

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

Dissertação de Mestrado

Influência da Zona de Fratura Romanche na Evolução Tectono-Sedimentar da
Bacia do Ceará/Sub-Bacia de Mundaú

João Pedro de Souza Oliveira

Niterói, Dezembro/2018

João Pedro de Souza Oliveira

Influência da Zona de Fratura Romanche na Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Ceará/Sub-Bacia de Mundaú

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.

Áreas de Concentração: Geofísica Aplicada; Análise de Bacias; Ambientes Sedimentares.

Orientador: Prof. Dr. André Luiz Ferrari

Co-Orientador: Dr. Luís Otávio Aguiar Oliveira

Niterói

2018

João Pedro de Souza Oliveira

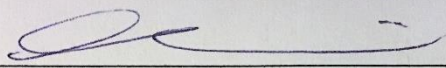
Influência da Zona de Fratura Romanche na Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Ceará/Sub-Bacia de Mundaú

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre.

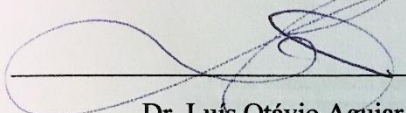
Áreas de Concentração: Geofísica Aplicada; Análise de Bacias; Ambientes Sedimentares.

Aprovada em 19/12/2018

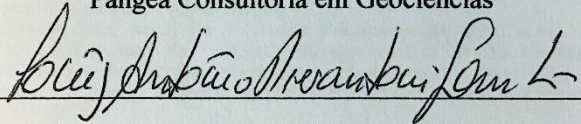
BANCA EXAMINADORA



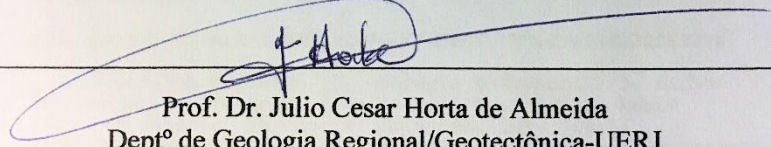
Prof. Dr André Luiz Ferrari (Orientador)
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF



Dr. Luis Otávio Aguiar Oliveira (Coorientador)
Pangea Consultoria em Geociências



Prof. Dr. Luiz Antonio Pierantoni Gamboa
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof. Dr. Julio Cesar Horta de Almeida
Deptº de Geologia Regional/Geotectônica-UERJ

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

D278i De Souza Oliveira, João Pedro
Influência da Zona de Fratura Romanche na Evolução
Tectono-Sedimentar da Bacia do Ceará/Sub-Bacia de Mundaú :
/ João Pedro De Souza Oliveira ; André Luiz Ferrari,
orientador ; Luís Otávio Aguiar Oliveira, coorientador.
Niterói, 2018.
87 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2018.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2018.m.14122262798>

1. Geofísica Aplicada. 2. Geologia Estrutural. 3. Bacia
Sedimentar. 4. Produção intelectual. I. Ferrari, André
Luiz, orientador. II. Aguiar Oliveira, Luís Otávio,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

Agradecimentos

Agradeço a meus orientadores André Ferrari e Luís Otávio pela paciência, conhecimento e confiança passados ao longo do projeto;

Agradeço à Universidade Federal Fluminense e o Programa de Pós-graduação Dinâmica dos Oceanos e da Terra por prover a infraestrutura adequada para pesquisa, e aos professores e colegas de lá, que sempre se mostraram disponíveis para ajuda e ministraram cursos que foram de grande valor para meu crescimento profissional e acadêmico;

Agradeço à Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal do Nível Superior (CAPES) por financiar o projeto de mestrado, e à empresa Petroleum Geo-Services (PGS) por ter cedido os dados necessários para realizar a pesquisa;

Agradeço aos meus amigos da Universidade Federal do Rio de Janeiro e o Diretório Acadêmico Joel Valença, professores e alunos, por me apoiarem incondicionalmente na minha vida profissional e pessoal ao longo de todos esses anos, por me inspirarem a sempre ser um melhor cientista, e, acima de tudo, por nunca permitirem que meu amor pela Terra e as geociências se esvaia, independente das circunstâncias;

Agradeço à minha família, do Brasil e mundo afora, que confiam no meu potencial como jamais pude, e se fazem presentes apesar dos milhares de quilômetros que muitas vezes nos separam.

“A obrigação de produzir aliena a paixão de criar”

- Raoul Vaneigem

Resumo

A Margem Equatorial Brasileira se estende desde a Bacia Foz do Amazonas até o alto de Touros na Bacia Potiguar, e recentemente tem recebido atenção da indústria de óleo e gás por seu promissor potencial exploratório. A Bacia do Ceará, que se enquadra nesse cenário, teve início de formação durante o Cretáceo Inferior, e se desenvolveu em um contexto de margem passiva transformante ao longo do Aptiano, relacionado à quebra do supercontinente Gondwana, abertura do oceano Atlântico e formação da Zona de Fratura de Romanche. A área de estudo faz parte da sub-bacia de Mundaú, localizada mais a leste dentre as quatro sub-bacias do Ceará, e tem sido estudada majoritariamente em águas rasas ao longo dos anos devido, em especial, à falta de dados sísmicos de alta qualidade nas regiões de águas profundas. Nessas circunstâncias, a sub-bacia tem sido considerada como tendo evoluído principalmente como uma margem passiva convencional, com pouca ou nenhuma influência da zona de fratura vizinha. Novos dados sísmicos PSDM 3D em águas profundas adquiridos pela empresa PGS revelam feições que sugerem uma maior influência da Zona de Fratura Romanche que previamente assumido. Através da interpretação e integração de cinco linhas sísmicas semi-regionais extraídas do programa 3D citado com perfis compostos de quatro poços exploratórios públicos, esse estudo define um arcabouço tectônico e sismoestratigráfico simplificado para a área de estudo. O projeto divide a coluna sedimentar da bacia em sete unidades e sugere três modelos de evolução tectonosedimentar que mostram o desenvolvimento contemporâneo da zona de fratura com estruturas principais sinrifte, como falhas normais e flores negativas. Os resultados mostram que subsidência tectônica dominou na área até deposição do membro Trairi ao final do Aptiano, e progressivamente deu lugar à subsidência térmica, com um breve período de deformação compressiva localizada durante o Cretáceo Superior. A possibilidade das camadas inferiores do pacote rifte serem de idades mais antigas é brevemente abordada, devido à espessura anormalmente alta do intervalo. Esse estudo traz novas evidências quanto à

extensão da influência da Zona de Fratura de Romanche na região de águas profundas da bacia do Ceará.

Palavras-chave

Bacia do Ceará; Sub-bacia de Mundaú; Margem Equatorial Brasileira; Margem Passiva Transformante.

Abstract

The Brazilian Equatorial Margin extends from the Foz do Amazonas Basin until the Touros High, eastern limit of the Potiguar Basin. The Ceará Basin is amongst the basins with highest exploration interest for oil and gas. It began to accumulate in the lower Cretaceous and developed in a transform passive margin context during the Aptian, related to the breakup of supercontinent Gondwana, opening of the Atlantic Ocean and formation of the Romanche Fracture Zone. The study area is part of the Mundaú sub-basin, which has been mainly studied in shallow waters due to lack of available high-quality data in deep waters. Therefore, the sub-basin has been considered to have evolved mostly as a conventional passive margin with little or no influence of the nearby fracture zone. New 3D PSDM data in deep waters reveals features that suggest larger influence of the Romanche Fracture Zone in the basin's development. Through the interpretation and integration of five seismic lines extracted from the mentioned data and composite logs from four public exploration wells, this study defined a simplified tectonic and stratigraphic framework for the study area. The project divides the sedimentary column into seven units and suggests three tectonosedimentary evolution styles which show contemporaneous development of major syn-rift structures such as normal faults and negative flower structures with the fracture zone. Results show tectonic subsidence dominated the area until Trairi Member deposition at the end of the Aptian, then progressively gave way to thermal subsidence, with a brief moment of localized compressive deformation during the upper Cretaceous. The possibility of the presence of syn-rift layers of older age than previously documented is also briefly addressed, in consideration of the abnormal thickness for this interval of deposition. This study provides new evidence on the extent of the fracture zones influence on deepwater Ceará basin.

Keywords

Ceará Basin; Mundaú Sub-basin; Brazilian Equatorial Margin; Transform Passive Margin.

Lista de Figuras

- Figura 1 – Mapa de localização das bacias sedimentares da Margem Equatorial Brasileira, com sub-bacias do Ceará. Imagens de satélite do Google Earth.....p.2
- Figura 2 - Modelo evolutivo esquemático da margem equatorial brasileira e Zona de Fratura de Romanche, Modificado de Tavares (2017): (A) Fase transformante intracontinental; (B) fase transformante continental; (C) Fase transformante continente-oceano; (D) Fase de margem passiva transformante. Setas mais curtas indicam o sentido de espalhamento oceânico, setas longas indicam o sentido de cisalhamento dextral ao longo da falha transformante. Abreviações: ZFStP – Zona de Fratura St. Paul; ZFR – Zona de Fratura de Romanche; ZFC – Zona de Fratura Chain.....p.5
- Figura 3 – Localização da Sub-bacia de Mundaú com dados disponíveis para o estudo. Limite continente-oceano e lineamentos relacionados às zonas de fratura oceânica de acordo com Zalán (2015). Limites das sub-bacias do Ceará e arcabouço estrutural das sub-bacias de Acaraú, Icarai e Mundaú por Morais Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004). As estruturas mapeadas pelos autores refletem a limitada disponibilidade de dados da época em que foram realizados, com somente poucas falhas sintéticas em águas profundas.....p.6
- Figura 4 – Modelos para estágios evolutivos da MEB, desde o Neotriássico até o Mioceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins. Modificado de Soares Junior et al., 2008 e 2011.....p.11
- Figura 5 – Esquema das estruturas presentes na sequência rifte da Bacia do Piauí. Na esquerda inferior, flor positiva interpretada. Na direita inferior, diagrama estrutural da região (Zalán, 1985).....p.13
- Figura 6 - Seção geológica esquemática SW-NE na sub-bacia de Mundaú, mostrando a geometria em blocos escalonados da seção rifte e as seqüências transgressiva e regressiva da seção pós-rifte (Morais Neto et al., 2003). Observa-se que o esquema revela pouco sobre a natureza transcorrente das falhas na bacia.....p.15
- Figura 7 – Carta Estratigráfica da sub-bacia de Mundaú/Bacia do Ceará (Condé et al., 2007).....p.22

- Figura 8 – Seção geológica esquemática regional na Bacia do Ceará, mostrando a configuração estrutural-estratigráfica dos campos, as trapas e plays na sub-bacia de Mundaú (modificado de Costa et al., 1990 e Milani & Araújo, 2003).....p.24
- Figura 9 (Figure 1) – Mundaú Sub-basin localization map with available data for the study. Continent-Ocean Boundary and fracture zone related lineaments from Zalán (2015). Limits and structural framework of the Acaraú, Icaraí and Mundaú Sub-basins by Morais Neto et al. (2003) and Antunes et al. (2004). The structures reflect the limited availability of data at the time, with few, only synthetic structures in deep water Mundaú.....p.31
- Figura 10 (Figure 2) – Simplified stratigraphic chart of the Ceará Basin with this studies horizons and units. Modified from Condé et al. (2007). Internal Mundaú event horizons are represented by dashed lines due to uncertainty of age, position on chart is merely representative. Abbreviations: Int.= Internal; Tran.= Transitional.....p.34
- Figura 11 (Figure 3) – Interpreted and uninterpreted Strike line extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with dip lines is shown by dotted lines, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).....p.40
- Figura 12 (Figure 4) – Interpreted and uninterpreted Dip line 1, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007)p.41
- Figura 13 (Figure 5) – Interpreted and uninterpreted Dip line 2, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007)p.42
- Figura 14 (Figure 6) – Interpreted and uninterpreted Dip line 3, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007)p.43
- Figura 15 (Figure 7) – Interpreted and uninterpreted Dip line 4, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as

black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).p.44

Figura 16 (Figure 8) – Simplified models for the different tectonosedimentary evolution styles of the sections, faults are shown as black lines. NW and SE Dip lines correspond to Dip lines 1 & 2 and 3 & 4, respectively. Ages are according to Condé et al. (2007)...p.50

Figura 17 – Mapas de métodos potenciais (com e sem interpretações) com área de estudo, linhas sísmicas e poços destacados: Mapas superiores são magnetométricos, de anomalias profundas (cima) e intermediárias (meio); Mapas inferiores são gravimétricos, de anomalias rasas. Modificado de Tavares (2017). Arcabouço Estrutural de Morais Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004).....p.64

Sumário

Agradecimentos	p.i
Resumo/Abstract	p.iii/v
Lista de Figuras	p.vi
1. Introdução Geral	p.1
1.1. Apresentação e Relevância.....	p.1
1.2. Objetivos.....	p.2
2. Geologia Regional	p.2
2.1. Contexto Tectônico.....	p.2
2.1.1. A Margem Equatorial Brasileira.....	p.5
2.2. A Bacia do Ceará e a Sub-bacia de Mundaú.....	p.11
2.2.1. Evolução Tectonosedimentar.....	p.14
2.2.1.1. Fase Rifte.....	p.15
2.2.1.2. Fase Transicional.....	p.16
2.2.1.3. Fase Drifte.....	p.17
2.2.2. Arcabouço Estrutural.....	p.18
2.2.3. A Exploração de O&G na Bacia do Ceará e Sistemas Petrolíferos.....	p.20
3. Material e Métodos	p.24
4. ARTIGO - The Tectono-Sedimentary Evolution of the Ceará Basin/Mundaú Sub-Basin and the Influence of the Romanche Fracture Zone in its Deepwater Region – Brazilian Equatorial Margin	p.26
5. Considerações finais	p.59
Referências	p.65

1. Introdução Geral

1.1. Apresentação e Relevância

As zonas de fratura oceânica são feições estruturais que conectam continentes, formadas como consequência do desenvolvimento de falhas transformantes (Wilson, 1965) A Zona de Fratura de Romanche (ZFR) é a segunda maior do planeta, se estendendo desde a Costa do Marfim e Ghana, na África, até a margem equatorial Brasileira (Heezen et al., 1964; Bonatti, 1973; Emery et al., 1975; Gorini, 1977).

A Bacia do Ceará está depositada na Margem Equatorial Brasileira, região nordeste do país, tem área total aproximada de 61 155 km² (ANP, 2018), e consiste em depósitos *onshore* e *offshore* ao longo dos estados do Ceará, Piauí, e um trecho do Maranhão (Figura 1). Ela foi depositada em um contexto de margem passiva transformante durante o Aptiano, relacionada à abertura do oceano Atlântico e formação da ZFR (Zalán, 1983; Szatmari et al., 1987; Matos, 2000; Mohriak, 2003; Antunes et al., 2004; Condé et al., 2007). Devido a diferenças tectônicas e em estilo estrutural, a bacia foi dividida em quatro sub-bacias (Figura 1). A área de estudo faz parte da sub-bacia de Mundaú, localizada mais a leste dentre elas, vizinha à bacia Potiguar (Figura 1).

É fato comprovado a influência da ZFR na evolução tectonosedimentar das demais sub-bacias do Ceará, todas elas caracterizadas pela existência de proeminentes estruturas de caráter transtensivo e, principalmente, transpressivo (Zalán, 1985; Castro Jr, 1994; Castro, 1993; Sauerbronn et al., 1995; Morais Neto et al., 2003). Neste contexto, a sub-bacia de Mundaú foi considerada como tendo evoluído similarmente a uma bacia de margem passiva normal, com pouca influência da ZFR nos estágios pós-rifte, apesar de não descartar sua importância durante o final do Cretáceo e Cenozoico devido à reativações (Françolin e Szatmari, 1987; Marinho e Mascle, 1987; Szatmari et al., 1987; Zanotto & Szatmari, 1987; Matos, 1999, 2000; Milani &

Thomaz Filho, 2000; Mohriak, 2003; Moulin et al., 2010). O mais recente levantamento sísmico PSDM 3D na área, realizado pela empresa PGS, revela feições que sugerem uma maior influência da ZFR ao longo do desenvolvimento da região de águas profundas da sub-bacia de Mundaú.

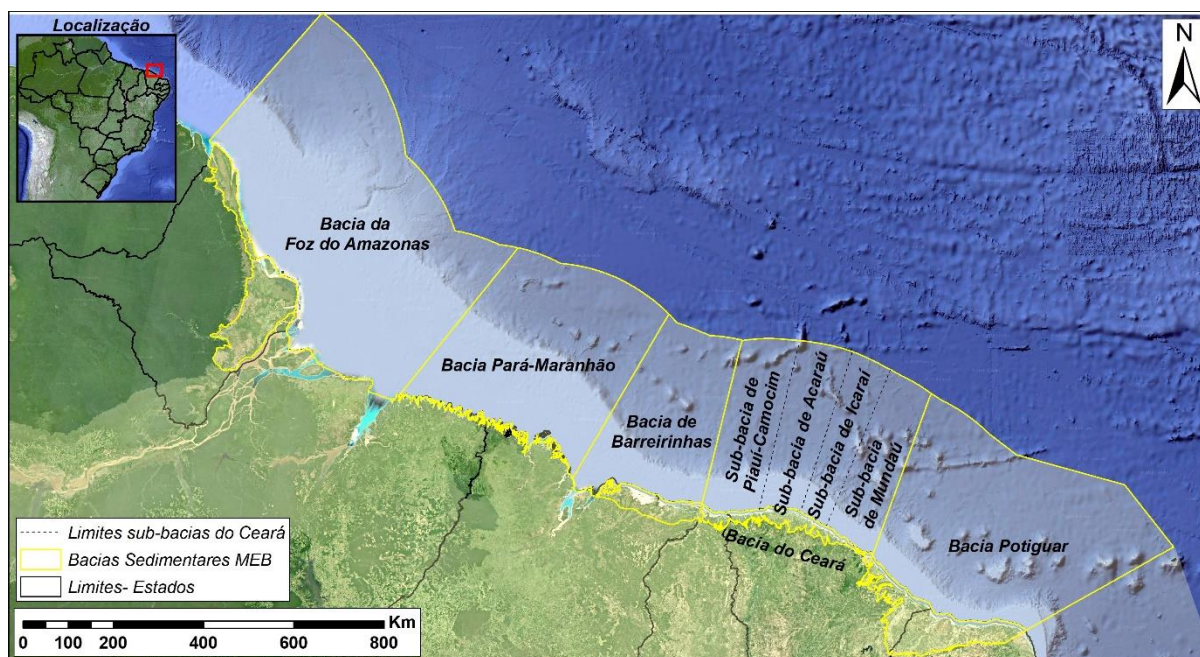


Figura 1 – Mapa de localização das bacias sedimentares da Margem Equatorial Brasileira, com sub-bacias do Ceará. Imagens de satélite do Google Earth.

1.2. Objetivos

Através da interpretação e integração de dados de sísmica de reflexão e perfis compostos de poços exploratórios públicos perfurados na área, o presente trabalho tem como objetivo definir um arcabouço tectônico e estrutural simplificado que sirva como base para propor modelos de evolução tectonoestratigráfica esquemáticos para a sub-bacia de Mundaú que restrinjam melhor os momentos de maior influência da ZFR em águas profundas. Dessa forma, o estudo contribui para a melhor compreensão do complexo controle estrutural exercido nesse setor da margem equatorial Brasileira ao longo de sua história, e como ele foi afetado pelo desenvolvimento de uma estrutura de tamanha escala como a ZFR.

2. Geologia Regional

2.1. Contexto tectônico

A Bacia do Ceará desenvolveu-se em um contexto de margem passiva transformante durante o Aptiano (Szatmari *et al.*, 1987; Matos, 2000; Mohriak *et al.*, 2000; Condé *et al.*, 2007), relacionado à abertura do Oceano Atlântico e formação das falhas transformantes (Zalán, 1983). As Zonas de Fratura Oceânica são feições estruturais submarinas que compreendem vários quilômetros de largura e milhares de quilômetros de comprimento, e representam as regiões inativas das falhas transformantes (Wilson, 1965 - Figura 2). Elas normalmente se formam perpendicularmente ao eixo central das cordilheiras meso-oceânicas, e podem compreender zonas de fraqueza litosférica que separam segmentos de crosta oceânica de idades e maturidade térmica distintas (Heirtzier *et al.*, 1968). O desenvolvimento das margens passivas transformantes é produto do regime cisalhante característico de zonas transformantes, que gera falhas do tipo *strike-slip* paralelas à zona, e caracteriza a movimentação entre duas placas litosféricas (Boillot & Coulon, 1998) (Figura 2).

A margem equatorial Brasileira tem direção NW-SE (Figura 1), com as zonas de fratura oceânica truncando obliquamente essa direção principal (Gorini, 1993; Matos, 2000; Mohriak, 2003), exercendo controle estrutural comprovado em algumas bacias marginais (Figura 3). As zonas de fratura oceânica têm expressão batimétrica que é mais dificilmente mapeável à medida em que se aproximam do continente, onde os depósitos das bacias sedimentares marginais as escondem. O desenvolvimento das bacias da margem equatorial brasileira foi dividido em múltiplas fases de subsidências, resultando em grande variedade estrutural e estratigráfica entre as diversas bacias marginais (Potiguar, Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão e Foz do Amazonas), assim como os aulacógenos terrestres da Bacia Potiguar, Bacia de Marajó (Gráben Mexiana, Gráben Limoeiro, Gráben Gurupá) e sistema de grábens Gurupi (São Luiz, Bragança Viseu, Ilha Nova) (Matos, 1999). Apesar de classificadas como tendo configuração

transformante, a evolução tectonoestratigráfica antes e após o período de predominância de regime transcorrente pode ser descrita como sendo de comportamento característico de uma margem passiva normal, com predominância de mecanismos de subsidência tectônica e termal. Mesmo assim, isso não descarta o papel das zonas de fratura oceânica no retrabalhamento da seção drifte, desde o Cretáceo Superior até o presente (Françolin e Szatmari, 1987; Marinho e Mascle, 1987; Szatmari *et al.*, 1987; Zanotto e Szatmari, 1987; Matos, 1999, 2000; Milani & Thomaz Filho, 2000; Mohriak, 2003; Moulin *et al.*, 2010).

2.1.1. Evolução da Margem Equatorial Brasileira

A formação das bacias sedimentares marginais brasileiras está diretamente ligada à abertura do oceano Atlântico, e, conseqüentemente, sua evolução e estratigrafia refletem o passo-a-passo da fragmentação do paleocontinente Pangea, e individualização dos continentes Africano e Sul-Americano (Zalán, 1983). A quebra do supercontinente teve início no final do Triássico, desde então a Plataforma Sul-Americana se afasta do continente africano formando a margem divergente/passiva do Atlântico Sul, que por sua vez apresenta, desde o Eotriássico, manifestações tectônicas, magmáticas e sedimentares na área continental, que seguem até o presente (Carneiro *et al.*, 2012) (Figura 4). Zalán (2012) sugeriu que o campo principal de paleotensão na ruptura do Gondwana na região tinha orientação E-W, e, conforme o continente se dividia, os regimes transcorrentes/transpressivos (E-W) e distensivos/transensivos (NW-SE) formaram as bacias sedimentares da margem equatorial Brasileira (Figura 4). Dessa forma, os trechos de direção E-W estão em contato com crosta oceânica, com as zonas de fraturas oceânicas em áreas mais fracas da crosta continental, enquanto os trechos NW-SE refletem a ruptura oblíqua dos crátons pré-cambrianos durante a separação continental.

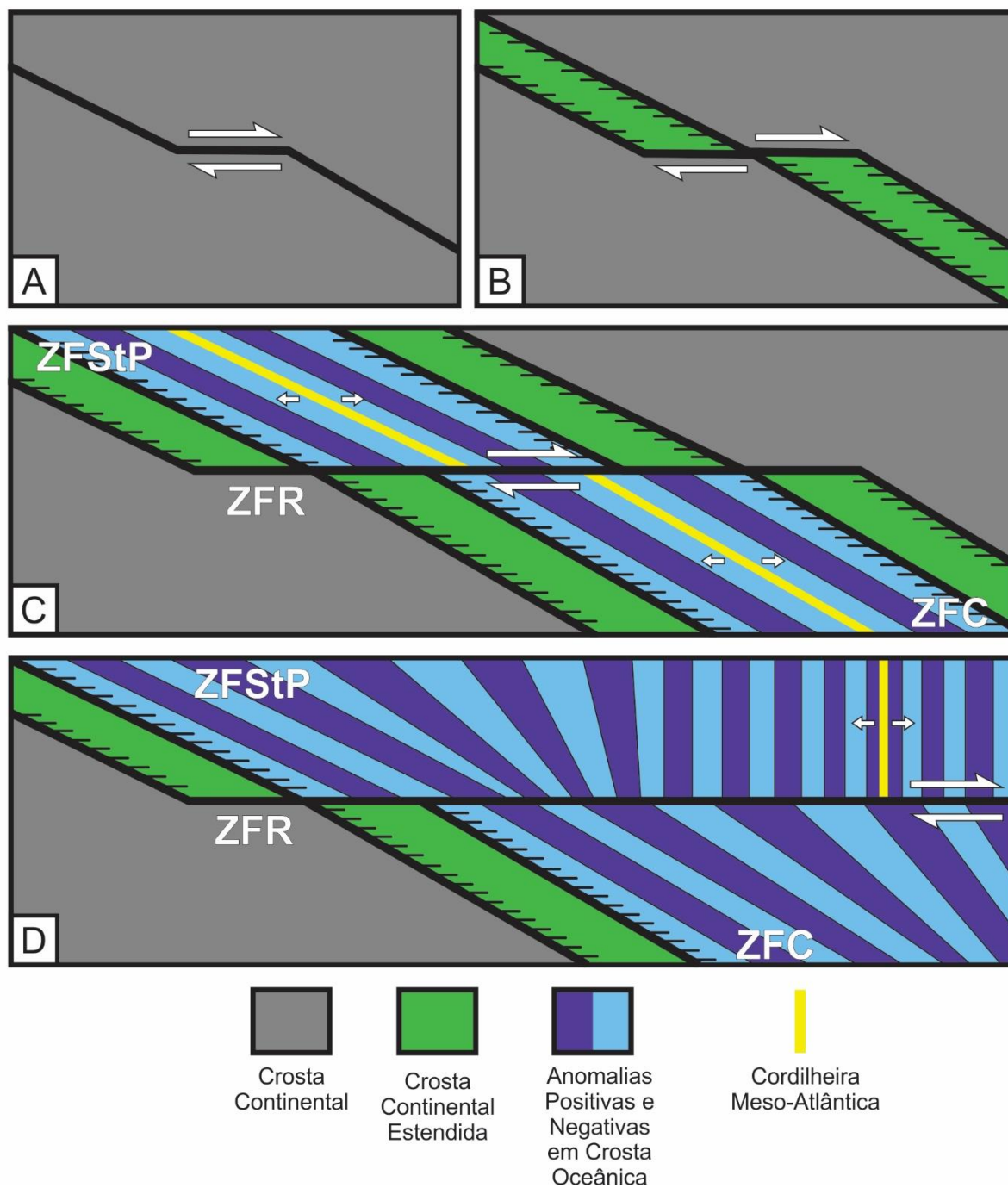


Figura 2 - Modelo evolutivo esquemático da margem equatorial brasileira e Zona de Fratura de Romanche, Modificado de Tavares (2017): (A) Fase transformante intracontinental; (B) fase transformante continental; (C) Fase transformante continente-oceano; (D) Fase de margem passiva transformante. Setas mais curtas indicam o sentido de espalhamento oceânico, setas longas indicam o sentido de cisalhamento dextral ao longo da falha transformante. Abreviações: ZFStP – Zona de Fratura St. Paul; ZFR – Zona de Fratura de Romanche; ZFC – Zona de Fratura Chain.

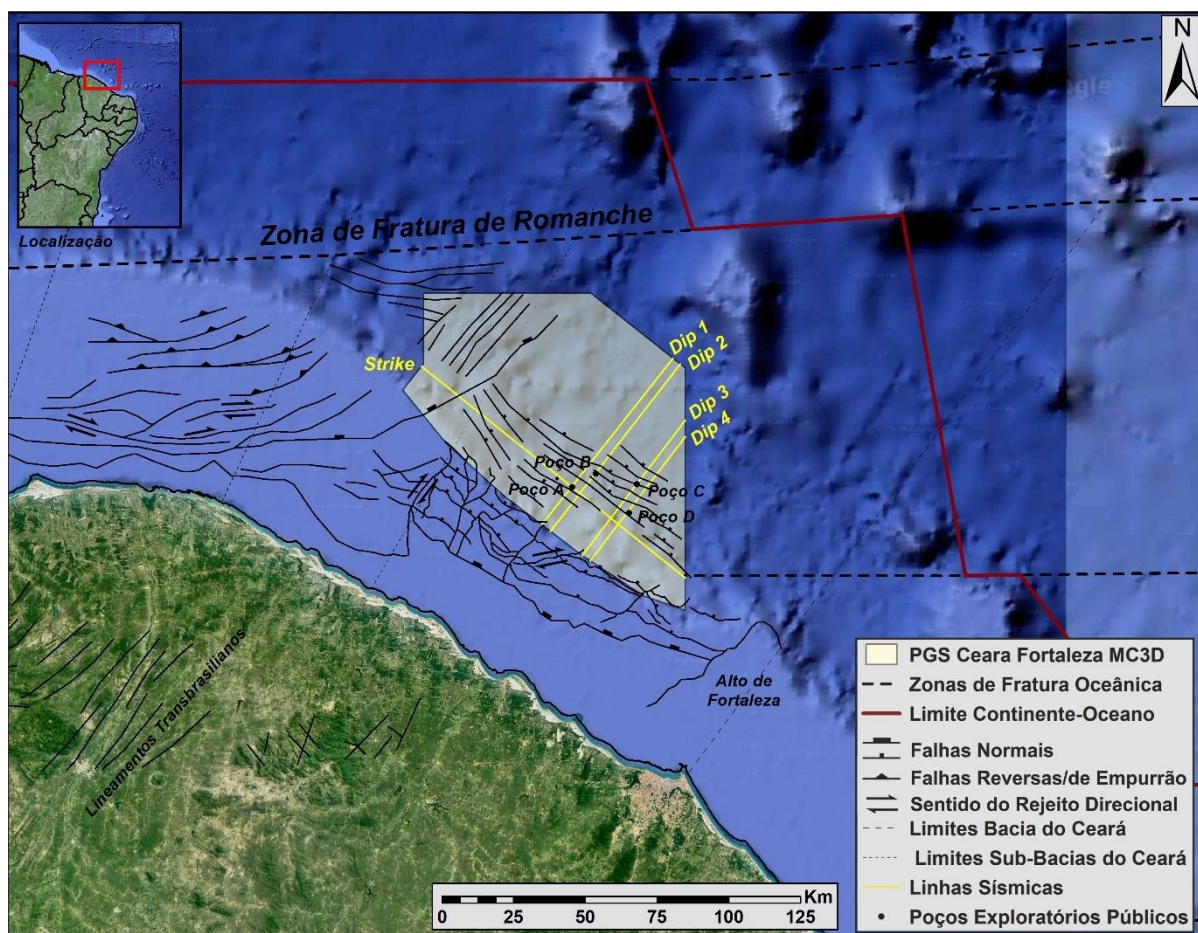


Figura 3 – Localização da Sub-bacia de Mundaú com dados disponíveis para o estudo. Limite continente-oceano e lineamentos relacionados às zonas de fratura oceânica de acordo com Zalán (2015). Limites das sub-bacias do Ceará e arcabouço estrutural das sub-bacias de Acaraú, Icarai e Mundaú por Morais Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004). As estruturas mapeadas pelos autores refletem a limitada disponibilidade de dados da época em que foram realizados, com somente poucas falhas sintéticas em águas profundas.

A denominada Plataforma Sul-Americana tem sua história descrita em três estágios: Estabilidade (Ordoviciano-Mesotriássico), de Ativação (Mesotriássico-Mioceno para a área da plataforma estudada nesse trabalho) e Moderno (Mioceno-Recente). A partir disso, os autores Zalán (2004), Almeida (1967), Almeida (1969), Almeida *et al.* (2000) sugerem os seguintes intervalos e denominações:

- Estágio de Estabilidade (Neo-Ordoviciano – Eotriássico)
- Estágio de Ativação (Mesotriássico ou Neotriássico – Mioceno), com subfases:

- Rifteamentos (Mesotriássico – Albiano)
- Rifteamentos I (Mesotriássico – Eocretáceo)
- Rifteamentos II (Eocretáceo pré-Aptiano – Neoaptiano)
- Rifteamentos III (Neoaptiano – Cenomaniano)

- Deriva Continental (Cenomaniano – Mioceno)

- Estágio Moderno (Mioceno-Recente)

O oceano Atlântico é formado durante o Estágio de Ativação, começando há aproximadamente 220 Ma. Essa etapa, por sua vez, tem três estágios de rifteamento descritos para tempos e regiões geográficas diferentes, evidenciando a separação dos continentes em etapas temporalmente e arealmente distintas. O Estágio de Rifteamentos I representa a abertura do Atlântico Norte, e consiste na separação da América do Sul/África da América do Norte. O Estágio de Rifteamentos II representa a abertura do Atlântico Sul, pelo início da separação entre a América do Sul e a África. O Estágio de Rifteamentos III representa a abertura final do Atlântico Equatorial, e marca a separação definitiva entre América e África (Carneiro *et al.*, 2012) (Figura 2).

A união dos Oceanos Atlântico Central e Equatorial, e individualização dos continentes africano e americano ocorreu durante o Estágio de Rifteamentos III em três eventos distensivos (Soares Junior *et al.*, 2011). O primeiro evento está ligado à formação do Gráben Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas, assim como o Oceano Atlântico Central, durante o Triássico (Figura 4a). O segundo evento se refere a processos distensivos que prosseguiram com a abertura do Oceano Atlântico através de rifteamento de NW para SE, formando o Gráben Cassiporé, na Bacia da Foz do Amazonas, e as bacias de Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova (Figura 4f). O terceiro evento representa a evolução do processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial de SE para NW, desde o extremo leste da Placa Sul-Americana,

formando as bacias marginais de Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão, e finalmente proporcionando a separação entre os continentes (Soares Junior *et al.*, 2008) (Figura 4e,f,g,h).

Ao final do Triássico, o evento CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) (Marzoli *et al.*, 2000; Hames *et al.*, 2003; McHone, 2000; 2002; 2006, e outros autores) provocou soerguimento e magmatismo que acarretaram na instalação de junções tríplices no interior do supercontinente Pangea, afetando porções específicas da atual região Norte do Brasil (Foz do Amazonas, SE do Pará, N de Roraima e SW do Maranhão), e as áreas adjacentes dos países vizinhos (Soares Junior *et al.*, 2008, 2011). O desenvolvimento do Graben Calçoene inicia a formação da Bacia da Foz do Amazonas (Figura 4a) e ocorreu através do desenvolvimento de um braço das junções tríplices citadas anteriormente, representando o início da separação entre as Américas do Norte, do Sul, e África, sendo ele um aulacógeno de natureza transtensiva com falhas normais NW-SE e abundantes depósitos vulcânicos intercalados com arenitos desérticos (Brandão & Feijó, 1994; Milani & Thomaz Filho, 2000; Figueiredo *et al.*, 2007). Registros do CAMP no Brasil são encontrados nos derrames do Graben Calçoene na Bacia da Foz do Amazonas e nas intrusões e derrames da Formação Mosquito, na Bacia do Parnaíba (Figueiredo *et al.*, 2007; Aguiar, 1971).

Durante o Jurássico, os esforços tectônicos culminaram em magmatismo e formação de riftes a partir das junções tríplices instaladas previamente (Morgan, 1981). Durante o início do Cretáceo, forma-se a Bacia de Marajó em um regime distensivo de baixa intensidade (Costa *et al.*, 2002) (Figura 4b) que também forma sistemas de falhas normais sintéticas de orientação NW-SE e NNW-SSE, e mergulho para NE. Esses sistemas de falhas serviram de controle estrutural para a formação do arco de Gurupá (Soares Junior *et al.*, 2011). No Barremiano, um novo rifte com magmatismo é formado na região da Foz do Amazonas (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo *et al.*, 2007), conectando a Bacia Foz do Amazonas à Bacia de Marajó, fazendo

com que esses sistemas de rifte atuem de forma conjunta (Soares Junior *et al.*, 2008, 2011) (Figura 4c,d).

Já no Aptiano, novo magmatismo a leste da Bacia de Marajó iniciou a formação dos Arcos Ferrer-Urbano-Santos, e Tocantins, esse último provavelmente servindo como barreira para a expansão do rifte da Bacia de Marajó para leste e sul (Figura 4e). Ainda no Aptiano, o Arco de Tocantins foi parcialmente abatido, e no final dessa idade a região do arco Ferrer-Urbano Santos começa a passar por subsidência regional, e, se inicia de forma incipiente o soerguimento do Arco Gurupi (Soares Junior *et al.*, 2011). Durante o Albiano, a expressividade da movimentação na Bacia de Marajó e Sistema de Grábens do Gurupi diminui, e ambos passam a sofrer subsidência térmica, principalmente. Enquanto isso, o rifte que inicia a abertura do Atlântico Equatorial durante o Valanginiano, através da formação da Bacia Potiguar, se desenvolve para NW, conectando-se ao Sistema de Grábens Gurupi e formando as Bacias do Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão (Soares Junior *et al.*, 2008) (Figura 4e,f,g).

A formação da Bacia do Pará-Maranhão e sua evolução durante o Eoalbiano marcam o período de conexão entre os oceanos Atlântico Equatorial e Central pela união dos riftes das bacias marginais equatoriais com um novo rifte na Bacia da Foz do Amazonas, desenvolvido pela movimentação rotacional anti-horária da África em relação à América do Sul, que também provoca incursão marinha na Bacia da Foz do Amazonas e demais bacias marginais, agora parte de um único sistema de grábens (Soares Junior *et al.*, 2011) (Figura 4g). No Neocretáceo, o regime extensional no interior da América do Sul cessa, também encerrando as fases rifte das bacias Marajó, Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi (Figura 4i). A força extensional, então, se concentra no Atlântico Equatorial, estabelecendo um regime de margem passiva e deriva continental com atuação de falhas transcorrentes de *strike* NE-SW nos riftes da região meio-norte do Brasil, compartimentando seus depocentros (Soares Junior *et al.*, 2011) (Figura 4i). No Oligoceno, a subducção responsável pela formação da cadeia andina tem seu momento

mais intenso, apesar disso, a margem equatorial brasileira e o Oceano Atlântico já apresentavam uma configuração extremamente similar à atual (Soares Junior *et al.*, 2011) (Figura 4j,k). Do Mioceno em diante, com a individualização dos dois continentes, um regime de tectônica intraplaca se inicia na região das bacias marginais equatoriais, com falhas transcorrentes dextrais E-W (Soares Junior *et al.*, 2011) (Figura 4k,l).

2.2. A Bacia do Ceará e a Sub-bacia de Mundaú

A Bacia do Ceará é majoritariamente *offshore*, separada da bacia de Barreirinhas a oeste, pelo alto de Tutóia, e da bacia Potiguar, a leste, pelo alto de Fortaleza (Figura 3). No continente, o embasamento cristalino da Província Borborema representa o limite sul da bacia, e a norte ela é limitada pela Zona de Fratura de Romanche (ZFR) (Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 3). Devido a diferenças em suas características tectônicas e estruturais, a Bacia do Ceará foi subdividida em quatro sub-bacias, de oeste para leste: Piauí-Camocim, Acaraú, Icará e Mundaú (Beltrami *et al.*, 1994). As sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú são separadas pelo Alto do Ceará, enquanto a de Icará está separada de Acaraú pelo prolongamento norte do Lineamento Transbrasiliano conhecido como Sobral-Pedro II. As sub-bacias de Icará e Mundaú estão separadas por uma inflexão da falha de borda da bacia, no prolongamento nordeste da falha de Forquilha (Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 3). O registro sedimentar das sub-bacias varia, e enquanto a coluna mais completa dentre elas é a da sub-bacia de Mundaú, que contém registros do Aptiano até o presente, a com menor preenchimento e discordâncias de maior escala é a de Piauí-Camocim (Beltrami *et al.*, 1994).

Com base nos estudos de Manatschal (2004), Manatschal *et al.* (2007), Péron-Pinvidic & Manatschal (2009, 2010), Péron-Pinvidic *et al.* (2013), Geoffroy (2005) e Geoffroy *et al.* (2011), atualmente as bacias de margem passiva podem ser classificadas em uma série de

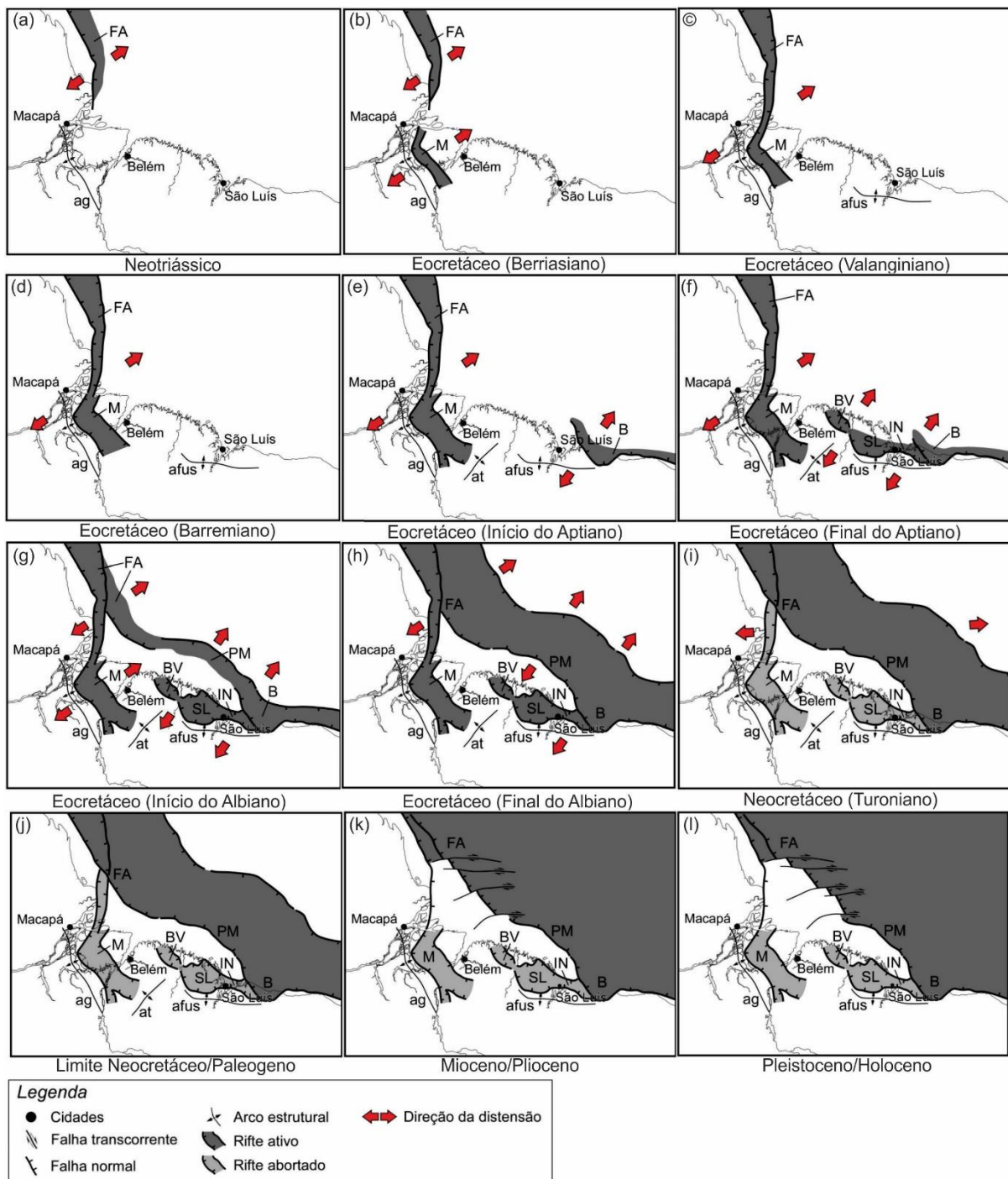


Figura 4 – Modelos para estágios evolutivos da Margem Equatorial Brasileira, desde o Neotriássico até o Mioceno. FA – Bacia da Foz do Amazonas; M – Bacia de Marajó; B – Bacia de Barreirinhas; BV – Bacia de Bragança – Viseu; SL – Bacia de São Luís; IN – Bacia de Ilha Nova; PM – Bacia do Pará – Maranhão; ag – Arco de Gurupá; afus – Arco Ferrer – Urbano Santos; at – Arco do Tocantins. Modificado de Soares Junior *et al.*, 2008 e 2011.

diferentes tipos de acordo com sua configuração crustal, que têm como extremos as chamadas margens passivas pobres em magma, e margens passivas vulcânicas: As margens passivas pobres em magma se desenvolvem a partir de riftes que se encontram distantes da expressão em superfície de anomalias térmicas e plumas mantélicas, apresentando necessariamente uma região de manto exumado, e sendo dominadas por afinamento crustal, sem influência representativa de enfraquecimento da crosta por atividade ígnea; Já as margens passivas vulcânicas se desenvolvem sobre ou próximas a anomalias térmicas mantélicas, significando que estão invariavelmente associadas a LIP's (*Large Igneous Province*); As chamadas margens passivas transicionais se desenvolvem em posições intermediárias, onde margens passivas vulcânicas gradam para pobres em magma, e vice-versa (Zalán, 2015). As bacias brasileiras cabem nessa classificação, e, diante disso, a Bacia do Ceará é classificada como transicional, assim como as bacias Potiguar, Sergipe-Alagoas e Jacuípe. Elas apresentam feições características desse tipo, em especial grábens proximais preenchidos por sedimentos, depositados lado a lado com grábens distais preenchidos por pacotes de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*) (Zalán, 2015). Vale frisar que hiperextensão ocorre em uma área muito maior nas margens passivas vulcânicas, e que em ambos os extremos a quebra final da litosfera está associada com a chegada à superfície de magma astenosférico para geração de crosta oceânica (Zalán, 2015).

A Bacia do Ceará tem início de acumulação no Cretáceo Inferior, e sua formação está diretamente relacionada com os eventos diastróficos que culminaram na ruptura e fragmentação do supercontinente Gondwana. O embasamento da bacia consiste em rochas cristalinas da porção noroeste da Província Borborema, entrecortadas por zonas de cisalhamento de idade brasileira. Essas estruturas têm importância regional para a evolução da bacia do Ceará, pois foram reativadas durante o Cretáceo, controlando algumas falhas

principais, assim como segmentando a bacia na divisão apresentada acima (Antunes *et al.*, 2004).

As sub-bacias de Icaraí, Acaraú e Piauí-Camocim situam-se na área considerada de domínio transpressivo, com alinhamento das estruturas principais nas direções E-W e NE-SW, diretamente ligadas à tectônica transcorrente dextral da margem transformante (Figura 5 - Moraes Neto *et al.*, 2003). Esse tipo de regime produziu uma variedade de estruturas, como cavalgamentos, falhas reversas, direcionais e normais, dobras, e estruturas em flor positiva e negativa (Figura 5 - Zalán, 1985; Castro Jr, 1994; Castro, 1993; Sauerbronn *et al.*, 1995). A sub-bacia de Mundaú encontra-se em um setor da Margem Equatorial que experimentou regimes de deformação transtensiva (Matos *et al.*, 1996), e, devido à sua arquitetura estratigráfica diferenciada, ela é considerada um rifte não convencional (Zalán *et al.* 1985,

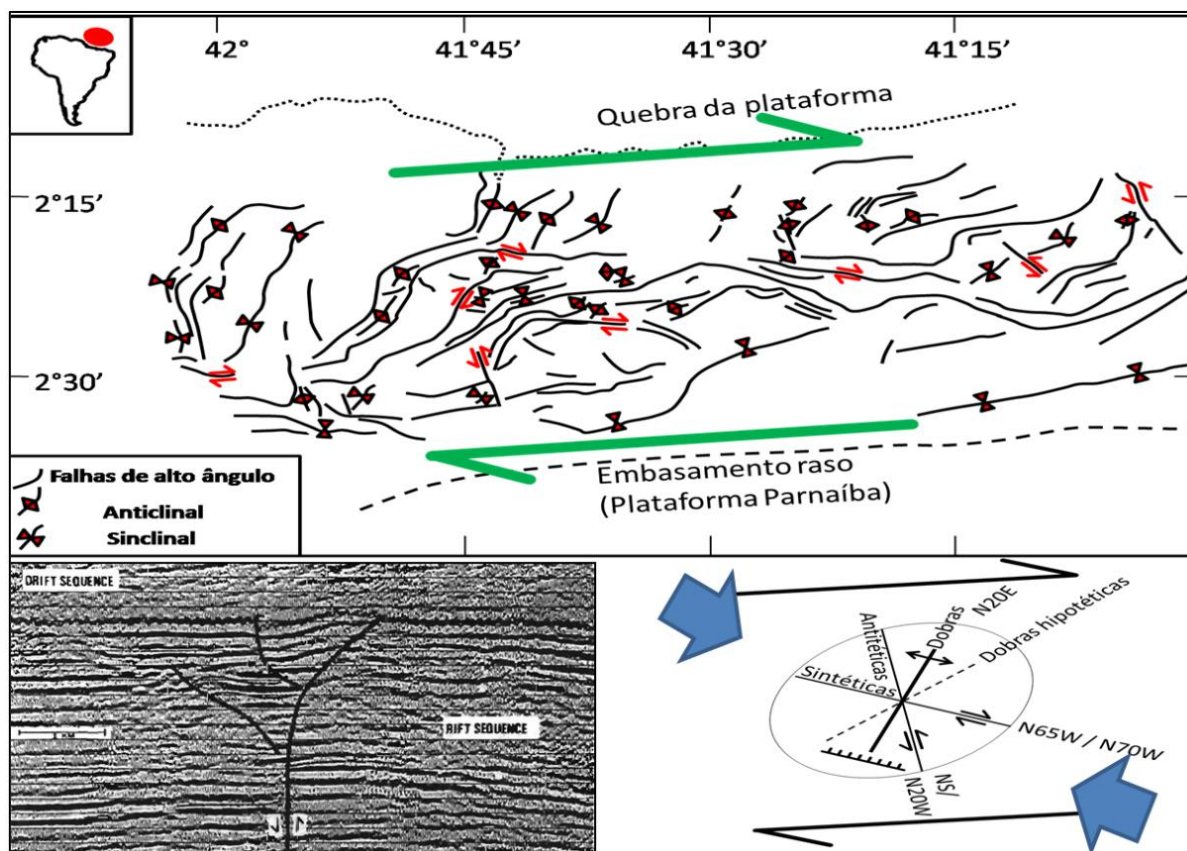


Figura 5 – Esquema das estruturas presentes na sequência rifte da Bacia do Piauí. Na esquerda inferior, flor positiva interpretada. Na direita inferior, diagrama estrutural da região (Zalán, 1985).

Matos *et al.* 1996). Suas principais estruturas são falhas de orientação predominantemente NW-SE com falhas sintéticas de mesma direção, que compartimentam a sub-bacia em blocos basculados e escalonados (Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 3). Além disso, lineamentos NE-SW cortam o trend principal, estruturas que podem representar zonas de transferência transcorrentes que teriam ajudado a compartimentá-la ao acomodar diferentes taxas de deformação durante sua evolução (Figura 3 - Waick *et al.*, 1992; Morais Neto, 1996). Vale notar que os trends estruturais em grande parte da bacia do Ceará formam par conjugado NW-SE/NE-SW, o que produziu altos e baixos estruturais que sugerem um padrão escalonado, o que é compatível com o regime transcorrente dextral da margem (Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 3).

2.2.1. Evolução Tectono-Sedimentar

Como descrito acima, a Bacia do Ceará tem gênese relacionada a fragmentação do supercontinente Gondwana, e provavelmente teve início de sua deposição durante o Eoaptiano (Costa *et al.*, 1990; Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007), datado através do estudo de palinomorfos continentais (Morais Neto *et al.*, 2003). Apesar disso, a existência de sedimentos paleozoicos-mesozoicos na Bacia de Ketha (contraparte africana, *offshore* de Gana), e também o espesso pacote sedimentar observado em dados sísmicos (Figura 6), sugerem a possibilidade da presença de depósitos mais antigos, que corresponderiam a uma seção sin-rifte de idade Barremiana, correlacionável à formação Pendência da Bacia Potiguar, ou seção pré-rifte, do período Jurássico (Costa *et al.*, 1990; Beltrami *et al.*, 1994; Morais Neto *et al.*, 2003; Condé *et al.*, 2007). Os autores Costa *et al.* (1990), Beltrami *et al.* (1994) e Condé *et al.* (2007) dividem o preenchimento da Bacia do Ceará em três estágios tectono-sedimentares que traduzem sua evolução: A fase rifte corresponde aos sedimentos continentais da formação Mundaú (Figura 7); a fase pós-rifte/transicional é representada pela formação Paracuru (Figura 7); e a fase drifte

ou de deriva continental é traduzida nas rochas das formações Ubarana, Guamaré, Tibau, nas vulcânicas da formação Macau, e nos sedimentos neógenos da formação Barreiras (Figura 7).

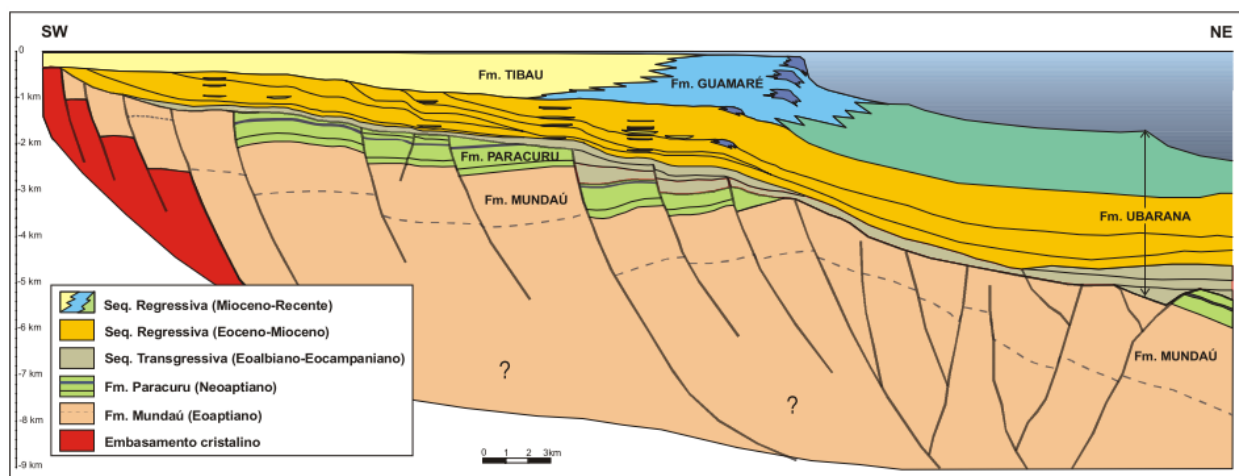


Figura 6 - Seção geológica esquemática SW-NE na sub-bacia de Mundaú, mostrando a geometria em blocos escalonados da seção rifte e as seqüências transgressiva e regressiva da seção pós-rifte (Morais Neto *et al.*, 2003). Observa-se que o esquema revela pouco sobre a natureza transcorrente das falhas na bacia.

2.2.1.1. Fase Rifte

A formação Mundaú foi depositada em uma grande fossa tectônica durante o Aptiano e representa o estágio rifte da Bacia do Ceará, acumulada em resposta aos esforços tectônicos transtrativos exercidos na área durante essa idade (Costa *et al.*, 1990; Condé *et al.*, 2007). Sua espessura, pela análise de dados de poço, é de até 2400m (Condé *et al.*, 2007), porém dados sísmicos sugerem que ela possa atingir até 4000m (Beltrami *et al.*, 1994) (Figura 6). Os sedimentos dessa formação evidenciam ambientes continentais de leques aluviais, rios entrelaçados e lagos (Figura 7), e consistem em conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos geradores intercalados com depósitos gravitacionais turbidíticos de baixa porosidade (Beltrami *et al.*, 1994; Waick *et al.*, 1992). Discordâncias identificáveis em perfis elétricos marcam limites de tratos de sistemas e o fim da seqüência continental. São esses os marcos 700, 800 e 1000, que delimitam, respectivamente, eventos de transgressão, regressão, e o topo da formação Mundaú (em parte concordante com a formação Paracuru) (Beltrami *et al.*, 1994). A

sequência continental da Bacia do Ceará é correlacionável à formação Pescada, da Bacia Potiguar, e às formações Coqueiro Seco, Ponta Verde e Maceió (em parte), da Bacia de Alagoas (Beltrami *et al.*, 1994).

2.2.1.2. Fase Transicional/Pós-rifte

A fase transicional/pós-rifte da Bacia do Ceará é representada pela formação Paracuru (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 1990; Morais Neto *et al.*, 2003). Ela é definida assim devido ao crescimento dos depósitos juntos às falhas normais mais distais, evidenciado em sísmica, que revela a influência de subsidência tectônica durante o tempo de deposição, levando a considerar que o desenvolvimento desse pacote ainda esteve associado ao evento de rifteamento que controlou a deposição da sequência anterior (Costa *et al.*, 1990; Morais Neto *et al.*, 2003; Condé *et al.*, 2007). A espessura máxima da formação Paracuru é de 1000m nas áreas onde ela é mais preservada (Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 6), e representa a transição de sedimentação continental para condições marinhas (Condé *et al.*, 2007) (Figura 7). Os autores Beltrami *et al.* (1994), Condé *et al.* (2007) e Waick *et al.* (1992) dividem a formação em três unidades litológicas distintas: A porção basal consiste em arenitos e folhelhos fortemente bioturbados por animais e raízes, oriundos de ambientes fluviais, deltaicos e lacustres; a porção mediana é caracterizada por uma camada carbonática rica em calcilutitos, ostracodes, folhelhos carbonosos, e evaporitos localizados (únicos nas bacias da Margem Equatorial), que definem o Membro Trairi (Figura 7); a porção superior contém folhelhos sílticos com intercalações subordinadas de arenitos e calcilutitos depositados em ambiente marinho restrito (Figura 7), atestado pela ocorrência da ecozona de dinoflagelados característicos desse ambiente, e pela abundância do biomarcador Gamacerano, evidência de condições hipersalinas no ambiente deposicional.

A formação Paracuru é correlacionável à formação Alagamar da Bacia Potiguar, sendo a porção basal correspondente ao Membro Upanema, o Membro Trairi às “Camadas Ponta do Tubarão”, e a porção superior, ao Membro Galinhos (Beltrami *et al.*, 1994). Vale notar que o Membro Trairi é também cronocorrelato aos folhelhos betuminosos das “Camadas Batateiras”, da Bacia do Araripe, e formação Codó, da Bacia do Maranhão (Hashimoto *et al.*, 1987 *apud* Condé *et al.*, 2007). Como dito anteriormente, os depósitos da formação Paracuru foram gerados inicialmente em ambientes continentais (fluvio-deltaicos a lacustre) e evoluíram para marinho restrito ou *sabkha* marginal, nas áreas onde ocorrem evaporitos (Condé *et al.*, 2007) (Figura 7).

2.2.1.3. Fase Drifte

A fase Drifte tem início no Albiano, engloba as formações Ubarana, Tibau e Guamaré, e representa a sedimentação marinha na bacia do Ceará (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007; Morais Neto *et al.*, 2003) (Figuras 6 e 7). A formação Ubarana compreende a base da supersequência marinha, e é subdividida em duas sequências de 2ª ordem, os membros Uruburetama e Itapagé (Beltrami *et al.*, 1994; Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 7). O membro Uruburetama representa um ciclo transgressivo resultante da alta taxa de subsidência da margem continental depois da quebra do paleocontinente Gondwana, é composto por pelo menos seis eventos regressivos de 2ª ou 3ª ordem, e caracteriza-se por depósitos de ambiente marinho (Condé *et al.*, 2007; Morais Neto *et al.*, 2003; Pessoa Neto *et al.*, 2007) (Figura 7). As rochas que compõem esse membro são folhelhos calcíferos com intercalações de calcarenitos, calcilutitos, e raros arenitos turbidíticos finos e siltitos argilosos (Beltrami *et al.*, 1994). O membro Itapagé representa o início de um ciclo regressivo, é composto por pelo menos 5 eventos transgressivos de 2ª ou 3ª ordem, e se desenvolveu em resposta à diminuição da taxa de subsidência na bacia desde o Campaniano, gerando depósitos típicos de talude (Condé *et al.*, 2007; Morais Neto *et al.*, 2003; Pessoa Neto *et al.*, 2007). As rochas desse membro são

descritas por Antunes (2004) como folhelhos, margas, calcilitos e arenitos turbidíticos finos a grossos. Inclusos nesse mesmo ciclo regressivo estão os sedimentos plataformais das formações Tibau e Guamaré, que consistem em, respectivamente, arenitos de leques costeiros, e calcarenitos de plataforma e talude, depositados simultaneamente aos pelitos cenozoicos da formação Ubarana (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007) (Figura 7). O contato entre as formações Ubarana e Paracuru é discordante, e o topo da formação Ubarana interdigita-se com as formações Tibau e Guamaré (Beltrami *et al.*, 1994). Depositada durante o Neógeno, os depósitos siliciclásticos da formação Barreiras recobrem rochas do embasamento cristalino da Província Borborema, e interdigitam-se com a formação Tibau em áreas proximais da bacia (Beltrami *et al.*, 1994; Costa *et al.*, 1990; Condé *et al.*, 2007).

As atividades vulcânicas na Bacia do Ceará são expressas nos diabásios e basaltos do magmatismo Mecejana (Figura 7), que data do Eoceno ao Oligoceno (Mizusaki *et al.*, 2001; Souza *et al.*, 2004), sendo contemporâneas ao evento Macau na Bacia Potiguar. Além disso, outros produtos de atividade ígnea na bacia são os *guyots*, demais edifícios vulcânicos e feições associadas encontradas em águas profundas e ultraprofundas (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007). Vale notar que todas as formações que compõem a fase drifte da Bacia do Ceará foram originalmente formalizadas por Souza (1982) para a Bacia Potiguar, e então estendidas para a Bacia do Ceará por Beltrami *et al.* (1985) (*apud* Beltrami *et al.* 1994) tendo em vista a grande semelhança entre as características litoestratigráficas de ambas as bacias. Beltrami *et al.* (1994) diz que a formação Ubarana é correlacionável às formações Travosas (Bacia de barreirinhas), Calumbi (Bacia de Sergipe-Alagoas) e Urucutuca (Bacias costeiras baianas e capixabas), enquanto as formações Guamaré e Tibau são correlacionáveis às formações Ilha de Santana e Areinha da Bacia de Barreirinhas, assim como as formações Mosqueiro e Marituba da Bacia de Sergipe-Alagoas.

2.2.2. Arcabouço estrutural regional e local

A quebra e consequente formação da margem equatorial brasileira ocorreu diacronicamente, de forma que as bacias a sul da Zona de Fratura de Romanche abriram ao final do Aptiano, enquanto as localizadas a norte da Zona, ao final do Albiano. A Zona de Fratura, nesse contexto, funcionou por dezenas de milhões de anos como uma zona de acomodação do stress tectônico *strike-slip* na quebra da margem equatorial (Matos, 1999, 2000; Condé *et al.*, 2007; Figueiredo *et al.*, 2007; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2007; Trosdorf *et al.*, 2007; Moulin *et al.*, 2010). O embasamento da Bacia do Ceará, que consiste nas rochas cristalinas da porção NW da Província Borborema, tem como controle estrutural mais relevante para a área de estudo zonas de cisalhamento neoproterozoicas com última atividade relacionada à Orogênese Brasiliana. A reativação de parte dessas estruturas foi responsável pelo surgimento de algumas das principais falhas da bacia, que consequentemente produziram o estilo estrutural que permite a divisão em sub-bacias apresentada anteriormente, além da nucleação e traçado das inflexões nas falhas de borda delas (Antunes *et al.*, 2004; Morais Neto *et al.*, 2003) (Figura 3). Esse modelo reflete as fases de estiramento perpendicular, distensão oblíqua e deriva continental presente nas bacias sedimentares da margem equatorial, sendo essa última acompanhada de intensa atividade tectônica transcorrente dextral que deformou os depósitos e rearranjou as estruturas pretéritas (Morais Neto *et al.*, 2003).

De acordo com Morais Neto *et al.* (2003) e Antunes *et al.* (2004), a sub-bacia de Mundaú é regionalmente estruturada por uma falha principal, a falha de Mundaú, que tem rejeito normal significativo e *dip* para NE (Figura 3). Como já citado anteriormente, Morais Neto *et al.* (2003) diz que o padrão de falhas local é predominantemente NW-SE, e segmenta a sub-bacia em blocos basculados e escalonados por falhas sintéticas de mesma direção (Figura 3). Lineamentos de direção NE-SW cortam obliquamente o principal trend estrutural, podendo representar zonas de transferência de natureza transcorrente que teriam ajudado a

compartimentá-la ao acomodar diferentes taxas de deformação durante a sua formação, e posterior deformação (Waick *et al.*, 1992; Morais Neto, 1996) (Figura 3). As sub-bacias de Icaraí, Acaraú e Piauí-Camocim, situadas no domínio transpressivo, têm os principais traços estruturais com *strike* E-W e NE-SW (Figuras 3 e 5), claramente influenciados pela movimentação direcional associada à tectônica transcorrente daquele megacorreidor de cisalhamento dextral, cuja deformação foi responsável pela geração de estruturas como falhas de cavalgamento, falhas reversas, falhas normais e oblíquas, estruturas-em-flor positivas e negativas, enxames de falhas direcionais e dobras, além da inversão de depocentros (Figura 5 - Zalán, 1985; Castro Jr, 1994; Castro, 1993; Sauerbronn *et al.*, 1995). Morais Neto *et al.* (2003) também ressaltam que em grande parte da bacia do Ceará, os principais traços estruturais parecem compor um par conjugado nas direções NW-SE e NE-SW, com altos e baixos estruturais dispostos *en échelon*, o que condiz com a movimentação transcorrente dextral ao longo da margem transformante (Figura 3). Ademais, na sub-bacia de Mundaú, apesar da orientação de suas falhas principais ser bem conhecida, o sentido de transporte tectônico ainda está em debate: Se ela tiver sido formada por rifteamento ortogonal, o transporte seria para NE, enquanto se ela fosse gerada por rifteamento oblíquo (associado ao regime transcorrente/transformante), o transporte seria para ENE, associado ao rejeito normal e direcional dextral subordinado dos falhamentos (Antunes *et al.*, 2004).

2.2.3- A exploração de óleo e gás e os sistemas petrolíferos da Bacia do Ceará

O início da exploração na Bacia do Ceará se deu em 1967 com as primeiras aquisições sísmicas realizadas pela Petrobras, que resultaram na perfuração do primeiro poço na sub-bacia de Piauí-Camocim em 1971, e a descoberta dos campos de Xaréu (1977), Curimã (1978), Espada (1978) e Atum (1979), todos com óleo de excelente qualidade, de grau API entre 27^o e 39^o (ANP, 2018). Entre os anos de 1977 e 1986, dezenas de poços exploratórios foram perfurados em águas rasas na bacia, sendo o auge em 1982, ano em que foram perfurados 18 poços. A partir

de 1986 a atividade exploratória na região entrou em declínio, e, tirando em 1996 (em que foram perfurados 6 poços), até hoje não foram perfurados mais que 3 poços por ano. Apesar disso, em 1993 foi perfurado o primeiro poço em águas profundas, em 2001 foram ofertados dois blocos offshore na 3ª rodada de licitações da ANP, e em 2012 houve a primeira descoberta em águas profundas, de nome Pecém, pelo poço 1-BRSA-1080-CES. A exploração na Bacia do Ceará começou uma nova etapa com a venda de um bloco em águas profundas na 15ª rodada de licitações da ANP.

As rochas geradoras dos sistemas petrolíferos da bacia do Ceará consistem nos folhelhos das formações Mundaú e Paracuru, de ambientes lacustre e marinho-evaporítico, respectivamente (Costa *et al.*, 1990; Milani & Araújo, 2003; Pessoa Neto, 2004). As rochas geradoras da formação Mundaú apresentam COT acima de 2% a acima de 3%, matéria orgânica dos tipos I e II e potencial gerador médio a bom (Costa *et al.*, 1990; Milani & Araújo, 2003; ANP, 2018), enquanto as da formação Paracuru apresentam COT de 3% a 6%, matéria orgânica dos tipos I e II e potencial gerador excelente (Costa *et al.*, 1990; Pessoa Neto, 2004; ANP, 2018). Costa *et al.* (1990) afirma que os folhelhos da formação Mundaú são geradores ao longo de um alinhamento NW-SE, sub-paralelo à falha de borda da sub-bacia de Mundaú. Milani & Araújo (2003) citam os folhelhos aptianos da formação Mundaú como os geradores dos hidrocarbonetos na Bacia do Ceará, enquanto Costa *et al.* (1990) e Pessoa Neto (2004) defendem que os folhelhos da formação Paracuru, de ampla ocorrência, são os principais geradores da bacia.

As possíveis rochas reservatório da Bacia do Ceará ditam os *Plays* para exploração. Os turbiditos cretáceos da formação Ubarana, com porosidade superior a 20% e permeabilidade entre 50-900 mD, representam as rochas reservatório de nível estratigráfico superior da bacia. Abaixo delas estão os arenitos aptianos/albianos flúvio-deltaicos, e calcários fraturados do membro Trairi, ambos da formação Paracuru, com porosidade superior a 20% e permeabilidade

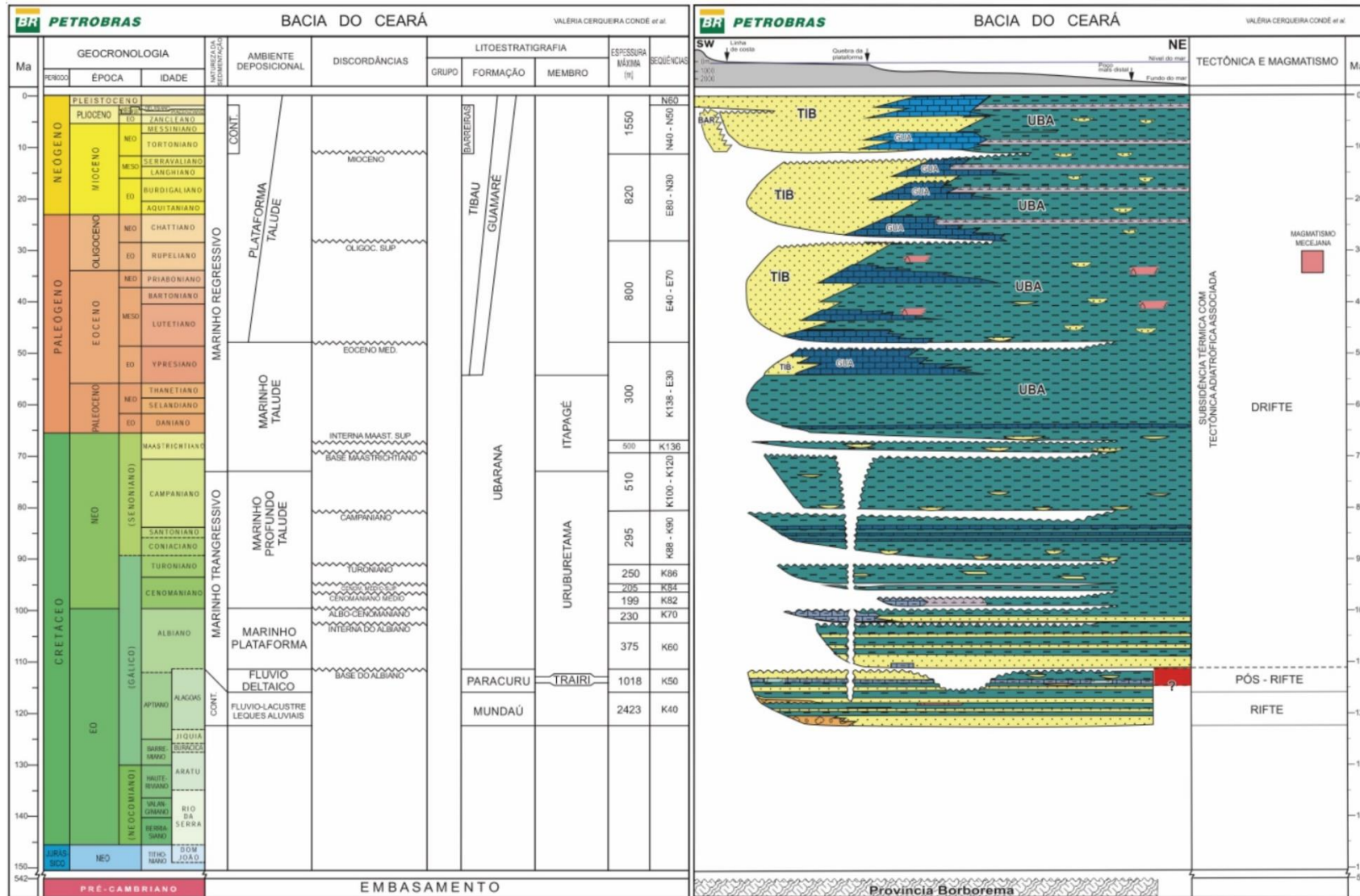


Figura 7 – Carta Estratigráfica da sub-bacia de Mundaú/Bacia do Ceará (Condé *et al.*, 2007).

inferior a 2 D. Finalmente, os arenitos aptianos flúvio-deltaicos da formação Mundaú são as possíveis rochas reservatório de nível estratigráfico mais baixo na bacia, com porosidade superior a 20% e permeabilidade de 40-500 mD (Costa *et al.*, 1990; ANP, 2018). Os elementos que servem de selo são os folhelhos cretáceos da formação Ubarana, os folhelhos intraformacionais aptianos das formações Mundaú e Paracuru, e falhas selantes (Costa *et al.*, 1990; ANP, 2018).

A combinação dos elementos descritos acima permite a identificação de trapas diversas, sendo elas estruturais, estratigráficas e combinadas. Exemplos da variedade de trapas incluem: O campo de Xaréu, uma trapa estrutural que consiste em um bloco rotacionado com acumulações em arenitos e calcários da formação Paracuru, e turbiditos da formação Ubarana (Figura 8); O campo de Espada, que é uma trapa estratigráfica formada pelos turbiditos da formação Ubarana selados por folhelhos da mesma formação (Figura 8); Os campos de Atum e Curimã são trapas combinadas, onde arenitos da formação Paracuru estão em blocos basculhados truncados pela discordância regional presente no topo da formação, que serve de selo (Costa *et al.*, 1990; ANP, 2018) (Figura 8). Dessa forma, os *Plays* para a Bacia do Ceará são designados pela ANP (2018) como os arenitos turbidíticos neocretáceos da formação Ubarana, os arenitos flúvio-deltaicos neoaptianos-eoalbianos da formação Paracuru, os carbonatos neoaptianos-eoalbianos do membro Trairi, e os arenitos flúvio-deltaicos eoaptianos da formação Mundaú (Figura 8). A migração dos hidrocarbonetos nos sistemas ocorre mais frequentemente de duas maneiras com eficácia, através do fluxo direto para reservatórios adjacentes e ao longo de falhas, e também, de forma secundária, através das discordâncias regionais. A geração dos hidrocarbonetos começa no Eomioceno, e acredita-se que a migração tenha tido início contemporâneo (Costa *et al.*, 1990).

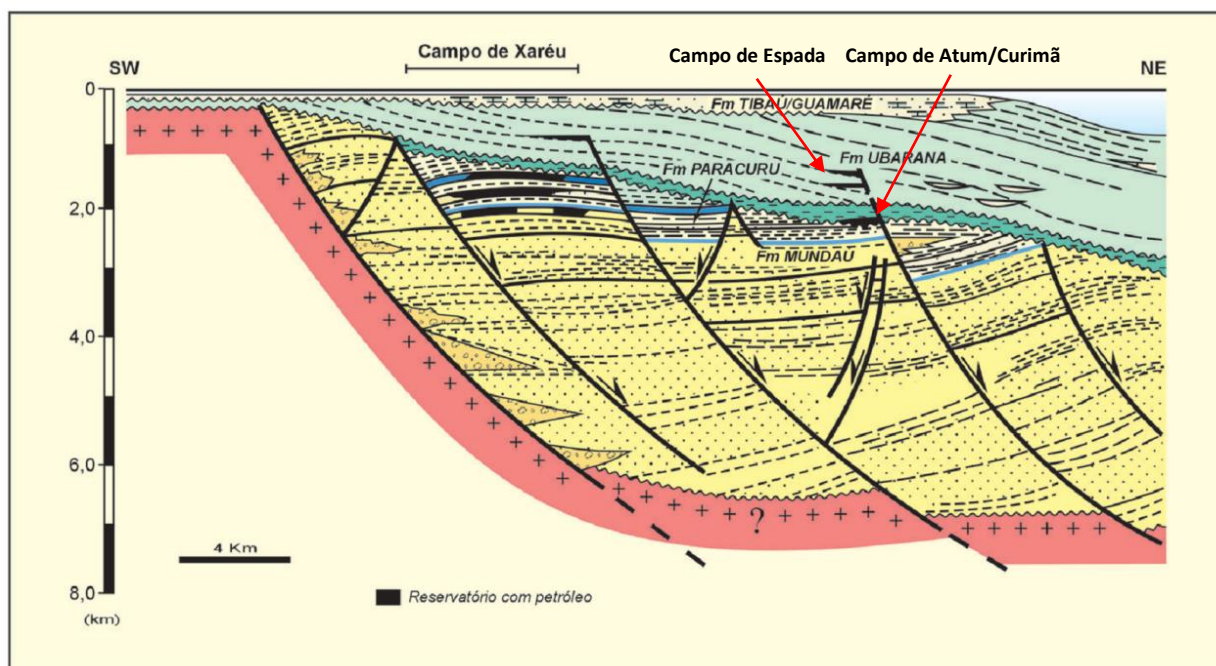


Figura 8 – Seção geológica esquemática regional na Bacia do Ceará, mostrando a configuração estrutural-estratigráfica dos campos, as trapas e plays na sub-bacia de Mundaú (modificado de Costa *et al.*, 1990 e Milani & Araújo, 2003).

3. Material e Métodos

Os dados sísmicos usados no projeto foram cedidos pela empresa PGS, extraídos do levantamento mais recente em águas profundas da sub-bacia de Mundaú. A aquisição leva o nome 3D Ceará Fortaleza MultiClient, cobriu cerca de 7259 Km² (Figura 3), e foi do tipo Broadband Geostreamer 3D, com 14 streamers dispostos em leque com 100m de separação, 8100m de comprimento e a 20m de profundidade. A migração dos dados Pre-stack para profundidade foi realizada usando os métodos *Full Integrity Q-Beam* e *Full Integrity Kirchhoff*, imageando até 16km e 12km de profundidade, respectivamente. No total cinco linhas 2D foram cedidas para interpretação, quatro linhas Dip e uma linha Strike, selecionadas com base na interseção com um dos quatro poços exploratórios públicos selecionados dentro da área de estudo (Figura 3). Perfis compostos dos quatro poços em questão foram cedidos para análise, e serviram para realizar amarração com a sísmica. As linhas sísmicas foram interpretadas no

software Petrel da empresa Schlumberger, onde foram testados todos os atributos disponíveis no programa para visualizar melhor as feições desejadas. Apesar disso, a técnica volume de amplitudes – TecVA (Bulhões & Amorim, 2005) foi aplicada, se destacando no auxílio à interpretação do arcabouço estrutural e horizontes alvo. Após rastreamento dos eventos desejados e estruturas, foi utilizada a ferramenta de *Flattening* (horizontalização) do software. O fato de uma parte das superfícies corresponderem a discordâncias, e por isso não refletirem corretamente a geometria original das camadas quando horizontalizadas foi levado em conta no uso da ferramenta. Dessa forma, os resultados forneceram uma ideia melhor das condições e arquitetura deposicional das unidades, sendo de grande ajuda para elaboração dos modelos evolutivos.

4 – Artigo: The Tectono-Sedimentary Evolution of the Ceará Basin/Mundaú Sub-Basin and the Influence of the Romanche Fracture Zone in its Deepwater Region – Brazilian Equatorial Margin.

Submetido à *Marine and Petroleum Geology* em 12/12/2018.

The Tectono-Sedimentary Evolution of the Ceará Basin/Mundaú Sub-Basin and the Influence of the Romanche Fracture Zone in its Deepwater Region – Brazilian Equatorial Margin

João Pedro de Souza Oliveira¹, André Luiz Ferrari¹, Luís Otávio Aguiar Oliveira².

¹Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói – RJ, Brazil;

²Pangea Consultoria em Geociências, Rio de Janeiro – RJ, Brazil.

*Corresponding Author:

jp.soliv@hotmail.com

+5521981960666

406 Rua Jaguá, Botafogo, Rio de Janeiro-RJ, Brasil

22251-010

Abstract

The Brazilian Equatorial Margin extends from the Foz do Amazonas Basin until the Touros High, eastern limit of the Potiguar Basin. The Ceará Basin is amongst the basins with highest exploration interest for oil and gas. It began to accumulate in the lower Cretaceous and developed in a transform passive margin context during the Aptian, related to the breakup of supercontinent Gondwana, opening of the Atlantic Ocean and formation of the Romanche Fracture Zone. The study area is part of the Mundaú sub-basin, which has been mainly studied in shallow waters due to lack of available high-quality data in deep waters. Therefore, the sub-basin has been considered to have evolved mostly as a conventional passive margin with little or no influence of the nearby fracture zone. New 3D PSDM data in deep waters reveals features that suggest larger influence of the Romanche Fracture Zone in the basin's development. Through the interpretation and integration of five seismic lines extracted from the mentioned data and composite logs from four public exploration wells, this study defined a simplified tectonic and stratigraphic framework for the study area. The project divides the sedimentary column into seven units and suggests three tectonosedimentary evolution styles which show contemporaneous development of major syn-rift structures such as normal faults and negative flower structures with the fracture zone. Results show tectonic subsidence dominated the area until Trairi Member deposition at the end of the Aptian, then progressively gave way to thermal subsidence, with a brief moment of localized compressive deformation during the upper Cretaceous. The possibility of the presence of syn-rift layers of older age than previously documented is also briefly addressed, in consideration of the abnormal thickness for this interval of deposition. This study provides new evidence on the extent of the fracture zones influence on deepwater Ceará basin.

Keywords: Ceará Basin; Mundaú Sub-basin; Brazilian Equatorial Margin; Transform Passive Margin.

1 – Introduction

Oceanic fracture zones are submarine structural features which represent the inactive extensions of transform faults (Wilson, 1965). The Romanche Fracture Zone (RFZ) is the second longest fracture zone on the planet, extending from offshore Ivory Coast and Ghana, in Africa, until the Brazilian equatorial margin (Heezen et al., 1964; Bonatti, 1973; Emery et al., 1975; Gorini, 1977). The Ceará Basin is mainly offshore and began accumulating in a transform passive margin context during the Aptian, related to the opening of the Atlantic Ocean and formation of the RFZ (Zalán, 1983; Szatmari et al., 1987; Matos, 2000; Mohriak, 2003; Antunes et al., 2004; Condé et al., 2007). It is neighbour to the Barreirinhas Basin in the west, the Potiguar Basin in the east, has the cratonic Borborema Province as basement and southern limit, and the RFZ as northern limit (Figure 1 - Morais Neto *et al.*, 2003). Due to structural and tectonic disparities, the Ceará Basin was divided into four sub-basins from west to east: Piauí-Camocim, Acaraú, Icará and Mundaú (Beltrami *et al.*, 1994). The Mundaú Sub-basin, traditionally considered an unconventional rift because of its distinct stratigraphic architecture. In shallow waters, it is controlled mainly by NW-SE synthetic fault systems that produce tilted blocks transposed by NE-SW lineaments that can represent transcurrent transfer zones (Zalán and Warne, 1985; Matos et al. 1996; Morais Neto et al., 2003). Although explored by the oil & gas industry since 1967, little is published of the deep water Ceará Basin due mainly to lack of available high-quality data in the area, which until recently was available essentially in shallow waters. This made previous authors consider the basin having evolved similarly to a normal passive margin with little or no influence of the RFZ on post-breakup history, although not discarding its importance regarding reworking of the structures during the late Cretaceous and Cenozoic until these days (Françolin and Szatmari, 1987; Marinho and Mascle, 1987; Szatmari et al., 1987; Zanotto and Szatmari, 1987; Matos, 1999, 2000; Milani and Thomaz Filho, 2000; Mohriak, 2003; Moulin et al., 2010).

A recent seismic investigation by Petroleum Geo-services (PGS) in this region (Figure 1) reveals features that suggest influence of the fracture zone during the sub-basin's development in an area previously undocumented. By the integrated interpretation of five high quality seismic lines extracted from the PGS's latest PSDM 3D survey and composite logs from four deep water public exploration wells, we define a simplified stratigraphic and structural framework that serves as base for the proposal of a tectonostratigraphic evolution sequence for the Mundaú Sub-basin, which better constrains the timing and action of the RFZ in deep waters. This study contributes to the better comprehension of the complex structural controls on part of a Brazilian equatorial margin sedimentary basin throughout its geologic history, and shows how it was affected by the development of a regional structure such as the RFZ. The seismic data available for the study was interpreted and analysed on Petrel software by Schlumberger. The horizon flattening tool served to assist on the elaboration of the evolution models, and of all tested attributes on the seismic data, the Amplitude Volume Technique (TecVA) by Bulhões & Amorim (2005) distinguished itself for better tracking fault networks and unconformities.

2 – Geological Setting

The Ceará Basin is part of the Brazilian Equatorial Margin (BEM), and its formation, along with the rest of the Brazilian marginal basins, is intimately related to the breakup of supercontinent Gondwana and consequent diachronous opening of the Atlantic Ocean. The Ceará Basin is more specifically related to the central and equatorial Atlantic opening, during which the RFZ acted as a strike-slip tectonic stress accommodation zone (Matos, 1999, 2000; Antunes et al., 2004; Condé *et al.*, 2007; Figueiredo *et al.*, 2007; Moulin *et al.*, 2010; Pessoa Neto *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2007; Trosdorf *et al.*, 2007). Unlike the eastern Brazilian margin basins, which developed related fundamentally to divergent tectonics, BEM basins were formed also by directional/oblique regimes associated with the development of transform

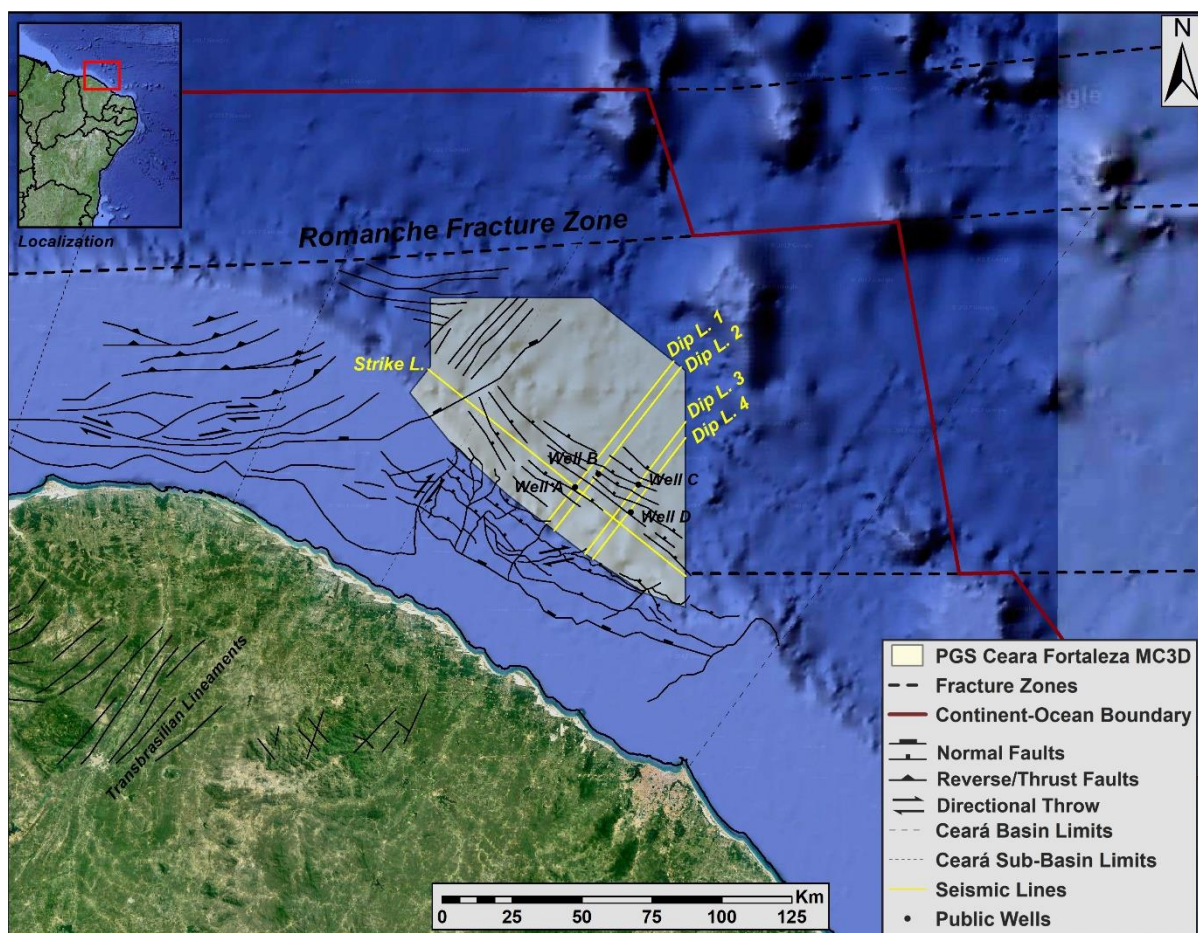


Figure 1 – Mundaú Sub-basin localization map with available data for the study. Continent-Ocean Boundary and fracture zone related lineaments from Zalán (2015). Limits and structural framework of the Acaraú, Icarai and Mundaú Sub-basins by Morais Neto et al. (2003) and Antunes et al. (2004). The structures reflect the limited availability of data at the time, with few, only synthetic structures in deep water Mundaú.

faults. Due to this, an alternate to the traditional evolution model for passive margins is proposed by Matos (1999, 2000) for these sedimentary basins, in which the classical rift, transitional, and drift stages are instead substituted by pre-transform, syn-transform and post-transform stages (Pellegrini and Ribeiro, 2018).

Zalán (2012) says the main strain corridor orientation during Gondwana breakup in the region was E-W, and as the continent divided itself, the transcurrent/transpressive (E-W) and distensive/transpressive (NW-SE) regimes formed sedimentary basins. In this way, the rifting pattern along the BEM is of E-W and NW-SE segments (Gorini, 1993; Matos, 2000; Mohriak,

2003; Pellegrini and Ribeiro, 2018). The regional pre-transform stage corresponds to rift formation in the Foz do Amazonas Basin related to the Central Atlantic Magmatic Province emplacement during the Late Triassic and Early Jurassic, and also the development of the Potiguar rift during the Valanginian (Brandão & Feijó, 1994; Figueiredo *et al.*, 2007; Matos 1999, 2000; Milani *et al.*, 2007; Soares Junior *et al.*, 2008, 2011). The Aptian represents the main moment of shearing and fracturing related to continental breakup in the region, with the diachronous opening of the Ceará, Barreirinhas and Pará-Maranhão basins, and accumulation of large deposits across the whole BEM (Azevedo, 1991; Antunes, 2004; Matos, 1999, 2000). The regional syn-transform stage is characterized by the translational movement between parts of the divided continental mass caused by the dextral regime of the transform faults until the end of the Albian, and the beginning of oceanic spreading. Although first marine incursions in the equatorial area occur at the end of the Aptian, complete open marine conditions are only achieved during the Upper Albian, marking the definitive connection of the Atlantic Ocean and separation of the Americas and Africa (Szatmari *et al.* 1987; Azevedo, 1991; Matos, 2000; Basile *et al.* 2005; Heine and Brune, 2014). Finally, the post-transform or drift stage begins in the Cenomanian with a transform passive margin context prevailing until the Santonian, after which mainly divergent conditions dominate, fuelled by lithospheric cooling related thermal subsidence (Matos, 1999, 2000; Basile *et al.* 2005).

Morais Neto *et al.* (2003) and Antunes *et al.* (2004) studies, mostly in shallow waters, describe the Mundaú Sub-basin as structured by a major NE dipping normal fault (the Mundaú fault) and associated synthetic systems that produce a NW-SE striking tilted stepping block architecture, compatible with Matos (2000) proposal that deformation in the sub-basin was transtensive, although dominated by distension. NE-SW trending Brazilian lineaments associated with shear zones of the Borborema Province cut the main trend, possibly serving as transcurrent transfer faults accommodating different strain rates throughout the sub-basins

history (Morais Neto, 2003). Differently to the Mundaú Sub-basin, the remainder of the Ceará Basin has E-W and NE-SW striking structures, and is essentially in a transpressive dominated region, clearly affected by the dextral shear tectonics of the RFZ which resulted in depocenter inversion and development of a variety of compressive structures (Zalán, 1985; Castro Jr, 1994; Castro, 1993; Sauerbronn *et al.*, 1995).

Costa *et al.* (1990), Beltrami *et al.* (1994) and Condé *et al.* (2007) divide the Ceará Basin's evolution into three major stages: rift, transitional and drift. The rift stage comprises the Mundaú Formation and is composed of conglomerates, sandstones, siltstones and shales that translate continental deposits of alluvial fans, braided rivers and lakes (Figure 2 - Beltrami *et al.*, 1994). The formation is assumed to have been deposited entirely during the Aptian as consequence of a transtensive regime (Costa *et al.*, 1990; Condé *et al.*, 2007). The Paracuru Formation represents the transitional stage, which ends at the base of the Albian and has deposits that translate the change from continental to marine conditions (Figure 2 - Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 1990; Morais Neto *et al.*, 2003). The Trairi Member is a carbonate-rich unit of shales and localized evaporites in the middle of the formation, dividing it into a lower and upper part, according to the nature of their depositional environments (Figure 2). The Lower Paracuru Formation consists of continental sandstones and shales from fluvial, deltaic and lacustrine environments, whilst the Upper Paracuru Formation is of silt-rich shales with subordinate sandstones and carbonate mudstones typical of a restricted marine environment (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007). The drift stage begins at the Albian with deposition of the Ubarana Formations transgressive Uruburetama Member (Figure 2). During the Campanian, reduction in subsidence rates trigger a regressive regime and consequent deposition of the Itapagé Member, still part of the Ubarana Formation (Figure 2). Both the Uruburetama and Itapagé Members are internally divided into a series of

Mecejana magmatic event (Figure 2), and the submarine guyots in deep and ultra-deep waters (Beltrami *et al.*, 1994; Condé *et al.*, 2007).

3 – Results

3.1 – Seismic & well data calibration

The available seismic data for this study was kindly provided by PGS, and includes five high-quality PSDM seismic sections extracted from the most recently acquired and processed 3D survey in deep waters of the Mundaú Sub-basin. These sections comprise four SW-NE trending profiles parallel to the basins dip direction, and one SE-NW trending profile that crosscuts all the others in the strike direction. Composite logs from four public exploration wells located along each section were analysed in conjunction with the seismic profiles and served to track and calibrate selected horizons across the data. However, the wells are of limited depth and only intercept four out of the eight events relevant to the study. Ages are in accordance with Condé *et al.* (2007) stratigraphic chart.

The horizons not intercepted by the available wells are the Conrad Discontinuity, Basement Top, Internal Mundaú Event 1 and internal Mundaú Event 2. The Conrad Discontinuity is easily identified by a strong positive anomalous reflector in seismic. The Basement Top is evidenced also by a positive anomaly, and is supported by the onlapping and downlapping nature of the overlying reflectors, and a change in seismic facies from chaotic/noisy below into more organized parallel conditions above. The Internal Mundaú Events have a conformable nature, and can be found onlapping and downlapping the Basement Top and each other. The Mundaú Formation Top unconformity dates from the Aptian (~116Ma), is only intercepted by well C, and, although described by Condé *et al.* (2007) as a strong discontinuity in the resistivity logs, here stood out as a strong positive density log peak which is consistent with seismic interpretation in regard to horizon intersection and layer

geometry. This horizon marks the end of the Rift stage and is clearly erosional, with overlying and underlying reflectors truncating it. The Trairi Member is of Aptian age (~114Ma) and intercepted by all wells except A. It is recognized by positive peaks on the resistivity and sonic logs as a consequence of high acoustic impedance, the presence of high organic content calcareous rocks and represents the boundary between the Lower and Upper Paracuru Formation. It marks the end of the Transitional 1 stage and is concordant with the underlying reflectors. The Breakup corresponds to the Albian base unconformity (~112Ma), and is easily identified by the presence of conglomerates, a strong negative peak on the gamma-ray log, a positive anomaly on resistivity logs, and relatively sharp changes in most log trends from chaotic below to calmer patterns above. It marks the base of the Ubarana Formation and Uruburetama Member, the end of Transitional 2 stage and beginning of Drift 1. Like the Mundaú Top, its erosional nature is evidenced by the truncation of over and underlying reflectors on the horizon, and onlapping of the overlying reflectors in the distal regions of the sections. The Mid-Campanian unconformity has an age of ~81Ma and barely shows clear evidence on well data. This horizon was interpreted based mainly on reflector termination analysis, which shows clear truncations underneath and onlaps above the surface, representing an erosional limit such as the Mundaú Top and Breakup unconformity. Therefore, it is here interpreted as representing the top of a transgressive sequence within the Uruburetama Member and marks the start of Drift 2 stage.

3.2 – Seismic sections

3.2.1 – Strike section

This section is controlled by major NW and SE dipping normal faults that crosscut the basement and reveal a central graben which contains the thickest sedimentary column of the rift stage (Mundaú Formation), and an intensely faulted and folded region to NW associated

with the RFZ (Figure 3). The first two units of the rift stage thin towards NW until finally pinching against the basement, whilst the upper unit thickens towards the RFZ (Figure 3). The Lower Paracuru Formation thickens minimally against the fracture zone, and in greater proportions towards SE. In contrast, the Upper Paracuru Formation shows the RFZ region as its main depocenter, and virtually pinches against the lower units to SE past the central graben (Figure 3). Drift stage 1 layers, majority of Ubarana Formations Uruburetama Member, also thicken against the RFZ, whilst the remainder of the formation maintains a very thin, homogeneous thickness throughout the entire section (Figure 3). The sea bottom is shaped by cut-and-fill features which are predominant throughout all drift stage units. Negative flowers were interpreted branching locally from the main faults, and igneous rocks intrude rift stage layers and the Lower Paracuru Formation on the SE portion. Furthermore, the basement in this section is thinned on the central graben hanging wall, thickening as further from the fault planes to NW and SE, and shows a major horst in the RFZ region (Figure 3).

3.2.2 – Dip section 1

Flower structures and NE dipping normal faults represent the most pervasive structures of this section. The Mundaú Formation has its thickest sedimentary column in the central region and, along with the Lower Paracuru Formation, thins towards NE until they pinch against a basement high (Figure 4). The Upper Paracuru Formation and drift stage 1 layers thicken towards NE, while drift 2 layers maintain a virtually constant thickness and dip towards NE throughout the profile. In the proximal region, a major NE dipping normal fault and flower system deform all units until the Breakup unconformity (Figure 4). Further NE, where rift stage layers pinch out, the top of antithetic faults end against synthetic ones above the basement high. Synthetic faults, including gravitational ones, dominate the distal region of the section (Figure 4). The Upper Paracuru Formation presents antithetic, synthetic and flower fault systems restricted to this interval, which connect with the major structures locally (Figure 4). Igneous

rocks intrude the Upper Paracuru Formation and drift 1 layers above the basement high and in the distal region. The basement appears thinned adjacent to major faults and further NE from the main high (Figure 4).

3.2.3 – Dip section 2

This section generally presents the same structural style and architecture as the previous one, with coinciding major structures and same basement behaviour. A difference to be noted is the number of faults, which is superior compared to dip section 1 and, consequently, give a more compartmentalized aspect to the profile (Figure 5). Igneous rocks intrude all units until the Mid-Campanian unconformity and present volcanic buildings locally (Figure 5).

3.2.4 – Dip section 3

Section 3 maintains the general architecture of the previous. Major differences are the larger fault throws, the horizontal rift stage layers in the central region, stronger control of the antithetic fault systems in the proximal region after Internal Mundaú event 1, and also of the synthetic systems after the basement high to NW, posterior to the rift stage (Figure 6). The Upper Paracuru Formation is thinner than on the previous sections, does not thicken towards NE as intensely and presents a strong syntectonic aspect, with its main depocenters adjacent to major faults (Figure 6). Igneous rocks intrude all units and show their feeding channels. The Basement Top maintains a parallel position with the Conrad Discontinuity, although showing the same high as in the other profiles (Figure 6).

3.2.5 – Dip section 4

This section is similar to the previous, except with smaller fault throws. A major difference from section 3 is that the Upper Paracuru Formation thickens towards NE as in the first two profiles, although maintaining a significant paleo depocenter in the proximal region

during this time (Figure 7). The igneous rocks and basement have the same characteristics as observed in the previous section (Figure 7).

3.3 – Tectonostratigraphic units and basin evolution

3.3.1 – Rift 1

On the Dip lines, deposition of this interval was controlled mainly by the action of NE dipping faults and the development of a major hemigraben in the central region, evidenced by layer thickening against the fault planes (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). In comparison with NW sections 1 and 2, the SE dip profiles 3 and 4 present a stronger syntectonic aspect, with sharper and better-defined layer geometry typical of a syn-rift regime (Figures 6 and 7). On the strike section, this is the beginning of the central graben formation, defined by SE and NW dipping normal faults. Rift 1 layers pinch out against the basement towards NW, past the major SE dipping fault (Figures 3 and 8).

3.3.2 – Rift 2

During this phase fault activity in Dip sections 1 and 2 decreases, and the main depocenter moves closer to the basement high to NE (Figures 4, 5 and 8). Deposition of this interval produces thinner layers than the previous stage. On the SE Dip seismic sections 3 and 4, syntectonic behaviour persists and deposition continues focused on the same depocenter (Figures 6, 7 and 8). The strike section shows growth of the central graben, with rift 2 layers pinching out against the basement in the same manner as rift 1 (Figures 3 and 8).

3.3.3 – Rift 3

On the dip sections, this stage is marked by the start of the development of antithetic fault systems that acted simultaneously with the synthetic systems, modifying the hemigraben

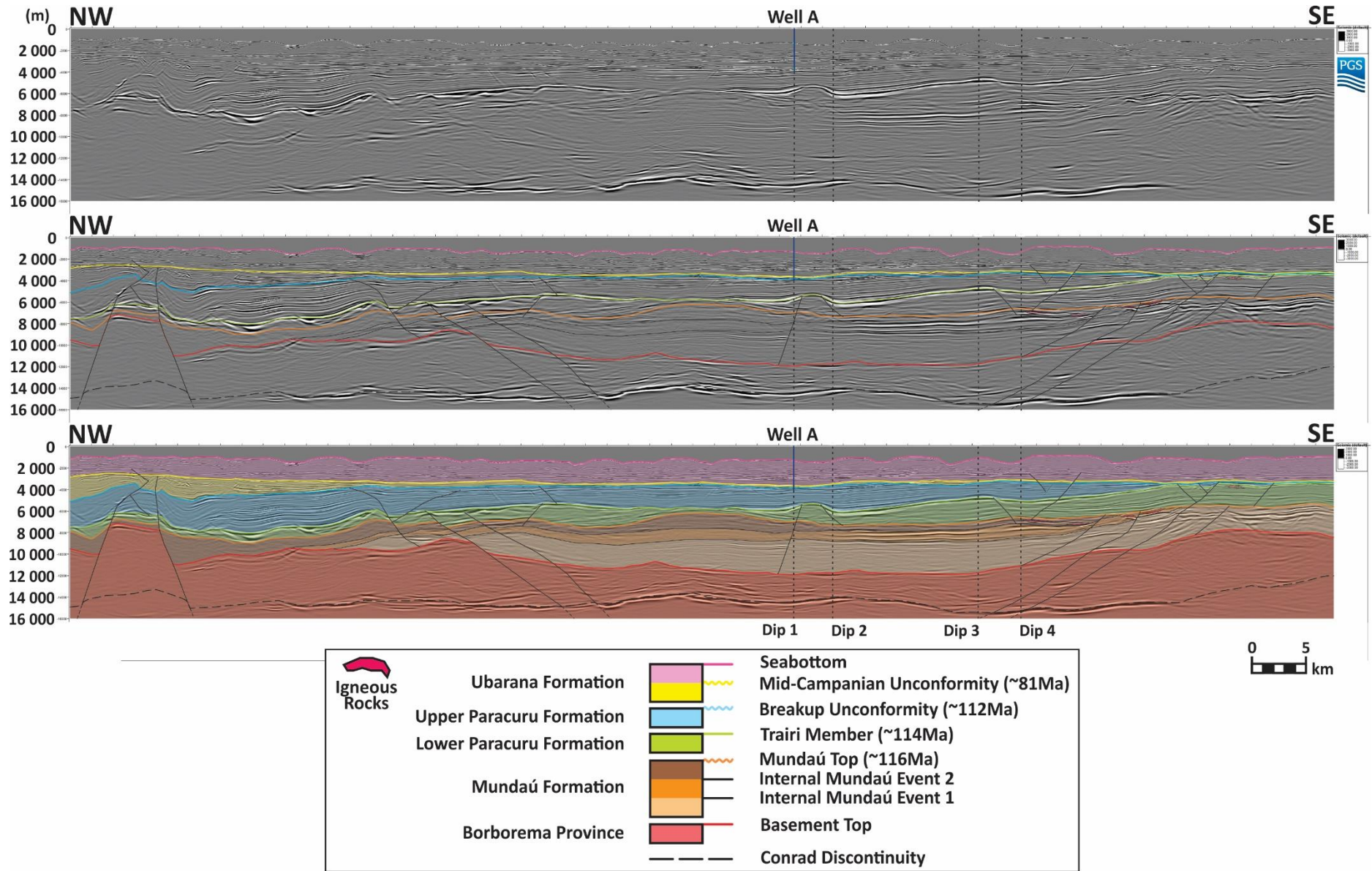


Figure 3 – Interpreted and uninterpreted Strike line extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with dip lines is shown by dotted lines, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).

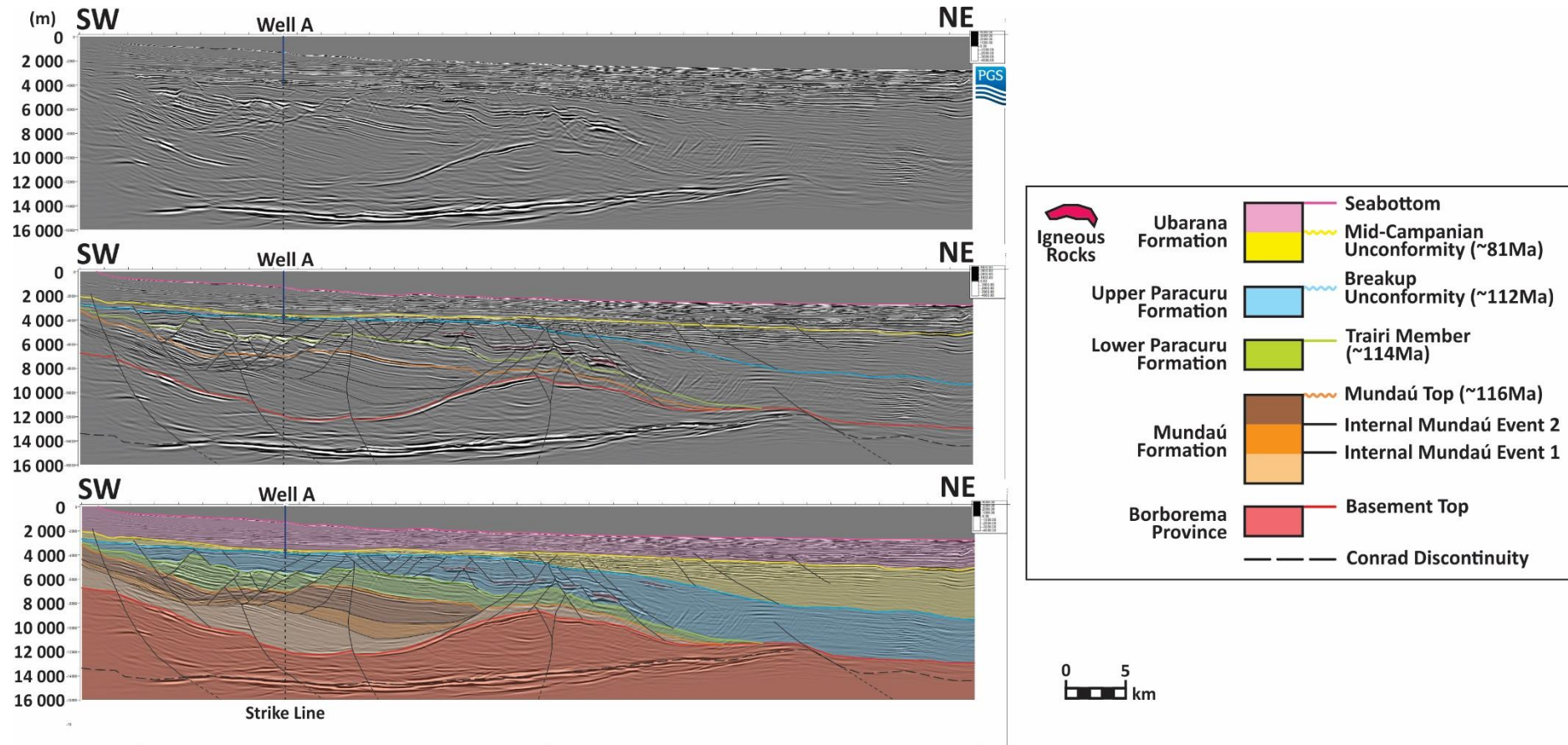


Figure 4 – Interpreted and uninterpreted Dip line 1, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).

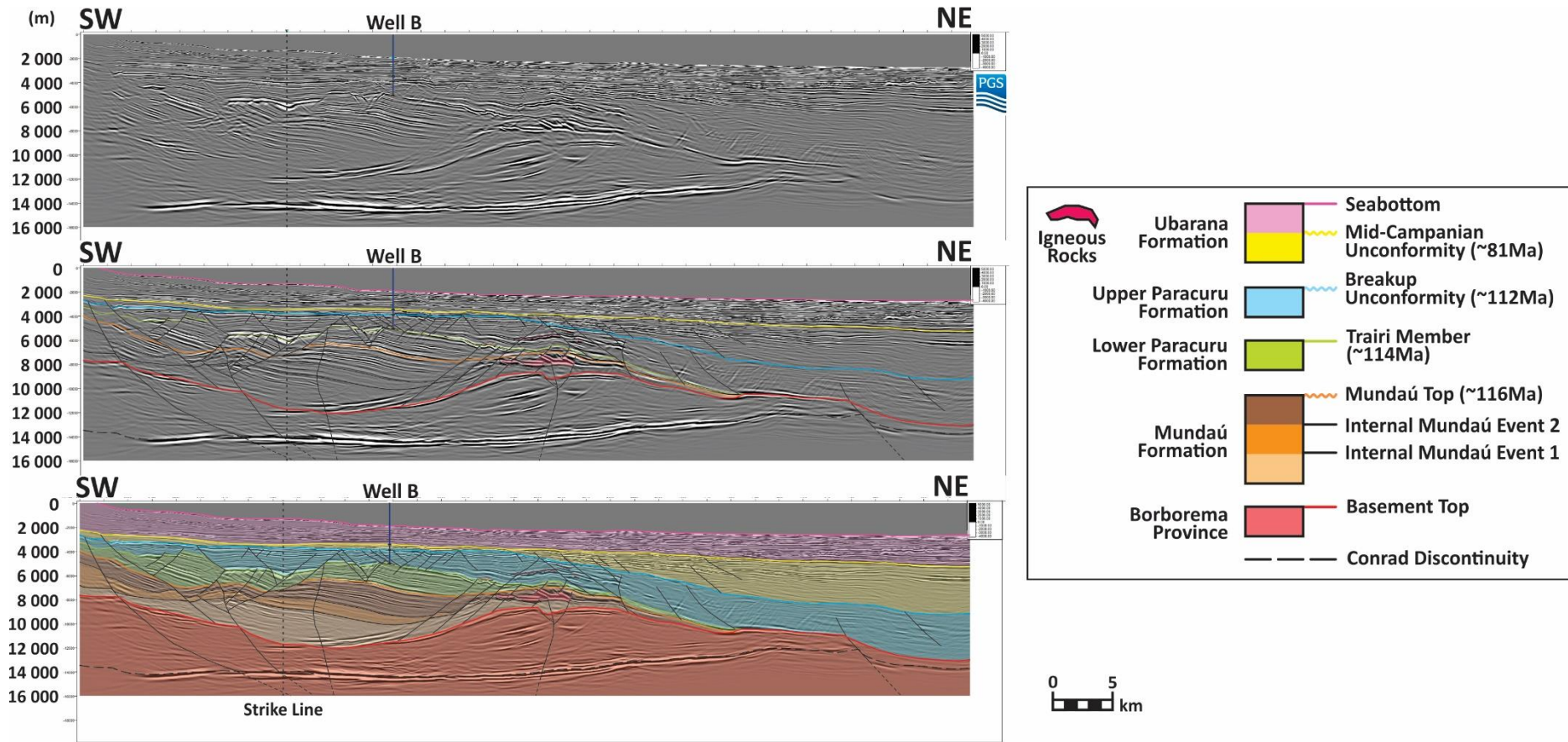


Figure 5 – Interpreted and uninterpreted Dip line 2, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).

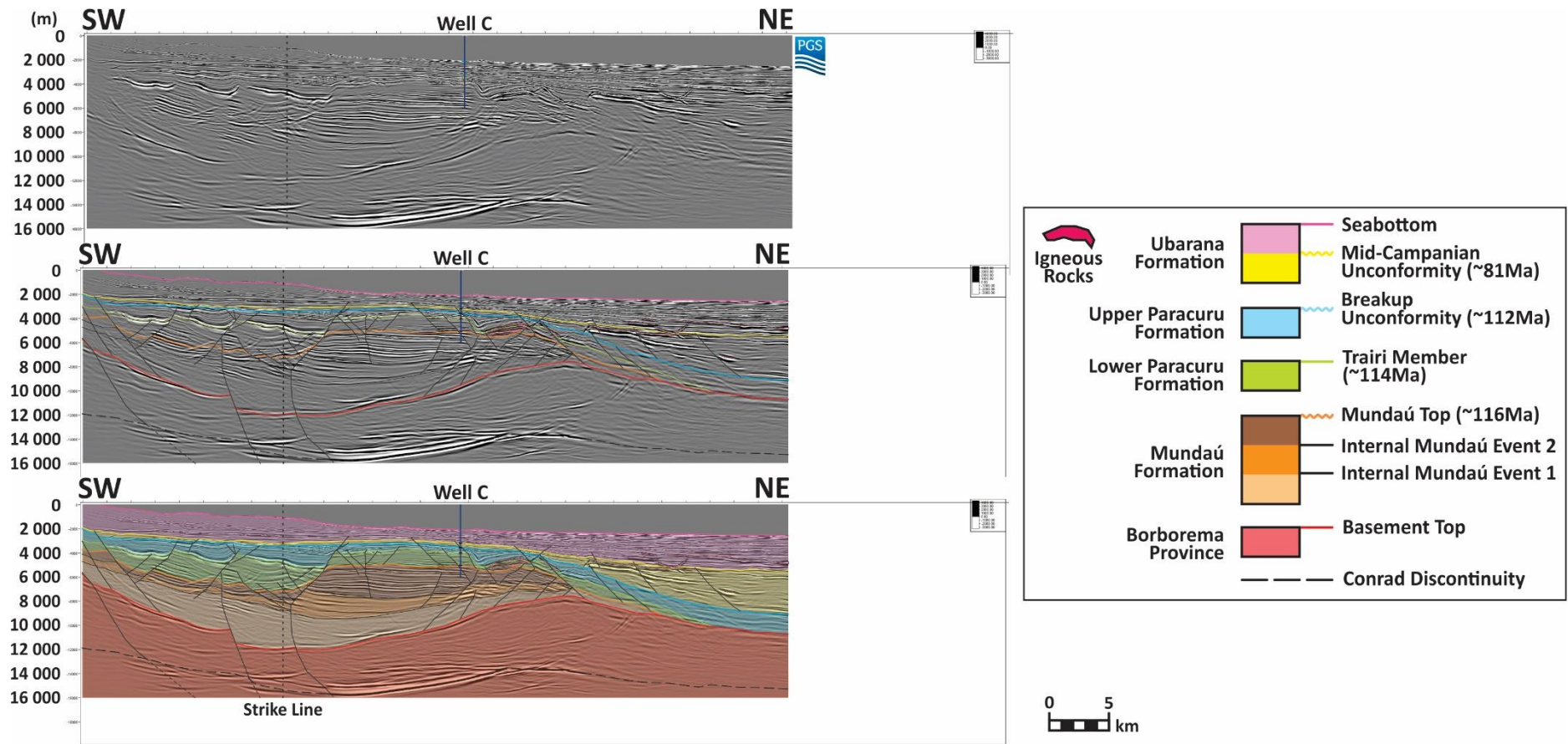


Figure 6 – Interpreted and uninterpreted Dip line 3, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).

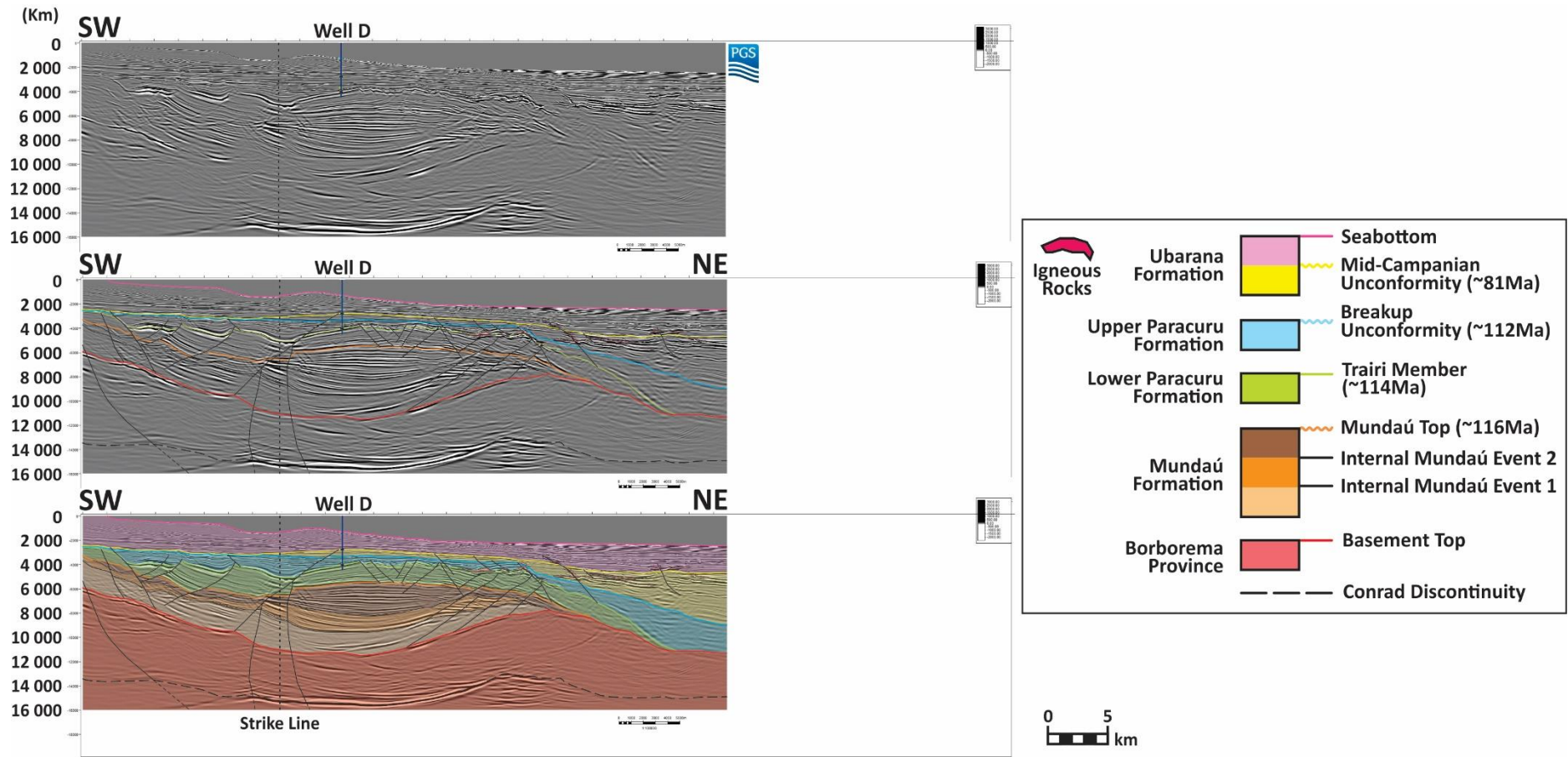


Figure 7 – Interpreted and uninterpreted Dip line 4, extracted from 3D PSDM data. Location on Figure 1. Intersection with strike line is shown by dotted line, faults are shown as black lines with inferred portions as dashed extensions. Ages are according to Condé et al. (2007).

geometry of the major central fault into a graben structure, producing layers with little thickness variation and parallel reflectors (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). Negative flower structures also begin to develop during this stage (Figure 8). On the strike section, faults continue to grow and the RFZ has its first intense moment of tectonic activity in the area, forming normal faults with steep dips and producing very thick rift 3 deposits adjacent to these faults, which represent the main depocenter of this syn-rift phase (Figures 3 and 8). The 3 rift stages here described correspond to the Mundaú Formation, and their top is represented by an unconformity of Aptian age (~116Ma).

3.3.4 – Transitional 1

This interval represents the deposition of the Lower Paracuru Formation. In the proximal region of the dip seismic lines, antithetic faults grow intensely and shift the main depocenter to SW, forming hemigraben structures (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). On the strike section, RFZ zone faults barely continue to grow while the SE region subsides at relatively greater rates, shifting the depocenter to this area (Figure 8). This stage finishes with the deposition of the Trairi Member during the Aptian (~114Ma), easily identified as a conformable, high negative amplitude horizon (Figures 3, 4, 5, 6 and 7).

3.3.5 – Transitional 2

This stage corresponds to the Upper Paracuru Formation. In the proximal region of the NW Dip sections, flowers and fault systems continue to develop associated or not with major faults, whereas synthetic systems develop in the distal region (Figure 8). On the SE Dip sections fault activity was more intense, the hemigrabens that began being developed by antithetic and synthetic systems on the previous stage have their most active period, which resulted in the inversion of the former depocenter and formation of a regional high, popularly known as the Pecém high (Figure 8). On the strike line this unit shows large thickening in the NW RFZ

region and virtually pinches out against the lower units to the SE end of this line (Figures 3 and 8). However, fault growth and development is not as intense compared to the dip sections. The regional Breakup unconformity marks the beginning of the drift stages, and represents the base of the Albian (~112Ma).

3.3.6 – Drift 1

Corresponds to most of the Uruburetama Member of the Ubarana Formation. This stage represents the most of the regional transgressive event of the early post-rift interval. The layers thicken towards NE on the Dip sections and show no syntectonic aspect, with only gravitational faulting and localized reactivation of rift stage faults restricted to the interval (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). On the strike section this stage is represented by a thin layer that thickens slightly towards NW, against the RFZ, and is cut by reactivated syn-rift faults (Figures 3 and 8). Localized folding and faulting in the RFZ region probably occurred during this period, associated with compressive tectonic activity of the fracture zone. The top boundary of this unit corresponds to the Mid-Campanian unconformity (~81Ma).

3.3.7 – Drift 2

The last tectonostratigraphic unit corresponds to the remainder of the Ubarana Formation and has the seafloor as its top boundary. It represents the change from a transgressive to regressive regime, and its posterior evolution. The layers of this interval slightly thicken towards NE on the dip lines, and maintain virtually the same thickness throughout the entire strike section (Figures 3, 4, 5, 6, 7 and 8). The unit is characterized by cut-and-fill features that persist until the seafloor, and show repeated 3rd order and higher cycles internally (Figure 2). Faults are of limited extent within this interval and can be locally connected with major, deeper structures (Figures 3, 4, 6, and 7). The igneous rocks present in the study area are interpreted to have been emplaced during this period, associated with the Mecejana magmatic event

(Condé et al., 2007). They intrude all tectonostratigraphic units described in this study except Rift 1, facilitated by the structural framework, using fault planes as feeding channels (Figures 6 and 7).

4 – Discussion

In this study, the Mundaú Formation was divided into 3 different rift stage units according to seismic facies and geometrical characteristics. The entire rift stage sedimentary column ranges from ~5,5Km in the strike section to more than 6Km in the SE Dip profiles (Figures 3, 4, 5, 6 and 7). Furthermore, the most recent available stratigraphic chart of the Ceará Basin by Condé et al. (2007) (Figure 2) shows the Mundaú formation having deposited from ~122Ma until ~116Ma, meaning there would have been an approximate 6Ma interval when deposition attained rates of roughly 1m/Ka or more, considering the various unconformities present within the unit. This, allied with the fact that Ceará Basins counterpart in Africa's offshore Ghana presents Paleo-Mesozoic deposits, aligns with the suggestion of Costa *et al.* (1990), Beltrami *et al.* (1994), Morais Neto *et al.* (2003) and Condé *et al.* (2007) that part of the Mundaú formation could be of Barremian age, correlatable to the Pendência Formation of the Potiguar Basin. Despite this, there is lack of well data to confirm such age of the lower packages in the unit.

On Dip lines, Rift stage 1 deposition was controlled by steep, seaward dipping normal faults that produced hemi-graben structures (Figure 8). The Strike line has this stage characterized by the formation of a central graben with medium angle SE and NW dipping normal faults (Figure 8), which suggests the possibility of this feature being a single slightly concave major normal fault with general WNW-ESE strike, as mapped by Morais Neto et al. (2003). During Rift stage 2, this major fault has minor development and thinner layers are deposited, still preserving syntectonic aspect visible on the Dip lines (Figure 8). Analysis of

the Strike line shows that the RFZ had an intense beginning of development during deposition of Rift stage 3, which ended in the Aptian at ~116Ma (Figure 8). On the Dip sections, this stage is marked by the development of normal faults and negative flower structures which can be associated with the regional transtensive regime related to RFZ formation (Figure 8). The described rift stages are here interpreted as corresponding to the intracontinental rifting and transform stages (Tavares, 2017), described by previous authors as having taken place in the Brazilian equatorial margin from the Barremian (129Ma) to Late Aptian (115Ma) (Mascle et al., 1998) or in the Albian at 102Ma (Antobreh et al., 2009).

Until ~114Ma the Trairi member was deposited in restricted marine conditions (Figure 2 - Condé et al., 2007), and, although the strike section shows prevalence of quieter tectonic conditions, with little action of the RFZ and thickening of the unit towards SE, the Dip lines show Transitional 1 with clear syntectonic geometries, controlled by antithetic systems associated with the major rift stage faults and flowers which represent the main depocenters of this phase (Figures 3, 4, 5, 6, 7 and 8). Our interpretation agrees with Costa et al. (1990), Morais Neto et al. (2003) and Condé et al. (2007) that until this moment, the deepwater Mundaú Sub-basin is dominated by tectonic subsidence. The Upper Paracuru Formation has its top boundary marked by the Albian base unconformity (~112Ma), which here represents the Breakup unconformity and the transition into full open marine conditions (Figures 2, 3, 4, 5, 6, 7 and 8). Although this unit has its main depocenter over the RFZ, the normal throw of fracture zone-related faults doesn't seem to have played a major role during its development. On the other hand, when analysed on the Dip lines, the Upper Paracuru Formation developed associated with the same antithetic fault systems that controlled Lower Paracuru deposition, and synthetic systems begin to form in the distal reaches (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). This results in the inversion of the central depocenter, clearly evidenced in Dip lines 3 and 4 (Figures 6 and 7). During this phase there is intense fault development restricted to the unit and connected to major fault

systems, probably facilitated by the Trairi member, which would have acted as a detachment surface for the upper layers. Despite this, in the distal region of Dip lines the unit thickens in seaward direction, suggesting the start of a larger thermal subsidence influence (Figures 4, 5, 6 and 7).

During the first drift stage, the RFZ was reactivated compressively, deforming the surrounding area by producing folds and faults (Figures 3 and 8). However, the dip lines show that the remainder of the study area was unaffected by this deformation, demonstrated by the seaward thickening of the corresponding unit and barely any proximal deposition, showing clear thermal subsidence predominance (Figures 4, 5, 6, 7 and 8). Drift 1 has the Mid-Campanian unconformity as top limit (~81Ma), marking a 3rd or 4th order cycle at near-end of a regional transgressive regime. The Dip seismic lines show gravitational tectonics in distal regions, with minor local fault growth associated with major rift stage structures. Finally, Drift stage 2 presents no evidence of tectonic subsidence influence, evolving purely by thermal subsidence with faults affecting only the base of the unit locally (Figures 3, 4, 5, 6, 7 and 8).

The only recognized magmatic event of the Ceará basin occurred during Drift 2: The Mecejana Event dates from the Eocene/Oligocene (Mizusaki et al., 2001; Souza et al., 2004) and is contemporary to the Macau event in the Potiguar basin, possibly related to fissural magmatism of the fracture zones (Almeida et al., 1988; Condé et al., 2007; Mizusaki et al., 2001; Morais Neto et al., 2003). The igneous rocks interpreted in the seismic lines are assumed to have intruded during this event, using the complex structural framework of the area as conducting channels (Figures 6 and 7).

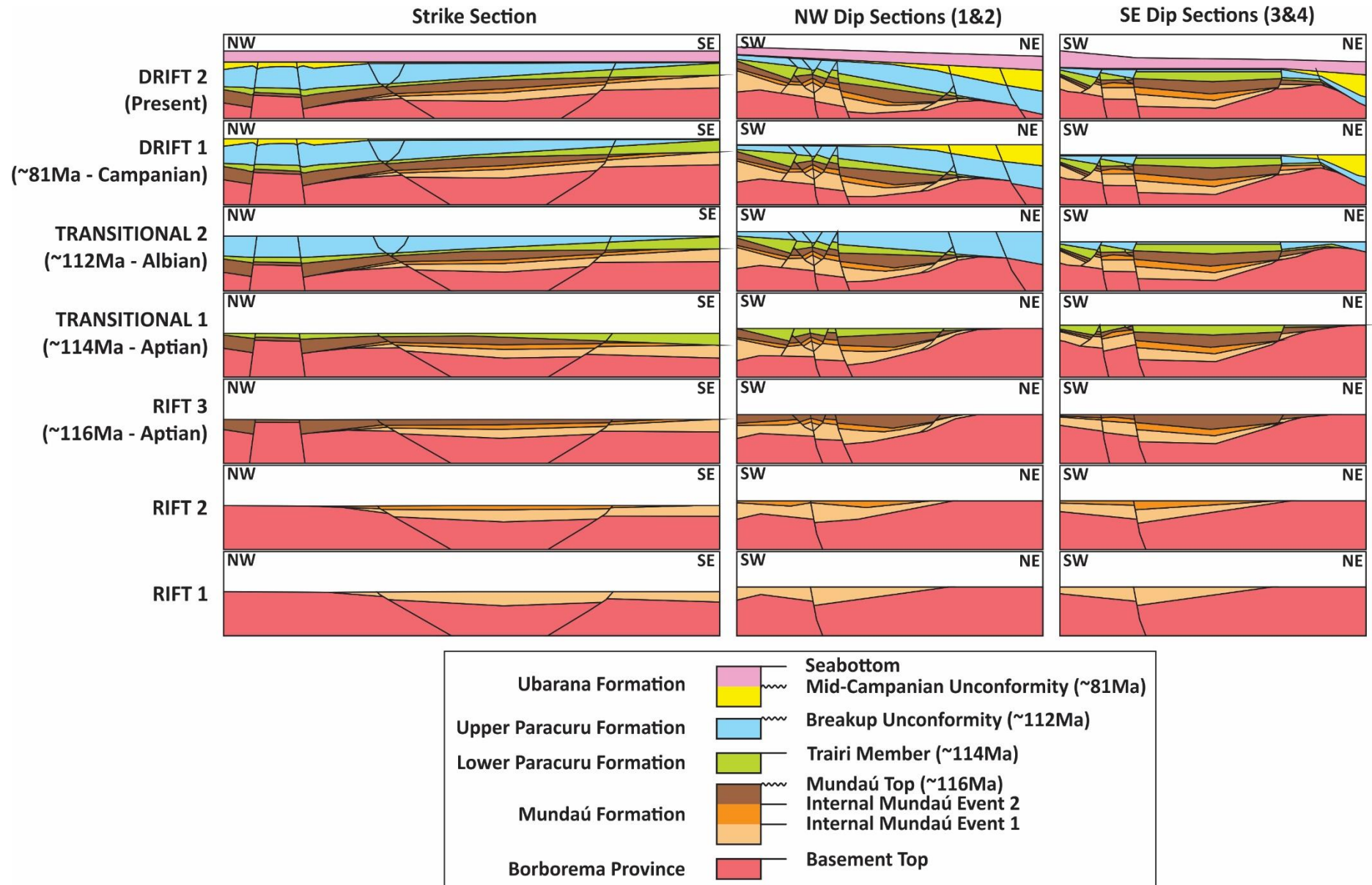


Figure 8 – Simplified models for the different tectonosedimentary evolution styles of the sections, faults are shown as black lines. NW and SE Dip lines correspond to Dip lines 1 & 2 and 3 & 4, respectively. Ages are according to Condé et al. (2007).

5 – Conclusions

This study shows that RFZ activity persisted during the Aptian, with peak during rift stage 3 (Figure 8). The main proximal fault systems and flower structures observed in the Dip lines probably developed associated with this regime, but there is lack of areal evidence to determine with certainty the direction and amount of throw along the fault planes. During the rift phases, the Ceará Basin evolved mainly by tectonic subsidence. During the transitional stages, tectonic subsidence still played an important role during Lower Paracuru deposition, although deformation in this unit does not seem necessarily related to RFZ activity. The Upper Paracuru Formation is also intensely crosscut by normal faults, but appears to have already been under influence of thermal subsidence during time of deposition, evidenced by the layer architecture observed in the Dip lines (Figures 4, 5, 6 and 7). By the time of the Breakup unconformity (~112Ma), all major rift stage structures had ended activity in the study area. The exception to this is the RFZ region, which at ~81Ma, during Drift stage 1, shows folding and faulting related to compression on the main fault planes (Figure 8). However, this is of local influence, and the remainder of the unit, as well as Drift stage 2 layers appear to have been deposited under thermal subsidence, growing towards NE on all Dip lines (Figures 4, 5, 6 and 7).

This work sheds new light on the extent of the fracture zones influence on the deepwater region of the Mundaú Sub-basin, and presents interpretations of an area of great interest to the present-day oil and gas industry. A notable difference from the structural style described by Morais Neto et al. (2003) and Antunes et al. (2004) is the presence of previously undescribed pervasive flower and antithetic systems associated with the major syn-rift faults in the proximal region of the lines, which are contemporary to and can be associated with RFZ activity. Regardless, the study area has some characteristics similar to theirs, especially regarding the major NE dipping normal faults that control the area. The previous authors also describe

occurrence of synthetic systems and NE-SW trending structures associated with Proterozoic Brazilian lineaments of the Borborema Province basement. These regional lineaments extend to sea until finally connecting with the RFZ in an oblique angle, probably extending the fracture zones deformation into the basin as branching splay structures. This region has still much to be learnt of, and to continue the tectono-sedimentary investigation and constrain fault movement, orientation and therefore the RFZ action in the Sub-basin throughout its development, analysis of the 3D seismic volume is necessary.

Acknowledgments

The authors give special thanks to Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal do Nível Superior (CAPES) for granting the MSc scholarship that funded the project, and Petroleum Geo-Services (PGS) for kindly providing access to the seismic data for analysis. We also acknowledge Petrel-Schlumberger for providing academic licenses for data interpretation at Universidade Federal Fluminense (UFF).

References

- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO JR., D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988.
- ANTOBREH, A.A.; FALEIDE, J.I.; TSIKALAS, F.; PLANKE, S. Rift-shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential data. *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p.345-368. 2009.
- ANTUNES, F.A. Caracterização tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil): Abordagem multiescala e pluriferramental. 2004. 376p. Phd Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, 2004.

AZEVEDO R.P. Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. 1991. 455p. PhD Thesis, Department of Geology, Royal School of Mines, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, London. 1991.

BASILE, C.; MASCLE, J.; GUIRAUD, R. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, v.43, p.275-282. 2005.

BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8, n.1, p. 117-125. 1994.

BONATTI, E. Origin and offsets of the Mid-atlantic Ridge in Fracture Zones. *Journal of Geology*, n.81, p.144-156, 1973.

BRANDÃO, J.A.S.L.; FEIJÓ, F.J. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8, p. 91-99, 1994.

BULHÕES, M.E.; AMORIM, N.W. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecVA). In: 9th international congress of the Brazilian geophysical society, 9, 2005, Salvador. *Annals...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica. p.1-6, v. 21.

CASTRO, A.S. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da sub-bacia de Icaraí, Bacia do Ceará. 1993, 107 p. Msc Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 1993.

CASTRO JR., A.C.M. 1994. Aspectos estruturais das bacias de Barreirinhas e do Ceará. In: *Seminário de Interpretação Exploratória*, 2, 1994. *Annals...* Rio de Janeiro: PETROBRAS/DEPEX, 1994, p. 278-281.

CONDÉ, V.C.; LANA, C.C.; PESSOA NETO, O.C.; ROESNER, E.H.; MORAIS NETO, J.M.; DUTRA, D.C. Bacia do Ceará. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n.2, p. 347-355. 2007.

COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo na Bacia do Ceará. Boletim de Geociências da Petrobras, v.4, n.1, p. 65-74. 1990.

EMERY, K.O.; PHILLIPS, J.; BOWIN, C.; MASCLE, J. Continental Margin off western Africa: Angola to Sierre Leone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, n.59, p.2209-2265. 1975.

FIGUEIREDO, J.J.P.; ZALÁN, P.V.; SOARES, E.F. Bacia da Foz do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 299-309. 2007.

FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, n. 2, p. 196-207. 1987.

GORINI, M. The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and Adjoining Continental Margins. 1977. 382p. Phd Thesis, Columbia University, Nova Iorque, USA. 1977.

GORINI, M.A. A margem equatorial brasileira: uma visão geotectônica. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira De Geofísica, 3, 1993. Rio de Janeiro. Expanded Abstracts... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, v. 2, p. 1355-1357.

HEEZEN, B.C.; GERARD, S.L.; THARP, M. The Vema Fracture Zone in the Equatorial Atlantic. Journal of Geophysical Research, n.69, p.733-739. 1964.

HEINE, C.; BRUNE, S. Oblique Rifting of the Equatorial Atlantic: Why there is no Saharan Atlantic Ocean. Geology, v.42, p.211-214. 2014.

MARINHO, M.; MASCLE, J. Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, p. 111–117. 1987.

MASCLE, J.; BLAREZ, E.; MARINHO, M. The shallow structure of the Guinea and Cote d'Ivoire-Ghana transform margins: Their bearing on the equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, v. 155, p.193-209. 1988.

MATOS, R.M.D.; WAICK, R.N.; PIMENTEL, V.P.C. 1996. Bacia do Ceará (Mundaú): uma fase rifte convencional? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996. Salvador. *Annals...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, n.5, p. 358-362.

MATOS, R.M.D. History of the northeast Brazilian rift system: Kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. London: Geological Society, Special Publications, 1999. v. 153, p. 55–73. doi: 10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04

MATOS, R.M.D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. *AGU Geophysical Monograph -Atlantic Rifts and Continental Margins*, v. 115. p. 331–354. 2000. doi:10.1029/GM115p0331

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, Vol. 31. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 2000. p. 389–449.

MILANI, E.J.; RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; PESSOA NETO, O.C. Bacias sedimentares brasileiras: Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, p.183-205. 2007.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E J.; CÉSERO, P. Mesozoic and cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern region of Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, p.183-198. 2001.

MOHRIAK, W.U. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira, In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003. p. 87–168.

MORAIS NETO, J.M.; PESSOA NETO, O.C.P.; LANA, C.C.; ZALÁN, P.V. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceará. Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix. v. 57, p. 1-6. 2003.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNER, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Science Review*, v. 97, p. 59–95. 2010. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.001

PELLEGRINI, B. S.; RIBEIRO, H. J. P. S. Exploratory Plays of Pará-Maranhão and Barreirinhas basins in deep and ultra-deep waters, Brazilian Equatorial Margin. *Brazilian Journal of Geology*, v.43, n.3, p.485-502. 2018.

PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORÊNCIO, C.P.; SOUZA, C.S.V. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p.357-369, 2007.

SAUERBRONN, J. L. B.; CASTRO JR., A. C. M.; ALKMIM, F. F. & BRAGA, L. F. S. Crustal transition and tectonic evolution of the transform portion of the Brazilian equatorial margin adjacent to the Barreirinhas and Ceará basins. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5, 1995, Gramado. *Annals...* Gramado, RS: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 314-315.

SOARES, E.F.; ZALÁN, P.V.; FIGUEIREDO, J.J.P.; TROSDTORF JR, I. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15(2), p. 321-330. 2007.

SOARES JUNIOR, A.V.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: três fases distensivas. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 27, n. 4, p. 427-437. 2008.

SOARES JUNIOR, A.V.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MACHADO, F.B. Evolução do rifteamento e paleogeografia da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 30, n. 4, p. 669-692. 2011.

SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.; PAIVA, H.S.; SILVEIRA DIAS, L.G.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C.; OLIVEIRA, M.J.R. 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá. Annals... Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. Available at: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>>

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial Brasileira. Revista Brasileira Geociências, v. 17, p. 180–188. 1987.

TAVARES, A.C. Evolução da Zona de Fratura de Romanche na Margem Equatorial do Brasil. 2017. 72p. Msc Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN – Brasil. 2017.

TROSDTORF JR, I.; ZALÁN, P.V.; FIGUEIREDO, J.J.P.; SOARES, E.F. Bacia de Barreirinhas. Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 15(2), p. 331-339. 2007.

WILSON, J.T. A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift. Nature, v.207, p.343-347. 1965.

ZALÁN, P.V. Stratigraphy and Petroleum Potential of the Acaraú and Piauí-Camocim Sub-basins, Ceará Basin, Offshore Northeastern Brazil. 1983. 154p. Msc Thesis, Colorado School of Mines. Golden, Colorado, USA. 1983.

ZALÁN, P.V.; WARME, J.E. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, offshore northeastern Brazil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, v. 17, 71p. 1985.

ZALÁN, P.V. Bacias sedimentares da Margem Equatorial. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Beca, 2012. Cap.20, p. 497-501.

ZALÁN, P.V. Re-interpretation of an Ultra-deep Seismic Section in the Pará-Maranhão Basin – Implications for the Petroleum Potential of the Ultra-deep Waters. In: *Offshore Technology Conference, 2015*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis. 2015. 11p.

ZANOTTO, O.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção ocidental da Margem Norte Brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 189–195. 1987.

Referência para imagens do artigo na dissertação:

*Figura 9 - Figure 1

*Figura 10 – Figure 2

*Figura 11 - Figure 3

*Figura 12 - Figure 4

*Figura 13 - Figure 5

*Figura 14 - Figure 6

*Figura 15 - Figure 7

*Figura 16 - Figure 8

5 - Considerações Finais

Nesse trabalho, a formação Mundaú, que corresponde às unidades rifte, foi dividida em 3 pacotes de acordo com suas características geométricas e sismofácies. A coluna sedimentar desse intervalo atinge ~5,5km na seção strike e mais de 6km nas seções Dip situadas a SE (Figuras 11, 12, 13, 14 e 15). A coluna estratigráfica mais recente para a bacia do Ceará (Figura 10 - Condé et al., 2007) mostra que a formação Mundaú foi depositada entre ~122Ma e ~116Ma, significando que a unidade inteira teria se acumulado em cerca de 6Ma. Considerando ainda as diversas discordâncias que ocorrem nesse intervalo (Condé et al., 2007), isso significa que a taxa de acumulação para esse tempo seria de, no mínimo, 1km/Ma ou 1m/Ka. Ademais, a presença de depósitos Paleozoico-Mesozoicos na contraparte africana da bacia do Ceará se alinham à ideia dos autores Costa *et al.* (1990), Beltrami *et al.* (1994), Morais Neto *et al.* (2003) e Condé *et al.* (2007) de que parte da formação Mundaú poderia ser de idade Barremiana, correlacionável à formação Pendência na Bacia Potiguar. Apesar disso, não existem dados de poço para confirmar qualquer idade dos pacotes inferiores da formação Mundaú.

Nas linhas Dip, a deposição da fase rifte 1 foi controlada por falhas normais de alto ângulo com mergulho para NE, produzindo hemi-grábens (Figura 16). Na linha strike esse estágio é caracterizado pela formação de um graben central com falhas de médio ângulo mergulhando para NW e SE, que sugerem a possibilidade de ambas fazerem parte de uma única falha principal côncava, como mapeado por Morais Neto et al. (2003). Na fase rifte 2 a falha principal cresce menos que a anterior, depositando camadas mais finas que ainda preservam aspecto sintectônico. Pela análise da linha strike, observa-se que a ZFR começou a se desenvolver de forma intensa durante a fase rifte 3, que tem fim em ~116Ma no Aptiano (Figura 16). Nas seções dip esse estágio é marcado pelo desenvolvimento de estruturas em flor e falhas normais sintéticas e antitéticas que podem ser associadas ao regime transtensivo regional na área relacionado à formação da ZFR (Figura 16). As fases rifte descritas neste trabalho são

interpretadas como sendo, em conjunto, correspondentes às fases de rift intracontinental e transformante intracontinental (Tavares, 2017), descritas como tendo ocorrido na margem equatorial brasileira desde o Barremiano (129Ma) até o Aptiano tardio (115Ma) (Masclé et al., 1998), ou durante o Albiano até 102Ma (Antobreh et al., 2009).

Até ~114Ma, o membro Trairi se depositou em condições de mar restrito, e, apesar da seção strike evidenciar o predomínio de condições tectônicas mais calmas em relação a ZFR, as seções Dip revelam geometrias claramente sintectônicas, controladas por sistemas de falhas antitéticas associadas às estruturas principais da fase rifte e estruturas em flor negativas. Em conjunto, essas estruturas representam os principais depocentros dessa fase (Figuras 11, 12, 13, 14, 15 e 16). Os resultados do trabalho corroboram a interpretação de Costa et al. (1990), Morais Neto et al. (2003) e Condé et al. (2007), de que até o fim desse intervalo essa região é dominada por subsidência tectônica. A formação Paracuru Superior tem no topo a discordância da base do Albiano (~112Ma), que nessa área equivale à discordância de *Breakup* da bacia, e marca a transição para condições marinhas francas (Figuras 10, 11, 12, 13, 14, 15 e 16). Apesar dessa unidade apresentar seu principal depocentro sobre a região da ZFR, sua deposição não parece ter sido condicionada pela ação das falhas. Nas seções dip, ela aparece se desenvolvendo associada aos mesmos sistemas antitéticos que a formação Paracuru inferior, ainda que em menor grau. Além disso, nessa fase se formam sistemas de falhas sintéticas nas regiões mais distais das seções dip, ou seja, nas áreas de lâmina d'água mais profunda, localizadas a NE (Figuras 12, 13, 14, 15 e 16). O desenvolvimento contemporâneo dessas estruturas resulta na inversão da coluna sedimentar central, claramente evidenciado nas linhas dip 3 e 4 (Figuras 14 e 15). Esse estágio também é caracterizado por intenso falhamento restrito à unidade, associado ou não às estruturas principais, que teria sido facilitado pelo membro Trairi ter agido como uma superfície de descolamento para as camadas superiores. Apesar disso, o espessamento da

Formação Paracuru superior para NE nas linhas dip sugere influência de subsidência termal (Figuras 12, 13, 14 e 15).

A seção strike mostra que durante a primeira fase drifte, a ZFR é reativada compressivamente, deformando as regiões adjacentes às falhas principais e produzindo falhas e dobras (Figuras 11 e 16). Entretanto, essa unidade nas demais seções parece não ter sido afetada por essa deformação, com espessamento significativo para NE e deposição mínima na região proximal, evidenciando predominância de subsidência termal (Figuras 12, 13, 14, 15 e 16). A discordância do Campaniano médio (~81Ma) marca o topo da unidade drifte 1, e representa um ciclo de menor ordem próximo ao fim de um evento transgressivo regional. As linhas dip mostram que deformação durante esse intervalo foi dominada por falhamento gravitacional nas regiões distais, com crescimento de falhas associadas às estruturas sinrifte ocorrendo localmente. Finalmente, a fase drifte 2 não apresenta qualquer evidência de uma influência representativa de subsidência tectônica, e parece ter sido condicionada puramente por subsidência termal, tendo apenas sua base afetada por falhas locais (Figuras 11, 12, 13, 14, 15 e 16).

O único evento ígneo reconhecido na Bacia do Ceará ocorre durante o período de deposição da unidade drifte 2. O evento Mecejana data do Eoceno-Oligoceno (Mizusaki et al., 2001; Souza et al., 2004), é contemporâneo ao evento Macau na Bacia Potiguar e possivelmente relacionado ao magmatismo fissural das zonas de fratura oceânica (Almeida et al., 1988; Condé et al., 2007; Mizusaki et al., 2001; Morais Neto et al., 2003). As rochas ígneas observadas nas seções são interpretadas como intrusivas e relacionadas a esse evento. Tais intrusões parecem ter feito uso do complexo arcabouço estrutural como canais condutores, tal como evidenciado pela sísmica (Figuras 14 e 15).

Em suma, o estudo mostra que a ação da ZFR persistiu de forma mais intensa durante o Aptiano, com pico na fase rifte 3 (Figura 16). Os sistemas de falhas normais e estruturas em flor observados nas regiões proximais das seções dip provavelmente se desenvolveram associadas à ZFR, mas faltam evidências para determinar a direção e tamanho do rejeito das falhas de forma a afirmar com segurança essa relação. Durante esse intervalo, a área de estudo se desenvolveu, principalmente, por subsidência tectônica. Nas fases transicionais, a subsidência tectônica teve papel importante durante a deposição da formação Paracuru inferior, apesar de sua deformação não aparentar ser necessariamente relacionada à atividade da ZFR. A formação Paracuru superior também se mostra intensamente falhada, porém parece já ter sido dominada por subsidência termal, como evidenciado por suas características geométricas nas linhas dip (Figuras 12, 13, 14 e 15). Até o nível da discordância de Breakup (~112Ma), todas as principais estruturas sin-rifte da área pararam de se desenvolver. A exceção a isso é a região mais próxima à ZFR, que, ao nível da linha de tempo de ~81Ma apresenta dobras e falhas produtos de regime compressional (Figura 16). Entretanto, essa deformação é de influência local, sendo o restante da unidade, juntamente com a unidade drifte 2, aparentemente depositadas por subsidência termal, com espessamento para NE em todas linhas dip (Figuras 12, 13, 14 e 15).

Esse trabalho traz à tona novas informações em relação à extensão da influência das zonas de fratura na região de águas profundas da sub-bacia de Mundaú, e apresenta interpretações de uma área de grande interesse para a atual indústria brasileira de óleo e gás. A área de estudo tem estilo estrutural similar ao apresentado por Moraes Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004) para a região de águas rasas adjacente, especialmente no que se refere às falhas mestras com mergulho para NE na região proximal. Uma diferença notável em relação aos trabalhos citados é a presença de importantes sistemas de estruturas em flor e falhas antitéticos previamente não descritos, que parecem contemporâneos e associados à ação da

ZFR. Também são descritas para a área a ocorrência de falhas sintéticas e estruturas com trend NE-SW relacionadas a lineamentos transbrasilianos do embasamento (Morais Neto et al., 2003; Antunes et al., 2004). No presente estudo se verificou que tais lineamentos continentais se estendem pelo mar até se conectarem com a ZFR obliquamente, assumindo uma estrutura de *splay*, provavelmente servindo para acomodar a deformação da zona de fratura na bacia. Nos mapas de dados potenciais apresentados por Tavares (2017) (Figura 17) pode-se interpretar os lineamentos se conectando e cruzando a área de estudo com trend NE-SW, de forma compatível com o arcabouço estrutural proposto por Morais Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004) (Figura 3) como também com as interpretações apresentadas neste trabalho. A região de águas profundas e ultra-profundas da bacia do Ceará ainda oferece muito para ser descoberto, e para prosseguir com a investigação de sua evolução tectonosedimentar e determinar com segurança o timing e os sentidos de deslocamento das falhas principais, conseqüentemente revelando a atividade da ZFR durante desenvolvimento da bacia, recomenda-se a análise do volume 3D completo da aquisição.

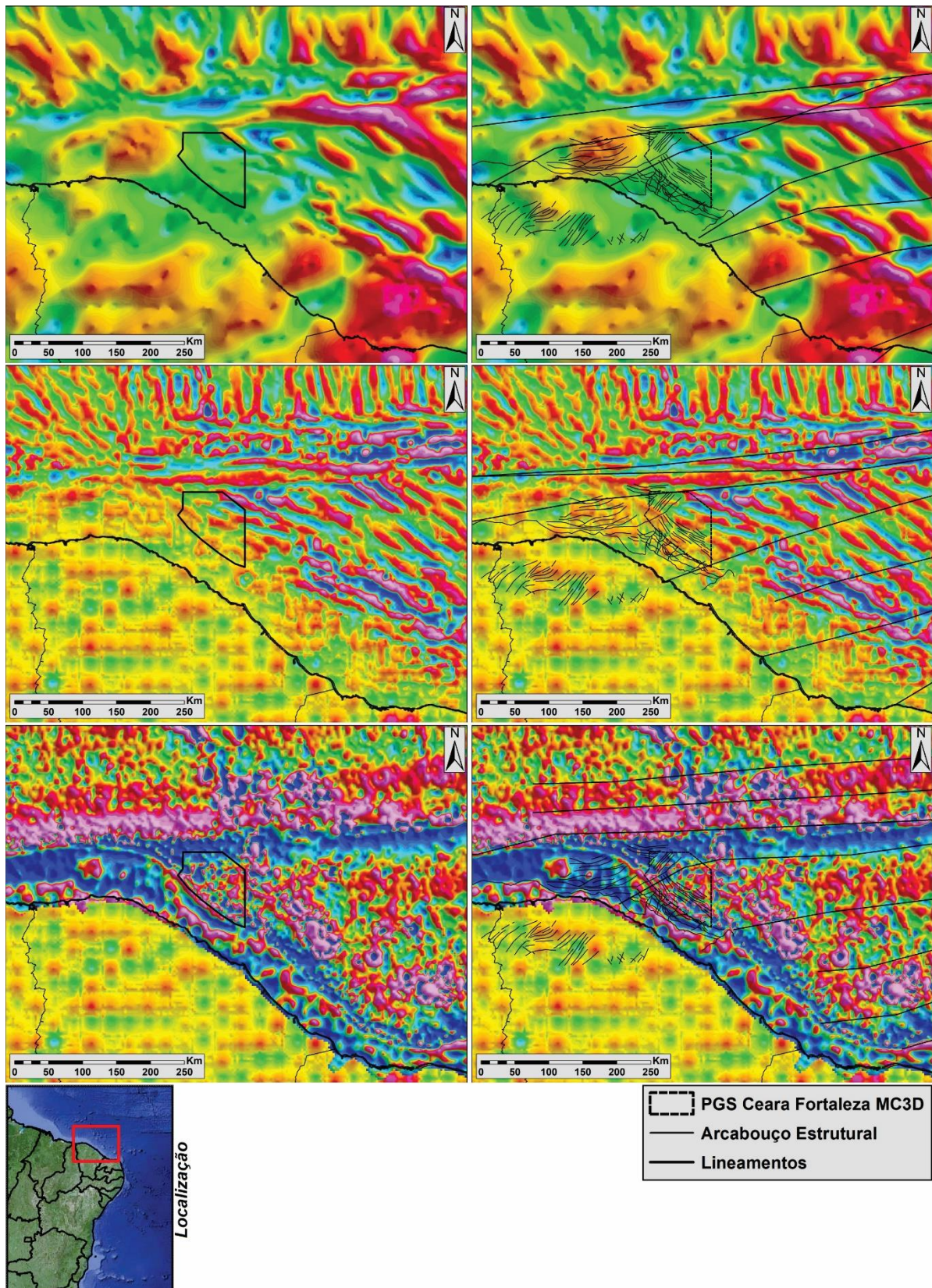


Figura 17 – Mapas de métodos potenciais (com e sem interpretações) com área de estudo, linhas sísmicas e poços destacados: Mapas superiores são magnetométricos, de anomalias profundas (cima) e intermediárias (meio); Mapas inferiores são gravimétricos, de anomalias rasas. Modificado de Tavares (2017). Arcabouço Estrutural de Moraes Neto et al. (2003) e Antunes et al. (2004).

Referências

AGUIAR, G.A. Geologia da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. Resumos... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, p. 113-122, v. 3.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM-DGM, Rio de Janeiro, Boletim 241. 36p. 1967.

ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969. Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969, p. 29-46.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO JR., D.L.; DEHIRA, L.K. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO-NEVES B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. Earth-Science Review, v.50 (1-2), p. 77-111. 2000.

ANP. Seminários Técnicos Round 11: Bacia do Ceará. 2015. Disponível em: http://files.anp.gov.br/arquivos/Seminarios_r11/tec_ambiental/Bacia_do_Ceara_R11.pdf.

Acessado em: Out., 2018.

ANTOBREH, A.A.; FALEIDE, J.I.; TSIKALAS, F.; PLANKE, S. Rift-shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential data. Marine and Petroleum Geology, v. 26, p.345-368. 2009.

ANTUNES, F.A. Caracterização tectono-estrutural do Campo de Xaréu (Sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil): Abordagem multiescala e pluriferramental. 2004. 376p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, 2004.

BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Ceará. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, n.1, p. 117-125. 1994.

BOILLOT, G.; COULON, C. La Déchirure Continentale et L'ouverture Océanique. Amsterdam, Overseas Publishers Association, 1998. 208p.

BONATTI, E. Origin and offsets of the Mid-atlantic Ridge in Fracture Zones. Journal of Geology, n.81, p.144-156, 1973.

BRANDÃO, J.A.S.L.; FEIJÓ, F.J. Bacia da Foz do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v.8, p. 91-99, 1994.

BULHÕES, M.E.; AMORIM, N.W. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecVA). In: 9th international congress of the Brazilian geophysical society, 9, 2005, Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica. p.1-6, v. 21.

CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P.V.; TEIXEIRA, J.B.G. Estágios Evolutivos Do Brasil Fanerozóico. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. São Paulo, Ed. Beca, 2012, p. 131-136.

CASTRO, A.S. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da sub-bacia de Icaraí, Bacia do Ceará. 1993, 107 p. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 1993.

CASTRO JR., A.C.M. 1994. Aspectos estruturais das bacias de Barreirinhas e do Ceará. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 2, 1994. Anais... Rio de Janeiro: PETROBRAS/DEPEX, 1994, p. 278-281.

CONDÉ, V.C.; LANA, C.C.; PESSOA NETO, O.C.; ROESNER, E.H.; MORAIS NETO, J.M.; DUTRA, D.C. Bacia do Ceará. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n.2, p. 347-355. 2007.

COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A evolução tectono-sedimentar e o “habitat” do óleo na Bacia do Ceará. Boletim de Geociências da Petrobras, v.4, n.1, p. 65-74. 1990.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; SOARES JUNIOR, A.V.; VILLEGAS, J. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Region, Northern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 74, n. 3, p. 519-531, 2002.

EMERY, K.O.; PHILLIPS, J.; BOWIN, C.; MASCLE, J. Continental Margin off western Africa: Angola to Sierre Leone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, n.59, p.2209-2265. 1975.

FIGUEIREDO, J.J.P.; ZALÁN, P.V.; SOARES, E.F. Bacia da Foz do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2, p. 299-309. 2007.

FRANÇOLIN, J.B.L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, n. 2, p. 196-207. 1987.

GEOFFROY, L. Volcanic passive margins: Comptes Rendus Geoscience, v. 337, p.1395-1408. 2005.

GEOFFROY, L.; ZALÁN, P.V.; VIANA, A.R. Oceanic-type accretion may begin before complete continental break-up. American Geophysical Union Annual Fall Meeting, 2011, San Francisco-CA, USA. Abstract... San Francisco-CA: American Geophysical Union, 2011. Disponível em: <http://abstractsearch.agu.org/meetings/2011/FM.html>

GORINI, M. The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and Adjoining Continental Margins. 1977. 382p. Tese de Doutorado, Columbia University, Nova Iorque, USA. 1977.

GORINI, M.A. A margem equatorial brasileira: uma visão geotectônica. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira De Geofísica, 3, 1993. Rio de Janeiro. Resumos Expandidos... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, v. 2, p. 1355-1357.

HAMES, W.E.; McHONE, J.G.; RENNE, P.; RUPPEL, C. The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. American Geophysics Union Monograph, Washington, v. 136, 267p., 2003.

HASHIMOTO, A.T.; APPI, C.J.; SOLDAN, A.L.; CERQUEIRA, J.R. O Neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): Caracterização estratigráfica e paleoambiental. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 116-121, 1987.

HEEZEN, B.C.; GERARD, S.L.; THARP, M. The Vema Fracture Zone in the Equatorial Atlantic. Journal of Geophysical Research, n.69, p.733-739. 1964.

HEIRTZLER, J.R.; DICKSON, G.O.; HERRON, E.M.; PITMAN, W.C., III; LE PICHON, X. Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, No. 6, p. 2119–2136. 1968.

MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. International Journal of Earth Sciences, v. 93, 432–466. 2004.

MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; LAVIER, L.L.; MINSHULL, T.A.; PÉRON-PINVIDIC, G. Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. In: KARNER, G.D.; MANATSCHAL,

G.; PINHEIRO, L.M. Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup. London: Geological Society, Special Publications, 2007. v. 282, p. 289–322.

MARINHO, M.; MASCLE, J. Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 111–117. 1987.

MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; PICCIRILLO, E.M. Ar/Ar geochronology of Mesozoic continental basaltic magmatism and the opening of the central, equatorial and southern Atlantic Ocean. In: Penrose 2000 Volcanic Rifted Margins Conference. 2000. London: Geology Department, Royal Holloway, University of London, 2000, p. 54.

MASCLE, J.; BLAREZ, E.; MARINHO, M. The shallow structure of the Guinea and Cote d'Ivoire-Ghana transform margins: Their bearing on the equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, v. 155, p.193-209. 1988.

MATOS, R.M.D.; WAICK, R.N.; PIMENTEL, V.P.C. 1996. Bacia do Ceará (Mundaú): uma fase rifte convencional? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996. Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, n.5, p. 358-362.

MATOS, R.M.D. History of the northeast Brazilian rift system: Kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. London: Geological Society, Special Publications, 1999. v. 153, p. 55–73. doi: 10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04

MATOS, R.M.D. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. *AGU Geophysical Monograph -Atlantic Rifts and Continental Margins*, v. 115. p. 331–354. 2000. doi:10.1029/GM115p0331

McHONE, J.G. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, v. 316, p. 287-296, 2000.

McHONE, J.G. Volatile Emissions from Central Atlantic Magmatic Province Basalts: Mass Assumptions and Environmental Consequences. *AGU Geophysical Monograph - The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea*. v. 136, p. 13, 2002.

McHONE, J.G. Igneous Features and Geodynamic Models of Rifting and Magmatism Around the Central Atlantic Ocean. 2006. Disponível em: <<http://www.mantleplumes.org/CAMP.html>>. Acessado em: Jun., 2017.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, Vol. 31. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 2000. p. 389–449.

MILANI, E. J.; ARAÚJO, L. D. Recursos Minerais energéticos: petróleo. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p.541-576.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E J.; CÉSERO, P. Mesozoic and cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern region of Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15, p.183-198. 2001.

MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I.S.; KOUTSOUKOS, E.A.M. Crustal Architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil, In: MELLO, M.R.; KATZ, B.J. *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, v.73, p. 273-300.

MOHRIAK, W.U. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira, In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003. p. 87–168.

MORAIS NETO, J.M. Mapeamento sísmico regional na Bacia do Ceará/Sub-bacia de Mundaú: Relatório Parcial. PETROBRAS/E&PRNCE/GEXP/GEINT, Natal, Relatório interno não publicado, 37 p., mapas. 1996.

MORAIS NETO, J.M.; PESSOA NETO, O.C.P.; LANA, C.C.; ZALÁN, P.V. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Ceará. Informativo da Fundação Paleontológica Phoenix. v. 57, p. 1-6. 2003.

MORGAN, W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, v. 94, p. 123-139, 1981.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNER, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Science Review*, v. 97, p. 59–95. 2010. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.001

NÓBREGA II, M. Mapeamento de Estruturas do Embasamento e seus Limites Crustais no Atlântico Equatorial, Adjacente à Margem Brasileira. 2011. 114p. Dissertação de mestrado. Universidade Federal Fluminense. Niterói, RJ – Brasil, 2011.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia–Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 1581-1597, 2009.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? *Petroleum Geoscience*, v. 16, p. 189–197. 2010.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P.T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 21-47. 2013.

PESSOA NETO, O.C. Blocos basculados truncados por discordância angular: lições aprendidas em traçamento combinado de hidrocarbonetos, Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências de Petrobras*, v. 12, n. 1, p. 59-71, 2004.

PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORÊNCIO, C.P.; SOUZA, C.S.V. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p.357-369, 2007.

SAUERBRONN, J. L. B.; CASTRO JR., A. C. M.; ALKMIM, F. F. & BRAGA, L. F. S. Crustal transition and tectonic evolution of the transform portion of the Brazilian equatorial margin adjacent to the Barreirinhas and Ceará basins. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5, 1995, Gramado. *Anais...* Gramado, RS: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 314-315.

SOARES, E.F.; ZALÁN, P.V.; FIGUEIREDO, J.J.P.; TROSDTORF JR, I. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15(2), p. 321-330. 2007.

SOARES JUNIOR, A.V.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: três fases distensivas. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 27, n. 4, p. 427-437. 2008.

SOARES JUNIOR, A.V.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; MACHADO, F.B. Evolução do rifteamento e paleogeografia da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 30, n. 4, p. 669-692. 2011.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 32, 1982, Salvador. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v.5, p.2392-2406.

SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.; PAIVA, H.S.; SILVEIRA DIAS, L.G.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C.; OLIVEIRA, M.J.R. 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá. Anais... Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>>

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial Brasileira. Revista Brasileira Geociências, v. 17, p. 180–188. 1987.

TAVARES, A.C. Evolução da Zona de Fratura de Romanche na Margem Equatorial do Brasil. 2017. 72p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN – Brasil. 2017.

TROSDTORF JR, I.; ZALÁN, P.V.; FIGUEIREDO, J.J.P.; SOARES, E.F. Bacia de Barreirinhas. Boletim de Geociencias da Petrobras, v. 15(2), p. 331-339. 2007.

WAICK, R.N.; PIMENTEL, V.P.C.; SANTANA, A.J.; MORAIS NETO, J.M. Bacia do Ceará/Sub-bacia de Mundaú (Área Descentralizada): Relatório de Progresso. PETROBRAS/DEBAR/DIREX/SERINT, Natal, Relatório interno não publicado, 8p. 1992.

WILSON, J.T. A New Class of Faults and Their Bearing on Continental Drift. Nature, v.207, p.343-347. 1965.

ZALÁN, P.V. Stratigraphy and Petroleum Potential of the Acaraú and Piauí-Camocim Sub-basins, Ceará Basin, Offshore Northeastern Brazil. 1983. 154p. Dissertação de Mestrado, Colorado School of Mines. Golden, Colorado, USA. 1983.

ZALÁN, P.V.; WARME, J.E. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, offshore northeastern Brazil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, v. 17, 71p. 1985.

ZALÁN P.V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Ed. Beca, 2004. Cap. 33, p. 595-612.

ZALÁN. P.V. Bacias sedimentares da Margem Equatorial. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Beca, 2012. Cap.20, p. 497-501.

ZALÁN, P.V. Re-interpretation of an Ultra-deep Seismic Section in the Pará-Maranhão Basin – Implications for the Petroleum Potential of the Ultra-deep Waters. In: *Offshore Technology Conference*, 2015. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis. 2015. 11p.

ZANOTTO, O.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção ocidental da Margem Norte Brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, p. 189–195. 1987.