

# 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 | Claiton Marlon dos Santos Scherer

## resumo

Este estudo 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 Sequências – a interpretação temporal de unidades baseadas em conceitos derivados de variáveis controladoras dos eventos deposicionais e erosivos e expressos em tendências deposicionais – padrões de empilhamento. Assim, a sedimentação em bacias rifte é controlada diretamente por variáveis específicas e suas relações, o que resulta em modelos evolutivos teóricos. Estes modelos teóricos são detalhados na forma de tendências deposicionais denominadas padrões de empilhamento. Portanto, a partir dos padrões de empilhamento é possível estabelecer o caminho inverso, retratando modelos evolutivos e controles exercidos por essas variáveis. 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 fundamenta-se no reconhecimento das unidades sismoestratigráficas que compõem os tratos de sistemas tectônicos – unidades básicas de mapeamento. Estes tratos de sistemas são formados por padrões de empilhamento específicos para cada porção do meio-gráben. Conforme estes padrões de empilhamento retratam mudanças do espaço de acomodação, superfícies estratigráficas e padrões de terminações de refletores são estabelecidos. Desta forma, toda uma base conceitual de reconhecimento sismoestratigráfico é proposta, bem como uma determinação temporal de modelos evolutivos em diagramas cronoestratigráficos (diagramas de Wheeler), fornecendo um arcabouço tectonoestratigráfico genético funcional para a exploração de hidrocarbonetos.

**Palavras-chave:** rifte | sismoestratigrafia | Estratigrafia de Sequências

## abstract

*This paper aims a proposal of interpretation and seismic stratigraphy systematic mapping of rift basins based on genetic concepts, as offered 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, it is able to establish the inverse way analysis, picturing evolutionary models and controlling variables. 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).*

**Keywords:** rift | seismic stratigraphy | Sequence Stratigraphy

## introdução

A sismoestratigrafia foi definida inicialmente por Vail e 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 particularmente 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, com enfoque principal no Golfo do México. Este volume representou uma grande evolução 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 suscitaram opiniões favoráveis e desfavoráveis que repercutem até os dias de hoje. Porém, justamente por se estabelecer uma discussão neste sentido, sua importância é inquestionável, como demonstram 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 resultaram principalmente da 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 sequência limitada por discordâncias, 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 estratigráficas, baseado em superfícies com expressão 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) apresentaram as bases da então denominada Estratigrafia de Sequências, onde a unidade fundamental é a sequência deposicional limitada por discordâncias e suas concordâncias relativas, não mais exclusiva das linhas sísmicas, mas, 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 resultou em uma expansão de conhecimento da pretérita sismoestratigrafia para a nova Estratigrafia de Sequências: mais abrangente quanto ao conjunto de dados analisados (sísmica, poço, afloramento), mais integradora e mais robusta, conseqüentemente. Van Wagoner *et al.* (1990) lançaram o *AAPG Methods in Exploration N.7*, onde a Estratigrafia de Sequências 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 buscaram especificidades, pois a teoria geral já estava estabelecida e, desde seus primórdios, seus principais mentores já alertavam para suas limitações e para a necessidade de adaptações (“*it’s a tool, not a template*” – Posamentier e James, 1993). Assim, diversos tipos de sequências surgiram – sequência genética de Galloway (1989), sequência Trans-Regressiva de Embry e Johannessen (1992), além de especificidades do modelo como a definição da anatomia e evolução estratigráfica dos depósitos plataformais acumulados durante uma regressão forçada (c.f. Hunt e Tucker, 1992 e Plint e Nummedal, 2000). Recentemente, Catuneanu (2006) revisitou a Estratigrafia de Sequências sob uma óptica integradora, incorporando a clássica sismoestratigrafia como uma das ferramentas da Estratigrafia de Sequências (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 no avanço das técnicas de aquisição dos dados. A busca por resolução do traço sísmico e o avanço no processamento e manipulação computacional de volumes sísmicos 3D permitiram observações detalhadas sobre o arranjo de sistemas deposicionais em linhas sísmicas, conforme apresentado por Posamentier (2000), Posamentier e Kolla (2003) e Posamentier (2004), que introduziram as bases da geomorfologia sísmica tridimensional. Da mesma forma, a sísmica 3D permitiu o mapeamento sistemático e a visualização

tridimensional das superfícies mapeadas em enormes volumes de dados, como apresentado por Weimer e Davis (1996), Brown (1991) e Hart (2000). Por fim, a integração da alta resolução sísmica com o levantamento 3D permitiu um altíssimo detalhamento espacial e a caracterização hierárquica de unidades dentro de um complexo arcabouço estratigráfico, 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 resultou 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 permaneceu praticamente a mesma, mas 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 necessários e com demanda contínua atualmente. Até então, no caso de bacias rifte onde o tectonismo é dominante, o mapeamento sísmico de unidades resultou essencialmente de critérios estruturais (e.g., Rosendhal *et al.*, 1986). Padrões de predição de preenchimento, arranjo de sistemas deposicionais e distribuição de fácies sísmicas praticamente não existem. Mapeamentos sísmicos que relevem o contexto sismoestratigráfico são mais raros ainda. Destaca-se, neste sentido, a importante contribuição de Prosser (1993), o qual, utilizando linhas sísmicas do Mar do Norte, propôs uma abordagem sismoestratigráfica *sensu stricto*, com critérios claros e bem estabelecidos de mapeamento de unidades e predição de preenchimento e associações faciológicas. Este estudo, associado a outros (principalmente Bosence, 1998; Morley, 2002; Gawthorpe e Leeder, 2000), permitiu o desenvolvimento de modelos estratigráficos para a evolução e preenchimento de bacias rifte. O presente modelo de evolução estratigráfica baseia-se essencialmente em dados de poço, porém, com uma clara definição das superfícies que limitam a seção rifte e compartimentam suas diversas fases internas. Desta forma, é considerada fundamental a proposição de um modelo estratigráfico-sismoestratigráfico que tenha, ao mesmo tempo: i) uma completa ligação entre as metodologias (ou seja, as interpretações de poço e as seções de correlação

apresentem resultados que possam ser incorporados e integrados com a interpretação sísmica) e ii) possa ser desenvolvido 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 contextos comuns e típicos independentes de bacia, bem como contextos específicos da bacia em estudo.

Para uma exemplificação prática e sustentação dos modelos aqui propostos, serão apresentadas interpretações sismoestratigráficas de seções sísmicas 2D, em tempo, 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). Nesta seção sísmica 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 ainda carente de modelos para estudos sismoestratigráficos em riftes.

## o modelo estratigráfico e sua transposição sismoestratigráfica

O modelo estratigráfico de evolução e compartimentação de seções rifte aqui proposto baseia-se 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. Na margem flexural,

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

- o pulso tectônico e a criação de espaço são instantâneos. Porém, o aporte sedimentar é atrasado, devido ao rearranjo da rede de drenagem promovido pelo pulso e o tempo necessário para erosão e transporte até os sítios deposicionais. Assim, pulsos tectônicos são marcados por eventos de inundação e episódios de progradação relacionam-se a diminuições na atividade tectônica e chegada atrasada do aporte sedimentar. Como a falha de borda responde instantaneamente ao evento tectônico, o aporte de sedimentos é instantâneo, de modo que 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, limitando-se em sua base e em seu topo por discordâncias que a separam, respectivamente, do pré-rifte (estratos anteriores ao processo de rifteamento) e do pós-rifte (estratos posteriores ao processo de rifteamento).

A partir das premissas anteriores, foi elaborado um modelo estratigráfico preditivo que se baseia no arranjo dos sistemas deposicionais (padrões de empilhamento) para determinar as fases evolutivas de uma bacia rifte, suas superfícies limítrofes e suas relações entre variáveis controladoras, conforme apresentado na figura 1a. A compartimentação interna da seção rifte fundamenta-se em Tratos de Sistemas Tectônicos, utilizados inicialmente por Prosser (1993) e baseados no conceito original de tratos de sistemas de Brown e Fischer (1977) – conjunto de sistemas deposicionais temporalmente relacionados, vinculando-se 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 (fig. 1a). Todo o conjunto de estratos que está vinculado à 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 é assim denominada somente quando o rifte é analisado. Quando o enfoque for outro (e.g., sendo ela uma margem passiva) é denominada de forma diferente.

Assim, o início de uma fase rifte é marcado por uma discordância, denominada Discordância Sin-Rifte. Igualmente, o final de uma fase rifte é caracterizado por um rearranjo estrutural regional, seja para um rompimento total da crosta e geração de um oceano (*breakup*), ou para a abortagem ou abandono do rifte. Em ambos os casos, desenvolve-se uma nova discordância no topo, denominada Discordância Pós-Rifte. Bosence (1998) apresenta critérios estratigráficos claros para a definição de uma fase rifte (fig. 1a), segundo os quais 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 à 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.

Neste trabalho, a seção rifte é dividida internamente em quatro fases distintas, denominadas tratos de sistemas tectônicos (fig. 1a).

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), estes primeiros depósitos ocorrem na forma de uma ampla bacia rasa, continental, com lagos rasos, comumente recobertos por depósitos fluviais e eólicos. Esta bacia se parece muito com uma sinclise, mas sua gênese está claramente associada aos esforços de estiramento crustal inicial da fase rifte (portanto, geneticamente vinculados ao rifte). Internamente, em uma escala subsísmica (principalmente em afloramentos), são observados controles estruturais na deposição desta fase, o que indica uma tectônica ativa, porém, 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, resultando em 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 Desenvolvimento de Meio-Gráben é representado por um rearranjo do sistema de drenagem já na forma embrionária de meio-gráben, preenchido por sistemas fluvio-lacustres rasos. Como a calha ainda apresenta um baixo relevo entre o *footwall* e o *hangingwall*, apenas entradas discretas de sedimento se desenvolvem, não ocorrendo os conglomerados e outros sedimentos grossos típicos dos leques deltaicos associados à falha de borda. A base deste Trato de Sistemas é delimitada pela Superfície de Desenvolvimento de Meio-Gráben, que corresponde a uma inundação na região central da bacia (*hangingwall*), correlata com uma discordância na borda da margem flexural.

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax do Rifte reflete o momento de aumento e de máxima atividade tectônica na bacia. É marcado pelo pleno desenvolvimento da falha de borda, pela configuração em meio-gráben e por intensa atividade tectônica, resultando em alta taxa de criação de espaço e baixo aporte sedimentar (que virá atrasado na fase posterior). Como consequência, padrões retrogradacionais intensos são observados na margem flexural, enquanto os clásticos grossos associados à falha de borda (conglomerados de leques deltaicos) progradam para dentro da bacia, como uma resposta automática à intensa atividade tectônica. A base do Clímax é marcada pela Superfície de Clímax de Rifte, que constitui uma inundação regional mais intensa que a Superfície de Desenvolvimento de Meio-Gráben, relacionada diretamente com a atividade inicial da falha de borda e seus leques deltaicos. O topo do Clímax 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, conseqüentemente, uma diminuição na taxa de criação de espaço de

acomodação. Paralelamente, toda a área lateral às calhas, bem como os *footwalls* soerguidos durante o Clímax, são agora efetivamente erodidos e um alto aporte sedimentar chega até o meio-gráben. Esta relação entre elevado 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 à diminuição da atividade tectônica). Por fim, o rifte é totalmente preenchido e a fase rifte se encerra, seja na forma de um rompimento crustal efetivo (*breakup* – geração de um oceano) ou abortagem do processo (transferência do processo de rifteamento para outra região ou término do estiramento), dando origem à discordância de pós-rifte.

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

No modelo discutido, a base do reconhecimento das fases componentes da seção rifte são os padrões de empilhamento. Embora estes padrões possam ser reconhecidos em seções sísmicas, a escala do modelo fornece grandes tendências, impossibilitando o reconhecimento direto, na sísmica, dos padrões observados nos poços. Entretanto, é possível rastrear os tratos tectônicos em dados sísmicos baseando-se (1) nas terminações estratiais de refletores, (2) nas configurações de refletores, e (3) nas 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 (fig. 1b).

O Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte é delimitado por um truncamento erosivo na base, sobre os estratos da fase pré-rifte (Discordância Sin-Rifte). Seus refletores apresentam um padrão plano-paralelo e continuidade comumente baixa, uma vez que se relacionam a 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, observa-se um truncamento erosivo que envolve o somatório das discordâncias internas do rifte com a discordância do pós-rifte. Sua terminação no *hanging-wall* dá-se contra a falha de borda, indicando uma deposição anterior ao falhamento.

O Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben 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 de Rifte possui geometria externa em cunha e diversos truncamentos internos. Em sua base, é marcado por uma série de *onlaps* na margem flexural e concordâncias no depocentro. O padrão interno de reflexões está diretamente relacionado aos sistemas deposicionais envolvidos. Os primeiros depósitos de leques deltaicos associados à falha de borda ocorrem como refletores caóticos, sem continuidade, de amplitude extremamente variável (desde baixa até muito alta). Discretas sigmoides de progradação são observadas ao longo da margem flexural, porém, logo desaparecem, devido ao caráter intensamente retrogradante da fase. Estas sigmoides representam depósitos de margem lacustre, como deltas e praias. Lateralmente, refletores plano-paralelos intensos representam sedimentos finos distais da região costeira da margem flexural. Em meio a eles podem ocorrer geometrias em *mounds*, representando escorregamentos (*slumps*). Falhamentos internos, comuns na margem flexural, podem disparar escorregamentos desta margem em direção ao depocentro profundo do lago, gerando corpos isolados, com deformações interna e externa variáveis, representados por refletores internos caóticos. A região profunda, associada ao depocentro do meio-gráben, caracteriza-se por refletores caóticos, de baixa amplitude e sem continuidade lateral. São ainda observados 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 produto de sistemas lacustres profundos e turbiditos associados a descargas axiais ao rifte. Como o padrão de empilhamento do Trato de Sistemas Tectônico de Clímax

de Rifte é retrogradante, acabam desaparecendo os depósitos de margem lacustre, passando a dominar, em direção ao topo, os depósitos lacustres profundos (refletores caóticos), enquanto as cunhas dos leques

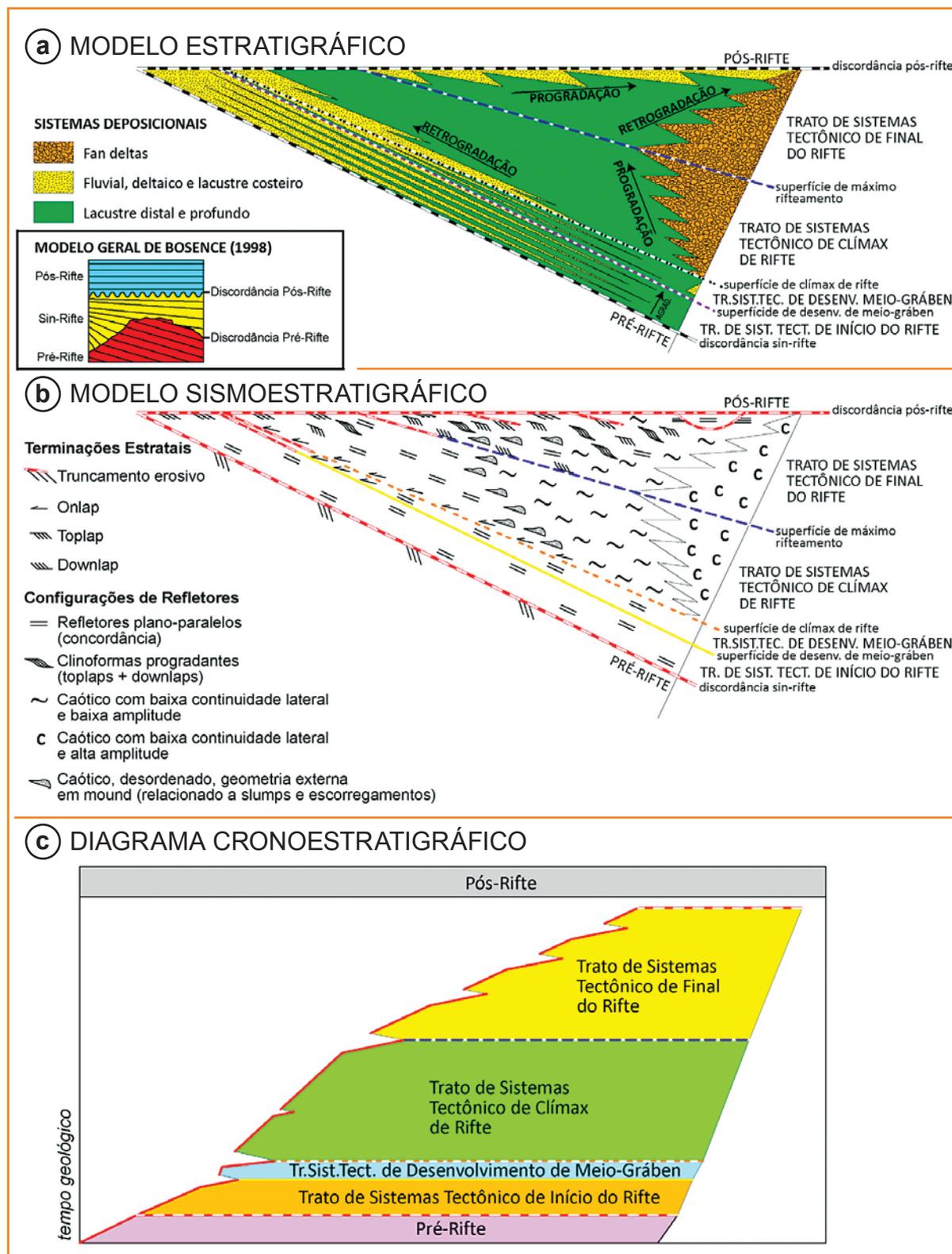


Figura 1

a) Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, ilustrando os tratos de sistemas tectônicos, suas superfícies limítrofes, o arranjo dos sistemas deposicionais e os padrões de empilhamento. b) Transposição do modelo estratigráfico de tratos de sistemas tectônicos apresentado em (a) para a terminologia sismoestratigráfica, envolvendo os diferentes tratos e suas superfícies limítrofes, as terminações estratais e as configurações de refletores idealizados para cada trato de sistemas tectônico. c) diagrama cronoestratigráfico (diagrama de Wheeler) representando o arranjo temporal dos tratos de sistemas tectônicos derivados das figuras "a" e "b".

Figure 1

a) Idealized rift basin stratigraphic model, showing the tectonic system tracts, its boundary surfaces, depositional system arrangement and the stacking patterns. b) Migration from the stratigraphic model of the tectonic system tracts presented in (a) to the seismic stratigraphic terminology, involving the different tracts and its boundary surfaces, the terminal strata and idealized reflector settings for each tectonic system tract. c) Chronostratigraphic chart (Wheeler chart) representing the temporal arrangement of the tectonic system tracts derived from the figures "a" and "b".

deltaicos avançam, progradando 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 à falha de borda. Devido à 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 ambiente lacustre profundo e no nível de maior avanço sobre a margem flexural dos *mounds* associados a escorregamentos, juntamente com a maior progradação dos depósitos relacionados à 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 é comumente removida por processos erosivos posteriores relacionados à fase de Final do Rifte ou à Discordância de Pós-Rifte.

Por fim, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte marca o momento de progradação na margem flexural, observando-se um drástico recuo dos refletores caóticos lacustres profundos, o desaparecimento progressivo dos *mounds* de escorregamentos e o domínio de refletores intensos e contínuos juntamente com clinofomas 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 deste trato é marcado pela Discordância de Pós-Rifte e, como resultado do rearranjo estrutural desta fase, são comuns os truncamentos erosivos afetando as fases anteriores. Juntamente com as clinofomas de margem lacustre, sistemas continentais representados por refletores de amplitude variável, pouco contínuos e plano-paralelos, podem ocorrer oriundos da margem flexural e axialmente. Em virtude das baixas taxas de criação do espaço de acomodação e elevado aporte sedimentar, zonas de *bypass* e truncamentos erosivos internos podem ocorrer, gerando uma série de discordâncias de frequência maior.

Como as unidades sismoestratigráficas apresentam um caráter temporal a partir do modelo simplificado geométrico da bacia rifte e de seu preenchimento (figs. 1a e 1b), é possível desenvolver a carta cronoestratigráfica da seção (fig. 1c), conforme discutido por Vail *et al.* (1977d) e desenvolvido por Williams (1993) especificamente para bacias rifte.

## aplicação do modelo sismoestratigráfico na Bacia do Recôncavo

Como exemplo prático da metodologia de interpretação sismoestratigráfica de riftes, serão apresentadas as interpretações propostas para uma seção sísmica em tempo na Bacia do Recôncavo (Bahia), um clássico exemplo brasileiro de bacia rifte (fig. 2).

A Bacia do Recôncavo compõe o conjunto de bacias cretáceas que ocorrem ao longo da margem leste brasileira, desenvolvidas sob os esforços distensivos que geraram a quebra do supercontinente Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1967). Basicamente, todas estas bacias possuem uma fase rifte sob a seção de margem passiva. Esta seção rifte é, no entanto, extremamente variável quanto à sua 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 evoluiu para o rompimento final, que ocorreu ao longo de Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu-Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba (Milani e 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 do Recôncavo e sua ampla exposição facilitam a observação da seção rifte, o que não se percebe nas outras bacias da margem leste brasileira.

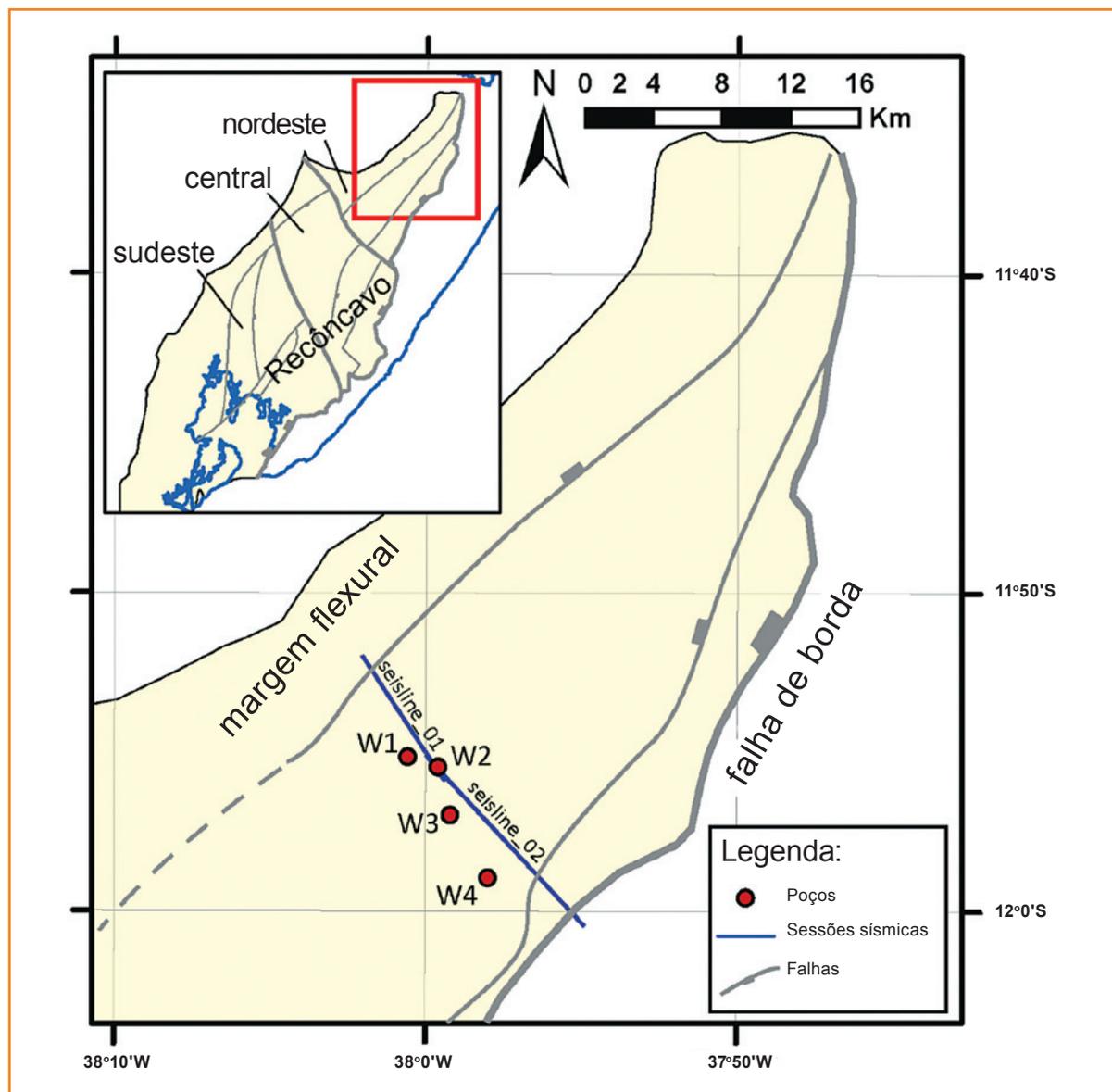
No conceito deste trabalho, a fase pré-rifte da Bacia do Recôncavo é composta por rochas do embasamento cristalino pré-cambriano e rochas sedimentares do Permiano (Fm. Afligidos), depositadas em uma sinéclise intracontinental semelhante às bacias do Parnaíba e do Paraná (Caixeta *et al.*, 1994). A seção sin-rifte inicia-se no Neojurássico com a deposição do Gr. Brotas, estabelecendo um hiato de cerca de 100 Ma para a Discordância Sin-Rifte. O final da fase rifte ocorre no Eoaptiano (Andar Jiquiá, conforme Silva *et al.*, 2007), o que permite estimar uma duração de cerca de 25 Ma para a evolução do

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 (fig. 2), cuja espessura máxima pode atingir 7.000m (Figueiredo *et al.*, 1994). Sua extensão axial é de cerca de 220km, com uma falha de borda localizada a leste e uma margem flexural com até 70km de extensão a oeste. A margem flexural é compartimentada por diversas falhas normais, sintéticas e antitéticas, orientadas ao longo do eixo axial 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 2.

A seção analisada é uma composição de duas linhas sísmicas 2D, em tempo, localizadas no compartimento nordeste, cruzando quase na totalidade a calha rifte da bacia (figs. 2 e 3a). Na seção, foram amarrados quatro poços, sendo três deles projetados (entre 1km e 2km de projeção – figs. 2 e 3c). A amarração foi realizada por diagrama sintético tempo x profundidade (nenhum poço possui *checkshot*).

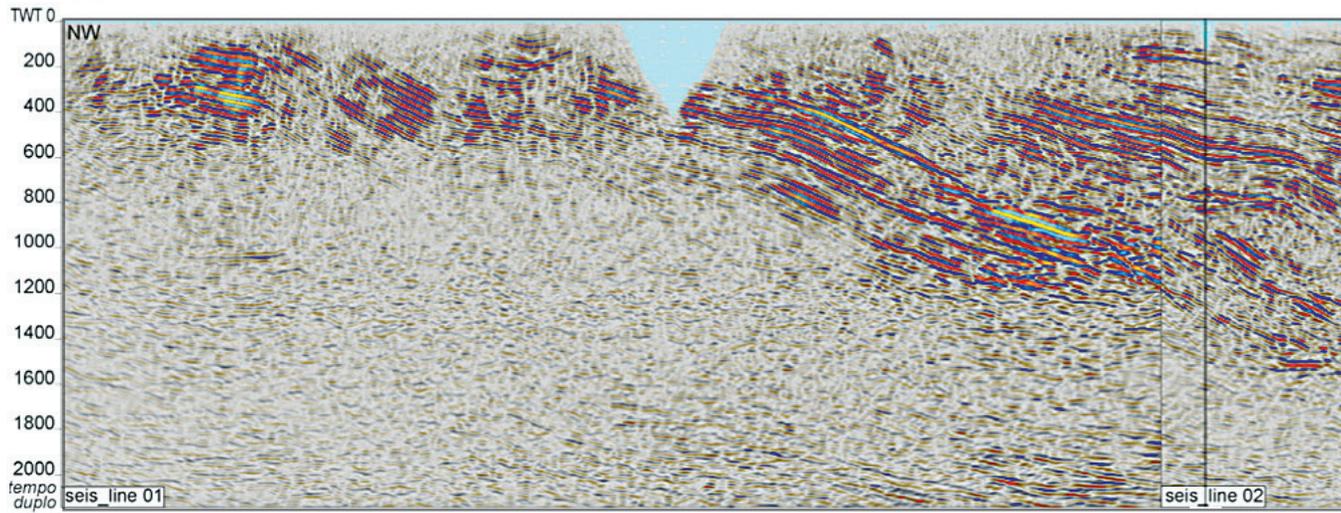
O procedimento de interpretação sismoestratigráfica iniciou-se pelo rastreamento de todas as continuidades laterais de refletores, identificando suas terminações, padrões estratais e geometrias. Desta forma, foram individualizadas Unidades Sismoestratigráficas, que são conjuntos de estratos cronoestratigraficamente relacionados, com expressão sísmica, limitados no topo e na base por



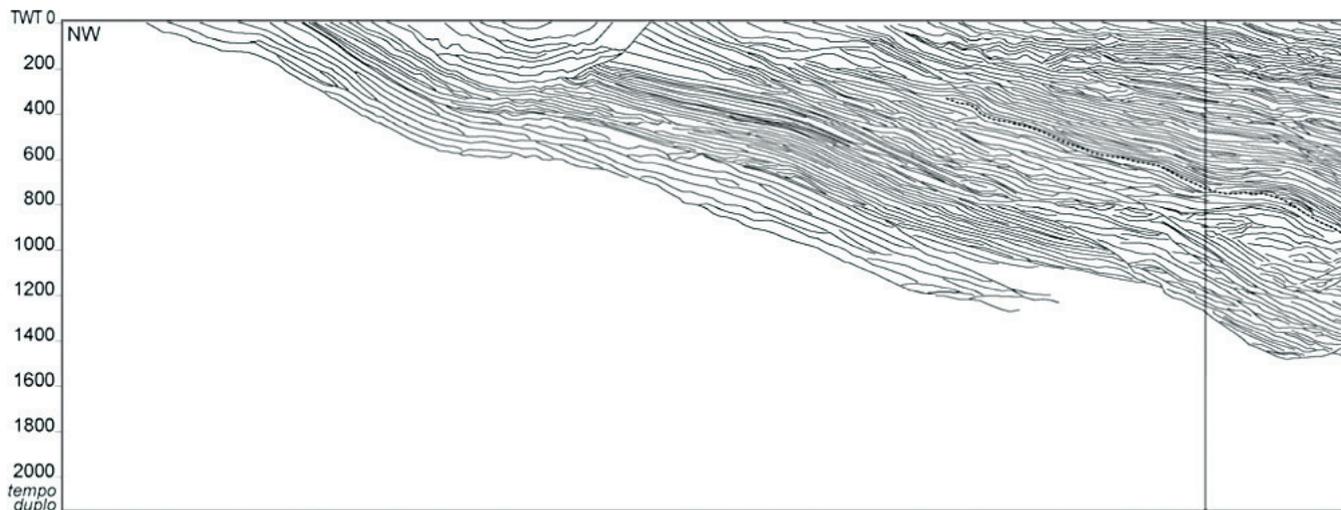
**Figura 2**  
Mapa de localização da Bacia do Recôncavo, mostrando a composição de linhas sísmicas 2D utilizada, os poços relacionados e a principal estrutura da calha do Recôncavo, que apresenta a morfologia de um meio-gráben com orientação NE-SW, com falha de borda a leste e margem flexural a oeste. Sistema de falhas adaptado de Figueiredo *et al.* (1994).

**Figure 2**  
Recôncavo Basin location map, showing the 2D composite seismic lines used in this study, the integrated wells and the main structure of the Recôncavo trough, as a NE - SW half-graben, with a border fault to the east and a flexural margin to the west. Fault system adapted from Figueiredo *et al.* (1994).

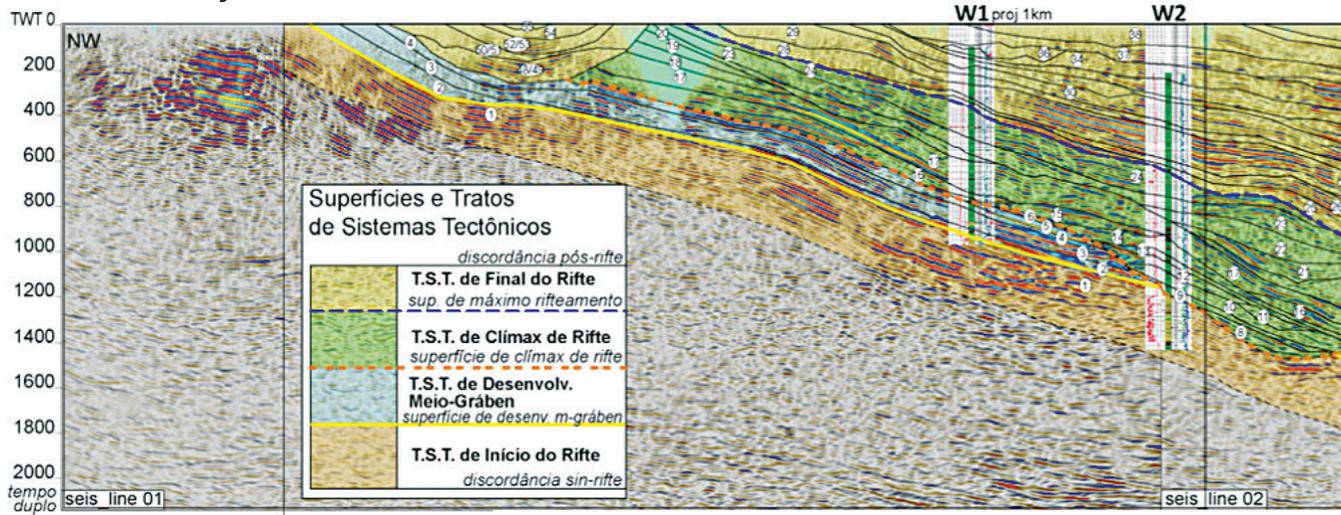
**(a) SEÇÃO SÍSMICA COMPOSTA NÃO INTERPRETADA**



**(b) INTERPRETAÇÃO COMPLETA DE REFLETORES**



**(c) COMPOSIÇÃO DAS UNIDADES SISMOESTRATIGRÁFICAS**



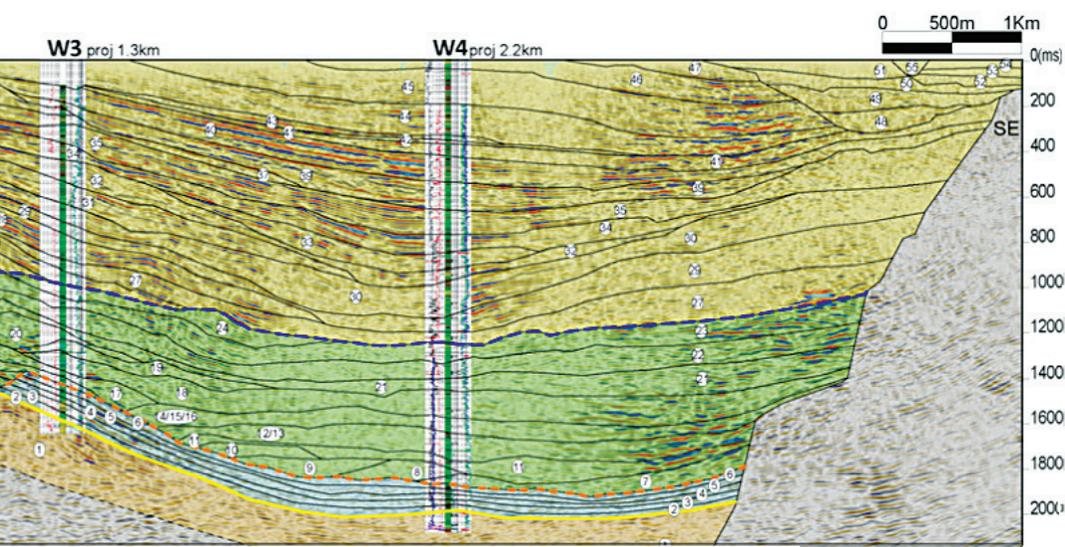
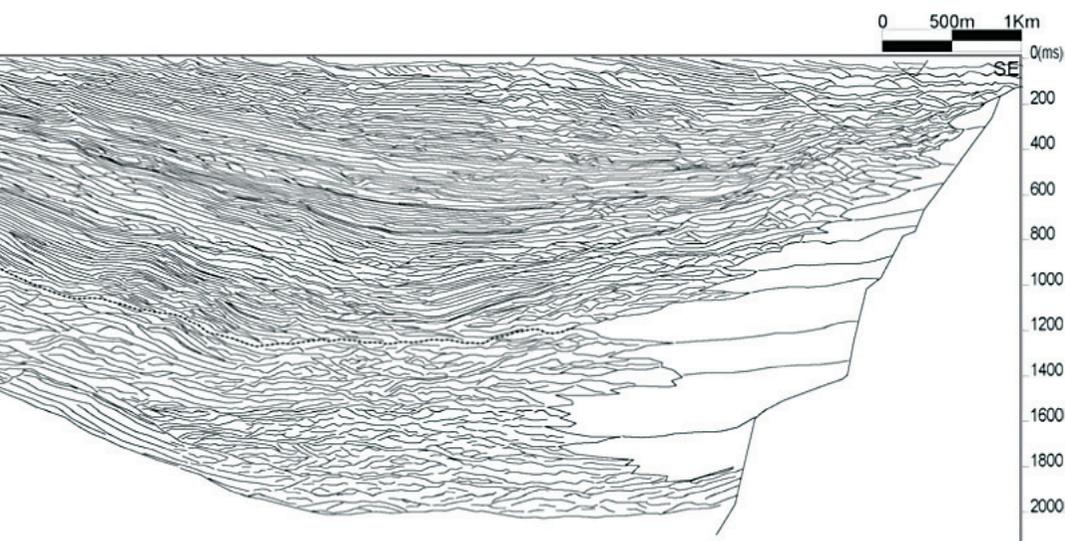
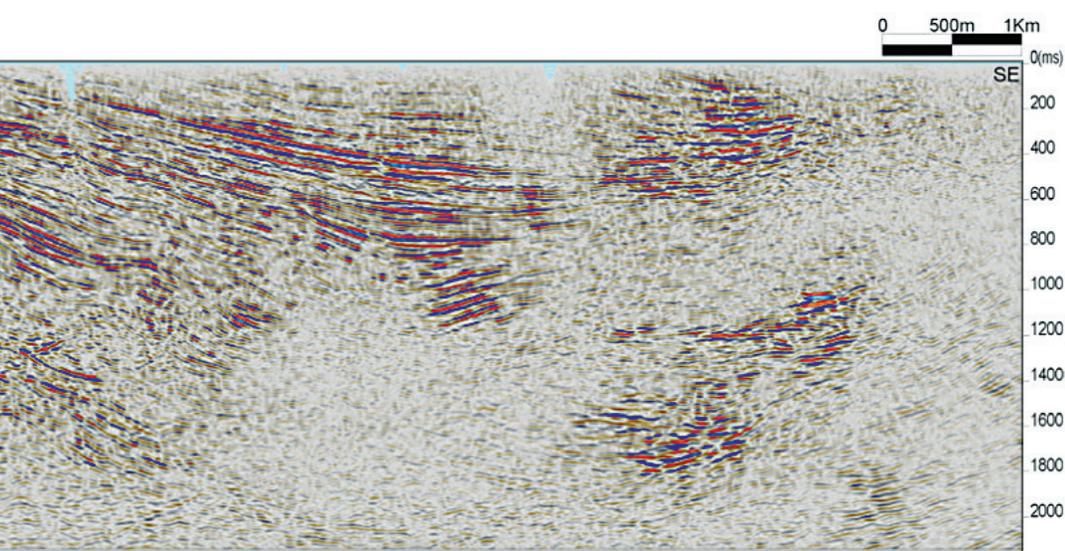


Figura 3

a) Composição sísmica 2D, em tempo (seisline\_01 e seisline\_02, migradas finais), que serviu de base para a interpretação sismoestratigráfica. b) Interpretação completa de refletores rastreáveis na seção. Observam-se diversos truncamentos internos e uma perda de resolução a maiores profundidades. c) compartimentação em unidades sismoestratigráficas e reconhecimento dos tratos de sistemas tectônicos e de suas superfícies limitrofes.

Figure 3

a) Composite 2D seismic line (seisline\_01 and seisline\_02, final migrations), used as a basis for the seismic stratigraphic interpretation. b) Complete interpretation of traceable reflectors in the section. Several internal truncations are identified, and a loss of resolution occurs in the deepest regions of the section. c) Vaulting in seismic stratigraphic units and recognition of the tectonic system tracts and its boundary surfaces.

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 sequências deposicionais (conforme Vail *et al.*, 1977a), representando apenas unidades temporais compostas por sistemas deposicionais (são, em última instância, tratos de sistemas *sensu* Brown e Fischer, 1977). Por vezes, as unidades sismoestratigráficas são compostas por apenas um sistema deposicional. Em outros casos, associa-se 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 incisivos; (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 associados à falha de borda, a ocorrência de progradações continentais, etc.; (3) o empilhamento das unidades através do estabelecimento de sua idade relativa permite desenvolver um controle temporal que, somado aos itens 1 e 2, fornece uma carta cronoestratigráfica da seção. Esta prática viabiliza interpretações avançadas e visualizações de arranjos espaço-temporais complexas de se observar.

A utilização desta abordagem permitiu a integração direta com o modelo estratigráfico (fig. 1a) e seu modelo sismoestratigráfico (fig. 3b). Assim, foram identificados os tratos de sistemas tectônicos de Início de Rifte, Desenvolvimento de Meio-Gráben, Clímax de Rifte e Final do Rifte, apresentado na figura 3 e descritos abaixo.

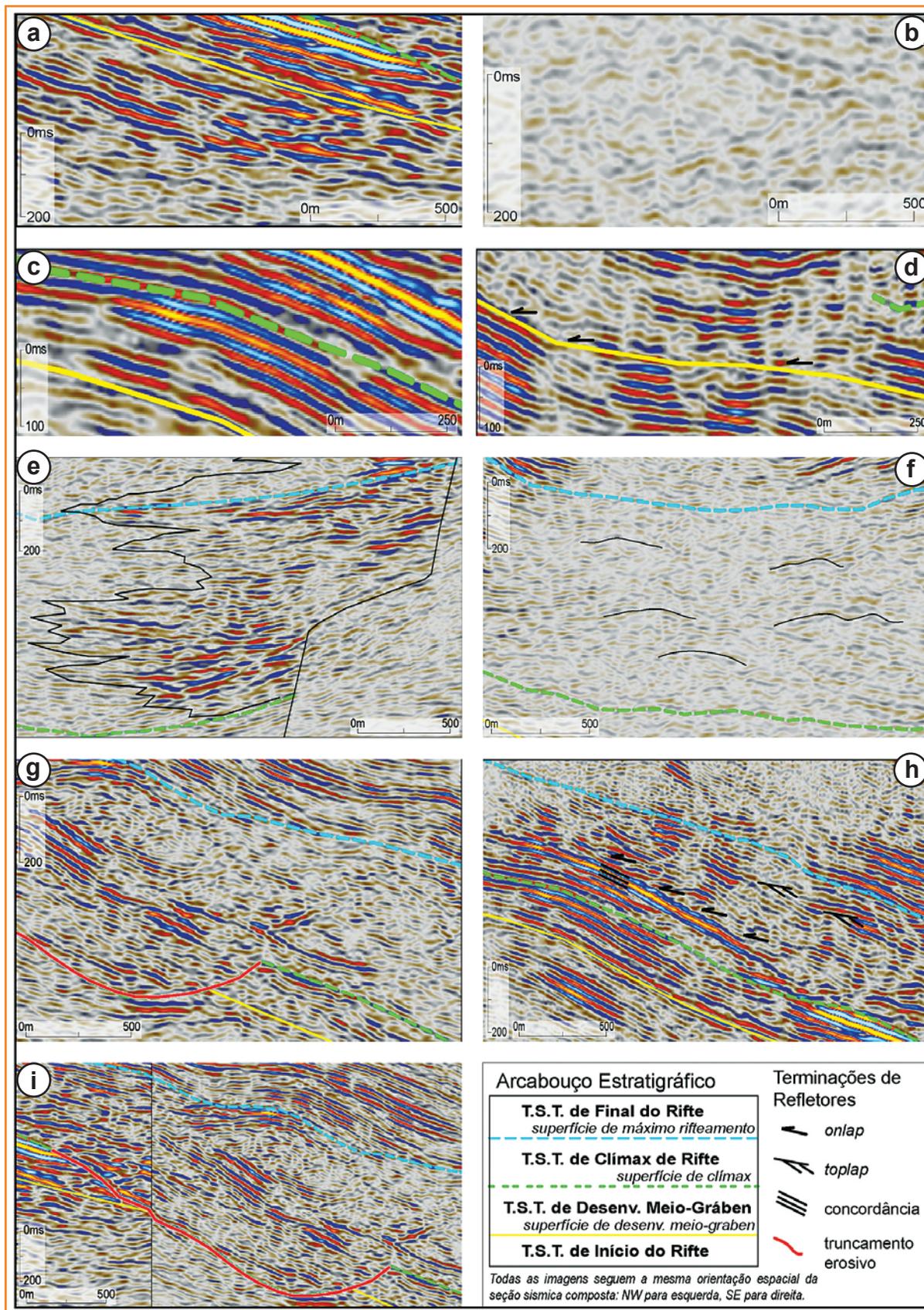
O pré-rifte (composto pela Fm. Afligidos e pelo embasamento cristalino) não foi identificado na seção sísmica apresentada, sendo amostrado apenas no poço W4. Desta forma, a seção pré-rifte não foi apresentada nas interpretações sismoestratigráficas.

O Trato Tectônico de Início do Rifte, composto pelas formações Aliança e Sergi (Grupo Brotas), é representado por 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 (figs. 3 e 4a). Estes truncamentos dispersos são interpretados como reflexo do ambiente de sedimentação desta unidade essencialmente continental, composto por sistemas fluviais, eólicos e lacustres. Os sistemas de canais e *overbanks* fluviais podem desenvolver estes truncamentos, assim como a intercalação espacial entre sistemas de canais e dunas eólicas. Scherer *et al.* (2007) consideram 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 expressão 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 (fig. 3) devido a um evento atribuído à fase de Clímax de Rifte.

O Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben marca o início do meio-gráben, que a princípio 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. Nesta fase, o sistema lacustre começa a se instalar de forma mais expressiva e desenvolve-se a diferenciação entre sistemas continentais e costeiros (principalmente sistemas deltaicos).

O Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben é caracterizado por refletores caóticos, com baixa continuidade e baixa amplitude na região central da bacia (fig. 4b), onde estariam relacionados a sistemas lacustres rasos distais. Lateralmente, para NW, são observados refletores contínuos, plano-paralelos, de alta amplitude, bem definidos e rastreáveis (fig. 4c), sendo os mesmos interpretados como depósitos deltaicos distais – pro-delta, na região marginal do lago. O mesmo evento erosivo que afetou a seção de Início do Rifte erodiu por completo a seção de Desenvolvimento de Meio-Gráben na região central da seção interpretada (fig. 3). A Superfície de Desenvolvimento de Meio-Gráben é definida por discretos *onlaps* sucessivos, seguidos por refletores concordantes, indicando um evento de inundação na margem flexural (fig. 4d). Na região



**Figura 4**  
Quadros de detalhe da composição sísmica, em tempo, mostrando feições específicas dos padrões de refletores, terminações, estruturação interna e externa das unidades sismoestratigráficas, tratos de sistemas tectônicos e superfícies limitrofes, conforme descrito no texto. A legenda de referência das superfícies e terminações de refletores é apresentada na figura 4. Todas as escalas verticais em tempo sísmico (tempo duplo – milissegundos), e horizontais em metros.

**Figure 4**  
Seismic time line detailed tables showing the specific patterns of reflectors, terminations, internal and external structures of the seismic stratigraphic units, tectonic systems tracts and boundary surfaces, as described in the text. The legend for the surface and reflector termination references is presented in Figure 4. All the vertical scales are in seismic time (two-way travel time – milliseconds), and horizontal in meters.

central da bacia, a instalação do lago é retratada pela expansão dos refletores caóticos (fig. 3).

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte é composto por uma série de padrões internos que variam conforme a região da calha rifte, porém, com um padrão geral divergente para a bacia (fig. 3). Junto à falha de borda, ocorrem refletores caóticos, de alta amplitude, com baixa a mediana continuidade lateral e padrão divergente, interpretados como depósitos de leques deltaicos. Estes depósitos são compostos comumente por conglomerados, conforme observado por Carozzi *et al.* (1976) e relacionam-se à Formação Salvador (Silva *et al.*, 2007). Os leques deltaicos avançam sobre os depósitos lacustres profundos, estando seu limite, algumas vezes, bem definido, pois é marcado por um contraste litológico expressivo (conglomerados e folhelhos). Em outros casos, porém, principalmente nas seções superiores, este limite é inferido. O contato entre o sistema de leques deltaicos e o sistema lacustre profundo avança e recua diversas vezes (fig. 4e), o que representa, em termos evolutivos, períodos de atividade da falha de borda (avanços) e períodos de inatividade (recuos). Em linhas gerais, contudo, o sistema de leques deltaicos prograda sobre os depósitos lacustres profundos devido ao progressivo aumento da atividade tectônica relacionada à fase de Clímax de Rifte. O sistema lacustre profundo é composto predominantemente por refletores caóticos, sem continuidade lateral, ou apresenta discretas clinofomas *hummocky*, sempre de baixa amplitude (fig. 4f). As clinofomas *hummocky* podem indicar direções preferenciais de aporte na bacia, com fluxos possivelmente oriundos da margem flexural ou da borda falhada, mas, principalmente, axiais ao meio-gráben. Em termos deposicionais, correspondem a sedimentos lacustres profundos, essencialmente finos, relacionados ao Membro Gomo (da Fm. Candeias) e à porção basal da Fm. Maracangalha. Lentes de arenito podem ocorrer associadas a estas clinofomas, geralmente na forma de turbiditos. Bordejando os depósitos lacustres profundos ocorrem complexos de fluxos de massa (fig. 4g), sob a forma de escorregamentos (*slumps*) e deslizamentos (*slides*). Estes fluxos de massa se formam por desestabilização do sedimento depositado em uma região topograficamente mais elevada da bacia. Esta desestabilização está vinculada, neste caso, à proximidade destes depósitos em relação a sistemas de falhamentos internos da margem flexural, que se movimentam em períodos de atividade tectônica,

gerando o colapso dos sedimentos para regiões topograficamente mais rebaixadas (Zanatta, 2009; Carlotto, 2006). Os escorregamentos podem percorrer distâncias consideráveis e a movimentação associada pode gerar uma deformação interna dos sedimentos muito intensa. Desta maneira, o padrão interno de reflexões de um escorregamento é comumente caótico, ao contrário dos deslizamentos, que podem apresentar estruturas internas preservadas. A forma mais comum dos corpos relacionados a fluxos de massa é a de leques e cunhas com superfície basal abrupta, por vezes, inclinadas em uma das extremidades (rampa frontal – fig. 4g). É comum a justaposição lateral de corpos de deslizamentos e escorregamentos (fig. 4g), geralmente ascendendo à margem flexural e formando complexos de fluxos de massa. 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, de modo que 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 fluxo de massa (misturas e homogeneizações podem ocorrer). No caso em estudo, como sua origem são os depósitos finos (folhelhos) plataformais distais da margem flexural, suas composições são possivelmente finas, não havendo uma diferenciação litológica significativa 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 de Rifte, fato esse possivelmente associado a um incremento da atividade tectônica em direção à Superfície de Máximo Rifteamento. Por fim, o sistema plataformal distal é composto por refletores de alta amplitude e média (moderada) continuidade lateral, comumente concordantes e com terminações do tipo *onlap* e *toplap* (fig. 4h). Essas terminações representam eventos progradantes secundários e 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. Neste caso, os sistemas deltaicos e praias não são observados, pois a seção de Clímax de Rifte 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 teria sido muito mais amplo que o preservado.

Na base do Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte, observa-se um evento erosivo, interpretado como uma cicatriz de escorregamento (fig. 4i). Este evento de escorregamento removeu sedimentos das fases de Início do Rifte e Desenvolvimento de Meio-Gráben, totalizando cerca de 250m de seção escorregada (no poço W2, rochas sedimentares pertencentes ao Mb. Gomo sobrepõem-se diretamente à Fm. Sergi, com ausência do topo desta unidade e omissão das formações Itaparica e Água Grande e do Mb. Tauá). Esta feição é interpretada como um escorregamento ou deslizamento por dois fatores: (1) exclusão da possibilidade de erosão subaérea, pois, neste caso, deveriam ser necessariamente observadas feições de truncamento e exposição na margem flexural a noroeste da feição erosiva, porém, são constatados 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; (2) em um mapeamento regional com outras linhas sísmicas 2D, em tempo, observa-se uma feição relacionada a depósito de escorregamento na forma de um leque, a sul da seção analisada (fig. 5), sendo a mesma interpretada como o depósito que se originou da cicatriz em questão. Este evento de escorregamento/deslizamento estaria relacionado ao intenso esforço de rearranjo da bacia para formação da falha de borda e instalação do meio-gráben, o que, necessariamente, envolve rotação de blocos na margem flexural, proporcionando esta instabilidade e a decorrente movimentação de massas sedimentares. A diferença entre um escorregamento e um 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 de Rifte (base do Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte) 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 (fig. 6j), e logo passa para *onlaps* bem distanciados na margem flexural (fig. 6k).

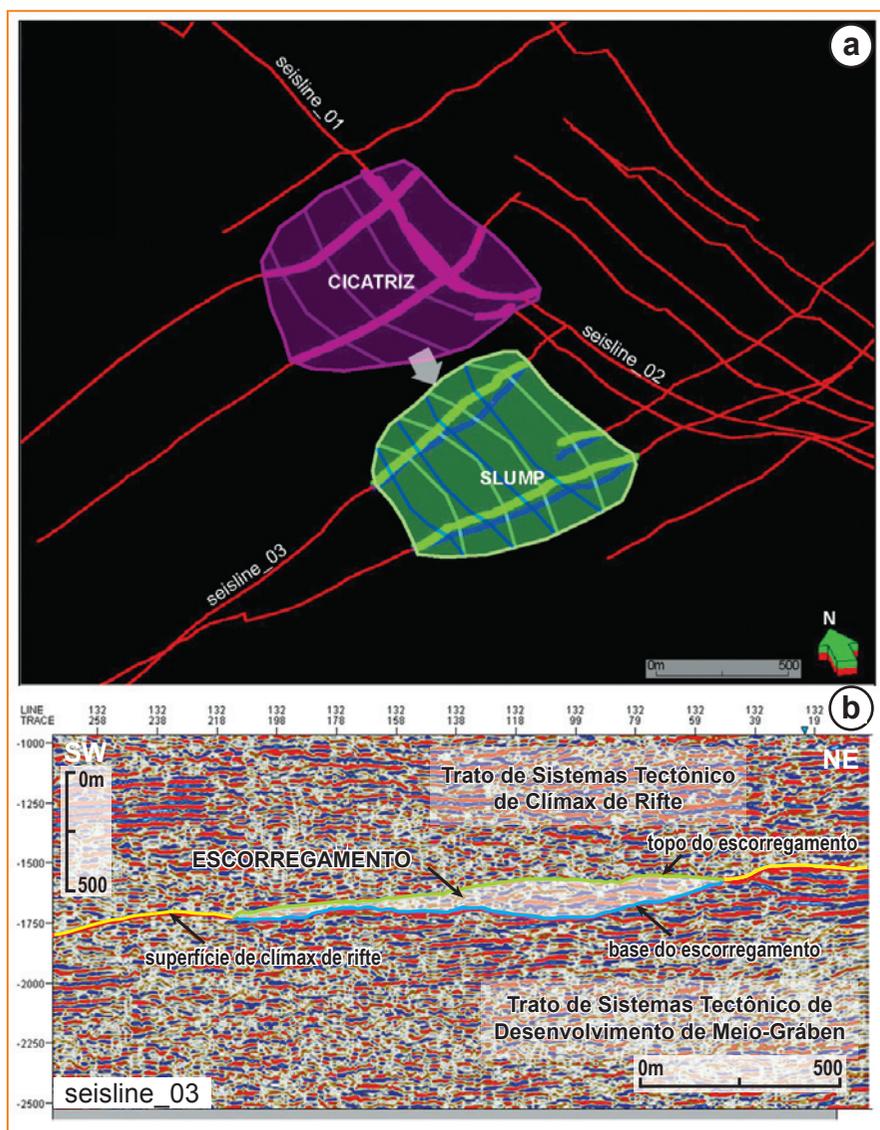


Figura 5 – a) Mapeamento da cicatriz observada no topo do Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben e da feição de escorregamento (slump) adjacente. b) detalhe da linha seisline\_03 (localizada no quadro "a"), em tempo, onde se observa a feição de escorregamento (ou deslizamento) mapeada tridimensionalmente e interpretada como o depósito de fluxo de massa associado à cicatriz adjacente, indicando um deslocamento completo do depósito. Escala vertical em tempo duplo (milissegundos) e escala horizontal, em metros.

Figure 5 – a) Map of the scar observed at the top of the Tectonic Systems Tract of the Half-Graben Development, and its adjacent slump feature. b) Detail of seisline\_03 (located in Table "a"), in time, showing the slump feature (or land-slide) mapped in three dimensions and interpreted as the mass flow deposit associated with the adjacent scar, indicating a complete deposit detachment. Vertical scale in seismic time (two-way travel time – milliseconds) and horizontal scale, in meters.

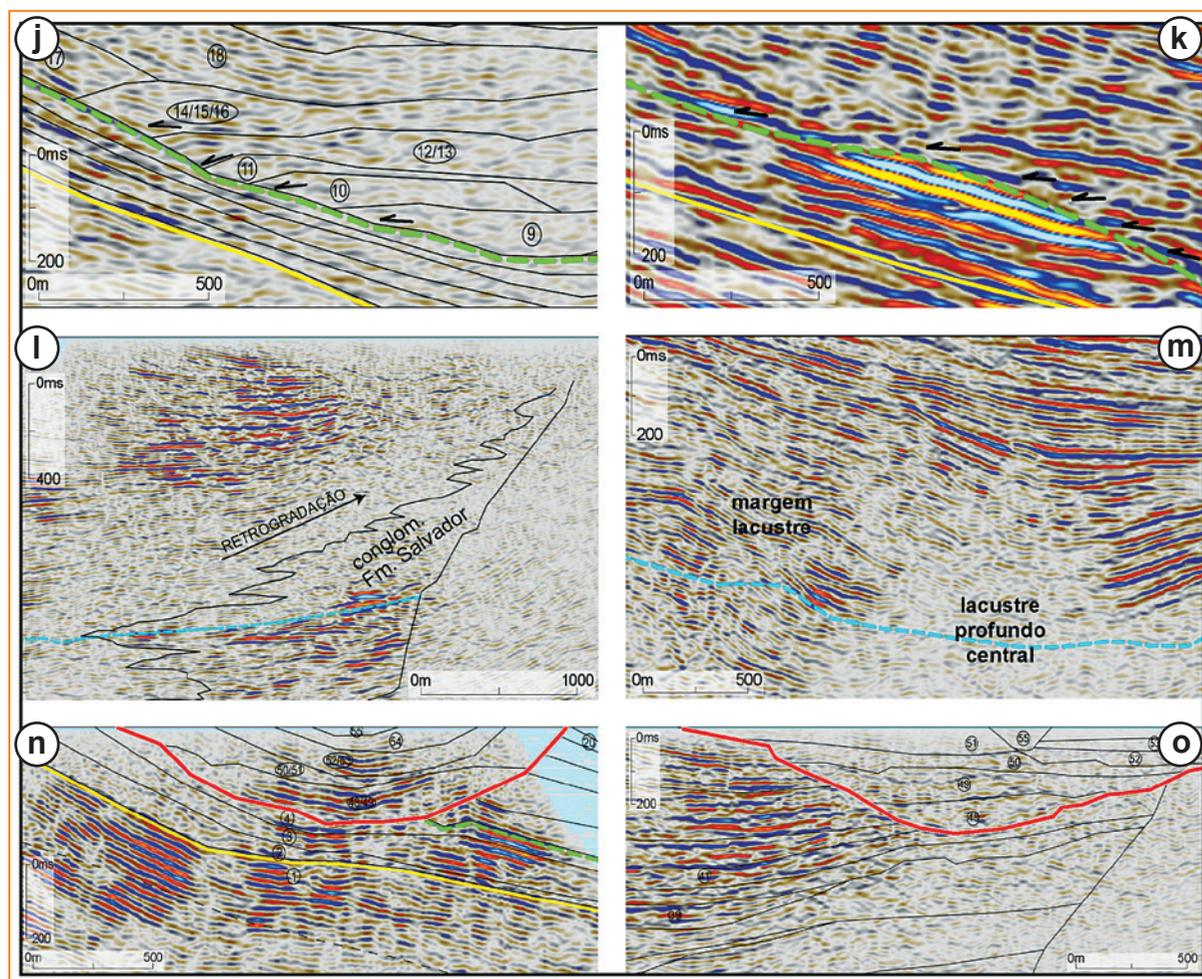
Basicamente, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte apresenta os mesmos padrões de refletores e correspondentes sistemas deposicionais do Clímax de Rifte, porém, em arranjo e distribuição

Figura 6

Quadros de detalhe da composição sísmica (tempo) mostrando feições específicas dos padrões de refletores, terminações, estruturação interna e externa das unidades sismoestratigráficas, tratos de sistemas tectônicos e superfícies limítrofes. A legenda de referência das superfícies e terminações de refletores é apresentada na figura 4. Todas as escalas verticais em tempo sísmico (tempo duplo – milissegundos) e horizontais, em metros.

Figure 6

Detailed tables of seismic sections, showing the specific patterns of reflectors, terminations, internal and external structures of the seismic stratigraphic units, tectonic systems tracts and boundary surfaces. The legend for the surface and termination references is presented in figure 4. All the vertical scales are seismic time (two-way travel time – milliseconds), and horizontal, in meters.



diferentes. Como a atividade tectônica diminui, os sistemas de leques deltaicos associados à falha de borda recuam (fig. 6l), assim como cessam rapidamente os escorregamentos na região central da seção (fig. 3). O preenchimento nesta fase é predominantemente progradante e isto faz com que o sistema lacustre profundo recue (fig. 6m), com progradações dos sistemas costeiros observáveis nesta fase. A esta época, o caráter progradacional do preenchimento da bacia resulta em um predomínio dos sistemas fluviais para o topo, desenvolvendo, em conjunto, um sistema de truncamentos erosivos na forma de vales perpendiculares à seção nas regiões noroeste e sudoeste (figs. 3, 6n e 6o). Interpreta-se que estes vales erosivos estejam associados aos últimos rearranjos estruturais da bacia e sua total continentalização, de modo que o perfil de equilíbrio fluvial passa a controlar o nível de base, inexistindo o sistema lacustre (que parece findar nas unidades sismoestratigráficas 45 e 46). O espaço de acomodação já estaria praticamente todo preenchido e sucessivos avanços fluviais na bacia (representados

pela Fm. São Sebastião, interpretada como possível preenchedor destes vales) teriam um caráter erosivo muito intenso associado. Ambos os vales (figs. 6n e 6o) apresentam preenchimentos complexos e multifásicos, estando ainda relacionados a eventos tectônicos (reativações), porém, com magnitudes inferiores aos eventos tectônicos da fase de clímax.

O limite inferior da fase de Final do Rife é a Superfície de Máximo Rifteamento (SMR), que marca o momento de mudança no padrão de empilhamento da bacia (retrogradacional para progradacional). Os fatores controladores que respondem pela inversão são: (1) a atividade tectônica, que aumenta sucessivamente até este momento e depois passa a diminuir; (2) o aporte sedimentar, que não responde em equivalência à atividade tectônica até este momento e, posteriormente, passa a dominar; por consequência (3), até a SMR, o espaço criado não é compensado pelo aporte sedimentar, enquanto após a SMR, existe muito mais aporte que espaço de acomodação. Como resultado (4), até a SMR, dominam padrões

de empilhamento retrogradantes, enquanto após a SMR, os padrões de empilhamento dominantes são progradantes. A bacia se expande (no caso, o lago) até a SMR (5), momento de máxima expansão e, a partir da SMR, passa a ser sucessivamente preenchida, sofrendo truncamentos erosivos e *bypass* sedimentar em sua borda, com redução da área de deposição. Por outro lado, como a máxima atividade tectônica se dá ao tempo da SMR (6), a cunha de leques deltaicos associados aos da falha de borda tem neste momento seu máximo avanço para dentro da bacia, sucedido pelo seu recuo. Paralelamente ao incremento da atividade tectônica (7), aumenta a ocorrência de corpos de escorregamentos (*slumps*). A quantidade, expressividade e empilhamento vertical dos escorregamentos sobre a margem flexural atingem seu máximo na SMR, sofrendo uma drástica redução já nas porções basais da fase de Final do Rifte.

O Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte é composto por depósitos relacionados a uma sucessiva diminuição da atividade tectônica (que atingiu seu máximo no momento de mudança entre o Clímax de Rifte 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 (fig. 3) e um progressivo preenchimento de seu espaço de acomodação sob um contexto predominantemente progradante.

## contexto cronoestratigráfico

Como discutido anteriormente, a sismoestratigrafia baseia-se no mapeamento de unidades limitadas por superfícies com expressão sísmica, estabelecendo sua relação temporal. Em um diagrama temporal, a ordenação das unidades sismoestratigráficas mapeadas fornece a carta cronoestratigráfica de eventos (fig. 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 (fig. 7). Embora as unidades sismoestratigráficas mapeadas possuam uma ordenação e contextualização temporal, não se dispõe de uma determinação absoluta de sua idade, uma vez que, a utilização de métodos de datação radiométrica ou

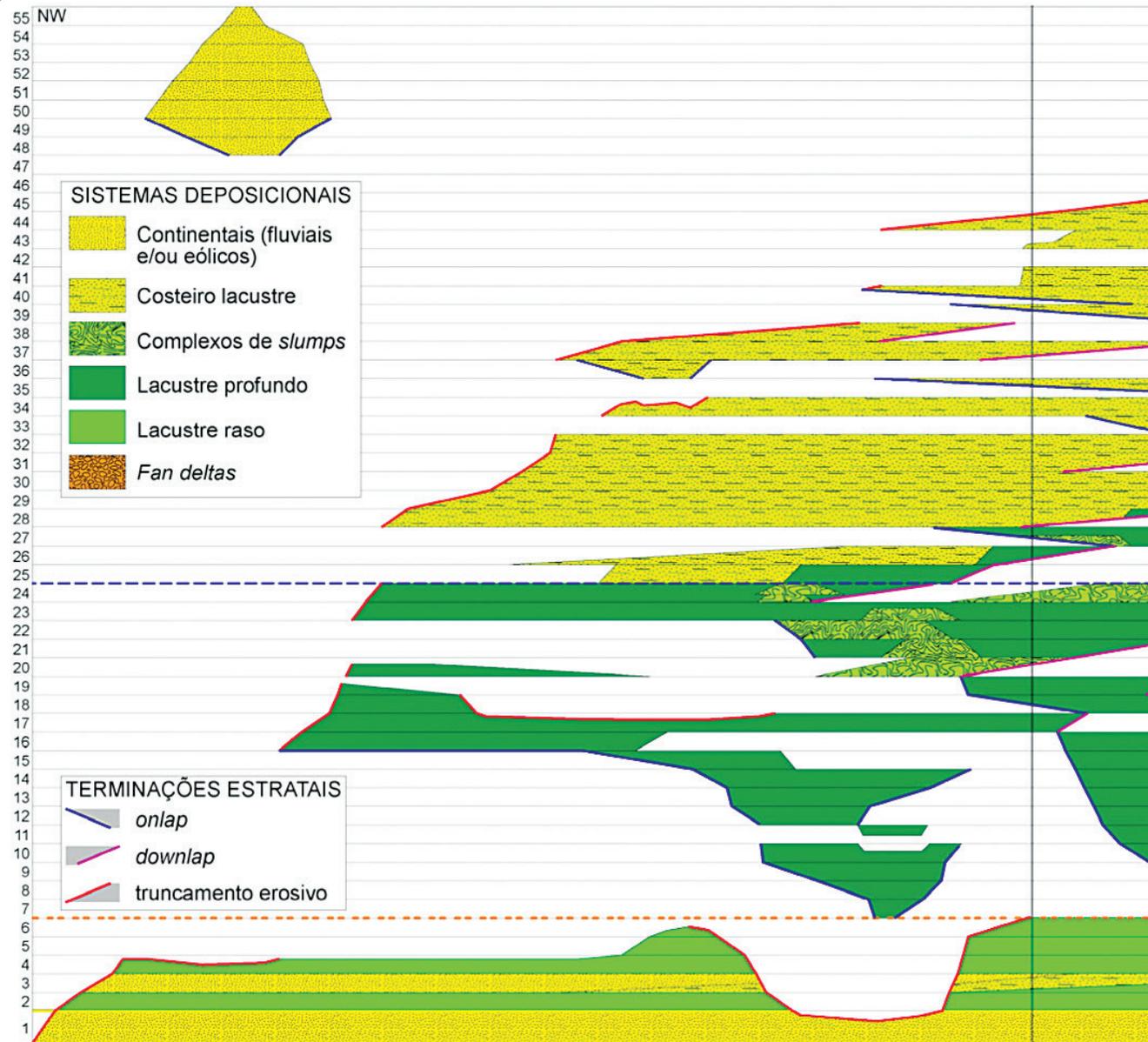
bioestratigráfica a fim de estabelecer seus intervalos de tempo geológico não foi o escopo deste trabalho. A idade estimada para as unidades litoestratigráficas da Bacia do Recôncavo (Figueiredo *et al.*, 1994; Magnavita *et al.*, 1994; Santos *et al.*, 1990b; Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007) serviu de referência para um posicionamento geral das unidades sismoestratigráficas em relação à carta cronoestratigráfica convencionalmente utilizada para a bacia (figs. 7b e 8). Adicionalmente, as unidades sismoestratigráficas não representam períodos equivalentes de tempo. Sua individualização baseou-se única e exclusivamente em critérios de resolução sísmica e capacidade de individualização por terminações de refletores e determinação de superfícies rastreáveis que as limitassem. Ou seja, temporalmente, as unidades sismoestratigráficas não equivalem a fatias de tempo semelhantes, podendo algumas delas apresentar um período deposicional maior que o de outras. Igualmente, nem todos os hiatus apresentados representam discordâncias efetivas. Dada a interpretação do empilhamento das unidades sismoestratigráficas em alta resolução, são considerados hiatus relevantes aqueles que representam uma ausência deposicional de quatro ou mais unidades sismoestratigráficas. Assim, é considerada uma discordância a ausência deposicional das unidades US2 a US6 na área central do diagrama (fig. 7b), enquanto a omissão de apenas três unidades (unidades US19 a US21) próximas à falha de borda não representa um hiato significativo, mas apenas uma individualização de grande detalhe exibindo diastemas. Além disso, as discordâncias são identificadas pela terminação de refletores do tipo truncamento erosivo, correlatos com *onlaps*, independentemente da quantidade de unidades sismoestratigráficas ausentes. O diagrama cronoestratigráfico foi preenchido pelos sistemas deposicionais interpretados na seção sísmica. A avaliação destes sistemas deposicionais depende diretamente da resolução sísmica e da quantidade e qualidade de dados de rocha disponíveis (neste caso, poços). Como as seções sísmicas apresentam uma mediana resolução e qualidade limitada, foi possível representar apenas inferências gerais e compartimentações abrangentes de sistemas deposicionais, porém, são aqui apresentadas para fornecer mais elementos a serem aplicados ao modelo.

Inicialmente, o Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte foi individualizado como uma única unidade sismoestratigráfica (US1 – fig. 7b), dada a baixa resolução sísmica em profundidades já consideráveis (entre 1000 e 2000 milissegundos de tempo duplo).

**(a) UNIDADES SISMOESTRATIGRÁFICAS**



**(b) DIAGRAMA CRONOESTRATIGRÁFICO DA SEÇÃO**



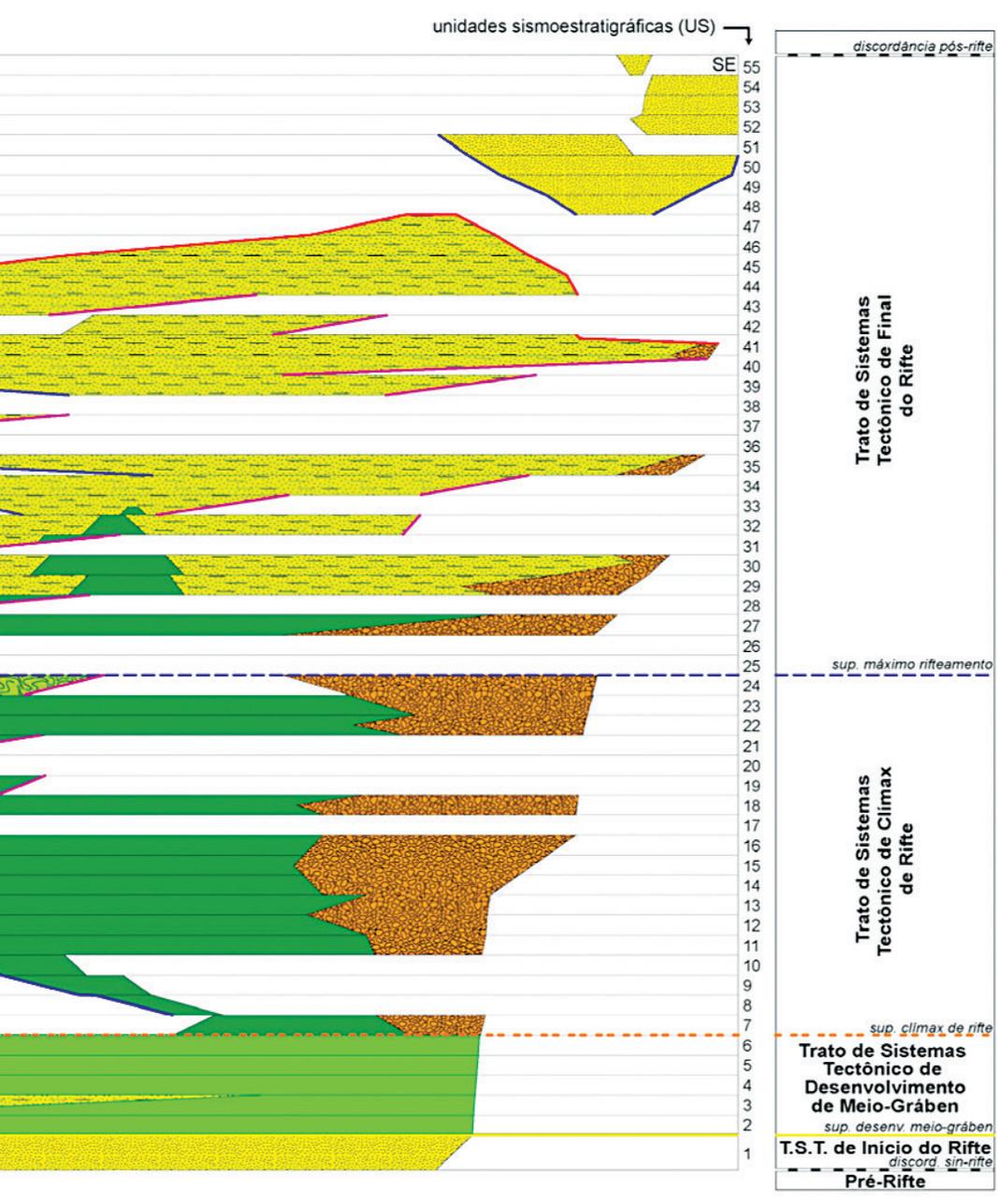
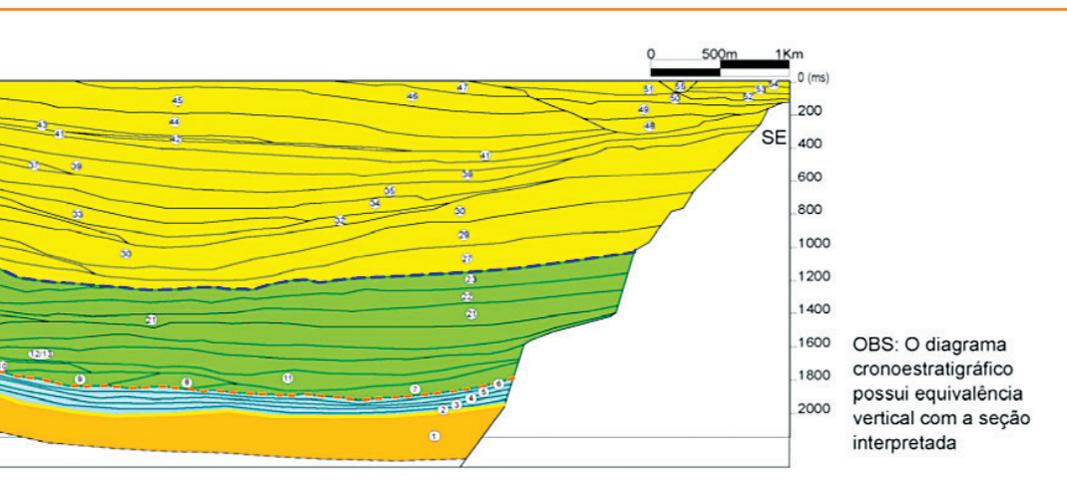


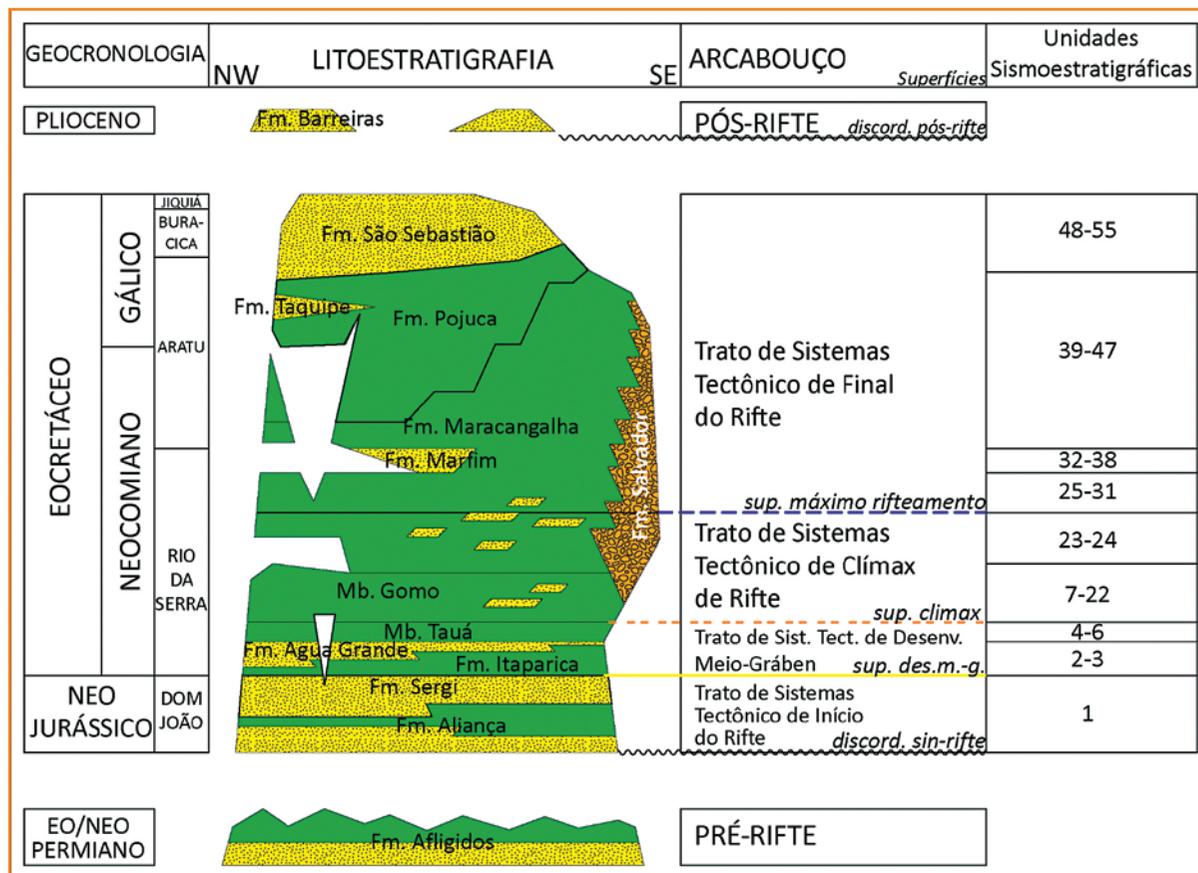
Figura 7  
 a) Individualização das unidades sismoestratigráficas mapeadas, tratos de sistemas tectônicos e suas superfícies limitrofes. b) Conversão das unidades sismoestratigráficas identificadas em "a" para um diagrama cronoestratigráfico, conforme metodologia desenvolvida por Wheeler (1958) e Vail et al. (1977).

Figure 7  
 a) Identification of the seismic stratigraphic units, the tectonic system tracts and its boundary surfaces. b) Transformation of the seismic stratigraphic units identified in figure "a" to the chronostratigraphic chart in agreement with the methodology proposed by Wheeler (1958) and Vail et al. (1977).

Figura 8

Carta Estratigráfica geral da Bacia do Recôncavo (modificada de Silva et al., 2007), integrada ao arcabouço de tratos de sistemas tectônicos proposto e às respectivas unidades sismoestratigráficas que os compõem.

Figure 8  
General chronostratigraphic chart of the Recôncavo Basin (modified from Silva et al., 2007), integrated with the proposed tectonic systems tracts framework and its respective seismic stratigraphic units.



Os depósitos relacionados a esta fase ocorrem sob a forma tabular em toda a seção e são afetados pelo evento erosivo associado ao escorregamento que ocorre no início do Clímax de Rifte na região central. Seu limite oeste, na borda da margem flexural, é erosivo e, a leste, contra o bloco alto da falha de borda, se dá por truncamento direto (fig. 7b). 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 Desenvolvimento de Meio-Gráben mostra uma área deposicional ampla e seus *onlaps* basais não são visíveis na carta, o que indica uma inundação abrupta. As unidades que o representam são US2 a US6, totalmente erodidas na região central em virtude do evento de escorregamento. Estas unidades não evidenciam uma contribuição de leques deltaicos oriundos da falha de borda, mas apenas padrões de refletores relacionados a depósitos lacustres, fato indicativo de um período de desenvolvimento deste sistema de falhas, porém, sem um destaque do mesmo sobre os outros padrões de falhamentos da bacia. Esta fase é denominada de *Fault Propagation* por Morley (2002), correspondendo

ao período em que a falha sofre uma propagação lateral, mas ainda não apresenta uma distinção em termos de controle efetivo da sedimentação. Nesta fase, ocorrem sistemas deposicionais lacustres rasos, os quais 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. O sistema 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. O sistema lacustre raso é sobreposto por sistemas deltaicos e continentais, retratando um padrão progradante, como o ilustram as formações que o compõem – fms. Itaparica e Água Grande (Magnavita, 1992). A geometria de meio-gráben embrionária ao tempo de deposição das fms. Itaparica e Água Grande foi observada em mapas de isópacas por Wiederkehr (2008) e, anteriormente, por Magnavita (1992) e Silva (1993). Inclui-se também neste padrão geométrico de meio-gráben o Mb. Tauá, que possui um evento deposicional sem relação lateral com conglomerados da falha de borda,

o que indica uma estruturação em meio-gráben sem a intensa atividade tectônica, conforme observado nas unidades sobrepostas.

Na base, o Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte é marcado pelo evento erosivo, ao qual se associa o escorregamento identificado na região central da seção. Este evento relaciona-se ao rearranjo da bacia para desenvolvimento do meio-gráben, sendo sucedido pelo preenchimento da cicatriz, expresso por *onlaps* laterais e complexos multifásicos (unidades US8 a US15, aproximadamente), simultâneos a uma marcante superfície de *onlap* no depocentro (unidades US8 a US16), indicativa 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 um conjunto de unidades com *onlaps* e *downlaps*, retratando sua geometria deposicional de leques e cunhas. Nesta fase, desenvolve-se amplamente o sistema lacustre profundo, que se interdigita com o sistema de leques deltaicos oriundos da falha de borda e compreende internamente o referido sistema de escorregamentos. O sistema de leques deltaicos apresenta um padrão progadante (para noroeste) indicativo do incremento da atividade tectônica na falha de borda.

Por fim, o Trato de Sistemas Tectônico de Final do Rifte tem seu limite inferior marcado na Superfície de Máximo Rifteamento, em grande parte da seção analisada. Contudo, na porção oeste da bacia, este limite é erosivo e se conjuga à discordância do pós-rifte para omissão de toda a borda da margem flexural, preservando somente os ambientes mais distais (centrais). Internamente, uma série de *onlaps* e *downlaps* é observada, individualizando um padrão progadante com recuo do sistema lacustre profundo, cuja área reduz-se drasticamente, ocasionando desaparecimento dos sistemas de escorregamentos e predomínio dos sistemas costeiros lacustres. Estes últimos são formados por intercalações de arenitos e pelitos depositados nas 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 associada). Geralmente, estas unidades são separadas por eventos erosivos ou encaixes progadantes de clinofórmulas 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 (US48 a US55), para as quais se interpreta depósitos relacionados à Formação São Sebastião (inferidos, pois não são perfurados por poços). Na região sudoeste, os eventos erosivos afetam os estratos das unidades US41 a US46 e erodem da US20 até a US4 (até o Trato de Sistemas Tectônico de Desenvolvimento de Meio-Gráben), na região noroeste.

## conclusões

As conclusões do presente trabalho abordam aspectos relacionados ao conjunto teórico, aos métodos apresentados e aos resultados obtidos.

Sob o ponto de vista teórico, a sistemática de mapeamento sismoestratigráfico de Vail *et al.* (1977a), onde são utilizadas terminações de refletores para mapear unidades sísmicas (as sequências deposicionais), permanece plenamente válida e seu conjunto teórico ganhou mais robustez devido ao incremento da resolução sísmica e aos levantamentos 3D. Adicionalmente, o modelo estratigráfico aqui discutido apresenta um conjunto de teorias baseadas em variáveis controladoras e seus efeitos sobre o registro sedimentar, as mesmas passíveis de transposição para dados sísmicos na instância da Estratigrafia de Sequências. Desta forma, uma vez integradas as teorias sismoestratigráficas de Vail *et al.* (1977a) ao arcabouço aqui proposto para a evolução estratigráfica de riftes, viabiliza-se a interpretação sismoestratigráfica de seções rifte com base em conceitos genéticos, fornecendo interpretações detalhadas e fundamentadas em variáveis interrelacionáveis e seus produtos (registros).

A sistemática de individualização de unidades sismoestratigráficas baseadas nos padrões de truncamento de refletores (terminações de refletores de Vail *et al.*, 1977a) e integrada com a observação dos padrões de empilhamento a partir da relação geométrica e espacial das sismofácies, bem como com a atribuição 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 sua importância real devidamente preservada e que a liberdade da interpretação se mantenha dentro dos limites conceituais vigentes.

A aplicabilidade na indústria de hidrocarbonetos é direta e funcional. Na atividade exploratória, aplica-se a metodologia para melhor compreensão do padrão evolutivo de uma bacia rifte, permitindo um mapeamento contextualizado de suas unidades internas, diretamente relacionado com variáveis controladoras. Ainda na escala exploratória, a compreensão das tendências de arranjo dos sistemas deposicionais ao longo de um trato de sistemas tectônico permite a busca controlada de ocorrências de arenitos para reservatórios, a determinação de seu arranjo geométrico e a previsão de sua frequência, além da clara determinação de fonte alimentadora no meio-gráben. Já na escala de desenvolvimento e produção de reservatórios, a contextualização preditiva ainda funciona, determinando tendências de frequência das inundações que geram heterogeneidades nos reservatórios e sua relação com as variáveis controladoras. Além disso, permite a previsão do arranjo deposicional em termos de fontes alimentadoras de sedimentos na área.

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). Diversos eventos deposicionais e erosivos foram observados e explicados com base nos modelos propostos. A distribuição espacial de sistemas deposicionais e a caracterização temporal das unidades sismoestratigráficas foram consolidadas em diagrama cronoestratigráfico.

## agradecimentos

Os autores agradecem à Agência Nacional do Petróleo (ANP), ao Programa de Recursos Humanos (convênio ANP-UFRGS/PRH12) e à 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 à Schlumberger do Brasil pelo programa acadêmico de cessão de *softwares*. A interpretação dos dados aqui apresentados foi realizada no *software* Petrel. Por fim, agradecemos ao Dr. Gilmar Bueno, da Petrobras, pela assistência e apoio na publicação deste estudo, e aos dois revisores que muito contribuíram para o melhoramento deste trabalho.

## referências bibliográficas

ABREU, V. **Evolution of the conjugate volcanic passive margins.** Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa): Implication for global sea-level changes. 1998. Tese (Doutorado) – Rice University, Houston, 1998.

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 e 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, p. 213-248, 1977 (AAPG Memoir, 26).

BROWN, A. R. Interpretation of three-dimensional seismic data. Tulsa, 1991. 341 p. (AAPG 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.** 2006. 128 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

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.; MIALI, 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. **Norwegian Petroleum Society**, Oslo, p. 121-146, 1992. (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. **Geological Society**, Oxford, p. 19-27, 1986. (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, p. 157-203. 1994 (AAPG Memoir, 59).

GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bulletin**, Tulsa, 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. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, 1998. 234 p. (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. **Geological Society**, Oxford, p. 9-16, 1986. (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. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, p. 71-108, 1988. (Special Publication, 42).

HART, B. S. 3-D Seismic Interpretation: a primer for geologists. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, 2000. 123p. (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. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, p. 47-70, 1988. (Special Publication, 42).

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**. 1992. 493 f. Tese (Doutorado) – University of Oxford, Oxford, 1992.

- 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. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro. 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. **AAPG**, Memoir 26, Tulsa, p. 117-133, 1977.
- MORLEY, C. K. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 86, n. 6, p. 961-978, 2002.
- PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy**: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa. 1977. 516p. (AAPG 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. **Geological Society of London**, London, p. 1-17, 2000. (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: AAPG, 2000. A118. v. 9. 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. **Geological Society of London**, London, p. 11-24, 2004 (GSL 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. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, p. 109-124, 1988. (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. **Geological Society of London**, London, p. 35-66, 1993. (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.; TIERCE-LIN, J. J. (Ed.) Sedimentation in the African Rifts. **Geological Society**, Oxford, 1986. p. 29-43. (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, H. T. F. **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous tectonosequence in the Recôncavo Basin, northeast Brazil.** 1993. 312 f. Ph.D. Thesis – University of Texas, Austin, Texas, 1993.
- 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.* **Geological Society of America**, Memoir 39, Boulder, p. 91-124, 1949.
- 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, p. 49-212, 1977a (AAPG Memoir, 26).
- VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M. Overview. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa, p. 51-52, 1977b (AAPG Memoir, 26).
- VAIL, P. R.; MITCHUM JR., R. M.; THOMPSON, S. Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (Ed.) **Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration.** Tulsa, p. 83-97, 1977c (AAPG 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, p. 99-116, 1977d (AAPG 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. **AAPG**, Tulsa, 1990. 55 p. (Methods in Exploration Series, 7).
- WEIMER, P.; DAVIS, T. L. Applications of 3-D seismic data to exploration and production. Tulsa: **AAPG**, 1996. 270 p.
- WHEELER, H. E. Time stratigraphy. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 42, p. 1047-1063, 1958.
- WIEDERKEHR, F. **Arquitetura estratigráfica das formações Itaparica e Água Grande e seu posicionamento na evolução tectônica da Bacia do Recôncavo.** 2008. 98 f. Trabalho de conclusão de curso (Graduação) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2008.
- 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. **Society for Sedimentary Geology**, Tulsa, 1988. 407p. (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. **Geological Society of London**, London, p. 1-13, 1993. (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.** 2009. 90 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

## expanded abstract

The sequence stratigraphy paradigm is based on integrated studies and conceptual proposals, which are presented in ideas convergence volumes since the 1970s, starting with Payton (1977) – AAPG Memoir 26 – *Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*. Thereafter, sequence stratigraphy becomes the main methodological tool for exploration and several academic and industry studies were developed. Mainly in the 1990's, the basic concepts of controlling variables were detached from the classical model of sequence stratigraphy, initially developed exclusively for passive margin basins. Hence, several sequence stratigraphy based models were proposed for other kinds of basins. Today, sequence stratigraphy is based on model dependent and independent aspects, where the latter is the basic concepts, genetic units, surfaces and the workflow development, as discussed by Catuneanu et al. (2009). Thus, a stratigraphic model to rift basin evolution is proposed, based on tectonic system tracts, as initially developed by Prosser (1993). However, this proposal consists of flooding surfaces at the central hanging wall (depocenter) correlative with border unconformities at the flexural margin and footwall, due to simultaneous erosion and accommodation creation due to a tectonic pulse. Tectonism, indeed, is the main control of rift basins, not only in the creation of accommodation, but also erosion. Tectonism is followed by climate and sedimentary supply as secondary (and derived) controls. Eustacy does not effectively impact continental rifts, which instead suffers the 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 footwall areas) is not, due to drainage rearrangement and the necessary time to erode and transport the sediments to the trough. Therefore, the sedimentary supply is always delayed from the related tectonic pulse in time, except on the border fault, which due to the small drainage area and high terrain roughness, 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 landward (which delimits the uplifted from the subsiding area at the flexural margin). Rather, a decrease in 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 rift basin evolution, and the best way to obtain a genetic framework is to map the 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 the syn-rift strata. The syn-rift phase ends with the post-rift unconformity, which separates the syn-rift from the post-rift strata. Thus, the basal unit of a syn-rift unit is the Rift Initiation Tectonic System Tract, representing the first depositional events related to the rifting process, reflected by a large and shallow continental basin, with fluvial, aeolian and shallow lacustrine deposits. Internally, sections are growing and a slightly, but distributed fault system, are observed. Commonly, this generates parallel reflectors and inclined structures in the seismic sections. The next is the Half Graben Tectonic System Tract, which makes up the first half-graben geometry established along the rift basin development. The Half Graben Tectonic System Tract is composed of shallow lacustrine systems, with fluvial lacustrine border systems, with a drainage pattern response to the half-graben geometry. However, this is without the border fault deposits (due to the initial and embryonic fault system), which display small displacements. Subsequently comes the Rift Climax Tectonic System Tract, representing the deposits of the main tectonic activity phase of the rift basin. This is comprised of deep lacustrine, coastal and continental (fluvial) deposits, with a dominantly retrogradational stacking pattern at the flexural margin and a fan delta wedge progradation of the border fault. It commonly appears in 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 intense tectonic activity, internal faults may control collapses and debris flows related to earthquakes. It generates slumps, slides and debris flow deposits in the deep lacustrine areas, observed as mounds with chaotic internal patterns in the seismic sections. 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. This is due to the tectonic activity decrease (which creates accommodation in lower rates) and the delayed sedimentary supply overcomes the accommodation, generating an expressive fill of the half graben, shallows the lakes and registers a progradational pattern. In the seismic sections, the reflection patterns are the same as the Rift Climax, due to the close relationship of the reflection patterns with the depositional systems, but the distinction of the Rift Climax and Rift Ending Tectonic System Tracts is the depositional systems arrangement, illustrated by retrogradations at the flexural margin and progradation at the fan delta wedge at the border fault at the Rift Climax, whereas 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 during the first depositional basal events.

To illustrate the practical tectonic systems tracts mapping, and recognize the stacking patterns, a composite 2D seismic line was used with 4 projected wells tied to the seismic section with a synthetic seismogram (no checkshot available). This composite seismic line is located in the Recôncavo Basin northeastern compartment Bahia State, Brazil. The Recôncavo Basin is an aborted segment of the South Atlantic Lower Cretaceous Rifting System associated with the Gondwana breakup and the South America and Africa separation. The interpretation was based on seismic sections and well data such as: stratigraphic well units, biostratigraphy and lithofacies to determine depositional systems. In the seismic section all the reflections were traces, facilitating the recognition of the reflectors continuity and terminations. Based on the basic reflection terminations 55 seismostratigraphic units (SU) were

mapped (SU-1 to SU-55), which represent depositional packages with chronostratigraphic significance, and a set of seismostratigraphic units make up a tectonic system tract. The seismostratigraphic unit maps were useful to identify the stacking patterns trends, (which in some cases are not clear enough to identify) and enhance the depositional events time resolution. Therefore, the following units were recognized: the Rift Initiation Tectonic System Tract, made up of SU-1 (Sergi Formation), the Half-Graben Development Tectonic System Tract (SU-2 to SU-6, forming the Itaparica, Água Grande and Tauá formations), the Rift Climax Tectonic System Tract (SU-7 to SU-24, forming the Candeias and the basal portion of Maracangalha formations – including the Pitanga and Caruaçu members), and the Rift Ending Tectonic System Tract (SU-25 to SU-55, forming the top of Maracangalha, and the entire Marfim, Pojuca, Taquipe and São Sebastião formations). The Salvador Formation is strictly related to the border fault (named Salvador Fault), and the basal portion is related to the Rift Climax (prograding set) and the top portion is related to the Rift Ending (retrograding portion).

The seismostratigraphic units and the tectonic systems tract positioning in a time diagram, as a chronostratigraphic diagram (also known as a Wheeler diagram), allows the interpretation of the spatial positioning of the depositional events, its depositional system arrangement and the visualization of the stacking patterns. It also facilitates 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 – rift basin tectonic system tracts offers an integrated tool together with the classic well-correlation stratigraphy, biostratigraphy and structural analysis, provides an accurate and genetic interpretation framework for hydrocarbon exploration.

## autores



**Juliano Kuchle**  
Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul (UFRGS)  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação  
em Geociências

*e-mail:* [julianokuchle@yahoo.com.br](mailto:julianokuchle@yahoo.com.br)

**Juliano Kuchle** geólogo, graduado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Mestre (2003) e Doutor em Geociências (2010), no qual desenvolveu modelos tectono-estratigráficos de evolução de bacias rifte. Atualmente, é Pesquisador Visitante do Programa de Geologia do Petróleo – Geopetro (ANP - PRH-12 UFRGS) da UFRGS. Atua nas áreas de evolução de bacias sedimentares, sismoestratigrafia, estratigrafia de sequências, sedimentologia, caracterização estratigráfica de campo, organização de bancos de dados geológicos e modelagem de reservatórios.



**Claiton Marlon dos Santos Scherer**  
Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul (UFRGS)  
Instituto de Geociências  
Departamento de Paleontologia e  
Estratigrafia

*e-mail:* [claiton.scherer@ufrgs.br](mailto:claiton.scherer@ufrgs.br)

**Claiton Marlon dos Santos Scherer** geólogo, graduado na UFRGS (1991). Mestrado (1994) e Doutorado (1998) no Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, abordando a estratigrafia e sedimentologia dos depósitos mesozoicos da Bacia do Paraná. Professor no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências da UFRGS. Realiza pesquisa nas áreas de arquitetura de fácies, estratigrafia de sequências e análise de bacias sedimentares. Participa de projetos de pesquisa em inúmeras bacias brasileiras.