

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

**CARBONO ORGÂNICO TOTAL COMO MARCADOR PARA A  
AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA EM BACIAS  
RIFTE: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RECÔNCAVO,  
BRASIL**

**LUIS FILIPE FURTADO HORTA JUNIOR**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Kuchle**

**Porto Alegre, 2021**

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

**CARBONO ORGÂNICO TOTAL COMO MARCADOR PARA A  
AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA EM BACIAS  
RIFTE: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RECÔNCAVO,  
BRAZIL**

**LUIS FILIPE FURTADO HORTA JUNIOR**

**ORIENTADOR – Prof. Dr. Juliano Kuchle**

**BANCA EXAMINADORA:**

**Dr. Adriano Domingos dos Reis – Pesquisador Associado, Universidade de São Paulo**

**Prof. Dr. Gilmar Vital Bueno – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense**

**Profa. Dra. Taís Freitas da Silva – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul**

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

**Porto Alegre, 2021**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Carlos André Bulhões Mendes

**Vice-reitora:** Patrícia Pranke

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

**Vice-Diretora:** Tatiana Silva da Silva

**CIP - Catalogação na Publicação**

Furtado Horta Junior, Luis Filipe  
Carbono orgânico total como marcador para avaliação  
tectonoestratigráfica em bacias rifte: Estudo de caso  
na Bacia do Recôncavo, Brasil. / Luis Filipe Furtado  
Horta Junior. -- 2021.  
118 f.  
Orientador: Juliano Kuchle.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2021.

1. Carbono orgânico total. 2. Bacia do Recôncavo.  
3. Bacia rifte. 4. Estratigrafia em riftes. 5.  
estratigrafia de sequências. I. Kuchle, Juliano,  
orient. II. Título.

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

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha esposa, Caroline Mignot, pelo incentivo desde a decisão de realizar o mestrado. Sem ela esse trabalho jamais teria saído.

Agradeço a minha família, que desde sempre me incentivou a buscar o aperfeiçoamento do conhecimento e evoluir naquilo que eu quisesse.

Agradeço ao meu orientador, Juliano Kuchle, que apoiou minha proposta desde o princípio, pela orientação e ajuda durante a realização desse trabalho.

Agradeço a Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), pela disponibilização dos dados usados nesse trabalho.

Por último, agradeço a Alexandra Elbakyan pelo sacrifício da criação e manutenção da plataforma de conhecimento livre mais importante existente hoje no mundo.

## RESUMO

A estratigrafia de seqüências tem sido aplicada na exploração de óleo e gás nos últimos 40 anos e foi adaptada a praticamente todos os tipos de bacia. As bacias rifte são interpretadas com base no modelo de tratos de sistemas tectônicos que definem eventos evolutivos previsíveis. Esse tipo de bacia está geralmente associada com ricas rochas geradoras, sendo a matéria orgânica intimamente relacionada com os sistemas deposicionais e controles sedimentológicos, que se ligam diretamente ao sistema de tratos tectônicos. Na Bacia do Recôncavo (Braço falhado da quebra do Gondwana, formada entre o Neo-Jurássico- Aptiano) a grande quantidade de dados de geoquímica orgânica disponível, permite desvendar a conexão entre a matéria orgânica e os tratos de sistema tectônicos em bacias rifte. No Membro Tauá, durante o trato de sistema tectônico de desenvolvimento de meio-gráben, é visto um padrão de incremento de carbono orgânico total (COT) para o topo, terminando na camada mais rica em COT do período tectonicamente ativo da bacia. Esse padrão indica aumento da sinergia entre os fatores de produtividade primária e potencial de preservação da matéria orgânica. O trato de sistema de clímax de rifte é caracterizado pela constante diminuição em direção ao topo dos valores de COT. A interpretação indica que a produtividade primária cai devido a uma reforçada estratificação das camadas mais profundas da coluna de água do lago. A última subdivisão estratigráfica é a o trato de sistema tectônico de final de rifte, e neste o padrão se torna mais caótico, com o dado geoquímico indicando pelo menos uma subdivisão interna. Essa subdivisão foi nomeada de superfície interna de final de rifte e é caracterizada pelos maiores valores de COT da bacia. Nesse caso, com o raseamento do lago, as condições para criação de matéria orgânica, deposição e preservação se tornam mais similares com as do final do Membro Tauá. O modelo aqui proposto integra análise de dados de COT e dados de poço com o padrão estratigráfico de uma bacia rifte permitindo a identificação de marcos e reconhecimento de padrões que caracterizam os tratos de sistema tectônico em bacias rifte. Além disso, os padrões de COT caracterizados e sua interpretação, podem ser utilizadas em outras bacias tectonicamente controladas e em interpretações paleoambientais de lagos continentais.

Palavras-chave: Carbono orgânico total; Bacia do Recôncavo; Bacia rifte; Estratigrafia em riftes; estratigrafia de seqüências; Rocha Geradora

---

## ABSTRACT

Sequence stratigraphy has been applied to oil and gas exploration over the last 40 years and adapted to mostly all types of basins. Rift basins are interpreted based on tectonic system tracts, which define predictable evolutionary events. These basins are generally associated with rich source rocks. This organic matter is intimately related to the depositional style and sedimentological controls on the basin, which links directly to tectonic system tracts. In Recôncavo Basin (Late Jurassic-Aptian failed branch of Gondwana Breakup), the huge amount of geochemical data available unravel the connection between organic matter and the rift tectonic system tracts. In Tauá Member, in the half-graben development tectonic system tract, the pattern is a total organic carbon (TOC) increase upward, ending on the most organic-rich layers in the tectonic active phase of the basin. This pattern indicates the increased synergy between primary productivity and preservation potential. The rift climax tectonic system tract is characterized by a constantly decreasing upward TOC pattern. Interpretations here indicate that primary production decreased due to constantly deep stratified layer, which leads to reduced nutrient exchange from the rich bottom waters to the poor shallow waters of the lake. The last tectonic subdivision is the rift ending tectonic system tract, and here, the TOC patterns are more chaotic, with the available data indicating at least one clear geochemical subdivision. This subdivision was called internal rift ending surface and it is characterized by the highest TOC values in the basin. In this case, with the shallowing of the lake level, conditions for organic matter creation, deposition, and preservation are similar to those by the end of Tauá Member. Increased nutrient supply from the watershed area can also be interpreted, raising primary productivity in the basin. Finally, this last peak is almost always completely immature, which will lead to even higher TOC values. The model proposed here integrates TOC analysis with well logs to the stratigraphic framework of a rift basin

allowing proxies identification and recognizable patterns of tectonic system tracts at geochemical logs. Furthermore, the TOC trends here characterized, and the interpretation methodology applied can be used to other tectonic controlled basins and continental lakes paleoenvironmental interpretations.

**Keywords:** Total Organic Carbon; Recôncavo Basin; Rift Basin; Rift Stratigraphy; Sequence Stratigraphy; Source Rock

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia do Recôncavo e suas principais feições e domínios estruturais. Modificado de Figueredo et al. (1994).....	15
Figura 2: Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de meio-gráben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste. (Modificado de Milhomem et al. 2007) .....	16
Figura 3: Mapa estrutural do embasamento circundante ao rifte. (Milani & Davison, 1988). 1 e 2 – Granulitos do Proterozóico inferior (Cinturão atlântico); 3 – Sedimentos do Proterozóico Superior; 4 e 5 – Cinturões de dobramento do Proterozóico Superior; 6 – Gnaisses e Granitos retrabalhados no Proterozóico Superior; 7 – Terreno Granito <i>Greenstone</i> do proterozóico inferior; Áreas em preto correspondem ao Cinturão <i>Greenstone</i> Rio Itapicuru. (De Milani e Davison, 1988).....	18
Figura 4: Primeiras tentativas de formalização do arcabouço estratigráfico da Bacia do Recôncavo (Viana et al. 1971) .....	21
Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva et al. 2007) .....	22
Figura 6: Mapa de isópacas da Formação Taquipe (Netto e Oliveira, 1985) .....	27
Figura 7: Nível de base para áreas próximas ao mar. (Modificado de Catuneanu, 2006 in Moreira 2015) .....	31
Figura 8: Definição de nível relativo do mar, eustasia e profundidade da lâmina d'água. (Modificado de Posamentier et al. 1988) .....	31
Figura 9: Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu (2006) in Moreira (2015). .....	32
Figura 10: Padrões de empilhamento de parassequências; expressão de perfil de poço em perfil. (a) Conjunto de parassequências com padrão progradacional, (b) conjunto de parassequências com padrão retrogradacional e (c) conjunto de parassequências com agradacional (Modificado de Van Wagoner et. al., 1987 in Moreira, 2015).....	34
Figura 11: Bloco diagrama generalizado da fase de início de rifte. Notar os sistemas fluviais integrados longitudinalmente ao strike das falhas e a presença dos altos nas cristas das falhas. (Prosser, 1993) .....	37
Figura 12: Bloco diagrama generalizado do trato de sistema de clímax de rifte (Prosser, 1993). Notar a expansão dos leques aluviais, e a redução das bacias de drenagem em direção a bacia devido ao soerguimento tanto da borda de falha, como da borda flexural da bacia. ....	38
Figura 13:.....	39
Figura 14: Modelo geométrico proposto por Bosence (1998) demonstrando os padrões estratiais, as geometrias internas e as principais discordâncias entre os estratos, pré-sin-pós rifte.....	40
Figura 15: Modelo proposto para a seção sin-rifte por Bosence (1998). (A) Estágio sin-rifte inicial, mostrando criação de espaços deposicionais formando um meio gráben e sistema de drenagem juvenil. (B) Estágio sin-rifte médio, com grandes escarpas, e grande espaço deposicional aliado a uma evolução do sistema de drenagem. (C) Estágio sin-rifte final a diminuição do tectonismo leva ao amadurecimento tanto do relevo como do sistema de drenagem, nesse estágio o aporte sedimentar aumenta e o espaço de acomodação vai gradualmente sendo preenchido. ....	41
Figura 16: Ilustração das três fases de desenvolvimento de uma borda de falha principal. (A) Iniciação ( <i>Initiation</i> ), (B) Interação e conexão ( <i>Interaction and linkage</i> ), (C) zona de falhamento contínuo ( <i>Through-going fault zone</i> ) .....	42



Figura 17: Modelo de evolução de rifte proposto por Gawthorpe e Leeder (2000). (A) Fase de início de rifte, onde se vê pouca formação de relevo, e alinhamento da drenagem, formando apenas pequenas bacias isoladas. (B) Fase de interação e conexão, o relevo passa a se desenvolver, e as drenagens defletirem com a estruturação do rifte, a bacia cresce em tamanho e profundidade dando lugar aos primeiros sedimentos lacustres. (C) Fase de estabelecimento de meio-gráben, Grandes rejeitos são observados nas zonas da borda de falha, o lago se aprofunda e a taxa de sedimentação cai pela expansão acelerada do lago. (D) Fase de morte do rifte, a taxa de subsidência mecânica cessa e a taxa de sedimentação aumenta suplantando a taxa de criação de espaço deposicional. Nesse momento as linhas de costa progradam para dentro da bacia e ocorre a colmatação do lago. .... 44

Figura 18: Perfis esquemáticos ilustrando modelo de evolução de meio-gráben proposto por Morley (2002) destacando as principais feições estruturais encontradas nos riftes do Leste Africano. (a) Estágio sin-rifte inicial, mostrando uma depressão sinformal ao estilo de Usungu Flats. (b) Estágio meio-gráben inicial. (c) Estágio de meio-gráben maduro. (d) Estágio final de meio-gráben. .... 45

Figura 19: Modelo de preenchimento de bacias rifte proposto por Martins-Neto e Catuneanu (2009) mostrando a arquitetura ideal de uma sequência rifte completa. Observa-se a evolução em granocrescência ascendente passando da fase de bacia subpreenchida, para bacia em equilíbrio e super preenchida. A direita ele ressalta um perfil de poço mostrando essa característica em rocha e perfil de raios gama..... 47

Figura 20: Modelo proposto por Kuchle (2004) para o sistema de meio-gráben mostrando definição do *tilt* point e o posicionamento de seus principais elementos. .... 48

Figura 21: Modelo tectono-estratigráfico proposto por Kuchle e Scherer (2010) comparado com a carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Adaptado de Kuchle e Scherer, 2010) ..... 50

Figura 22: (A) Diagrama com os principais parâmetros para o entendimento do estado trófico de lagos proposto por Rawson (1939). (B) Diagrama atualizado e simplificado proposto por Tundisi e Tundisi (2012)..... 51

Figura 23: Perfil idealizado de um lago holomítico não estratificado e estratificado mostrando perfil idealizado de temperatura da água por profundidade. (Adaptado de Hakala, 2005 e Tundisi e Tundisi, 2012) ..... 53

Figura 24: Perfil idealizado de um lago meromítico, subdividindo o mixolímnio, estratificado, mas que ainda podem ocorrer misturas sazonais, do monimolímnio onde a água permanece sem misturas durante longos períodos. (Adaptado de Hakala, 2005) ..... 53

Figura 25: Taxas metabólicas máximas esperadas em função da temperatura (de Lewis Jr, 2010) .... 54

Figura 26: Relações entre a produção primária anual e variáveis ambientais. Lagos tropicais estão indicados por círculos, lagos temperados estão indicados por quadrados e lagos de altas altitudes estão indicados por triângulos. Notar que alguns eixos estão sendo mostrados em escala linear e outros em escala logarítmica. Pontos fora da curva que foram excluídos das regressões estão indicados por símbolos cinzas. (De Alin e Johnson, 2007) ..... 55

Figura 27: Esquema relacionando os processos que controlam o desenvolvimento de rochas geradoras em lagos. (de Katz, 1995) ..... 56

Figura 28: Bacia do Recôncavo com a localização dos poços utilizados nesse trabalho. Em vermelho, poços com dados de poço e de COT. Em azul, poços apenas com dados de COT. Dados cedidos pela ANP..... 58

Figura 29: Exemplo de interpolação de um ponto (preto) a partir de outros três pontos (vermelhos) utilizando o método de interpolação IDW ..... 60

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>12</b>
<b>2. OBJETIVO</b>	<b>13</b>
<b>3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>13</b>
<b>4. GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>16</b>
4.1. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL	16
4.2. ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA	18
4.3. RESUMO LITOESTRATIGRÁFICO	20
4.3.1. Formação Afligidos	20
4.3.2. Grupo Brotas	23
4.3.3. Formação Aliança	23
4.3.4. Formação Sergi	23
4.3.5. Formação Itaparica	23
4.3.6. Formação Água Grande	24
4.3.7. Formação Candeias	24
4.3.8. Formação Maracangalha	25
4.3.9. Formação Marfim	26
4.3.10. Formação Pojuca	26
4.3.11. Formação Taquipe	27
4.3.12. Formação São Sebastião	28
4.3.13. Formação Salvador	28
<b>5. REVISÃO TEÓRICA</b>	<b>29</b>
5.1. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	29
5.2. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS APLICADA A BACIAS RIFTE	35
5.3. EVOLUÇÃO DOS MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS	36
5.3.1. Prosser (1993)	36
5.3.2. Bosence (1998)	40
5.3.3. Gawthorpe e Leeder (2000)	41
5.3.4. Morley (2002)	44
5.3.5. Martins-Neto e Catuneanu	46
5.3.6. Kuchle e Scherer (2010)	47
<b>6. LIMNOLOGIA LACUSTRE E GERAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA EM LAGOS</b>	<b>50</b>
6.1. INTRODUÇÃO	50
6.2. CARACTERÍSTICAS DE LAGOS TROPICAIS E SUBTROPICAIS	52
6.3. FORMAÇÃO DE ROCHAS GERADORAS EM LAGOS	55
<b>7. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>57</b>
7.1. DADOS GEOQUÍMICOS E PERFIS DE POÇOS	57
7.2. CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)	59
7.3. MÉTODO DE INTERPOLAÇÃO <i>INVERSE DISTANCE WEIGHTENING</i> (IDW)	59
<b>8. ARTIGO CIENTÍFICO</b>	<b>61</b>
<b>9. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>103</b>
<b>10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>106</b>
<b>11. APÊNDICES</b>	<b>117</b>

## ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo “Total organic carbon as a proxy for tectonostratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil”, submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology*. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução, Objetivo e localização da área de estudo.
- b) Estado da arte sobre os principais temas abordados no trabalho como da geologia regional da Bacia do Recôncavo, estratigrafia de sequências e seus modelos aplicados em bacias rifte. Por ultimo Limnologia e processos de formação e deposição de matéria orgânica.
- c) Artigo científico intitulado “Total organic carbon as a proxy for tectonostratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology* (Qualis A1) e escrito pelo autor durante o desenvolvimento desse trabalho.

## 1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo é hoje o segundo maior alvo exploratório brasileiro, no momento com quase 6800 poços perfurados, representando 22% de todos os poços já perfurados no Brasil. A história da bacia se confunde diretamente com os primeiros avanços do setor petrolífero brasileiro, principalmente até a década de 80. Atualmente, é considerada uma bacia madura, com campos depletados, ou em fase final de produção (ANP, 2021). Entretanto, a Bacia do Recôncavo apresentou em 2019 quatro descobertas de óleo e uma em 2021, o que mostra que uma contínua atividade exploratória pode fornecer resultados em bacias maduras (ANP, 2021). Adicionalmente, o volume de esforços exploratório e produtivo na Bacia do Recôncavo permitiu a elaboração de modelos evolutivos de bacias rifte que puderam auxiliar na própria bacia, no sistema de riftes da Margem Leste Brasileira e serviram de modelos e exemplos para o entendimento de riftes no mundo inteiro.

A Bacia do Recôncavo é parte do sistema de riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), esse tendo sua gênese relacionada com o movimento tafrogênico responsável pela abertura do Oceano Atlântico. Seu preenchimento sedimentar está diretamente relacionado com esse evento, sendo esses, responsáveis tanto pela criação de espaço deposicional como das áreas soerguidas que posteriormente viriam a servir de área fonte dos sedimentos da bacia. Dessa forma, a bacia pode ser separada em 3 grandes estágios tectônicos distintos, pré, sin e pós-rifte.

A fase sin-rifte, principal foco deste trabalho, tem início há 147 Ma, no Andar Rio da Serra, com uma fase de lenta subsidência que dá origem a depósitos lacustres sobrepostos por depósitos lacustres rasos. Posteriormente se dá a ruptura crustal, começando assim uma fase de rápida subsidência responsável pela criação de um lago profundo em condição de bacia faminta. Por fim, o sistema de riftes RTJ não evolui e conseqüentemente ocorre a queda das taxas de subsidência e a colmatação da bacia, sendo essa preenchida por depósitos fluviais de idade Aratu e Buracica.

Esses grandes eventos tectônicos influenciam diretamente o nível batimétrico do lago e o comportamento das bacias de drenagens afluentes, isso gera condições distintas para criação e preservação da matéria orgânica, sendo possível distinguir esses momentos utilizando dados de Carbono Orgânico Total (COT).

Este trabalho aborda a fase Rifte, em concordância com o trabalho de Kuchle e Scherer (2010), visando entender os efeitos da tectônica nos teores de matéria orgânica presente nas rochas pelíticas depositadas durante esse estágio.

O entendimento desses efeitos possibilita encontrar marcos quimioestratigráficos que limitem períodos diferentes da bacia, como já proposto por Da Silva (1993) e Coutinho (2008). Os marcos, principalmente os que tem amplitude por toda a bacia, representam essas fases com mais sincronismo do que os marcos litológicos, já que os efeitos químicos das mudanças ocorridas ocorrem de forma mais rápida do que os efeitos físicos.

Em bacias maduras onde os dados sísmicos são de baixa resolução como na Bacia do Recôncavo, esse método permite estudar em mais alta resolução a evolução tectono-estratigráfica da bacia. Ferramenta essa necessária na delimitação de novas fronteiras exploratórias em *plays* ainda pouco explorados.

## **2. OBJETIVO**

O objetivo desse trabalho é agregar o conhecimento atual limnológico em lagos tropicais com os modelos de evolução estratigráfica em bacias rifte, no intuito de criar um arcabouço de interpretação utilizando dados de carbono orgânico total. Dessa forma os seguintes objetivos foram definidos:

- I. Definir o padrão de empilhamento das fases tectono-estratigráficas descrito por Kuchle e Scherer (2010) com base nos dados de carbono orgânico total da bacia.
- II. Criar superfícies e isópacas da bacia toda representando os limites tectono-estratigráficos utilizando os dados de carbono orgânico.
- III. Desenvolver a análise de padrões de perfil de COT como guia e ferramenta auxiliar na análise estratigráfica de bacias rifte.

## **3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A Bacia do Recôncavo se encontra na região nordeste do Brasil, mais precisamente no Estado da Bahia. A mesma faz parte dos sistemas de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá, formados como resposta aos esforços distensivos que culminaram na separação do mega continente Gondwana e conseqüentemente na abertura do Oceano Atlântico.

---

É nesse contexto que a Bacia do Recôncavo, compõe aproximadamente 11.500 km<sup>2</sup> no Estado da Bahia. A área da bacia está disposta em dois eixos principais, um eixo maior NE-SW com aproximadamente 230 Km e um eixo menor NW-SE com aproximadamente 80 Km. (Figura 1)

A bacia é limitada a norte e noroeste pelo Alto de Aporá, a sul pelo sistema de falhas da barra, pela falha de Maragogipe a oeste e pelo sistema de falhas de Salvador, sendo este último a falha de borda da bacia.

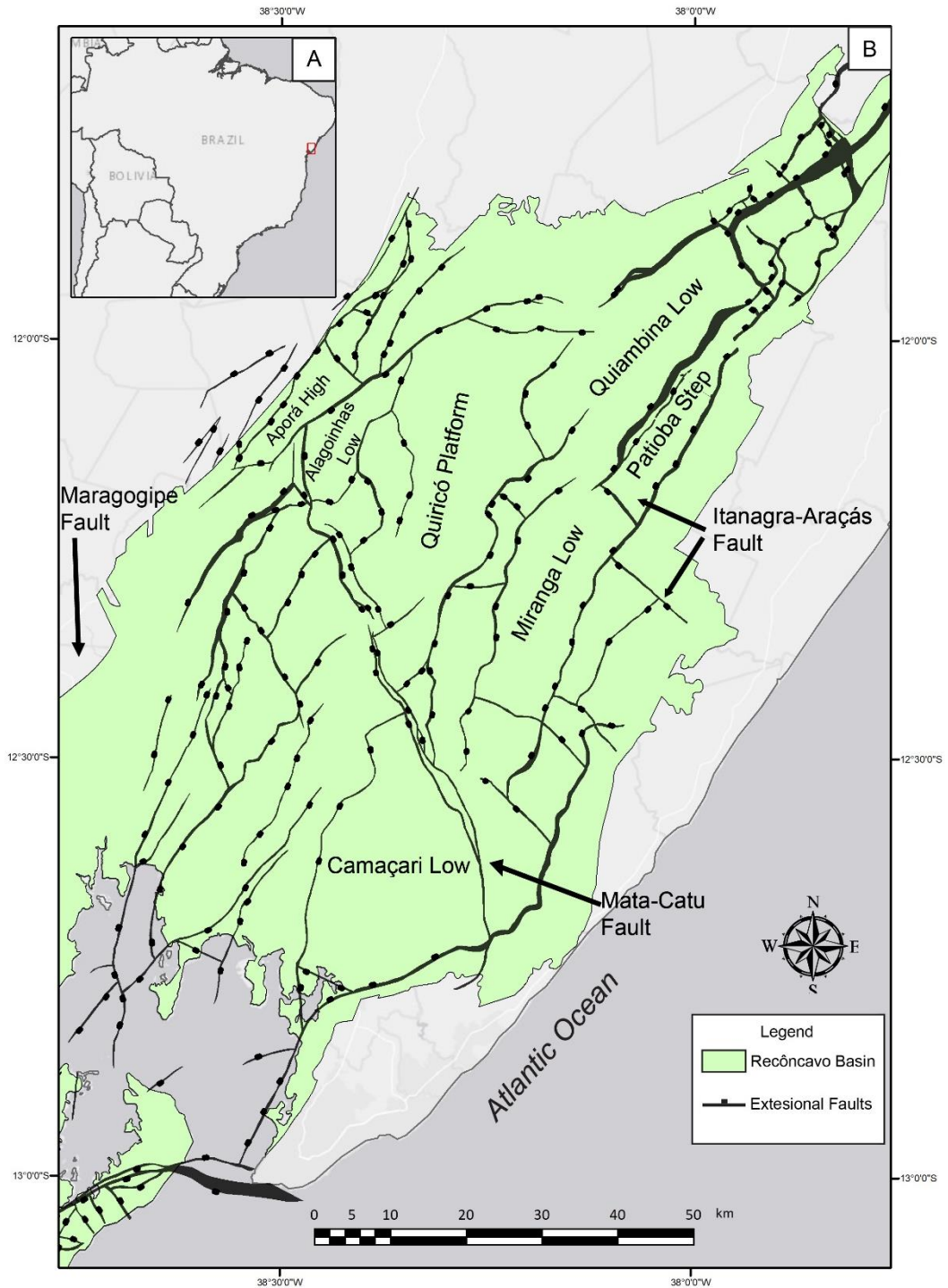


Figura 1: Localização da Bacia do Recôncavo e suas principais feições e domínios estruturais. Modificado de Figueredo et al. (1994).

## 4. GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1. Contexto Tectônico Regional

Estruturalmente a Bacia do Recôncavo é limitada pelos sistemas de falhas e altos já citados acima, internamente a bacia contém um outro trend muito importante de falhas com direção N30°W, que são descritas como falhas de transferência (Milani, 1987; Milani & Davison, 1988; Destro *et al.*, 2003). Os principais falhamentos são denominados de Falha Mata-Catu, Itanagra-Araçás e Palmeiras, sendo que os dois primeiros dividem a bacia em três compartimentos principais: Sul, Central e Nordeste (Teixeira Netto *et al.* 1984 *apud* Carloto 2006).

Uma característica importante dessas falhas de transferência é que eles parecem se formar de forma tardia (Sapucaia *et al.* 2003), com rejeitos laterais, e diferenciais, como ressaltado por Milani & Davison (1988). Além disso um fator transpressivo é interpretado para a parte central da Falha de Mata-Catu, gerando estruturas propícias a acumulação de óleo e gás. (Sapucaia *et al.* 2003)

Com relação aos falhamentos principais e subdivisões da bacia, Milani & Davison (1988), descrevem a bacia, também dividida em sub-bacia oeste e leste, onde na sub-bacia leste existe predomínio de falhamentos com mergulho para NO com mergulho aproximadamente 60°, e estilo de falhas em dominó. Já na sub-bacia leste, a predominância de falhas sintéticas à Falha de Salvador, ocorrendo em menor quantidade falhas antitéticas (Figura 2), dando origem aos baixos deposicionais assimétricos, Camaçari, Miranga e Quiambina. (Figura 1)

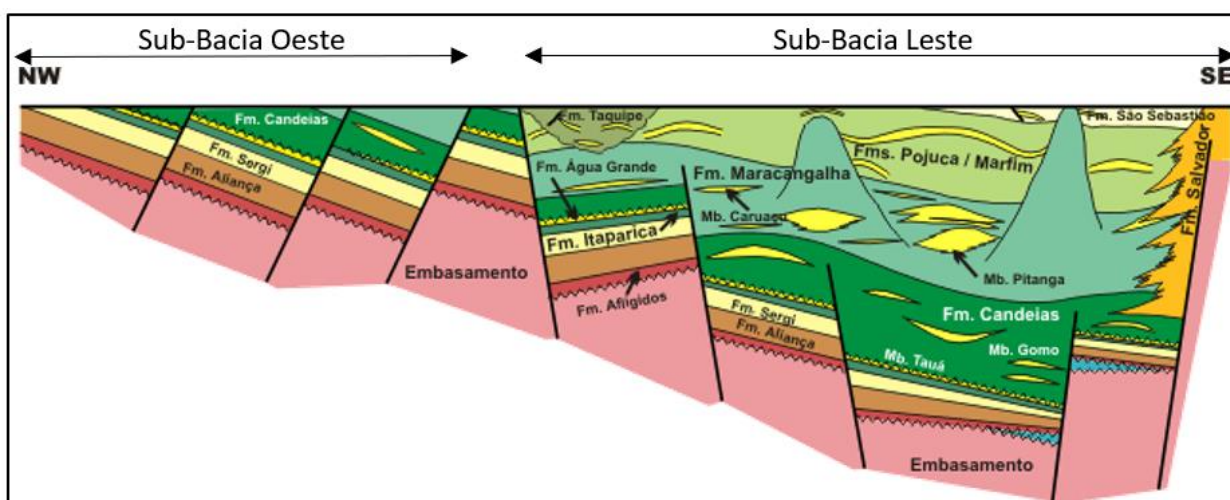


Figura 2: Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de meio-gráben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste. (Modificado de Milhomem *et al.* 2007)



Há décadas se tenta entender o processo de formação e consequente estruturação adquirida pela Bacia do Recôncavo. Nos trabalhos de Milani (1987) e Milani e Davison (1988), os autores descrevem como a estruturação do embasamento influenciou diretamente na formação das estruturas.

Nessa concepção os autores observaram o mapa geológico da parte exposta do embasamento da bacia (Figura 3), e concluíram que mesmo o trend principal do rifte sendo N-S, as estruturas do embasamento tiveram fator crucial na sua estruturação.

Como exemplo pode se citar principalmente a foliação nos gnaisses granulíticos do proterozóico que compõem a borda leste da bacia. Esses apresentam foliação com direção N30°E, mesma direção do sistema de falhas de salvador, e borda principal da bacia. Já no limite oeste, os litotipos dominantes continuam sendo gnaisses granulíticos, tendo esses foliação com direção N30°W, e altos mergulhos.

Outras constatações importantes feitas por Milani & Davison (op cit.) sobre a estruturação da bacia, é o grau de estiramento crustal, que na bacia apresenta valores na média dos 20%, podendo chegar localmente a 45%. Esses valores de afinamento associados a geometria da bacia, sugerem que grande parte do calor pôde ser dissipado lateralmente, explicando o fato da bacia não ter nenhuma fase de subsidência termal pós-rifte.

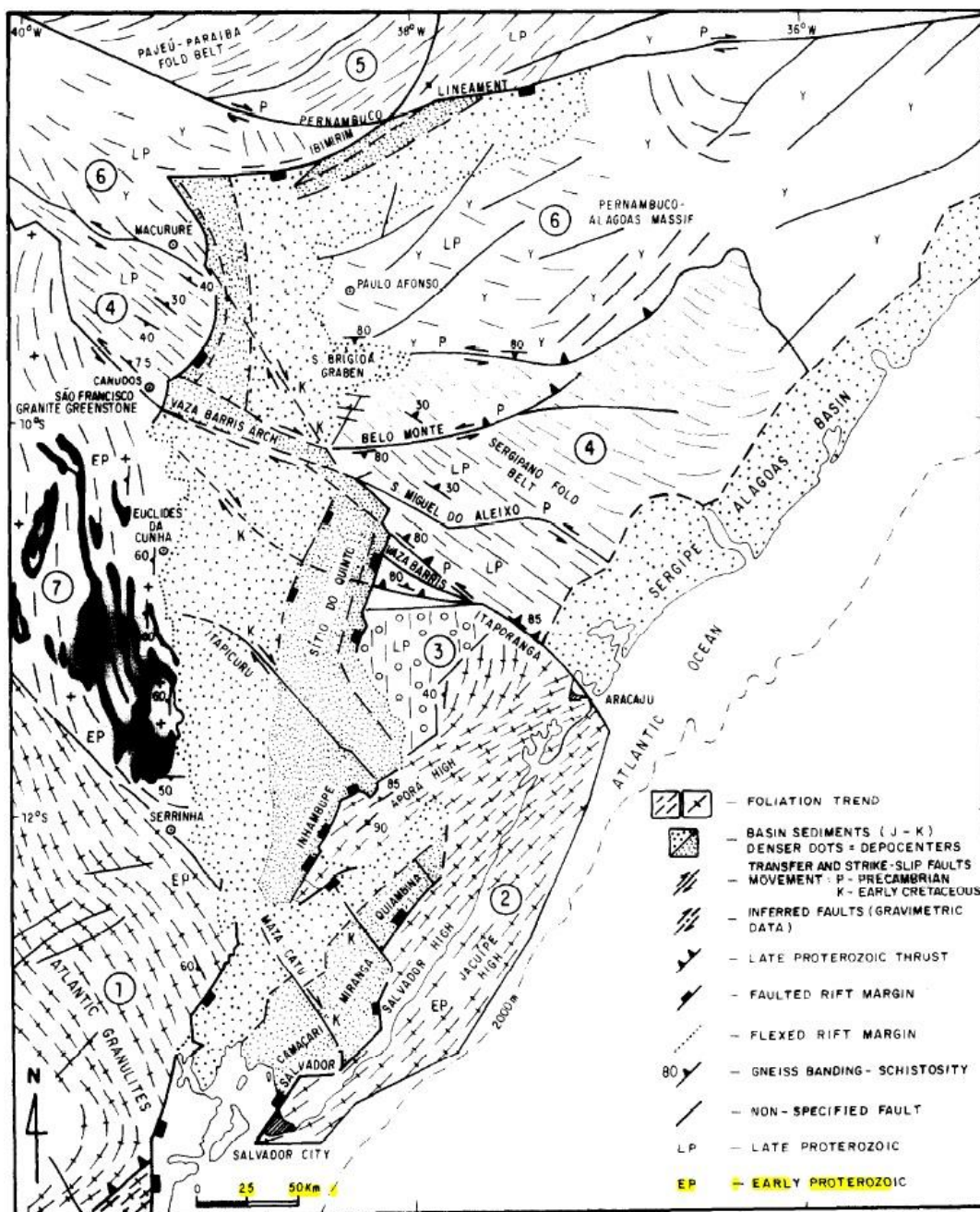


Figura 3: Mapa estrutural do embasamento circundante ao rifte. (Milani & Davison, 1988). 1 e 2 – Granulitos do Proterozóico inferior (Cinturão atlântico); 3 – Sedimentos do Proterozóico Superior; 4 e 5 – Cinturões de dobramento do Proterozóico Superior; 6 – Gnaisses e Granitos retrabalhados no Proterozóico Superior; 7 – Terreno Granito *Greenstone* do proterozóico inferior; Áreas em preto correspondem ao Cinturão *Greenstone* Rio Itapicuru. (De Milani e Davison, 1988)

#### 4.2. Estratigrafia e evolução estratigráfica

Desde 1820 são conhecidas a existência de rochas sedimentares na região da Bacia do Recôncavo (Von Spix e Von Martius, 1820 apud Vianna *et al.* 1971), e desde 1860 começam a haver esforços para sistematização da estratigrafia da bacia (Allport, 1860; Hartt, 1870; Oliveira, 1924; Abreu, 1936; Paiva e Amaral; 1936; Mello Jr e

Miranda, 1942; Oliveira e Leonardos, 1943; Moura, 1946; Pack e Almeida, 1947; Taylor, 1948; Barnes, 1950; Link, 1959; Relatórios internos da Petrobras, 1961, 1969, 1970; Viana *et al.* 1971; Netto e Oliveira, 1985)(Figura 4) , tendo o primeiro de maior detalhamento surgido no ano de 1936, após o começo do estudo da bacia para os fins de exploração e produção de petróleo, o que culminou em uma série de trabalhos sistemáticos na região.

A partir do advento e aceitação da metodologia da estratigrafia moderna na década de 70 e 80 do século passado (Della Favera, 2001), Netto e Oliveira (1984), propuseram uma carta cronoestratigráfica para bacia e descreveram as rochas que preenchem o Cânion Taquipe, no compartimento sul da bacia, além de formalizar a formação homônima.

Outros trabalhos posteriores existem sobre a formalização das unidades estratigráficas da bacia (Caixeta *et al.*, 1994; Silva *et al.*, 2007) sendo este último o mais recente, e o que será usado como base para o arcabouço litoestratigráfico da bacia.

Quanto às idades da bacia e marcos cronoestratigráficos, existe dificuldade de correlacionar as bacias riftes brasileiras com as biozonas internacionais, dessa forma andares locais foram criados a partir da rica biofauna ostracoidal (Krommebein, 1966 in Da Silva, 1993; Viana *et al.* 1971; Arai *et al.* 1979; Santos e Braga, 1990) subdividindo a bacia em 6 andares: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas, que formam a Série Recôncavo.

Litoestratigráficamente a bacia hoje é subdividida em 4 grupos (Brotas, Santo Amaro, Ilhas e Massacará) que se subdividem em 11 formações, além da formação paleozoica afligidos e as formações pós-rifte Marizal, Sabiá e Barreiras. Cada uma delas será detalhada mais abaixo (Figura 5). Silva *et al.* 2007 ainda mantém a divisão da bacia em pré-rifte e rifte, tendo entre eles o limite na base do Membro Gomo da Formação Candeias.

Da Silva (1993) utilizando a abordagem estratigráfica de sequências genéticas proposta por Galloway (1989), subdivide a bacia em 6 intervalos tectono deposicionais incluídos, na também denominada por ele, Tectonossequência do Cretáceo Inferior. Esses intervalos correspondem respectivamente aos tempos Rio da Serra inferior, Rio da Serra médio, Rio da Serra Superior, Aratu inferior, Aratu superior e Buracica-Jiquiá.

Esse último trabalho é de suma importância, pois reconhece a importância dos eventos tectônicos como causadores de limites estratigráficos regionais, principalmente em bacias com tectônica muito atuante, caso das bacias do tipo Rifte. Nesse mesmo ano, Prosser (1993) fundamentava os conceitos que hoje são a base para os modelos de evolução tectono-estratigráfica, utilizando preceitos semelhantes ao de Da Silva (1993).

No caso desse último trabalho serão utilizados os dados paleogeográficos por ele apresentado para os intervalos tectono deposicionais. Também foi de suma importância, para o presente trabalho, o primeiro registro publicado da correlação entre dados de carbono orgânico e horizontes elétricos e conseqüentemente sua relação com os limites temporais na bacia.

### **4.3. Resumo Litoestratigráfico**

#### *4.3.1. Formação Afligidos*

Durante muito tempo se acreditou que a Formação Afligidos seria a formação basal do Grupo Brotas, sendo apenas um membro da superposta Formação Candeias. Aguiar e Mato (1990) elevaram o antigo membro à categoria de formação, subdividindo a mesma nos Grupos Pedrão e Cazumba.

Essa formação foi datada como de idade Permiana, sendo admitido por esses autores uma possível continuidade da deposição dessa sequência até o Terciário. Caixeta *et al.* (1994) interpreta a formação como restrita ao Permiano.

O ambiente deposicional estabelecido durante essa fase é interpretado como sendo de ambiente litorâneo restrito, representado pelo Grupo Pedrão, que evoluiu para sedimentação em ambiente lacustre (Grupo Cazumba) em um sistema denominado por Netto (1978) *apud* Netto e Oliveira (1985) como Depressão Afro-Brasileira, com paleoclima árido em contexto intracratônico

Litofaciologicamente o Membro Pedrão é constituído por arenitos com feições de retrabalhamento por onda, laminitos algais e evaporitos, principalmente anidrita.

Já o Membro Cazumba tem predomínio de sedimentação pelítica, com lamitos vermelhos e caracteristicamente nódulos de anidrita na base da seção, interpretada como uma fase de sabkha na evolução da bacia.



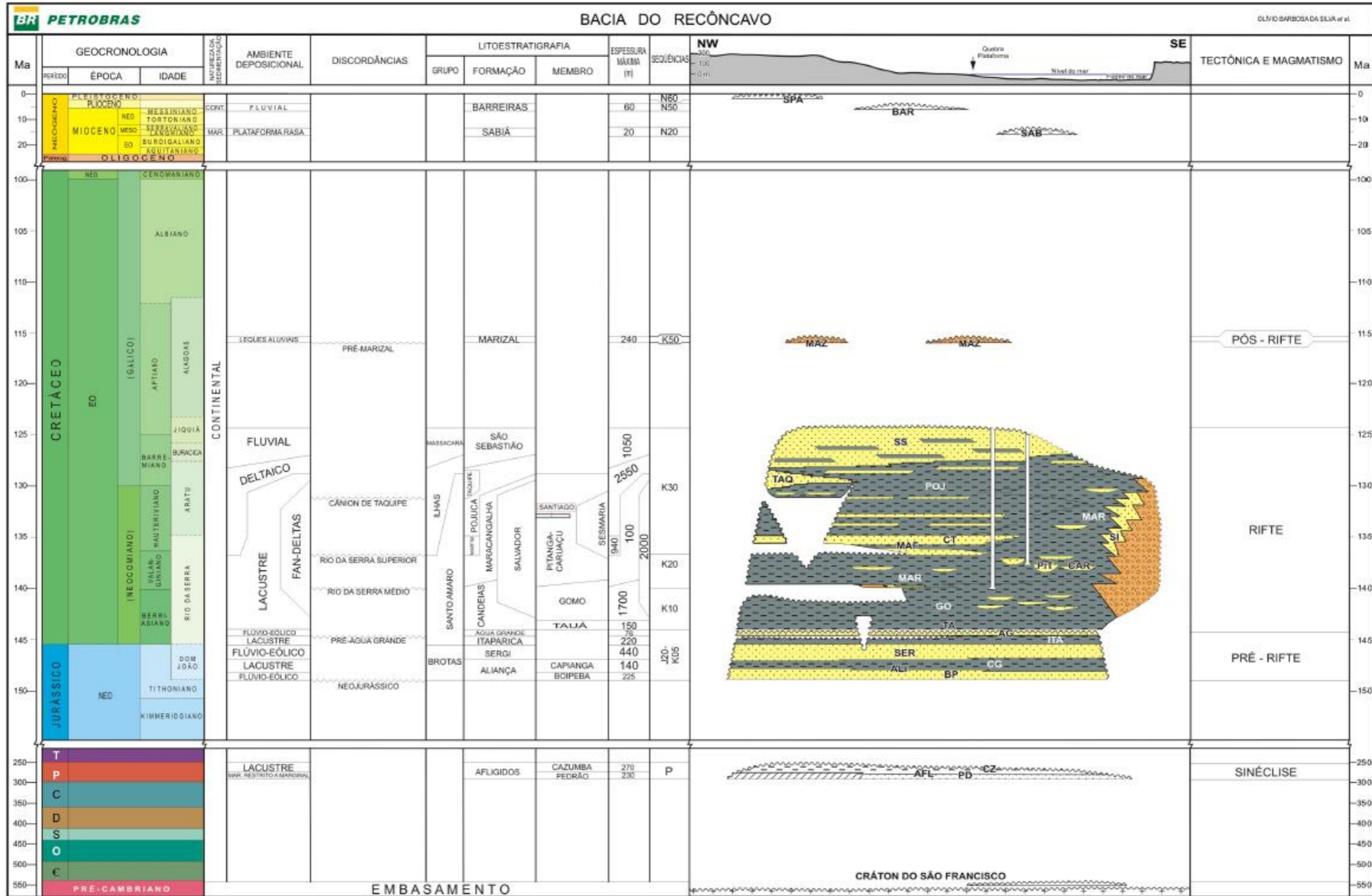


Figura 5: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Silva et al. 2007)

#### 4.3.2. Grupo Brotas

O Grupo Brotas corresponde a fase inicial do Rifte (Kuchle e Scherer, 2010) ou fase inicial do Pré-Rifte (Silva et. Al. 2007). Esse grupo é formado a partir da resposta flexural aos esforços distensionais atuantes na época e que culminariam no início da ruptura do Supercontinente Gondwana. O grupo é dividido em duas formações: Aliança e Sergi.

#### 4.3.3. Formação Aliança

A Formação Aliança marca o início da fase pré-rifte no Jurássicos inferior, e é dividida em dois membros, Boipeba e Capianga. Essa formação representa um primeiro sistema transgressivo, sendo os sedimentos do boipeba representando um sistema flúvio eólico, e grada verticalmente para um ambiente lacustre (Formação Capianga).

O Membro Boipeba segundo Caixeta et al. 1994 é composto por arcóseos finos a médios, coloração vermelha e marrom, e estruturas sedimentares cruzadas. Já o Membro Capianga é caracterizado por folhelho vermelho-tijolo.

#### 4.3.4. Formação Sergi

A Formação Sergi representa a fase posterior a esse sistema de lago alto, caracterizada pelo Membro Boipeba. Com essa nova regressão, outro ciclo flúvio eólico tem início.

Scherer *et al.* (2005), fazem uma revisão dos aspectos da formação Sergi e identificam 3 sequências distintas mostrando uma eventual umidificação da bacia na sequência 2, com depósitos de arenitos relacionados um sistema fluvial entrelaçado, e predominando climas semiárido na sequência 1, com estruturas indicativas de dunas, pequenos lagos e canais fluviais efêmeros, a árido na sequência 3, com sedimentação predominantemente eólica.

#### 4.3.5. Formação Itaparica

A Formação Itaparica representa um novo ciclo de afogamento da bacia no início do Jurássico. Scherer *et al.* (2005) postulam que pelo abrupto desaparecimento dos sedimentos da Sequência I e II da Formação Sergi, próximo ao sistema de falhas NO, limitante da porção oriental da bacia, este

rebaixamento tenha motivos tectônicos fortemente envolvidos, que marcariam a fase inicial da formação do rifte.

Dessa forma os litotipos que constituem a unidade são predominantemente folhelhos de coloração marrom e cinza-oliva. (Caixeta *et al.* 1994)

#### 4.3.6. Formação Água Grande

Promovida a formação estratigráfica em 1978 por Silva, após a identificação de discordância angular entre os limites entre ela e a formação sotoposta Itaparica.

A Formação Água Grande representa a última fase de quiescência tectônica antes da instalação final do período Rifte (da Silva *et al.* 2007), sendo representado por arenitos fluviais e deltaicos na base, culminando em depósitos de dunas. (Wiederkehr, 2008).

Litológicamente é representada por arenitos finos a grossos, raramente conglomeráticos, sua coloração é cinza-esbranquiçada a cinza-esverdeada, quartzoso, algumas vezes feldspático, sendo sua base mais rica em material carbonático. (Viana *et al.* 1971). Quanto as estruturas primárias, é rico em estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. (Caixeta *et al.* 1994)

#### 4.3.7. Formação Candeias

Composta por dois membros (Tauá e Gomo) é assumida por alguns autores como o limite entre a fase pré-rifte e rifte da bacia (Caixeta *et al.* 1994; Da Silva *et al.* 2007).

Nesse contexto o Membro Tauá é instalado por um incremento batimétrico da bacia devido a causas tectônicas, além de uma aparente mudança climática para um regime mais úmido.

A formação é constituída por folhelhos cinza-escuros, micáceo, laminação paralela e bastante fossilífero além de uma partição bem distinta do tipo acicular. (Viana *et al.* 1971)



Já o Membro Gomo ocorre com a intensificação do tectonismo e consequente aprofundamento da bacia, o que faz dele a formação mais espessa da bacia, chegando a 1700m de espessura.

Ele representa na bacia a principal rocha geradora principalmente devido a sua grande espessura, com carbono orgânico variando entre 1 e 2% e querogênio do tipo I e II.

As rochas que compõem esta unidade são folhelhos cinza-acastanhados/escuros e partição irregular. Seu acamamento é de médio a espesso e algumas vezes maciço, e apresenta lentes de calcário microcristalino (micrita). (Viana *et al.* 1971)

Segundo o autor estas lentes de calcáreo são o fator mais característico dessa unidade, e dando origem em perfis elétricos a chamada “Barriga do Candeias”. (Viana *op cit.*)

#### 4.3.8. Formação Maracangalha

A Formação Maracangalha é a continuação do Membro Gomo, ainda de caráter predominantemente pelítico. Tem início no Neocomiano e perdura até o começo do Barremiano, quando começam as rupturas crustais entre a Bacia de Pelotas e Santos.

A formação ainda comporta os Membros Pitanga e Caruaçu, descritos como leques turbidíticos formados na região pró-deltaica, e que posteriormente seria coberto pelas fácies deltaicas mais proximais, nas formações sobrepostas. (Da Silva, 2007)

Como citado acima, os sedimentos da Formação Maracangalha são de predominância pelítica, de coloração cinza-esverdeada, algumas vezes cinza escura, micáceo e acamamento médio a espesso. Bastante parecido com o Membro Gomo, pode ser diferenciado litologicamente pela escassez de calcário, o que consequentemente aparece no perfil elétrico como um marco de baixa resistividade, se comparado a “Barriga do Candeias”. (Viana *et al.* 1977; Caixeta *et al.* 1994)

Tanto o Membro Pitanga, quanto o Caruaçu, são descritos como arenitos cinza-amarelados, muito finos a silticos, podendo conter localmente bolas de argila e fragmentos de folhelhos escuros.

#### 4.3.9. *Formação Marfim*

A Formação Marfim é caracterizada por uma progradação dos sedimentos clásticos rudáceos para o centro da bacia. Interpretada como um grande sistema deltaico que em grande parte da bacia recobriu os sedimentos pelíticos da Formação Maracangalha. Nas porções mais distais da bacia, ainda há o predomínio e a contínua deposição dos sedimentos pelágicos.

Para representar a parte com sedimentação mais bem selecionada dessas areias, se foi designado o Membro Catu, que de acordo com Viana *et al* (1971) apresentam características de permoporosidade mais acentuadas, conferindo-lhe características distinguíveis na curva de Potencial Espontâneo (SP).

Já a Formação Marfim é representada tanto por arenitos finos a médio bem selecionados, como por folhelhos de coloração cinza que se intercalam. Sendo característico das partes predominantemente lagunais.

#### 4.3.10. *Formação Pojuca*

Com a bacia já entrando em sua fase final de quiescência tectônica, se forma uma configuração em rampa onde ocorrem ciclos deltaicos-lacustres de menor magnitude com frequência. Rochas relacionadas ao afogamento da bacia ocorrem normalmente representadas por rochas pelíticas e carbonatos lacustres. (Da Silva *et al.* 2007)

Viana *et al.* 1971, faz uma descrição detalhada dos litotipos da formação, sendo eles intercalações de arenitos, folhelhos, siltitos e calcáreos.

Os arenitos são cinza-esbranquiçados/esverdeados/avermelhados, muito finos a médios, localmente silticos, bem selecionados e com pouca matriz argilosa. Exibem marcas de onda e de correntes.

Os folhelhos são cinza esverdeados/verde claros e localmente castanhos a negros, micáceos, carbonosos e fossilíferos.

Os siltitos são cinza-esverdeados/esbranquiçados, com estratificações paralelas e localmente cruzadas

Os calcários são castanhos, criptocristalinos, algumas vezes oolíticos, ostracoidais, arenosos e em menor quantidade argilosos.

#### 4.3.11. Formação Taquipe

No limite entre Haurveteriano e Barremiano a formação que até a revisão estratigráfica feita por Netto *et al* (1984), era conhecida apenas como seção anômala (Viana *et al.* 1971) e estava inserida dentro da Formação Pojuca.

Nesta revisão Netto *et al.* (*op cit.*) interpretou os sedimentos que aparecem de forma discordante, truncando os sedimentos que compõem os leques da Formação Ilhas e os sedimentos lacustres da Formação Candeias, como um grande cânion, condicionado por um eventual rebaixamento do nível de base regional, e a reativação da Falha de Paranaguá, o cânion culminava na parte mais profunda da bacia localizada no Baixo de Camaçari. (Figura 6)

O preenchimento do cânion se deu num posterior afogamento do mesmo, com sedimentação predominantemente pelítica, descrita pelo autor do trabalho como folhelhos cinzas com estratificação paralela, localmente piritoso e com níveis de marga castanha.

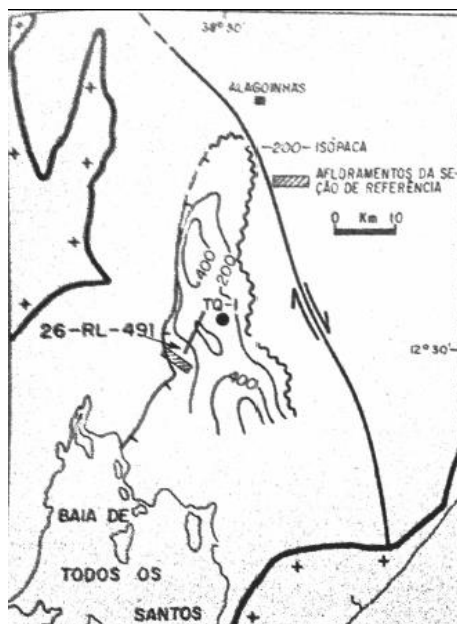


Figura 6: Mapa de isópacas da Formação Taquipe (Netto e Oliveira, 1985)

#### 4.3.12. *Formação São Sebastião*

A formação mais tardia da fase rifte da bacia, iniciada no meso-barremiano, representa a fase final desse rifte. Com taxas muito baixas de subsidência ocorre o seu assoreamento, sendo característico dessa formação processos de sedimentação predominante de sistemas fluviais. Ainda durante a deposição desses sedimentos a bacia experimenta um último pulso tectônico (Aragão, 1994), sendo este compensado por um aumento da taxa de sedimentação gerando um intervalo agradacional. (Da Silva *et al.* 2007)

#### 4.3.13. *Formação Salvador*

A Formação Salvador é composta pelos conglomerados depositados em fan-deltas formados próximo a borda de falha da Falha de Salvador. Essa formação se estende por dois mil metros dentro da sequência rifte da bacia, os afloramentos se estendem por uma pequena faixa até se interdigitarem com os sedimentos lacustres que compõe a maior parte da bacia.

Vieira *et al* (1971), formalizou essa unidade e distinguiu na mesma três conglomerados com características distintas. O primeiro com seixos de arenitos de até 10 cm de diâmetro, matriz síltico-arenosa fina, micácea e arcoseana.

O segundo contém seixos de calcário com média de 5 cm de diâmetro, podendo chegar à 50 cm localmente. Localmente dolomítico, subangular a subarredondado e disseminados em matriz areno-argilosa.

O último tipo contém seixos e matacões de rochas metamórficas do embasamento com média de 10 cm, podendo chegar até 2 m, seixos constituídos de granito-gnaisses, quartzito róseo e filito, e disseminados em matriz areno-argilosa.

## 5. REVISÃO TEÓRICA

### 5.1. Estratigrafia de Sequências

A estratigrafia de sequências é a mais recente revolução de paradigmas na geologia sedimentar. Essa revolução resultou em mudanças fundamentais no pensamento geológico e na forma de análise de fácies e estratigrafia. Essa mudança de paradigma aperfeiçoou o entendimento de como unidades estratigráficas, tratos de fácies e elementos deposicionais se relacionam em tempo e espaço. (Catuneanu, 2006).

Os passos iniciais na estratigrafia foram dados por Nicolaus Steno no século XVII quando observou que estratos são formados por partículas que são depositadas por fluidos e com isso formulou os três princípios básicos da estratigrafia, princípios esses utilizados durante séculos subsequentes. No século XVIII James Hutton reconhece conjuntos de estratos de idades distintas separados por lacunas no registro estratigráfico. Essas lacunas formaram o conceito de discordância que seria de vital importância para geologia e para a revolução da estratigrafia de sequências. (Ribeiro, 2001)

Com o advento e avanço do método de imageamento sísmico, começou a haver diversas aquisições com excelente resolução em bacias de margem passiva, obtendo uma visão bidimensional de subsuperfície nunca antes vista. Esse método foi essencial na consagração do método de estratigrafia de sequências, que tinha como ênfase o fatiamento do registro estratigráfico em seções de rocha, limitadas por superfícies de descontinuidade e às suas geometrias estratais internas. (Ribeiro, 2011)

Esse conceito foi fundamental para evolução do pensamento estratigráfico e a consequente revolução que culminou na estratigrafia de sequências, quando Sloss *et al.* (1949), já no século XX, utilizou do conceito para definir uma sequência estratigráfica.

Essa ideia evoluiu quando Vail *et al.* (1977) propuseram uma nova definição para o conceito, onde, “Sequência estratigráfica é uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitados, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas”.

Outros limites de sequência foram adotados por diversos autores (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988, 1990; Galloway, 1989; Hunt e Tucker, 1992; Embry, 1993), todos baseados no conceito básico de tratos de sistema.

### Conceitos básicos

A composição e espessura de pacotes de rocha são controlados pelo espaço disponível na bacia (espaço de acomodação), e pela quantidade de sedimentos disponíveis (Vail *et al.* 1993).

O espaço de acomodação é o volume disponível para deposição sedimentar, sendo limitado no topo pelo nível de base e na base pela superfície deposicional (Jervy, 1988). Espaço de acomodação é resultado do efeito combinado do clima, tectonismo e eustasia dentro da bacia.

O nível de base é normalmente descrito como uma superfície dinâmica, que em tempo geológico separa o espaço que poderá sofrer denudação do espaço de agradação marinha (Catuneanu, 2006). Essa superfície sofre mudanças verticais baseada nas mudanças eustáticas.

O conceito de nível de base foi bastante controverso e Catuneanu *op cit.* cita diversas definições diferentes desde 1939 até o final do século passado. (Twenhofel, 1939; Sloss, 1962; Jervy 1988; Schumm, 1993; Cross, 1991; Cross & Lessenger, 1998; Posamentier & Allen, 1999 in Catuneanu *op cit.*). No trabalho a seguir a definição que será empregada será a de Posamentier & Allen (1999) descrita como “O nível de base é o nível que um rio adquire na sua foz, e constitui a superfície que o perfil de equilíbrio é estabilizado.” (Figura 7)

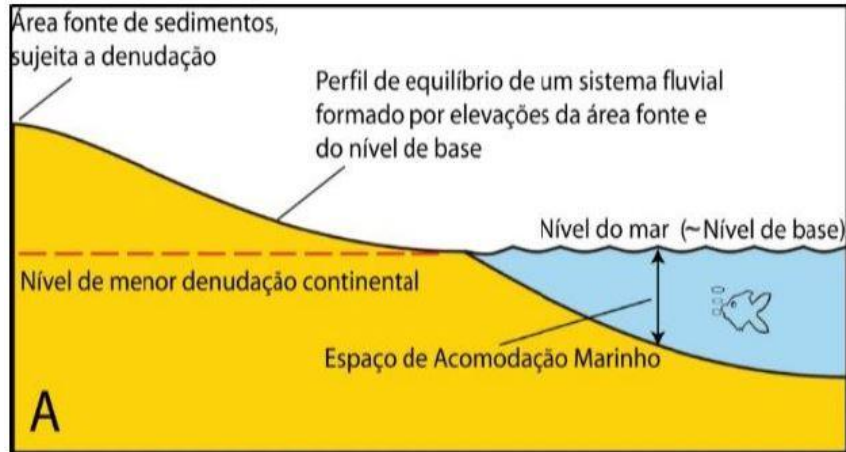


Figura 7: Nível de base para áreas próximas ao mar. (Modificado de Catuneanu, 2006 in Moreira 2015)

Outro conceito de suma importância para o entendimento da estratigrafia de seqüências é o de nível relativo do mar. De acordo com Posamentier *et al.* (1988) esse conceito é o nível relativo a uma referência horizontal chamada de 'datum'. (Figura 8)

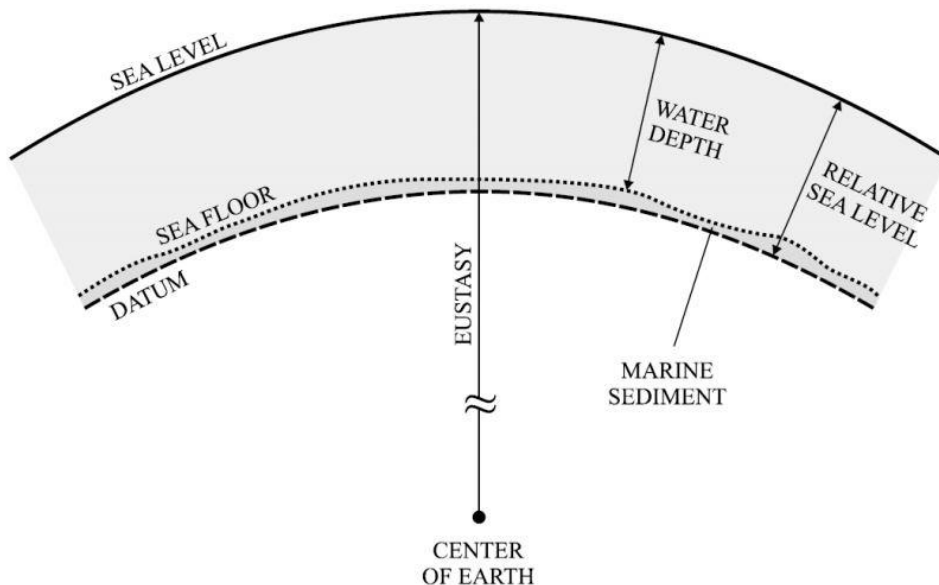


Figura 8: Definição de nível relativo do mar, eustasia e profundidade da lâmina d'água. (Modificado de Posamentier *et al.* 1988)

A relação entre espaço de acomodação e aporte sedimentar determina o posicionamento da linha de costa, onde o movimento da mesma determina tipos diferentes de movimento como Transgressão, Regressão Forçada e Regressão Normal (Figura 9). Catuneanu (2006) apresenta definições para esses três movimentos.

**Transgressão:** É a migração da linha de costa no sentido do continente e ocorre quando a taxa de acomodação é maior que o aporte sedimentar, ocorrendo durante a subida do nível de base.

**Regressão forçada:** Ocorre durante estágios de queda do nível de base, quando a linha da costa migra no sentido do oceano, independente do aporte sedimentar.

**Regressão normal:** Ocorre durante as fases inicial e final da subida do nível de base, quando o aporte sedimentar é maior ou igual à baixa taxa de subida do nível de base. Nesse caso, o espaço de acomodação recém-criado é totalmente preenchido pelo aporte sedimentar e o excesso de sedimento provoca migração da linha de costa no sentido do oceano.

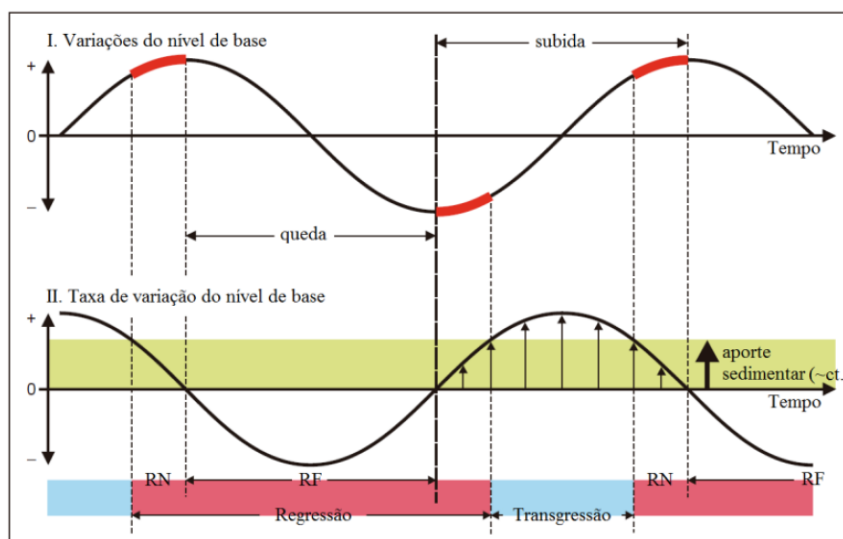


Figura 9: Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu (2006) in Moreira (2015).

Os movimentos citados anteriormente se alternam entre ciclos transgressivos e regressivos e determinam a maneira como os estratos sedimentares ficarão preservados, estes estratos que são definidos por Van Wagoner *et al.* (1987) como “sucessão de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, relativamente concordantes, limitada por superfícies de inundação marinha e superfícies correlatas” e formam as



parassequências. Ainda Van Wagoner *et al.* (op cit.) define que um conjunto de parassequências formam padrões de empilhamento, classificados como retrogradacionais, progradacionais e agradacionais, exemplificados abaixo (Figura 10)

O perfil progradacional é caracterizado por um padrão de empilhamento onde as parassequências tem tendência regressiva em direção ao topo da sequência. A taxa de deposição é maior que a taxa de acomodação.

Já no perfil retrogradacional o padrão é caracterizado por um padrão de empilhamento onde as parassequências tem tendência transgressiva em direção ao topo da sequência. Nesse caso as taxas de deposição excedem a taxa de acomodação.

No ultimo caso, o conjunto de parassequências formam um padrão de empilhamento sem alguma tendência definida, permanecendo a amplitude do movimento constante em direção ao topo da sequência. Nesse caso as taxas de deposição e acomodação são muito próximas.

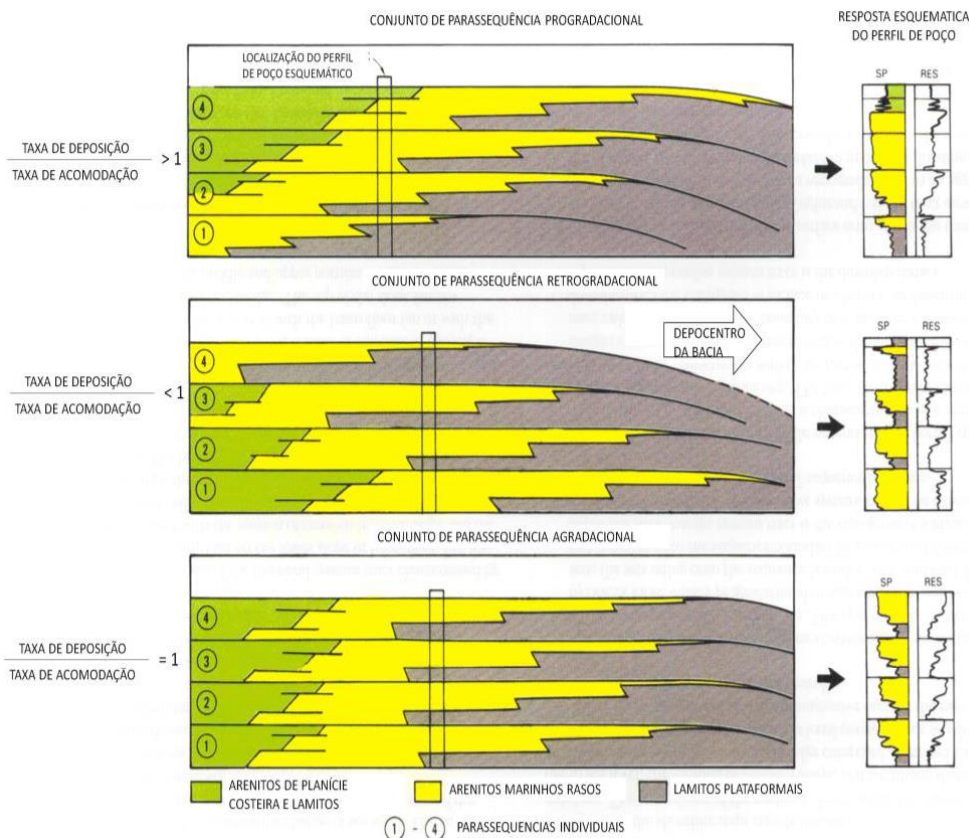


Figura 10: Padrões de empilhamento de parassequências; expressão de perfil de poço em perfil. (a) Conjunto de parassequências com padrão progradacional, (b) conjunto de parassequências com padrão retrogradacional e (c) conjunto de parassequências com agradacional (Modificado de Van Wagoner et. al., 1987 in Moreira, 2015).

O último importante conceito foi proposto inicialmente por Brown & Fisher (1977), onde definiram trato de sistemas como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos que subdivide a sequência deposicional. Em 1988, Posamentier & Vail retomam o conceito e o definem como sendo o depósito formado durante uma fase, ou porção específica, do ciclo completo de descida e subida relativa do nível de base, sendo este movimento relativo de origem eustática ou tectônica. Por último, Catuneanu (2006) retoma o assunto e redefine o termo trato de sistemas como um pacote de estratos associados a um padrão de empilhamento específico e, conseqüentemente, associado também a uma trajetória da linha de costa. No trabalho de Posamentier & Vail (*op cit.*) os autores subdividiram a sequência deposicional em três tratos de sistema geométricos, sendo eles: Trato de sistema de mar alto; trato de sistema de mar

baixo e trato de sistema transgressivo. Posteriormente os depósitos formados durante a queda do nível de base foram revistos por Plint (1988) e Hunt & Tucker (1992), os últimos modificaram o modelo proposto por Posamentier e Vail (*op cit.*), subdividindo o trato de sistema de mar baixo em trato de sistema de mar baixo inicial e final.

Muitos dos avanços citados acima, foram feitos concomitantes ao avanço das tecnologias relacionadas a geologia do petróleo, principalmente o método sísmico de reflexão. Este método foi essencial, pois com o começo da aquisição de dados sísmicos em bacias de margem passiva, os pesquisadores, principalmente da empresa Exxon, puderam definir conceitos que hoje formam a base da estratigrafia de sequências. Posteriormente o método foi sendo testado e para os mais diferentes tipos de análise, saindo apenas da escala sísmica, como para escala de poço e afloramento e tendo sua utilização testada em diferentes tipos de bacia. Dessa forma, foi visto que o modelo padrão não englobava bacias em diversos outros ambientes tectônicos, incluindo nesse caso as bacias do tipo rifte. Assim, o método passa a ser adaptado para se enquadrar às características de cada bacia.

## **5.2. Estratigrafia de sequências aplicada a bacias rifte**

No capítulo anterior foram descritas as bases e principais conceitos da estratigrafia de sequência, também foi mencionado que a estratigrafia de sequência, como inicialmente proposta tinha problemas de ser adaptada em outros tipos de bacia. No caso de bacias do tipo rifte esse problema diz respeito principalmente com o mecanismo principal de subsidência da bacia, já que em bacias de margem passiva, a tectônica tem influência muito menor do que as variações do nível de base, sendo este o principal agente controlador da sedimentação. Nas palavras de Prosser (1993) "*These systems tract models of Posamentier & Vail were developed on passive continental margin settings where tectonic subsidence is variable over a much longer time scale than the eustatic sea-level changes*".

Nas bacias do tipo rifte, principalmente as do tipo intracontinental, sem ligação com oceanos, as variações eustáticas são muito menos atuantes. Nesse caso, a criação de espaço e o nível de base estão muito mais sujeitos aos efeitos

tectônicos e climáticos. O primeiro controlando a criação de espaço, e o segundo detendo o controle do nível do lago e conseqüentemente do sistema deposicional dominante.

Visando adaptar as diferenças entre os fatores controladores em bacias de margem passiva e bacias do tipo rifte, diversos modelos vêm sendo propostos ao longo das últimas 3 décadas. Dentre esses modelos se destacam, os modelos de Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthorpe e Leeder (2000), Morley (2002), Martins-Neto e Catuneanu (2010), Kuchle e Scherer (2010).

### **5.3. Evolução dos modelos tectono-estratigráficos**

#### *5.3.1. Prosser (1993)*

Em seu trabalho, Prosser identifica as dificuldades de se aplicar o modelo básico da estratigrafia de sequência em bacias controladas por fatores tectônica e climáticos. Portanto, é proposta a formalização de tratos de sistema tectônicos e tratos de sistema climáticos, sendo o primeiro de ordem maior comparado ao segundo.

Prosser focou seu trabalho em bacias do tipo rifte, apesar de seus tratos de sistema tectônico se enquadrarem para qualquer bacia controlada tectonicamente. Ela usa exemplos de dados sísmicos das bacias do Mar do Norte e do Mar de Barents, onde é proposta uma sucessão de tratos de sistema tectônicos para essas bacias.

Nessa proposta a bacia rifte é dividida em três grandes tratos de sistema. O primeiro sendo o trato de sistema de início de rifte (Figura X), nele ela descreve algumas características.

- Sub-bacias isoladas, com taxa de subsidência ainda baixa, relativa a períodos posteriores.
- A formação de novo depocentro para onde bacias de drenagens já estabelecidas e novos depósitos gravitacionais podem ser redirecionados, sendo os sistemas fluviais alinhados ao eixo da nova bacia.
- Novos altos são formados nas cristas dos blocos altos e baixos das falhas.

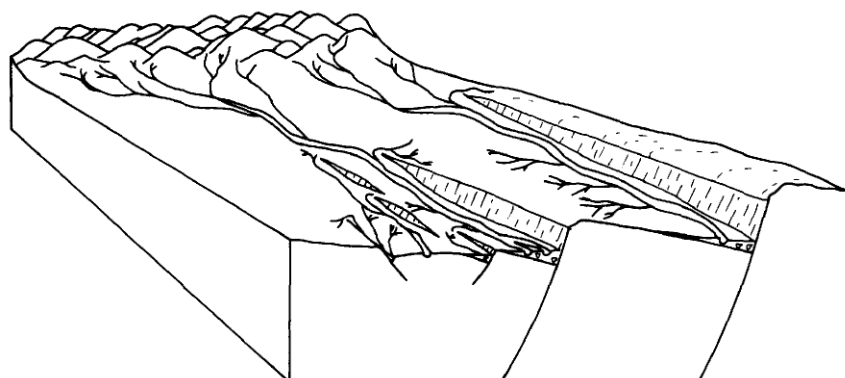


Figura 11: Bloco diagrama generalizado da fase de início de rifte. Notar os sistemas fluviais integrados longitudinalmente ao strike das falhas e a presença dos altos nas cristas das falhas. (Prosser, 1993)

Na Bacia do Recôncavo esse desenho seria caracterizado pelas Formações Itaparica e Água Grande.

O segundo trato de sistema proposto é o trato de sistema tectônico de clímax de rifte (Figura 12). Esse sistema é subdividido em inicial, intermediário e tardio. É caracterizado por altas taxas de subsidência, aumento na área de deposição devido a junção de várias falhas menores.

No trato de sistema tectônico de clímax de rifte inicial, é descrita uma fase de progradação na borda flexural da bacia e agradação na borda de falha. Sendo esse um estágio de difícil preservação no registro geológico.

No trato de sistema tectônico de clímax de rifte intermediário há uma inversão no movimento da costa e o padrão de empilhamento se torna retrogradacional, com rápida criação de espaço, dando origem, em locais húmidos, a lagos profundos. Na Bacia do Recôncavo é caracterizada pelo Membro Tauá da Formação Candeias.

Na última fase do clímax do rifte as taxas de deposição se tornam extremamente baixas em regiões úmidas, devido à grande extensão do lago e das altas bordas do rifte que dificultam a entrada de sedimentos na bacia. Na Bacia do Recôncavo é caracterizada pelo Membro Gomo da Formação Candeias.

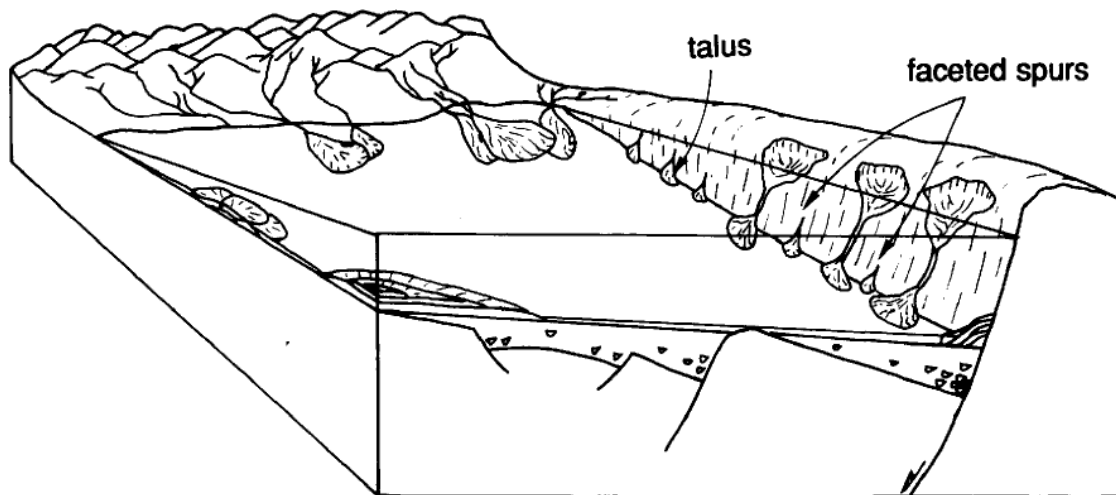


Figura 12: Bloco diagrama generalizado do trato de sistema de clímax de rifte (Prosser, 1993). Notar a expansão dos leques aluviais, e a redução das bacias de drenagem em direção a bacia devido ao soerguimento tanto da borda de falha, como da borda flexural da bacia.

A última fase descrita pela autora é a fase pós-rifte que também é subdividida em duas fases, a primeira imediata (Figura 13A) e a segunda tardia (Figura 13B). Nessa fase a autora entende que já houve o final do tectonismo, com duas principais características. A primeira é o fim do processo de inclinação (tilting) do bloco baixo do rifte e o segundo a diminuição aguda da taxa regional de subsidência da bacia, ficando a subsidência agora controlada por fatores termiais.

Na base desse sistema durante a fase de pós-rifte imediata é formada uma superfície de *downlap* e as características de empilhamento nessa fase ficam muito mais sujeitas aos efeitos climáticos, já que os efeitos tectônicos estão cessados. Nessa fase as bacias de drenagem, caso estejam emersas, se expandem rapidamente, aumentando o volume de sedimentos levados a bacia. Os sedimentos vão se tornando cada vez mais grossos formando um padrão de empilhamento com granocrescência ascendente.

Na Bacia do Recôncavo representam as Formações Maracangalha, Pojuca e São Sebastião.

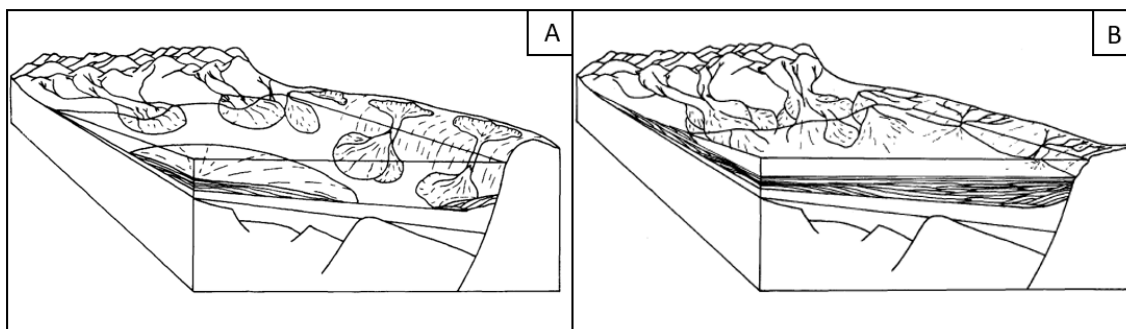


Figura 13:

Figura 13: Bloco diagrama generalizado do pós-rifte imediato (A) e pós-rifte-tardio (B) (Prosser, 1993). Notar a progradação de leques aluviais e amadurecimento das bacias de drenagem. No pós-rifte tardio acontece a colmatação completa do lago.

Na última subdivisão tectono estratigráfica da bacia é proposto que o preenchimento aqui seja lento e gradual, concomitante com a peneplanização da topografia criada pelo intenso tectonismo das fases anteriores.

De acordo com a autora, nessa etapa, por conta da contínua erosão e degradação da área fonte os sedimentos tendem a ser cada vez mais finos para o topo. Sendo as variações eustáticas do lago o principal controle das taxas de sedimentação e dos sistemas deposicionais.

Essa última fase descrita não chega a acontecer na Bacia do Recôncavo, que extingue sua deposição relacionada ao rifte nos sedimentos fluviais da Formação São Sebastião.

Prosser por fim ainda aborda os efeitos climáticos em bacias rifte. Levando em consideração esses efeitos, são divididas as características das mesmas bacias em climas úmidos e climas áridos. No primeiro caso as bacias serão afetadas pelo aumento no intemperismo químico, o provável fluxo constante de grandes sistemas fluviais para a bacia e o aumento na vegetação. Esses atributos, tendem a aumentar a taxa de sedimentação, sendo provável esse o efeito responsável pela inexistência da fase pós-rifte tardia na Bacia do Recôncavo.

Já nas bacias formadas em climas áridos, a dominância de sedimentos siliciclásticos pode ser substituída por sedimentos evaporíticos com grandes leques aluviais derivados das bordas de falha, podendo existir também a formação de dunas na depressão formada.

### 5.3.2. Bosence (1998)

No trabalho de Bosence (1998), o autor subdivide as bacias rifte em estágios, pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte (Figura 14). Também nesse trabalho é cunhado o termo de discordância sin-rifte, criado para designar a superfície que separa os estratos pré-rifte dos estratos sin-rifte. Essa discordância pode ser tanto regional como localizada e é caracterizada como uma superfície discordante em blocos de falha rotacionados, limitando os estratos onlapantes da fase sin-rifte. O autor também subdivide a fase sin-rifte em três estágios, inicial, médio e tardio. Vale ressaltar que os termos pré e pós-rifte não estão associados a nenhuma característica desses estágios, fora uma noção temporal em relação ao evento de rifteamento.

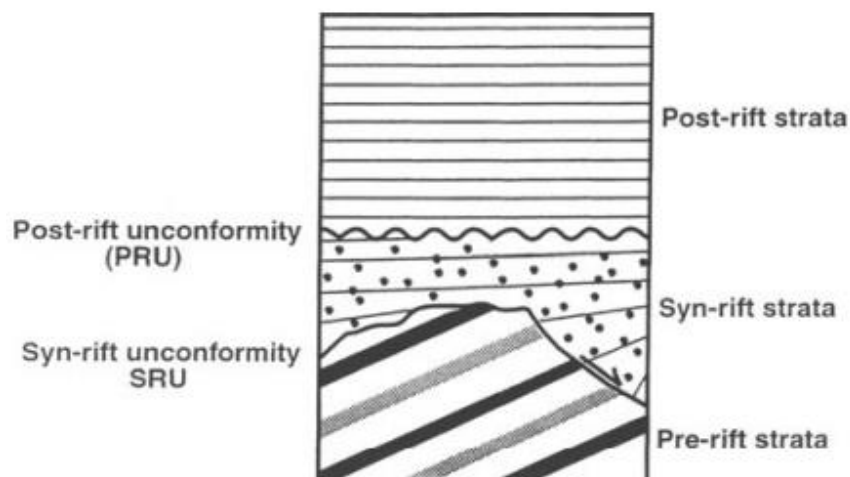


Figura 14: Modelo geométrico proposto por Bosence (1998) demonstrando os padrões estratigráficos, as geometrias internas e as principais discordâncias entre os estratos, pré-sin-pós rifte.

Os três estágios principais também têm suas características sismoestratigráficas descritas. O estágio pré-rifte composto por estratos plano-paralelos e inclinados pela rotação dos blocos no estágio tectonicamente ativo



posterior. O estágio sin-rifte apresentando geometria divergente por conta de sua deposição sin-rifte. Por ultimo os estratos pós-rifte com padrão plano-paralelo e horizontais. Todas as características internas estão demonstradas na figura 15.

Nesse trabalho, o autor também demonstra o entendimento de que a evolução de bacias rifte se dá em três estágios distintos: Sin-rifte inicial onde o tectonismo atuante cria grandes espaços de acomodação em condição de bacia faminta, já que o sistema de drenagem ainda não teve tempo de se estabelecer. Sin-rifte médio é caracterizado pelo estabelecimento dos sistemas de drenagem aumentando a taxa de sedimentação, aliado a um contínuo tectonismo que amplifica a altura das escarpas e a profundidade do depocentro. Sin-rifte tardio caracterizado pela redução da atividade tectônica levando a erosão das escarpas de falhas, preenchimento gradual do espaço de acomodação gerado, evolução do sistema de drenagem e maior aporte sedimentar.

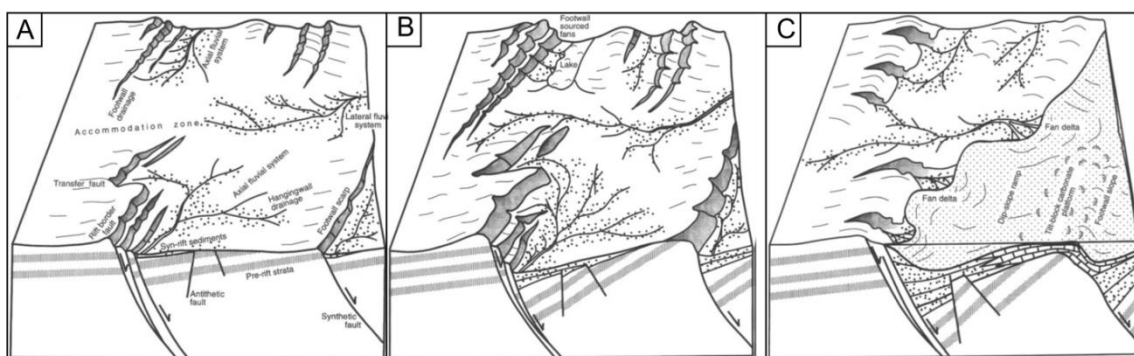


Figura 15: Modelo proposto para a seção sin-rifte por Bosence (1998). (A) Estágio sin-rifte inicial, mostrando criação de espaços deposicionais formando um meio gráben e sistema de drenagem juvenil. (B) Estágio sin-rifte médio, com grandes escarpas, e grande espaço deposicional aliado a uma evolução do sistema de drenagem. (C) Estágio sin-rifte final a diminuição do tectonismo leva ao amadurecimento tanto do relevo como do sistema de drenagem, nesse estágio o aporte sedimentar aumenta e o espaço de acomodação vai gradualmente sendo preenchido.

### 5.3.3. Gawthorpe e Leeder (2000)

Gawthorpe e Leeder (2000) desenvolvem um modelo evolutivo de uma perspectiva bastante estruturalista, dando grande ênfase na ampliação da bacia pela propagação das falhas e os efeitos nos sistemas de drenagem, clima e nível do lago.

O trabalho começa com os autores dissertando sobre a recente evolução no conhecimento de criação e propagação de falhas como base para o

entendimento evolutivo de riftes. Nessa seção é apresentado um esquema de evolução para um sistema de falhas (Figura 16) dividido em três estágios, estágio de iniciação de falhas, estágio de interação e conexão de falhas, fase de zona de falhamento contínuo.

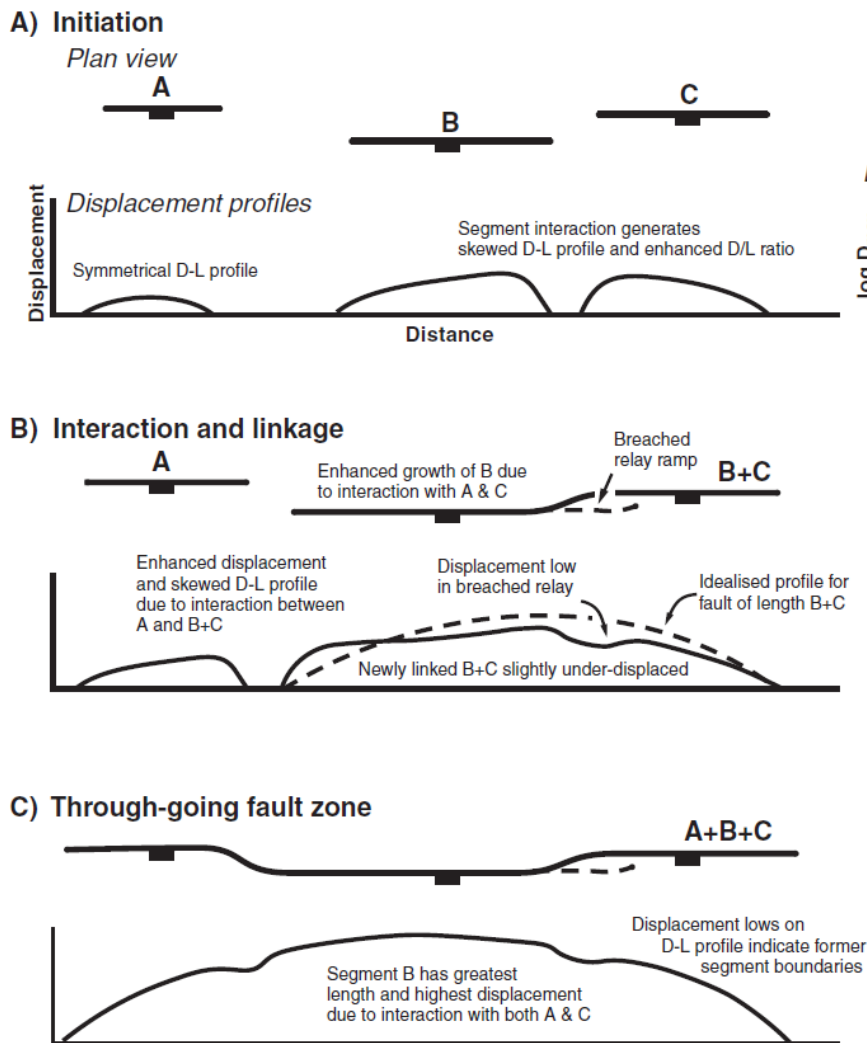


Figura 16: Ilustração das três fases de desenvolvimento de uma borda de falha principal. (A) Iniciação (*Initiation*), (B) Interação e conexão (*Interaction and linkage*), (C) zona de falhamento contínuo (*Through-going fault zone*)

Alternativamente, é proposto que a fase de iniciação (Figura 1A) possa ocorrer em subsuperfície na base da crosta rúptil. Nesse caso, ocorreria a ruptura na superfície apenas com o processo de interação e conexão (Figura 1B). Essa hipótese sustentaria um modelo não necessariamente com pequenas bacias isoladas, mas sim com depressões mais largas.

Da parte evolutiva os autores dividem a bacia rifte da mesma forma que Bosence (1998), com entendimento de que o rifte é preenchido ainda na fase sin-rifte final, adicionando apenas uma inicial sin-rifte relacionada a esses primeiros esforços tectônicos responsáveis pela formação de bacias isoladas.

Dessa forma, a fase sin-rifte é dividida em iniciação de rifte (*rift initiation*); onde ocorre a nucleação de pequenas bacias isoladas, sem criação de relevo suficiente para defletir o sistema de drenagem pré-existente (Figura 17A). Fase de interação de rifte (*rift interaction*) onde o processo de interação e ligação se torna predominante, e com isso se desenvolvem propriamente os meio-grábens, ganhando extensão e com capacidade de defletir o sistema de drenagem (Figura 17B). Fase de estabelecimento de meio-gráben (*through-going*) a atividade tectônica começa a diminuir, levando ao começo do amadurecimento do relevo, com maiores capacidades de carga, e a deposição suplantando a criação de espaço deposicional (Figura 17C). A fase de morte do rifte (*fault death*) é a última fase sin-rifte. Nessa fase a atividade tectônica já é quase nula e o relevo completamente amadurecido tem como componentes grandes sistemas aluviais, terminando de preencher rapidamente o que sobrou do sistema lacustre (Figura 17D).

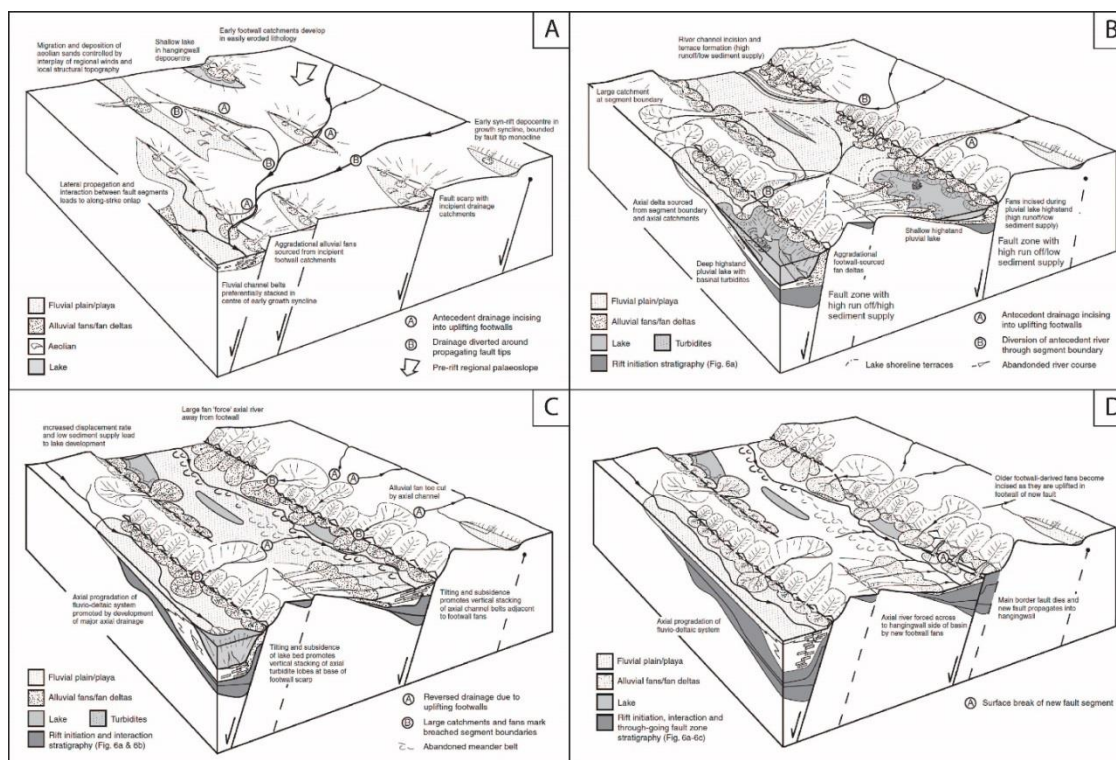


Figura 17: Modelo de evolução de rifte proposto por Gawthorpe e Leeder (2000). (A) Fase de início de rifte, onde se vê pouca formação de relevo, e alinhamento da drenagem, formando apenas pequenas bacias isoladas. (B) Fase de interação e conexão, o relevo passa a se desenvolver, e as drenagens defletirem com a estruturação do rifte, a bacia cresce em tamanho e profundidade dando lugar aos primeiros sedimentos lacustres. (C) Fase de estabelecimento de meio-gráben, Grandes rejeitos são observados nas zonas da borda de falha, o lago se aprofunda e a taxa de sedimentação cai pela expansão acelerada do lago. (D) Fase de morte do rifte, a taxa de subsidência mecânica cessa e a taxa de sedimentação aumenta suplantando a taxa de criação de espaço deposicional. Nesse momento as linhas de costa programam para dentro da bacia e ocorre a colmatação do lago.

#### 5.3.4. Morley (2002)

O trabalho de Morley (2002) também se debruça em parâmetros fortemente estruturalistas, com o autor começando pela comparação entre dois modelos distintos de ligação de pequenas falhas até a formação de grandes falhas. O autor, além do modelo defendido por Gawthorpe e Leeder (2000), testa o modelo defendido por Schlische e Anders (1996), onde o processo de falhamento e ligação ocorrem antes de grande desenvolvimento da bacia. Nesse ultimo modelo não existem pequenas bacias isoladas nos primeiros momentos do rifte.

Uma contribuição importante desse trabalho é a proposta de um terceiro modelo de iniciação da fase rifte, baseado nos dados coletados em Usungu

Flats. Nesse modelo, antes da criação do meio-gráben *strictu sensu*, existe a formação de uma bacia de maior extensão de geometria sinclinal (Figura 18A). No entanto o autor também levanta características bastante incomuns na geometria dessa bacia, como o *strike* perpendicular as outras bacias do rifte africano e sua formação ter se dado nas rochas arqueanas do cráton da Tanzânia.

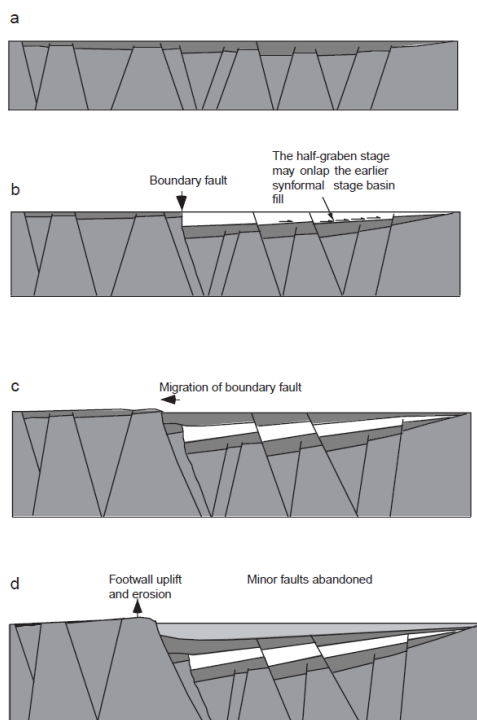


Figura 18: Perfis esquemáticos ilustrando modelo de evolução de meio-gráben proposto por Morley (2002) destacando as principais feições estruturais encontradas nos riftes do Leste Africano. (a) Estágio sin-rifte inicial, mostrando uma depressão sinformal ao estilo de Usungu Flats. (b) Estágio meio-gráben inicial. (c) Estágio de meio-gráben maduro. (d) Estágio final de meio-gráben.

Outra contribuição importante de Morley é definir parâmetros para analisar a fase final do rifte. Entrando no mérito da discussão entra Prosser (1993) e Bosence (1998). O autor analisa a possibilidade de ambos os modelos serem válidos e define as diferenças geométricas entre eles. No modelo de Prosser (1993) onde o rifte termina abruptamente restando apenas a depressão lacustre o preenchimento se daria em estratos sub-horizontais onlapantes. Já no modelo proposto por Bosence (1998) onde ocorre a desaceleração gradual do tectonismo na bacia, o preenchimento se daria em padrões curvos típicos com afinamento das camadas para os limites da falha.

A figura 18 exemplifica o modelo de desenvolvimento da fase sin-rifte proposto por Morley (2002). Nesse modelo a fase inicial poderia ou não se dar pela presença da fase de sinéclise descrita acima (Figura 18a). Seguida pela fase de formação da borda de falha, com uma depressão mais pronunciada e restrita (Figura 18b). A bacia então avança para uma fase de máximo deslocamento da falha de borda, ocorrendo a migração dela, contribuindo para o aumento areal da bacia (Figura 18c). Por último a fase que ocorre com a diminuição gradual dos esforços tectônicos e preenchimento do lago (Figura 18D). Para o autor essa fase pode não existir dentro de um registro sin-rifte, caso os esforços tectônicos cessem abruptamente.

#### 5.3.5. *Martins-Neto e Catuneanu*

Os autores do artigo focam nesse trabalho nos padrões de empilhamento que formam as sequências estratigráficas de bacias tipo rifte. Eles descrevem que as bacias rifte são formadas por sequências limitadas na base por superfícies de máxima inundação com a deposição de sedimentos pelíticos e gradando com padrão de engrossamento para o topo.

Os sedimentos pelíticos se formariam no momento de maior atividade tectônica em bacia pouco preenchida (*Underfilled phase*). Posteriormente seriam seguidos por momentos de quiescência e conseqüente progradação da linha de costa com sistemas deposicionais parálicos (*filled phase*) e fluviais (*Overfilled phase*) (Figura 19).

Por último, os autores reconhecem a possível presença de um pacote sedimentar arenoso relacionado aos momentos iniciais do rifte, quando a acomodação ainda é limitada.

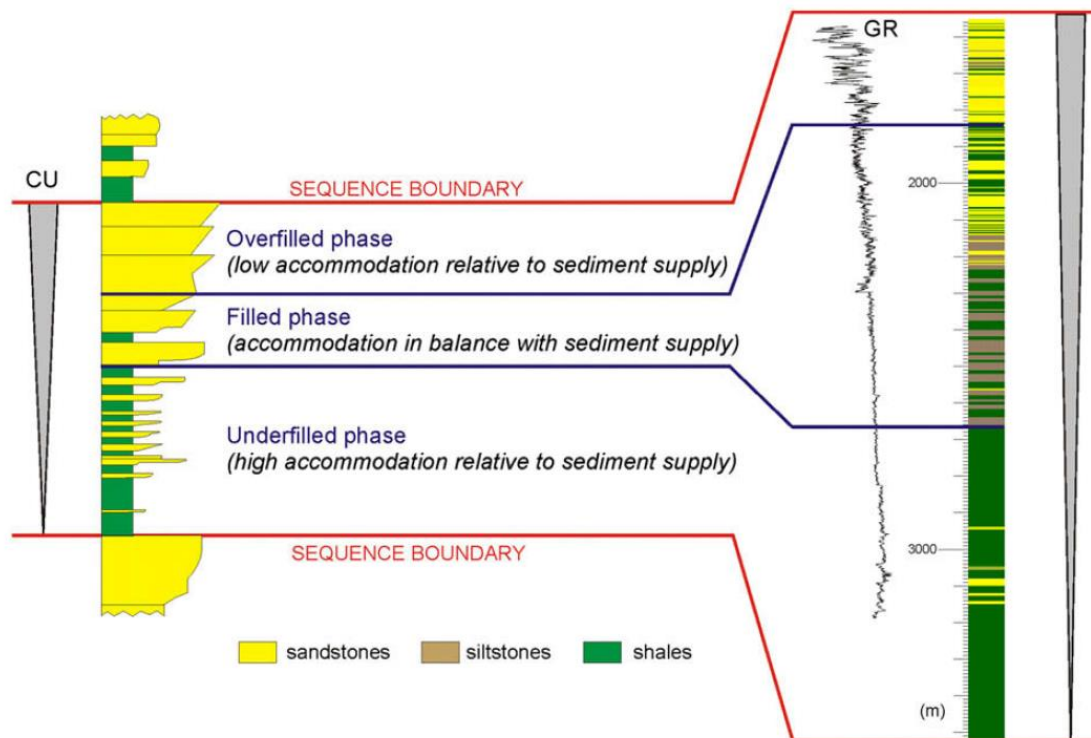


Figura 19: Modelo de preenchimento de bacias rifte proposto por Martins-Neto e Catuneanu (2009) mostrando a arquitetura ideal de uma sequência rifte completa. Observa-se a evolução em granocrescência ascendente passando da fase de bacia subpreenchida, para bacia em equilíbrio e super preenchida. A direita ele ressalta um perfil de poço mostrando essa característica em rocha e perfil de raios gama.

### 5.3.6. Kuchle e Scherer (2010)

O estudo apresentado por Kuchle e Scherer (2010) é o primeiro esforço de aplicação dos conceitos de trato de sistema tectônico na Bacia do Recôncavo.

O autor baseia seu modelo de expansão em bacias rifte no conceito de *tilt point*, onde nos pulsos tectônicos da bacia ocorre concomitantemente, subsidência e soerguimento pela rotação do bloco, com eixo no ponto de rotação (Figura 20).

Com a evolução da atividade tectônica o ponto de rotação migra para fora da bacia, aumentando o espaço de acomodação não só na vertical, como também horizontalmente. Esse efeito leva a sucessivos onlaps sobre o substrato. Da mesma forma, com diminuição ou interrupção da atividade tectônica esse ponto tende a migrar para dentro da bacia pela progradação da linha de costa.

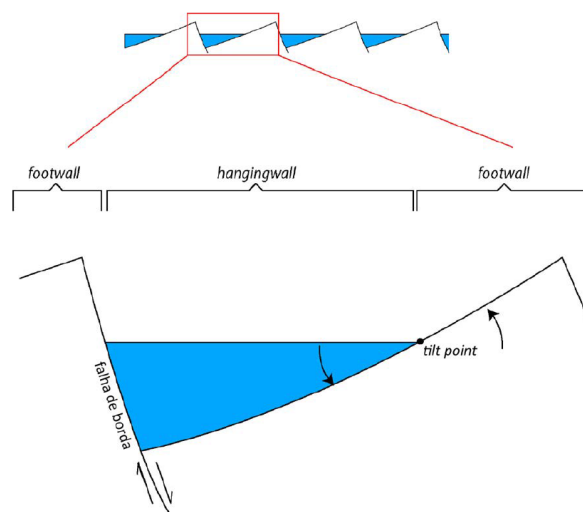


Figura 20: Modelo proposto por Kuchle (2004) para o sistema de meio-gráben mostrando definição do *tilt point* e o posicionamento de seus principais elementos.

Sobre essas premissas, os autores propõem uma subdivisão da bacia rifte em pré, sin e pós-rifte, e destringem a fase sin-rifte em 4 tratos de sistema tectônico.

- Trato de sistema tectônico de início de rifte: Os autores utilizam a ideia de Morley (2002), levando em consideração a descrição de Usungu Flats para posicionar a base do rifte, na base da Formação Aliança até o topo da Formação Sergi. Entendendo que a depressão onde se acumularam os depósitos eólicos da formação, já seria um movimento de deformação crustal, que daria origem futuramente ao sistema de riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá.
- Trato de sistema tectônico de desenvolvimento de meio gráben: Essa fase é marcada pelo início do meio-gráben, se estabelecendo de forma incipiente, sem grandes formações de relevo associadas, mas já se estabelecendo as protodrenagens relativas a essa estruturação. Essa fase é caracterizada pela intercalação de ambientes costeiros e continentais com ambientes lacustres. As formações relativas a essa sequência são: Formação Itaparica, Formação Água Grande e Membro Tauá da Formação Candeias. Essa última incluída aqui, por não conter conglomerados da falha de borda.



- Trato de sistema tectônico de clímax de rifte: Essa fase é caracterizada pela rápida criação de espaço deposicional, migração do ponto de migração para fora da bacia e soerguimento das ombreiras do rifte. O padrão de empilhamento dessa fase mostra um padrão retrogradante com a linha de costa avançando rapidamente em direção ao continente. Essa fase é composta pelos sedimentos pelíticos do Membro Gomo da Formação Candeias
- Trato de sistema tectônico de final de rifte: A última fase do rifte aqui descrita é composta por todos os sedimentos prográdantes posteriores a fase anterior até a discordância pós-rifte. Essa fase é marcada pela diminuição gradual da atividade tectônica e consequente diminuição de espaço deposicional e colmatação do Lago Recôncavo. As unidades litoestratigráficas relacionadas a essa sequência são as Formações, Marfim, Maracangalha, Pojuca, Taquipe e São Sebastião.

Cada uma dessas sequências é limitada por uma superfície, sendo elas da base para o topo, a discordância sin-rifte, a superfície de desenvolvimento de meio-gráben, a superfície de clímax de rifte, superfície de máximo rifteamento e discordância pós-rifte.

Assim o autor apresenta sua proposta em uma carta estratigráfica (Figura 21) aproveitando o necessário dos 20 anos de desenvolvimento dessa vertente da estratigrafia de sequências convencional.

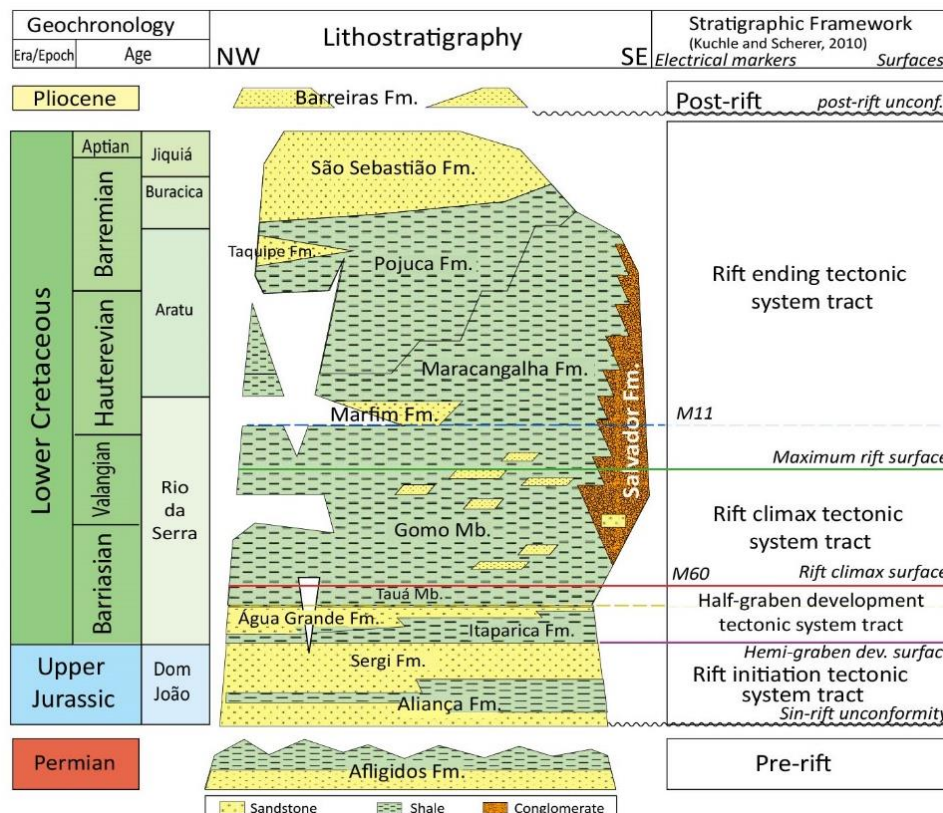


Figura 21: Modelo tectono-estratigráfico proposto por Kuchle e Scherer (2010) comparado com a carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Adaptado de Kuchle e Scherer, 2010)

## 6. LIMNOLOGIA LACUSTRE E GERAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA EM LAGOS

### 6.1. Introdução

A limnologia é o estudo científico de todas as águas interiores, incluindo lagos, rios, pântanos, estuários e mesmo reservatórios antrópicos (Tundisi e Tundisi, 2012). Esse estudo, principalmente do entendimento dos lagos de hoje, nos possibilita fazer previsões das propriedades hidrodinâmicas de lagos no passado e sua evolução temporal.

Esse entendimento abre portas para aplicações na geologia do petróleo, quando nos leva a um maior entendimento dos fatores de deposição de matéria orgânica. Entendimento esse que aumenta nossa capacidade de antever os melhores pontos de deposição de matéria orgânica, e sua qualidade.

Os parâmetros necessários para um entendimento profundo dos lagos foram definidos por Dawson (1939) e simplificado por Tundisi e Tundisi (2012),

(Figura 22), sendo a grande parte desses parâmetros necessários para o entendimento da formação, deposição e acumulação de matéria orgânica.

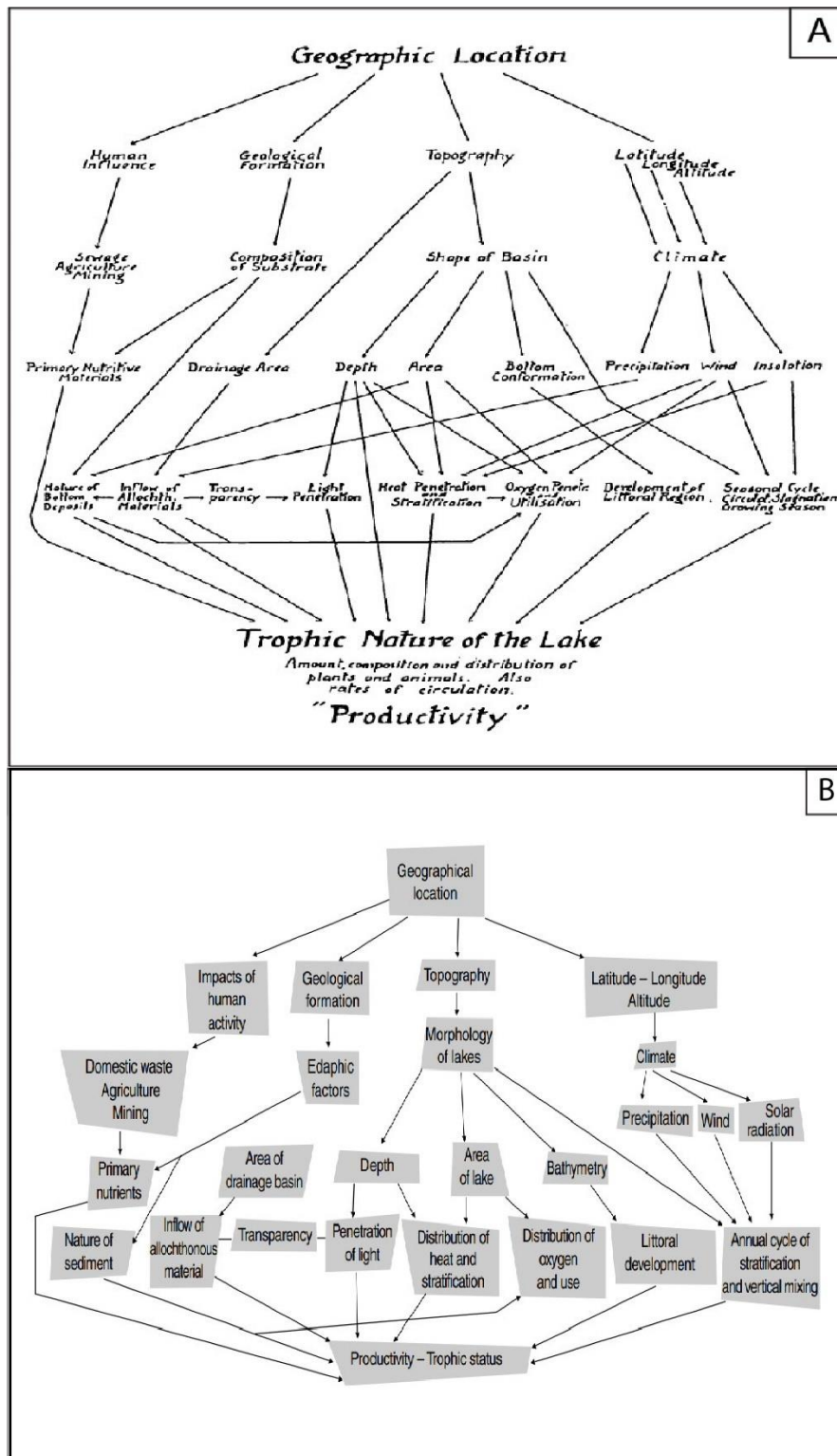


Figura 22: (A) Diagrama com os principais parâmetros para o entendimento do estado trófico de lagos proposto por Rawson (1939). (B) Diagrama atualizado e simplificado proposto por Tundisi e Tundisi (2012)

## 6.2. Características de lagos tropicais e subtropicais

Como mencionado anteriormente, para o correto entendimento do processo de formação de uma rocha geradora diversos parâmetros são importantes de serem entendidos, o primeiro deles é sua posição geográfica (Figura 22). No caso dos riftes do nordeste brasileiro, como o Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas, Potiguar, e outros, no período de sua atividade, mapas de reconstrução paleoambiental do Gondwana mostram que essas bacias se situavam muito próximas do trópico de capricórnio. Esse posicionamento geográfico indica um clima tropical a subtropical.

A importância da posição geográfica se refere principalmente aos fatores climáticos. Ele dita o balanço entre entrada de água e subsidência da bacia, sendo necessário um balanço positivo para a formação de lagos. O clima também irá ditar os ciclos de estratificação e mistura das águas profundas e anóxicas, com as águas rasas ricas em oxigênio.

A principal diferença entre lagos formados em climas temperados e tropicais/subtropicais é que os primeiros têm temperaturas que variam de 4°C a 25°C durante o mesmo ano. Os lagos tropicais, diferentemente, têm temperaturas de 25 a 27°C, com águas de fundo em torno 25°C o ano todo (Lewis Jr. 2010). Essa condição reduz a favorabilidade de estabelecer estratificações sazonais em sua coluna de água. Outros fatores estabilizadores para o desenvolvimento de estratos térmicos de água são necessários então. O principal é a profundidade, já que abaixo de certa profundidade o vento perde sua influência no movimento convectivo do lago.

Em lagos onde a coluna de água não chega a se estratificar e lagos onde a mistura de água ocorre em toda sua extensão vertical, chamamos de lagos holomíticos (Figura 23). Nos lagos holomíticos estratificados ainda podemos classificar as camadas da estratificação. No epilímnio se concentram as águas mais quentes e oxigenadas, o metalímnio é a camada onde ocorre uma rápida queda de temperatura da água e conseqüente incremento da densidade (Wilson et al. 2020), e por ultimo o hipolímnio, camada mais profunda onde se concentram as águas mais frias, densas e menos ricas em oxigênio (Figura X) (Tundisi e Tundisi, 2012).

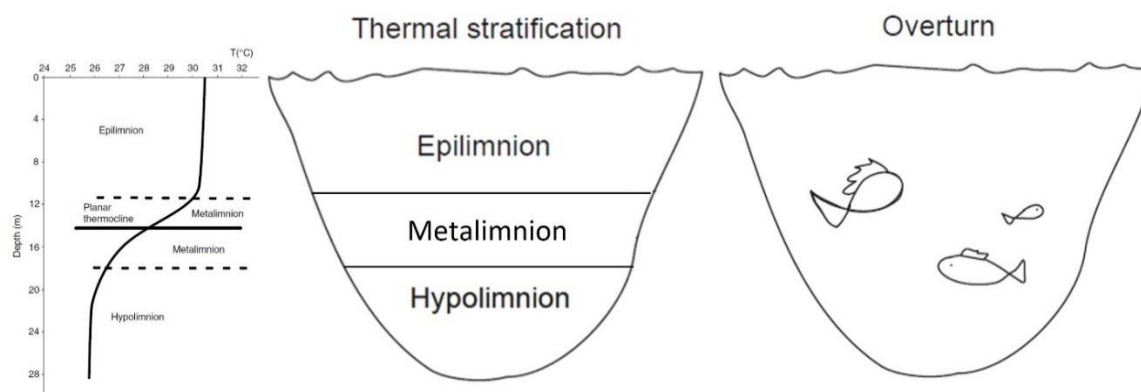


Figura 23: Perfil idealizado de um lago holomítico não estratificado e estratificado mostrando perfil idealizado de temperatura da água por profundidade. (Adaptado de Hakala, 2005 e Tundisi e Tundisi, 2012)

Já lagos onde a coluna de água apresenta estratificação permanente são chamados de meromíticos (Figura 24). Esses lagos também podem ser divididos em duas camadas distintas. A primeira é o mixolímnio, onde ocorre mistura das águas e se comporta como um lago holomítico, podendo ocorrer estratificações não perenes formando epilímnio, metalímnio e hipolímnio. Nas partes mais profundas desses lagos se encontra o Monimolímnio, separada das anteriores pela quemoclína. Nesse estrato mais profundo, se encontram as águas mais profundas, densas e anóxicas, podendo ser mantido sem ocorrer mistura por centenas e até milhares de anos.

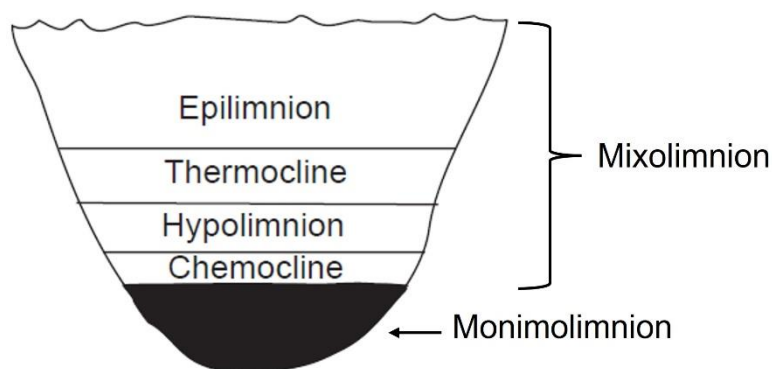


Figura 24: Perfil idealizado de um lago meromítico, subdividindo o mixolímnio, estratificado, mas que ainda podem ocorrer misturas sazonais, do monimolímnio onde a água permanece sem misturas durante longos períodos. (Adaptado de Hakala, 2005)

Além das diferenças de estratificação citadas acima, a temperatura também influencia diretamente no estado trófico do lago e conseqüentemente na sua produção primária. A produção primária em lagos é o resultado da temperatura

da água, disponibilidade de luz (*insolation*) e de macro e micronutrientes (Kimmel e Groeger, 2009). Sendo este ultimo fator resultante da combinação de atributos como, profundidade do lago, umidade climática (pluviometria), e razão do tamanho da bacia hidrográfica pelo tamanho do lago.

Sendo o mais importante dos fatores, a disponibilidade de macro e micronutrientes tem como sua principal fonte a reciclagem águas ricas que habitam o hipolímnio e Monimolímnio. A umidade climática irá controlar o suprimento externo de nutrientes, com o aumento do intemperismo químico, e a razão de tamanho da bacia pelo tamanho do lago, a quantidade de nutrientes que é drenado para a mesma área lacustre.

Já os parâmetros de temperatura e disponibilidade de luz irão atuar diretamente no processo metabólico dos microrganismos habitantes do epilímnio, com o pico de produção sendo atingido em temperaturas superiores a 25°C (Figura 25) (Lewis Jr., 2010).

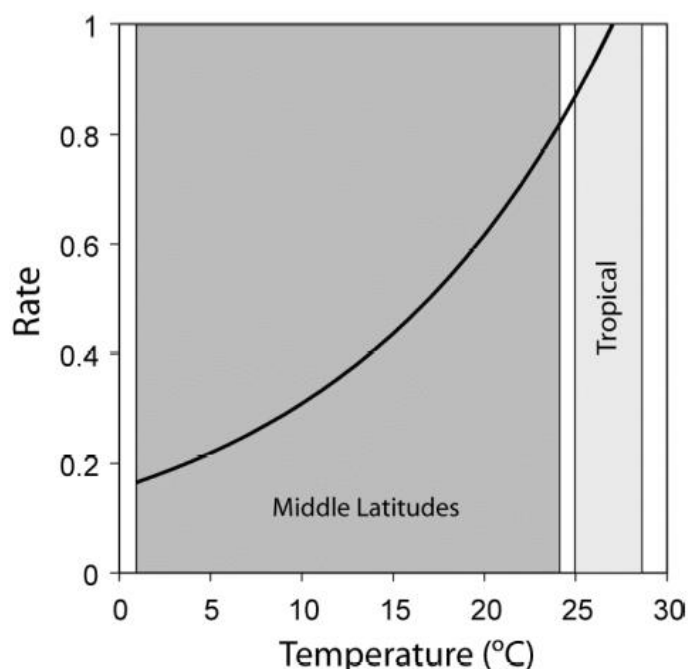


Figura 25: Taxas metabólicas máximas esperadas em função da temperatura (de Lewis Jr, 2010)

Alin e Johnson, 2007, em extensa revisão bibliográfica de lagos ao redor do mundo demonstraram de forma gráfica os diferentes parâmetros influenciadores da produtividade primária (Figura 26), demonstrando um

aumento conforme se vai em direção ao equador, que é acompanhado por um aumento da exposição solar e conseqüentemente da temperatura média da água. Também mostram que tanto em lagos tropicais, como em lagos de altas latitudes, a profundidade do lago atua negativamente na produtividade primária. Por último, é visto que o aumento da área de drenagem relativo ao tamanho do lago também afeta positivamente a produtividade primária.

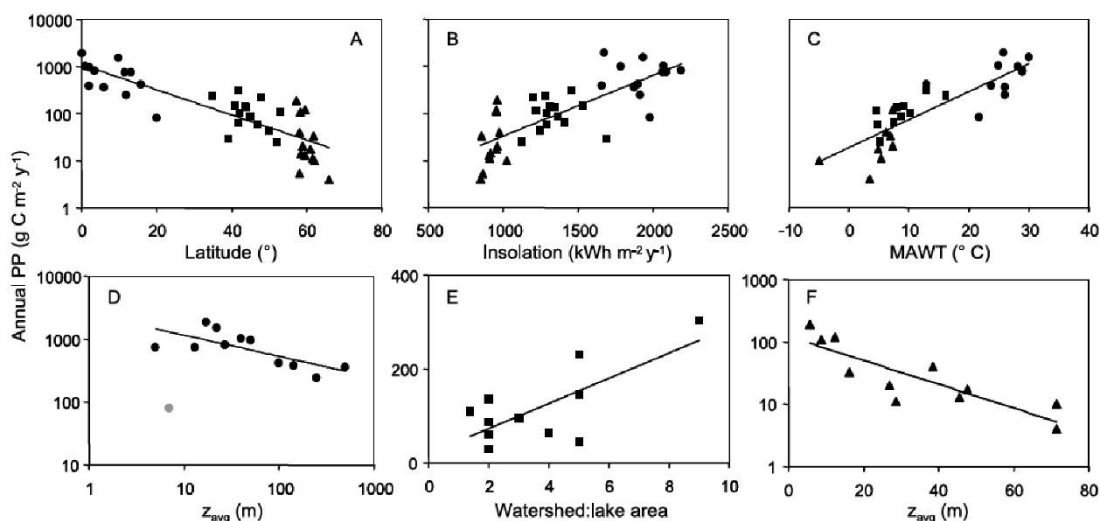


Figura 26: Relações entre a produção primária anual e variáveis ambientais. Lagos tropicais estão indicados por círculos, lagos temperados estão indicados por quadrados e lagos de altas altitudes estão indicados por triângulos. Notar que alguns eixos estão sendo mostrados em escala linear e outros em escala logarítmica. Pontos fora da curva que foram excluídos das regressões estão indicados por símbolos cinzas. (De Alin e Johnson, 2007)

### 6.3. Formação de rochas geradoras em lagos

O estudo do registro orgânico em lagos ao longo do tempo, e conseqüentemente o seu entendimento, deve tomar como base dois pontos, a produtividade primária e as condições de preservação da matéria orgânica gerada. Katz (1995) propôs um modelo para análise de rochas geradoras em lagos (Figura 27)

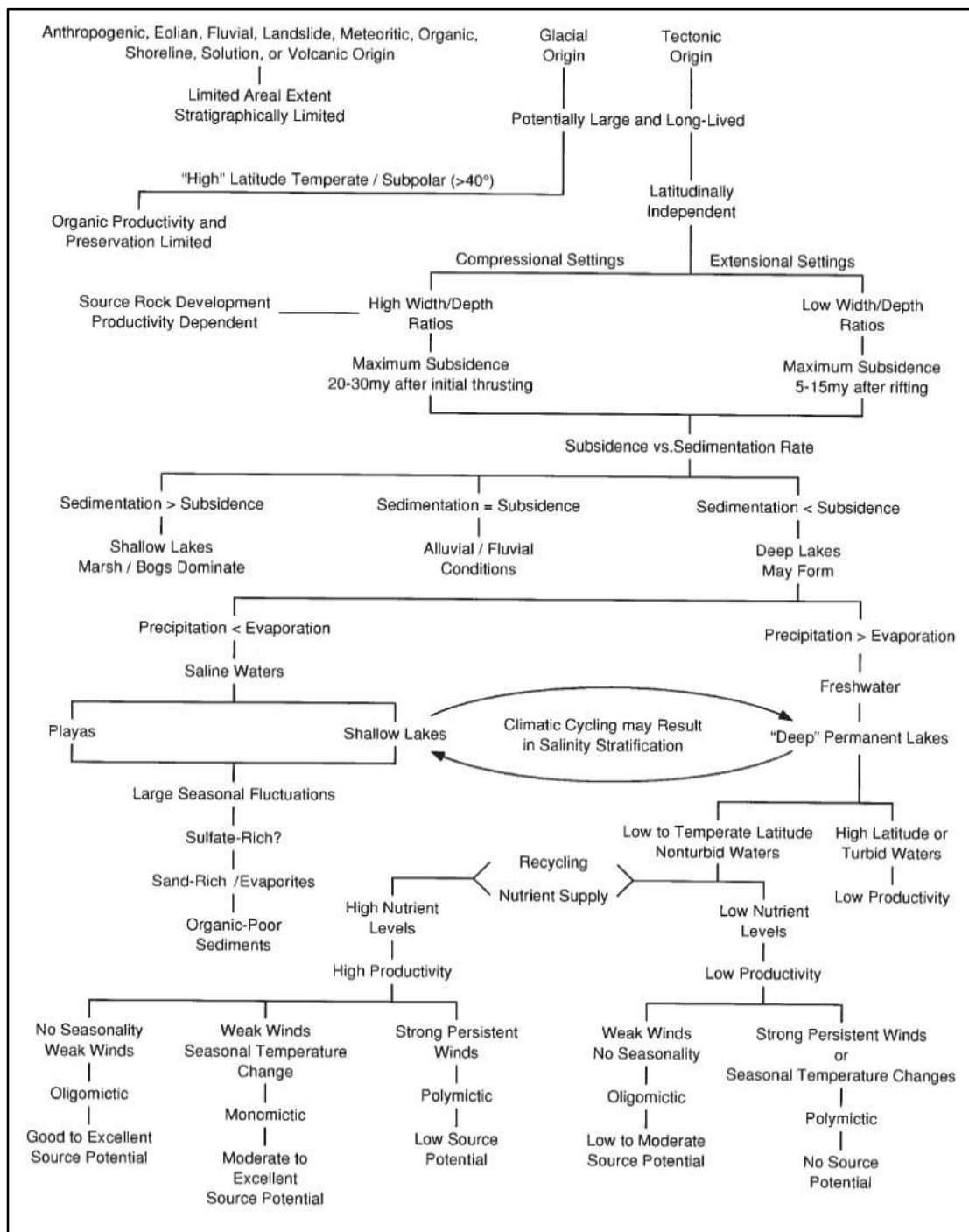


Figura 27: Esquema relacionando os processos que controlam o desenvolvimento de rochas geradoras em lagos. (de Katz, 1995)

O modelo proposto leva em consideração os pontos já levantados anteriormente como controles da produtividade primária e analisa a questão da preservação da matéria orgânica quando classifica os lagos conforme seu potencial de circulação (oligomítico, monomítico e polimítico).



Assim, os lagos oligomíticos (circulação rara e irregular) é o que tem melhor potencial de preservação, seguido dos monomíticos (uma circulação por ano) e polimíticos (circulação frequente). Isso se dá, pois, a circulação lacustre tem o potencial de oxigenar o fundo do lago, levando a oxidação da matéria orgânica depositada.

Ao contrário do muito propagado conhecimento que diz que o melhor ambiente para preservação seria um ambiente completamente anóxico, Rizzi et al (2020), mostram que ambientes disóxicos são os ideais para a preservação. Nesses ambientes as concentrações baixas de oxigênio, além de insuficientes para gerar uma decomposição agressiva da matéria orgânica, também inibe a metanogênese.

## **7. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **7.1. Dados geoquímicos e perfis de poços**

O trabalho contou com extensa biblioteca de dados cedida pela Agência Nacional de Petróleo e Gás Natural (ANP). A maior parte dos dados disponibilizados foram adquiridos pela Petrobras desde os anos 1950.

O conjunto de dados é composto por 345 poços com dados de carbono orgânico total (COT) e resíduo insolúvel (RI), além de dados de pirólise. O trabalho em si, utiliza apenas os dados de COT, utilizando os dados de volume de carbono como indicadores de deposição de matéria orgânica durante o período ativo do lago. Dos 345 poços disponíveis, muitos tinham amostragem muito baixa, poucos dados ou apresentação errada dos dados. Assim, um trabalho inicial de triagem foi feito, com intuito de mitigar problemas estatísticos e terminar com um conjunto de dados representativo da bacia.

O trabalho foi desenvolvido com 154 poços (Anexo 1), nos quais é possível identificar pelo menos uma superfície limitante de trato de sistema tectônico. No total os 154 pontos compreendem um volume de amostras de 8860 pontos.

Além dos dados geoquímicos a ANP disponibilizou também dados de 10 poços, na forma de perfil composto, esses poços contam com dados como gamma ray, caliper, resistividade, densidade, sônico, neutrão, além das

marcações dos limites litoestratigráficos interpretados pelos profissionais das empresas que furaram os poços.

A figura 28 mostra a relação espacial de todos os poços utilizados, tanto os com geoquímica (azul), como os de perfil composto (vermelho).

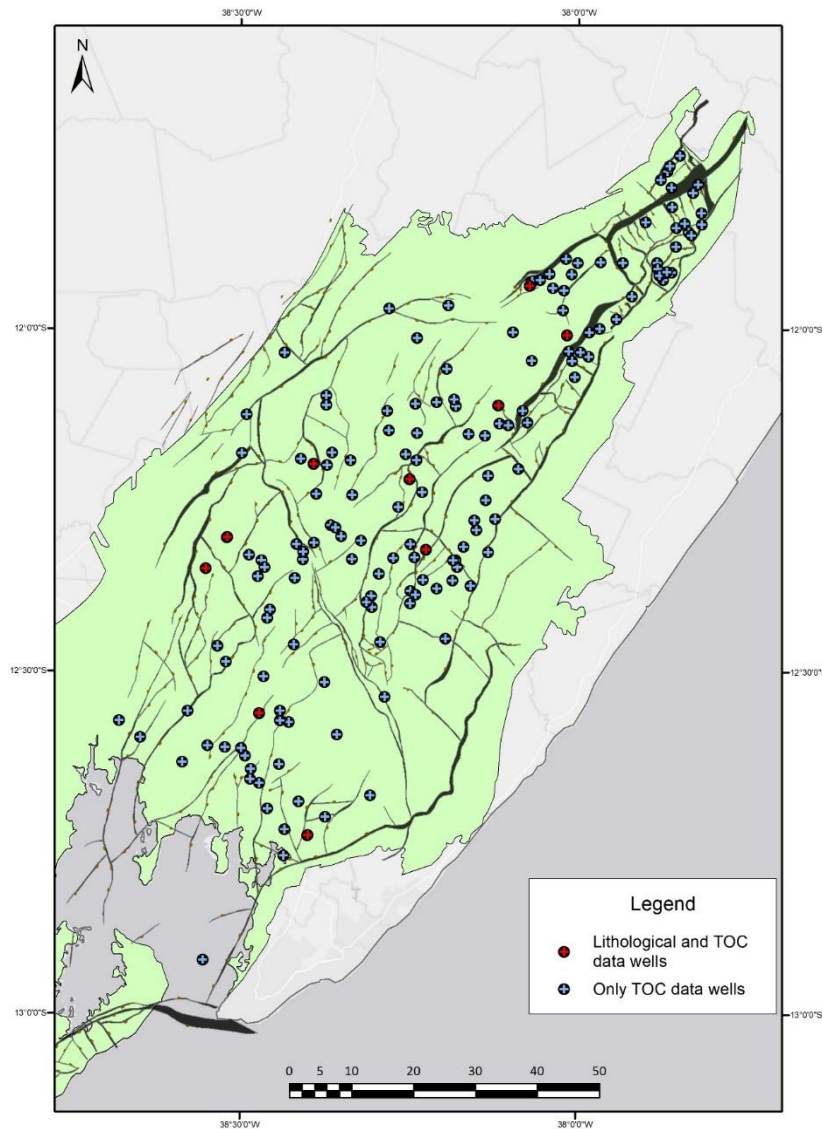


Figura 28: Bacia do Recôncavo com a localização dos poços utilizados nesse trabalho. Em vermelho, poços com dados de poço e de COT. Em azul, poços apenas com dados de COT. Dados cedidos pela ANP.

## 7.2. Carbono Orgânico Total (COT)

Os dados de COT são adquiridos por metodologia bastante difundida nas últimas décadas. O método consiste na pesagem inicial da amostra de rocha, passando para uma etapa de moagem e acidificação em HCl com 25% até que a amostra pare de efervescer. A amostra passa por um período em estufa para secagem da amostra e finalmente volta a ser pesada. A diferença entre o peso inicial e o final desse processo é referente ao percentual de calcita e outros carbonatos efervescentes na rocha e essa diferença ao percentual do peso inicial da amostra é chamado de resíduo insolúvel (RI).

Após o processo de secagem e pesagem a amostra entra no analisador LECO onde, por meio de combustão da amostra, a matéria orgânica é transformada em dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e analisada por células infravermelhas de detecção que quantificam o CO<sub>2</sub> e convertem a medida em um percentual do peso da rocha sendo o COT. (Oilfield Group, 2017)

## 7.3. Método de interpolação *Inverse distance Weighting* (IDW)

Nesse trabalho a interpolação dos mapas estruturais e de isópacas foi feita usando o software ArcGIS com o plugin *geostatistical analyst*. O método de interpolação aplicado foi o inverso da potência das distâncias (IDW). Esse método foi escolhido pela sua capacidade de fixar os pontos de controle na posição pré-definida, importante no caso da grande estruturação da bacia e rápidas mudanças de profundidade e da espessura das isópacas.

O método foi publicado primeiramente por Shepard (1968), sendo um método determinístico para interpolação multivariada com um conjunto de dados disperso e pré-determinado. O método assume que os pontos mais próximos têm mais semelhanças do que os pontos distantes e aplica uma ordem de potência diferente a cada ponto de interpolação a partir da distância entre os pontos.

Para encontrar um valor interpolado a partir de um conjunto de dados é utilizada a fórmula abaixo:

$$\hat{Z}(x) = \frac{\sum_{i=1}^n Z(x_i) \frac{1}{dij^\alpha}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{dij^\alpha}}$$

onde  $\hat{z}(x)$  é o valor a ser interpolado,  $\hat{z}(x_i)$  é um dos valores conhecidos e  $\frac{1}{dij^\alpha}$  é o inverso da distância ( $dij$ ) elevado a uma potência  $\alpha$ . (Righi e Basso, 2016)

Essa fórmula pode ser simplificada para:

$$\hat{z} = \frac{z_1 w_1 + z_2 w_2 + \dots + z_n w_n}{w_1 + w_2 + \dots + w_n}$$

Onde  $w$  é o peso dado para o valor de cada ponto. Um exemplo simplificado foi criado abaixo para demonstrar a interpolação de um ponto  $x$ . (Figura 29)

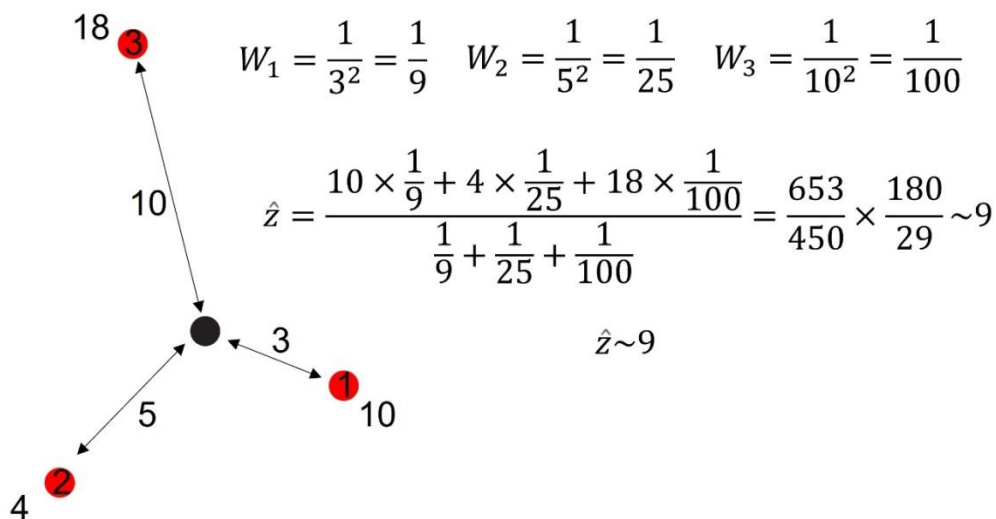


Figura 29: Exemplo de interpolação de um ponto (preto) a partir de outros três pontos (vermelhos) utilizando o método de interpolação IDW

## 8. ARTIGO CIENTÍFICO

### Marine and Petroleum Geology

Total organic carbon as proxy for tectono-stratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil  
--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	JMPG-D-21-00886
Article Type:	Full Length Article
Keywords:	Total Organic Carbon; Recôncavo Basin; Rift Basin; Rift Stratigraphy; Sequence Stratigraphy; Petroleum Exploration
Corresponding Author:	Luis Filipe Furtado Horta Jr Universidade Federal do Rio Grande do Sul Porto Alegre, RS BRAZIL
First Author:	Luis Filipe Furtado Horta Jr
Order of Authors:	Luis Filipe Furtado Horta Jr Juliano Kuchle, Ph.D
Abstract:	<p>Sequence stratigraphy has been applied to oil and gas exploration along the last 40 years and adapted to mostly all types of basins. Rift basins are interpreted based on tectonic system tracts, which defines predictable evolutionary events. These basins are generally associated with rich source rocks. This organic matter is intimately related to the depositional style and sedimentological controls on the basin, which links directly to tectonic system tracts.</p> <p>In Recôncavo Basin (Late Jurassic-Aptian failed branch of Gondwana Breakup), the huge amount of geochemical data available unravel the connection between organic matter and the rift tectonic system tracts. In Tauá Member, in the half-graben development tectonic system tract, the pattern is a total organic carbon (TOC) increase upward, ending on the most organic rich layers in the basin. This pattern indicates the increased synergy between primary productivity and preservation potential. The rift climax tectonic system tract is characterized by a constantly decreasing upward TOC pattern. Interpretations here indicate that primary production decreased due to constantly deep stratified layer, that leads to reduced nutrient exchange from the rich bottom waters to the poor shallow waters of the lake. The last tectonic subdivision is the rift ending tectonic system tract, and in here, the TOC patterns are more chaotic, with the available data indicating at least one clear geochemical subdivision. This subdivision was called internal rift ending surface and it is characterized by the highest TOC values in the basin. In this case, with the shallowing of the lake level, conditions for organic matter creation, deposition and preservation are similar to those by the end of Tauá Member. Increased nutrient supply from the watershed area can also be interpreted, raising primary productivity in the basin. Finally, this last peak is almost always completely immature, which will lead to even higher TOC values.</p> <p>The model proposed here integrates TOC analysis with well logs to the stratigraphic framework of a rift basin allowing proxies identification and clear recognizable patterns of tectonic system tracts at geochemical logs. Furthermore, the TOC trends here characterized and also the interpretation methodology applied can be used to other tectonic controlled basins and to continental lakes paleoenvironmental interpretations.</p>
Suggested Reviewers:	<p>Barry Katz, Ph.D Fellow and Team Leader, Chevron Corp barrykatz@chevron.com Probably the most suited person to be the reviewer for this work. Dr. Katz have written many works, including full article papers and book chapters regarding the subject I attend in the work.</p> <p>Gilmar Vital Bueno, Ph.D Professor, Federal Fluminense University: Universidade Federal Fluminense gilmarvb@id.uff.br Professor Gilmar Bueno is an ex-Petrobras employe, having worked there for more than 20 years, with exetensive work in the Brazilian rift basins. Today his classes are about basin analysis and he is surely on the top persons to completly understand and review every piece of the work.</p>

Powered by Editorial Manager® and ProduXion Manager® from Aries Systems Corporation

A manuscript number has been assigned: JMPG-D-21-00886 [▶ Caixa de entrada x](#)

 **Marine and Petroleum Geology** <em@editorialmanager.com>  
para mim ▾

 inglês ▾ > português ▾ [Traduzir mensagem](#)

Ms. Ref No.: JMPG-D-21-00886

Title: Total organic carbon as proxy for tectono-stratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil

**Marine** and Petroleum Geology

Dear Mr. Horta Jr,

Your submission "Total organic carbon as proxy for tectono-stratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil" has been assigned manuscript number JMPG-D-21-00886.

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

1. Go to this URL: <https://www.editorialmanager.com/jmpg/>

2. Enter your login details

3. Click [Author Login]

This takes you to the Author Main Menu.

4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to **Marine** and Petroleum Geology.

Kind regards,

**Marine** and Petroleum Geology

## **Total organic carbon as a proxy for tectonostratigraphic assessment in rift basins: A case study in Recôncavo Basin, Brazil**

Luis Filipe F. Horta Jr.<sup>1\*</sup> (luisf.geol@gmail.com)

Juliano Kuchle<sup>1</sup> (juliano.kuchle@ufrgs.br)

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS - Av. Bento Gonçalves, 9500, Building 43113, Room 207 (Block I), Agronomia, Porto Alegre – RS, Brazil

\*Corresponding Author

### Abstract

Sequence stratigraphy has been applied to oil and gas exploration over the last 40 years and adapted to mostly all types of basins. Rift basins are interpreted based on tectonic system tracts, which define predictable evolutionary events. These basins are generally associated with rich source rocks. This organic matter is intimately related to the depositional style and sedimentological controls on the basin, which links directly to tectonic system tracts. In Recôncavo Basin (Late Jurassic-Aptian failed branch of Gondwana Breakup), the huge amount of geochemical data available unravel the connection between organic matter and the rift tectonic system tracts. In Tauá Member, in the half-graben development tectonic system tract, the pattern is a total organic carbon (TOC) increase upward, ending on the most organic-rich layers in the basin. This pattern indicates the increased synergy between primary productivity and preservation potential.

The rift climax tectonic system tract is characterized by a constantly decreasing upward TOC pattern. Interpretations here indicate that primary production decreased due to constantly deep stratified layer, which leads to reduced nutrient exchange from the rich bottom waters to the poor shallow waters of the lake. The last tectonic subdivision is the rift ending tectonic system tract, and here, the TOC patterns are more chaotic, with the available data indicating at least one clear geochemical subdivision. This subdivision was called internal rift ending surface and it is characterized by the highest TOC values in the basin. In this case, with the shallowing of the lake level, conditions for organic matter creation, deposition, and preservation are similar to those by the end of Tauá Member. Increased nutrient supply from the watershed area can also be interpreted, raising primary productivity in the basin. Finally, this last peak is almost always completely immature, which will lead to even higher TOC values. The model proposed here integrates TOC analysis with well logs to the stratigraphic framework of a rift basin allowing proxies identification and recognizable patterns of tectonic system tracts at geochemical logs. Furthermore, the TOC trends here characterized, and the interpretation methodology applied can be used to other tectonic controlled basins and continental lakes paleoenvironmental interpretations.

Keywords: Total Organic Carbon; Recôncavo Basin; Rift Basin; Rift Stratigraphy; Sequence Stratigraphy; Petroleum Exploration

## 1. Introduction

Sequence stratigraphy has been successful since the foundations were established along with seismic stratigraphy (Vail et al., 1977; Mitchum et al., 1977; Haq et al., 1987; Jervey et al., 1988; Posamentier et al., 1988; Van



Wagoner et al., 1990). Application of the technique in oil exploration in passive margins has been of significant importance towards the economic success of many oil companies worldwide, mainly in incised valleys-fills and turbidite systems (Bowen et al., 1993).

Aside from the remarkable success in passive margin basins, authors started to suggest limitations and proposed adaptations to the base model (Posamentier and James, 1993; Galloway, 1989; Hunt and Tucker, 1992). From this perspective, we highlight the pioneering work of Prosser (1993), which laid the foundations for stratigraphical description in rift basins, acknowledging the major importance of tectonics and climatic settings to the sedimentological succession. This work permitted further development of the basis of tectono-stratigraphy in rift basins by Bosence (1998), Gawthorpe and Leeder (2000), Bohacs et al. (2000), Morley (2002), Martins-Neto and Catuneanu (2010), Kuchle and Scherer (2010), Holz et al. (2017), Matenco and Haq (2020), mainly by definition of tectonic system tracts.

All cited works used seismic acquisitions, well logs, and outcrop data to define the boundary surfaces of system tracts and depositional sequences, which may lead to challenges regarding seismic lines. The first challenge is that in onshore, mature basin seismic lines are commonly old and scarce, the second relates to the deeper areas of the paleolake, where system tracts are separated by paraconformities in condensed sections that show no impedance contrast to pinpoint the boundary surface.

Authors suggested the use of organic geochemical data as a proxy for sequence stratigraphy comprehension (Tyson, 1996; Peters et al., 2000; Fleck et

al., 2002; Niemeyer, 2011; Navidtalab et al., 2014; Souza et al. 2021). The relationship is caused by the direct correlation of depositional control changes (base level, tectonics, climate – as fundamentals of sequence stratigraphy) and paleogeography changes to the organic matter register.

In the current work, we follow the usage of organic geochemical data, mainly total organic carbon (TOC), along with available lithological data. This is the first time this technique is used as a sequence stratigraphic tool within the concepts first introduced by Prosser (1993). We characterize the rift climax tectonic system tract (RC) by mapping the maximum rift surface and the rift climax surface. Along with these tectonostratigraphically related surfaces, we recognize additionally two other basin-wide surfaces. The first is the lithostratigraphical surface where the base of the Tauá Member was mapped, and the second occurs inside Maracangalha Formation and is interpreted to mark a moment of deep changes in basin physiography with a sharp increase in TOC values during the rift ending tectonic system tract (RE).

The discovery of new oil accumulations can be highly impacted by the correct and accurate delimitation of the tectonic system tracts. It is believed that 50% of the hydrocarbons to be discovered in the United Kingdom continental shelf reside in subtle stratigraphic and combination traps (Stoker, 2006). This is similar to many mature basins where the large-scale traps have been exploited. To evaluate these plays, old 2D seismic work is inappropriate to orientate an exploration campaign, making the use of 3D seismic compulsory. Three-dimensional seismic, especially in onshore basins are quite expensive and previous compartmentalization work needs to be done, to correctly apply those

efforts. The framework here presented gives a time and process-based compartmentation and its depositional controls, based on data usually abundant in mature basins.

## **2. Geological Framework**

### **2.1 Recôncavo Basin**

Located in the northeast of Brazil (Figure 1A), the Recôncavo Basin (Figure 1B) forms the southern part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System. The basins were formed as part of the Gondwana breakup event, as an aborted branch in the Late Jurassic to Early Cretaceous. (Milani and Davison, 1988; Magnavita, 1992; Caixeta et al., 1994, Silva et al., 2007)

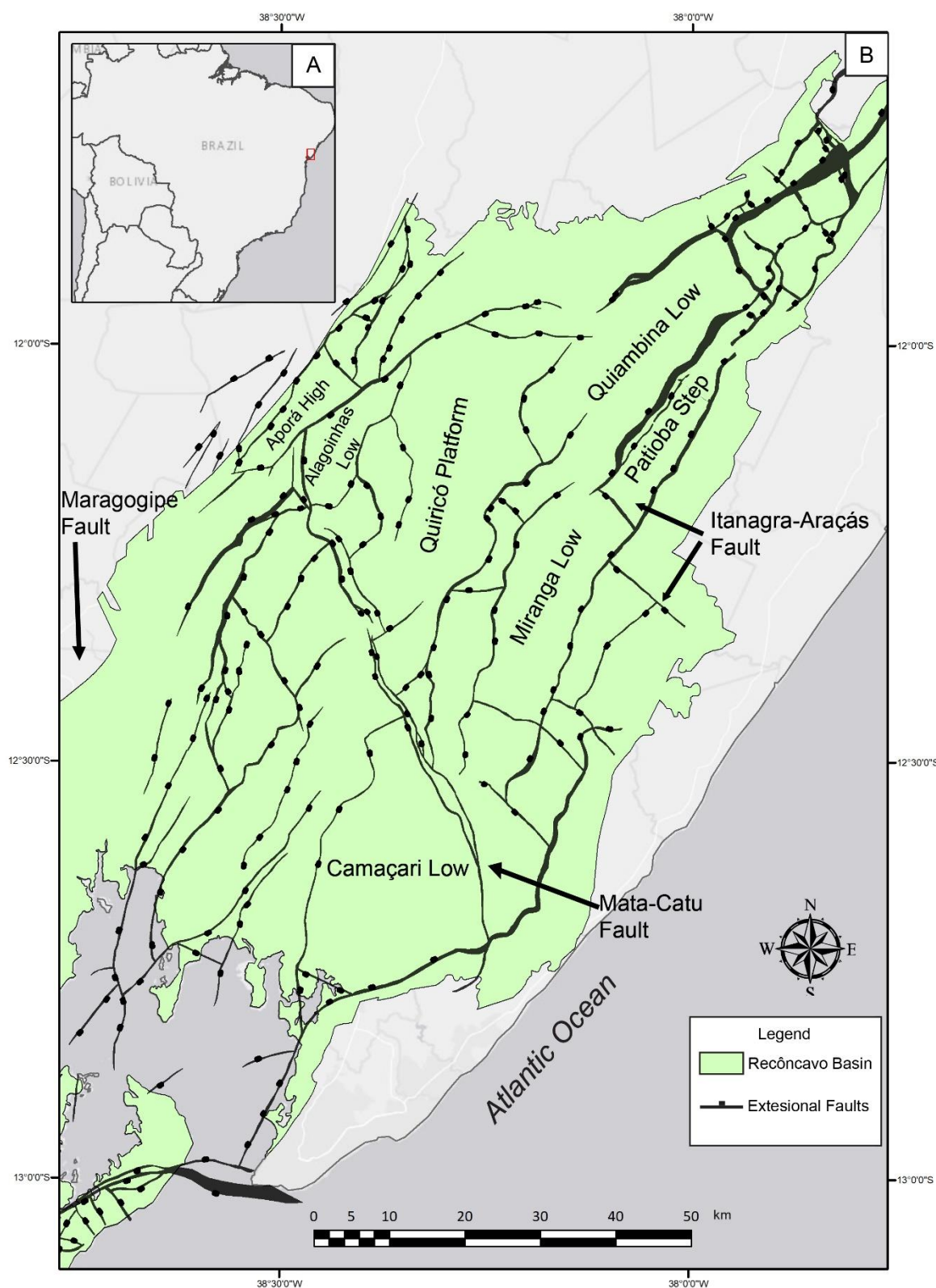


Figure 1: Recôncavo Basin location and its main structural features and structural domains.

The basin is approximately 11,500 km<sup>2</sup> wide, with two main axes. The bigger axis has approximately 230 km with a NE-SW trend, and the smaller axis is 80 km with a perpendicular NW-SE trend. The basin is limited to the north and northeast by the Aporá High, to the south by the Maragogipe Fault, and East by the Salvador border fault system, depicting a half-graben single structure. The basin is also subdivided into three different compartments by the transfer fault systems of Mata-Catu and Itanagra-Araçás, each one with a distinct tectonic history (Milani and Davison, 1988).

Basin evolution is still controversial in the literature, with different interpretations for the rift onset (Ghignone, 1979; Magnavita 1992; Da Silva, 1993, 1996; Caixeta et al., 1994; Kuchle and Scherer, 2010; Holz et. al., 2014). In this work, we use the model proposed by Kuchle and Scherer (2010), which based their interpretation for the rift onset on the model proposed by Morley (2002). In their work, they divide the basin into three distinct phases, where the pre-rift is composed of the Permian Afligidos Formation, and the post-rift by the Aptian Marizal Formation. The syn-rift was subdivided into four phases based on the models for tectonostratigraphic evolution in rift basins (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000). The first phase was the rift initiation tectonic system tract composed of the eolic, fluvio-eolic, and lacustrine rocks of the Aliança and Sergi Formations, limited at the base by the syn-rift unconformity and the top by the half-graben development surface (HGDS). Followed by the half-graben development tectonic system tract (HGD) represented by the fine sediments of the Itaparica Formation, the sandy sediments of the Água Grande Formation, and the organic-rich fine sediments of the Tauá Member, this phase is limited at the bottom by the HGDS and at the top

by the rift climax surface (RCS). The next phase is the Rift Climax Tectonic System Tract (RC), formed by the deep lacustrine facies of the Gomo Member and limited on top by the maximum rift surface (MRS). The last phase is the rift ending tectonic system tract (RE). The phase is composed of the lacustrine shale facies of the Maracangalha and Pojuca Formations, interfingered with the deltaic sandstones of the Marfim Formation and in the top the fluvial sandstones of the São Sebastião Formation, representing the final infill of the lake.

## **2.2. Limnology, primary production and organic matter preservation in tropical lakes**

Although Limnology studies about temperate lakes are abundant in the literature, the same cannot be said about tropical lakes. On this subject, relevant information can be found in the works from Lewis Jr (1987, 1990, 1996, 2010), Katz (1995), Kilham and Kilham (1990), Alin and Johnson (2007), MacIntyre (2012).

Tropical lakes have characteristics formed by high-temperature conditions close to the equator. While temperate and arctic lakes can vary their surface temperature from 2 to 25 °C along one year, with bottom temperatures most of the year at 4 °C, tropical lakes range from an average of 25 to 27 °C throughout the year, with bottom water temperatures always around 25 °C (Lewis Jr., 2010). These conditions reduce the favorability to establish seasonal stratification tropical lakes like the ones in temperate and arctic conditions. Stratification in lakes in tropical regions will be accomplished when the lake reaches tens of meters of depth, with the very deep lakes becoming meromictic, therefore not completely mixing during one or many years (MacIntyre, 2012) (Figure 2).

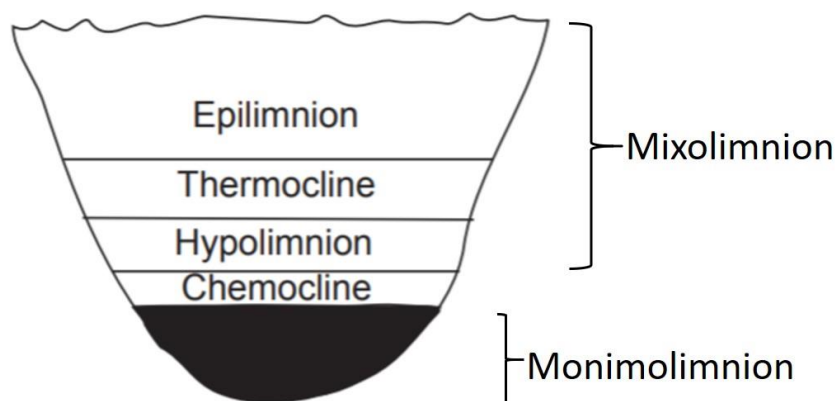


Figure 2: Water circulation structure of Meromictic lakes (Adapted from Hakala, 2005)

When studying lakes, other characteristics need to be assessed in both present and ancient lakes. They can be formed in desertic or humid settings, the category of the lake needs to be assessed and the salinity of the lake needs to be accounted for. (Lewis Jr., 2010). In the case of the Recôncavo lake, we assume that from the Tauá Member up, humid climate (Picarelli et al., 1993 apud Picarelli and Abreu, 2012; Da Silva, 1993) dominated with freshwater (Tolderer-Farmer et al., 1989 apud Da Silva, 1993). Lake type changes during basin evolution, going from low relative depth, going to basic type, and reaching the great depth stage during the transition that marks the RCS, although the register of the relative low phase was not observed in the Recôncavo Basin.

To understand the organic record in organic-rich basins, the main attributes are primary productivity and preservation conditions. Katz (1995) proposed a lacustrine source rock model, accounting for the processes controlling the main attributes (Figure 7).

Primary productivity is the result of temperature, light availability, and macro and micronutrient availability (Kimmel and Groeger, 2009), where the latter is a combined result of lake average depth, climate humidity, and watershed to lake area. In tropical lakes average depth will regulate lake stratification potential; the recycling of the nutrient-rich waters of the hypolimnion and monimolimnion is the main source for nutrients in the lake. Humidity will influence the fluvial transportation capacity, therefore external nutrient supply, and lastly the watershed to lake area ratio will dictate the amount of area being drained into the lake, which can increase or decrease the nutrient supply ratio reaching the lake (Alin and Johnson, 2007). Alin and Johnson, 2007 used data from lakes around the world to understand how these factors influence primary productivity (Figure 3).

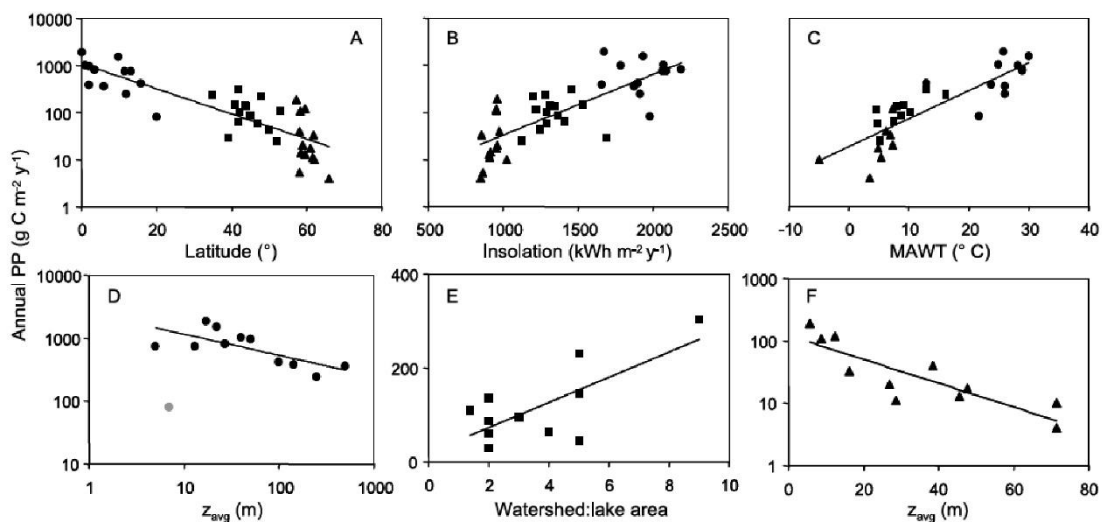


Figure 3: Global-scale relationships between annual primary production and environmental variables. Environmental variables are: (a) latitude, (b) incident solar radiation calculated for each lake, and (c) mean annual water temperature (MAWT). Tropical lakes are indicated with circles, temperate lakes with squares, and high-latitude lakes with triangles. Regional-scale relationships between



annual primary production and basin morphometry variables observed within latitude zones: (d) tropical lakes and average depth ( $z_{avg}$ ), (e) temperate lakes and watershed to lake area ratio, and (f) high-latitude lakes and  $z_{avg}$ . Note that some axes are shown in linear scale, others in log scale. Statistical outliers excluded from regressions are indicated by gray symbols (data from Alin and Johnson, 2007).

Preservation conditions are controlled mainly by dysoxic-anoxic conditions. Rizzi et al. (2020) concluded that in an Oligocene Vietnam rift, source rock development was higher during periods of dysoxic conditions. This development is explained by the low oxygen condition not being sufficient for aggressive organic matter decomposition while inhibiting methanogenesis.

### **3. Materials and methods**

#### **3.1. Geochemical Dataset**

The present work uses a huge bulk organic geochemistry dataset granted by the Brazilian National Oil Agency (ANP) and mostly acquired by Petrobras since 1950. The complete dataset consists of 345 wells with bulk geochemistry data. However, many of these wells, particularly the production wells have few data points, so the first step was sample screening. This step resulted in a final dataset of 154 wells (Figure 4), comprising 8860 points of TOC analyses possible to interpret for at least one of the geochemical markers.

### 3.2. Composite log

Along with the geochemical data, ANP also granted 10 composite logs from the wells shown in red in Figure 4. These data were used to understand the relation between lithostratigraphy and lithology to the geochemical dataset.

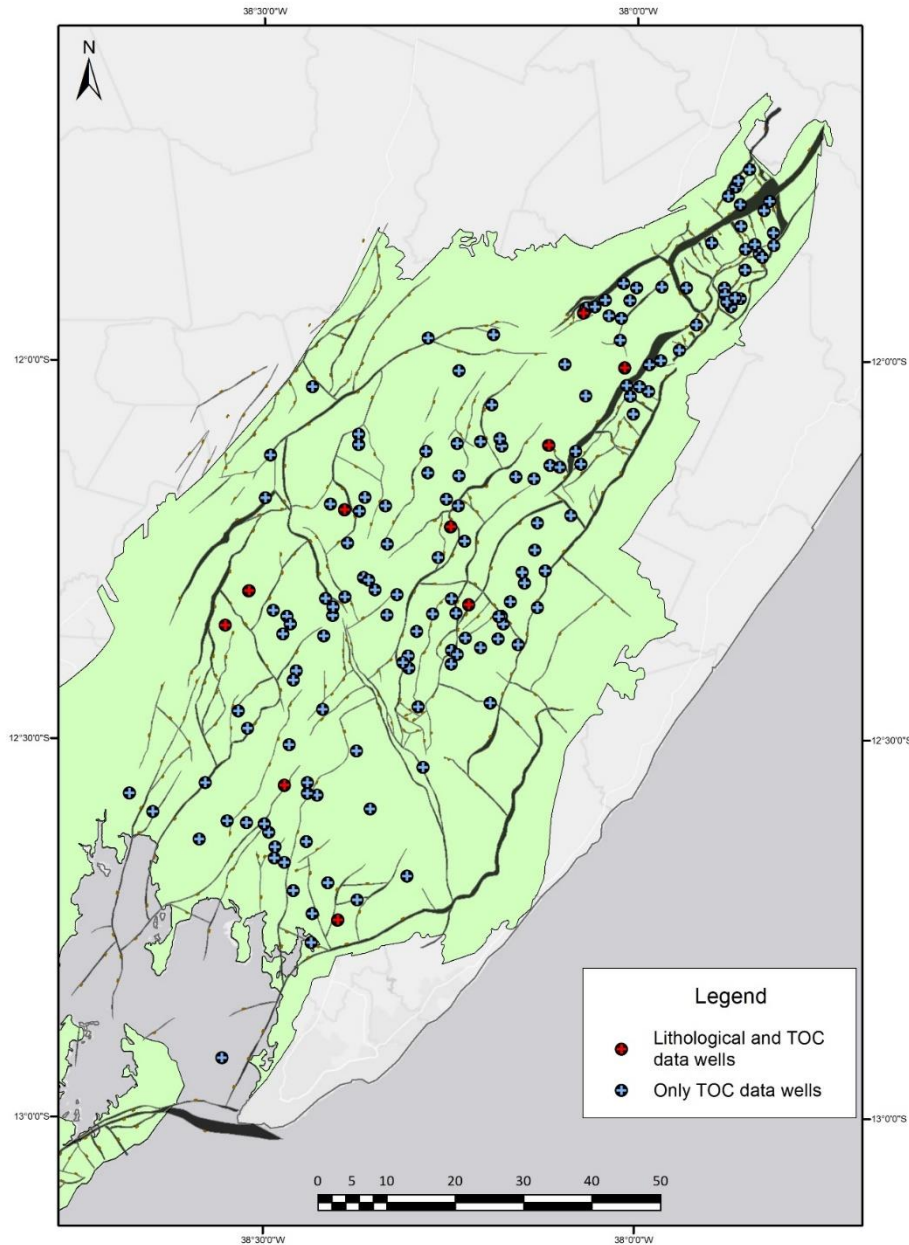


Figure 4: Recôncavo Basin, with the well dataset used in this work. Data from ANP.

### **3.3. Total Organic Carbon (TOC)**

For the TOC data, Petrobras uses the standard methodology of grinding and weighing the samples, proceeding with decalcification with HCl and drying. After sample drying, Petrobras uses a Leco carbon analyzer equipment. The organic carbon is combusted with excess oxygen and measured the resulting carbon dioxide produced. The amount of carbon dioxide is directly proportional to TOC in the rock. The results are reported as a percentual relative to the whole sample weight.

### **3.4. Interpolation method**

The software ArcGIS was used to generate the maps with the geostatistical analyst plugin. The inverse distance weighted (IDW) method was applied. This method was defined by Shepard (1968) and is a type of deterministic method for multivariate interpolation with a known, scattered set of points. The method assumes that closer data points are more similar than those that are farther apart. Another important characteristic of this method is the maintenance of the values of data points, different from kriging, radial basis function (RBF), and others. This was important here to account for the high degree of tectonic faulting in the basin that may lead to fast changes at depth and thickness of isopach being assessed.

## 4. Results

### 4.1. Geochemical markers

Various organic geochemistry methods can be used as stratigraphic indicators (Curiale et al., 1992; Peters et al. 2000; Fleck et al. 2002). Results are presented and interpreted, including mapping of 138 wells drilled in the syn-rift section of the Recôncavo Basin using TOC data.

Some spikes in the geochemistry record matched electric markers, pioneered by Da Silva (1993). The most important and widespread are markers M60 and M11, due to their strong correlation to high TOC values and basin-wide character. In this work, we further develop the idea, by defining a new and widespread spike in the TOC record and proposing a new and most important point, determined by changes in tendencies of TOC data, instead of a spike as commonly done.

The wide occurrence of the proposed marker and its non-cyclic pattern is interpreted here as the start of major changes in basin physiography, mostly related to tectonic events. As a result of this assumption, we follow the recent interpretation for the tectonostratigraphic limits in Recôncavo Basin defined by Kuchle and Scherer (2010) (Figure 5).

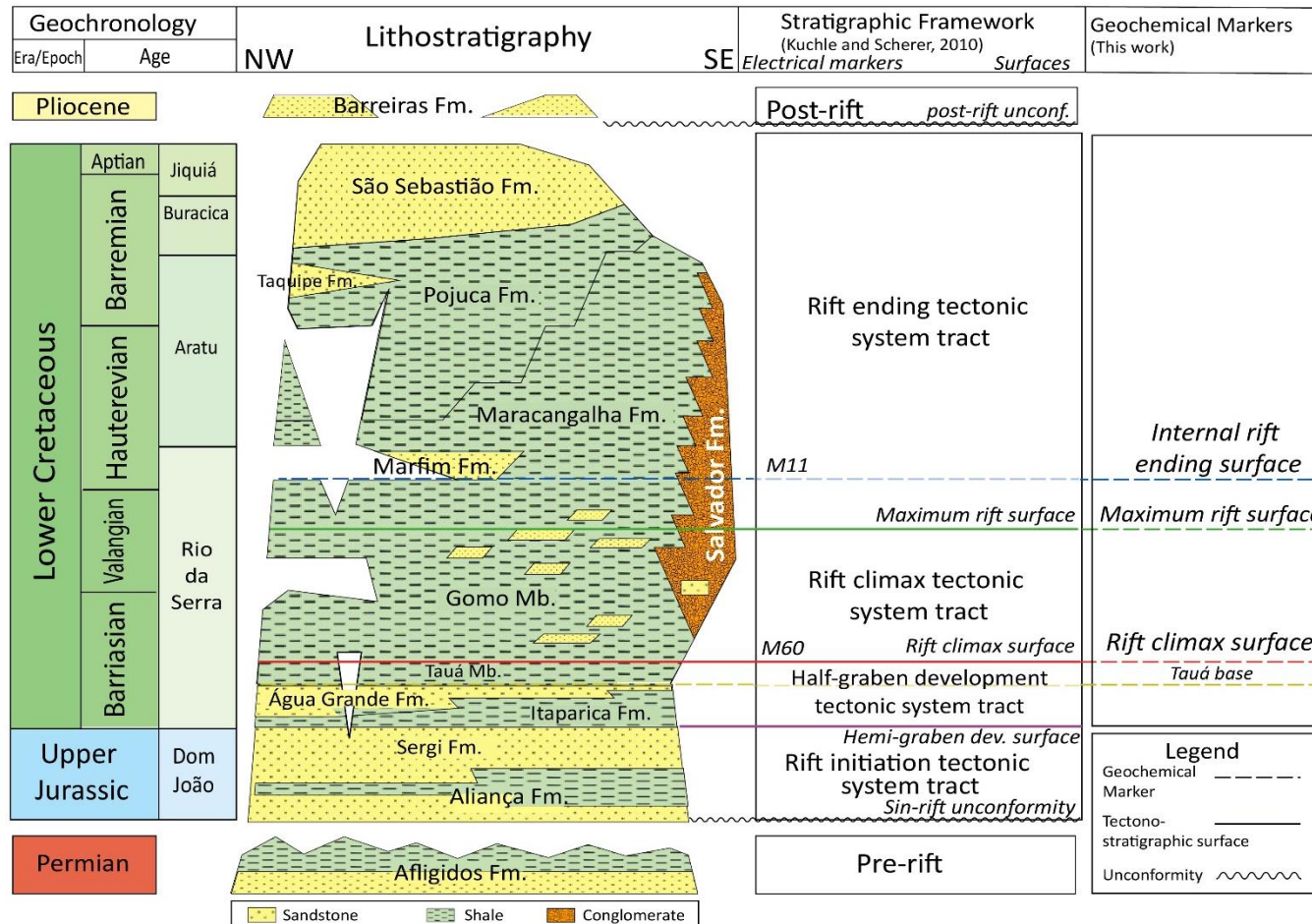


Figure 5. Recôncavo stratigraphic chart (Modified after Silva, 2007), integrated to the tectonostratigraphic system tracts proposed by Kuchle and Scherer (2010) and to the proposed surfaces identified with the geochemical markers.

Due to the nature of the data, most do not reach the oldest and deepest sections of the basin. Therefore, the work is focused from the base of Tauá Member during the half-gráben development tectonic system tract to the Pojuca Formation in the rift final tectonic system tract, during Rio da Serra and Aratu Stages.

We interpret four points in most of the wells based on the TOC values and tendency (Figure 6).

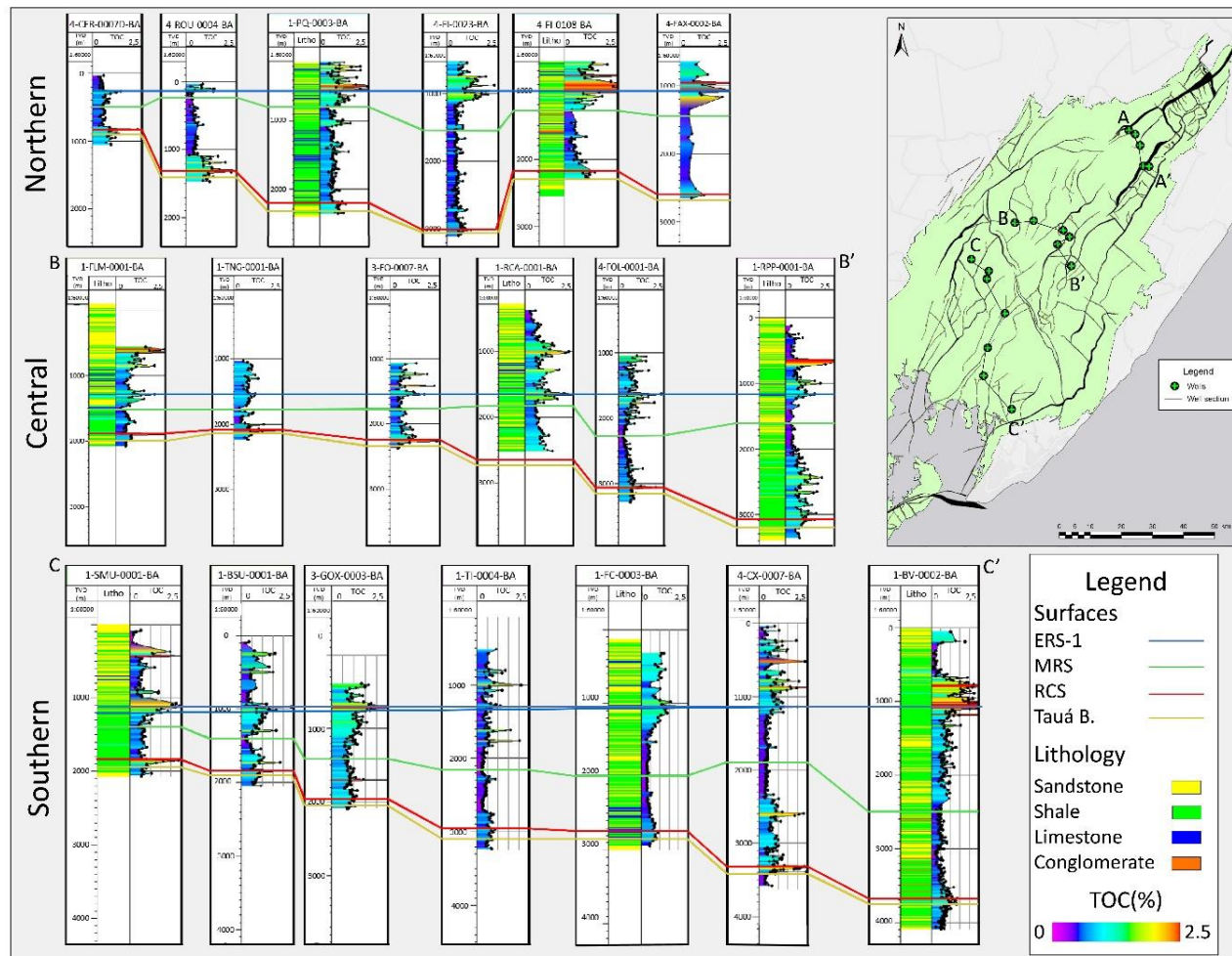


Figure 6: Three well sections along with all sectors of the basin showing the identified surfaces with TOC, showing the basin-wide occurrence of the surfaces. All wells are flattened at the end rift surface-1.

The basal surface is named Tauá Base (Tauá B) and is directly correlated to the basal limit of the Tauá Member, characterized by a small TOC peak occurring below the higher TOC peak at the top of Tauá Member. Interpreting this peak is only possible by previously defining the Top of Tauá Member. Lithologically this surface marks the change from the coarser sediments of Água Grande Formation to the fine organic-rich sediments of Tauá Member. The surface represents the time the basin went through drastic climatic changes (Da Silva, 1993), towards a more humid environment. In this condition the lake balance starts to be continuous positive until the end of the rift climax tectonic system tract, corroborated by the non-presence of evaporite and fluvial sandstones in syn-rift sediments. Lithology abruptly changes from fluvial-aeolian sandstones of the Água Grande Formation to the fine-grained sediments of Tauá Member, improving conditions for organic matter generation and preservation. This interpretation is corroborated by the increase in TOC. The physiography of the rift valley starts to be constituted, although not developing border fault conglomerates.

The second surface marks the top of Tauá Member and the beginning of Gomo Member. Stratigraphically, this surface also marks the end of the half-graben development tectonic system tract and the beginning of the rift climax tectonic system tract, which is defined as Rift Climax Surface. This surface is characterized by a high TOC peak, usually the higher peak in the mature section of the basin. Da Silva (1993) highlighted this peak, to correspond to the electrical marker M60, where the author describes the electrical log behavior due to high organic matter and high carbonate content in this surface. From this point in time,



border fault conglomerates are found, indicating an increase in the maturity of the rift border relief.

The third surface is the maximum rifting surface (MRS) and marks the end of the more tectonically active Rift Climax Tectonic System Tract (RC). In this phase, conglomerate wedge sediments of the border fault progressively went through progradation into basin depocenters, while the flexural border sediments went through retrogradation. These sediments mark the beginning of the rift final tectonic system tract where opposite shoreline movements occur. This point also marks the period when the basin reached maximum size, and it is characterized by the change in the TOC decreasing tendency to the TOC increasing tendency.

The last marker occurs inside the rift final tectonic system tract and indicates a momentum of deep changes in the basin physiography or climate regime, although the marker has minor importance on the tectonostratigraphic boundaries. This last marker is identified by the higher TOC values. Its existence was mentioned by Da Silva (1993) as a correlation to the electrical marker M11. Therefore, the marker will be defined as ending rift surface 1 (ERS-1). Aside from other references in the literature for this marker (Da Silva, 1993 and Portela et al. 2016), where authors suggest this marker would be immature in the whole basin, we found 37 wells across Camaçari, Miranga, and Alagoinhas structural lows, where this high TOC value is correlated to oil window Tmax Values (>440°C) and is compatible with published Vitrinite Reflectance maps of the basin (Magnavita, 1992).

Within the described features for the geochemical markers, we can set for each one of the tectonic system tracts its own classification using the lacustrine source rock model (Katz, 1995) (Figure X).

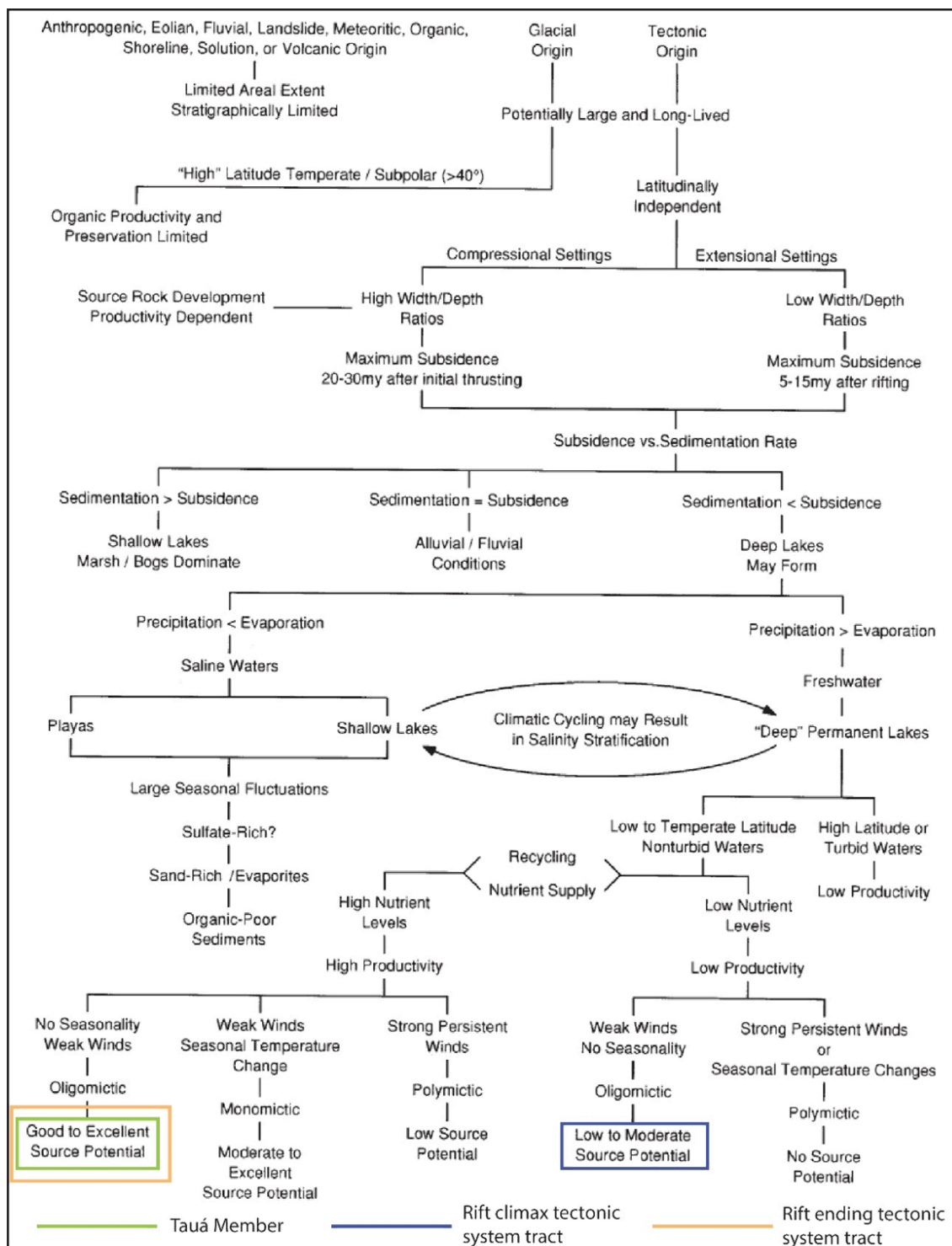


Figure 7: Lacustrine source rock model with the proposed conditions for the three main sections analyzed in the work. (Adapted from Katz, 1995)

---

## 4.2. Geochemical Markers Mapping

From the voluminous well data analyzed, we were able to map and craft structural maps for the four defined markers. Every surface has a different number of mapped wells because not every well has a complete record for TOC and IR. The number of wells varies from 122 for the base of Tauá Member to 138 for the shallowest ERS-1. The surface structural maps were used to compute isopach maps for the Tauá Member, RC, and rift ending tectonic system tract (RE) (Figure 8).

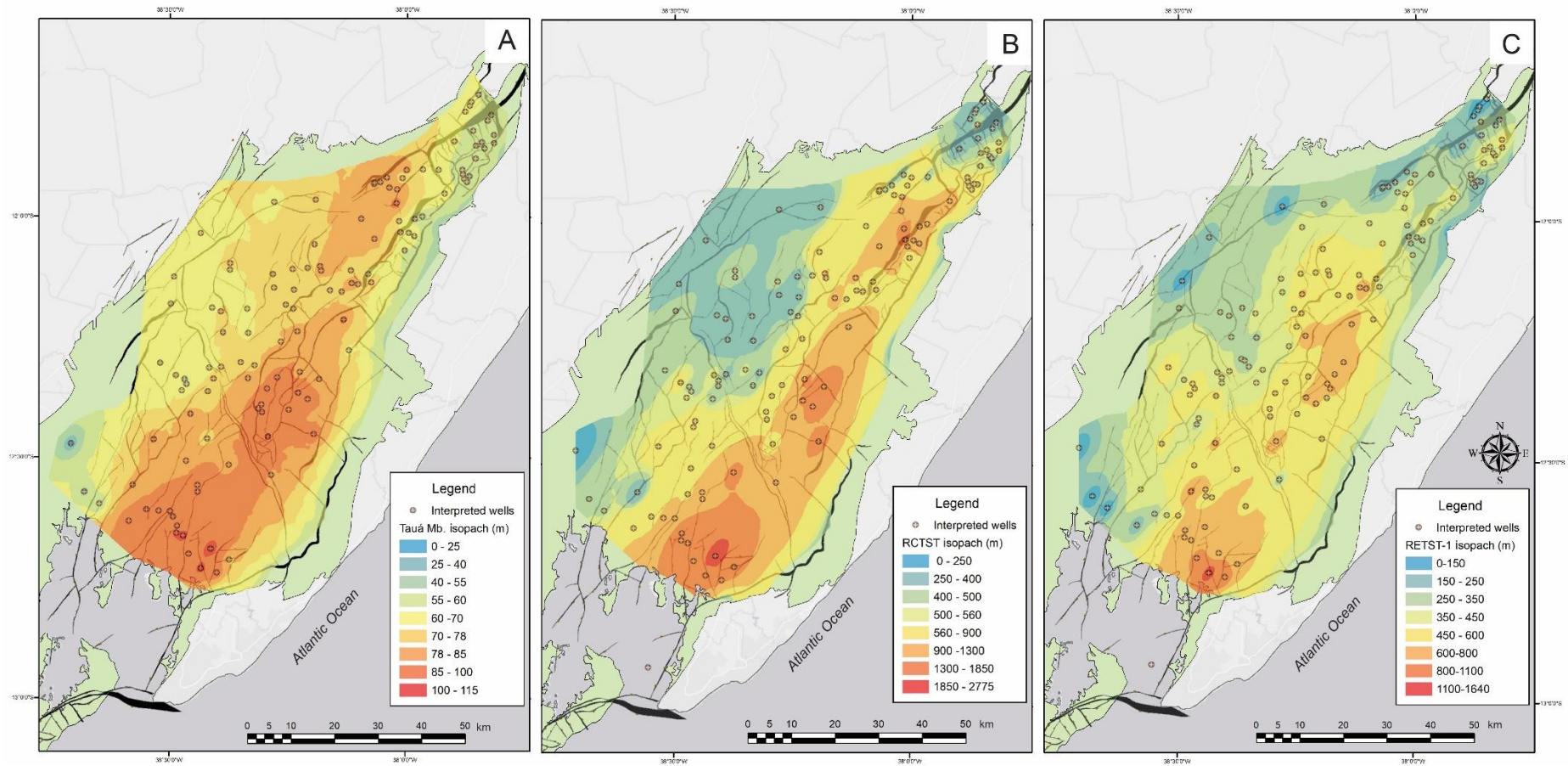


Figure 8: Isopach maps generated for (A) Tauá Member, (B) Rift climax tectonic system tract, (C) Rift ending tectonic system tract.

## 5. Discussion

For the discussion topics, interpretations are presented for the TOC stacking pattern, along with the interpretation of the isopach maps of each tectonic system tract.

Following the presented characteristics affecting primary production (PP) in lakes and Gondwana reconstruction maps of the Late Jurassic and Late Cretaceous period (Scotese, 2001), we conclude that the basin remained all Dom João and Aratu Stages in a tropical zone between 0 and 30° south of the equator. This paleogeographic inference leads to the best zone for increased primary production in lakes due to high incident solar radiation and mean water temperature (Lewis Jr., 1996; Alin et al., 2007). Other influence factors like lake depth and watershed to lake area ratio will have changes regarding the tectonic activity and will influence the TOC stacking characteristics. Preservation conditions are also a major factor influencing the parameters, but as the lake reached tens of meters in the rift development tectonic system tract, the lake likely reached the meromictic stage, developing a monimolimnion layer for long periods.

The main source of profundal carbonate is inorganic and bio-induced precipitation of  $\text{CaCO}_3$  by the removal of  $\text{CO}_2$  (Dean and Fouch, 1983). Carbonate saturation is controlled by the balance between carbon dioxide assimilation by planktonic photosynthesis and carbon dioxide released by respiration (Megard, 1969). In tropical stratified lakes, catabolic processes occur five times faster in deep waters showing a strong bias towards respiration and consequently increased  $\text{CO}_2$  (Lewis Jr. 2010). Other allochthonous factors like hydrology and sediment input are important variables on carbonate deposition in lakes (Gierlowski-Kordesch, 2010). Lastly,  $\text{CO}_2$  can be generated

in oxic bottom lakes by organic matter decomposition, which will lead to carbonate dissolution on the first centimeters of the lake bottom.

Due to the increased complexity of carbonate deposition, mainly interference from allochthonous factors, it will not be presented interpretation for this variable pattern. We suggest further studies focused on the organic matter, including lithologic, isotopic, and chromatography data.

### **5.1. Rift Development Tectonic System Tract: Tauá Member**

The boundary between Água Grande and Tauá Member is a sharp contact that marks a drastic change in basin physiography, alternating from sand-rich fluvial systems to the essentially pelitic lake sediments.

An increase of the values in the TOC logs is observed for the Tauá Member as the top of the formation is approached. According to Alin et al. (2007), the constant deepening should present a decrease in values for PP. The inverse relation we found is interpreted in this work as a result of the constant deepening of Tauá Member to tens of meters depth (Da Silva, 1993). At this point, the optimum stage between a holomictic lake and a meromictic lake, with exceptionally low-oxygen bottom waters, will prevent methanogenesis and will not oxidate organic matter. Minor uplift of the footwall happened due to the lack of conglomerates and other coarse-grained facies (Salvador Formation). This scenario, associated with the continuous deepening of the lake, leads to an increase in basin watershed area and consequently to a greater nutrient input into the basin. This characteristic increases the potential for organic matter creation and preservation, reaching its best condition in the top of Tauá Member.

The increase from the shallow waters at the beginning of Tauá Member to the constantly deeper and systematically stratified waters in the deeper portions probably led to the effect described by Lewis Jr (2010). The effect states that short-term heat loss during stratification seasons may cause critical reduction of stability leading to some entrainment from the nutrient-rich waters of the hypolimnion to the mixed layer, increasing primary production.

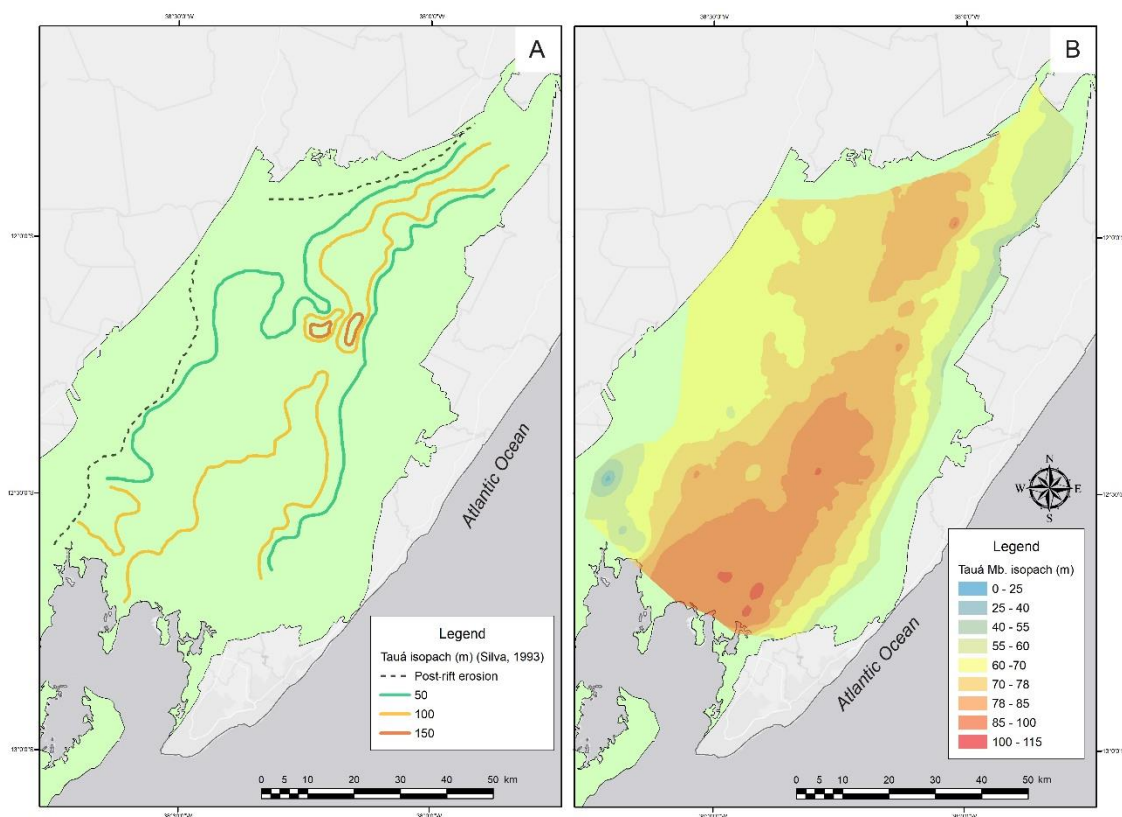


Figure 9: Comparison of the Tauá Member isopach computed (A) in this work with the same isopach (B) created by Silva (1993).

The isopach map for the Tauá Member has been published by Da Silva (1993) and will be used here to support the geochemical data (Figure 9A) as a marker for the Tauá Member (Figure 9B). There is a good correlation between the isopach map created with

geochemical data and the one crafted using well logs. Main differences occur in isopach thickness and the area of post-depositional erosion. The first could be related to Da Silva (1993), using a different methodology from Petrobras to mark the interface between Tauá and Gomo Member and the post-depositional erosion to lack of data. From the comparison with the newer tectonic system tract isopach maps, the Tauá lake was shallower, and tectonism in the main lows was not fully developed. Proto Mata-Catu and Itanagra-Araças transfer fault systems are at initial stages, as it is possible to distinguish three depocenters separated by these faults. Also, we can point that tectonism in the south of the basin seems more developed than in the north, pointing to a rift opening from south to north.

## **5.2. Rift Climax Tectonic System Tract**

The boundary between rift development tectonic system tract and rift climax tectonic system tract is a transitional contact marked by the presence of shales intercalated with limestones, and the beginning of the conglomerate wedge near the border fault (Salvador Formation). In this stage, the Recôncavo lake went from some tens of meters to hundreds of meters depth, becoming permanently stratified (Da Silva, 1993) for lengthy periods.

The range between the RCS and MRS presents a constant decrease in TOC values, although increased preservation potential can be interpreted due to greater depths and permanently stratified waters. The TOC decrease can be explained as the result of two variables, the deepening of the lake and rift tectonic evolution. The first leads to a decrease in circulation from the monimolimnion nutrient-rich waters to the oxygenated epilimnion zone. The second results in relief development with high rift



shoulders and by Rio da Serra Stage, the Aporá High is not yet formed and the Quiricó platform is submerged (Magnavita, 1992). In this configuration Recôncavo and South Tucano are connected, forming a huge lake, greatly reducing watershed to lake area ratio.

The isopach map of the RC (Figure 8B) indicates the complete development of the structural framework in the deeper areas of the basin. Camaçari, Miranga, and Quiambina Lows represent the deepest areas of the basin, separated by the Mata-Catu and Itanagra-Araçás release faults. These areas concentrate the deposition of the basin, with increased accumulation rates.

In the northern division of the basin, when comparing isopach curves from the HGD to the RC, a migration of the depocenter to the south is registered near the Patioba step. This evidence supports the previous inference that the structural framework was more developed in the southern area by the time of the Tauá Member deposition.

Data presented by Da Silva (1993) indicate that shales in depocenter areas of the basin for this age present thickness varying between 57 to 59% of their original thickness. Isopach map (Figure 8B) indicates 900 to 2000m thickness in the depocenters area. Based on well data, the MRS is located near the lithostratigraphic interface between Gomo Member and Maracangalha Formation and sometimes entirely inside Maracangalha Formation According to the latest chronostratigraphic review (Da Silva et al., 2007), deposition time for MRS ranges from 5 to 10 Ma. This results in a maximum accumulation rate range of 0.3 to 0.69 m/1000 y and a minimum of 0.16 to 0.3448 m/1000 y.

The maximum accumulation rates are in order with the results presented by Da Silva (1993) for the Tectono-Depositional Interval II (Gomo Member) and with data from a modern lake, where Livingstone (1965) proposes an average accumulation rate of 0,49m/1000y for Lake Tanganyika. Other African rift lakes are reported to have higher accumulation rates, PilskaIn (1991) reports rates of 1 m/1000 y for lake Malawi and Halfman (1987) and Johnson (1987) report mean rates of 3-5m/1000year for lake Turkana. These results reinforce that modern Lake Tanganyika could be considered analogous to the Recôncavo Lake during the RC.

### **5.3. Rift Ending Tectonic System Tract (RE)**

In this section, the lower segment of the RE will be discussed, due to the lack of data in the complete section. This lower segment goes from the MRS to the internal rift ending surface (IRES-1) or the marker 11 in electrical logs.

This section is characterized by two phases. In the first phase, the COT slowly increases in value. The second phase is characterized by a fast increase of the parameters and increased dispersion of the TOC data, due to remarkably high TOC sediments intercalated with lower TOC sediments.

The first moment marks exactly the moment where retrogradation stops in the basin and a progradational pattern from the flexural border starts and continues until all accommodation space is filled by São Sebastião Formation. This phase is characterized by a decrease in lake area and depth, due to reduced tectonic activity and rate of accommodation space creation. The lack of tectonic activity allows the relief to achieve

maturity, increasing the watershed area and transforming the relief from steep to gentle gradient, supporting chemical weathering, thus more nutrients in lake affluent waters.

A different pattern is present in the second phase from TOC logs, based on available data. The first hypothesis raised is that the accommodation space in the basin is volumetric. As the lake starts to reduce in size and become shallower, the same amount of sediment input will be filling a higher percentage of the available space. This will lead to fast changes in lake depth and therefore increasing nutrient supply from the hypolimnion to the upper oxygenated layer. Further development of the drainage system also accounts for a positive increase in nutrients arriving in the lake system and this increase will be affected by a lag between the time tectonism shrinking and the time relief adjusting to this new condition.

Another hypothesis is that the bypass zone of the Quiricó platform emerged during the progradational period. This hypothesis is sustained by the sand isolith map from Marfim Formation presented by Da Silva (1993) (Figure 10). The image shows an increase in sand percentage coming from the South Tucano Basin. Well correlation between Tucano and Recôncavo Basins, shows an amalgamation of the Rio da Serra and Aratu stage in the Quiricó platform region (Magnavita, 1992).

Both hypotheses can be acting at the same time. Regarding climate changes, the hypothesis cannot be discarded nor defended with the available data from this work.

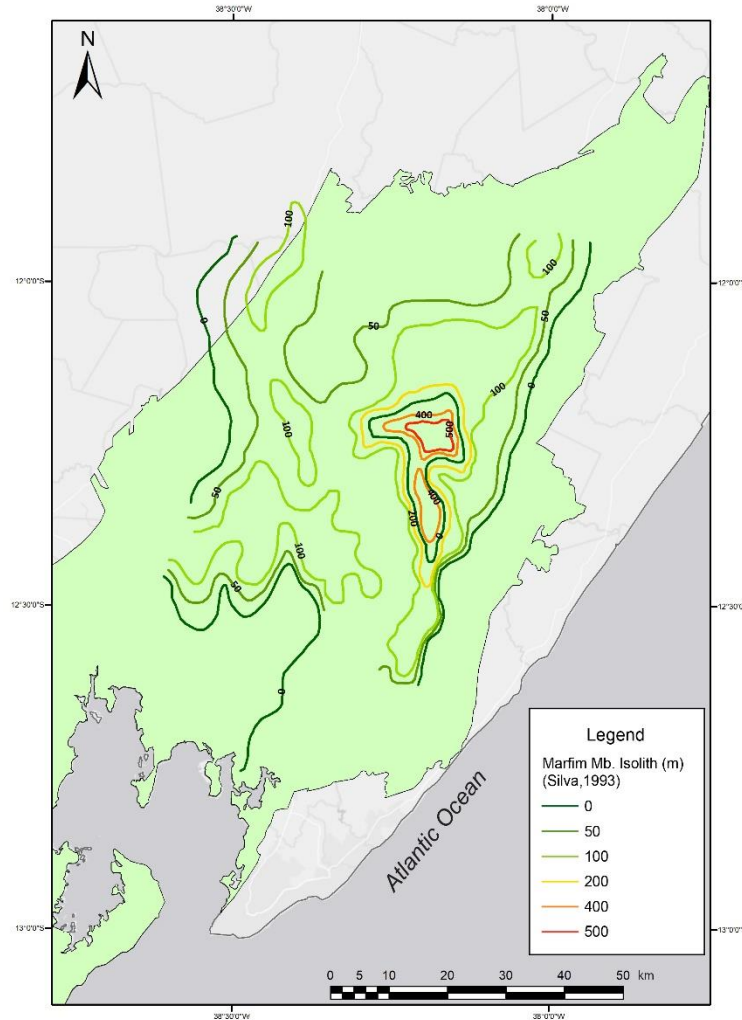


Figure 10: Marfim Member isolith map (Adapted from Da Silva, 1993)

## 6. Conclusion

The stratigraphic understanding of a basin is critical and necessary for the geological knowledge and general industry application. During the last 40 years, the evolution of sequence stratigraphy led us to more advanced techniques and paradigms to study and evaluate diverse kinds of basins. Following other studies that use organic geochemistry as markers for interpreting stratigraphic surfaces we propose the usage of geochemical analysis as markers for tectono-stratigraphy in rift basins.

The approach with geochemical data interpretation in the current work is the first to apply the method to unravel tectono-stratigraphic characteristics in rift basins and supports the actual understanding for the evolution of Recôncavo Basin. Also of paramount importance, this work adds a new internal stratigraphic layer into RE bounded by the MRS in the bottom and the IRES.

Results from the present work have direct application in the oil and gas industry, as the MRS is an important stratigraphic unit for its correlation with turbidites. Thus, the TOC log patterns here shown can be used, as a straightforward way to obtain information, defining stratigraphic units when traditional techniques do not give a clear shot, such as seismic, well logs, and others. Also, this TOC-based tracking can be used as an additional tool to support stratigraphic framework and basin evolution on rift basins. Also, not just exclusively on rift basins, but with the theoretical understanding of a basin evolution, TOC log patterns can work as paleogeographic markers in any organic shale prone basin and can be fitted to a specific stratigraphic framework made. The results and methodology presented can also be applied in non-conventional regional resource exploration, by subdividing the basin vertically and horizontally into different classes and defining the organic carbon richer areas in the basin, which will point a north to the exploration process.

Using the methodology described we could create isopach and structural maps for the basin. These maps in accordance with previously published results and structural characteristics, reinforce the confidence in the proposed methods.

## 7. Acknowledgments

The authors acknowledge the support of the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for providing well and geochemical data for this academic research. We thank ESRI and Rio Grande do Sul Federal University (UFRGS) for the ArcGIS software academic license. We are grateful to Léo Afraneo Hartmann for his valuable advice and English proofreading.

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

## 8. References

- Alin, S. R. and Johnson, T. C. (2007) "Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates: Carbon cycling in large lakes", *Global Biogeochemical Cycles*, 21(3). pp. 1-12.  
<https://doi.org/10.1029/2006GB002881>
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P. J., (2000), "Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework", in E. H. Gierlowski-Kordesch and K. R. Kelts, eds., *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46, pp. 3-34.  
<https://doi.org/10.1306/e4fd42ab-1732-11d7-8645000102c1865d>
- Bosence, D. W. J. (1998) "Stratigraphic and sedimentological models of rift basins," *Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.) Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea: - Gulf of Aden*. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 9-25.  
[https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3_2)

- Bowen, D. W., Weimer, P. and Scott, A. J. (1993) "Relative success of sequence stratigraphy in exploration indicated by drilling statistics," in *All Days*. OTC. <https://doi.org/10.4043/7111-ms>
- Caixeta, J. M., et al. (1994) "Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá," *Boletim de Geociências*, 8(1), pp. 163–172.
- Curiale, J. A., Cole, R. D. and Witmer, R. J. (1992) "Application of organic geochemistry to sequence stratigraphic analysis: Four corners platform area, New Mexico, U.S.A," *Organic Geochemistry*, 19(1–3), pp. 53–75. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(92\)90027-U](https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90027-U)
- Dean, W. E. and Fouch, T. D. (1983) "Lacustrine environments," in Scholle, P. A., Bebout, D., and Moore, D. (eds.) *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists, pp. 97–130. <https://doi.org/10.1306/m33429c6>
- Fleck, S. *et al.* (2002) "Organic geochemistry in a sequence stratigraphic framework. The siliciclastic shelf environment of Cretaceous series, SE France," *Organic Geochemistry*, 33(12), pp. 1533–1557. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00174-2](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00174-2)
- Galloway W. M. (1989) "Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units," *AAPG Bulletin*, 73. <https://doi.org/10.1306/703c9af5-1707-11d7-8645000102c1865d>
- Gawthorpe, R. L. and Leeder, M. R. (2000) "Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins," *Basin Research*, 12(3–4), pp. 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>

- Ghignone, J. I. (1979) “Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia,” in Inda, H. A. V. (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Brasil: Coord. Prod. Min. Sec. Minas e Energia do Estado da Bahia, pp. 24–113.
- Gierlowski-Kordesch, E. H. (2010) “Chapter 1 Lacustrine Carbonates,” in *Alonso-Zarza, A. M., Tanner, L.H. (eds.) Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 1–101.  
[https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06101-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06101-9)
- Hakala, A. (2005) *Paleoenvironmental and paleoclimatic studies on the sediments of Lake Vähä-Pitkusta and observations of meromixis*. The University of Helsinki.
- Haq, B. U. *et al.* (1987) “Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic,” *Science* (New York, N.Y.), 235(4793), pp. 1156–1167.  
<https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>
- Holz, M. *et al.* (2014) “Sequence stratigraphy of continental rift basins I: A conceptual discussion of discrepant models,” in *STRATI 2013*. Cham: Springer International Publishing, pp. 9–13. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_2)
- Holz, M. *et al.* (2017) “Conceptual models for sequence stratigraphy of continental rift successions,” in Montenari, M. (ed) *Stratigraphy & timescales: Advances in Sequence Stratigraphy*. Elsevier, pp. 119–186. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2017.07.002>
- Hunt, D. and Tucker, M. E. (1995) “Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall—reply,” *Sedimentary Geology*, 95(1–2), pp. 147–160. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90052-S](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90052-S)
- Jervey, M. T. (1988) “Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression,” in Wilgus, C.K. *et al.* (eds) *Sea-Level Changes: An Integrated*



*Approach*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 47–69.

<https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0047>

Johnson, T. C. *et al.* (1987) “Climatic and tectonic effects on sedimentation in a rift-valley lake: Evidence from high-resolution seismic profiles, Lake Turkana, Kenya,” *Geological Society of America Bulletin*, 98(4), p. 439. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<439:CATEOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<439:CATEOS>2.0.CO;2)

Katz, B. J. (1995). Factors controlling the development of lacustrine petroleum source rocks—an update. In *Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/St40595C3>

Kilham, P. and Kilham, S. S. (1990) “Endless summer: internal loading processes dominate nutrient cycling in tropical lakes,” *Freshwater Biology*, 23(2), pp. 379–389. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1990.tb00280.x>

Kimmel, B. L. and Groeger, A. W. (1984) “Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: A perspective,” *Lake and Reservoir Management*, 1(1), pp. 277–281. <https://doi.org/10.1080/07438148409354524>

Kuchle, J. and Scherer, C. M. S. (2010) “Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo,” *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(2), pp. 179–206.

Lewis, W. M., Jr (1987) “Tropical Limnology,” *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18, pp. 159–184. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.18.110187.001111>

Lewis, W. M., Jr (1990) “Comparisons of phytoplankton biomass in temperate and tropical lakes,” *Limnology and Oceanography*, 35(8), pp. 1838–1845. <https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.8.1838>

- Lewis, W. M., Jr (1996) "Tropical lakes: how latitude makes a difference," in Schiemer, F. and Boland, K. T. (eds.) *Perspectives in Tropical Limnology*. Amsterdam: SPB Academic Publishing, pp. 43–64.
- Lewis, W. M., Jr (2010) "Biogeochemistry of tropical lakes," *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie. International Association of Theoretical and Applied Limnology*, 30(10), pp. 1595–1603.  
<https://doi.org/10.1080/03680770.2009.11902383>
- Livingstone, D. A. (1965) "Sedimentation and the history of water level change in Lake Tanganyika," *Limnology and Oceanography*, 10(4), pp. 607–610.  
<https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.4.0607>
- MacIntyre, S. (2012) "Stratification and mixing in tropical African lakes," in Bengtsson, L., Herschy, R. W., and Fairbridge, R. W. (eds.) *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 737–743. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4410-6\\_262](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4410-6_262)
- Magnavita, L. P. (1992) "*Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*". University of Oxford.
- Martins-Neto, M. A. and Catuneanu, O. (2010) "Rift sequence stratigraphy," *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), pp. 247–253.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001>
- Matenco, L. C. and Haq, B. U. (2020) "multi-scale depositional successions in tectonic settings," *Earth-Science Reviews*, 200(102991), p. 102991.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102991>

- Megard, R. O. (1969) "Planktonic photosynthesis and the environment of calcium carbonate deposition in lakes: Abstract," *Mitteilungen. Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 17(1), pp. 94–94.  
<https://doi.org/10.1080/05384680.1969.11903873>
- Milani, E. J. and Davison, I. (1988) "Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil," *Tectonophysics*, 154(1–2), pp. 41–70.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90227-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90227-2)
- Mitchum, R. M. *et al.* (1977) "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis," in *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M26490C4>
- Morley, C. K. (2002) "Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data," *AAPG Bulletin*, 86(6), pp. 961–978. <https://doi.org/10.1306/61EEDBFC-173E-11D7-8645000102C1865D>
- Mostafa, A. *et al.* (2015) "*Unlocking Subtle Hydrocarbon Plays Through 3D Seismic and Well Control: A Case Study from West Gebel El Zeit District, Southwest Gulf of Suez, Egypt.*" (2015). Offshore Mediterranean Conference and Exhibition.
- Navidtalab, A. *et al.* (2014) "Challenges in deep basin sequence stratigraphy: a case study from the Early–Middle Cretaceous of SW Zagros," *Facies*, 60(1), pp. 195–215.  
<https://doi.org/10.1007/s10347-013-0377-x>
- Niemeyer, P. W. (2011) *Sequence Stratigraphy and Source Rock Characterization of Organic-Rich Shales Within the Jurassic Smackover Formation, Conecuh Embayment, Alabama, U.S.A.* The University of Mississippi.

Peters K. E. *et al.* W. (2000) “A new geochemical-sequence stratigraphic model for the Mahakam Delta and Makassar Slope, Kalimantan, Indonesia,” *AAPG Bulletin*, 84.  
<http://doi.org/10.1306/C9EBCD51-1735-11D7-8645000102C1865D>

Picarelli, A. *et al.* (1993) “Correlação e refinamento bioestratigráfico da seção cretácea inferior das bacias do Recôncavo, Tucano e Potiguar”, *Petróleo Brasileiro SA/Centro de Pesquisas e Desenvolvimento/Setor de Bioestratigrafia e Paleoecologia Internal Report*.

Picarelli, A. and Abreu, V. (2012) “Sequence stratigraphy applied to continental rift basins: Example from Recôncavo Basin, Brazil,” in Bohacs *et al.* (eds) *Lacustrine Sandstone Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. American Association of Petroleum Geologists. pp. 347–366. <https://doi.org/10.1306/13291396M953453>

Pilskaln, C. H. and Johnson, T. C. (1991) “Seasonal signals in Lake Malawi sediments,” *Limnology and Oceanography*, 36(3), pp. 544–557.  
<https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.3.0544>

Portela, H. A. *et al.* (2016). Análise de palinofácies na avaliação do potencial gerador da Formação Pojuca, Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19(2), 271–282. <https://doi.org/10.4072/rbp.2016.2.10>

Posamentier, H. W. *et al.* (1988) “Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework,” in Wilgus, C.K. *et al.* (eds) *Sea-Level Changes: An integrated approach*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 109–124.  
<https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0109>

Posamentier, H. W. and James, D. P. (1993) “An overview of sequence-stratigraphic concepts: Uses and abuses,” in *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*.

Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., pp. 1–18.

<https://doi.org/10.1002/9781444304015.ch1>

Prosser, S. (1993) “Rift-related linked depositional systems and their seismic expression,” *Geological Society Special Publication*, 71(1), pp. 35–66.

Rizzi, M. *et al.* (2020) “Factors controlling accumulation of organic carbon in a rift-lake, Oligocene Vietnam,” *Scientific Reports*, 10(1), p. 14976.

<https://doi.org/10.1038/s41598-020-71829-7>

Shepard, D. (1968) “A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data,” in *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference on -*. New York, New York, USA: ACM Press. <https://doi.org/10.1145/800186.810616>

Stoker, S. J., *et al.* (2006) “*The importance of stratigraphic plays in the undiscovered resources of the UK Continental Shelf*”. Geological Society Special Publication, 254(1), 153–167. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.254.01.08>

Da Silva, H. T. F. (1993) *Flooding surfaces, Depositional elements, and accumulation rates - Characteristics of a Lower Cretaceous tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil*. The University of Texas at Austin.

Da Silva, H. T. F. (1996) “Caracterização do início da fase sin-rifte na Bacia do Recôncavo, estado da Bahia: discussão sobre a formação água grande e o reconhecimento da erosão do início do rifteamento,” in *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 325–328.

Da Silva, O. B. *et al.* (2007) “Bacia do Recôncavo,” *Boletim de geociências da Petrobras*, 15(2), pp. 423–431.

Souza, A. C. B. *et al.* (2021) “Sequence stratigraphy and organic geochemistry: An integrated approach to understand the anoxic events and paleoenvironmental evolution of the Ceará basin, Brazilian Equatorial margin,” *Marine and Petroleum Geology*, 129(105074). <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105074>

Tyson, R. V. (1996) “Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations in marine siliciclastic systems: general principles and application to the onshore Kimmeridge Clay Formation, UK,” *Geological Society Special Publication*, 103(1), pp. 75–96. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.103.01.06>

Tolderer-Farmer *et al.* (1989) “Reconstrução paleoambiental da Bacia do Recôncavo com base em ostracodes-Um estudo preliminar”, Petrobras/CENPES Internal Report no. 1002, 111 p.

Vail, P. R. *et al.* (1977) “Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap” in *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M26490C5>

Van Wagoner, J. C. *et al.* (1990) “*Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies.*” American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/bf9ab431-0eb6-11d7-8643000102c1865d>

## 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do trabalho aqui concluído, foi possível integrar padrões deposicionais de carbono orgânico total com os avanços em estratigrafia de sequências em bacias rifte. O mais importante desse trabalho é a interpretação dos efeitos que cada fase do modelo evolutivo de um rifte tem na deposição de matéria orgânica. Essa leitura pode ser expandida e utilizada na interpretação de qualquer tipo de bacia rifte, desde que se levem em consideração as variáveis tectônicas e geográficas em consideração.

Para a Bacia do Recôncavo, a subdivisão quimioestratigráfica passa por um momento de bastante enriquecimento durante o tempo do Membro Tauá. Nesse período as ombreiras do rifte ainda não eram tão altas, possibilitando uma entrada maior de nutrientes externos. Também de suma importância, as menores profundidades do lago possibilitavam a reciclagem dos nutrientes estocados nas porções mais profundas da coluna de água, aumentando vertiginosamente a produção primária. Por último, as condições deposicionais dessa matéria orgânica também foram bastante propícias, com uma taxa deposicional maior do que o Membro Gomo e um estrato de água mais profundo que provavelmente se encontrava em estado disóxicos e não totalmente anóxico.

Já no Membro Gomo, com o início do trato de sistema de clímax de rifte, a rápida subsidência do rifte e soerguimento das ombreiras, leva o lago a um período meromítico intensificado, promovendo o aumento da anoxia de fundo e a diminuição da reciclagem dos nutrientes estocados no fundo. Esse efeito aliado à diminuição das bacias de drenagem, principalmente as perpendiculares ao rifte, diminui a entrada vertiginosamente a produtividade primária na bacia. A profundidade maior do lago também leva a um período de anoxia no estrato mais profundo da coluna de água, favorecendo a metanogênese.

Por fim, com a entrada do trato de sistema tectônico de final de rifte, se vê novamente um incremento da matéria orgânica, já que as condições se tornam gradativamente mais parecidas com o Membro Tauá. Essas condições incluem o raseamento do lago e o

aumento do aporte sedimentar, que nesse momento já suplanta a taxa de criação de espaço. Um pico de carbono orgânico ainda é visto dentro desse sistema, possibilitando a subdivisão do trato de sistema em dois. Os motivos que levam a esse pico precisam ser estudados, sendo possível apenas fazer algumas suposições.

A primeira suposição é que sendo o volume uma medida elevada a terceira potência, a elevação da taxa de sedimentação rapidamente leva a uma diminuição da profundidade do lago. Esse processo favorece a reciclagem dos nutrientes estocados no monimolímnio durante todo o trato tectônico de clímax de rifte. Esse estoque de nutrientes seria então liberado quase todo de uma vez, o que explica o perfil de um pico de carbono orgânico e não de uma tendência comportada como foi no período do Membro Gomo.

Uma segunda hipótese é relacionada à Plataforma de Quiricó, onde ela teria ficado emersa durante esse período da bacia. Essa imersão separaria os lagos do Recôncavo do lago do Tucano o que levaria a uma queda abrupta do tamanho do Recôncavo e o período de ajustes entre a nova razão entre tamanho do lago pelo tamanho da bacia de drenagem teria formado o pico citado.

Os dois fatores citados não são mutuamente excludentes e poderiam ter acontecido concomitantemente, ajudando a intensificar o movimento de incremento da produtividade primária.

O trabalho conclui assim um modelo para a Bacia do Recôncavo, que poderia ser avançado para qualquer bacia rifte com dados de geoquímica orgânica mundo afora, integrando as características regionais ao modelo principal.

Esse modelo se aplica em bacias com dados sísmicos pobres, visando auxiliar o trabalho estratigráfico, e serve como fator extra na delimitação das sequências estratigráficas. Aumentando a precisão das superfícies, visto que os efeitos químicos rapidamente se ajustam por toda a bacia, em comparação com efeitos físicos que podem começar localmente e demorarem para serem percebidos no todo.

A disponibilização e aquisição de dados isotópicos, de carbono e oxigênio, além de dados cromatográficos, palinológicos e de geoquímica inorgânica integrados a



---

testemunhos da bacia, seriam de vital importância para decifrar os efeitos climáticos dentro dos tratos tectônicos descritos. Podendo trazer a luz um modelo refinado da evolução da Bacia do Recôncavo.

O modelo proposto também é valioso na identificação de plays para exploração de *shale gas* e *shale oil*, visto que as áreas mais ricas volumetricamente, em nível de bacia, podem ser previstas antes de começar qualquer campanha exploratória.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, S. F., Paiva, G., & Amaral, I. 1936. *Contribuições para a geologia do petróleo no Recôncavo Bahia*. Rio de Janeiro, Tipografia Germania, F. Timon. 227p
- Alin, S. R., & Johnson, T. C. 2007. Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates: Carbon Cycling in large lakes. *Global Biogeochemical Cycles*, (213).
- Allport, S. 1860. On the Discovery of some Fossil Remains near Bahia in South America. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 161(2): 263–266.
- ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. 2021. Painéis dinâmicos sobre Exploração e Produção de Petróleo e Gás. Website. <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/paineis-dinamicos-da-anp/paineis-dinamicos-sobre-exploracao-e-producao-de-petroleo-e-gas>.
- Hakala, A. 2005. *Paleoenvironmental and paleoclimatic studies on the sediments of Lake Vähä-Pitkusta and observations of meromixis*, Helsinki, 37p. Tese de Doutorado, Faculty of Science, University of Helsinki.
- Arai, M., Hashimoto, T., & Uesugui, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, (3): 87–103.
- Barnes, B. E. 1950. *Estado da Bahia - Geologia*. Conselho Nacional de Petróleo.
- Bohacs, K. M. 1999. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: An integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. *AAPG Bulletin*, (83).
- Bosence, D. W. J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In *Sedimentation and Tectonics in:* Purser, B. H. & Bosence, D. W. J. (Eds.).

- Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden.* Netherlands, Springer, p. 9–25.
- Bowen, D. W., Weimer, P., & Scott, A. J. 1993. Relative success of sequence stratigraphy in exploration indicated by drilling statistics. *All Days*.
- Brown, L. F., & Fisher, W. L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart Basins. *In: Payton, C (Ed.). Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration.* American Association of Petroleum Geologists.
- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P., & Feijó, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, (81): 163–172.
- Carlotto, M. A. 2006. *Análise estratigráfica dos fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo do Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil*, RS. Porto Alegre, 127p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Catuneanu, O. 2005. *Principles of sequence stratigraphy.* Amsterdam, Elsevier. 388p.
- Coutinho, L. F. C. 2008. *Análise do balanço composicional do petróleo em uma região em fase de exploração matura – Bacia do Recôncavo, Brasil.* RJ. Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Cross., T. A., & Lessenger, M. A. 1995. Sediment Volume Partitioning: Rationale for Stratigraphic Model Evaluation and High-Resolution Stratigraphic Correlation. *In: Gradstein F. M., Sandvik K. O., & Milton S. J. (Eds.). Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications.* Oslo, Norwegian Petroleum Society. p. 171–196.

- Cross, T. A. 1991. Field-scale reservoir characterization. *In: Lake L. W., Carroll H. B. & Wesson T. C. (Eds.) Reservoir Characterization II*. Amsterdam, Elsevier. p. 493–496.
- Curiale, J. A., Cole, R. D., & Witmer, R. J. 1992. Application of organic geochemistry to sequence stratigraphic analysis: Four corners platform area, New Mexico, U.S.A. *Organic Geochemistry*, 191(3): 53–75.
- Dean, W. E., & Fouch, T. D. 1983. Lacustrine Environment. *In: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C.H. (Eds.) Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists.
- Della Fávera, J. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, Eduerj. 264p.
- Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F., & Magnavita, L. P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, (877): 1123–1144.
- Embry, A. F. 1993. Transgressive–regressive T–R sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, (302): 301–320.
- Fairbridge, R. W. 2012. Stratification and mixing in tropical African lakes. *In: Bengtsson L., Herschy R. W. & Fairbridge R. W., Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*, Netherlands, Springer. p. 737–743
- Figueiredo, A. M. F. de et al. 1994. Reconcavo Basin, Brazil: A prolific intracontinental rift basin. *In: Landon, S. M. (Ed.), Interior Rift Basins. AAPG Memoir*. (59): 157-202.
- Fleck, S., Michels, R., Ferry, S., Malartre, F., Elion, P., & Landais, P. 2002. Organic geochemistry in a sequence stratigraphic framework. The siliciclastic shelf environment of Cretaceous series. *Organic Geochemistry*, (33)12: 1533–1557.

- Fonseca, J. et al. 1961. *Geologia da área centro norte do Recôncavo. Salvador* -. Relatório Interno. PETROBRÁS, RPBA, SETEX.
- Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 123(4): 195–218.
- Ghignone, J. I. 1979. Geologia dos Sedimentos Fanerozóicos do Estado da Bahia. In H. A. V. INLa Ed., *Geologia e Recursos Mineirais do Estado da Bahia* Vol. 1, p. 24–117. SME/CPM.
- Gierlowski-Kordesch, E. H. 2010. Lacustrine Carbonates. In: Alonso-Zarza A. M. & Tanner L. H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: Facies, environments, and processes: Developments in Sedimentology*, (61): 1–101.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, 235(4793): 1156–1167.
- Hartt, C. F. 1870. *Thayer Expedition - Geology and physical Geography of Brazil*. Fields, Osgood & Co.
- Holz, M., Troccoli, E., & Vieira, M. 2014. Sequence stratigraphy of continental rift basins I: A conceptual discussion of discrepant models. In: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J.C. & Finney, S. (Eds.) *STRATI 2013*. Suíça, Springer International Publishing. p. 9–13.
- Holz, M., Vilas-Boas, D. B., Troccoli, E. B., Santana, V. C., & Vidigal-Souza, P. A. 2017. Conceptual models for sequence stratigraphy of continental rift successions. In: Montenari, M. (Ed.) *Advances in Sequence Stratigraphy*. Amsterdam, Elsevier. p. 119–186.
- Hunt, D., & Tucker, M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 811(2): 1–9.

- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In: Wilgus, C. K., Hastings B. S., Posamentier H., Van Wagoner J., Ross C. A. & Kendall C. G. St. C. (Eds.) Sea-Level Changes: an integrated approach.* SEPM Society for Sedimentary Geology. p. 47–69
- Johnson, T. C., Halfman, J. D., Rosendahl, B. R., & Lister, G. S. 1987. Climatic and tectonic effects on sedimentation in a rift-valley lake: Evidence from high-resolution seismic profiles, Lake Turkana, Kenya. *Geological Society of America Bulletin*, 98(4): 439-447.
- K. E. Peters<sup>2</sup> J. W. Snedden<sup>3</sup> A. S. 2000. A new geochemical-sequence stratigraphic model for the mahakam delta and Makassar slope, kalimantan, Indonesia<sup>1</sup>. *AAPG Bulletin*, 84. <https://doi.org/10.1306/c9ebcd51-1735-11d7-8645000102c1865d>
- Katz, B. J. 1995. Factors controlling the development of lacustrine petroleum source rocks—an update. *In: Huc A. Y. (Ed.) Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks.* Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 61-80
- Kilham, P., & Kilham, S. S. 1990. Endless summer: internal loading processes dominate nutrient cycling in tropical lakes. *Freshwater Biology*, 23: 379–389.
- Kimmel, B. L., & Groeger, A. W. 1984. Factors controlling primary production in lakes and reservoirs: A perspective. *Lake and Reservoir Management*, 1(1): 277–281.
- Kuchle, J. & Scherer, C. M. S. 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências Da Petrobras*, 18(2): 179–206.
- Lewis, W. M., Jr 1987. Tropical limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18(1): 159–184.
- Lewis, W. M., Jr. 2010. Biogeochemistry of tropical lakes. *Verhandlungen Der Internationalen Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie.*

- 
- International Association of Theoretical and Applied Limnology*, 30(10): 1595–1603.
- Lewis, W. M., Jr. 1990. Comparisons of phytoplankton biomass in temperate and tropical lakes. *Limnology and Oceanography*, 35(8): 1838–1845.
- Link, W. K. 1959. The sedimentary framework of Brazil. *Proceedings of the 5th World Petroleum Congress*, 901–923.
- Livingstone, D. A. 1965. Sedimentation and the history of water level change in lake Tanganyika. *Limnology and Oceanography*, 10(4): 607–610.
- Martins-Neto, M. A., & O. Catuneanu. 2010. Rift Sequence Stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology* 27 (1): 247–53.
- Matenco, Liviu C., & Bilal U. Haq. 2020. Multi-Scale Depositional Successions in Tectonic Settings. *Earth-Science Reviews*, 200(102991): 1-20
- Megard, Robert O. 1969. Planktonic Photosynthesis and the Environment of Calcium Carbonate Deposition in Lakes: Abstract. *Mitteilungen. Internationale Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie* 17 (1): 94–94.
- Milani, E. J. 1987. *Aspectos Da Evolução Tectônica Das Bacias Do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. MG. Ouro Preto, 57p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Milani, Edison José, & Ian Davison. 1988. Basement Control and Transfer Tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154 (1): 41–70.
- Mitchum, R. M., P. R. Vail, & S. Thompson. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: the Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In Payton, C. E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy — Applications*

- to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 53-63
- Moreira, F. S. 2015. *Fluxos Gravitacionais Lacustres Na Bacia Do Recôncavo - Um Estudo No Âmbito Da Estratigrafia de Sequências de Bacias Rífte*. BA. Salvador, 114p. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- Morley, C. K. 2002. Evolution of Large Normal Faults: Evidence from Seismic Reflection Data. *AAPG Bulletin*, 86(6): 961-978.
- Navidtalab, Amin, Hossain Rahimpour-Bonab, Amir Nazari-Badii, & Mehdi Sarfi. 2014. Challenges in Deep Basin Sequence Stratigraphy: A Case Study from the Early–Middle Cretaceous of SW Zagros. *Facies* 60 (1): 195–215.
- Netto, T. A. S., & J. J. Oliveira. 1985. O Preenchimento Do Rift-Valley Na Bacia Do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geologia* 15 (2): 97–102.
- Netto, T. A. S; Braga, J. A. E.; Bruhn, C. H. L.; Magnavita, L. P.; Oliveira, J. G.; Agle, H. M. & RIBEIRO, J. C. L. Prospectos estratigráficos do Recôncavo: arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu. *Relatório interno*. Salvador, Petrobras, DEPEX, DEXBA. p.83.
- Pack, O. L., & L. A. Almeida. 1947. Estado Da Bahía. Geologia. Conselho Nacional de Petróleo.
- Picarelli, A. & Abreu, V. 2012. Sequence Stratigraphy Applied to Continental Rift Basins:example from Recôncavo Basin, Brazil. *In: Baganz O. W., Bartov, Y., Bohacs, K. & Nummedal D. Lacustrine Sandstone Reservoirs and Hydrocarbon Systems. AAPG memoir 95*. Tulsa, The American Association of Petroleum Geologists, p. 347-366
- Pilskaln, C. H. & Johnson, T. C.. 1991. Seasonal Signals in Lake Malawi Sediments. *Limnology and Oceanography* 36 (3): 544–57.



- Plint, A. G. 1988. Sharp-Based Shoreface Sequences and 'Offshore Bars' in the Cardium Formation of Alberta: Their Relationship to Relative Changes in Sea Level. *In: Wilgus, C. K., Hastings B. S., Posamentier H., Van Wagoner J., Ross C. A. & Kendall C. G. St. C. (Eds.) Sea-Level Changes: an integrated approach*. SEPM Society for Sedimentary Geology. p. 357–370
- Portela, Helena Antunes, Luzia Antonioli, Renata Marins Alvim Gama de Oliveira, Priscila Figueiredo Amaral, & Rodolfo Dino. 2016. Análise de Palinofácies Na Avaliação Do Potencial Gerador Da Formação Pojuca, Bacia Do Recôncavo. *Revista Brasileira de Paleontologia* 19 (2): 271–82.
- Posamentier, H. W. & James, D. P. 2009. An Overview of Sequence-Stratigraphic Concepts: Uses and Abuses. *In: Posamentier, H. W., Summerhayes, C. P., Haq B. U. & Allen G. P. Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Oxford, Blackwell Publishing Ltd, p. 1–18
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, & P. R. Vail. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition i—Conceptual Framework. *In Sea-Level Changes*, 109–24. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Posamentier, H. W., & Allen G. P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. Tulsa, SEPM, 205p.
- Premier Oilfield Group. 2017. *Total Organic Carbon / LECO TOC*. Houston, TX.
- Prosser, S. 1993. Rift-Related Linked Depositional Systems and Their Seismic Expression. *Geological Society Special Publication* 71 (1): 35–66.
- Rawson, D. S. 1939. Some Physical and Chemical Factors in the Metabolism of Lake. *American Association for the Advancement of Science* 10(1): 9–26.
- Ribeiro, H. P. S. 2001. *Estratigrafia de Sequências*. Porto Alegre, RS: Editora Unisinos.

- Santos, C. F., J. A. Cupertino, & J. A. E. Braga. 1990. Síntese Sobre a Geologia Das Bacias Do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *In: Raja-Gabaglia G. P. & Milani E. J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Rio de Janeiro, Petrobras, p. 235–266.
- Sapucaia, N. S., C. P. Pereira, D. L. Souza, & M. G. Silva. 2011. A Influência de Estruturas Do Embasamento Cristalino No Contexto Petrolífero Da Bacia Sedimentar Do Recôncavo. *In: Anais Do 2º Congresso Brasileiro de P&D Em Petróleo e Gás*. Associação Brasileira de Geólogos do Petróleo.
- Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C., Dias Filho, D. C., Oliveira F. M., Bongioiolo, D. E. & Aguiar, E. S. 2005. Evolução Estratigráfica Da Sucessão Flúvio-Eólica-Lacustre Da Formação Sergi, Bacia Do Recôncavo, Brazil. *In 3º Congresso Brasileiro de P&D Em Petróleo e Gás*. Salvador. Instituto Brasileiro de Petróleo.
- Schumm, S. A. 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology* 101 (2): 279–94.
- Shepard, Donald. 1968. A Two-Dimensional Interpolation Function for Irregularly Spaced Data. *In Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference On* -. New York, New York, USA: ACM Press.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. 60p.
- Silva, H. T. F. 1993. *Flooding Surfaces, Depositional Elements, and Accumulation Rates – Characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil*. TX. Austin, 339p. Tese de doutorado, University of Texas at Austin.

- Silva, O. B., Caixeta, J. M., Milhomem, P. S. & Kosin M. D. 2007. Bacia Do Recôncavo. *Boletim de Geociências Da PETROBRAS* 15 (2): 423–31.
- Sloss, L. L. 1962. Stratigraphic Models in Exploration. *Journal of Sedimentary Research* 32(3): 415-422.
- Sloss, L. L., W. C. Krumbein, & E. C. Dapples. 1949. Integrated Facies Analysis. *In: Longwell, C. R. (Ed.) Sedimentary facies in geologic history*. New York, Geological Society of America, p. 91–124.
- De Souza, A.C.B.; Nascimento, D.R.D.; Filho, F.N.; Batezelli, A.; dos Santos, F.H.; Oliveira, K.M.L.; de Almeida, N.M. 2021. Sequence stratigraphy and organic geochemistry: An integrated approach to understand the anoxic events and paleoenvironmental evolution of the Ceará basin, Brazilian Equatorial margin. *Marine and Petroleum Geology* 129(105074): 1-28
- Spix, J. B. V., & C. F. P. V. Martius. 1820. *Reise in B'rasilien in 1817 Bis 1820, Gemacht Unel Beschrieben*. Munchen: Ed. M. Lindauer.
- Stoker, S. J., J. C. Gray, P. Haile, I. J. Andrews, & T. D. J. Cameron. 2006. The Importance of Stratigraphic Plays in the Undiscovered Resources of the UK Continental Shelf. *Geological Society Special Publication* 254 (1): 153–67.
- Taylor, E. F. 1948. Estado Da Bahia. Conselho Nacional de Petróleo.
- Tundisi, Jose Galizia, & Takako Matsumura Tundisi. 2012. *Limnology*. Boca Raton, FL: CRC Press. 870p.
- Twenhofel, W. H. 1939. *Principles of Sedimentation*. McGraw-Hill Book Company, inc. 673p.
- Tyson, Richard V. 1996. Sequence-Stratigraphical Interpretation of Organic Facies Variations in Marine Siliciclastic Systems: General Principles and Application to

- the Onshore Kimmeridge Clay Formation, UK. *Geological Society Special Publication* 103 (1): 75–96.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, & S. Thompson. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Payton, C. E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists.
- Viana, C. F., E. G. Gama, I. A. Simões, J. A. Moura, J. R. Fonseca, & R. J. Alves. 1971. Revisão Estratigráfica Da Bacia Do Recôncavo. *Boletim Técnico Da PETROBRAS* 14 (3): 157–92.
- Wiederkehr, F. 2008. *Arquitetura Estratigráfica Das Formações Itaparica e Água Grande e Seu Posicionamento Na Evolução Tectônica Da Bacia Do Recôncavo*. RS. Porto Alegre, 100p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Galloway, W. E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *AAPG Bulletin*. 73(2):125-142.
- Wilson, H.L., Ayala, A.I., Jones, I.D., De Eyto, E., Grossart, H.-P., Perga, M.-E., Pierson, D., Rolston, A., Woolway, R.I. & Jennings, E. 2020. Variability in epilimnion depth estimations in lakes. *Hydrology and Earth System Science*. 26p.

## 11. APÊNDICES

Apêndice 1 – Tabela de nome dos poços utilizados para interpretação de superfícies quimioestratigráficas e utilizados na interpolação dos mapas estruturais e de isópacas.

1	1-ARL-0001-BA	53	1-LO-0001-BA	105	3-BSU-0002D-BA
2	1-ATM-0001-BA	54	1-LPN-0001-BA	106	3-CX-0025-BA
3	1-ATM-0002-BA	55	1-MDU-0002-BA	107	3-FBM-0024-BA
4	1-BAS-0042-BA	56	1-ME-0001-BA	108	3-FO-0007-BA
5	1-BB-0002-BA	57	1-MLL-0001-BA	109	3-FSE-0006-BA
6	1-BB-0003-BA	58	1-MLL-0002-BA	110	3-GOX-0003-BA
7	1-BB-0005-BA	59	1-MM-0001-BA	111	3-LV-0003-BA
8	1-BGR-0001-BA	60	1-NA-0002-BA	112	3-MG-0007-BA
9	1-BLO-0001-BA	61	1-NAR-0001-BA	113	3-MGN-0002-BA
10	1-BN-0001-BA	62	1-NET-0001-BA	114	3-MGP-0004-BA
11	1-BRSA-43-BA	63	1-OA-0001-BA	115	3-MGP-0019-BA
12	1-BRSA-84-BA	64	1-PDR-0001-BA	116	3-MGP-0035D-BA
13	1-BSU-0001-BA	65	1-PLM-0001-BA	117	3-MP-0007-BA
14	1BV-0002-BA	66	1-PO-0002-BA	118	3-MP-0008-BA
15	1-CA-0002-BA	67	1-PQ-0003-BA	119	3-RBU-0003-BA
16	1-CAB-0001-BA	68	1-PRN-0001-BA	120	3-RCB-0003-BA
17	1-CAJ-0001-BA	69	1-PS-0005-BA	121	3-ROV-0003-BA
18	1-CBR-0001-BA	70	1-QB-0004A-BA	122	3-RPJ-0002-BA
19	1-CCA-0001-BA	71	1-QB-0006-BA	123	4-AGN-0001-BA
20	1-CDS-0001-BA	72	1-RAL-0001-BA	124	4-BAX-0002-BA
21	1-CER-0002-BA	73	1-RB-0001-BA	125	4-BB-0016-BA
22	1-CER-0004D-BA	74	1-RBU-0002-BA	126	4-BRSA94BA-BA
23	1-CG-0001-BA	75	1-RCA-0001-BA	127	4-CER-0007D-BA
24	1-CGL-0001D-BA	76	1-RD-0001-BA	128	4-CX-0001-BA
25	1-CLO-0002-BA	77	1-RDO-0001-BA	129	4-CX-0006-BA
26	1-CPI-0001-BA	78	1-RET-0001-BA	130	4-CX-0007-BA
27	1-CPT-0001-BA	79	1-RF-0006-BA	131	4-CX-0082-BA
28	1-CZ-0001-BA	80	1-RFR-0002-BA	132	4-EP-0014-BA
29	1-FAO-0001-BA	81	1-RI-0001-BA	133	4-FAV-0087-BA
30	1-FAV-0002-BA	82	1-RIC-0001-BA	134	4-FAX-0002-BA
31	1-FAV-0004-BA	83	1-RIN-0001D-BA	135	4-FBM-0002-BA
32	1-FBM-0001-BA	84	1-RIT-0001-BA	136	4-FI-0023-BA
33	1-FC-0003-BA	85	1-RJC-0001-BA	137	4-FI-0108-BA
34	1-FCF-0001-BA	86	1-RMC-0001D-BA	138	4-FI-0109-BA
35	1-FCJ-0001-BA	87	1-RPP-0001-BA	139	4-FOL-0001-BA
36	1-FL-0002-BA	88	1-RQN-0001-BA	140	4-MUI-0014-BA
37	1-FLM-0001-BA	89	1-RQZ-0001-BA	141	4-PL-0003-BA



38	1-FMG-0001-BA	90	1-RR-0001-BA	142	4-RI-0005-BA
39	1-FMO-0001-BA	91	1-RSA-0001-BA	143	4-ROU-0004-BA
40	1-FPV-0001-BA	92	1-RU-0001-BA	144	4-RPJ-0029-BA
41	1-FRB-0001-BA	93	1-SDS-0001-BA	145	4-RPJ-0063-BA
42	1-FSB-0001-BA	94	1-SEG-0001-BA	146	4-SA-0036-BA
43	1-FSE-0001-BA	95	1-SG-0002-BA	147	4-TQ-0116-BA
44	1-FTB-0001-BA	96	1-SLO-0001-BA	148	5-FBM-0003-BA
45	1-FU-0003-BA	97	1-SMU-0001-BA	149	6-LP-0011-BA
46	1-FZP-0001-BA	98	1-SS-0003-BA	150	6-MG-0473-BA
47	1-FZS-0001-BA	99	1-STM-0001-BA	151	6-MGP-0001-BA
48	1-GSA-0001-BA	100	1-SU-0001-BA	152	7-AR-0010-BA
49	1-HU-0002-BA	101	1-TI-0004-BA	153	7-AR-0076-BA
50	1-JV-0001-BA	102	1-TNG-0001-BA	154	7-AR-0079-BA
51	1-LE-0002-BA	103	1-VIN-0001-BA		
52	1-LG-0001-BA	104	3-BL-0005-BA		

**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“CARBONO ORGÂNICO TOTAL COMO MARCADOR PARA A AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA EM BACIAS RIFTE: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RECÔNCAVO, BRAZIL”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Luis Filipe Furtado Horta Junior**

Orientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle

Examinador: Adriano Domingos dos Reis

Data: 02/11/2021

Conceito: C (Regular)

**PARECER:**

Revisão teórica tem muitos parágrafos que carecem de referências.

Sintaxe e gramática confusas e com muitos erros, que dificultam bastante a leitura.

Recomenda-se uma leitura e revisão textual cuidadosa antes da dissertação ficar disponível na biblioteca/repositório.

A abordagem de temas na Revisão Teórica é adequada, embora haja uma certa assimetria com alguns pontos muito resumidos e outros mais extensos.

Os Métodos são uma tradução literal do artigo, o que, neste caso, não é negativo. Esta seção está bem escrita, clara e objetiva.

A Dissertação como um todo está assimétrica, parece que artigo e corpo da dissertação foram escritos por pessoas diferentes.

A seção de resultados no artigo mistura premissas e dados que parecem ter vindo de outros trabalhos (especialmente de Kuchle e Scherer 2010), com resultados deste trabalho (as interpretações das curvas de TOC) e ainda com discussões e interpretações estratigráficas e paleoambientais que deveriam estar nas discussões. Entende-se que o trabalho em Geologia Sedimentar tem uma carga grande de interpretação, mas isso não impede – pelo contrário, exige – a busca constante para delimitar o quanto de interpretação está embutida nos resultados. Neste caso a distinção está bem dificultada.

Uma figura final interpretativa, alinhando alguns poços chave diretamente com a interpretação dos tratos de sistema.

Em função da relevância e novidade do tema, recomendo a aprovação da dissertação com significativas ressalvas em função da qualidade do texto e apresentação dos resultados, apropriando o conceito C (Regular).

Assinatura: *Adriano Domingos dos Reis* Data: 02/12/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:



**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“CARBONO ORGÂNICO TOTAL COMO MARCADOR PARA A AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA EM BACIAS RIFTE: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RECÔNCAVO, BRAZIL”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Luis Filipe Furtado Horta Junior**

Orientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle

Examinador: Taís Freitas da Silva

Data: 26/11/2021

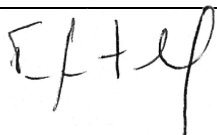
Conceito: A

**PARECER:**

A dissertação apresentada teve como objetivo analisar padrões de perfil de COT como guia e ferramenta auxiliar na análise estratigráfica de bacias rifte. O mestrando apresentou uma ótima introdução composta pelo contexto geológico e uma revisão completa sobre o assunto abordado, cujo tema central foi estratigrafia de sequência, modelos tectono-estratigráficos e limnologia lacustre e geração de matéria orgânica em lagos. O manuscrito, submetido para publicação em uma revista técnica classificada como A1 no Qualis Novo Capes, apresenta a interpretação e discussão dos principais resultados observados relacionando a matéria orgânica com os tratos de sistemas tectônicos, sugerindo que o modelo proposto possa ser utilizado também em estudos de outras bacias tectonicamente controladas. Há uma boa discussão de acordo com o referencial teórico, porém há necessidade de uma melhor apresentação dos dados geoquímicos utilizados, pois não está claro a variabilidade dos dados de COT nos poços estudados, mas este fato não compromete a qualidade do trabalho. Portanto, o aluno Luis Filipe Furtado Horta Junior cumpre todos os requisitos, exigidos pelo programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, para a conclusão do seu mestrado.

Agradeço a participação na avaliação e parabenizo o aluno e orientador pelo trabalho realizado.

Assinatura:



Data: 26/11/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“CARBONO ORGÂNICO TOTAL COMO MARCADOR PARA A AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA EM BACIAS RIFTE: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RECÔNCAVO, BRAZIL”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Luis Filipe Furtado Horta Junior**

Orientador: Prof. Dr. Juliano Kuchle

Examinador: Gilmar Vital Bueno

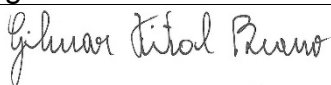
Data: 02/12/2021

Conceito: A

**PARECER:**

Na avaliação de uma dissertação deseja-se que o mestrando apresente claros objetivos, domine uma técnica e a aplique adequadamente para atender os objetivos. O Luis Filipe foi além, ao tornar um método bem conhecido na análise geoquímica, o Carbono Orgânico Total (COT), um método na análise estratigráfica de bacias sedimentares, neste trabalho aplicado a um específico tipo de bacia, tipo rifte, as quais possuem um padrão tectono-sedimentar específico, dividido em estágios evolutivos bem estabelecidos, que puderam ser associados aos teores/distribuição de COT. E foi aí que o trabalho mostra uma inovação, porque o método não se restringe a bacias rifte, mas sim onde houver uma bacia com uma densidade de dados de COT que permitam a análise. Parabéns ao Luis Filipe e ao seu orientador. Professor Juliano Kuchle. Obrigado.

Assinatura:



Data:02/12/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: