÁS / DEPEX / DEXBA, Salvador, Bahia, 193 p.
- Netto, A.S.T., Filho, J.R.W., Feijó, F.J., 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8 (1), 173-184.

- Peacock, D.C.P., 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews* 58, 121–142.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa, p. 210.
- Posamentier, H.W., James, D.P., 1993. Sequence stratigraphy – uses and abuses. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Special Publication of International Association of Sedimentologists 18, 3–18.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C.G.ST.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, pp. 109-124.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication 71, pp. 35-66.
- Raja Gabaglia, G.P., 1991. Paleossismicidade e sedimentação – Evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras* 5 (1), p. 39-68.
- Ravnás, R., Steel, R.J., 1998. Architecture of Marine Rift-Basin successions. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 82 (1), p. 110-146.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, third ed. Blackwell Science, UK, p. 426.
- Roberts, A.M., Yielding, G., Badley, M.E., 1993. Tectonic and bathymetric controls in stratigraphic sequences within evolving half-graben. In: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication 7, pp. 87-121.

- Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J., Derksen, S.J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. In: Frostick, L. E. (Ed.), Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication 25, pp. 29-43.
- Santos, C.F., Cupertino, J.A., Braga, J.A.E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G.P. and Milani, E.J. (Eds.), Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 235-266.
- Scherer, C.M.S., 2007. Arquitetura Estratigráfica, Geometria e Heterogeneidades de Arenitos Reservatórios da Formação Maracangalha, Bacia do Recôncavo, Bahia. Research Project PETROBRAS/UFRGS Report.
- Scherer, C.M.S., De Ros, L.F., Garcia, A.J.V., Lavina, E.L.C., Oliveira F.M., Mizusaki, A.M.P., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Pierini, C., Bongioiolo, D.E., Menezes, M.R.F., Aguiar, E.S., 2005. Caracterização Estratigráfica – Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi. Research Project PETROBRAS/UFRGS Report.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Filho, D.C.D., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E., Aguiar, E.D., 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo basin, Brazil. *Sedimentary geology* 194 (3), 169-173.
- Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. In: Katz, B.J. (Ed.), Lacustrine Basin exploration-case studies and modern analogs. American Association of Petroleum Geologists Memoir 50, pp. 151-168.
- Silva, O.B., Caixeta, J.M., Milhomem, P.S., Kosin, M.D., 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15 (2), 423-431.
- Teisserenc, P., Villemin, J., 1989. Sedimentary Basin of Gabon – Geology and Oil Systems. In: Edwards, J., Santogrossi, P.A. (Eds.), Divergent/Passive Margins Basins. American Association of Petroleum Geologists Memoir 48, pp. 117-199.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution

correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.ST.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM 42 Special Publication, pp. 39-45.

Wernicke, B., Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of structural geology* 4, 105-115.

Wiederkehr, F., 2008. Arquitetura estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande e seu posicionamento na evolução tectônica da Bacia do Recôncavo. 2008. 98p. Trabalho de conclusão do curso de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2008.

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 1998. Diachronous rifting drifting and inversion on the passive margin of central eastern North America an analog for other passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 82, 817-835.

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 2002. Rift basin structure and its influence on sedimentary systems. In: *Renaut, R.W., Ashley, G.M. (Eds.), Sedimentation in Continental Rifts*. Special Publication of SEPM 73, pp. 57-81.

4.2. ARTIGO 2

TÍTULO: SISMOESTRATIGRAFIA DE BACIAS RIFTE: TÉCNICAS, MÉTODOS E SUA APLICAÇÃO NA BACIA DO RECÔNCAVO

REVISTA: Boletim de Geociências da Petrobras

AUTORES: Juliano Kuchle e Claiton Marlon dos Santos Scherer

DATA DE SUBMISSÃO: 13/07/10

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO

De: ejmilani@petrobras.com.br (ejmilani@petrobras.com.br)

Para: julianokuchle@yahoo.com.br;

Data: Segunda-feira, 9 de Agosto de 2010 11:45:37

Cc:

Assunto: Enc: Res: artigo sismoestratigrafia BGP
já recebido e informado, cf abaixo.

sds

Edison José Milani

CENPES/PDEXP

Pesquisa e Desenvolvimento em Exploração

Gerente Geral

55-21-3865-4665

ejmilani@petrobras.com.br

----- Repassado por Edison Jose Milani/BRA/Petrobras em 09/08/2010 11:44 -----

Edison Jose Milani/BRA

/Petrobras

CENPES/PDEXP

23/07/2010 11:23

Corporativo

Parajulianokuchle@yahoo.com.br

cc

AssuntoEnc: Res: artigo sismoestratigrafia BGP

Juliano: recebi o CD com o trabalho abaixo citado. O mesmo será agora submetido ao corpo de avaliadores do BGP.

sds

Edison José Milani

Coordenador do Comitê Editorial

Boletim de Geociências da Petrobras

De: Juliano Kuchle [julianokuchle@yahoo.com.br]

Enviada em: 19/07/2010 09:59 MST

Para: Edison Jose Milani

Assunto: artigo sismoestratigrafia BGP

Caro Milani,

encaminhei semana passada para ti um CD contendo o volume de um artigo que estou submetendo ao BGP. Como eu estava viajando, tentei te contatar e não consegui e mandei sem te avisar.

Gostaria de saber se tu recebeu e se está tudo OK.

Como este artigo compõe o volume de minha tese de doutorado, preciso de um documento que acuse a minha submissão ao BGP.

artigo

SISMOESTRATIGRAFIA DE BACIAS RIFTE: TÉCNICAS, MÉTODOS E SUA APLICAÇÃO NA BACIA DO RECÔNCAVO

Juliano Kuchle & Claiton Marlon dos Santos Scherer

Grato.

M.Sc. **Juliano Kuchle** - geologist

+55 [51] 3308 9845

+55 [51] 8124 1881

The information contained in this message may be CONFIDENTIAL and is intended for the addressee only. Any unauthorized use, dissemination of the information or copying of this message is prohibited. If you are not the addressee, please notify the sender immediately by return e-mail and delete this message.

Thank you.

**SISMOESTRATIGRAFIA DE BACIAS RIFTE: TÉCNICAS, MÉTODOS E SUA APLICAÇÃO NA BACIA
DO RECÔNCAVO**

*Seismic stratigraphy of rift basins: techniques, methods and its application in the Recôncavo
Basin*

Juliano Kuchle (1) & Claiton Marlon dos Santos Scherer (2)

(1): Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. ANP/UFRGS PRH-12

(2): Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da UFRGS. ANP/UFRGS PRH-12

Contato com o autor (JK): julianokuchle@yahoo.com.br, Av. Bento Gonçalves 9500, prédio
43137 – Estratigrafia, Sala 103, Porto Alegre, RS, Brasil. CEP 91509-900. Tel. (51) 3308 9845.

RESUMO

O presente artigo apresenta uma proposta de interpretação e mapeamento sistemático sismoestratigráfico de bacias do tipo rifte baseado em conceitos genéticos, conforme o desenvolvimento primordial da estratigrafia de seqüências – a interpretação temporal de unidades baseadas em conceitos derivados de variáveis e observáveis em tendências deposicionais. Assim, as bacias riftes são controladas diretamente por específicas variáveis e suas relações, o que resulta em modelos evolutivos teóricos. Estes modelos teóricos são detalhados na forma de tendências deposicionais denominadas padrões de empilhamento. Assim, a partir dos padrões de empilhamento, é possível estabelecer o caminho inverso retratando modelos evolutivos e controles de variáveis, conforme apresentado por Kuchle & Scherer (2010). O objetivo deste artigo é a transposição deste modelo genético tectono-estratigráfico de bacias rifte para o ambiente sísmico, baseando-se nos conceitos-chave da sismoestratigrafia. Esta análise baseia-se no reconhecimento de unidades sismoestratigráficas que compõem os tratos de sistemas tectônicos – unidades básicas de mapeamento, e estes tratos de sistemas são formados por padrões de empilhamento específicos para cada porção do meio-gráben. Como estes padrões de

empilhamento retratam mudanças do espaço de acomodação, superfícies estratigráficas e padrões de terminações de refletores são estabelecidos. Assim, toda uma base conceitual de reconhecimento sismoestratigráfico é proposta, bem como uma determinação temporal de modelos evolutivos em diagramas cronoestratigráficos (diagramas de Wheeler), para fornecer um arcabouço tectono-estratigráfico genético funcional para a exploração de hidrocarbonetos.

ABSTRACT

This paper aims a proposal of interpretation and seismic stratigraphy systematic mapping of rift basins based on genetic concepts, as proposed by the basic development of the sequence stratigraphy – the temporal interpretation of units based on concepts derived from variables and observable in depositional trends. So, rift basins are controlled by specifically variables and its relationships, which results in theoretical evolutionary models. Those theoretical models are detailed as depositional trends denominated stacking patterns. Thus, from the stacking patterns, is able to establish the inverse way analysis, picturing evolutionary models and controlling variables, as proposed by Kuchle & Scherer (2010). The main objective of this paper is the migration of the genetic tectonic-stratigraphic model of rift basins to the seismic platform, supported by the key-concepts of the seismic stratigraphy. This analysis is based on the recognition of seismic stratigraphic units which composes the tectonic system tracts – basic units of the framework, and these system tracts are formed by specific stacking patterns for each portion of the half graben. As those stacking patterns reflect changes in the accommodation, stratigraphic surfaces and strata termination patterns are established. Therefore, a whole conceptual basis of seismic stratigraphy recognition and mapping is proposed, as well as a time determination of evolutionary models in chronostratigraphic diagrams (Wheeler charts), to supply a useful tectonic-stratigraphic framework to hydrocarbon exploration.

(Expanded abstract available at the end of the paper)

PALAVRAS-CHAVE: (1) rifte, (2) sismoestratigrafia, (3) estratigrafia de seqüências.

EXPANDED ABSTRACT

The sequence stratigraphy paradigm is based on integrated studies and conceptual proposals, which are presented in ideas convergence volumes since the 1970 decade, with the starting of Payton (1977) – AAPG Memoir 26 – Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration. Thereafter, the sequence stratigraphy becomes the main methodological tool to exploration and several academic and industry studies were developed. Mainly at the 1990 decade the basic concepts of controlling variables were detached from the classical model of the sequence stratigraphy, initially developed exclusively to passive margin basins. So, several sequence stratigraphy based models were proposed to other kind of basins. Actually, the sequence stratigraphy is based on model dependent and independent aspects, where the model independent aspects are the basic concepts, genetic units, surfaces and the development workflow, as discussed by Catuneanu *et al.* (2009). In this way, Kuchle & Scherer (2010) proposes a stratigraphic model to the evolution of rift basins, based on tectonic system tracts, as initially developed by Prosser (1993). However, the proposal of Kuchle & Scherer (2010) consists on flooding surfaces at the central *hangingwall* (depo-center) correlative with border unconformities at the flexural margin and *footwal*, due to simultaneous erosion and accommodation creation due to a tectonic pulse. The tectonics, indeed, is the main control of rift basins, not only to creation of accommodation, but also to erosion. And the tectonic is followed by climate and sedimentary supply as secondary (and derived) controls. The eustacy does not affect effectively continental rifts, which shows its high-frequency lake-level fluctuations related to climatic variations. Together, the tectonic pulse is instantaneous at the geological time, but the sediment supply (associated to uplifted *footwal* areas) does not, due to drainage rearrangement and the time necessarily to erode and transport the sediments to the trough. Therefore, the sedimentary supply always is delayed to the related tectonic pulse in time, except on the border fault, which due to the small drainage area and high roughness of the terrain, develops instantaneous debris flows and *fan deltas* in the half graben. Finally, the progressive tectonic activity generates an expansion of the half graben subsiding area, controlled by the migration of the tilt point (which delimitates the uplifted from the subsiding area at the flexural margin) landward. Rather, a decrease on the tectonic activity migrates the tilt point basinward, generating a continuous subsiding trough, but with restricted area.

The interplay of the controlling variables generates a predictable evolution of a rift basin, and the best way to obtain a genetic framework is the mapping of tectonic system tracts (sensu Prosser, 1993), which are depositional packages related to specific tectonic situations at the half graben. The syn-rift phase initiates above the pre-rift unconformity, which separates the pre-rift from syn-rift strata, and the syn-rift phase ends with the post-rift unconformity, which separates the syn-rift from post-rift strata. Thus, the basal unit of a syn-rift unit is the Rift Initiation Tectonic System Tract, representing the firsts depositional events related to the rifting process, reflected by a large and shallow continental basin, with fluvial, aeolian and shallow lacustrine deposits. Internally, sections showing a slightly but distributed fault system are observed. Commonly generates parallel reflectors and inclined structures at the seismic. Following, the Rift Climax Tectonic System Tract, representing the deposits of the main tectonic activity phase of the rift basin. Comprises lacustrine (from deep to shallow) and coastal and continental (fluvial) deposits, with a dominantly retrogradational stacking pattern at the flexural margin and a progradation of the *fan delta* wedge of the border fault. Commonly shows at the seismic chaotic reflectors with low lateral continuity and low amplitude at the central trough, and parallel reflectors at the margin (distal coastal deposits, as prodelta facies). Due to the intense tectonic activity, internal faults may control collapses and debris flows related to earthquakes. It generates slumps, slides and debris flow deposits at the deep lacustrine areas, observed by mounds with chaotic internal patterns in seismic. The prograding *fan delta* wedge of the border fault is characterized by chaotic, with low lateral continuity and high amplitude reflections. Finally, the Rift Ending Tectonic System Tract represents the decreasing tectonic activity deposits, consisting of lacustrine (mainly shallow), coastal and fluvial deposits in a dominantly progradational pattern at the flexural margin and a retreat (retrogradation) of the *fan delta* wedge at the border fault, due to the decrease of the tectonic activity (which creates accommodation in lower rates) and the sedimentary supply delayed overcomes the accommodation, generating an expressive fill of the half graben, shallows the lakes and records a progradational pattern. In seismic, the reflection patterns are the same of the Rift Climax, due to the close relationship of the reflections patterns with the depositional systems, but the distinction of the Rift Climax and Rift Ending Tectonic System Tracts is the arrangement of the depositional systems, pictured by retrogradations at the flexural margin and progradation at the *fan delta* wedge at the border fault at the Rift Climax, and the opposite occurs at the Rift Ending, with progradation at the flexural margin and

retrogradation at the border fault. Additionally, the occurrence of slumps related to the intense tectonic activity at the Rift Climax decrease quickly at the Rift Ending, disappearing at the first depositional basal events.

To exemplify the practical mapping of the tectonic systems tracts, and the recognition of the stacking patterns, were used a composite 2D seismic line with 4 projected wells tied to the seismic with synthetic seismogram (no checkshot available). This composite seismic line is located at the northeastern compartment of the Recôncavo Basin, at the Bahia Estate, Brazil. The Recôncavo Basin is a aborted segment of the Lower Cretaceous Rifting System of the South Atlantic associated with the breakup of the Gondwana and separation of South America and Africa. The interpretation was based on seismic and non-seismic data (stratigraphic units of the wells, biostratigraphy and lithofacies to determine depositional systems). In the seismic line all the reflections were traces, allowing recognizing the continuity and terminations of the reflectors. Based on the basic reflection terminations were mapped 55 seismostratigraphic units (US-1 to US-55), which represent depositional packages with chronostratigraphic significance, and a set of seismostratigraphic units composes a tectonic system tract. The mapping of seismostratigraphic unit was useful to recognize the trends of the stacking patterns (which in some cases are not quite clear to identify) and enhance the time resolution of the depositional events. Therefore, were recognized the Rift Initiation Tectonic System Tract, composed by US-1 (Sergi Formation), the Rift Climax Tectonic System Tract (US-2 to US-24, comprising Itaparica, Agua Grande, Candeias and the basal portion of Maracangalha Formations – including the Pitanga and Caruaçu Members), and the Rift Ending Tectonic System Tract (US-25 to US-55, comprising the top of Maracangalha, and the entire Marfim, Pojuca, Taquipe and São Sebastião Formations). The Salvador Formation is strictly related with the border fault (named Salvador Fault), and the basal portion is related with the Rift Climax (prograding set) and the top portion is related with the Rift Ending (retrograding portion).

The positioning of the US and the tectonic systems tract in a time diagram, as a chronostratigraphic diagram (also known as Wheeler diagram), allows the interpretation of the spatial positioning of the depositional events, its depositional system arrangement and the visualization of the stacking patterns. Also too, the observation of the main surfaces of onlaps, toplaps and downlaps, the erosive truncations and prograding clinoforms. This seismostratigraphic method of mapping and characterization of genetic units – tectonic system

tracts in rift basins allows an integrated tool with the classical well-correlation stratigraphy, biostratigraphy and structural analysis, providing an accurate and genetic interpretation framework to hydrocarbon exploration.

1. INTRODUÇÃO

A sismoestratigrafia foi definida inicialmente por Vail & Mitchum (1977b) como “*uma abordagem geológica para a interpretação estratigráfica de dados sísmicos*”, visto que “*as propriedades singulares das reflexões sísmicas permitem a aplicação direta de conceitos geológicos baseados em uma estratigrafia física*”. Historicamente, o marco unificador de teorias para a sismoestratigrafia foi o *Memoir #26* da AAPG – *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration* (Payton, 1977), onde principalmente Peter Vail e Robert Mitchum, integrantes da equipe de pesquisa da Exxon, apresentaram os avanços de sua equipe no desenvolvimento de teorias e métodos na exploração de petróleo, focando principalmente o Golfo do México. Este volume foi um grande salto no conhecimento, pois apresentou um conjunto de teorias consideradas extremamente inovadoras para a época, e junto com estas teorias, foram elaboradas as curvas globais de variação do nível do mar (*global chart of sea level changes* – Vail *et al.*, 1977c). Estas curvas tiveram opiniões positivas e negativas que repercutem até os dias de hoje, mas justamente por se estabelecer uma discussão neste sentido, sua importância é inquestionável, dado os trabalhos que a sucederam (e.g., Haq *et al.*, 1988; Jervey, 1988; Graciansky *et al.*, 1998; Catuneanu *et al.*, 2009). Na verdade, as proposições de Vail e colaboradores para a sismoestratigrafia foram atribuídas principalmente à necessidade de desenvolver modelos regionais e padrões gerais de sistemática de mapeamento de unidades estratigráficas em dados sísmicos. A partir desta metodologia, foi resgatado (1) o conceito de seqüência limitada por discordância de Sloss *et al.* (1949), que serviu de base para a sistemática de fatiamento sísmico, e (2) o conceito de estratigrafia temporal de Wheeler (1958), que estabeleceu as bases da cronoestratigrafia. Assim, os fundamentos de mapeamento de unidades baseado em superfícies com expressividade sísmica (discordâncias) e sua relação temporal (cronoestratigrafia) foram a base para o estabelecimento da sismoestratigrafia.

A partir de então, a sismoestratigrafia ou estratigrafia sísmica do *Memoir 26* teve seus conceitos fundamentais (superfícies estratigráficas e relações temporais – deposições e hiatos) transportados diretamente para um conjunto de dados externos ao mundo sísmico: poços, perfis e afloramentos. Posamentier *et al.* (1988) apresenta as bases da então denominada Estratigrafia de Seqüências, onde a unidade fundamental é a seqüência deposicional, limitada por discordâncias e suas concordâncias relativas, não mais exclusiva das linhas sísmicas, agora visível em dados de poços e afloramentos. Diversos outros estudos acompanharam Posamentier *et al.* (1988), no novo volume integrador – o volume 42 da SEPM – *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (Wilgus *et al.*, 1988), o que resulta em uma expansão de conhecimento da pretérita sismoestratigrafia para a nova estratigrafia de seqüências, mais abrangente em termos de tipos de dados analisados (sísmica, poço, afloramento), mais integradora, e mais robusta por consequência. Van Wagoner *et al.* (1990) lança o *AAPG Methods in Exploration N.7*, onde a estratigrafia de seqüências é aplicada sem a utilização de linhas sísmicas, retratando a clara expansão conceitual e abrangência do novo paradigma. Durante a década de 1990 e a virada do século, os modelos desenvolvidos foram claramente divergentes e em busca de especificidades, pois a teoria geral já estava estabelecida, e desde seus primórdios seus principais mentores já alertavam de suas limitações e a necessidade de adaptações (“*it’s a tool, not a template*” – Posamentier, 1993). Assim, diversos tipos de seqüências surgiram – seqüência genética de Galloway (1989), seqüência Trans-Regressiva de Embry & Johannessen (1993) e especificidades do modelo como a definição da anatomia e evolução estratigráfica dos depósitos plataformais acumulados na plataforma durante a regressão forçada (c.f. Hunt & Tucker, 1992 e Plint & Nummedal, 2000). Atualmente, Catuneanu (2006) revisita a estratigrafia de seqüências sob uma óptica integradora, unificando a clássica sismoestratigrafia como uma das ferramentas da estratigrafia de seqüências (para análise de dados sísmicos).

Por outro lado, a partir do *Memoir 26*, a análise de dados sísmicos não ficou estagnada, mas migrou para linhas de pesquisa que se basearam diretamente sob o avanço tecnológico de aquisição dos dados. A busca por resolução do traço sísmico e o avanço no processamento e manipulação computacional de volumes sísmicos 3D permitiu observações detalhadas sobre o arranjo de sistemas deposicionais em linhas sísmicas, conforme apresentado por Posamentier (2000), Posamentier & Kolla (2003) e Posamentier (2004), que

introduz as bases da geomorfologia sísmica tridimensional. Juntamente, a sísmica 3D permitiu o mapeamento sistemático e a visualização tridimensional das superfícies mapeadas, em enormes volumes de dados, como apresentado por Weimer & Davis (1996), Brown (1991) e Hart (2000). Por fim, a integração da alta resolução sísmica com o levantamento 3D permite um altíssimo detalhamento espacial, e a caracterização hierárquica de unidades dentro de um complexo arcabouço conforme discutido por Abreu (1998) e por Catuneanu *et al.* (2009) propondo a sistemática de mapeamento *nested sequences*.

O avanço tecnológico da sísmica para a linha de alta resolução e 3D resultaram diretamente em estudos de arquitetura deposicional e estruturação paleogeográfica, porém sem muita diferença nos conceitos primordiais desenvolvidos no *Memoir 26* – terminações de refletores, reconhecimento de superfícies e relações temporais. Assim, a metodologia sismoestratigráfica permanece praticamente a mesma, mudando drasticamente o ambiente de 2D para 3D, aumentando a resolução sísmica e ampliando a gama de modelos explicativos. Como consequência, critérios e modelos de mapeamento sismoestratigráfico para bacias que não se encaixam no modelo-comum de margem passiva, são atualmente necessários e de demanda contínua. No caso de bacias rifte, onde o tectonismo é dominante, o mapeamento sísmico de unidades se deu até então, essencialmente por critérios estruturais (e.g., Rosendhal *et al.*, 1986), e padrões de predição de preenchimento, arranjo de sistemas deposicionais e distribuição de fácies sísmicas praticamente inexistem. Mapeamentos sísmicos que relevem o contexto sismoestratigráfico - são mais raros ainda, porém citando a importante contribuição de Prosser (1993), que utilizando linhas sísmicas do Mar do Norte propõe uma abordagem sismoestratigráfica *sensu stricto*, com critérios claros e bem estabelecidos de mapeamento de unidades e sua predição de preenchimento e associações faciológicas. Este estudo, associado a outros (principalmente Bosence, 1998; Morley, 2002; Gawthorpe & Leeder, 2000), permitiu o desenvolvimento de modelos estratigráficos para a evolução e preenchimento de bacias rifte, conforme apresentado em Kuchle & Scherer (2010). O modelo de evolução estratigráfica de Kuchle & Scherer (2010) é essencialmente baseado em dados de poço, porém com uma clara definição das superfícies que limitam a seção rifte e compartimentam suas diversas fases internas. A proposta deste estudo é uma abordagem sismoestratigráfica do modelo estratigráfico de Kuchle & Scherer (2010), adaptado diretamente para uso em dados sísmicos. Desta forma, é considerada necessária a proposição de um modelo estratigráfico-

sismoestratigráfico que ao mesmo tempo tenha uma completa ligação entre as metodologias (ou seja, as interpretações de poço e seções de correlação apresentem resultados que possam ser incorporados e integrados com a interpretação sísmica) e possam ser desenvolvidos independentemente (que a ausência de dados de poços não seja um impedimento para o desenvolvimento do modelo). Assim, o conjunto de modelos e métodos torna-se uma teoria geral, passando a compreender situações mais amplas e permitindo a separação entre situações comuns e típicas independentes de bacia, e situações específicas da bacia em estudo.

Para uma exemplificação prática e sustentação dos modelos aqui propostos, serão apresentadas interpretações sismoestratigráficas de linhas sísmicas 2D da Bacia do Recôncavo (Bahia), onde o sistema de riftes cretáceos desenvolveu um segmento abortado, preservando assim a estruturação original da bacia (não houve o rompimento final). Nestas linhas sísmicas será abordada a seção estratigráfica completa do preenchimento da bacia, e suas compartimentações internas sob um enfoque genético. O estudo aqui apresentado tem um enfoque exploratório regional, área considerada para estudos sismoestratigráficos em riftes ainda carente de modelos, conforme discutido acima.

2. O MODELO ESTRATIGRÁFICO E SUA TRANSPOSIÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA

O modelo estratigráfico de evolução e compartimentação de seções rifte proposto por Kuchle & Scherer (2010) é baseado nos seguintes fundamentos:

- riftes possuem na tectônica seu maior controlador, na forma de um sistema de falhamentos que geralmente desenvolve a geometria de meio-gráben, com uma margem flexural e uma falha de borda;
- os eventos tectônicos da bacia rifte – pulsos tectônicos – geram concomitantemente subsidência (no *hangingwall*) e soerguimento (no *footwall*), devido à rotação do bloco no meio-gráben. Como resultado, uma discordância de borda é cronoestratigraficamente correlata a um pacote sedimentar depositado na região central do meio-gráben. O controle na margem

flexural da relação entre erosão e deposição se dá pelo *tilt point* (ponto de rotação), que determina a área soerguida e subsidida;

- como o pulso tectônico é instantâneo, a criação de espaço também é. Porém, o aporte é atrasado, devido ao rearranjo da rede de drenagem pelo pulso, e o período de erosão e transporte até a deposição. Assim, pulsos tectônicos são marcados por eventos de inundação e momentos de progradações são marcados por diminuições na atividade tectônica e chegada atrasada do aporte sedimentar. Como a falha de borda responde instantaneamente ao evento tectônico, o aporte de sedimentos nela é instantâneo ao pulso, e sua diminuição significa baixa atividade tectônica;

- A atividade tectônica progressiva gera uma expansão do meio-gráben, através da migração do *tilt point* para fora da bacia. Como resultado, sucessivos onlaps ocorrem sobre o substrato indicando a expansão. Contrariamente, a diminuição da atividade tectônica faz com que o *tilt point* migre para dentro da bacia, gerando truncamentos erosivos em unidades mais antigas e diminuição da área do meio-gráben, ainda com criação de espaço de acomodação;

- Por fim, a seção rifte é o resultado de um processo, e é limitada em seu topo e base por discordâncias, que separam a seção rifte do pré-rifte (estratos anteriores ao processo de rifteamento) e do pós-rifte (estratos posteriores ao processo de rifteamento).

Baseado nas premissas anteriores, Kuchle & Scherer (2010) propõem um modelo estratigráfico preditivo que se baseia no arranjo dos sistemas deposicionais (padrões de empilhamento) para determinar as fases da seção rifte, suas superfícies limítrofes e suas relações entre variáveis controladoras, conforme apresentado na figura 01A. A compartimentação interna da seção rifte é baseada em Tratos de Sistemas Tectônicos, utilizados inicialmente por Prosser (1993), e baseados no conceito original de tratos de sistemas de Brown & Fischer (1977) – *conjunto de sistemas deposicionais temporalmente relacionados*, que são vinculados a uma relação específica de variáveis em um período também específico da fase rifte.

Em termos práticos de mapeamento sismoestratigráfico, Bosence (1998) estabelece critérios simples e diretos para o mapeamento e delimitação de uma seção rifte (figura 01A). Todo o conjunto de estratos que está vinculado á fase rifte é denominado sin-rifte. Todos os

estratos e unidades antecedentes são chamados de pré-rifte e os posteriores de pós-rifte. Esta é uma classificação exclusivamente relativa ao rifte, ou seja, a fase pós-rifte somente é assim chamada quando o rifte é analisado, sendo ela denominada de outra forma quando não for este o enfoque (e.g., sendo ela uma margem passiva).

Assim, o início de uma fase rifte é sob uma discordância, denominada Discordância Sin-Rifte. Igualmente, o final de uma fase rifte é marcado por um rearranjo estrutural regional, seja para um rompimento total da crosta para geração de um oceano (*breakup*), ou a abortagem ou abandono do rifte, sendo em todos os casos, delimitado no topo por uma nova discordância, denominada Discordância de Pós-Rifte. Bosence (1998) apresenta critérios estratigráficos claros para a definição de uma fase rifte (figura 01A), onde a fase pré-rifte é formada por estratos (observados na sísmica na forma de refletores) plano-paralelos e inclinados, retratando depósitos mais antigos que sofreram rotações estruturais associadas à tectônica do rifte. Os estratos sin-rifte apresentam um padrão divergente, causado pela deposição concomitante a atividade tectônica, e os estratos pós-rifte são plano-paralelos e horizontais em relação ao topo da fase rifte, indicando uma posterior fase deposicional na região não mais associada ao processo de rifteamento.

Internamente, a seção rifte é dividida em três fases distintas, denominadas tratos de sistemas tectônicos (figura 01A).

O Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte representa os primeiros depósitos associados aos pulsos iniciais de estiramento crustal. Como o início de uma fase rifte apresenta uma tectônica incipiente (que progressivamente vai aumentando), os depósitos iniciais ocorrem na forma de uma ampla bacia rasa, continental, com lagos rasos e comumente recobertos por depósitos fluviais e eólicos. Esta bacia se parece muito com uma sinéclise, mas sua gênese está claramente associada aos esforços de estiramento crustal inicial da fase rifte (portanto, geneticamente vinculados ao rifte). Porém, internamente, em uma escala subsísmica (principalmente em afloramentos) são observados controles estruturais na deposição desta fase, o que indica uma tectônica ativa e ainda discreta. A falha de borda ainda não se desenvolveu, não havendo indícios de sua atividade. O preenchimento se dá por ciclos de inundação lacustre e recobrimento fluvial, dando um padrão de empilhamento de ciclos

agradacional. A base do Início do Rifte é a Discordância Sin-Rifte (DSR), um truncamento erosivo regional.

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax do Rifte marca o momento de aumento e de máxima atividade tectônica na bacia. O Clímax Inferior é representado por um rearranjo do sistema de drenagem para responder a uma proto-calha (que é onde se desenvolverá o meio-gráben), também preenchido por sistemas fluvio-lacustres, porém os lagos apresentam uma crescente profundidade. Como a calha ainda apresenta um baixo relevo entre o *footwal* e o *hangingwall*, apenas entradas discretas de sedimentos se desenvolvem, não ocorrendo os conglomerados típicos dos leques deltaicos da falha de borda. A base do Clímax Inferior é delimitada pela Superfície de Clímax Inferior, uma inundação na região central da bacia (*hangingwall*) correlata com uma discordância na borda da margem flexural. Já o Clímax Superior é marcado pelo pleno desenvolvimento da falha de borda, configuração em meio-gráben e intensa atividade tectônica, o que resulta em alta taxa de criação de espaço e baixo aporte sedimentar (que virá atrasado na fase posterior). Como conseqüência, padrões retrogradacionais intensos são observados na margem flexural, enquanto que o aporte clástico grosso da falha de borda (conglomerados de leques deltaicos) avança progradante para dentro da bacia, pois é uma resposta automática à intensa atividade tectônica. A base do Clímax Superior é marcada pela Superfície de Clímax Superior, uma inundação regional mais intensa que a superfície de clímax Inferior e relacionada diretamente com a atividade inicial da falha de borda e seus leques deltaicos. O topo do Clímax Superior é marcado pela Superfície de Máximo Rifteamento, que representa a máxima inundação da bacia, ou seja, o momento de maior expansão do sistema lacustre, máximo recuo dos sistemas continentais na margem flexural e máximo avanço da cunha conglomerática da falha de borda.

Por fim, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte é marcado por uma diminuição da atividade tectônica, recuo do sistema lacustre, diminuição da extensão territorial do meio-gráben (na forma de recuo do ponto de rotação da margem flexural, o que gera truncamentos internos), e por conseqüência, uma diminuição na taxa de criação de espaço de acomodação. Juntamente, toda a área lateral às calhas e *footwals* soerguidos durante o Clímax, agora são efetivamente erodidos e um alto aporte sedimentar chega até o meio-gráben. Esta relação de alto aporte e baixa criação de espaço resulta em um padrão progradante na margem flexural, e um recuo nos conglomerados da falha de borda (que diminui sua movimentação devido a

diminuição da atividade tectônica). Por fim, o rifte é totalmente preenchido e a fase rifte se encerra, seja na forma de um rompimento efetivo crustal (*breakup* – geração de um oceano) ou abortagem do processo (transferência do processo de rifteamento para outra região ou término do estiramento), retratado na forma da discordância de pós-rifte.

É importante salientar que todas as superfícies internas aqui apresentadas (Superfície de Clímax Inferior, Superfície de Clímax Superior e Superfície de Máximo Rifteamento) são retratadas como inundações na região central do meio-gráben, mas devido ao processo de erosão contemporâneo a deposição em um meio-gráben, estas superfícies nas porções superiores da margem flexural serão correlatas com discordâncias. Igualmente, eventos secundários, internos a estas fases (de maior frequência), também apresentarão o padrão de inundação no meio-gráben (Martins Netto & Catunneanu, 2010) correlato com uma discordância de borda.

Como a base do reconhecimento das fases componentes da seção rifte do modelo discutido são os padrões de empilhamento, e embora eles possam ser reconhecidos em seções sísmicas, a escala do modelo fornece grandes tendências no padrão de empilhamento, impossibilitando o reconhecimento direto dos padrões observados nos poços em seções sísmicas. Entretanto, é possível rastrear os tratos tectônicos em dados sísmicos baseando-se (1) nas terminações estratais de refletores, (2) configurações de refletores, e (3) geometrias das fácies sísmicas (conforme Mitchum *et al.*, 1977). Assim, cada trato de sistemas tectônico apresenta um padrão sismoestratigráfico que é a resposta sísmica ao conjunto de variáveis controladoras daquele trato de sistemas (figura 01B).

O Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte é delimitado por um truncamento erosivo na base, sob os estratos da fase pré-rifte (Discordância Sin-Rifte). Seu padrão interno de refletores é plano-paralelo, e seus refletores comumente apresentam baixa continuidade devido a tratar-se de sistemas fluviais (que não desenvolvem boa continuidade devido aos sucessivos cortes de canais que o sistema apresenta) e lacustres (como são lagos rasos, e de pouca expressividade, facilmente recobertos por depósitos fluviais, também são lateralmente descontínuos). Na margem flexural apresenta um truncamento erosivo com o somatório de discordâncias internas do rifte com a discordância do pós-rifte, e sua terminação no *hangingwall* é contra a falha de borda, indicando uma deposição anterior ao falhamento.

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Inferior é representado por uma seção suavemente em cunha (proto-calha), também com truncamento erosivo da discordância pós-rifte na margem flexural e terminação contra a falha de borda. Seu limite basal é marcado por refletores concordantes na região central da calha e discretos onlaps na margem flexural, retratando o evento de inundação da base. Seu padrão de reflexão interno é plano-paralelo ou discretamente divergente, e seus refletores são descontínuos por representarem depósitos fluviais e lacustres restritos.

O trato de Sistemas Tectônico de Clímax Superior é marcado em sua base por uma série de *onlaps* na margem flexural e concordâncias no depocentro, e os primeiros depósitos de leques deltaicos da falha de borda, que ocorrem como refletores caóticos, sem continuidade, de amplitude extremamente variável (desde baixa até muito alta), diversos truncamentos internos e geometria externa em cunha. Seu padrão interno de reflexão está diretamente associado aos sistemas deposicionais envolvidos. Discretas sigmóides de progradação são observadas, porém logo desaparecem ao longo da margem flexural devido ao caráter intensamente retrogradante da fase. Estas sigmóides representam depósitos de margem lacustre, como deltas e praias lacustres. Lateralmente, refletores plano-paralelos intensos representam sedimentos finos distais da região costeira da margem flexural, e no meio deles podem ocorrer geometrias em *mounds* associados a escorregamentos (*slumps*). Como é comum a margem flexural apresentar falhamentos internos, estes falhamentos podem disparar escorregamentos da margem flexural em direção ao depocentro profundo do lago, gerando corpos isolados com deformação interna e externa variável e refletores internos caóticos. A região profunda de depocentro do meio-gráben é composta por refletores caóticos, de baixa amplitude, sem continuidade lateral e diversos truncamentos internos, geralmente com geometria de envelope, *drapes* ou contato lateral direto com os depósitos de margem lacustre, escorregamentos ou leques deltaicos. Estes refletores caóticos são interpretados como reflexo de sistemas lacustres profundos e turbiditos associados a descargas axiais ao rifte. Como o padrão de empilhamento do Clímax Superior é retrogradante, acabam desaparecendo os depósitos de margem lacustre, passando a dominar em direção ao topo os depósitos lacustres profundos (refletores caóticos), enquanto que as cunhas dos leques deltaicos avançam progredando em direção ao depocentro. Este trato tende a apresentar um padrão divergente interno, decorrente de um progressivo acréscimo na taxa de

geração de acomodação em direção da falha de borda. Devido a intensa expansão do sistema de meio-gráben durante esta fase, e sua subsequente erosão na fase de Final do Rifte, é comum este intervalo encontrar-se truncado na margem flexural. A Superfície de Máximo Rifteamento é demarcada na maior expansão dos sistemas de refletores caóticos do lacustre profundo e no nível de maior avanço sobre a margem flexural dos *mounds* de escorregamentos, juntamente com a maior progradação dos depósitos da falha de borda (caóticos de alta amplitude). Nas porções proximais da margem flexural a Superfície de Máximo Rifteamento torna-se uma discordância, mas como nesta fase ocorre uma ampla expansão da bacia, a zona de discordância da Superfície de Máximo Rifteamento comumente encontra-se erodida pelos processos erosivos posteriores da fase de Final do Rifte ou pela discordância de Pós-Rifte.

Por fim, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte marca o momento de progradação na margem flexural, com um drástico recuo dos refletores caóticos lacustres profundos, desaparecimento progressivo dos *mounds* de escorregamentos e domínio de refletores intensos e contínuos juntamente com clinofórmulas progradantes, que representam os depósitos marginais lacustres. Na região da falha de borda, ocorre o recuo dos depósitos de leques deltaicos até seu desaparecimento. O topo é marcado pela discordância de Pós-Rifte, e devido ao rearranjo estrutural desta fase, é comum desenvolver truncamentos erosivos afetando as fases anteriores. Juntamente com as clinofórmulas de margem lacustre, sistemas continentais representados por refletores de amplitude variável, pouco contínuos e plano-paralelos podem ocorrer oriundos da margem flexural e axialmente. Como o espaço de acomodação apresenta taxas de criação muito baixas nesta fase, associado ao alto aporte, zonas de *bypass* e truncamentos erosivos internos podem ocorrer, gerando uma série de discordâncias de frequência maior.

Como as unidades sismoestratigráficas apresentam um contexto temporal, a partir do modelo simplificado geométrico da bacia rifte e de seu preenchimento (figura 01 A e B) é possível desenvolver a carta cronoestratigráfica da seção (figura 01C), conforme discutido por Vail *et al.* (1977d) e desenvolvido por Williams (1993) especificamente para bacias rifte.

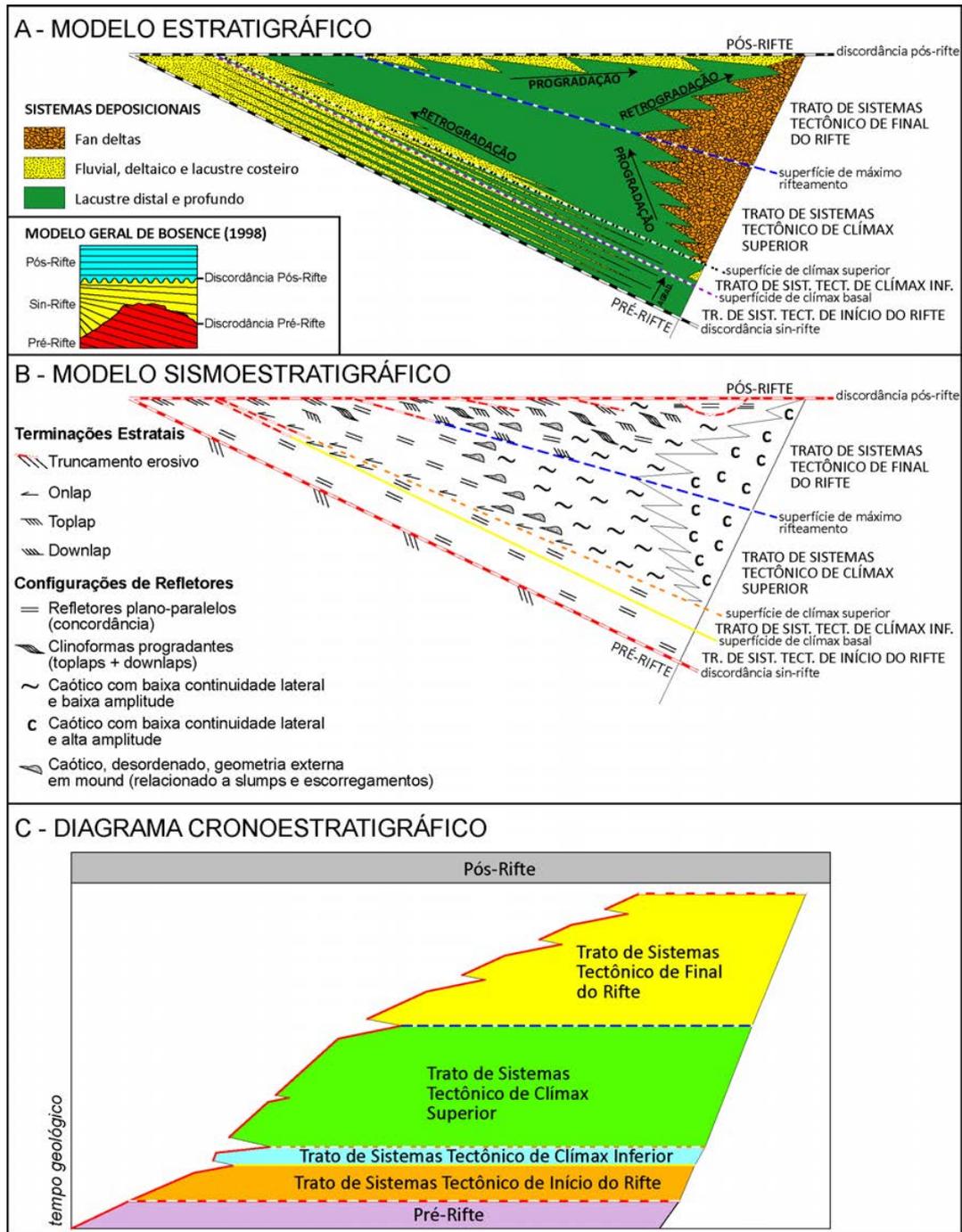


Figura 01 A: Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, com os tratos de sistemas tectônicos, superfícies limitrofes, arranjo dos sistemas deposicionais e padrões de empilhamento (extraído de Kuchle & Scherer, 2010). **B:** Transposição do modelo estratigráfico de tratos de sistemas tectônicos (A) para a terminologia sismoestratigráfica, com os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limitrofes, terminações estratais e configurações de refletores idealizados para cada trato de sistemas tectônico. **C:** diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) com o arranjo temporal dos tratos de sistemas tectônicos derivados das figuras A e B.

3. APLICAÇÃO DO MODELO SISMOESTRATIGRÁFICO NA BACIA DO RECÔNCAVO

Como exemplo prático da metodologia de interpretação sismoestratigráfica de riftes, serão apresentadas as interpretações de uma seção sísmica na Bacia do Recôncavo (Bahia), um clássico exemplo brasileiro de bacia rifte (figura 02).

A Bacia do Recôncavo compõe o conjunto de bacias cretáceas que ocorrem ao longo da margem leste brasileira, desenvolvidas sob esforços distensivos que geraram a quebra do supercontinente Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1967). Desta forma, basicamente todas as bacias da margem leste brasileira possuem uma fase rifte sob a seção de margem passiva. Porém, a seção rifte destas bacias é extremamente variável em geometria, extensão, espessura, preenchimento (litologias) e idade (conforme apresentado por Bueno, 2004, no modelo de discordâncias propagantes do rifte). A Bacia do Recôncavo é um segmento abandonado do rifte, que se desenvolveu na mesma época que as bacias adjacentes (Camamu e Sergipe-Alagoas), porém junto com as bacias de Tucano e Jatobá, não evoluíram para o rompimento final, que ocorreu ao longo de Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu-Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba (Milani & Thomaz Filho, 2000). Como observado por Grove (1986) e Fairhead (1986) nos riftes do leste africano, é comum em uma série de riftes adjacentes o abandono de alguns segmentos para a efetiva evolução de outros. Desta forma, a preservação completa do meio-gráben e sua ampla exposição facilitam a observação da seção rifte de uma forma não vista nas outras bacias da margem leste brasileira.

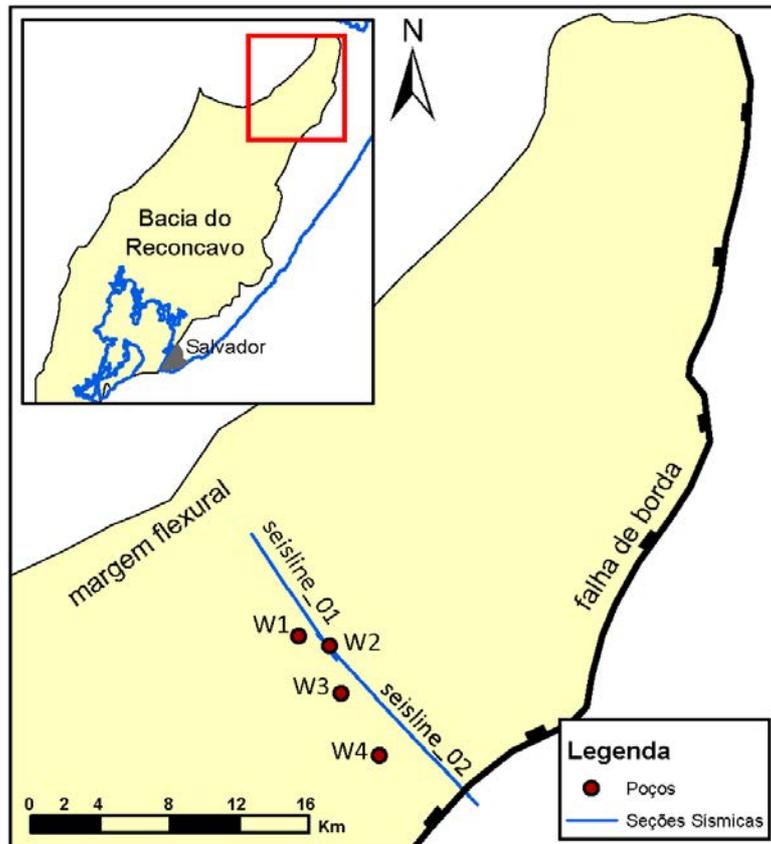


Figura 02: Mapa de localização da Bacia do Recôncavo, mostrando a composição de linhas sísmicas 2D utilizada, os poços relacionados e a principal estruturação da calha do Recôncavo, com a forma de um meio-gráben alongado a NE, com falha de borda a leste e margem flexural a oeste.

A fase pré-rifte da Bacia do Recôncavo é composta por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano e rochas sedimentares do Permiano (Fm. Afligidos), depositadas em uma sinéclise intracontinental semelhante à Bacia do Parnaíba e Paraná (Caixeta *et al.*, 1994). A seção sin-rifte inicia-se no NeoJurássico, com a deposição do Gr. Brotas, estabelecendo uma idade de cerca de 100 milhões de anos para a Discordância Sin-Rifte. O final da fase rifte se dá no EoAptiano (Andar Jiquiá, conforme Silva *et al.*, 2007, compreendendo cerca de 25 milhões de anos para a fase rifte. O pós-rifte é composto por rochas sedimentares do Aptiano (Fm. Marizal) e do Plioceno (Fm. Barreiras), já associados a outras fases geotectônicas da bacia.

A Bacia do Recôncavo apresenta uma calha alongada NE-SW (figura 02), com cerca de 220 Km de extensão axial, com uma falha de borda localizada na borda leste, e uma margem

flexural com até 70 Km de extensão na região central da bacia, onde pode atingir a espessura máxima de 7.000 metros (Figueredo *et al.*, 1994). A margem flexural é compartimentada por diversas falhas normais orientadas ao longo do eixo axial, por vezes sintéticas e antitéticas, e cortadas por sistemas de falhamentos transcorrentes a oblíquos orientados NW-SE, compartimentando a bacia em três segmentos principais (segmentos Norte, Centro e Sul – Santos *et al.*, 1990), conforme apresentado na figura 02.

A seção analisada é uma composição de duas linhas sísmicas 2D localizada no compartimento norte, cruzando quase na totalidade a calha rifte da bacia (figura 02 e figura 3A). Na seção foram amarrados 4 poços, sendo 3 poços projetados (entre 1 a 2 Km de projeção – figura 2 e figura 3). A amarração foi realizada por diagrama sintético *tempo x profundidade* (nenhum poço possui *checkshot*).

O procedimento de interpretação sismoestratigráfica iniciou pelo rastreamento de todas as continuidades laterais de refletores, identificando suas terminações, padrões estratigráficos e geometrias. Desta forma, foram individualizadas Unidades Sismoestratigráficas, que são conjuntos de estratos, cronoestratigraficamente relacionados, com expressão sísmica, limitados no topo e na base por terminações de refletores (*onlaps*, *downlaps*, *toplaps* e truncamentos erosivos). Nem todos os limites de unidades sismoestratigráficas representam discordâncias, sendo apenas eventos deposicionais distintos e temporalmente sucedidos. Assim, as unidades sismoestratigráficas aqui detalhadas não correspondem a seqüências deposicionais (conforme Vail *et al.*, 1977a), representando apenas unidades temporais compostas por sistemas deposicionais (são, em última instância, tratos de sistemas *sensu* Brown & Fischer, 1977). Por vezes, as unidades sismoestratigráficas são compostas por apenas um sistema deposicional, e em outras vezes, por uma série de sistemas deposicionais lateralmente adjacentes. A individualização das unidades sismoestratigráficas fornece três elementos fundamentais para a análise da evolução estratigráfica da bacia: (1) a geometria da unidade fornece o contexto paleogeomorfológico no qual ela foi depositada. Depósitos lacustres profundos e costeiros podem ser claramente individualizados, assim como eventos erosivos e de preenchimento de vales incisos. (2) a disposição espacial das unidades mostra o arranjo arquitetural dos sistemas deposicionais durante o preenchimento da bacia, indicando os momentos de mudança (sempre baseados nos fatores controladores discutidos anteriormente), onde são observadas expansões do sistema lacustre, recuos do sistema de

leques deltaicos da falha de borda, ocorrência de progradações continentais, etc., e (3) o contexto temporal, pois é possível determinar a idade relativa das unidades (cronoestratigrafia), desenvolvendo assim, um controle temporal que somado aos itens 1 e 2, fornecem uma carta cronoestratigráfica da seção, possibilitando interpretações avançadas e visualizações de arranjos espaço-temporais complexos de se observar, conforme será abordado a seguir.

A execução desta sistemática permitiu a integração direta com o modelo estratigráfico proposto em Kuchle & Scherer (2010) – figura 2A, e seu modelo sismoestratigráfico (figura 3B). Assim, foram identificados os tratos de sistemas tectônicos de Início, Clímax Inferior, Clímax Superior e Final do Rifte, conforme apresentado na figura 3 e figura 4, e descritos abaixo.

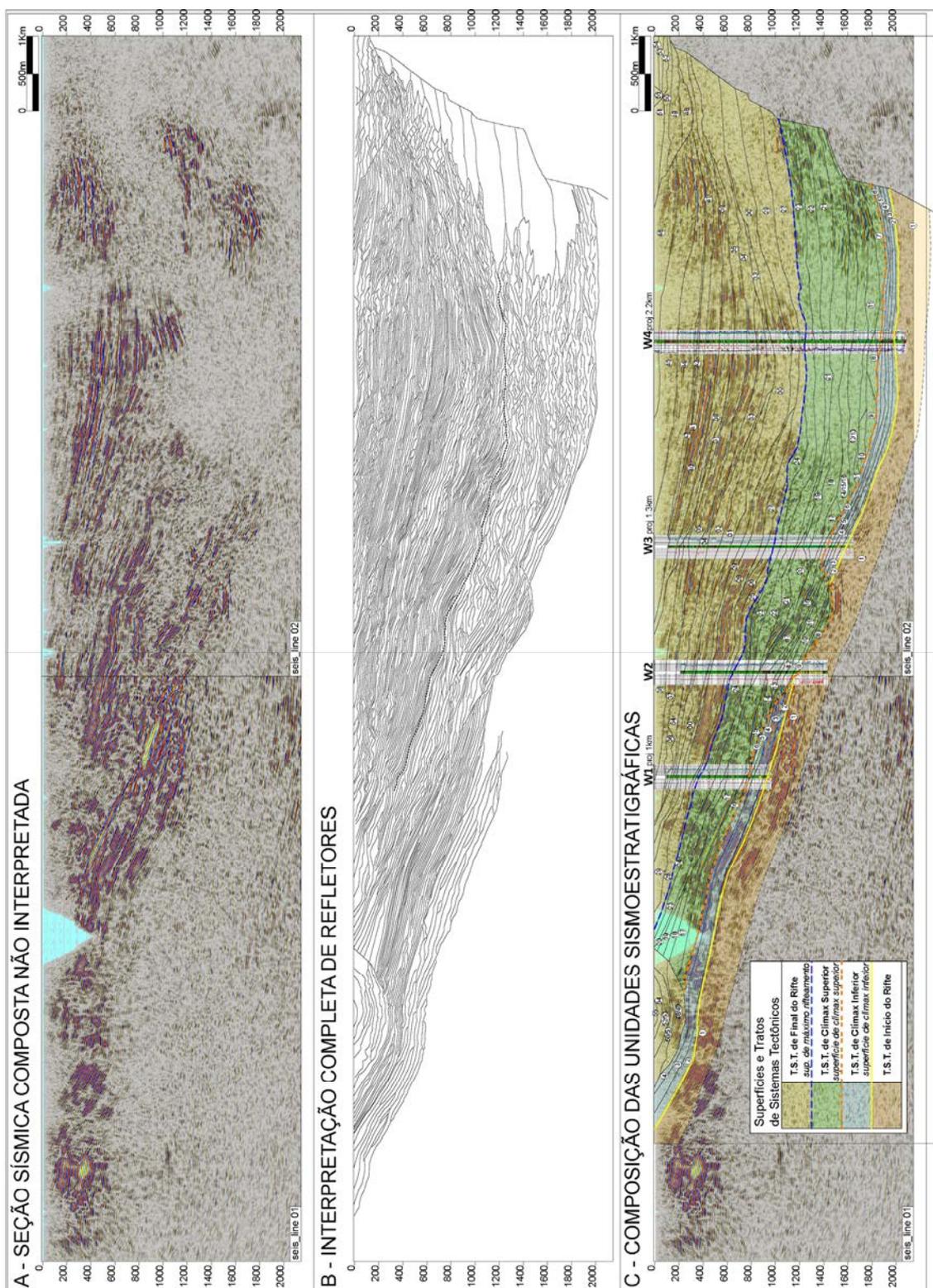


Figura 3 A: Composição sísmica (seisline_01 e seisline_02) 2D, em tempo, migradas finais, base utilizada para a interpretação sismoestratigráfica. B: Interpretação completa de refletores rastreáveis na seção. Observam-se diversos truncamentos internos, ocorre uma perda de resolução nas porções mais profundas. C: compartimentação em unidades sismoestratigráficas, e sua composição nos tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limítrofes.

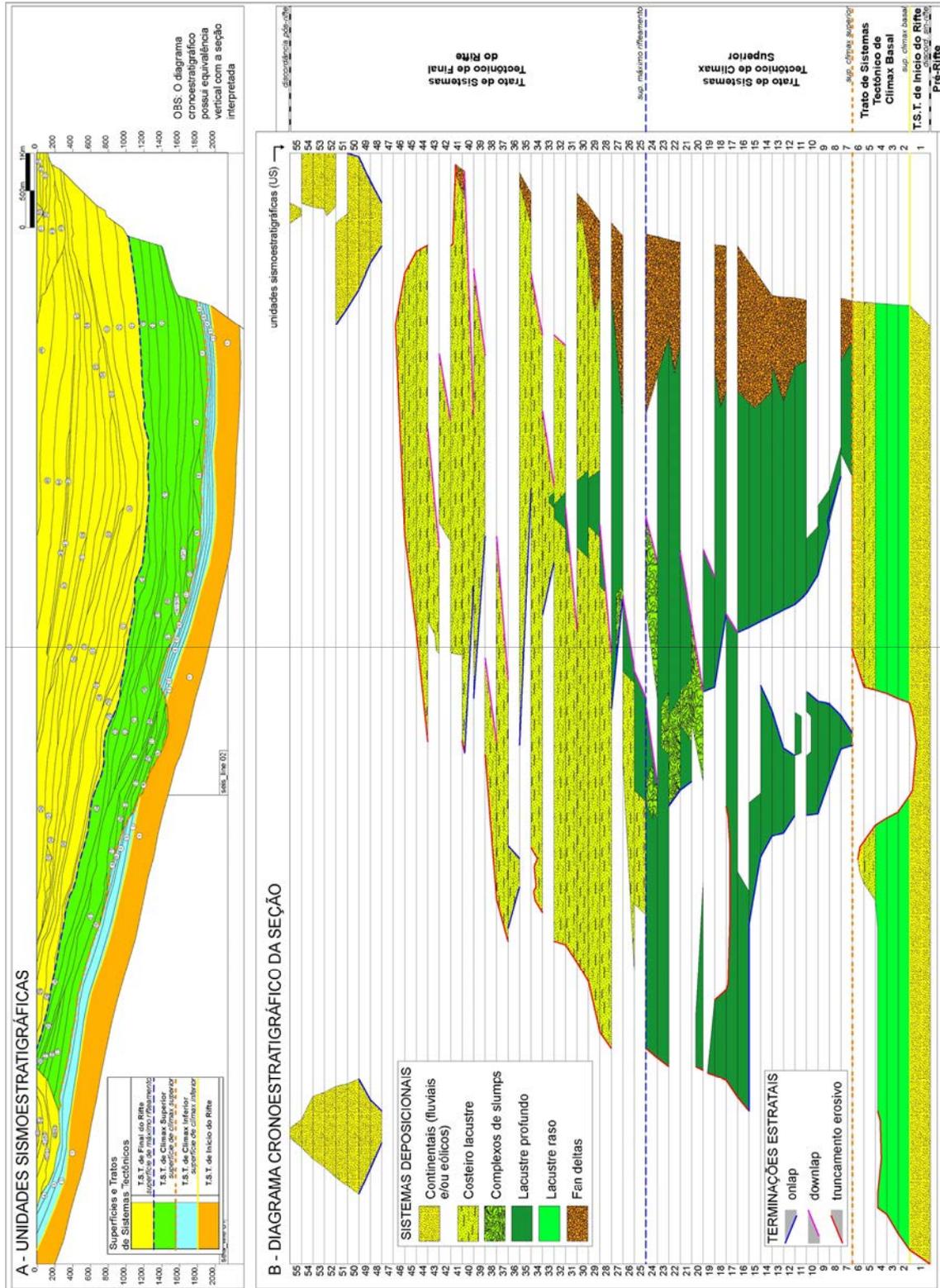


Figura 4 A: Individualização das unidades sismoestratigráficas mapeadas e sua composição nos tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limitrofes. B: transformação das unidades sismoestratigráficas do quadro A em um diagrama cronoestratigráfico conforme desenvolvido por Wheeler (1958) e Vail *et al.* (1977).

O pré-rifte (composto pela Fm. Afligidos e embasamento cristalino) não foi identificado na seção sísmica apresentada, sendo amostrado apenas no poço W4, onde a seção estratigráfica atinge o embasamento, porém o poço encontra-se projetado por 2Km para a seção, e é interpretado como um possível borda do bloco alto da Plataforma de Patioba em relação ao Baixo de Quiambina. Desta forma, a seção pré-rifte não foi apresentada nas interpretações sismoestratigráficas.

O Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte, composto pelas Formações Aliança e Sergi (Grupo Brotas) é observado como refletores plano-paralelos, de amplitude variável (desde alta até baixa), pouco contínuos, e com downlaps, toplaps e onlaps internos, dispersos, não formando uma superfície rastreável (figura 5A). Estes truncamentos dispersos são interpretados como reflexo do ambiente de sedimentação desta unidade, essencialmente continental, composto por sistemas fluviais, eólicos e lacustres. O sistema de canais e *overbanks* fluviais podem desenvolver estes truncamentos, assim como a intercalação espacial entre sistemas de canais e dunas eólicas. É reconhecido por Scherer *et al.* (2007) que os sistemas lacustres do Grupo Brotas (principalmente o Mb. Capianga) não apresentam uma expressiva lâmina d'água, podendo até se tratar de sistemas de leques terminais do sistema fluvial. Assim, a geometria do lago não apresentaria uma expressividade sísmica passível de observação e individualização, tanto na vertical (empilhamento) quanto na horizontal (continuidade lateral). Sua geometria externa é tabular e contínua (baseada nos padrões de refletores internos, já que a base não é observada), e na região central da seção apresenta uma erosão de seu topo (figura 3) devido a um evento atribuído a fase de Clímax Superior (evento a ser discutido a seguir).

O Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte marca o início do desenvolvimento do meio-gráben, que se estabelece de uma forma incipiente, sem uma escarpa bem definida na falha de borda, porém com um arranjo de drenagem já correspondendo ao sistema de preenchimento da calha rifte que sucederá, conforme apresentado por Kuchle & Scherer (2010). Nesta fase, o sistema lacustre começa a se instalar de forma mais expressiva, assim como a diferenciação entre sistemas continentais e costeiros (principalmente sistemas deltaicos).

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Inferior é caracterizado por refletores caóticos, com baixa continuidade e baixa amplitude na região central da bacia (figura 5B), interpretados como sistemas lacustres rasos distais, enquanto que lateralmente para NW, são observados refletores contínuos, plano-paralelos, de alta amplitude, bem definidos e rastreáveis (figura 5C), interpretados como depósitos deltaicos distais – prodelta, na região marginal do lago. O mesmo evento erosivo que afetou a seção de Início do Rifte erodiu por completo a seção de Clímax Inferior na região central da seção interpretada (figura 3). A Superfície de Clímax Inferior é definida por discretos *onlaps* sucessivos, seguidos por refletores concordantes, indicando um evento de inundação na margem flexural (figura 5D). Na região central da bacia a instalação do lago é retratada pela expansão dos refletores caóticos (figura 3).

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Superior é composto por uma série de padrões internos dependendo da região da calha rifte, porém com um padrão geral divergente para a bacia (figura 3). Junto a falha de borda, ocorrem refletores caóticos, de alta amplitude, com baixa a mediana continuidade lateral e padrão divergente, interpretados como depósitos de leques deltaicos. Litologicamente são compostos comumente por conglomerados, conforme observado por Carozzi *et al.* (1976), denominados Formação Salvador (Silva *et al.*, 2007). Estes depósitos avançam sob os depósitos lacustres profundos, e o limite entre eles é em algumas vezes bem definido, pois é marcado por um contraste litológico expressivo (conglomerados e folhelhos), porém em outros casos (principalmente nas seções superiores, o contato é inferido. O contato entre o sistema de leques deltaicos e o sistema lacustre profundo avança e recua diversas vezes (figura 5E), o que representa em termos evolutivos períodos de atividade da falha de borda (avanços) e períodos de inatividade (recuos). Porém, em termos gerais, o sistema de leques deltaicos prograda sobre os depósitos lacustres profundos devido ao progressivo aumento da atividade tectônica relacionada à fase de Clímax Superior. O sistema lacustre profundo é composto predominantemente por refletores caóticos, sem continuidade lateral, ou discretas clinofomas hummocky, sempre de baixa amplitude (figura 5F). As clinofomas hummocky podem indicar direções preferenciais de aporte na bacia, possivelmente oriundos da margem flexural ou da borda falhada, mas principalmente aportes axiais ao meio-gráben. Em termos deposicionais, tratam-se de depósitos lacustres profundos, essencialmente finos, compostos pelo Membro Gomo (da Fm.

Candeias) em sua totalidade e a fração basal da Fm. Maracangalha. Lentes areníticas podem ocorrer associadas a estas clinofomas, geralmente na forma de turbiditos. Bordejando os depósitos lacustres profundos ocorrem depósitos de escorregamentos (slumps) e deslizamentos (slides), gerando complexos de fluxo de massa (figura 5G). Estes fluxos de massa se formam por desestabilização do sedimento depositado em uma região topograficamente mais elevada da bacia. Esta desestabilização é neste caso associada a proximidade destes depósitos de sistemas de falhamentos internos da margem flexural, que em períodos de atividade tectônica se movimentam gerando o colapso dos sedimentos para regiões topograficamente mais rebaixadas (Zanatta, 2009; Carlotto, 2006). Estes escorregamentos podem percorrer distâncias consideráveis, e esta movimentação pode gerar uma deformação interna dos sedimentos muito intensa. Desta maneira, o padrão de reflexão interno de um escorregamento é comumente caótico, ao contrário dos deslizamentos, que podem apresentar estruturas internas preservadas. A forma mais comum dos corpos de fluxos de massa é de leques e cunhas com superfície basal abrupta, por vezes inclinadas em uma das extremidades (rampa frontal – figura 5G). É comum a justaposição lateral de corpos de deslizamentos e escorregamentos, (figura 5G), geralmente ascendendo a margem flexural formando complexos de fluxos de massas. Escorregamentos em lentes, acomodando-se entre dois ou mais escorregamentos pretéritos também podem ocorrer. O tamanho e a forma específica dos escorregamentos podem variar amplamente, e um completo mapeamento geométrico somente é possível com uma sísmica 3D, para definição clara de suas formas e disposições espaciais. Os escorregamentos são compostos pelas litologias originais anteriores ao escorregamento (porém misturas e homogeneizações podem ocorrer), e no caso em estudo, como sua origem são os depósitos finos (folhelhos) plataformais distais da margem flexural (como será visto a seguir), suas composições são possivelmente finas, não havendo diferenciações litológicas significativas entre os escorregamentos e o sistema lacustre profundo ou a plataforma distal costeira. A frequência dos corpos de fluxos de massa aumenta em direção ao topo da fase de Clímax Superior, fato esse possivelmente associado a um incremento da atividade tectônica em direção a Superfície de Máximo Rifting. Por fim, o sistema plataformal distal é composto por refletores de alta amplitude e media continuidade lateral, comumente concordantes e com terminações do tipo onlaps e toplaps (figura 5H). Essas terminações representam eventos secundários progradantes discretos, relacionados a episódios distintos de deposição multifásica lacustre. Este sistema é composto por depósitos

costeiros distais, essencialmente finos, relacionados a uma região mais rasa, costeira e associada a praias e deltas lacustres. No caso, os sistemas deltaicos e praias não são observados, pois a seção de Clímax Superior encontra-se truncada (erosão) e seus depósitos mais proximais não foram preservados, indicando que o evento de extensão da bacia durante a fase de Clímax é muito mais amplo do que o preservado.

Na base do Clímax Superior é observado um evento erosivo, interpretado como uma cicatriz de escorregamento (figura 5i). O evento de escorregamento removeu sedimentos da fase de Início do Rifte e Clímax Inferior, totalizando cerca de 250 metros de seção escorregada (na seção estratigráfica do poço W2 é interpretado Mb. Gomo sobre Fm. Sergi, com ausência do topo da Fm. Sergi, Fm. Itaparica, Água Grande e Mb. Tauá). Esta feição é interpretada como um escorregamento ou deslizamento por dois fatores: (1) exclusão da possibilidade de erosão subaérea, pois necessariamente devem-se observar feições de truncamento e exposição na margem flexural à noroeste da feição erosiva, enquanto que são observados somente *onlaps* e concordâncias de refletores. Erosão subaquosa também é descartada, pois não existem condições para um regime lacustre de intenso fluxo capaz de gerar uma erosão deste porte. E (2) em um mapeamento regional com outras linhas sísmicas 2D, uma feição de depósito de escorregamento, na forma de um leque, é observado a sul da seção analisada (figura 7), interpretado como o depósito oriundo da cicatriz em questão. Este evento de escorregamento/deslizamento é interpretado como resultado do intenso esforço de rearranjo da bacia para formação da falha de borda e instalação do meio-gráben, o que necessariamente envolve rotação de bloco na margem flexural, o que possibilita esta instabilidade e movimentação de massas sedimentares. A diferença entre um escorregamento ou deslizamento é a coesão interna do corpo. Um deslizamento move-se sem deformação interna dúctil, concentrando sua deformação na superfície basal de deslizamento. Já os escorregamentos sofrem uma complexa e intensa deformação dúctil interna, além da deformação em sua superfície basal de movimento.

Além da cicatriz de escorregamento, a Superfície de Clímax Superior (base do Clímax Superior) é caracterizada por um intenso *onlap*, indicativo da marcante expansão da área da bacia, que se inicia na forma de terminações de alto ângulo na região central da seção (figura 6J) e logo passa para *onlaps* bem distanciados na margem flexural (figura 6K).

Basicamente, o Final do Rifte apresenta os mesmos padrões de refletores e seus sistemas deposicionais do Clímax Superior, porém em arranjo e distribuição diferentes. Como a atividade tectônica diminui, os sistemas de leques deltaicos da falha de borda recuam (figura 6L), assim como cessam rapidamente os escorregamentos na região central da seção (figura 3). O preenchimento nesta fase é predominantemente progradante, e isto faz com que o sistema lacustre profundo recue (figura 6M), com progradações dos sistemas costeiros, observáveis nesta fase. O sucessivo preenchimento progradante da bacia faz com que dominem sistemas fluviais para o topo, desenvolvendo em conjunto um sistema de truncamentos erosivos em forma de vales perpendiculares à seção, na região noroeste e sudoeste da seção (figura 3, figura 6N e figura 6O). Estes vales erosivos são interpretados como associados aos últimos rearranjos estruturais da bacia e sua total continentalização, inexistindo o sistema lacustre (que parece findar nas unidades sismoestratigráficas 45 e 46) e o perfil de equilíbrio fluvial passando a ser o controlador do nível de base. Assim, o espaço de acomodação já está praticamente todo preenchido, e sucessivos avanços fluviais na bacia (no caso da Fm. São Sebastião, interpretada como possível preenchedor destes vales), teria um caráter erosivo muito intenso associado. Ambos os vales (figura 6N e figura 6O) apresentam preenchimentos complexos e multifásicos, e estão ainda relacionados a eventos tectônicos (reativações), porém com magnitudes inferiores aos eventos tectônicos da fase de clímax.

A base da fase de Final do Rifte é a Superfície de Máximo Riftingamento (SMR), que marca o momento de mudança no padrão de empilhamento da bacia. Os fatores controladores que passam pela inversão são: (1) a atividade tectônica sucessivamente aumenta até este momento e depois passa a diminuir; (2) o aporte sedimentar não responde em equivalência à atividade tectônica até este momento, e após ele, passa a dominar; (3) por consequência, até a SMR é criado muito mais espaço do que aporte sedimentar, enquanto que após a SMR existe muito mais aporte do que espaço de acomodação. Como resultados, (4) até a SMR dominam padrões de empilhamento retrogradantes, enquanto que após a SMR os padrões de empilhamento dominantes são progradantes, e (5) a bacia se expande (no caso, o lago) até a SMR, momento de máxima expansão, e a partir da SMR passa a ser sucessivamente preenchida, sofre truncamentos erosivos e *bypass* sedimentar em sua borda, reduzindo a área deposicional da bacia. Por outro lado, como a máxima atividade tectônica se dá no momento da SMR, (6) a cunha de leques deltaicos da falha de borda tem neste momento seu máximo

avanço para dentro da bacia, sucedido pelo seu recuo. Juntamente relacionado ao incremento da atividade tectônica, (7) está o aumento da ocorrência de corpos de escorregamentos (slumps). A quantidade, expressividade e empilhamento vertical sobre a margem flexural dos escorregamentos atingem seu máximo na SMR, sofrendo uma drástica diminuição já nas porções basais da fase de Final do Rifte.

O Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte é composto pelos depósitos relacionados a uma sucessiva diminuição da atividade tectônica (que atingiu o máximo no momento de mudança entre o Clímax Superior e o Final do Rifte – a Superfície de Máximo Rifteamento), e a um aporte sedimentar crescente (atrasado). Assim, a bacia sofre uma reestruturação, com erosão e truncamento das sucessões mais antigas (figura 3), e um progressivo preenchimento predominantemente prográdante de seu espaço de acomodação.

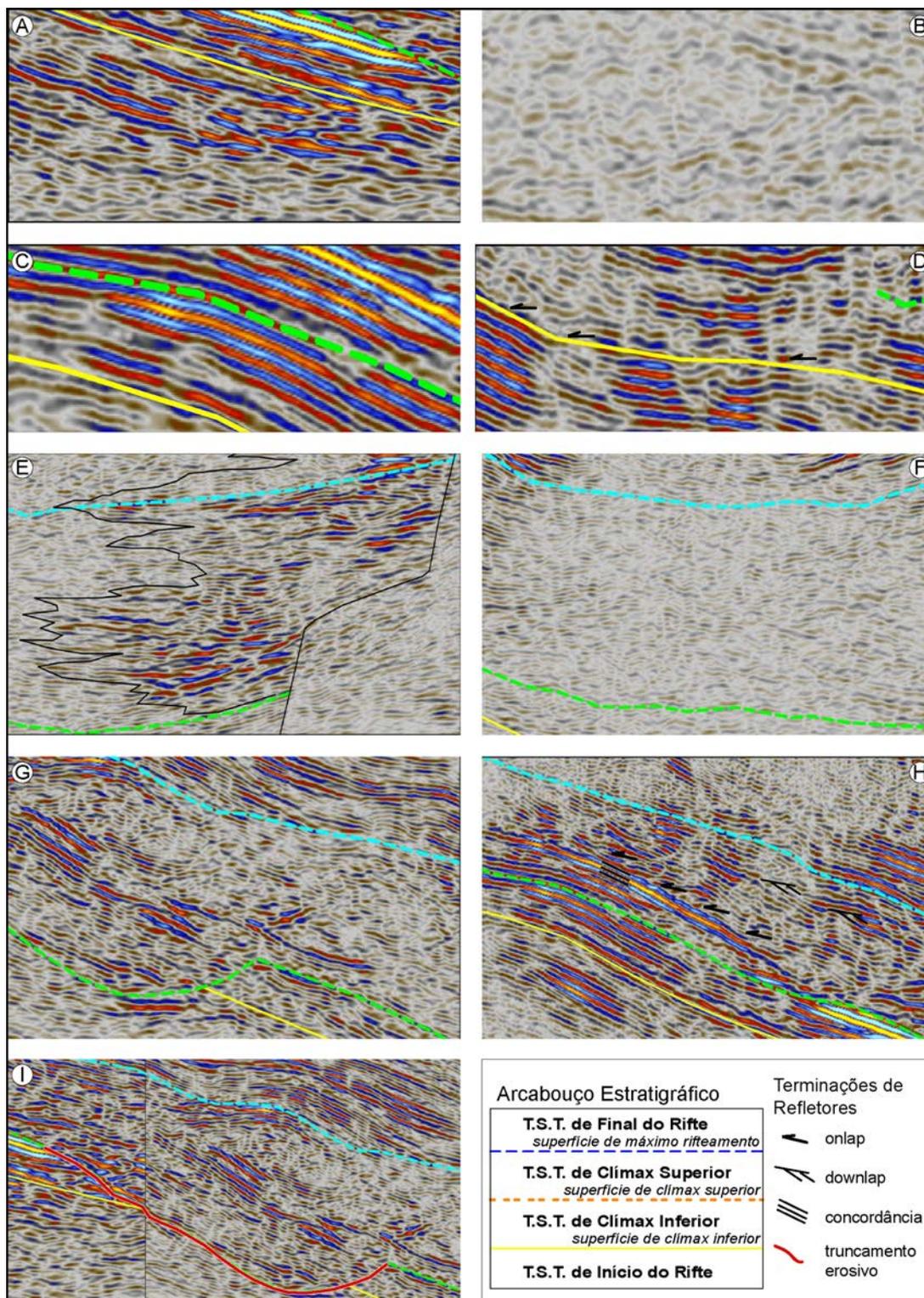


Figura 5: Quadros de detalhe da composição sísmica mostrando feições específicas dos padrões de refletores, terminações, estruturação interna e externa das unidades sismoestratigráficas, tratos de sistemas tectônicos e superfícies limítrofes, conforme descrito no texto.

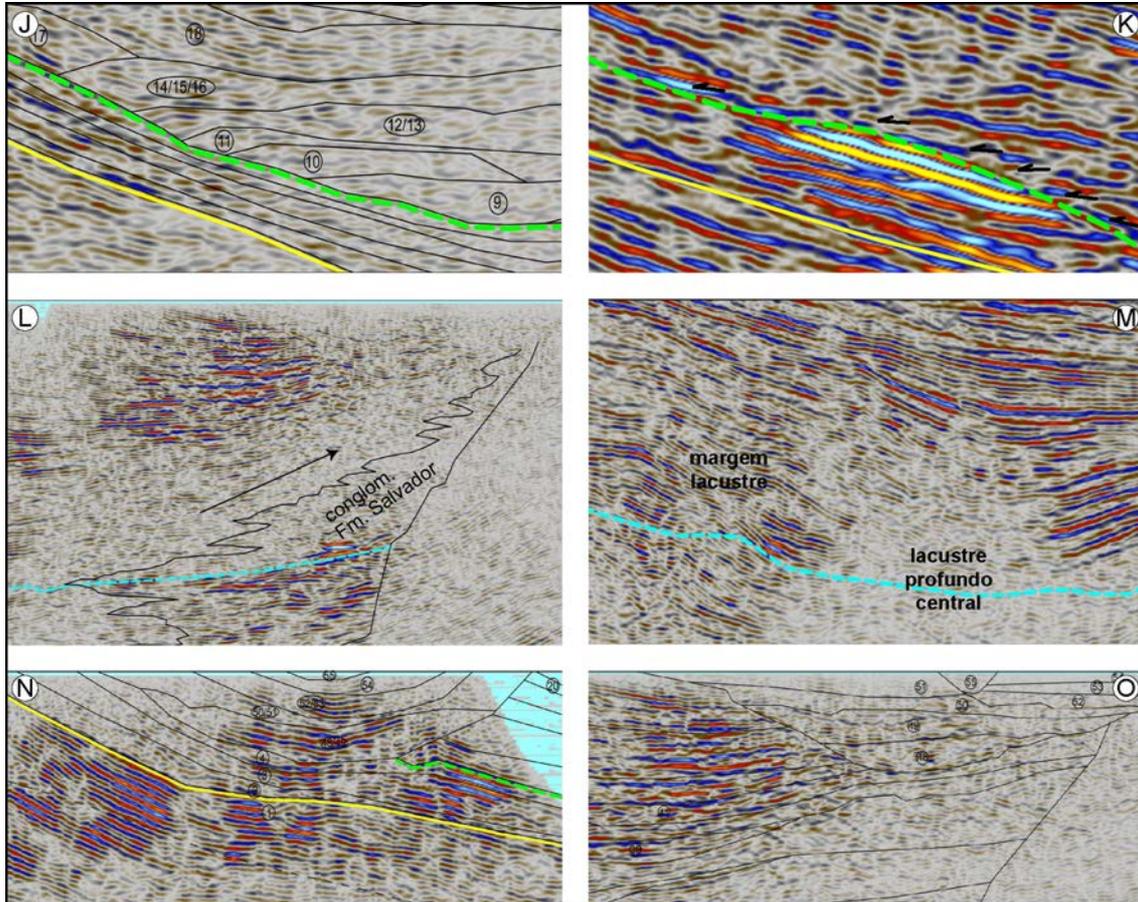


Figura 6: Quadros de detalhe da composição sísmica mostrando feições específicas dos padrões de refletores, terminações, estruturação interna e externa das unidades sismoestratigráficas, tratos de sistemas tectônicos e superfícies limítrofes, conforme descrito no texto.

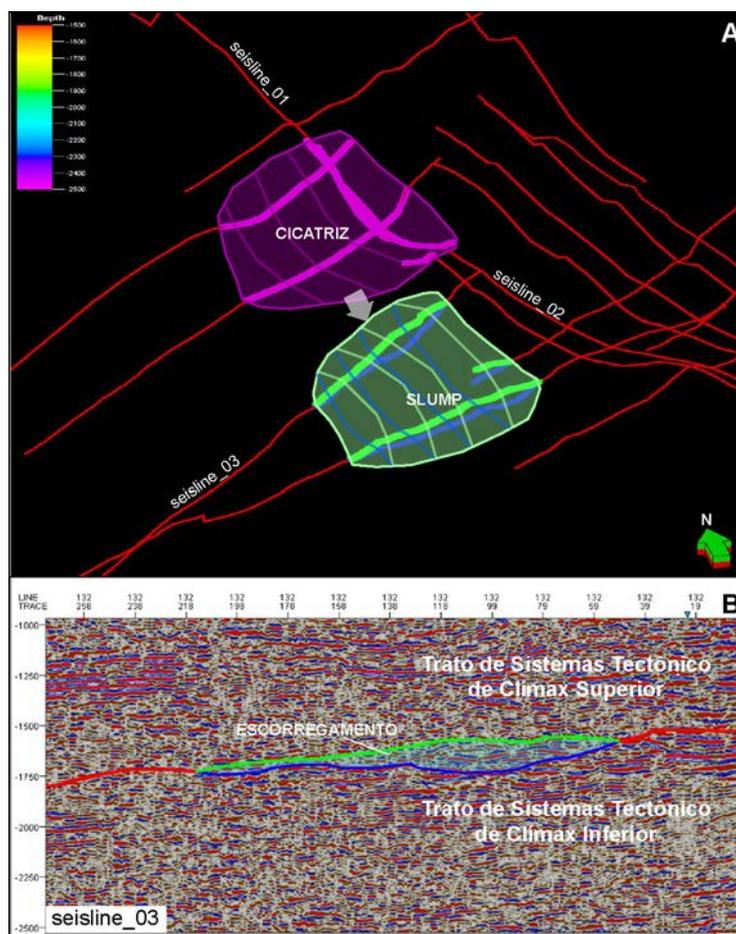


Figura 7 A: Mapeamento em diversas linhas da cicatriz observada no topo do Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Basal, e da feição de escorregamento (slump) próxima a ela. B: detalhe da linha seisline_03 (localizada no quadro A) onde observa-se a feição de escorregamento (ou deslizamento) mapeada tridimensionalmente e interpretada como o depósito de fluxo associado a cicatriz adjacente, indicando um deslocamento completo do depósito.

4. CONTEXTO CRONOESTRATIGRÁFICO

Conforme discutido anteriormente, a sismoestratigrafia baseia-se no mapeamento de unidades limitadas por superfícies e seu contexto temporal. A ordenação das unidades sismoestratigráficas mapeadas em um diagrama temporal fornece a carta cronoestratigráfica de eventos (figura 1C), conforme determinado inicialmente por Wheeler (1958), e adaptado para o contexto sísmico por Vail *et al.* (1977d).

Seguindo os procedimentos de Vail *et al.* (1977d), foi elaborado um diagrama cronoestratigráfico para a seção sísmica analisada (figura 4). Embora as unidades sismoestratigráficas mapeadas possuam uma ordenação e contextualização temporal, elas não possuem uma determinação absoluta de sua idade, ou seja, não foram realizados métodos de datação radiométrica ou bioestratigráfica a fim de estabelecer seus intervalos de tempo geológico, não sendo este o escopo do trabalho. Posicionamentos temporais de unidades litoestratigráficas, as quais já foram detalhadamente datadas na Bacia do Recôncavo (Figueiredo *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 1994; Santos *et al.*, 1990B; Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007) serviram para fornecer um posicionamento geral das unidades sismoestratigráficas em relação à carta cronoestratigráfica convencionalmente utilizada para a bacia (figura 4B e figura 8). Adicionalmente, as unidades sismoestratigráficas não representam períodos equivalentes em tempo entre si, sendo sua individualização baseada única e exclusivamente em critérios de resolução sísmica e capacidade de individualização por terminações de refletores e determinação de unidades por superfícies rastreáveis. Ou seja, temporalmente as unidades sismoestratigráficas não equivalem a fatias de tempo semelhantes, podendo algumas unidades apresentar um período deposicional maior que o de outras unidades. Igualmente, nem todos os hiatos apresentados representam discordâncias efetivas. Dada a interpretação do empilhamento das unidades sismoestratigráficas em alta resolução, são considerados hiatos relevantes aqueles que apresentam ausência deposicional em quatro ou mais unidades sismoestratigráfica (e.g., é considerada uma discordância a ausência deposicional das unidades US2 a US6 na área central do diagrama (figura 4), enquanto que a ausência de apenas três unidades (unidades US19 a US21) próximas à falha de borda não representam um hiato significativo, apenas uma individualização de grande detalhe, exibindo diastemas. Adicionalmente, as discordâncias são identificadas, independentemente da quantidade de unidades sismoestratigráficas ausentes, pela terminação de refletores do tipo truncamento erosivo correlatos com *onlaps*. Juntamente, o diagrama cronoestratigráfico foi preenchido pelos sistemas deposicionais interpretados na seção sísmica. Os sistemas deposicionais dependem diretamente da resolução sísmica e da quantidade e qualidade de dados de rocha disponíveis (neste caso, poços). Como as linhas sísmicas apresentam uma mediana resolução e qualidade limitada, apenas inferências gerais e compartimentações abrangentes de sistemas deposicionais foram possíveis, porém apresentadas aqui para fornecer mais elementos a serem aplicados ao modelo.

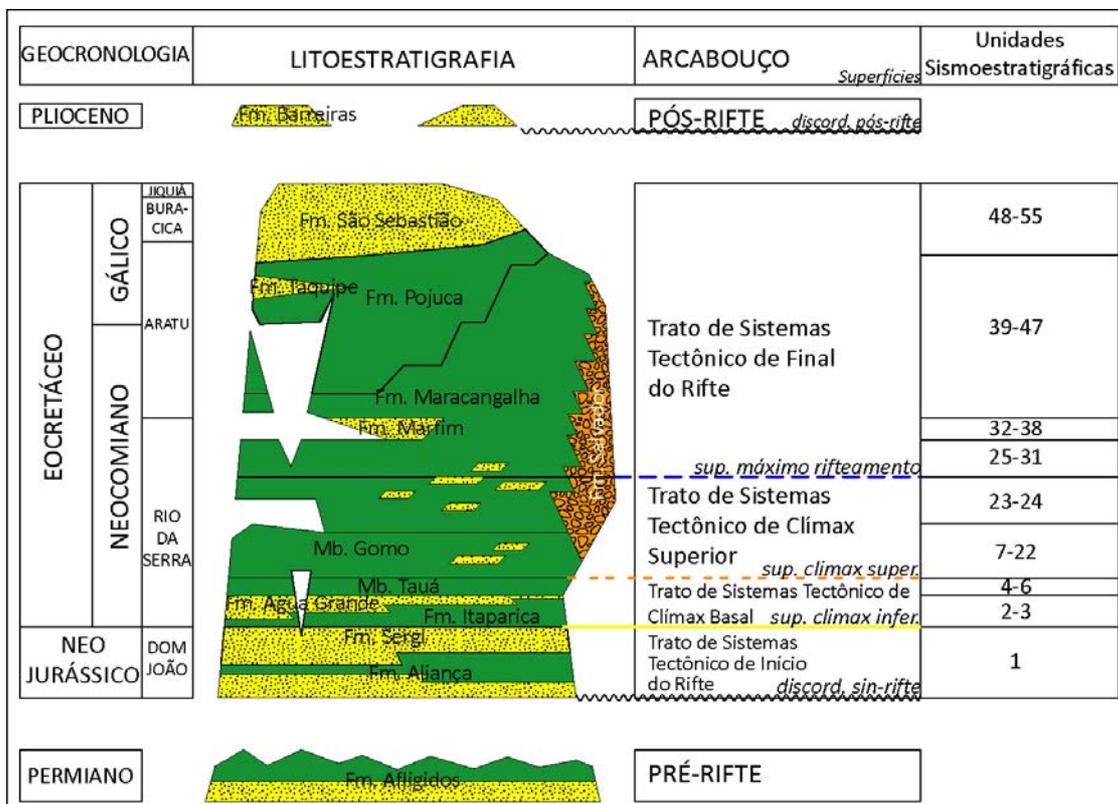


Figura 8: Carta cronoestratigráfica geral da Bacia do Recôncavo (modificado de Silva *et al.*, 2007) com o arcabouço de tratos de sistemas tectônicos proposto e as unidades sismoestratigráficas componentes dos tratos.

Inicialmente, o Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte foi individualizado como uma única unidade sismoestratigráfica (US1 – figura 4B), dada a baixa resolução sísmica em profundidades já consideráveis (entre 1000 e 2000 milissegundos de tempo duplo). O início do rifte ocorre de forma tabular em toda a seção, sofre o evento erosivo na região central da seção associado ao escorregamento que ocorre no início do Clímax Superior, e tem sua borda na margem flexural erodida e com truncamento direto contra o bloco alto na falha de borda (figura 4B). Como o Início do Rifte é composto pelo Grupo Brotas (Fms. Sergi e Aliança), o sistema deposicional dominante é continental (com ocorrências de sistemas fluviais, eólicos e lacustres terminais, conforme Caixeta *et al.*, 1994).

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Inferior mostra uma área deposicional ampla, e seus *onlaps* basais não são visíveis na carta, o que indica uma inundação abrupta. Na região central, é totalmente erodido pelo evento de escorregamento, e as unidades US2 a US6 não mostram contribuição de sistemas de leques deltaicos oriundos da falha de borda, apenas padrões de refletores de sistemas lacustres, indicativo de um período de desenvolvimento do sistema de falhamento, porém sem um destaque do mesmo sobre os outros padrões de falhamentos da bacia, sendo denominada esta fase de *Fault Propagation* por Morley (2002), ou seja, a fase em que a falha sofre uma propagação lateral e ainda não apresenta uma distinção em termos de controle efetivo da sedimentação. Nesta fase ocorrem sistemas deposicionais lacustres rasos – que se diferenciam dos lacustres profundos por controles estruturais. Ambos os sistemas lacustres apresentam controles tectônicos e são compostos por litologias finas - pelitos, porém no sistema lacustre raso o sistema de falhas não apresenta grandes rejeitos, e o sistema de meio-gráben é embrionário (Kuchle & Scherer, 2010), enquanto que o lacustre profundo – lagos desenvolvidos durante a fase de clímax – é controlado por um meio-gráben já bem desenvolvido, com grandes rejeitos e ampla atividade tectônica (Kuchle & Scherer, 2010). O sistema lacustre raso é sobreposto por sistemas deltaicos e continentais, retratando o padrão progradante de suas formações componentes – Fms. Itaparica e Água Grande (Magnavita, 1992).

Já o Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Superior é marcado pelo evento erosivo do escorregamento na região central da seção (associado ao rearranjo da bacia para desenvolvimento do meio-gráben), sucedido pelo preenchimento da cicatriz (preenchimento com *onlaps* laterais e complexos multifásicos (unidades US8 a US15, aproximadamente), simultâneos a uma marcante superfície de *onlap* na região de depocentro (US8 a US16), indicativo de instalação plena da falha de borda e progressiva expansão da área deposicional da bacia. A série de escorregamentos que ocorrem na margem flexural é marcada no Diagrama de Wheeler por uma série de unidades com *onlaps* e *downlaps*, o que retrata sua geometria deposicional de leques e cunhas. Nesta fase é instalado amplamente o sistema lacustre profundo, que se interdigita com o sistema de leques deltaicos oriundos da falha de borda, e compreende internamente o sistema de escorregamentos descrito anteriormente. O sistema de leques deltaicos apresenta um padrão progradante (para noroeste) indicativo do aumento da atividade tectônica na falha de borda.

Por fim, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte é marcado pelo truncamento erosivo de borda, que erode, juntamente com a Discordância do pós-rifte, toda a borda da margem flexural da bacia, preservando somente os ambientes mais distais (centrais). Internamente, uma série de *onlaps* e *downlaps* são observados, individualizando um padrão progradante onde o sistema lacustre profundo recua, diminuindo drasticamente sua área, cessam os sistemas de escorregamentos e dominam os sistemas costeiros lacustres. O sistema costeiro lacustre é formado por intercalações de arenitos e pelitos depositados em margens do lago, na forma de zonas costeiras dominadas por ondas ou sistemas deltaicos marginais (compreendendo depósitos da margem flexural, axial ou até oriundos da falha de borda sem atividade tectônica). Geralmente estas unidades são separadas por eventos erosivos ou encaixes progradantes de clinofomas costeiras, o que retrata o padrão de alto aporte sedimentar desta fase. Os sistemas de margem lacustre compreendem as formações Marfim e Pojuca. São observados no topo os preenchimentos dos vales erodidos, sendo estas as últimas unidades componentes da fase rifte da bacia e interpretados como depósitos da Formação São Sebastião (inferidos, pois não são perfurados por poços). Os eventos erosivos afetam os estratos das unidades US41 a US46 na região sudoeste e erodem da US20 até a US4 (até o Clímax Inferior) na região noroeste.

5. CONCLUSÕES

As conclusões do presente trabalho abordarão os aspectos relacionados ao conjunto teórico, aos métodos apresentados e aos resultados obtidos, a serem discutidos individualmente a seguir.

Sob o ponto de vista teórico, a sistemática de mapeamento sismoestratigráfico de Vail *et al* (1977a), onde relevam-se as terminações de refletores para mapear unidades sísmicas – as seqüências deposicionais, encontra-se atualmente plenamente válido, e seu conjunto teórico ganhou mais robustez devido ao incremento da resolução sísmica e aos levantamentos 3D. Juntamente, o modelo estratigráfico de evolução de riftes de Kuchle & Scherer (2010) apresenta um conjunto de teorias baseadas em variáveis controladoras e seus resultados no registro sedimentar, passíveis de transposição para dados sísmicos na instância da estratigrafia

de seqüências. Desta forma, as teorias sismoestratigráficas de Vail *et al* (1977a) e a evolução estratigráfica de riftes de Kuchle & Scherer (2010) unidas permite a interpretação sismoestratigráfica de seções rifte baseada em conceitos genéticos, fornecendo interpretações detalhadas, e baseadas em variáveis interrelacionáveis e seus produtos resultantes (registros).

Metodologicamente, a sistemática de individualização de unidades sismoestratigráficas baseadas nos padrões de truncamento dos refletores (terminações de refletores de Vail *et al.*, 1977a), integrada com a observação dos padrões de empilhamentos a partir da relação geométrica e espacial das sismofácies, e por conseqüência, a integração temporal das unidades sismoestratigráficas produzindo um diagrama cronoestratigráfico fornece uma ferramenta metodológica simples, direta, robusta e baseada em conceitos bem determinados. Este tipo de metodologia é fundamental para que o dado observado tenha sua individualidade e importância real devidamente mantida, e a liberdade da interpretação se mantenha dentro dos limites conceituais vigentes.

No tocante a resultados práticos, a seção sedimentar da Bacia do Recôncavo foi compartimentada em 55 unidades sismoestratigráficas, compreendidas em quatro fases distintas (tratos de sistemas tectônicos), e diversos eventos deposicionais e erosivos foram observados e explicados baseados nos modelos propostos. Distribuições de sistemas deposicionais no espaço e caracterização temporal das unidades sismoestratigráficas foram desenvolvidas a partir do diagrama cronoestratigráfico.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem á Agencia Nacional do Petróleo (ANP), ao Programa de Recursos Humanos (convênio ANP-UFRGS/PRH12) e á Superintendência de Definição de Blocos (SDB) pelo programa de projetos de pesquisa exploratória das bacias brasileiras. Também agradecemos ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGGEO – UFRGS) e á Schlumberger do Brasil pelo programa acadêmico de cessão de softwares. A interpretação dos dados aqui apresentados foi realizada no software Petrel.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, V. **Evolution of the conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa): Implication for global sea-level changes.** Houston: Rice University, 1998. Tese (Doutorado).
- ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira.** Departamento Nacional da Produção Nacional/Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim, Rio de Janeiro, v. 241, p-1-36, **1967.**
- BOSENCE, D. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. **Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden.** London: Chapman & Hall, 1998. p. 9-25.
- BROWN, L. F.; FISHER, W. L. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (Ed.) **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 213-248. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- BROWN, A. R. **Interpretation of three-dimensional seismic data.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1991. 341 p. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 42).
- BUENO, G. V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, maio/nov. 2004.
- CAIXETA, J. M., BUENO, G. V., MAGNAVITA, L. P., FEIJÓ, F. J. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-172. 1994.
- CARLOTTO, M. A. **Análise estratigráfica dos fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha no campo de Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006. 128 p. Dissertação (Mestrado).

CAROZZI, A. V.; ARAÚJO, M. B.; CÉSERO, P.; FONSECA, J. R.; SILVA, V. J. L. Formação Salvador: Um modelo de deposição gravitacional subaquosa. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 19, n. 2, p. 47-79, abr./jun. 1976.

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

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. St. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 92, p. 1-33. 2009.

EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E. P. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: VORREN, T. O.; BERGSAGER, E.; DAHL-STAMNES, O. A.; HOLTER, E.; JOHANSEN, B.; LIE, E.; LUND, T. B. (Ed.) **Arctic Geology and Petroleum Potential**. Oslo: Norwegian Petroleum Society, 1992. p. 121-146. (Norwegian Petroleum Society. Special Publication, 2).

FAIRHEAD, J.D. Geophysical controls on sedimentation within the African Rift Systems. In: FROSTICK, L. E.; RENAUT, R. W.; REID, I.; TIERCELIN, J. J. (Ed.) **Sedimentation in the African Rifts**. Oxford: Geological Society, 1986. p. 19-27. (Geological Society Special Publication, 25).

FIGUEIREDO, A. M. F.; BRAGA, J. A. E.; ZABALAGA, H. M. C.; OLIVEIRA, J. J.; AGUIAR, G. A.; SILVA, O. B.; MATO, L. F.; DANIEL, L. M. F.; MAGNAVITA, L. P.; BRUHN, C. H. L. Recôncavo Basin: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S. M. (Ed.) **Interior rift basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1994. p. 157-203. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 59).

GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin**, Tulsa, Okla., v. 73, n. 2, p. 125-142, 1989.

- GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Research**, v. 12, p. 195-218, 2000.
- GRACIANSKY, P. C.; HARDENBOL, J.; JACQUIN T.; VAIL, P. R. **Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**. Tulsa: SEPM- Society for Sedimentary Geology, 1998. 234 p. (SEPM Special Publication, 60).
- GROVE, A. T. Geomorphology of the African Rift System. In: FROSTICK, L. E.; RENAUT, R. W.; REID, I., TIERCELIN, J. J. (Ed.) **Sedimentation in the African Rifts**. Oxford: Geological Society, 1986. p. 9-16. (Geological Society Special Publication, 25).
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Ed.) **Sea-Level Changes—An Integrated Approach**. Tulsa: SEPM – Society for Sedimentary Geology, 1988. p. 71-108. (SEPM Special Publication, 42).
- HART, B. S. **3-D Seismic Interpretation: A Primer for Geologists**. Tulsa: SEPM - Society for Sedimentary Geology, 2000. 123. p. (Short Course, 48)
- HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 81, p. 1–9, 1992.
- JERVEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Ed.) **Sea-Level Changes—An Integrated Approach**. Tulsa: SEPM – Society for Sedimentary Geology, 1988. p. 47- 70. (SEPM Special Publication, 42).
- KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. S. Stratigraphic characterization of rift basins from stacking patterns and its genetic significance. **Marine and petroleum geology**, Guildford, 2010. In press.
- MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, Washington, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.

- MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil.** Oxford: University of Oxford, 1992. 493 p. Tese (Doutorado).
- MARTINS-NETO, M.A.; CATUNEANU, O. Rift sequence stratigraphy. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 27, p. 247-253, 2010.
- MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.) **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 389-449.
- MITCHUM JR., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 117-133. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- MORLEY, C. K. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin**, Tulsa, Okla., v. 86, n. 6, p. 961-978, 2002.
- PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. 516 p. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).
- PLINT, A. G.; NUMMEDAL, D. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: HUNT, D.; GAWTHORPE, R. L. (Ed.) **Sedimentary Response to Forced Regression.** London: Geological Society of London, 2000. p. 1-17. (Geological Society of London. Special Publication, 172).
- POSAMENTIER, H. W.; KOLLA, V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 3, p. 367-388, 2003.
- POSAMENTIER, H. W. Seismic stratigraphy into the next millennium; a focus on 3D seismic data. In: American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, 2000, New Orleans. **Abstracts...**New Orleans: American Association of Petroleum Geologists, 2000. v. 9. A118. p. 16-19.

- POSAMENTIER, H. W. Seismic geomorphology: imaging elements of depositional systems from shelf to deep basin using 3D seismic data: implications for exploration and development. In: DAVIES, R. J.; CARTWRIGHT, J. A.; STEWART, S. A.; LAPPIN M.; UNDERHILL, J. R. (Ed.) **3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins**. London: Geological Society of London, 2004. p. 11–24. (Geological Society of London. Memoir, 29).
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J.C. (Ed.) **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: SEPM – Society for Sedimentary Geology, 1988. p. 109-124. (SEPM Special Publication, 42).
- POSAMENTIER, H. W.; JAMES, D. P. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: POSAMENTIER, H. W.; SUMMERHAYES, C. P.; HAQ, B. U.; ALLEN, G. P. (Ed.) **Sequence stratigraphy and facies associations**. Oxford: Blackwell, 1993. p. 3-18.
- PROSSER, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G. D.; DOBB, A. (Ed.) **Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy**. London: Geological Society of London, 1993. p. 35-66. (Geological Society Special Publication, 71).
- ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, D. J.; LORBER, P. M.; BURGESS, C. F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J.; DERKSEN, S. J. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. In: FROSTICK, L. E.; RENAUT, R. W.; REID, I., TIERCELIN, J. J. (Ed.) **Sedimentation in the African Rifts**. Oxford: Geological Society, 1986. p. 29-43. (Geological Society Special Publication, 25).
- SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A.; BRAGA, J. A. E. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Ed.) **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 235-266.
- SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. C.; FILHO, D. C. D.; OLIVEIRA, F. M.; BONGIOLO, D. E.; AGUIAR, E. D. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo basin, Brazil. **Sedimentary geology**, Amsterdam, v. 194, n. 3, p. 169-173, 2007.

SILVA, O. B.; CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S.; KOSIN, M. D. Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 423-431. maio/nov. 2007.

SLOSS, L. L.; KRUMBEIN, W. C.; DAPPLES, E. C. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (Ed.), **Sedimentary Facies in Geologic History**. Boulder: Geological Society of America, 1949. p. 91–124. (Geological Society of America. Memoir, 39).

VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N.; HATLELID, W. G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977a. p. 49-212. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).

VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M. Overview. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977b. p. 51-52. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).

VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; THOMPSON, S.; III. Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977c. p. 83-97. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977d. p. 99-116. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 26).

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM JR., R. M.; CAMPION, K. M.; RAHMANIAN, V. D. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 55 p. (Methods in Exploration Series 7).

WEIMER, P.; DAVIS, T. L. **Applications of 3-D seismic data to exploration and production**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1996. 270 p.

- WHEELER, H. E. Time stratigraphy. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin**, Tulsa, Okla., v. 42, p. 1047–1063, 1958.
- WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Ed.) **Sea-Level Changes—An Integrated Approach**. Tulsa: SEPM – Society for Sedimentary Geology, 1988. 407 p. (SEPM Special Publication, 42).
- WILLIAMS, G. D. Tectonics and seismic sequence stratigraphy: an introduction. In: WILLIAMS G. D.; DOBB. A. (Ed.) **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. London: Geological Society of London, 1993. p. 1-13. (Geological Society of London. Special Publication, 71).
- ZANATTA, A. S. **Análise estratigráfica dos complexos de fluxos de massa da F.M. Maracangalha (Cretáceo, Bacia do Recôncavo), na Ilha de Maré, BA**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009. 90p. Trabalho de conclusão (curso de Geologia).

4.3. ARTIGO 3

TÍTULO: A CONTRIBUTION TO REGIONAL STRATIGRAPHIC CORRELATIONS OF THE AFRO-BRAZILIAN DEPRESSION – THE DOM JOÃO STAGE (BROTAS GROUP AND EQUIVALENT UNITS – NEOJURASSIC) IN NORTHEASTERN BRAZILIAN SEDIMENTARY BASINS

REVISTA: Journal of South American Earth Sciences

AUTORES: Juliano Kuchle, Claiton Marlon dos Santos Scherer, Christian Correa Born, Renata dos Santos Alvarenga e Felipe Adegas

DATA DE SUBMISSÃO: 22/07/10

Observação: para harmonizar a leitura com o corpo da tese, o formato do texto foi alterado (fonte, tamanho, parágrafo, etc.), assim como as figuras e tabelas foram incluídas em suas devidas posições ao longo do texto, ao contrário do manuscrito original entregue sem formatação e com figuras e tabelas em separado.

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO

De: Journal of South American Earth Sciences (kellogg@geol.sc.edu)

Para: julianokuchle@yahoo.com.br;

Data: Quinta-feira, 22 de Julho de 2010 16:28:27

Cc:

Assunto: Submission Confirmation

Dear Juliano,

We have received your article "A CONTRIBUTION TO REGIONAL STRATIGRAPHIC CORRELATIONS OF THE AFRO-BRAZILIAN DEPRESSION - THE DOM JOÃO STAGE (BROTAS

GROUP AND EQUIVALENT UNITS - NEOJURASSIC) IN NORTHEASTERN BRAZILIAN

SEDIMENTARY BASINS" for consideration for publication in Journal of South American Earth

Sciences.

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

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/sames/>

2. Enter these login details:

Your username is: jkuchle

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp

3. Click [Author Login]

This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Journal of South American Earth Sciences

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample

editorial process, please click here:

http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For further assistance, please visit our customer support site at

<http://epsupport.elsevier.com>. Here you

can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more

about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need

any further assistance from one of our customer support representatives.

Imprimir <http://br.mg2.mail.yahoo.com/dc/launch?.gx=1&.rand=aa65vq5ou8ke7>

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1. SÍNTESE INTEGRADORA

Conforme apresentado, o modelo teórico é discutido no Artigo 1, relevando as variáveis controladoras (tectônica, clima, aporte, etc.), suas relações (contemporaneidade entre erosão e deposição, atraso sedimentar, expansão e retração do meio-gráben), os padrões evolutivos do rifteamento e seus respectivos registros – os tratos de sistemas tectônicos (início do rifte, clímax inferior e superior, e final do rifte – Figura 36). Este modelo teórico é sustentado por dados na forma de uma correlação de poços no compartimento norte da Bacia do Recôncavo. Porém, não foi desenvolvido exclusivamente com estes dados, e sim é fruto de diversas análises em seções rifte das bacias da Margem Atlântica Brasileira. A escolha desta área deve-se à clara distinção da geometria básica do meio-gráben, inteiramente preservado na Bacia do Recôncavo, com sua falha de borda bem definida e seu arranjo de sistemas deposicionais já bem estudado. Assim, o reconhecimento dos padrões de empilhamento, e principalmente, a distinção entre os padrões de empilhamento relacionados à margem flexural/axial e da falha de borda, ficam claros com a seção elaborada e retratam um bom exemplo do modelo proposto (Figura 37).

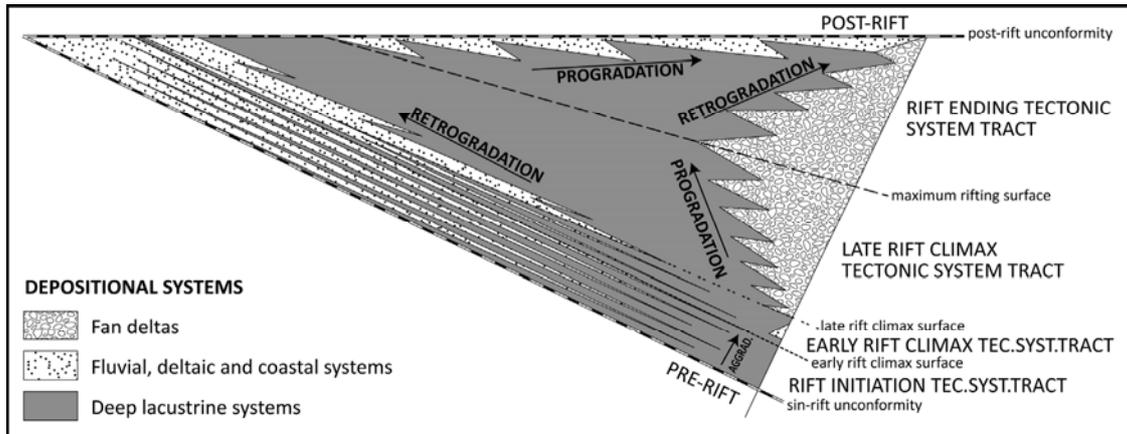


Figura 36: Modelo idealizado dos tratos de sistemas tectônicos propostos na presente tese, com seus respectivos padrões de empilhamentos (na margem flexural e na falha de borda) e superfícies limítrofes. Extraído do Artigo 1.

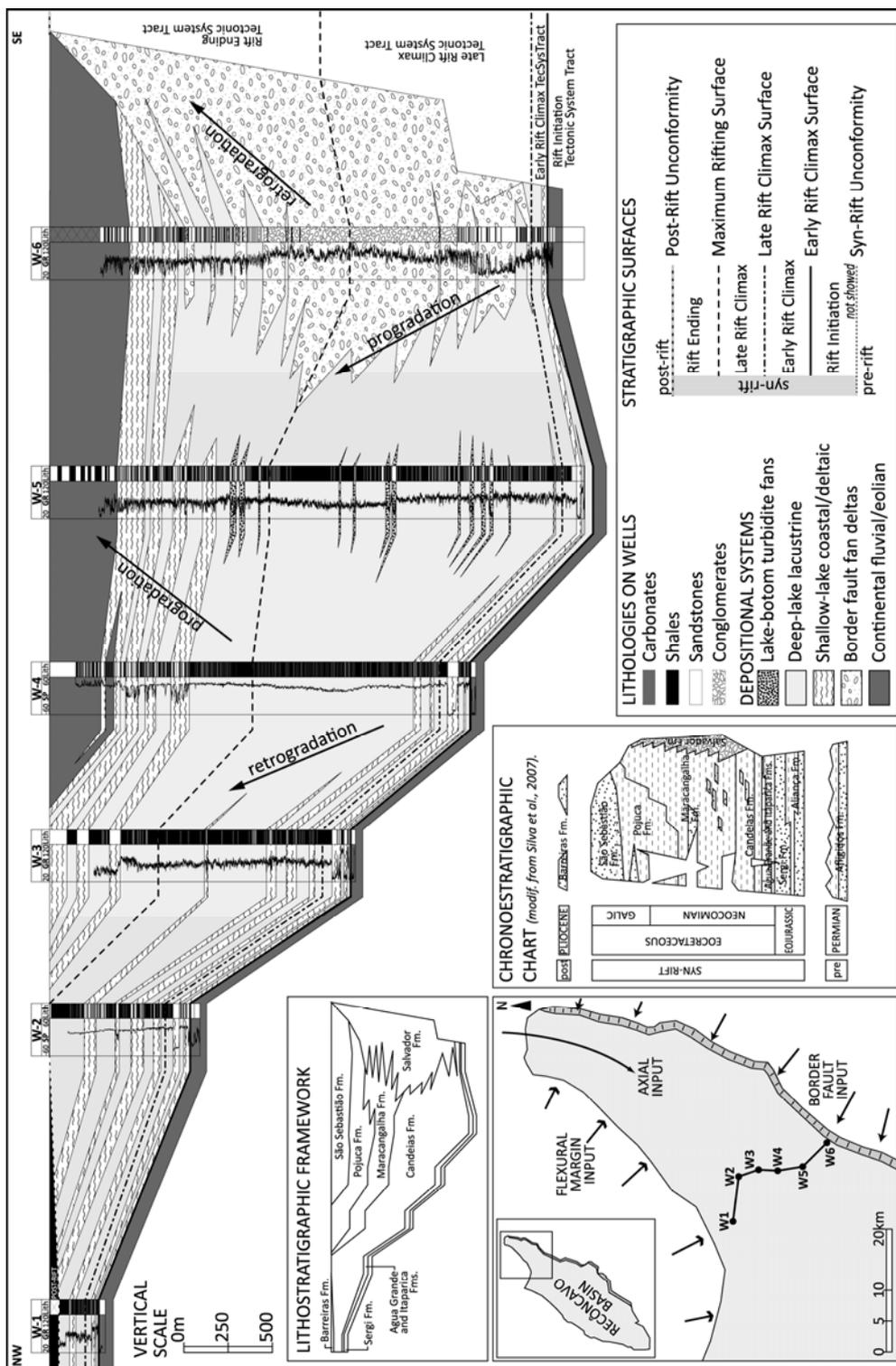


Figura 37: Seção estratigráfica com poços na porção norte da Bacia do Recôncavo, de orientação dip, mostrando os tratos de sistemas tectônicos mapeados e os padrões de empilhamento reconhecidos com base no arranjo dos sistemas deposicionais. Os poços W1 a W5 apresentam o padrão de empilhamento da margem flexural e o poço W6 tem o padrão de empilhamento da falha de borda. Extraído do Artigo 1.

Entretanto, nas atividades exploratórias de bacias sedimentares, os dados sísmicos possuem uma relevância primordial, e sua importância direcionou a elaboração do Artigo 2, que é uma transposição do modelo estratigráfico do Artigo 1 para um contexto sismoestratigráfico. Assim, todos os tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limítrofes são discutidos em termos sismoestratigráficos, conforme os conceitos iniciais de Vail *et al.* (1977), principalmente os padrões de terminações de refletores – *onlaps*, *downlaps*, *toplaps* e truncamentos erosivos –, e os padrões de reflexões internas (estruturações, continuidades e amplitudes). Desta forma, o modelo estratigráfico ganha seu equivalente sismoestratigráfico, conforme apresentado na Figura 38. Para sustentar o modelo sismoestratigráfico, uma área também no compartimento norte da Bacia do Recôncavo, é apresentada, adjacente à área do Artigo 1. Nesta área a composição de duas linhas sísmicas 2D fornece um painel sismoestratigráfico completo do meio-gráben, suportado por poços amarrados na sísmica. Este conjunto de dados permitiu a sustentação da proposta conceitual, e igualmente ao Artigo 1, não foi a base exclusiva de desenvolvimento do modelo.

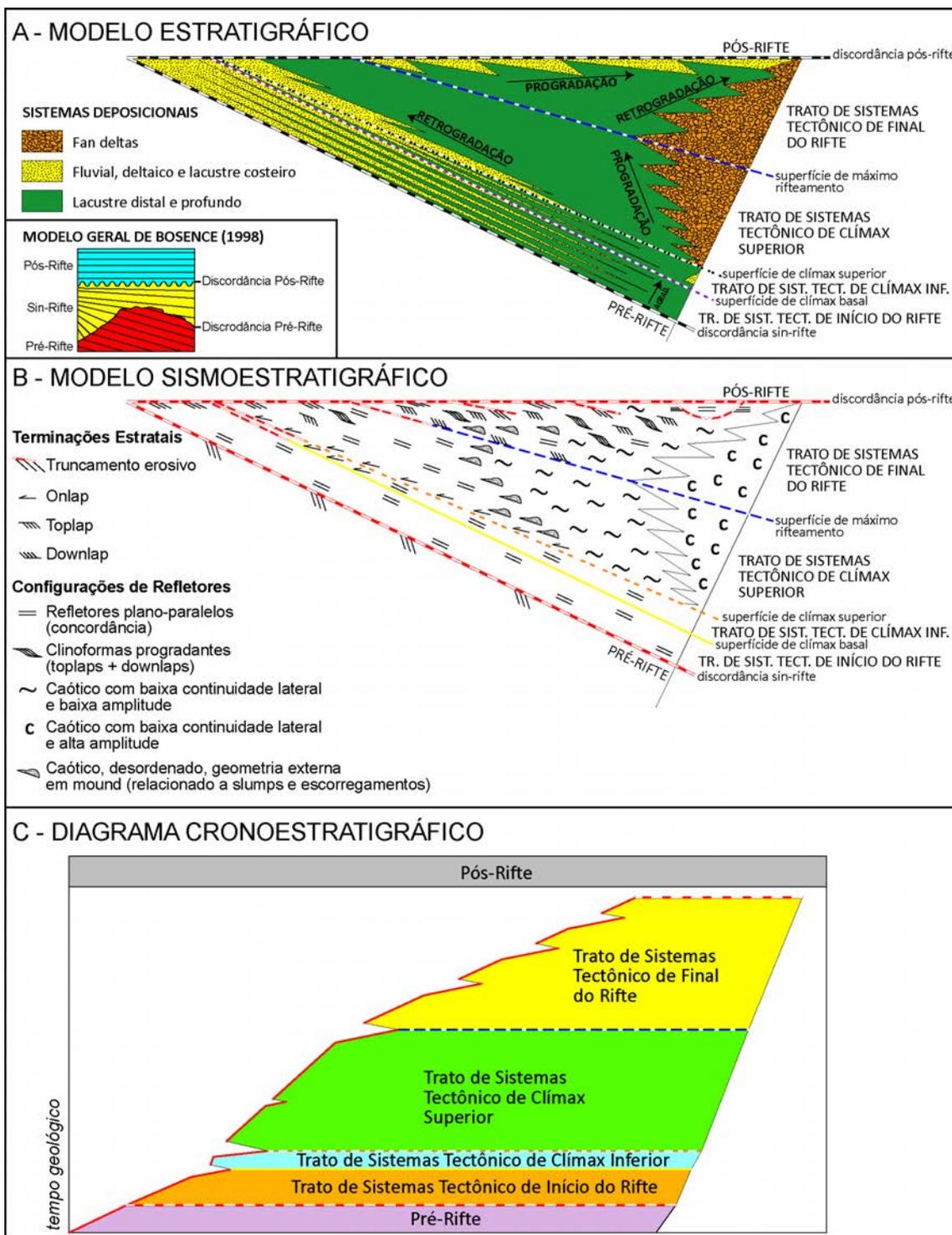


Figura 38: A: Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, com os tratos de sistemas tectônicos, superfícies limítrofes, arranjo dos sistemas deposicionais e padrões de empilhamento (extraído de Kuchle & Scherer, 2010). B: Transposição do modelo estratigráfico de tratos de sistemas tectônicos (A) para a terminologia sismoestratigráfica, com os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limítrofes, terminações estratais e configurações de refletores idealizados para cada trato de sistemas tectônico. C: diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) com o arranjo temporal dos tratos de sistemas tectônicos derivados das figuras A e B. Extraído do Artigo 2.

Por fim, o Artigo 3 abordou um ponto considerado crucial na apresentação do modelo evolutivo de riftes, que é a fase de início do rifte. Ele apresenta um panorama evolutivo amplo e geral para o Andar Dom João, conhecido na Bacia do Recôncavo pelo Grupo Brotas (Formações Aliança e Sergi), classicamente denominado de seção pré-rifte, porém historicamente sempre relacionado aos processos de rifteamento e quebra do Gondwana. O grande avanço do modelo estratigráfico proposto (Artigo 1) é a leitura de processos sobre os registros de bacias rifte, relevando o controle por trás da evolução e desenvolvimento da bacia. Desta forma, a caracterização do Andar Dom João como pertencente à fase rifte (na forma do trato de sistemas tectônico de início do rifte) se contrapõe aos modelos básicos estruturais onde a fase rifte (salienta-se, como registro sedimentar) é caracterizada tão somente por sua estruturação e deposição sin-tectônica (rúptil, concentrada na falha de borda, e geradora do meio-gráben), e por consequência, fase rifte esta terminada quando a atividade tectônica cessa. Por outro lado, o mapeamento de unidades relacionadas ao *processo de rifteamento* dá claramente um posicionamento do Andar Dom João em níveis estratigráficos relacionados ao processo de rifteamento, o que fornece um tipo, teor e forma de informação muito mais abrangente e geneticamente relacionada aos processos (de rifteamento) do que o puro e simples mapeamento com critérios estruturais. É importante notar que os padrões estruturais e geométricos do Andar Dom João, bem como seu preenchimento continuam sendo os mesmos observados há décadas, talvez apenas no caso presente, com alguns dados sedimentológicos, estruturais e de paleocorrentes mais detalhados. Ou seja, não se está redefinindo espacialmente ou temporalmente o Andar Dom João, mas sim posicionando-o estratigraficamente dentro de um modelo evolutivo diferente, com nomenclaturas diferentes. O que sustenta esta proposta é o arranjo deposicional regional, com a expansão da área deposicional da “Bacia Dom João” a partir de Camamu. A bacia estendeu-se principalmente para norte, com o desenvolvimento do “Lago Capianga” nas regiões das bacias de Tucano, estendendo-se até o Araripe, Sergipe, Alagoas e o Gabão, enquanto que nas bacias mais ao sul (Recôncavo Sul, Camamu e Almada), arenitos fluviais continuavam sendo depositados (Figura 39). As paleocorrentes deste intervalo (denominado

SEQ-1) indicavam uma bacia endorreica centrada no Lago Capianga

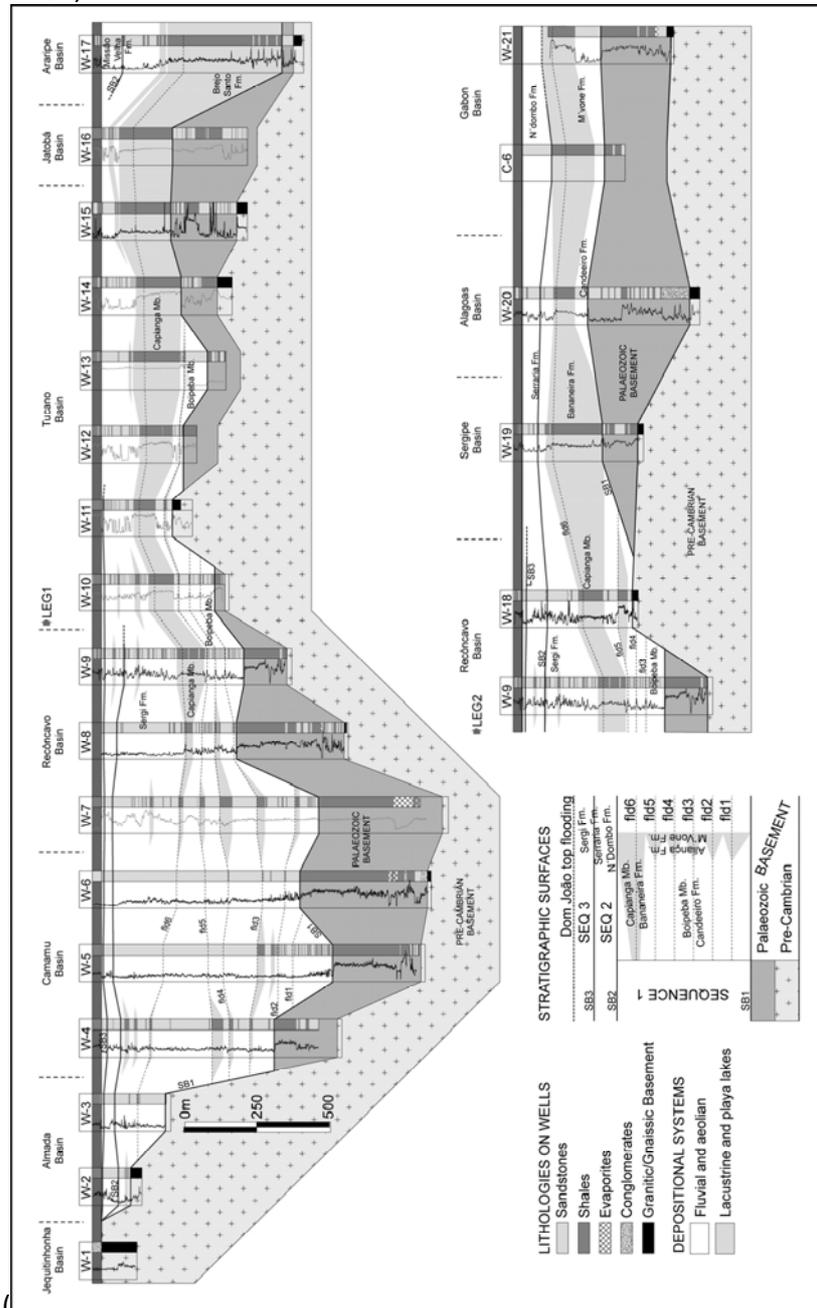


Figura 40). Já na SEQ-2, a área deposicional foi amplamente recoberta por fluviais entrelaçados com alterações significativas de paleocorrentes em relação a Seqüência 1, sugerindo o desenvolvimento de altos estruturais já relacionados ao desenvolvimento das calhas rifte, o

que reordenou a rede de drenagem, gerando áreas deposicionais distintas

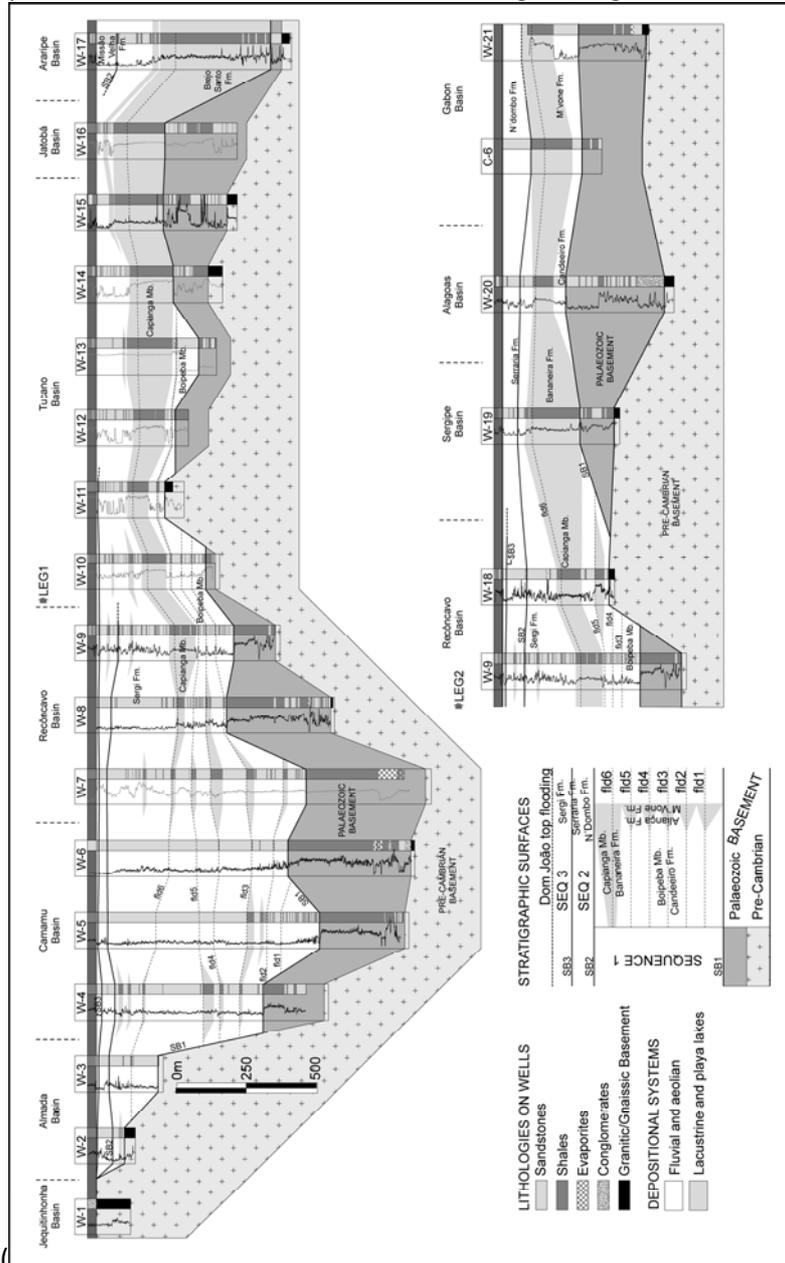


Figura 41). A SEQ-3 encontra-se geneticamente relacionada com a fase de Clímax (basal), pois é sobreposta pela inundação da Fm. Itaparica (conforme discutido no Artigo 1). Esta estruturação (das SEQ-1 e SEQ-2) remete ao Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rift, onde a tectônica rúptil (crustal rasa) desenvolve-se na forma de várias falhas de pequeno rejeito, com deformação rúptil extensa, gerando uma bacia ampla e de baixa taxa de subsidência (se comparada à fase de clímax do rift). Porém ao longo do desenvolvimento do início do rift, a deformação começa a concentrar-se em determinados falhamentos (*fault*

propagation), gerando altos e baixos distintos, que na fase de clímax do rifte estruturarão os sistemas de meio-grábens intensamente ativos.

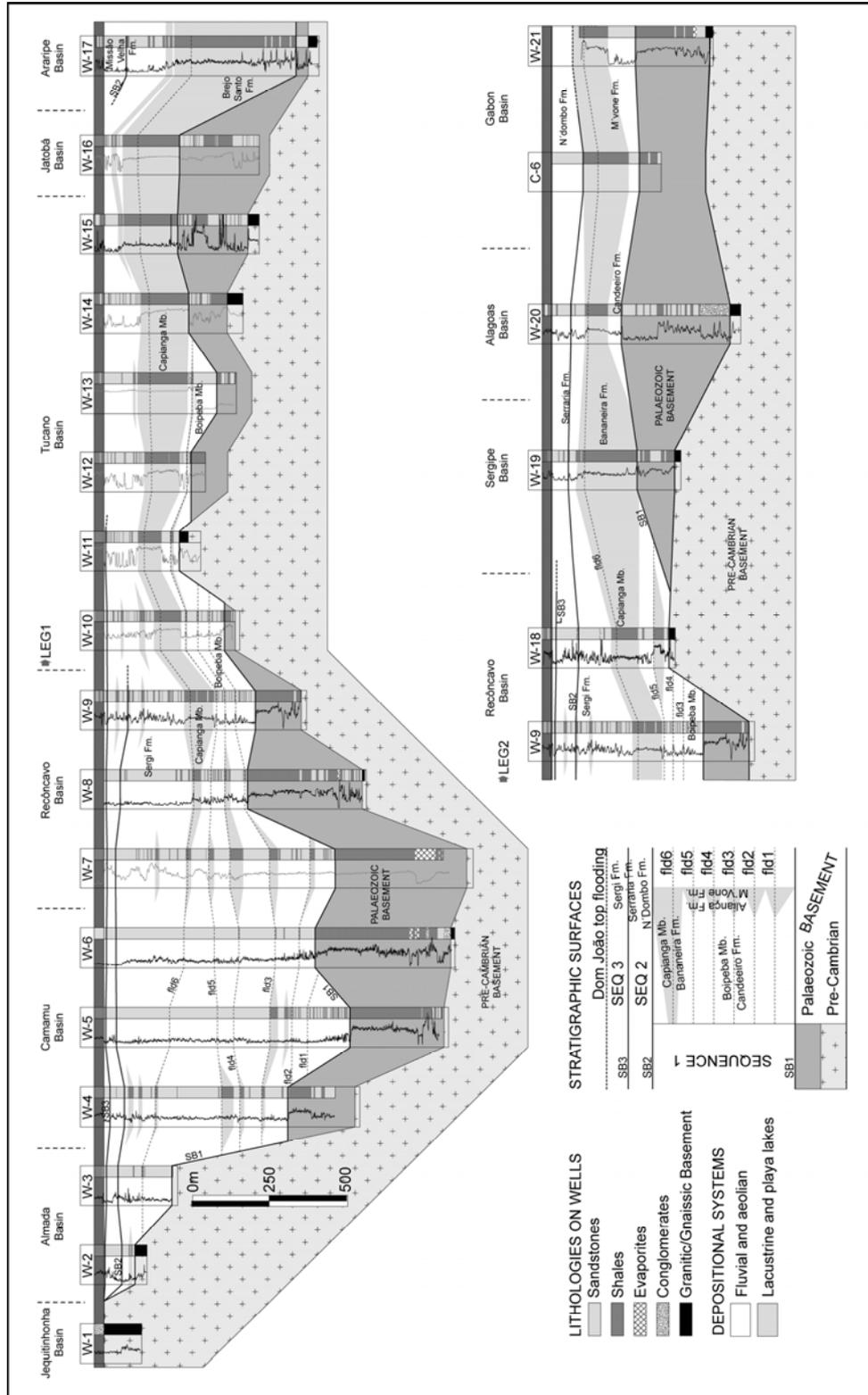


Figura 39: Seção de correlação estratigráfica regional compreendendo as bacias estudadas. O datum é a superfície de inundação no topo do Andar Dom João. Extraído do Artigo 3.

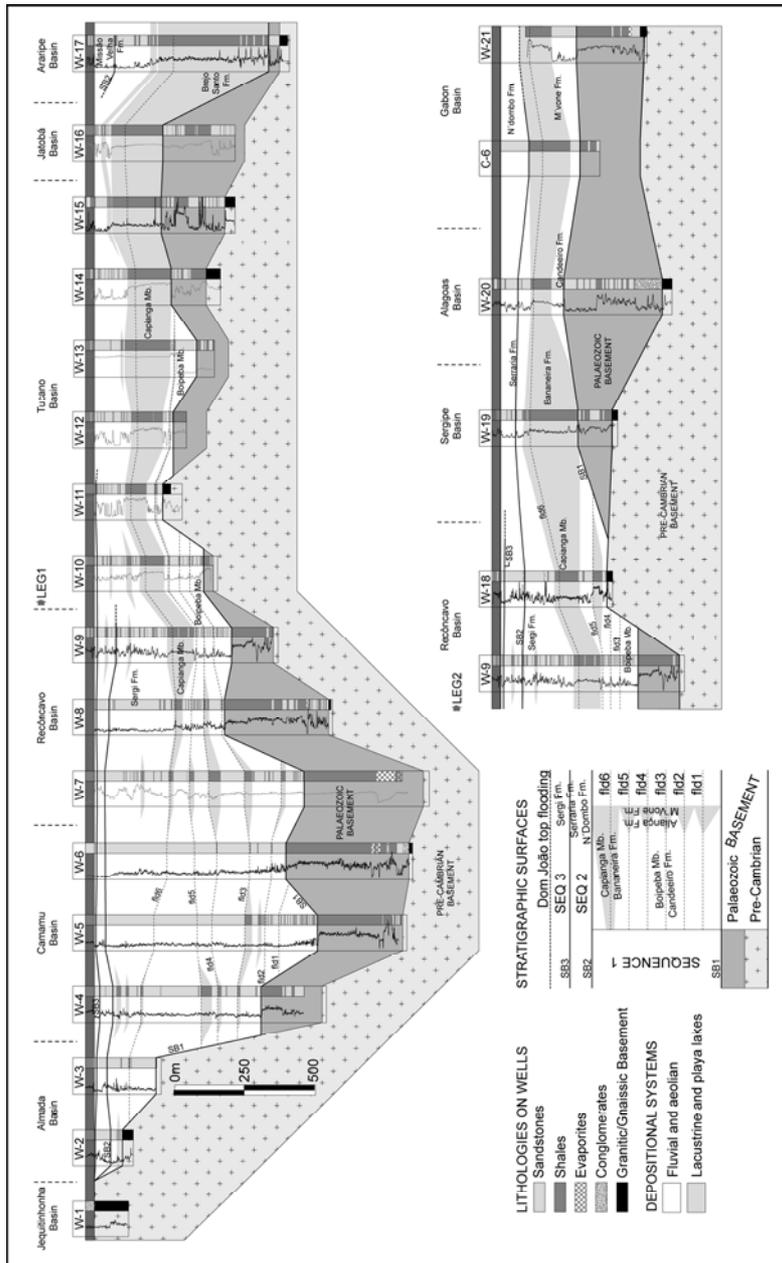


Figura 41: Mapa com a distribuição espacial das paleocorrentes da SEQ-2, indicando deflexões de drenagem em Almada (para NE), Recôncavo, Tucano e Araripe (para NW) e Sergipe, Alagoas e Gabão (para SE), o que indica o desenvolvimento de altos estruturais durante a deposição da SEQ-2 (marcados no mapa). Extraído do Artigo 3.

5.2. CONCLUSÕES

O desenvolvimento da presente tese tem como principais conclusões as seguintes assertivas:

- As bacias rifte são controladas principalmente pela tectônica, que age como criadora e destruidora de espaço de acomodação;
- A tectônica age de forma instantânea no tempo geológico – pulsos tectônicos, e grandes eventos tectônicos são derivados de eventos em menor escala superimpostos, até atingir a ordem diária – na forma de terremotos;
- Outros fatores importantes são o clima e o magmatismo. A eustasia tem uma influência desconsiderável em riftes continentais (influencia somente nos casos de incursões marinhas), e como derivados secundários, o aporte sedimentar e o espaço de acomodação, que determinam o nível do lago e a quantidade de preenchimento do rifte;
- O padrão de drenagem, e seu rearranjo devido aos eventos tectônicos são fundamentais para controlar a efetividade do aporte em uma bacia rifte;
- A eustasia não é importante como controladora em riftes continentais, atuando somente quando há incursões marinhas em um rifte;
- Os pulsos tectônicos geram concomitantemente soerguimentos no *footwal* e subsidência no *hangingwall*, tendo conseqüentemente, um pacote deposicional correlato com uma discordância;
- O pulso tectônico gera um rearranjo da rede de drenagem, que leva um tempo para se restabelecer, iniciar o processo erosivo, e por fim transportar até a calha central do meio-gráben. Isso faz com que o aporte sedimentar oriundo da margem flexural e axial chegue atrasado em relação ao pulso tectônico;
- Já na drenagem encaixada na falha de borda, o registro de entrada de sedimentos é simultâneo ao pulso tectônico, pois a bacia de drenagem não sofre alterações na sua área, apenas aumentando a rugosidade do terreno, o que aliado ao soerguimento aumenta a capacidade erosiva imediata;

- Dessa forma um meio-gráben apresenta dois padrões de empilhamento distintos para um mesmo evento, dependentes da região ocorrente no meio-gráben (margem flexural/axial e falha de borda);
- A concentração da deformação na falha de borda aumenta seu rejeito e isso faz com que o meio-gráben sofra uma expansão de seu lócus deposicional, fazendo com que o ponto de rotação da margem flexural (que separa o *hangingwall* do *footwal* adjacente) migre para fora da bacia. Do contrário, a diminuição da atividade tectônica faz com que o ponto de rotação migre para dentro da bacia, reduzindo a área deposicional. Em termos práticos, isso representa uma inundação ampla com *onlaps* na expansão, e truncamentos erosivos e rotação de bloco na retração;
- A proposta de Prosser (1993) de utilização dos tratos de sistemas originais de Brown & Fischer (1977), na forma de tratos de sistemas tectônicos é considerada uma inovação nas diversas tentativas de determinação de arcabouços estratigráficos em riftes. Assim, os tratos de sistemas tectônicos são relacionados a situações específicas relacionadas a pré-determinados padrões tectônicos observados na evolução de bacias rifte;
- Este conceito foi utilizado e adaptado na presente tese, sendo propostos três tratos de sistemas tectônicos: início do rifte, clímax do rifte e final do rifte, conforme apresentado na Figura 38;
- A fase sin-rifte, conforme proposto por Bosence (1998), é separada das fases pré- e pós rifte por discordâncias (discordâncias de pré- e pós-rifte), baseando-se em padrões estratiais, e a denominação de fases pré- e pós-rifte é exclusiva para enfoque na fase rifte, ou seja, não denota contextos genéticos associados, e sim que estas fases pré- e pós- representam fases geotectônicas distintas do evento rifte;
- Conforme proposto na presente tese, o início do rifte é caracterizado por uma bacia ampla (maior que a área deposicional do clímax), controlada pela tectônica, porém com atividade incipiente (se comparada com a tectônica do clímax), e distribuída ao longo da área deposicional – falhas de pequena extensão e pouco rejeito, sem concentração da deformação. Os sistemas lacustres são essencialmente rasos, e o padrão de drenagem é endorreico, podendo ocorrer altos estruturais internos, que infletem a drenagem, mas sem individualização do meio-gráben. A relação entre espaço criado e aporte é equânime;

- O clímax do rifte é marcado por uma alta criação de espaço, com a deformação concentrando-se na falha de borda, com geração do meio-gráben e em uma fase inicial, denominada Clímax Inferior, a área deposicional é reduzida em relação ao início do rifte, com desenvolvimento pleno da *fault propagation* e criação do proto-meio-gráben. Não ocorrem cunhas de *fan deltas* na falha de borda durante o Clímax Inferior, mas a rede de drenagem já começa a responder á geometria do meio-gráben, com entradas de margem flexural, axial e falha de borda. O Clímax Superior apresenta as maiores taxas de criação de espaço, e a alta movimentação da falha de borda expande o meio-gráben por migração do *tilt point* para fora da bacia continuamente. Isso faz com que a drenagem não consiga se ajustar e gera por consequência um déficit de aporte. Assim, o padrão de empilhamento na margem flexural/axial é retrogradacional, com expansão e aumento da profundidade do sistema lacustre. Do contrário, devido à alta rugosidade do terreno, pequena área da bacia de drenagem e alto desequilíbrio (por soerguimento), o *footwal* da falha de borda apresenta uma deposição instantânea de uma cunha de aluviões e *fan deltas* concomitante a movimentação tectônica, marcando um padrão progradante nesta área da bacia. As superfícies que marcam o Início do Clímax Inferior e Superior são eventos de inundação na região central do meio-gráben correlatos com eventos erosivos na borda (devido ao binômio deposição/erosão simultâneos, conforme descrito anteriormente), e o clímax do rifte é limitado em seu topo pela Superfície de Máximo Rifteamento, que marca a máxima inundação do meio-gráben na margem flexural e a máxima progradação da cunha da falha de borda;
- O final do rifte ocorre quando a atividade tectônica diminui, a rede de drenagem se estabiliza e passa a efetivamente erodir e transportar sedimentos dos altos externos e internos do rifte, e assim o espaço criado (e herdado) passa a ser preenchido em um padrão progradante na margem flexural/axial. Por outro lado, a diminuição da atividade tectônica gera uma retrogradação da cunha de *fan deltas* da falha de borda. Esta diminuição da atividade tectônica faz com que o *tilt point* migre para dentro da bacia, reduzindo a área deposicional que foi expandida durante o clímax superior, gerando truncamentos de borda na margem flexural e assim o sistema lacustre fica raso, diminui sua área deposicional e acaba sendo colmatado por sistemas aluviais.

- No modelo proposto, com os três tratos de sistemas tectônicos acima descritos, a ocorrência e expressividade de cada um vai variar, dependendo do padrão evolutivo do processo de rifteamento. O clímax pode ser delgado, e isso é comum, pois o baixo aporte gera estratos delgados, e por isso os clássicos estratos com crescimento de seção são raros em uma fase rifte. O final do rifte pode não ocorrer se todo o padrão de drenagem for infletido para fora do meio-gráben, ou direcionado para outro meio-gráben, o que faz com que em um sistema de meio-gráben um apresente um delgado final do rifte, enquanto que outro tem expressivas espessuras de final de rifte. Da mesma forma, as superfícies limítrofes dos tratos não ocorrem ao mesmo tempo em meio-grábens adjacentes, pois a evolução de cada meio-gráben é distinta e seus tratos de sistemas tectônicos apresentarão idades de início e fim e espessuras distintas;
- Assim, a proposta metodológica da presente tese implica no mapeamento de tratos de sistemas em meio-grábens isoladamente. A comparação do arcabouço de meio-grábens adjacentes fornece importantes informações acerca do processo evolutivo geodinâmico, mas a busca direta de superfícies cronocorrelatas em meio-grábens distintos não deve ser realizada, pois cada meio-gráben apresenta um reflexo distinto do processo de rifteamento;
- A sistemática de reconhecimento dos tratos de sistemas é baseada nos padrões de empilhamento, definidos a partir da relação lateral e vertical dos sistemas deposicionais reconhecidos, e pode ser aplicada em dados de poços, afloramentos e seções compostas (conforme apresentado na Figura 37). Juntamente, é importante determinar a geometria do meio-gráben, pois os tratos de sistemas tectônicos de clímax e final do rifte apresentam padrões de empilhamento distintos para áreas diferentes do meio-gráben (margem flexural/axial e falha de borda). Assim, somente com o padrão de empilhamento não é possível determinar o trato de sistemas tectônico, e o reconhecimento geométrico do meio-gráben é fundamental para a presente metodologia de mapeamento tectono-estratigráfico de unidades genéticas;
- Em dados sísmicos, é possível também reconhecer os tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limítrofes conforme proposto no Artigo 2. A metodologia sismoestratigráfica proposta por Vail *et al.* (1977) é funcional para a determinação dos padrões de refletores e terminações estratais dentro do modelo sismoestratigráfico proposto (Figura 38).

- O Trato de Sistemas de Início do Rifte na presente proposta acaba por ser um tópico-chave em sua proposição. Assim, foi focado no Artigo 3, onde se estudou o Andar Dom João, em diversas bacias da margem leste brasileira na região nordeste do Brasil. Propõe-se o posicionamento do Andar Dom João como Trato de Sistemas de Início do Rifte na presente tese, pois conforme demonstrado no Artigo 3, ele encontra-se relacionado aos esforços iniciais do processo de rifteamento do Gondwana, conforme já defendido por Ghignone (1979). Entretanto, os trabalhos posteriores (e.g., Santos *et al.*, 1990; Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007) designavam o Andar Dom João como fase pré-rifte, o que necessariamente gera uma inconsistência no modelo, pois uma fase pré-rifte é um conjunto de estratos anteriores e não-associados à fase rifte.

O Andar Dom João foi compartimentado em três seqüências deposicionais, seguindo a proposição de Scherer *et al.* (2007). A análise integrada das bacias de Almada, Camamu, Camamu, Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Sergipe, Alagoas e Gabão (Figura 39) mostrou que a unidade basal (SEQ-1, composta pela Formação Aliança e base da Fm. Sergi – e Sergi – e equivalentes) iniciou sua deposição na bacia de Camamu e sul do Recôncavo (base da SEQ-1), e o lago de correlação regional Capianga desenvolveu-se em uma fase posterior (topo da SEQ-1) mais ao norte, compreendendo as bacias de Tucano, norte do do Recôncavo, Jatobá, Araripe e Sergipe Alagoas, o que indica uma migração de depocentro

depo centro por esforços tectônicos

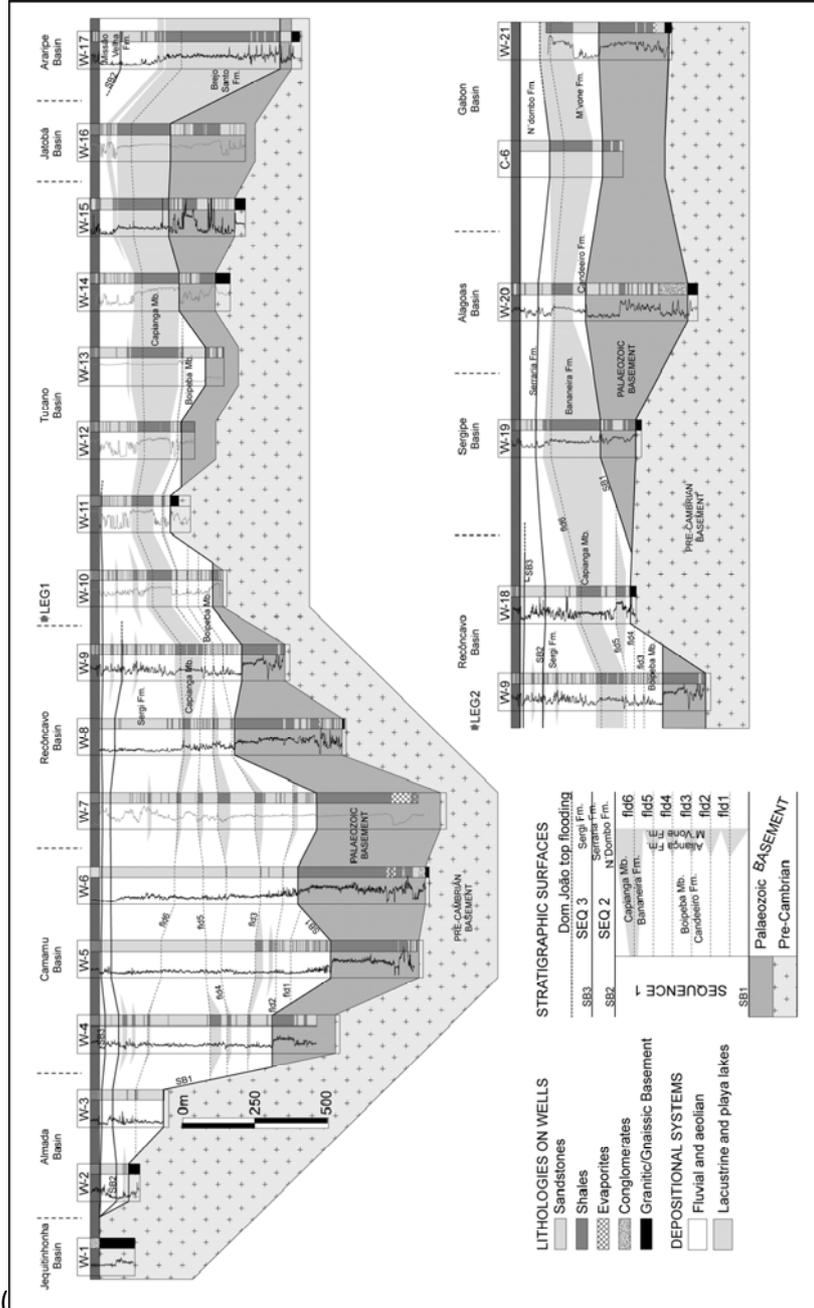
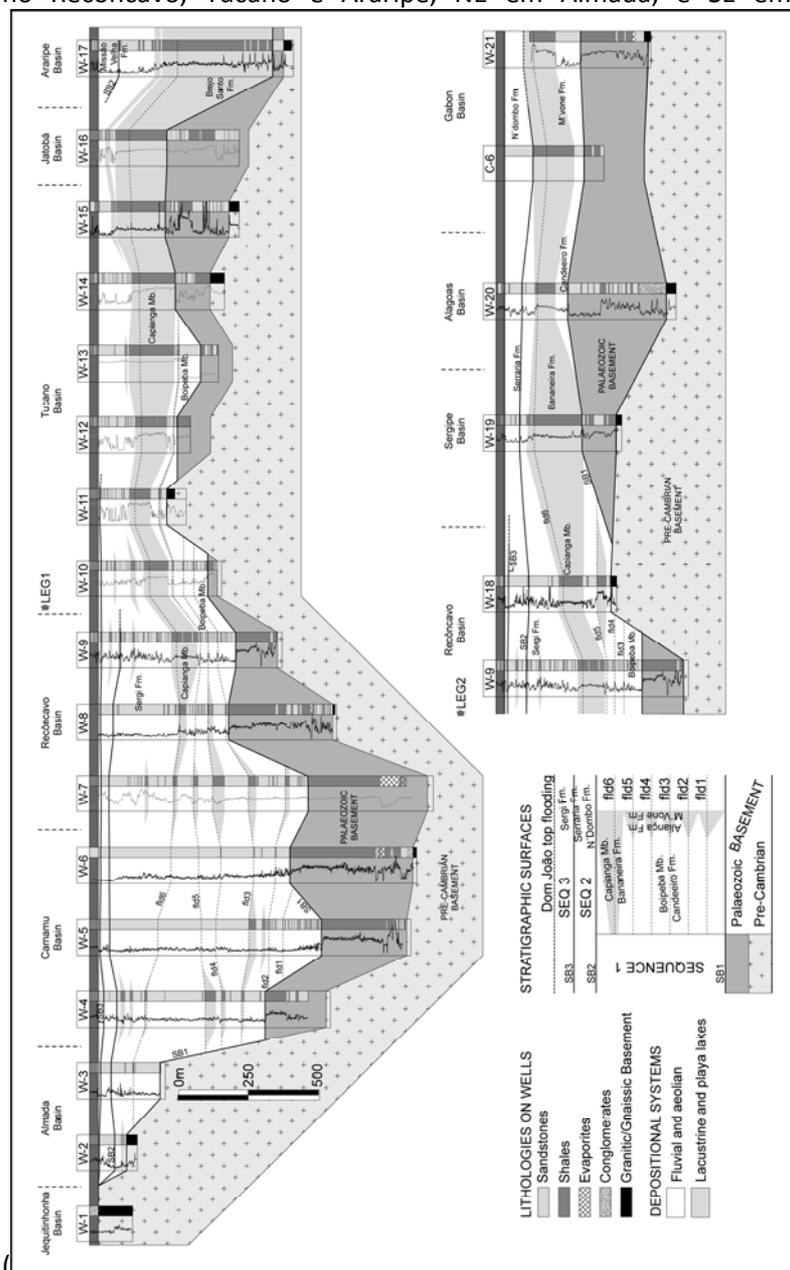


Figura 40). As paleocorrentes fluviais sugerem uma geometria endorreica para a bacia. A SEQ-2 é composta exclusivamente por fluviais entrelaçados que apresentam paleocorrentes para NW

no Recôncavo, Tucano e Araripe, NE em Almada, e SE em Sergipe, Alagoas e Gabão



- Figura 41). Este padrão particionado de paleocorrentes indica a geração de altos estruturais internos à bacia Dom João a oeste de Camamu-Almada e na região central entre Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas-Gabão. Estima-se que estes altos não seriam muito expressivos, mas já o suficiente para inflectir a drenagem dentro da ampla bacia, um reflexo dos esforços tectônicos iniciais do processo de rifteamento. A SEQ-3, de pequena espessura e praticamente inexpressiva na correlação regional,

possui em seu topo uma inundação já relacionada ao Trato de Sistemas Tectônico de Clímax Inferior, o que lhe confere geneticamente uma vinculação a esta fase.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOCELLA, V.; MORVILLO, P. and FUNICIELLO, R., 2005. What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models. *Journal of structural geology*, v.27, p.397-408.
- ALBARIC, J.; DÉVERCHÈRE, J.; PETI, C.; PERROT, J. and LE GALL, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics*, v.468, p.28-41.
- AZEVEDO, R.L.M., 2004. Paleocyanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. *Boletim de Geociencias Petrobras*, Rio de Janeiro, v.12, n.2, p. 231-249.
- AZEVEDO FILHO, A., 2010. *Princípios de Inferência Dedutiva e Indutiva: Noções de Lógica e Métodos de Prova*. Scotts Valley: CreateSpace. 148p.
- BARNETT, D. N.; NIMMO F., 2002. Strength of Faults on Mars from MOLA Topography. *Icarus*, v.157, p.34-42.
- BERGNER, A.G.N.; STRECKER, M.R.; TRAUTH, M.H.; DEINO, A.; GASSE, F.; BLISNIUK, P. and DUHNFORTH, M., 2009. Tectonic and climatic control on evolution of rift lakes in the Central Kenya Rift, East Africa. *Quaternary Science Reviews*, v.28, p.2804–2816.
- BOSENCE, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, p. 9-25.
- BROWN, L. F.; FISHER, W. L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. (Ed.) *Seismic*

- stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, v.26, p. 213-248.
- BUENO, G. V., 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, p. 203-229.
- CAIXETA, J.M., BUENO, G.V., MAGNAVITA, L.P., FEIJÓ, F.J., 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Boletim de Geociências da PETROBRAS 8 (1), 163-172.
- CAROZZI, A. V.; ARAÚJO, M. B.; CÉSERO, P.; FONSECA, J. R. and SILVA, V. J. L., 1976. Formação Salvador: Um modelo de deposição gravitacional subaquosa. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 19, n. 2, p.47-79.
- CARTWRIGHT, J., 1991. The kinematic evolution of the Coffee Soil Fault. In: ROBERTS, A.M.; YIELDING, G. & FREEMAN, B. (Eds.). 1991. The geometry of normal faults. Geological Society Special Publication, v.56, p.29-40.
- CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.
- CHOROWICZ, J., 2005. The East African rift system. Journal of African Earth Sciences, v.43, p.379–410.
- COWARD, M. P., 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. Earth and Planetary Science Letters, v.80, p.325-336.
- DAVIS, G.H., 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. Wiley, New York. 475p.
- DEWEY, J.F., 1988. Lithospheric stress, deformation and tectonic cycles: the disruption of Pangea and the closure of Tethys: Geological Society of London Special Publication, v.37, p. 23-40.
- ECO, U., 1996. Como se Faz uma Tese - São Paulo: Ed. Perspectiva. 238p.
- FOSTER, A.; NIMMO F., 1996. Comparisons between the rift systems of East Africa, Earth and Beta Regio, Venus. Earth and Planetary Science Letters, v.143, p.183-195.

- FROSTICK, L.E., RENAUT, R.W., REID, I., TIERCELIN, J.J. (Eds.), 1986. Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication, v.25, Blackwell Scientific Publications, London. 382 p.
- GAWTHORPE, R. L.; LEEDER, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, v. 12, p. 195-218.
- GHIGNONE, J.I., 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. (Ed.), Geologia e recursos minerais do estado da Bahia. Textos Básicos, Salvador, SME/CPM, 1, 24-117.
- HAUBER, E.; GROTT, M. and KRONBERG, P., 2009. Martian rifts: Structural geology and geophysics. Earth and Planetary Science Letters, 18 p.
- HOWELL, J.A.; FLINT, S.S., 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins, in High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, (eds J.A. Howell and J.F. Aitkin), Geological Society of London Special Publication, v.104, p.129-137.
- KARNER, G.D.; MANATSCHAL, G. and PINHEIRO, L.M., 2007. Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. Geological Society of London Special Publication, v.282, 493p.
- KIEFER W.S.; SWAFFORD L.C., 2006. Topographic analysis of Devana Chasma, Venus: implications for rift system segmentation and propagation. Journal of Structural Geology, v. 28, p.2144-2155.
- KINABO, B.D.; ATEKWANA E.A.; HOGAN, J.P.; MODISI, M.P.; WHEATON, D.D. and KAMPUNZU, A.B., 2007. Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana. Journal of African Earth Sciences, v.48, p.125-136.
- KUSZNIR, N.J.; HUNSDALE, R. and ROBERTS, A.M., 2004. Timing of depth-dependent lithosphere stretching on the S. Lofoten rifted margin offshore mid-Norway: pre-breakup or post-breakup? Basin research, v. 16, p.279-296.

LEZZAR, K.E.; TIERCELIN, J.J.; DE BATISTA, M.; COHEN, A.S; BANDORA, T.; VAN RENSBERGEN, P.; LE TURDU, C.; MIFUNDU, W. and KLERKX, J., 1996. New seismic stratigraphy and Late Tertiary history of the North Tanganyika Basin, East African Rift system, deduced from multichannel and high-resolution reflection seismic data and piston core evidence. *Basin Research*, v. 8, p. 1-28.

LISTER, G.S.; ETHERIDGE, M.A and SISMOND, P.A., 1986. Detachment faulting and evolution of passive continental margins. *Geology*, v.14, p.246-250.

LOBKOVSKY, L.I.; CLOETINGH, S.; NIKISHIN, A.M.; VOLOZH, YU. A.; LANKREIJER, A.C.; BELYAKOV, S.L.; GROSHEV, V.G.; FOKIN, RA.; MILANOVSKY, E.E.; PEVZNER, L.A.; GORBACHEV, V.I. and KORNEEV, M.A., 1996. Extensional basins of the former Soviet Union - structure, basin formation mechanisms and subsidence history. *Tectonophysics*, v.266, p.251-285.

LUNINA, O.V.; GLADKOV, A.S., 2008. Active faults and crustal stress in the northeastern flank of the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics*, v.49, p.113–123.

MAGNAVITA, L.P., 1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil. PhD Thesis, University of Oxford, 493 p.

MAGNAVITA, L.P.; SILVA, H.T.F., 1995. Rift Border System: The Interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v.79, p.1590-1607.

MARTINS-NETO, M.A.; CATUNEANU, O., 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 27, p. 247-253.

MCKENZIE, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, v.40, p. 25-32.

MIDDLETON, G.V., 1973. Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 979-988.

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

- MORLEY, C.K., 1988. Variable extension in lake Tanganyika. *Tectonics*, v.7, p.785-801.
- MORLEY, C.K., 1989. Extension, detachments and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa). *Tectonics*, v.8, p.1175-1192.
- MORLEY, C.K.; NELSON, R. A.; PATTON, T. L. and MUNN, S. G., 1990. Transfer zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.74, p.1234-1253.
- MORLEY, C.K., 1995. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. Geological Society, London, Special Publications, v.80; p. 1-32.
- MOURA, P.; FERNANDES, G., 1952. Petroleum geology of the State of Bahia, Brazil. Salvador: Ministério da Agricultura , Conselho Nacional do Petróleo, 21 p, il.
- NOTTVEDT, A.; GABRIELSEN, R.H. and STEEL, R.J., 1995. Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of rift basins, with reference to the northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, v.12, n.8, p.881-901.
- POLLARD, D.D.; DELANEY, P.T.; DUFFIELD, D.A.; ENDO, E.T. and OKAMURA, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics*, v.94, p.541-584.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. and VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C.G.ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. 42, p. 109-124.
- PROSSER, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D.; DOBB, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, v.71, p. 35-66.
- PURSER, B.H.; BOSENCE, D.W.J., 1998. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, 663 p.

- RAVNÁS, R.; STEEL, R.J., 1998. Architecture of Marine Rift-Basin successions. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v.82, p. 110-146.
- ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, D. J.; LORBER, P. M.; BURGESS, C. F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J. and DERKSEN, S. J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. In: FROSTICK, L. E.; RENAUT, R. W.; REID, I., TIERCELIN, J. J. (Ed.) *Sedimentation in the African Rifts*. Oxford: Geological Society, v.25, p. 29-43. (Geological Society Special Publication).
- SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A.; BRAGA, J. A. E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Ed.) *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras. p. 235-266.
- SCHOLZ, C.A.; MOORE, T.C.; HUTCHINSON, D.R.; GOLMSHTOK, A.J.A.; KLITGORD, K.D. and KUROTKHIN, A.G., 1998. Comparative sequence stratigraphy of low- latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.140, p.401-420.
- SENGOR, A.M.C.; BURKE, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, v.5, p. 419-421.
- SILVA, H.T.F., 1993. Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates-characteristics of the lower cretaceous tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil. D.Sc. Thesis. The University of Texas at Austin, 312 p.
- SILVA, O.B., CAIXETA, J.M., MILHOMEM, P.S., KOSIN, M.D., 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS* 15 (2), 423-431.
- STAROSTENKO, V.I.; DANILENKO, V.A.; VENGROVITCH, D.B.; KUTAS, R.I.; STOVBA, S.M.; STEPHENSON, R.A. and KHARITONOV, O.M., 1999. A new geodynamical-thermal model of rift evolution, whit application to the Dnieper-Donets basin, Ukraine. *Tectonophysics*, v.313, p. 29-40.
- STAROSTENKO, V.I.; DANILENKO, V.A.; VENGROVITCH, D.B. and POPLAVSKII, K.N., 1996. A fully dynamic model of continental rifting applied to the syn-rift evolution of sedimentary basins. *Tectonophysics*, v.268, p. 211-220.

- VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S., III; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N. and HATLELID, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.) Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, v.26, p.49-212. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir).
- WERNICKE, B.; BURCHFIEL, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. Journal of structural geology, v.4, p.105-115.
- WERNICKE, B., 1985. Uniform sense, normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, v.22, p. 108-125.
- WHITE, R.; MCKENZIE, D.P.,1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. Journal of Geophysical Research, v .94, p.7685-7729.
- ZIEGLER, P.A.; CLOETINGH, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews, v.64, p.1-50.

