



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA EM
BACIA OCEÂNICA PROFUNDA NA MARGEM
EQUATORIAL BRASILEIRA: PORÇÃO LESTE DA
BACIA POTIGUAR E ALTO DE TOUROS**

Autora:

Júlia Carvalho Lannes Galvão Fonseca

Orientadora:

Dra. HELENICE VITAL (DG/PPGG/UFRN)

**Dissertação n.º
198/PPGG.**

Natal-RN, Agosto 2017



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA EM BACIA OCEÂNICA PROFUNDA NA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA: PORÇÃO LESTE DA BACIA POTIGUAR E ALTO DE TOUROS

Júlia Carvalho Lannes Galvão Fonseca

Dissertação apresentada em 29 de agosto de 2017, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geofísica.

Comissão Examinadora:

Prof^ª. Dra. Helenice Vital (PPGG/UFRN)- Presidente/Orientadora

Prof^ª. Dra Valéria Centurion Córdoba (PPGG/UFRN)-Membro interno

Prof^ª. Dra. Mary Lucia da Silva Nogueira (UFES)-Membro externo

Natal-RN, Agosto de 2017.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Dissertação de Mestrado desenvolvida na Universidade Federal do Rio Grande do Norte, no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, tendo sido apoiada e subsidiada pelos seguintes agentes financiadores:

- Projeto *Geohazards* e Tectônica – A influência de zonas de fraturas na reativação de margens passivas: Margem Equatorial Brasileira (Processo 486451/2012-7, Chamada Edital nº 38/2014 - IODP/CAPES - Brasil);
- Auxílio de pesquisa CNPq – Margem Equatorial Brasileira: Da Fonte a Deposição (Processo nº311413/2016-1, Chamada CNPq nº. 12/2016);
- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - ANP, através da cessão de dados sísmico-estratigráficos do Banco Nacional de Desenvolvimento e Exploração – BDEP (Protocolos: 094013/2015 e 092950 de 03/10/2016).



IODP
INTERNATIONAL OCEAN
DISCOVERY PROGRAM



Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Fonseca, Júlia Carvalho Lannes Galvão.

Interpretação sismoestratigráfica em bacia oceânica profunda na margem equatorial brasileira: porção leste da Bacia Potiguar e Alto de Touros / Júlia Carvalho Lannes Galvão Fonseca. - Natal, 2017.

69f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica.

Orientadora: Helenice Vital.

1. Sismoestratigrafia - Dissertação. 2. Bacia oceânica profunda - Dissertação. 3. Margem equatorial brasileira - Dissertação. I. Vital, Helenice. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.34:551.7(043.3)

ABSTRACT

As regiões de águas profundas da Margem Equatorial Brasileira (MEB) apresentam importantes feições geológicas, apesar de ainda pouco exploradas em áreas além da plataforma continental. O principal objetivo deste trabalho é caracterizar com uso da sismoestratigrafia as sequências sin e pós-rifte de bacia oceânica profunda e alguns montes submarinos do Alinhamento Fernando de Noronha nas adjacências da Bacia Potiguar, NE Brasil. Utilizou-se dados de sísmica de alta resolução 2D pós-stack para distinguir as sequências sin-rifte e pós-rifte. A sequência sin-rifte é caracterizada por refletores descontínuos alternados com refletores plano-paralelos de baixa amplitude e baixa frequência, falhas normais e semi-grábens. A sequência pós rifte é marcada por refletores plano-paralelos, contínuos com baixa a alta amplitude e frequência. Intrusões vulcânicas afetaram as duas sequências e confinaram parcialmente estes depósitos de bacia oceânica profunda. Isto ocorreu após o material pré-existente e o material depositado após implantação de montes submarinos se tornarem limitados pelo talude continental e um monte submarino ou ainda dois montes submarinos. Respiros vulcânicos (*vents*) atingem o fundo oceânico formando feições em forma de domos. Os dois episódios vulcânicos parecem ter criado depósitos vulcanoclásticos caracterizados por refletores desorganizados/caóticos alternados com alguns poucos refletores contínuos, indicando intercalação entre fluxos magmáticos com material sedimentar. A interpretação sísmica indica dois períodos relativos aos eventos vulcânicos na região: (a) Eoceno Inferior-Mioceno Superior para montes submarinos (b) Neogeno para os respiros vulcânicos. Apesar de regiões de águas profundas guardarem pontos-chaves sobre a formação da MEB e no futuro poderem representar reservatórios de óleo e gás, os depósitos das bacias de águas profundas ainda são pouco conhecidas nesta porção da MEB. Desta maneira, este trabalho pretende promover um primeiro entendimento sobre estes depósitos e como são afetados pelo vulcanismo na região.

Palavras chave: *sismoestratigrafia, sísmica, bacia oceânica profunda, Margem equatorial brasileira, Bacia Potiguar, Alinhamento Fernando de Noronha*

ABSTRACT

The Brazilian Equatorial Margin (BEM) deep-water regions present important geological features, although few explored beyond continental shelf-break. The main objective of this study is to characterize seismically syn and post-rift sequences and some seamounts which are part of the Fernando de Noronha Ridge (FNR) in deep-water basins offshore northeastern Brazil. We used 2D post-stack high resolution seismic sections to distinguish syn and post-rift tectonic phases. The syn-rift stage is marked by discontinuous and locally parallel reflectors with low amplitude and low frequencies, which are offset by normal faults in half-grabens. The post-rift stage is characterized by continuous-parallel reflectors with low to high amplitude and frequency. The volcanic intrusions affected syn-rift and post-rift sequences and partially confine deep-water basin deposits. That happened once the pre-existent material and the material deposited after the seamount rises were partially confined by continental slope and one or two seamounts. Some volcanic vents reach the ocean bottom and form dome-shaped features. Both volcanic episodes seem to have created volcanoclastic deposit marked by disorganized/chaotic seismic pattern with few continuous reflectors, indicating interbedded magma flows with sedimentary material. Seismic interpretation indicates two periods of volcanic activity: (a) Early Eocene to Late Miocene for seamounts and, (b) Neogene, for volcanic vents. Although deeper water regions can hold key points about the BEM formation and on future could represent oil and gas reservoirs, deep-water basin deposits remain poorly studied in this portion of BEM. In this sense, our paper provides a first insight about deep-water basin deposits on syn and post-rift stages and how they are affected by volcanism on area.

Key words: *seismic stratigraphy, deep-water basin, Brazilian Equatorial Margin, Potiguar Basin, Fernando de Noronha Ridge*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me guiar por todos os caminhos que me trouxeram até aqui.

Ao Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica- PPGG, pela infraestrutura disponibilizada para o desenvolvimento da pesquisa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela concessão da Bolsa de Mestrado.

A Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis- ANP pela cessão dos dados sismoestratigráficos através do Banco de Dados de Exploração e Desenvolvimento – BDEP (Protocolos: 094013/2015 e 092950 de 03/10/2016).

As agencias financiadoras CAPES e CNPq, através dos projetos Geohazards e tectônica (Processo 486451/2012-7, IODP/CAPES - Brasil) e Auxilio PQ Margem Equatorial Brasileira (Processo nº311413/2016-1, CNPq), pelo suporte financeiro.

A minha orientadora, Professora Helenice Vital, pela confiança, ensinamentos, e disponibilidade.

A toda equipe do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental – GGEMMA que sempre esteve unida para ajudar no fosse preciso, em especial aos amigos: Júnior, Diego, Vanessa, Myrli, Elaine, Kaio, Isabelle, João.

Aos Professores Moab, David, Hilário pelas incontáveis contribuições neste trabalho.

Ao Pós Doc. André Giskard pela disponibilidade e conhecimento compartilhado.

Aos demais Professores e Funcionários do Departamento de Geologia.

A toda minha família, em especial meus pais, Olívia e Márcio, por nunca terem medido esforços em investir na minha educação.

Ao meu querido Fernando, por todo apoio e ajuda sempre.

SUMÁRIO

I. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação.....	1
1.2 Justificativa e Objetivos.....	1
1.3 Localização da área de estudo.....	2

II. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.1 Introdução.....	4
2.2 Margem Equatorial.....	4
2.3 Bacia Potiguar.....	5
2.3.1 Estratigrafia.....	8
2.3.2 Magmatismo.....	8

III. MÉTODO SÍSMICO

3.1 Introdução.....	10
3.2 Fundamentação Teórica.....	11
3.2.1 Tensão e Deformação.....	11
3.2.2 Ondas Sísmicas.....	12
3.2.3 Propagação de ondas.....	14
3.2.4 Reflexão e Refração.....	16
3.2.5 Escala Vertical e Horizontal.....	16
3.3 Sismoestratigrafia.....	17

IV. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Conjunto de dados de Sísmica de Reflexão.....	22
4.2 Visualização dos dados.....	22
4.3 Atributos sísmicos.....	23
4.3 Interpretação Sismoestratigráfica.....	24

V. SEISMIC STRATIGRAPHY OF DEEP WATER BASIN IN THE BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN: EASTERN PORTION OF POTIGUAR BASIN AND TOUROS HIGH.....27

*Artigo submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences*

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

6.1 Depósitos de Bacia Oceânica Profunda.....54

6.2 Vulcanismo.....54

6.3 Recomendações.....55

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....57

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1-** Mapa geológico simplificado mostrando a compartimentação da margem Equatorial Brasileira e *zoom* na porção leste da Margem Equatorial Brasileira (MEB), mostrando a localização das linhas sísmicas (Adaptado de Gomes *et al.*, 2014). A localização dos montes submarinos e nomenclaturas foram extraídas de “Undersea Feature National Gazetteer,” 2017 e os contornos batimétricos do “Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM),” 2017.....3
- Figura 2-** Coluna Estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto *et al.*, 2007).....9
- Figura 3-** Incidência onda direta P, onda refletida e onda refratada em uma interface entre os meios 1 e 2 (Adaptada de Kearey *et al.*, 2002).....16
- Figura 4-** Tipos de terminações de reflexões sísmicas (Emery e Myers, 1996).....17
- Figura 5-** Esquema de padrões de configurações geométricas de fácies sísmicas (Retirado de Severiano Ribeiro, 2007, adaptado de Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, 1977).....19
- Figura 6-** Seção sísmica **A**) Antes da aplicação de atributo sísmico **B**) Após aplicação do atributo *Pseudo-relief*.....25
- Figura 7-** Unidades sísmicas (SUs) relacionadas à feição, expressão sísmica antes e depois da aplicação do atributo *pseudo-relief* e descrição dos parâmetros físicos de cada SU.....26

I. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Este trabalho apresenta a primeira interpretação sismoestratigráfica em dados sísmicos adquiridos águas profundas da Margem Equatorial Brasileira (MEB), entre a porção leste e o alto de Touros, nas adjacências da Bacia Potiguar. A base de dados consiste em dados de sísmica convencional 2D (sísmica de reflexão) profunda e pós-*stack*. Os dados sísmicos abrangem regiões de plataforma continental, talude continental, bacia oceânica profunda e montes submarinos vulcânicos pertencentes ao Alinhamento Fernando de Noronha. O pacote de dados pertence ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) e foi cedido pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

A interpretação sismoestratigráfica consistiu na identificação dos principais refletores e Unidades Sísmicas (SUs) ao longo das seções. Os parâmetros físicos relacionados a estas unidades foram descritos e posteriormente atrelou-se significado geológico correspondente a cada SU. Os perfis sísmicos apresentados aqui mostraram que a bacia oceânica profunda nesta porção da MEB é caracterizada por uma fase rifte e outra pós-rifte. A fase pós-rifte abrange os estágios pós-rifte e drifte da Bacia Potiguar. A fase si e pós-rifte são afetadas por feições vulcânicas: montes submarinos e respiradores vulcânicos (*vents*). As sequências pós-rifte apresentam grábens assimétricos, falhas lítricas e alto estrutural característicos da fase Rifte II da Bacia Potiguar (Matos, 1992; Pessoa Neto *et al.*, 2007). As sequências pós-rifte representam a sedimentação implantada desde o Albiano até o Holoceno, provenientes de instabilidades na plataforma continental e talude. Os depósitos que preenchem estas bacias apresentam-se parcialmente confinados pelo talude continental e monte submarino ou por dois montes submarinos. Os resultados ainda mostram a formação de uma sequência vulcanoclástica formada a partir da influência da ascensão de magma com depósitos sedimentares.

1.2 Justificativa e Objetivos

Bacias Oceânicas Profundas ocupam grandes áreas nos oceanos, entretanto, estudos nestes ambientes ainda permanecem escassos (Hjelstuen and Andreassen, 2015;

Pushcharovskii, 2004). No entanto, a busca por novos reservatórios petrolíferos nas últimas décadas impulsiona a busca por novos depósitos em regiões de águas profundas, e um maior conhecimento acerca destas bacias torna-se necessário. (Milani *et al.*, 2000).

Apesar dos diversos estudos caracterizando a plataforma continental na MEB (Almeida *et al.*, 2015; Aquino da Silva *et al.*, 2016; Bezerra *et al.*, 2011; Gomes *et al.*, 2016; Nogueira, 2014; Pessoa Neto, 1999; Vital *et al.*, 2010, 2008, 2005)), talude continental começando a ser revelado (e.g. Almeida *et al.*, 2015) os depósitos de bacia oceânica profunda e montes submarinos são pouco explorados na MEB entre as adjacências do Alto de Touros e a porção leste da bacia Potiguar (**Figura 1**).

O estudo de bacias de águas profundas também podem revelar postos-chave no entendimento sobre a evolução da MEB, uma vez que guardam sedimentação de longo-prazo relativo ao rifteamento do Gondwana e culminando na abertura do Oceano Atlântico.

Outra lacuna de estudos nesta região é a escassez de dados geocronológicos em ambientes de águas profundas. Os poucos dados existentes resumem-se a datações em rochas em águas rasas na porção *offshore* da Bacia Potiguar indicando 83 Ma (Santoniano/ Eo-Oligoceno) e em rochas do Arquipélago Fernando de Noronha indicando idades variando entre 12.5 e 1.3 Ma (Mizusaki *et al.*, 2002). No entanto além do Arquipélago, nenhum outro monte submarino do Alinhamento Fernando de Noronha foi datado. A ausência de datações nestes montes dificulta uma correlação entre sedimentos e rochas vulcânica destes montes. (Jovane *et al.*, 2016).

O presente estudo fornece subsídios para futuras perfurações e estudos que contribuam para maior conhecimento de ambientes em águas profundas. Como objetivos específicos, este estudo pretende:

- 1) Interpretação sismoestratigráfica em dados de sísmica 2D pós-*stack*.
- 2) Caracterização das seções sin e pós rifte de bacia oceânica profunda.
- 3) Relação dos montes submarinos do Alinhamento Fernando de Noronha com as porções sin e pós rifte da bacia oceânica profunda.

1.3 Localização da área de estudo

As linhas sísmicas interpretadas neste trabalho estendem-se desde a plataforma continental, cobrindo talude continental, bacia oceânica profunda e montes submarinos pertencentes ao Alinhamento Fernando de Noronha, nas adjacências da porção leste da

Bacia Potiguar ao Alto de Touros. A **Figura 1** é um mapa de localização da área de estudo dentro do contexto da margem equatorial, mostrando a disposição das linhas sísmicas estudadas, os limites *onshore* e *offshore* da Bacia Potiguar, o Alto de Touros, os montes submarinos do Alinhamento Fernando de Noronha já catalogados e o contorno batimétrico da região.

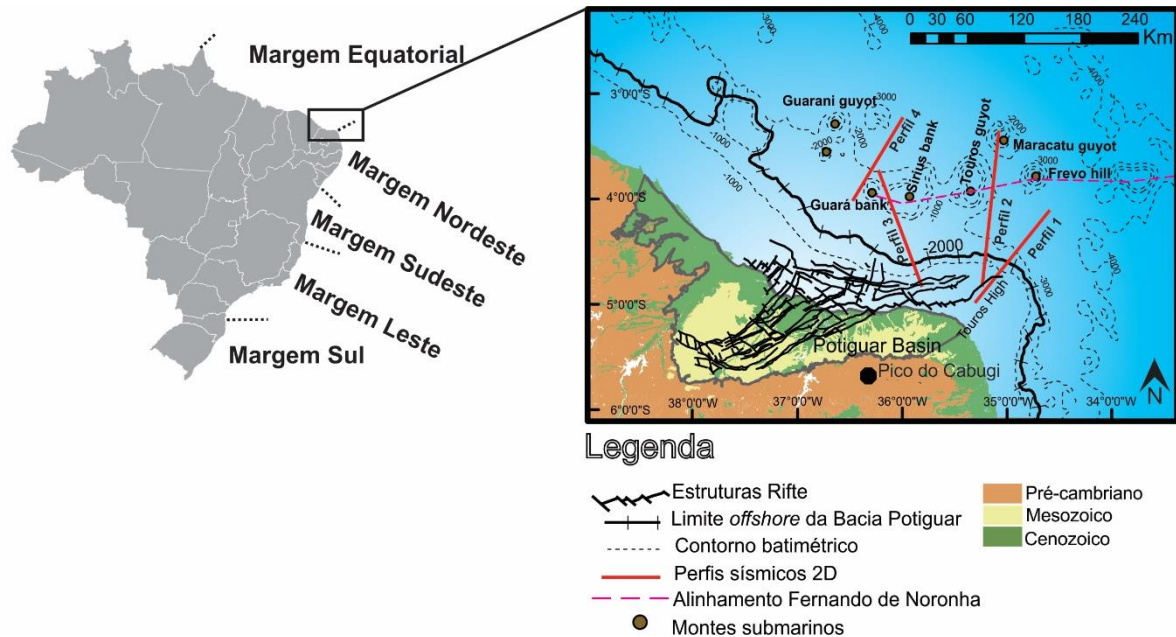


Figura 1- Mapa geológico simplificado mostrando a compartimentação da margem Equatorial Brasileira e *zoom* na porção leste da Margem Equatorial Brasileira (MEB), mostrando a localização das linhas sísmicas (Adaptado de Gomes *et al.*, 2014). A localização dos montes submarinos e nomenclaturas foram extraídas de “Undersea Feature National Gazetteer,” 2017 e os contornos batimétricos do “Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM),” 2017.

II. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

2.1 Introdução

A Margem Continental leste do Continente Sul-Americano estende-se por 12.000 km desde o Delta do Orinoco na Venezuela até o extremo Sul Argentino e apresenta um sistema de bacias sedimentares formado a partir ruptura Gondwana e consequente separação entre as placas Sul-Americana e Africana (Milani *et al.*, 2000). As bacias sedimentares formadas na Margem Continental Brasileira e no oeste africano caracterizam-se pelas múltiplas fases de subsidência e estilos estruturais (Matos, 2000).

A Margem Continental Brasileira (**Figura 1**) é compartimentada em três segmentos principais (Mohriak, 2003):

- a) Segmento Transformante: Compreende a Margem Equatorial e inclui as bacias sedimentares: Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Piauí, Ceará, Potiguar.
- b) Segmento Transversal: Compreende a Margem Nordeste e inclui as bacias sedimentares: Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas, Jacuípe.
- c) Segmento Divergente: Compreende as Margens Leste, Sudeste e Sul e inclui as bacias sedimentares: Camamu, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba, Mucuri, Bacia do Espírito Santo, Campos, Santos, Pelotas.

2.2 Margem Equatorial

A separação dos continentes Sul-Americano e Africano conduziu a abertura do Oceano Atlântico Equatorial no Cretáceo (Pletsch *et al.*, 2001). Acredita-se que a ruptura do Gondwana iniciou-se de sul para norte, no sul do Atlântico Sul (Hauteriano /Barremiano) e de leste e oeste no Atlântico Equatorial (Aptiano/Albiano; Matos, 1999). A evolução da mesma ocorreu a partir de três episódios distensivos associado à formação de uma série de bacias sedimentares (Viana *et al.*, 2008). Estes três domínios diferenciam-se quanto aos campos de tensões regionais durante a fase de rifteamento (Milani *et al.*, 2000): A forma preservada dos dois continentes sugere que o rifte e posteriormente o drifte não envolveram importante distorção crustal dos continentes (Amsus e Guazelli, 1981). A Margem Equatorial é marcada pela ocorrência de falhas da borda do rifte sub-paralelas às falhas transformantes de direção E–W, grábens. A configuração tectônica desta porção da Margem Continental Brasileira é bastante variada, apresentando distintos estilos, desde

falhas normais de rifte até falhas inversas, com cinturões de dobramentos associados às falhas de transcorrência envolvendo o embasamento (Mohriak, 2003).

2.3 Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar compreende uma área de aproximadamente 48.000 Km² sendo 45% deste território na porção emersa e 55% na porção submersa (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Distribui-se sua maior parte ao longo do estado do Rio Grande do Norte e menor porção no Ceará. Está localizada na porção leste da Margem Equatorial Brasileira. Geologicamente limita-se a oeste com a Bacia do Ceará pelo alto de Fortaleza e a leste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Touros. Estende-se na porção marinha até a isóbata de 2.000 metros (**Figura 1**) na região do Alto de Touros (Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto *et al.*, 2007). A Bacia Potiguar possui 6.000 metros de espessura e é um rifte abortado com tendência NE formada durante o Cretáceo na Margem Continental do Nordeste brasileiro.

Esta bacia representa um dos pontos mais significativos de rompimento entre o leste Sul-Americano e Oeste Africano (de Castro *et al.*, 2012). A Bacia Potiguar foi submetida a compressões oeste-leste que se deram ao longo de falhas pré-existentes de tendência N-SW. Como resultado, esta é hoje a região sísmica mais ativa do Brasil (Milani e Thomaz Filho, 2000).

Pessoa Neto, 1999 e Pessoa Neto *et al.*, 2007 descreveram o registro estratigráfico da Bacia Potiguar em três Supersequências;

- a) Rifte (Cretáceo inferior): Sequências continentais K100- a K-40. Marcada por depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência e Pescada. Reconhece-se as fases Rifte I (Berriasiano superior/Barremiano superior) e Rifte II (Barremiano superior/Aptiano inferior). A fase Rifte I é reconhecida na porção submersa da bacia a partir de um prolongamento do rifte emerso na direção NE. A fase Rifte II é marcada pelo início de um regime transcorrente/transformante ao longo da futura Margem Equatorial. Este regime alterou a cinemática do Rifte provocando deslocamento do eixo de rifteamento da Bacia Potiguar para a porção submersa da mesma. Este deslocamento causou levantamento e erosão da porção emersa da bacia. O início da deriva continental gera movimentos transtensionais destrais que mudam a direção de transporte tectônico NNW para E-W. O registro

desta fase na bacia ocorre apenas na porção submersa pelas sequências K-38 (Barremiano superior) e K-40 (Aptiano inferior). A sequência K-40 constitui a porção superior da Formação Pendência a qual é composta por arenitos grossos e pelitos de provenientes de um sistema flúvio-deltaico-lacustrino. A partir do Aptiano-superior inicia-se uma subsidência termal o que permite a deposição de uma megassequência proto-oceânica sobre uma forte discordância angular: Sequência K-50.

- b) Pós-Rifte (Albiano/Aptiano ou Andar Alagoas): Sequência K50. Ocorreu a passagem gradativa de sistemas deposicionais continentais para marinhos, marcando as primeiras ingressões marinhas (Formação Alagamar). Sedimentação dominada por sistemas deposicionais flúvio-lacustres no qual os depósitos encontram-se sobre discordância angular na seção rifte. O registro litológico é marcado por sedimentos transicionais da Formação Alagamar. A partir do Albiano o regime tectônico é caracterizado por subsidência térmica e deriva continental. O ambiente deposicional é marinho raso com o início da formação do sistema plataforma-talude-bacia.
- c) Drifte (Albiano/Recente): Corresponde a toda a sedimentação marinha ocorrida no a partir do Albiano Inferior. É dividida em Sequências Marinhas Transgressivas (Albiano inferior/ Campaniano inferior) e Sequências Marinhas Regressivas (Campaniano superior/Holoceno).

Ainda segundo estes autores, durante a fase das **Sequências Marinhas Transgressivas** (K60-K90) a bacia passou por baixas taxas de subsidência e iniciou-se a implantação de uma plataforma rasa siliciclástica a mista com sedimentação carbonática de borda de plataforma e sistema talude-bacia. Este sistema foi marcado pelo surgimento de cânions submarinos associados à sedimentação turbidítica. Nesta fase o sistema é gradativamente afogado pela transgressão do Neocretácio gerando empilhamento vertical de sistemas fluviais entrelaçados na base, meandrantos grossos, meandrantos finos e estuarinos em seu topo. No Eoturoniano iniciou-se a formação de extensa plataforma carbonática dominada por maré que forma-se durante a transição para sequências regressivas. As sequências K60 a K90 iniciam-se com deposição fluvial a marinha a partir de sedimentos siliciclásticos nas porções mais proximais (Formação Açú) e marinhos nas porções mais distais (Formação Quebradas) e depósitos carbonáticos marinhos rasos (Formação Ponta do Mel). O topo da

Formação Ponta do Mel coincide com a discordância que limita a Sequência K70 na porção submersa da bacia. O máximo transgressivo da sequência ocorreu na transição Cenomaniano-Turoniano caracterizado por seção de folhelhos contínuos na porção submersa da bacia.

O ciclo de Sequências marinhas regressivas iniciou-se a partir de um evento erosivo de grande magnitude que ocorreu durante o Neocampaniano. Reconhece-se a base da megassequência um evento transgressivo do Neocampaniano, representado por uma seção condensada e conhecida como Marco Radioativo. Foram individualizadas sete sequências deposicionais limitadas por eventos regionais durante este ciclo regressivo. As sequências K100-E20 a N60 compõem o registro estratigráfico na bacia desde o Neocampaniano até os dias atuais e são caracterizadas por sistemas mistos de leques costeiros, plataformas rasas de borda carbonática e sistema talude-bacia. As formações que correspondem a estas sequências são: Barreira, Tibau, Guamaré e Ubarana. Podem-se definir pelo menos seis sequências neste intervalo, a mais antiga K100-E10 (Campaniano superior/Paleoceno inferior) preserva resquícios de uma plataforma carbonática e fácies de talude e bacia. Abaixo destas fácies mais distais, ocorrem as sequências K88 a K90 representadas por olistolitos carbonáticos escorregados e depositados na base do talude provenientes de colapso de borda de plataforma devido ao evento de erosão neocampaniano. Uma sequência intermediária (Paleoceno superior/Mioceno inferior) é representada ao longo de quase toda a bacia por relíquias de plataforma carbonática, fácies de talude e bacia. Duas geometrias diferentes são reconhecidas no padrão estratal destas sequências. Nas Sequências Basais (E20-N10) reconhecem-se clinofomas mais oblíquas com quebras de plataformas mais abruptas e predominância de feições progradacionais e fácies de talude da Formação Ubarana. Na porção mais distal há ocorrência da intercalação de turbiditos, folhelhos de talude e derrames vulcânicos (Paleógeno-Neogeno) basaltos da formação Macau na área do Cânion de Agulha. As Sequências N20 a N50 são representadas por padrão agradacional com sedimentos de plataforma mista rasa das formações Tibau e Guamaré. A Sequência N60 apresenta sedimentos provenientes do Rio Açú e Mossoró na sua porção mais distal, sedimentos de praia e dunas na região costeira, sedimentos siliciclásticos e bioclásticos na plataforma externa e sedimentos finos na região de talude e

bacia profunda. A reativação de antigas falhas no embasamento provavelmente controla o limite abrupto da borda de plataforma destas sequências.

2.3.1 Estratigrafia

A coluna estratigráfica da Bacia Potiguar foi amplamente divulgada para a comunidade geológica a partir de Sousa (1982). Araripe e Feijó (1994) realizaram uma atualização no arcabouço estratigráfico proposto por Souza (1982) e Lima Neto (1989 *apud* Araripe e Feijó, 1994). Após a última atualização de Araripe e Feijó, 1994, novas unidades informais foram incorporadas a coluna estratigráfica (**Figura 2**) da bacia a partir da interpretação de novos dados de poços (Pessoa Neto *et al.*, 2007). As rochas sedimentares da bacia estão divididas em três grupos: Areia Branca, Apodi e Agulha.

2.3.2 Magmatismo

Identificam-se três eventos magmáticos: Rio Ceará Mirim, Cuó e Macau. O evento magmático conhecido como Formação Macau ocorre intercalado aos sedimentos da sequência regressiva e no embasamento adjacente à bacia onde existem datações que indicam pulsos no Eoceno/Oligoceno com idades distribuídas entre 70-65 e 9-6 Ma com picos entre 48,9 +- 2,9 e 31,4 +- 1,5 Ma. As rochas magmáticas são compostas principalmente de basaltos sob diversas formas no Alinhamento Macau-Queimadas (AMQ) derrames onde o pico das idades Ar-Ar predomina entre 27 e 22 Ma (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Um pulso mais recente do Mioceno de idade mínima 14,7+- 0,9 Ma foi datado de poços na porção submersa da bacia (Pessoa Neto, 1999). A espessura total desses derrames de olivina-basalto chega a atingir 1.500 metros na região dos cânions de Agulha e Ubarana e a origem desse vulcanismo pode ser explicada pela passagem da Margem Equatorial sobre o hotspot associado à formação de Fernando de Noronha ou a ajustes tectônicos intraplaca que locado magmas em zonas de alívio (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

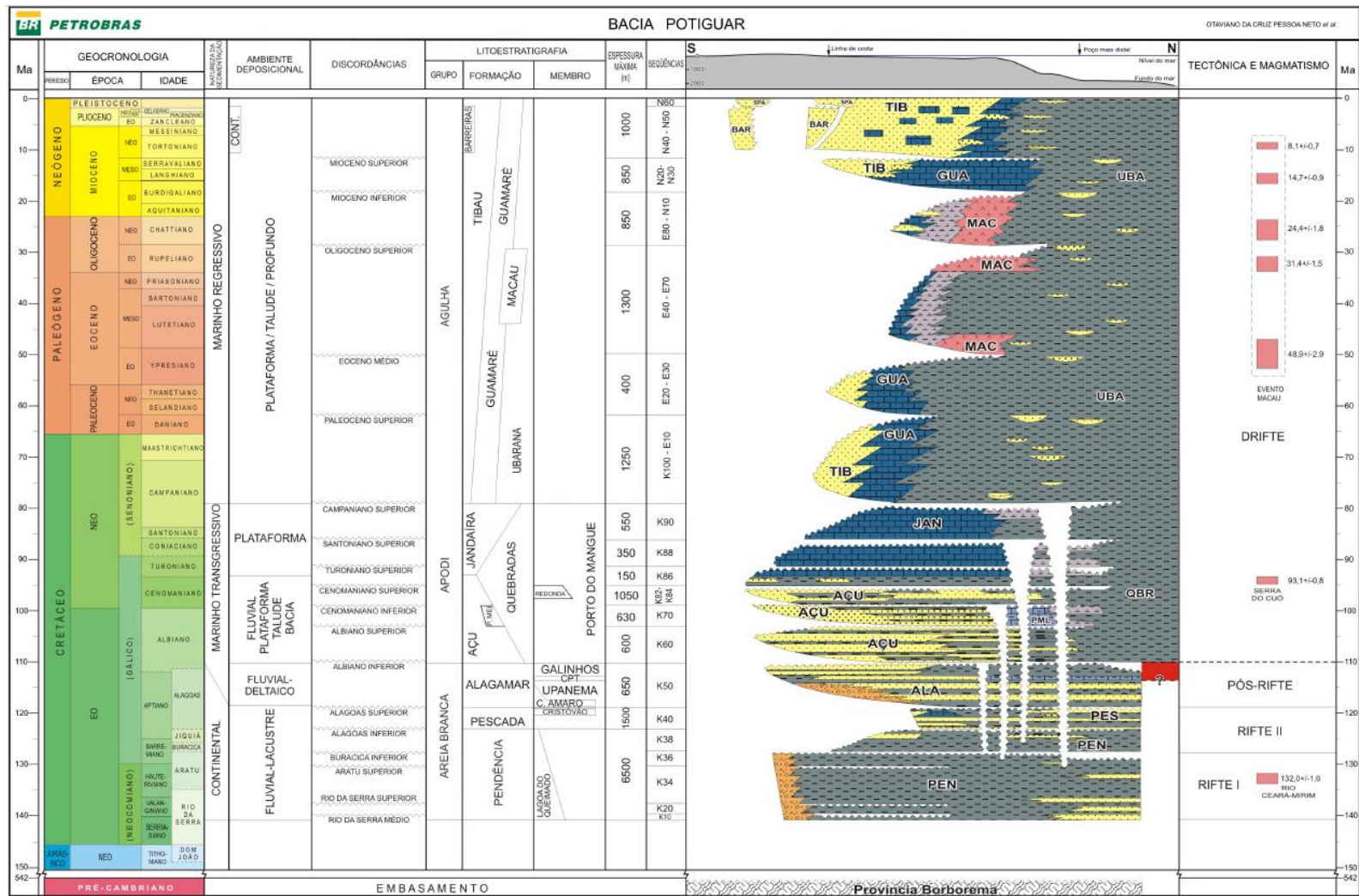


Figura 2- Coluna Estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto et al., 2007).

III. Método Sísmico

3.1 Introdução

A sísmica de reflexão é a técnica geofísica mais largamente utilizada e conhecida. O avanço dos sistemas computacionais foi responsável pelo crescimento da técnica, uma vez a utilização desta requer equipamentos com grande capacidade de armazenamento de dados e envolve processamentos complexos (Kearey *et al.*, 2002). Diversas aplicabilidades podem ser associadas a esta técnica geofísica, Yilmaz, (2001) destaca as três principais aplicações para o método:

- a) Uso em geologia rasa para estudos geotécnicos;
- b) Exploração de hidrocarbonetos em profundidades superiores a 10 Km;
- c) Investigação de estruturas da crosta terrestre.

Dados sísmicos podem contribuir com informações a respeito do preenchimento de bacias. Estes dados são usados para identificar estruturas geológicas, a arquitetura estratigráfica e a presença de óleo e gás. Na indústria petrolífera os levantamentos sísmicos são utilizados para acessar a configuração tectônica do ambiente deposicional, identificar *traps* de hidrocarbonetos, avaliar potenciais reservatórios, estimar o conteúdo de óleo na bacia e mapear áreas de risco para evitar acidentes durante a exploração (Catuneanu, 2006). O primeiro levantamento *offshore* de sísmica convencional (sísmica de reflexão profunda) realizado no Brasil aconteceu em 1984 na Bacia de Campos. A partir de 1989 Petrobrás adquiriu grande quantidade de dados de sísmica profunda, estes perfis imageavam desde a plataforma até regiões de águas profundas (Mohriak *et al.*, 1995).

De forma geral uma seção sísmica reflete a interação entre a onda sísmica que viaja pela subsuperfície e as diferenças de propriedades físicas das rochas. As reflexões sísmicas são o registro em tempo de percurso de ondas sísmicas refletidas nas interfaces rochosas que por sua vez demarcam o contraste de impedância acústica entre duas interfaces. A impedância acústica é produto da velocidade da onda sísmica na rocha (v) pela densidade da rocha (ρ).

O registro das ondas no sismograma pode ser caracterizado por atributos físicos; forma, polaridade (direção da reflexão principal), frequência (número de oscilações por segundo) e

amplitude (magnitude de deflexão) (Severiano Ribeiro, 2001; Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011).

3.2 Fundamentação Teórica

O meio o qual a onda sísmica viaja é um meio elástico, o qual submetido a um esforço qualquer retorna as suas condições originais após a remoção do esforço (Lowrie, 2007). Em um meio considerado infinito ocorre a propagação das chamadas ondas de corpo Primária (P) e Secundária (S), e em um meio considerado finito ocorre à propagação das chamadas ondas superficiais *Rayleigh* e *Love*. Para entender as diferenças de velocidade na propagação das ondas sísmicas é preciso compreender os conceitos de tensão e deformação, de homogeneidade e isotropia do meio, particularidades das ondas sísmicas, e conceitos da Lei de Snell associados a Refração e Reflexão da onda sísmica.

3.2.1 Tensão e Deformação (Kearey *et al.*, 2002; Lowrie, 2007)

A partir da aplicação de forças a um corpo, são exercidas forças internas em equilíbrio neste corpo. A medida da intensidade dessas forças é denominada *tensão*. A *tensão* que age sobre uma área do corpo pode ser decomposta em: uma componente normal de tensão perpendicular a superfície e uma componente de cisalhamento no plano da superfície.

A aplicação de uma tensão sobre um corpo, causa mudança de forma e/ou volume, causando assim *deformação*. Tratando um corpo como um meio elástico, até um certo valor máximo de tensão (limite elástico) do material a deformação será proporcional a tensão aplicada, de acordo com a Lei de Hooke. Esta deformação é reversível um limite denominado elástico, e após atingir este limite, a deformação atinge um estágio não linear e em deformação total ou parcialmente irreversível. A tensão ainda pode aumentar além deste limite até um ponto de ruptura.

Em um meio elástico define-se a relação linear entre tensão e deformação pelos seus módulos elásticos. Cada módulo expressa razão entre um tipo particular de tensão e a deformação resultante. Considerando um cilindro de área A e comprimento inicial l que é estirado por uma força distensiva F agindo em suas extremidades e gerando um incremento de Δl , o módulo elástico pertinente é o módulo de Young E , dado por:

$$E = \frac{\text{tensão longitudinal } F/A}{\text{deformação longitudinal } \Delta l/l} \text{ Eq. 1}$$

A extensão do cilindro ocorrerá junto a redução de seu diâmetro, causando deformação longitudinal e transversal. A razão da deformação transversal pela longitudinal é denominada Razão de Poisson σ .

A razão tensão-deformação em caso de uma pressão hidrostática simples P aplicada a um elemento cúbico onde a deformação volumétrica resultante é a mudança de volume Δv dividida pelo volume original v pode ser expressa pelo módulo de volume K . O módulo de volume expressa-se por:

$$K = \frac{\text{tensão volumétrica } P}{\text{deformação volumétrica } \Delta v/v} \text{ Eq. 2}$$

E o módulo de rigidez μ pode ser definido como o a razão entre tensão de cisalhamento τ e a deformação de cisalhamento $\tan \theta$:

$$\mu = \frac{\text{tensão de cisalhamento } \tau}{\text{deformação de cisalhamento } \tan \theta} \text{ Eq. 3}$$

O módulo axial ψ define a razão tensão longitudinal-deformação longitudinal para quando o material se deforma apenas uniaxialmente, define-se:

$$\psi = \frac{\text{tensão longitudinal } F/A}{\text{deformação uniaxial } \Delta l/l} \text{ Eq. 4}$$

3.2.2 Ondas Sísmicas (Kearey *et al.*, 2002)

Ondas sísmicas podem ser representadas por pacotes de deformação elástica que se propagam em uma direção radial a partir de uma fonte sísmica, seja ela natural como um terremoto ou controlada como em uma explosão. Considerando um levantamento sísmico, normalmente utiliza-se uma fonte controlada que gera um trem de onda de curta duração, denominados pulsos os quais contem ampla gama de frequências. Considera-se que exceto nas proximidades da fonte, as deformações associadas a passagem do meio são mínimas e consideradas elásticas. Desta forma a velocidade com a qual uma onda sísmica se propaga no meio está relacionada aos: módulo elástico e a densidade do meio. Existem dois grupos de ondas sísmicas: as ondas de corpo e as ondas superficiais. Serão descritas neste trabalho apenas as ondas de Corpo.

Este tipo de onda se propaga através do volume de um sólido elástico. Os dois tipos de ondas de corpo são:

- a) **Ondas Primárias (P):** este tipo de onda de corpo, também denominada onda compressiva, propaga-se a partir de compressão e expansão na direção de propagação da onda, ou seja, por deformação uniaxial.
- b) **Ondas Secundárias (S):** ou ondas cisalhantes, propagam-se através de movimento de cisalhamento puro em direção perpendicular a propagação da onda.

A **velocidade de propagação** de uma onda de corpo em um meio homogêneo e isotrópico pode ser definida de acordo com:

$$v = \left(\frac{\text{módulo elástico apropriado do material}}{\text{densidade do material } \rho} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ Eq. 5}$$

Assim a velocidade v_p , de uma onda primária, que envolve uma deformação compressional uniaxial é descrita por:

$$v_p = \left(\frac{\psi}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ Eq. 6}$$

Ou, como $\psi = K + 3/4 \mu$, v_p , pode ser descrita:

$$v_p = \left(\frac{K+3/4\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ Eq. 7}$$

A velocidade v_s de uma onda cisalhante, que envolve cisalhamento puro, pode ser descrita por:

$$v_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ Eq. 8}$$

A partir das Equações que descrevem as velocidades das ondas de corpo, sabe-se que num mesmo meio $v_p > v_s$. Desta forma a razão v_p/v_s é determinada apenas pelo valor da razão de Poisson σ para aquele material:

$$v_p/v_s = \left[\frac{2(1-\sigma)}{(1-2\sigma)} \right]^{\frac{1}{2}} \text{ Eq. 9}$$

3.2.3 Propagação de ondas (Kearey *et al.*, 2002; Lowrie, 2007)

Ao considerarmos uma fonte sísmica que emite um pulso sísmico propagando-se de maneira radial a uma velocidade que dependerá das propriedades físicas das meio de propagação. Se considerarmos o meio como homogêneo, então a frente de onda se propagará no meio como uma esfera. A trajetória dos feixes sísmicos em um meio isotrópico serão perpendiculares a frente de onda, estes feixes podem ser representados como raios sísmicos. O conceito de raio sísmico, não possui significado sísmico, entretanto é útil para explicar a trajetória destes feixes de energia sísmica. A trajetória da frente de onda pode ser explicada pelo princípio de *Huygens* e a geometria dos raios sísmicos pelo princípio de *Fermat*.

O princípio de *Huygens* pode ser explicado a partir de uma geometria simples em se conhecemos a posição atual de uma frente de onda, as futuras posições da frente de onda serão conhecidas. Ou seja, uma frente de onda pode ser considerada fonte para a produção de novas ondas esféricas. O princípio de *Fermat* considera dentre entre os múltiplos trajetos entre dois pontos que a onda pode seguir o trajeto da onda entre dois pontos será no menor tempo possível.

A velocidade sísmica depende do meio em que a onda se propaga. Fatores como a composição, porosidade, textura, presença de fluídos determinam a velocidade de propagação. Desta forma, a velocidade das ondas v_p e v_s são necessárias para conversão do eixo vertical da seção sísmica de tempo para profundidade e para contribuir na indicação de provável litologia. Durante a propagação de um pulso sísmico no meio, podem ocorrer atenuações da energia sísmica por:

- a) **Espalhamento geométrico:** explica-se a partir da propagação de um pulso sísmico a energia inicial E transmitida pela fonte distribui-se ao longo da frente de onda (de forma esférica) com um raio r que se expande com o tempo. Desta forma a quantidade de energia em uma unidade de área será $\frac{E}{4\pi r^2}$ Eq. 10. Com o aumento da distância ao longo da trajetória do raio a energia decairá numa função r^{-2} .
- b) **Coefficiente de absorção:** sabendo que o meio não é perfeitamente elástico, ocorrem absorções da energia elástica por perdas friccionais internas.

Considerando as camadas rochosas 1 e 2 nas quais ocorre uma mudança da velocidade de propagação do pulso sísmico devido as mudanças das propriedades físicas entre as mesmas. Na interface entre estas camadas, parte da energia será refletida, parte refratada e parte transmitida. As proporções relativas da energia refletida, refratada e transmitida são determinada pelo contraste de impedância acústica Z na interface. A impedância acústica é determinada pelo produto da densidade ρ pela velocidade da onda v .

$$Z = \rho v \text{ Eq. 11}$$

O coeficiente de reflexão R é a medida do efeito de uma interface sobre a propagação da onda, definido pela razão entre o raio refletido A_1 e o raio incidente A_0 :

$$R = \frac{A_1}{A_0} \text{ Eq. 12}$$

Como a propagação da onda P depende dos módulos elásticos de volume e cisalhamento, deve-se considerar a tensão e deformação para cada material, assim, para um raio normal incidente o coeficiente de reflexão também pode ser expresso pelas Equações de *Zoeppritz*.

$$R = \frac{p_2 v_2 - p_1 v_2}{p_2 v_2 + p_1 v_2} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \text{ Eq. 13}$$

Onde $\rho_1, \rho_2, v_1, v_2, Z_1, Z_2$ são os valores de densidade, velocidade da onda P, e impedância acústica para as camadas 1 e 2, respectivamente.

O coeficiente de transmissão T , pode ser descrito como a razão entre a amplitude A_2 do raio transmitido e amplitude A_0 do raio incidente:

$$T = \frac{A_2}{A_0} \text{ Eq. 14}$$

Ou ainda, pelas Equações de *Zoeppritz* e considerando um raio normal incidente:

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \text{ Eq. 15}$$

3.2.4 Reflexão e Refração – Lei de Snell (Kearey *et al.*, 2002)

A **Figura 3** apresenta dois meios distintos no qual $v_2 > v_1$, onde a onda P incidente sofre refração e reflexão. Pode-se descrever as relações de propagação de onda em função da Lei de Snell. Como $v_2 > v_1$, a onda ao ser refratada na interface, distancia-se da normal e consequentemente temos $\theta_2 > \theta_1$, assim, para o raio refratado tem-se que:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{\text{sen}\theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \text{ Eq. 16}$$

Para o raio refletido a Lei de Snell determina que o raio refletido possui o mesmo ângulo de reflexão que o de incidência.

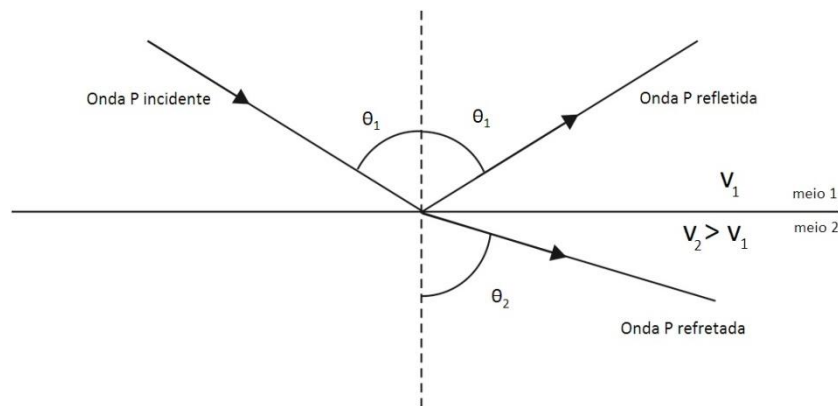


Figura 3- Incidência onda direta P, onda refletida e onda refratada em uma interface entre os meios 1 e 2 (Adaptada de Kearey *et al.*, 2002).

3.2.5 Escala Vertical e Horizontal

O eixo vertical de um perfil sísmico de reflexão representa o tempo duplo (Two way travel time- TWT), ou seja, o tempo de viagem que a onda percorre o meio, sofre refração e reflexão ao encontrar interfaces com diferença de impedância somado ao tempo que a onda retorna e é registrada pelo receptor (geofone ou hidrofone). Se existirem dados que corroborem para criação modelo de velocidade de propagação da onda no meio, pode-se com esta informação e o tempo duplo já conhecido, realizar a conversão do eixo vertical de TWT para profundidade.

O eixo horizontal de um perfil sísmico de reflexão registra o tamanho da seção sísmica e é determinada a partir do arranjo entre fonte e receptores, número de tiros ou explosões e em caso de levantamentos marinhos, a velocidade do navio de aquisição.

3.3 Sismoestratigrafia

De posse dos dados sísmicos, os interpretes precisavam de uma metodologia eficiente na interpretação destes dados. Os primeiros conceitos desenvolvidos sobre interpretação sismoestratigráfica foram introduzidos em diversos artigos da Associação Americana de Geólogos do Petróleo (AAGP) a partir do Memoir 26 por Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, 1977; Vail and Mitchum Jr, 1977, também a partir do *Memoir 26* caracterizou as terminações dos refletores com as superfícies sísmicas em: *lapout*, truncamento, *baselap*, *toplap* e *downlap* (**Figura 4**). Destes conceitos, surgiu a sismoestratigrafia.

A sismoestratigrafia é um método de interpretação de dados sísmicos que contribui para entendimento da evolução tectonossedimentar de bacias. O avanço nas técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos e evolução dos conceitos de análise de bacias promoveram maior difusão da sismoestratigrafia. No Brasil na década de 1960 a Petrobras realizou as primeiras interpretações estratigráficas em seções sísmicas e Fisher *et. al* (1973) publicaram o primeiro artigo de interpretação sismoestratigráfica detalhada na Bacia Sergipe-Alagoas (Severiano Ribeiro, 2007).

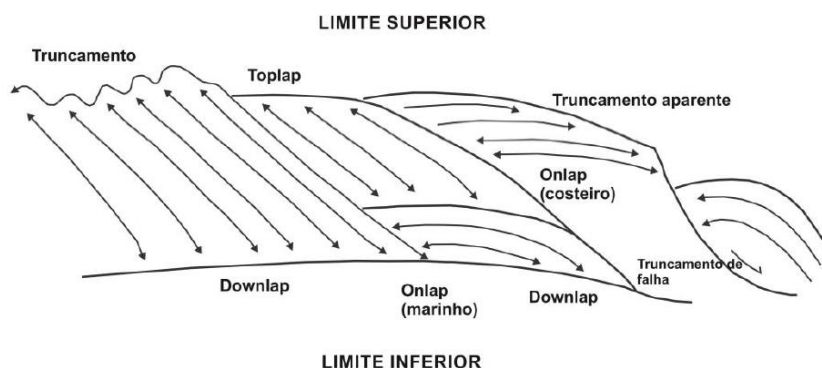


Figura 4- Tipos de terminações de reflexões sísmicas (Emery e Myers, 1996).

Além de das terminações, é importante analisar as fácies sísmicas, a análise destas fácies visa o reconhecimento dos padrões de reflexão sísmica. Uma fácies sísmica representa em um perfil sísmico as características geológicas como: litologia, estratificação e feição deposicional. Na interpretação das fácies sísmicas são descritos os seguintes padrões em função das reflexões: configuração geométrica, continuidade, amplitude, frequência, velocidade intervalar. A **Tabela 1** apresenta os parâmetros de fácies sísmicas e seus possível significados geológicos (Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, 1977; Severiano Ribeiro, 2010)

Parâmetro de Fácies Sísmicas	Interpretação Geológica
Configuração geométrica das reflexões	-padrão de estratificação -processo deposicional -erosão e paleotopografia -contato de fluídos
Continuidade das reflexões	-continuidade dos estratos -processo deposicional
Amplitude das reflexões	-contraste velocidade/densidade -espaçamento dos estratos -conteúdo fluido
Frequência das reflexões	-espessura dos estratos -conteúdo fluído
Velocidade intervalar	-estimativa de litologia -estimativa porosidade -conteúdo de fluído

Tabela 1- Parâmetros de reflexão sísmica utilizados em sismoestratigrafia (Retirado de Severiano Ribeiro, 2007, adaptado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

Um dos parâmetros que mais caracteriza as fácies sísmicas são as configurações internas das reflexões (Severiano Ribeiro, 2007). A **Figura 5** mostra os padrões de configurações internas que podem ser reconhecidos em uma seção sísmica.

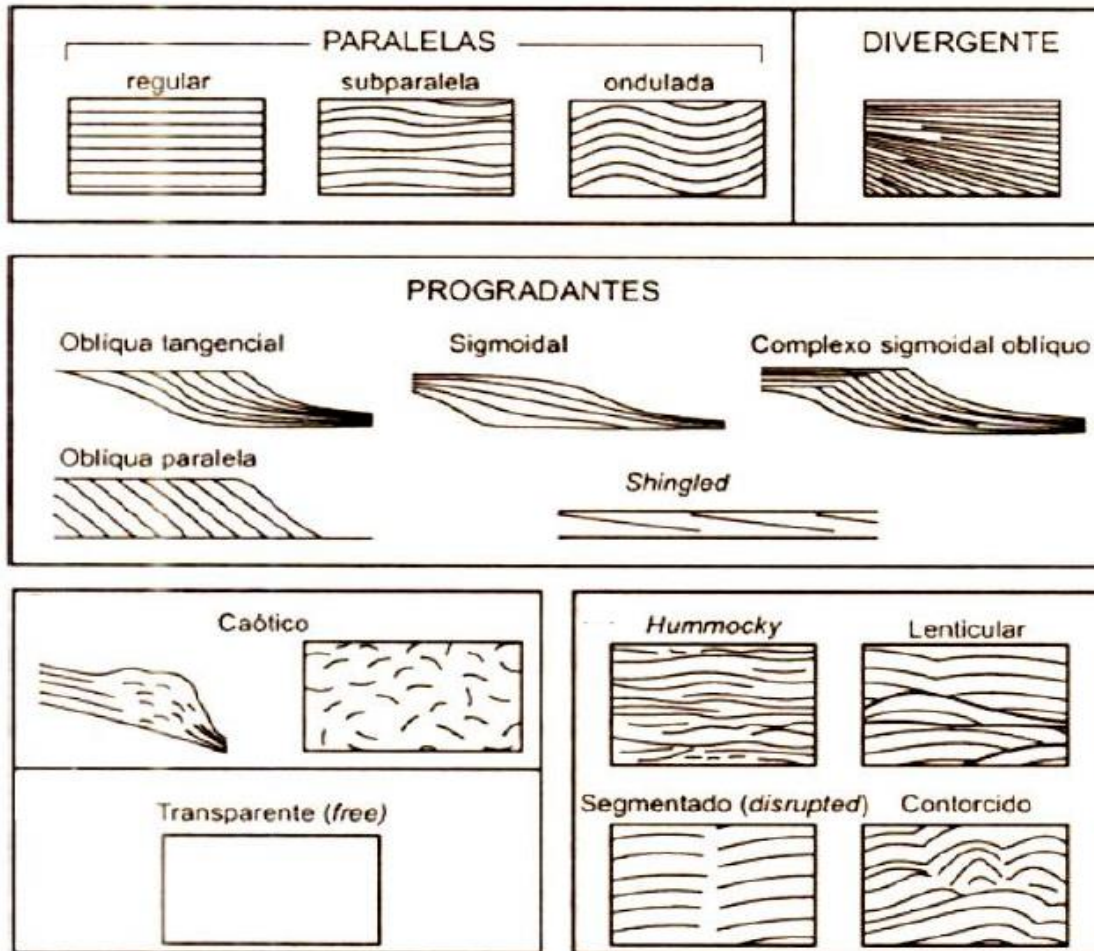


Figura 5- Esquema de padrões de configurações geométricas de fácies sísmicas (Retirado de Severiano Ribeiro, 2007, adaptado de Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, 1977).

A descrição das configurações geométricas de fácies sísmicas foi descrita por Severiano Ribeiro, (2007):

- a) **Configurações Paralelas/Subparalelas:** podem indicar taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou que tenha sofrido subsidência estável.
- b) **Configuração Divergente:** pode representar variação na taxa de deposição e/ou inclinação progressiva do substrato.
- c) **Configurações Progradantes:** também ocorrem em áreas de superposição lateral dos estratos, formando assim superfícies inclinadas denominadas cliniformas. Estas por sua vez dividem-se em:

- Oblíquas tangenciais: diminuição do mergulho gradualmente na parte inferior.
- Oblíquas paralelas: indica alto suprimento sedimentar, ausência ou pouca subsidência, nível do mar estacionário, águas rasas e alta energia de deposição.
- Sigmoidais: disposição lateral das reflexões em forma de S mergulhando em direção ao oceano e podem indicar baixo suprimento sedimentar, subsidência contínua ou rápida subida do nível do mar em ambiente de baixa energia de deposição.
- Complexo sigmoidal-oblíquo: combinação de padrões sigmoidais e oblíquos e estão associados a ambientes deposicionais de alta energia.
- Shingled* é um padrão de pequena espessura com limites superiores e inferiores paralelos, associado a ambientes de águas rasas.

- d) **Configurações caóticas:** reflexões descontínuas, desordenadas e discordantes. Este tipo de configuração está associada a estratos com dobramentos, estruturas de escorregamento e feições vulcânicas.
- e) **Configurações transparente:** intervalos com ausência de reflexão . Este tipo de configuração pode ser associada a pacotes sedimentares intensamente redobrados ou litologias homogêneas para o método sísmico ou não estratificados, como alguns folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, sal, ou corpos ígneos.
- f) **Configuração hummocky:** é composta por refletores descontínuos, irregulares, subparalelos de padrão ondulado e com terminações não sistemáticas e podem representar leques turbidíticos de sopé de talude.

Severiano Ribeiro 2007 ainda classifica feições deposicionais mais elevadas topograficamente em relação as camadas adjacentes como montiformas. Estas montiformas podem estar associadas a processos sedimentares, biogênicos ou vulcânicos.

A interpretação sismoestratigráfica dos dados apresentados neste trabalho levou em consideração os seguintes parâmetros físicos:

- a) Configuração: forma do refletor. Fornece informações sobre o sistema deposicional.
- b) Continuidade dos refletores: Informação sobre continuidade das camadas e sistema deposicional.

- c) Amplitude: é a altura do pico de reflexão e depende do coeficiente de reflexão.
- d) Frequência: número de reflexões por unidade de tempo.
- e) Reconhecimento de interrupção abrupta do refletor ao longo de uma faixa vertical como indicador de falhas.

IV. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Conjunto de dados de Sísmica de Reflexão

Os dados sísmicos interpretados neste trabalho foram fornecidos pelo Banco de Desenvolvimento e Exploração da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. O conjunto de dados consiste em 520 km sísmica convencional (sísmica de reflexão profunda de alta resolução) pós-*stack* adquiridas na Margem Equatorial Brasileira, em região de águas profundas. A **Tabela 2** contém a nomenclatura, a profundidade em tempo duplo (TWT) e o comprimento de cada seção sísmica. Os dados abrangem região de quebra de plataforma continental, talude continental, bacias oceânicas profundas e montes submarinos (**Figura 1**).

Nome seção sísmica	Profundidade em tempo duplo TWT (s)	Comprimento (Km)
Perfil 1	7.5	125
Perfil 2	7.5	166
Perfil 3	6.5	132
Perfil 4	7.5	103

Tabela 2- Nomenclatura, profundidade TWT e comprimento das seções sísmicas.

4.2 Visualização dos dados

As seções sísmicas disponibilizadas foram fornecidas no formato SEG-Y. Inicialmente utilizou-se o *software* SeiSee (DMNG) para visualização do *header* ou cabeçalho do dado sísmico. Neste *software* identificou-se problema relacionados à extrapolação das coordenadas X das seções sísmicas e as mesmas foram corrigidas. Após este passo os dados no formato SEG-Y foram carregados no *software* OpendTect 6.0.0 (dGB *Earth Sciences*).

4.3 Atributos Sísmicos

Os dados fornecidos eram pós-*stack*, ou seja, já tinham passado pelo processo de empilhamento ou estaqueamento. O empilhamento pode ser explicado a partir do conceito de que uma mesma região ou ponto em subsuperfície é imageado por diversos traços sísmicos durante a aquisição. Todos os traços que representam a mesma região em subsuperfície são empilhados durante o processamento a fim de gerar um traço de maior amplitude. O conjunto destes traços é a seção sísmica (Yilmaz, 2001). Desta forma, não foi possível reprocessar estes dados, além disto, não foram disponibilizadas informações sobre fluxo de processamento. Observam-se nos dados presença de *smiles* ocasionados possivelmente por problemas durante a migração do dado.

Apesar de não ter sido possível realizar um reprocessamento dos dados aplicou-se atributos sísmicos pós-*stack* utilizando o *software* OpendTect 6.0.0 para realçar alguns parâmetros físicos da seção e melhorar a visualização de estruturas. Desta forma a aplicação destes atributos facilitou a interpretação sismoestratigráfica. Chopra e Marfurt, (2005) definem atributo sísmico como a quantidade medida de uma característica sísmica de interesse e Subrahmanyam e Rao, (2008) definiram estes atributos como as quantidades que são medidas, computadas e derivadas de um sinal sísmico. O atributo utilizado neste trabalho foi o *pseudo-relief* ou pseudo-relevo. Este atributo sísmico contribui no realce dos contrastes de impedância do dado (Bulhões e Amorim, 2005).

A aplicação deste atributo consiste em duas etapas:

- a) Primeiro aplica-se um atributo de energia que calcula o quadrado da soma dos valores da amostra no específico tempo de registro dividido pelo número de amostras do registro. A energia é a medida de refletividade no tempo de registro específico, desta forma, quanto maior a energia maior a amplitude. Este atributo melhora variações laterais nos eventos sísmicos e é usado para detecção de objetos sísmicos (e.g chaminés). Ele também ajuda a diferenciar propriedades acústicas das rochas e espessura do acamamento (Manual OpendTect 6.0.0).

- b) A segunda etapa consiste na aplicação de uma transformada de Hilbert na amplitude do valor médio quadrático (RMS). A transformada de Hilbert consiste em aplicar uma rotação de fase de $-\frac{\pi}{2}$ ao traço sísmico (Meneses, 2010).

A **Figura 6** apresenta uma parte de uma das seções sísmicas utilizadas na qual o atributo Pseudo-Relevo ainda não foi aplicado (**Figura 6-A**) e a mesma seção após aplicação do atributo (**Figura 6-B**). Nota-se que um aumento no contraste de impedância o que facilita a separação dos pacotes sísmicos com diferentes características. Além da melhora no contraste de impedância observou-se também que este atributo auxilia no realce de falhas.

4.3 Interpretação Sismoestratigráfica

A interpretação sismoestratigráfica foi feita no *software* CorelDraw X6 a partir da marcação dos refletores mais representativos e de acordo com os parâmetros da sismoestratigrafia descritos no Capítulo III. Identificou-se em cada seção os refletores mais representativos e suas terminações e classificou-se os mesmos de acordo com: configuração, continuidade, amplitude, frequência e feições relacionada, alterações de velocidade (*pull up* e *push-down*). Após esta etapa, foram identificadas as principais unidades sísmicas. A **Figura 7** resume as principais unidades sísmicas encontradas (SU), o ambiente/feição geológica que representam, o aspecto das mesmas nas seções antes e após a aplicação do atributo sísmico e os parâmetros físicos de cada uma. Após a interpretação sismoestratigráfica realizou-se a correlação com estruturas geológicas e associou-se o que foi possível com as feições da Bacia Potiguar já descritas na literatura.

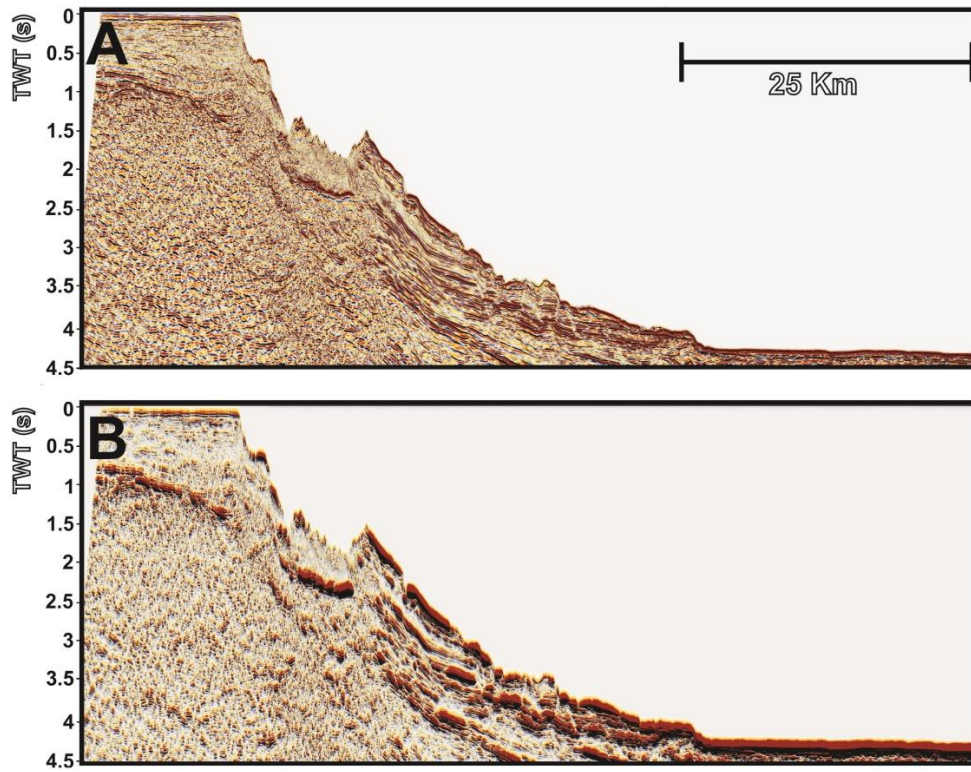


Figura 6- Seção sísmica **A)** Antes da aplicação de atributo sísmico **B)** Após aplicação do atributo *Pseudo-relief*.

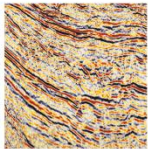
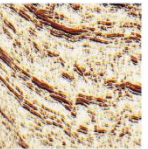
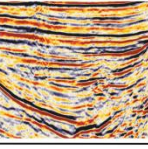
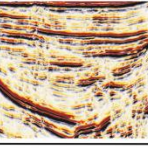
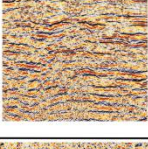
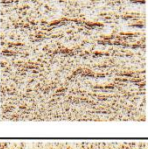
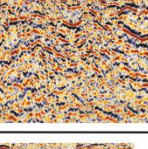
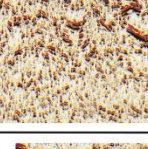
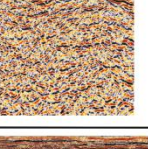
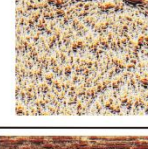
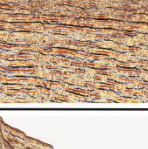
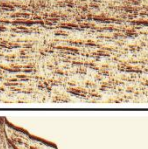
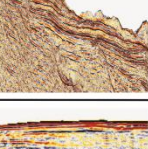
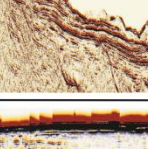
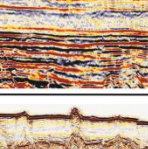
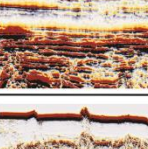
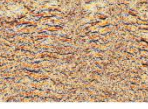

Unidades Sísmicas	Feição	Expressão sísmica	Expressão sísmica após atributo <i>pseudo-relief</i>	Parâmetros físicos facies sísmicas
SU1	Depósitos de bacia oceânica profunda, sequência Sin-Rifte.			localmente configuração divergente/ondulada, média a alta continuidade, média a alta amplitude, alternado com reflexões descontinuas, baixa a média amplitude e baixa a média frequência.
SU2	Depósitos de bacia oceânica profunda, sequência Sin-Rifte.			configuração plano-paralelas, alta continuidade, média a alta amplitude, média a alta frequência.
SU3	Depósitos de bacia oceânica profunda, sequência Sin-Rifte.			configuração plano-paralelas contínuas preservadas localmente, baixa a alta continuidade, alta amplitude e baixa a frequência alternada com reflexões descontinuas de baixa a média amplitude e média frequência.
SU4	Depósitos vulcanoclásticos			configurações não sistemáticas, baixa continuidade, baixa amplitude e frequência, alternada com refletores localmente preservados contínuos, de média a alta amplitude.
SU5	Montes Submarinos			zona sísmica de configuração caótica recoberta por refletor contínuo de alta amplitude.
SU6	Plataforma continental			configuração plano-paralela, média a alta continuidade, média a alta amplitude e média a alta frequência.
SU7	Talude continental			configuração clinoforme, média a alta continuidade, alta amplitude e alta frequência.
SU8	Depósito de bacia oceânica profunda, sequência pós-rifte.			configuração plano-paralela, alta a média continuidade, baixa a alta amplitude, baixa a alta frequência.
SU9	Respiros vulcânicos (volcanic vents)			anomalia de velocidade (<i>pull-up</i>), formando deflexões concavas nas sequências internas

Figura 7- Unidades sísmicas (Sus) relacionadas à feição, expressão sísmica antes e depois da aplicação do atributo *pseudo-relief* e descrição dos parâmetros físicos de cada SU.

Seismic stratigraphy of deep water basin in the Brazilian Equatorial Margin: Eastern portion of Potiguar Basin and Touros High

Júlia C.L.G. Fonseca^a; Helenice Vital^a, Moab P. Gomes^a, David L. Castro^a, Francisco H. Bezerra^a, André G. Aquino da Silva^a

1 – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 59078-970, RN, Brazil

ABSTRACT

The Brazilian Equatorial Margin (BEM) deep-water regions present important geological features, although few explored beyond continental shelf-break. The main objective of this study is to characterize seismically syn and post-rift sequences and some seamounts which are part of the Fernando de Noronha Ridge (FNR) in deep-water basins offshore northeastern Brazil. We used 2D post-stack high resolution seismic sections to distinguish syn and post-rift tectonic phases. The syn-rift stage is marked by discontinuous and locally parallel reflectors with low amplitude and low frequencies, which are offset by normal faults in half-grabens. The post-rift stage is characterized by continuous-parallel reflectors with low to high amplitude and frequency. The volcanic intrusions affected syn-rift and post-rift sequences and partially confines deep-water basins deposits. That happened once the pre-existent material and the material deposited after the seamount rises were partially confined by continental slope and one or two seamounts. Some volcanic vents reach the ocean bottom and form dome-shaped features. Both volcanic episodes seem to have created volcanoclastic deposit marked by disorganized/chaotic seismic pattern with few continuous reflectors, indicating interbedded magma flows with sedimentary material. Seismic interpretation indicates two periods of volcanic activity: (a) Early Eocene to Late Miocene for seamounts and, (b) Neogene, for volcanic vents. Although deeper water regions can hold key points about the BEM formation and on future could represent oil and gas reservoirs, deep-water basins deposits remain poorly studied in this portion of BEM. In this sense, our paper provides a first insight about deep-water basin deposits on syn and post-rift stages and how they are affected by volcanism on area.

1. Introduction

Despite deep-water basins occupy large areas on both sides of the Atlantic Ocean, studies in those regions remains scarce (Pushcharovskii, 2004; Hjelstuen and Andreassen, 2015). However, the search for new oil and gas reservoirs increased the search for these deposits on deep-water regions and led to a growing interest on those areas (Milani et al., 2000). The continental shelf of Brazilian Equatorial Margin (BEM) has been investigated (e.g. Aquino da

Silva et al., 2016; Gomes et al., 2014, 2016; Nogueira, 2014; Pessoa Neto, 1999; Vital et al., 2008, 2010; Vital, 2014), including the continental slope (e.g. Almeida et al., 2015). However, the deeper-water basin and seamounts in this part of the continental margin are almost unexplored. As already highlighted (e.g. Jovane et al., 2016) deep-water region of BEM has huge amount of commercial seismic data however, few stratigraphic studies are available. In order to minimize this gap, this paper will present the first results of seismic stratigraphy interpretation of commercial seismic data on deep-water region, in the eastern part of the Potiguar basin and the Touros High northeastern Brazil (Fig. 1). This work provides a first insight on the syn-rift and post-rift sedimentary stages on deep-water basin and how volcanic intrusions influenced seamounts on both basin stages.

2. Geological Setting

2.1 - South America and Africa breakup and the Potiguar Basin

The breakup between the African and South American continents resulted on the Atlantic ocean during Cretaceous time (Pletsch et al., 2001). The ancient Gondwana opening first started to break from south to north in the South Atlantic during the Barremian (129.4 -125 My) and from west to east in the Equatorial Atlantic during the Aptian-Albian (125-100 My) (Matos, 1999). The Equatorial Atlantic geological evolution comprises three extensional episodes that formed a series of marginal onshore and offshore sedimentary basins (Viana et al., 2008) on BEM and West African Equatorial Margin (Blarez and Mascle, 1988; Matos, 1992, 1999; Milani et al., 2000; Antobreh et al., 2009). These episodes are different in respect to their regional stress fields during the rift phase (Milani et al., 2000). Therefore, the sedimentary basins on both sides of the Atlantic are characterized by multiples subsidence stages and structural styles (Matos, 2000). The well preserved shape of both continents suggests that the rift and lately drift phases did not involve important crustal distortion of the continents (Asmus, H.E., Guazelli, 1981).

The BEM tectonic evolution is characterized by a system of sub-vertical faults that controlled rifting and evolved to oceanic fracture zones (OFZ) such as the Chain, Romanche and St. Paul (Gorini, 1977; Milani et al., 2000). The rift phase at BEM occurred in the Aptian, when lithospheric rupture supported by a dextral shear system created a context of rupture and

mechanical subsidence. That setting allowed marine incursions prevented from the Central Atlantic, representing the sedimentation process since rift phase (Milani et al., 2000).

The study area is in the offshore Potiguar Basin in NE Brazil, on the distal eastern portion of the Touros High and Fernando de Noronha Ridge (FNR) (Fig. 1). The onshore Potiguar Basin is 6000 m thick and represents an aborted NE-SW-trending rift formed in the Cretaceous (Pessoa Neto, 1999). The offshore portion of the Potiguar Basin comprises a transform rift system that has evolved into a continental passive margin (Matos, 1992). This basin represents one of the most important spots related to the breakup between South American and African continents (de Castro et al., 2012). Since the Miocene, the Potiguar Basin has been submitted to E-W-oriented horizontal compression and N-S-oriented horizontal extension, which caused reactivation of preexisting faults. The Potiguar Basin is also located in the most active intraplate seismic region of South America (Ferreira et al., 1998; Bezerra et al., 2011).

The stratigraphic record of this basin is represented by three sedimentary sequences: Rift (Neocomian/Early Aptian), Post-Rift (Late Aptian /Early Albian) and Drift (Albian-Holocene) (Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto et al., 2007). The rift phase is represented by river delta and lacustrine sequences (Pessoa Neto et al., 2007). This phase comprises the Pendência and Pescada formations (Berriasian/Eo-Aptian), which encompass siltstone, sandstone, and shale units (Pessoa Neto, 1999). The Rift phase in Potiguar Basin can be divided in Rift I, II and III (Matos, 1992). The Rift I Phase (Late Barresian/ Early Barremian) is characterized by high rates of mechanical basement subsidence, half-grabens and internal horsts. The Rift II Phase (Neo-Barremian/Eo-Aptian) is represented by a transform setting that displaced the rift axes. During the Rift III Phase (Upper Barremian), sedimentary deposition ceased on the onshore portion of the basin, causing a major deformation in the Equatorial branch. This deformation led to continuous rift sedimentation in the basin's offshore portion (Matos, 1992).

The post-rift sequences is composed by river delta deposits and the first marine incursions of the basin, which comprise the Alagamar Formation (Early Aptian) (Pessoa Neto et al., 2007). According to Araripe and Feijó (1994) and Pessoa Neto (1999), the Alagamar Formation is characterized by sandstone, shale, siltstone, and claystone. The Drift phase comprises river-marine transgressive sequences that are recovered by clastic and carbonate regressive sequences (Pessoa Neto et al., 2007). The drift sequences are composed of sandstone, marine siltstone,

shale, and limestone units (Pessoa Neto et al., 2007). The Neogene sedimentary cover of the Potiguar Basin comprises a large-scale regressive cycle (Late Campanian/Holocene), which encompasses the Tibau, Guamaré, and Ubarana formations. These units are represented composed of sandstone/conglomerate, limestone, and marine shale, respectively (Pessoa Neto, 2003). The volcanic rocks from the Macau Magmatism were formed from the Eocene to the Oligocene (Pessoa Neto et al., 2007).

The Potiguar Basin continental shelf is characterized by a narrow mixed siliciclastic-carbonate sedimentation, which presents water depths down to 60 m and a shelf break with medium width of 40 km (Vital et al., 2010, 2008). In the Touros High, the Potiguar Basin continental shelf is 75-90 km wide and starts at a depth of 70-80 m (Vital et al., 2010).

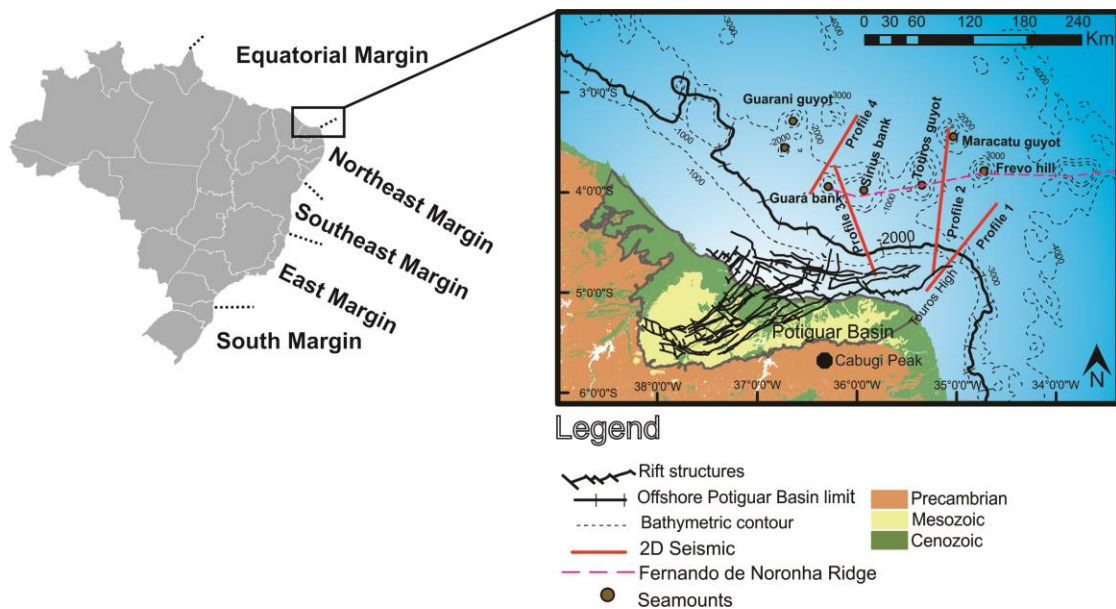


Figure 1- Simplified geological map of the eastern portion of the Brazilian Equatorial margin, showing the location of the seismic lines (adapted from Gomes et al., 2014). The seamount locations and nomenclatures were extracted from “Undersea Feature National Gazetteer,” 2017 ; the bathymetric contours were extracted from “Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM),” 2017

2.2 - Volcanism at BEM

The study area is characterized by an intense volcanic activity, known as Macau volcanism, such as seamounts and the related Fernando de Noronha Ridge (FNR Fig. 1) (Coniacian-Pleistocene, Mizusaki et al., 2002; Perlingeiro et al., 2013; Jovane et al., 2016).

Besides seamounts, the Fernando de Noronha Archipelago and the Atol das Rocas Island are also part of FNR. The Fernando de Noronha archipelago is on the eastern portion of the FNR, representing a non-eroded volcanic edifice that rises 4000 m above the average sea bottom (Cordani, 1970). These features are associated with a hotspot event at the BEM (Mizusaki et al., 2002).

In this sense, the Cabugi Peak (Fig. 1) , on Rio do Grande do Norte State and the FNR seamounts could represent features created during this westward motion of the South American plate over a plume-fed hotspot (Cordani, 1970; Rivalenti et al., 2000). Very few chronological data are available for the FNR seamounts , which makes the correlation between sediments and volcanic rocks difficult (Jovane et al., 2016). However, the age of the Fernando de Noronha Archipelago is well constrained and they vary from 12.5 to 1.3 Ma (Cordani, 1970; Rivalenti et al., 2000).

3. Materials and Methods

The database used in this work comprised four seismic sections from the Brazilian Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP). These sections total 520 km of 2D post-stack seismic data migrated in time by ANP. The 2D seismic sections depths vary from 6.5 to 7.5 s two-way-time (TWT) and cover the Touros High are, which comprises the continental shelf, slope, seamounts, and deep-water basins (Fig. 1).

A pseudo-relief seismic attribute was applied to all seismic sections using OpenDetect 6.0 Software aiming at improve the seismic interpretation. The pseudo-relief attribute was applied using an energy attribute followed by a Hilbert transformation, which contributed to the enhancement of impedance contrast in the seismic data (Bulhões and Amorim, 2005). The Figure 2 compares 2D post-stack seismic data before and after the application of pseudo-relief attribute.

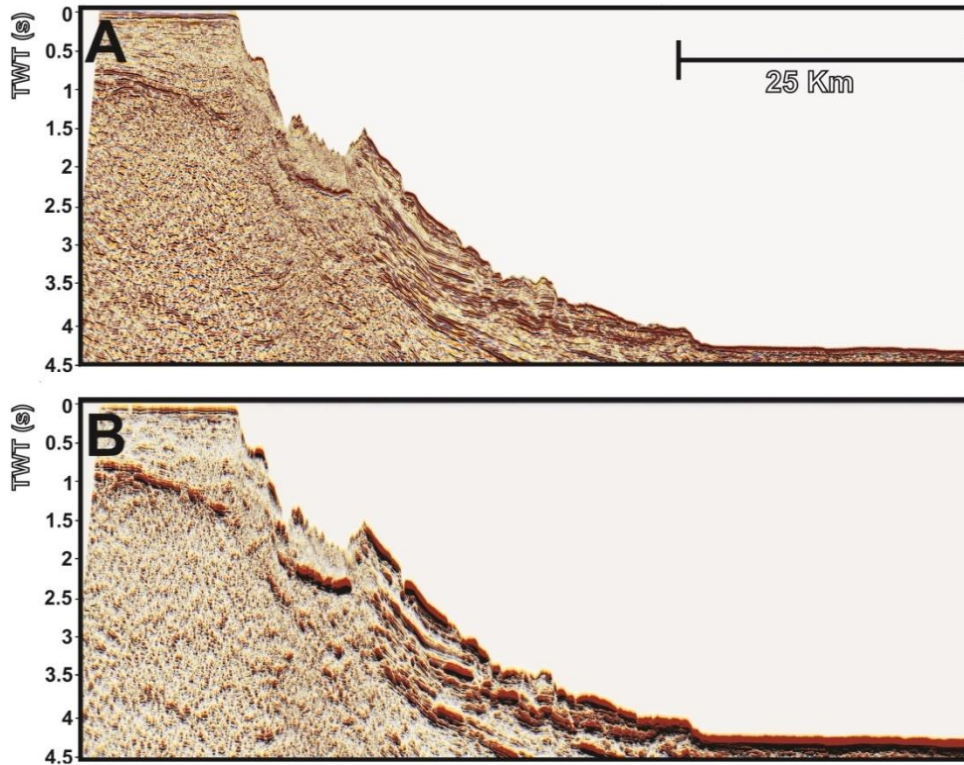


Figure 2. 2D post-stack seismic data before (A) and after (B) the application of the Pseudo-relief attribute (combination of Energy and Hilbert transform attributes) is the contrast shows the discontinuity enhancement and the separation of units or layers with similar impedance contrasts.

We interpreted the seismic stratigraphy using some classical concepts from (Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, 1977; Vail and Mitchum Jr, 1977), according to the physical parameters of reflectors: geometric configuration; continuity; amplitude, which describes the high reflection peak and depends on reflection coefficient; and frequency, which defines the number of reflections per time unit and velocity anomaly. Reflectors terminations (onlap, lapout, truncation, baselap, toplap, and downlap) were also used on the seismic stratigraphy interpretation. These concepts were also described by the first time by Vail et al. (1977) and Mitchum et al. (1977). Afterwards, we correlated our seismic stratigraphy interpretation with published geological and geophysical information from the Potiguar Basin, FNR and other important features to provide the first insights of deep-water basins and seamounts of the eastern portion of the BEM.

4. Results

4.1 – General features

The first step of the seismic-stratigraphy interpretation consisted on the identification of the major reflectors. Afterwards, the distinct reflections patterns were identified as seismic units (SU). Often SUs are limited on the top and/or base by a reflector. Figure 3 presents a summary of the nine SUs identified in the seismic sections, their geological interpretation, seismic expression on data before and after application of seismic attribute, and description of seismic facies parameters. The Interpretation identified the syn-rift and post-rift stages and the morphostructural features. The post-rift stage interpreted on seismic profiles represents both post-rift and drifte phases once the absence of well data impossibilities to distinct these stages. Figures 4, 5, 6 and 7 are the four seismic sections studied in this paper. Horizons R1 and R2 represents the acoustic basement and rift top, respectively.

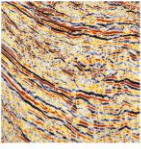
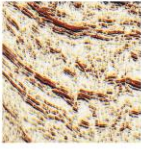
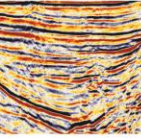
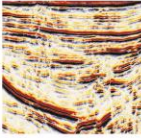
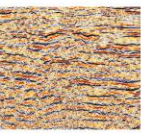
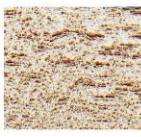
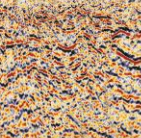
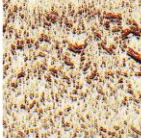
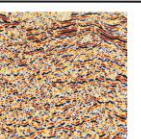
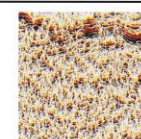
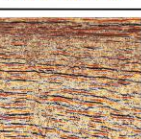
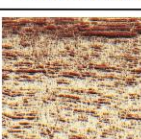
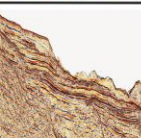
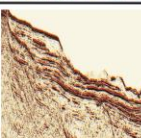
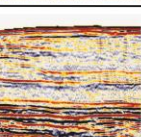
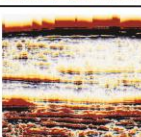
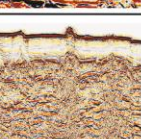

Seismic Units	Interpretation	Seismic expression	Seismic expression after pseudo-relief attribute	Seismic facies parameters
SU1	Syn-rift			locally divergent/wavy/ configuration, medium to high continuity, medium to high amplitude, medium to high frequencies alternated with discontinuous, low to medium amplitude and low to medium frequencies.
SU2	Syn-rift			plane-parallel configuration, high continuity, medium to high amplitude, medium to high frequency.
SU3	Syn-rift			locally preserved plane-continuous configuration, low to high continuity, high amplitude and low to medium frequency reflectors
SU4	Volcanoclastic deposits formed by magma flows interbedded within sedimentary infill			non-systematic configuration, low continuity, low amplitude and low frequencies/ locally preserved continuous reflections, medium to high amplitude and frequencies
SU5	Seamounts			chaotic seismic zone overlapped by continuous high amplitude reflectors.
SU6	Continental shelf			plane-parallel configuration, medium to high continuity, medium to high amplitude and medium to high frequencies.
SU7	Continental slope			clinoform configuration, medium to high continuity, high amplitudes and medium to high frequencies.
SU8	Deep-water basin post-rift phase			plane-parallel configuration, high to medium continuity, low to high amplitudes, low to high frequencies.
SU9	Volcanic vents			seismic anomaly (pull-up), sequences deflected concave-upward

Figure 3- Seismic units (SU) interpreted on seismic sections related with their associated geological/geomorphological feature; seismic expression before and after seismic attribute application, and description of SU facies.

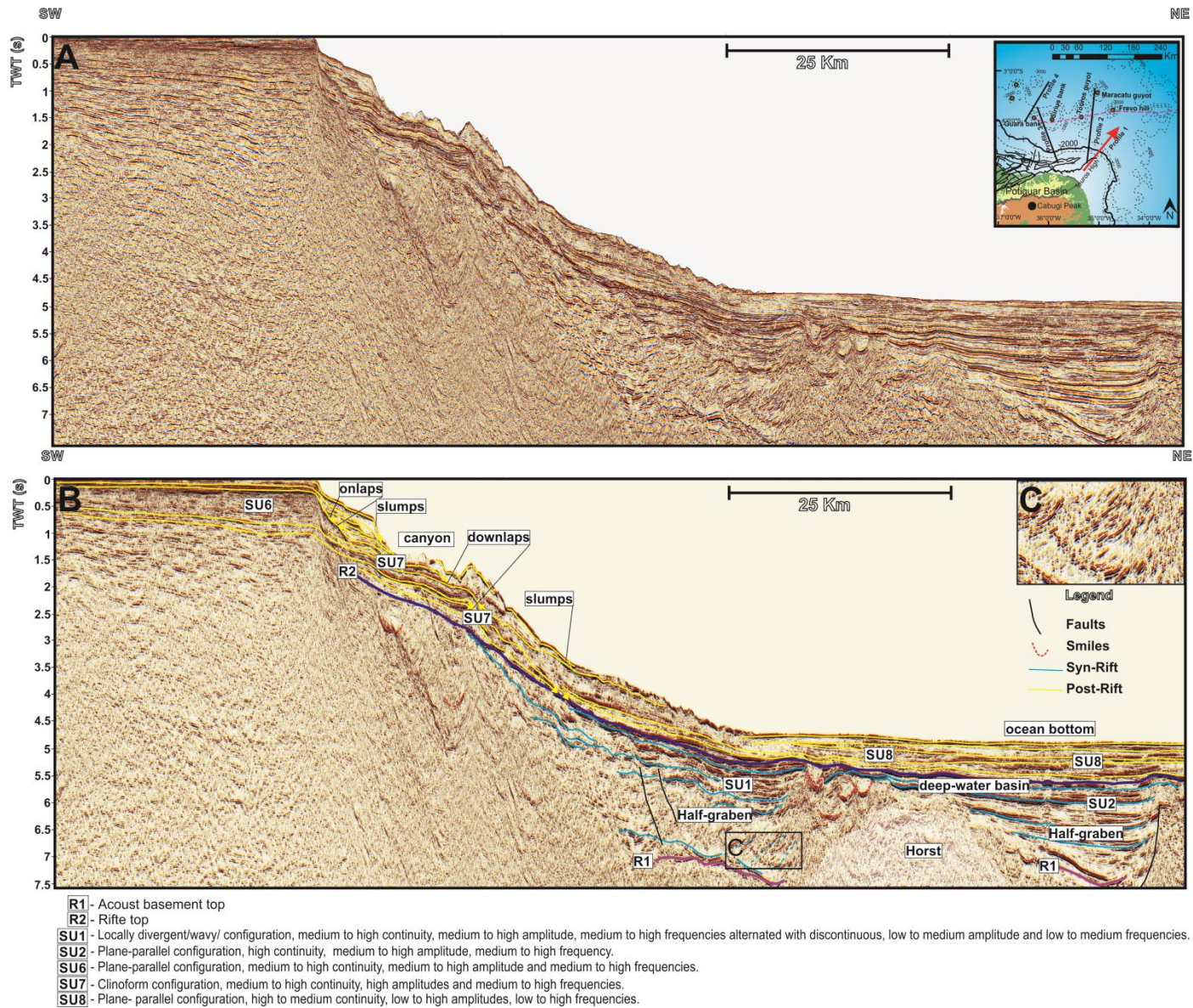


Figure 4- Profile 1: post-stack 2D seismic section without (A) and with interpretation of seismic attributes (B); (C) detail of syn-rift structure.

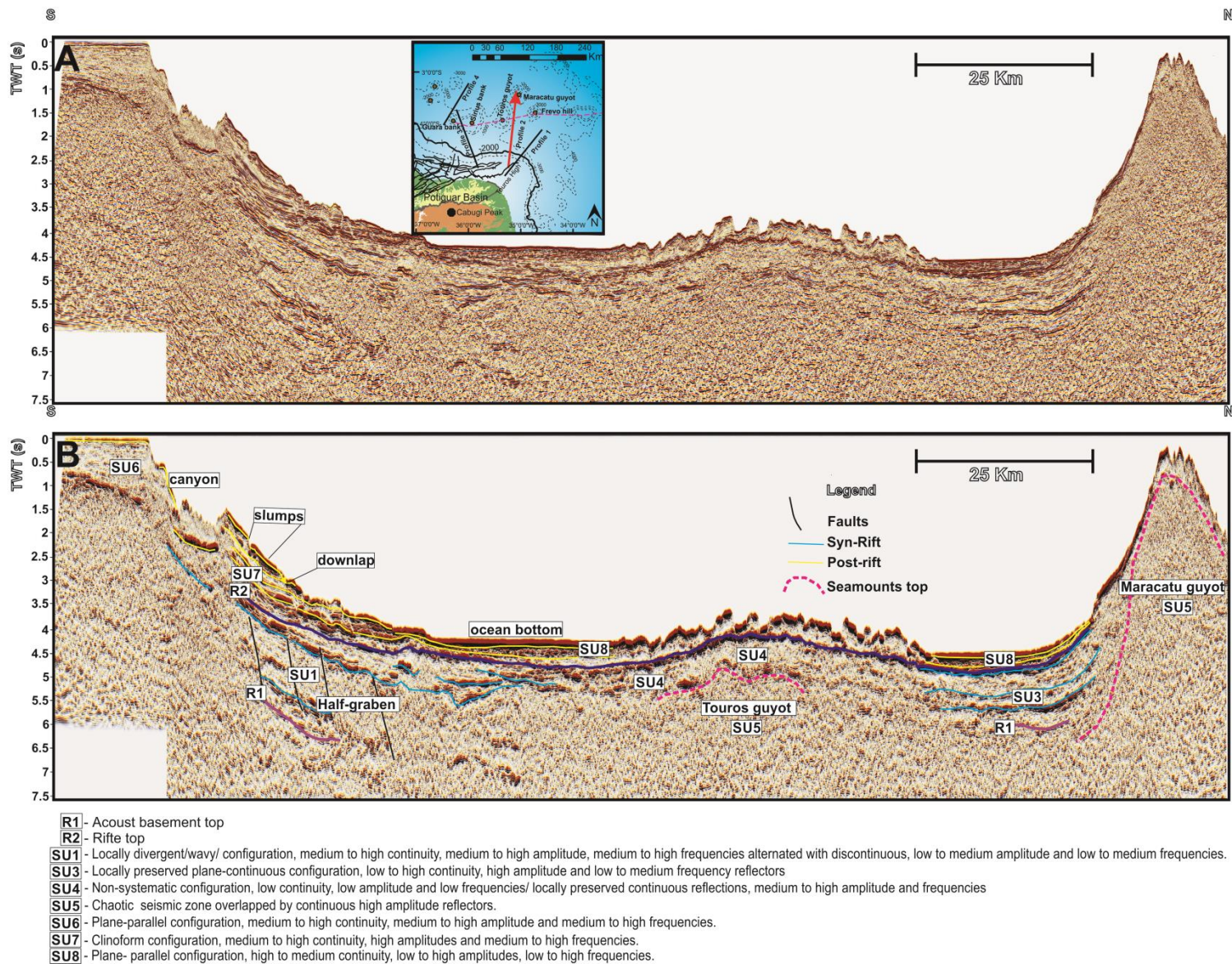


Figure 5- Profile 2: (A) no interpreted post-stack 2D seismic section without and with (B) interpretation after application of seismic attribute.

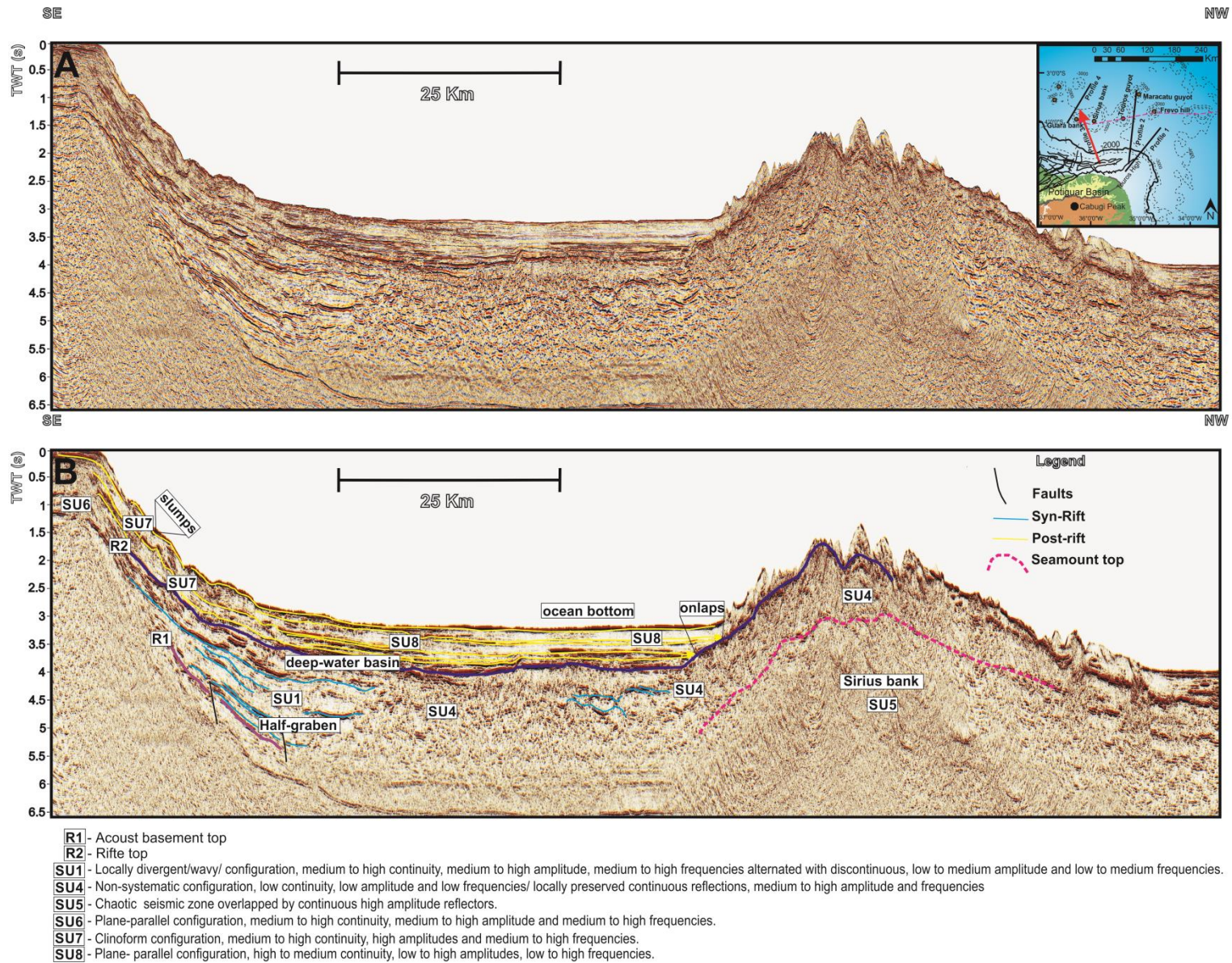


Figure 6- Profile 3: 2D seismic post-stack without (A) and with Interpreted seismic profile after seismic attribute applied (B).

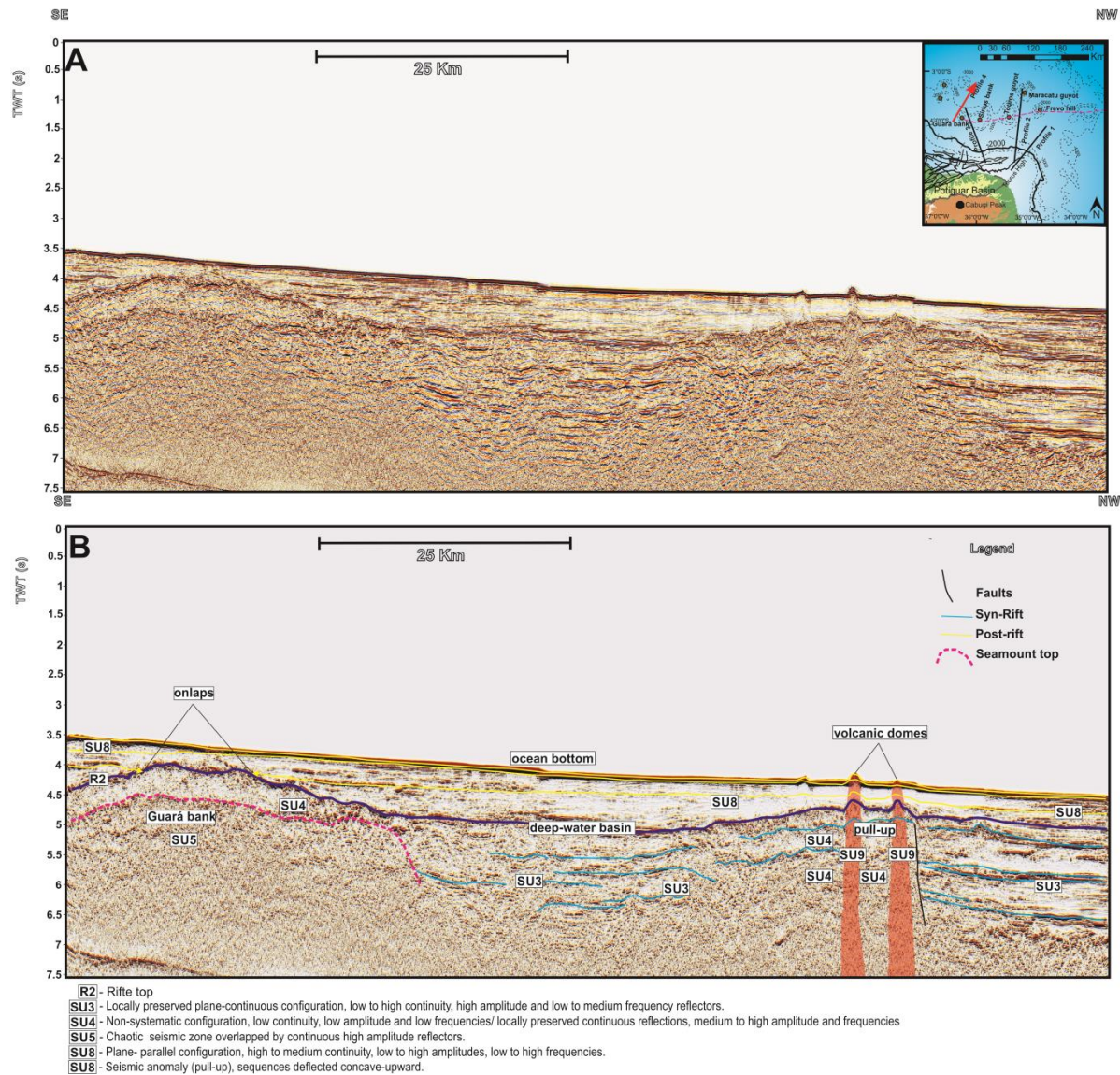


Figure 7- Profile 4: with no interpreted post-stack 2D seismic profile (A) and with Interpreted seismic section after application of seismic attribute (B).

4.2 Deep-water syn-rift deposits

The horizon R1-(Figs. 4B; 5B; 6B); represent the first continuous high amplitude reflector and was interpreted as the acoustic basement top. On Profile 4 (Fig. 7) this reflector was not identified. This could be explained once this Profile is located on a deeper-water region than the others. Horizon R2 (Fig. 4B; 5B; 6B; 7B) is continuous and presents high amplitude reflectors. This horizon is interpreted as the top of the Rift-phase based on previous interpretations of the several seismic lines from Ceará Basin (Barbosa, 2013) and also Observed in the seismic lines of the Ghana conjugated margin (Antobreh et al., 2009).

Three seismic units represents syn-rift phase: SU1, SU2 and SU3 (Fig. 3). SU1 is represented by locally a divergent/wavy/ configuration, medium to high continuity, medium to high amplitude, medium to high frequencies alternated with discontinuous, low to medium amplitude and low to medium frequencies. SU2 is expressed by plane-parallel configuration, high continuity, medium to high amplitude, and medium to high frequency reflectors. SU3 is characterized by reflectors with discontinuous configuration, low amplitude, low frequency /locally preserved plane-continuous configuration, low to high continuity, high amplitude and low to medium frequency reflectors.

The syn-rift phase comprise seismic units SU1 and SU2 in Profile 1 (Fig. 4) , which represent the internal reflection pattern of two half-grabens separated by a horst. On this profile, SU1 is delimited on top and base by R2 and R1, respectively, fulfilling the half-graben on the SW portion. SU2 fulfill the half-graben in the NE portion of the profile and this seismic unit is delimited at the top by R2 and at the base by R1. In Profile 2 southern portion, the syn-rift phase also presents a half-graben infilled by SU1 (Fig. 5). This seismic unit is limited by reflectors R2 and R1. In the same profile, the syn-rift phase identified between reflectors R2 and R1 is characterized by SU3. The Profile 3 syn-rift phase also presents a half-graben structure filled by SU1 (Fig. 6), which is limited on top by R2 and R1. Profile 4 (Fig. 7) syn-rift phase is represented by SU3, although it is not possible to determine a horizon on the base of this seismic unit, it is limited on top by R2 the reflector.

SU4 (Fig.3), identified on Profiles 2, 3, 4 (Figs. 5B, 6B, 7B), is represented by a non-systematic configuration where is possible to recognize chaotic configuration, non-systematic

reflections with low continuity, low amplitude, low frequencies, and locally preserved continuous reflections, medium to high amplitude and frequencies. It is not possible to define a strict lateral limit between SU3 and SU4. The SU4 represents sedimentary deposits affected by volcanic edifices and it will be discussed later on this paper.

4.3 Post-rift deposits

4.3.1 Deep-water basin post-rift deposits

The deposits formed in abyssal plain above the rift top are treated in this paper as deep-water basins post-rift sequences. The seismic unit SU8 (Fig. 3) represents the internal infill of these sequences. The SU8 is recognized on Profiles 1, 2, 3 and 4 (Figs. 4B, 5B, 6B, 7B, respectively) and it is characterized by reflectors with plane-parallel configuration, high to medium continuity, low to high amplitudes, and low to high frequencies.

The post-rift deposits in the Profile 1 (Fig. 4B) deep-water basin are limited at the top by the ocean bottom and at the base by R2, and they are approximately 1.0 s thick in TWT. The post-rift sequences in the Profile 4 (Fig. 7B) deep-water basin are limited by the ocean bottom and the R2, and are approximately 1.0 s thickness in TWT. The SU8 reflectors onlap R2, where it is topographically raised by Guara bank seamount, in the SE portion of this the profile (Fig. 1). Velocity anomalies were also identified in the NE portion of the Profile 4, reaching the ocean bottom. It will be described in detail later in this paper.

The post-rift deposits in Profile 2 (Fig. 5B) are partially constrained by the continental slope and by Touros Guyot seamount (Fig. 1). The post-rift deposits represent are ~0.7 s thick in TWT and limited on top by the ocean bottom and at the base by the R2. Deep-water basin post-rift sequences are partially constrained by Touros and Maracatu guyots in Profile 2 and evidenced on Fig. 1. This part of the post-rift deposits occurs between the continental slope and the Sirius bank (Fig. 1) and is also limited on the top by the ocean bottom and on the base by the R2. The Profile 3 (Fig. 6B) deep-water portion is delimited on the top by the ocean bottom and on the base by R2.

4.3.2 Continental shelf and Continental slope deposits

The continental shelf observed on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4, 5, 6) is represented by the SU6 (Fig. 3). SU6 is characterized by plane-parallel stratification, medium to high continuity, medium to high amplitude, and medium to high frequencies. In Profile 1 (Fig. 4) and Profile 3 (Fig. 6), the continental shelf reflectors exhibit continuity and prograde up to the continental slope at approximately the first 0.5 TWT seconds. However, on Profile 2 (Fig. 5), it was not possible to recognize the continuity from the continental shelf up to the continental slope, as the shelf break and the continental slope are separated by a canyon related to an erosional mass loss process.

The continental slope observed on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4, 5, 6) is represented by the SU7 (Fig. 3). The SU7 reflectors present clinoform configuration, medium to high continuity, high amplitudes, and medium to high frequencies, representing a sigmoidal oblique complex of prograding reflectors. SU7 is limited at the top by the ocean bottom and at the base by reflector R2 on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4B; 5B; 6B). The downlap terminations are recognized on Profiles 1 (Fig. 4) and 2 (Fig. 5). Erosional mass loss processes such as slumps are identified on the continental shelf on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4, 5, 6) and submarine canyons on Profile 1 (Fig. 4).

4.4 Volcanic structures

The seismic sections cut across some of the FNR seamounts (Fig. 1). These features appear on seismic lines as topographic highs (Profiles 2, 3, and 4 in Figs. 5B, 6B, and 7B) overlapping deep-water basin reflectors. SU5 (Fig. 3) is characterized by the chaotic seismic zone. The Profile 2 (Fig. 5) crosses Touros and Maracatu guyots while Profile 3 (Fig. 6) crosses Sirius Bank. Profile 4 (Fig.7) images Guará bank. However, the Guará bank does not reach the ocean bottom at this location. In this three seismic sections, the top of the seamounts and horizon that represents the rift top R2 (Figs. 5B, 6B, 7B, respectively) is filled by SU4 (Figs. 3, 5B, 6B, 7B). The SU4 evidenced on Profiles 2, 3, 4 (Figs. 5B, 6B, 7B) is characterized by reflectors with non-systematic configuration, low continuity, low amplitude and low frequencies, but with locally preserved continuous reflections, medium to high amplitude and frequencies.

On the NW portion of Profile 4 (Fig. 7), two vertical structures are observed. These structures are formed by pull-up anomalies (SU9) (Fig. 3), where reflectors are deflected and show a concave-upward shape. This seismic velocity anomaly is caused by the increase in seismic velocity (Buarque et al., 2016). Pull-up velocity anomalies have high amplitude, which are discordant from the rest of the seismic reflection and they appear vertically as deflection concave-upward and cross-cutting reflections (Hansen et al., 2008). These structures are observed in the syn-rift and post rift stages and reach the ocean bottom, forming dome-shaped structures 1.97 and 1.47 km long, respectively. Both structures were interpreted as volcanic vents.

5. DISCUSSION

5.1 Deep-water syn-rift phase

In general, the syn-rift phase in this portion of the BEM comprise continuous and parallel reflectors alternated with discontinuous reflectors with low amplitude and low frequencies, eventually disrupted by faults. Similar seismic units were described in syn-rift phase of the Pernambuco Basin by Buarque et al. (2016). The Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4, 5 and 6) crosses the Potiguar Basin rift structure as shown in the location map (Fig. 1). In these seismic sections, the rift structures are represented by half-grabens and horsts.

A rift zone is identified by two half-grabens separated by a horst on Profile 1 (Fig. 4). Rift faults were identified half-graben in the most SW portion of Profile 1. This half-graben is filled with SU1, where the reflectors seem to dip seawards. However, the reflectors observed in Fig. 4C have an apparent landward dip. This difference in dipping direction could indicate an inversion on rift polarity. The half graben at the most NE portion of Profile 1 exhibits an expressive listric border fault with an apparent SW dip. Profiles 2 (Fig. 5) and Profile 3 (Fig. 6) present a half-graben structure that are filled with SU1. This structure is very similar to the half-graben identified in the SW portion of Profile 1. The absence of another half-graben separated by a horst on Profiles 2 and 3, as in Profile 1, could be caused by emplacement of seamounts creating volcanoclastic deposits, which have modified the original structural setting such as the one found on Profile 1. This package, formed by magma flows interbedded within sedimentary infill

(Buarque et al., 2016) and represented by SU4, are laterally limited with half-grabens in Profiles 2 and 3.

The presence of half-grabens could be associated with the Syn-Rift II phase of the offshore Potiguar Basin described by Matos (1992). According Pessoa Neto et al. (2007), these features may be associated with crustal extension with high mechanic subsidence rates of the crystalline basement. In addition, according to these authors, normal faults define these asymmetric half-grabens and internal horsts. The material that fill these half-grabens could have a lacustrine, fluvial or deltaic origin and may represent the Pendência Formation (Berriasian/Lower Aptian) (Pessoa Neto, 1999; Pessoa Neto et al., 2007). These faulted blocks were described by Mizusaki et al. (2002) as part of a typical half-graben system that also comprises NE-SW-striking faults and controls the Neocomian subsidence of the Potiguar Basin. This is a classic example of rift basin. The Syn-Rift sequence observed in northern portion of Profile 2 (Fig. 5) and fulfilled by SU3 (Fig. 3) suggest a continuum rift zone. In this way, the southern rift portion of the deep-water basin sequence was limited by the continental slope and the Touros Guyot, whereas the northern deep-water rift sequence was limited by Touros and Maracatu guyots.

The sequences described above represent the deep-water basin syn-rift stage and could be limited by R1 and R2 on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4B; 5B; 6B) and R2 on Profile 4 (Fig. 7B)

5.2 Post-rift phase

5.2.1 Deep-water post-rift phase

The R2 (Figs. 4B; 5B; 6B; 7B) horizon represents the first deepest continuous reflector that mark the base of the post-rift stage in the deep-water basin. These horizons also represent the gradual change from continental to a marine system (Pessoa Neto et al., 2007). The post-rift stage record in the deep-water basin was formed from the Aptian-Albian to the Neogene (Pessoa Neto et al., 2007). The sedimentary units of this phase represent the upper part of a large-scale regressive cycle, extending from the Late Campanian through to Holocene and forming a seaward-thickening coastal-shelf-slope-basin system (Vital et al., 2008). The sequences of the post-rift deep-water basin are partially limited by the continental slope and seamounts. A significant part of the sediment input was derived from slope instabilities in the continental shelf.

The deep-water basins on Atlantic Ocean are observed on both conjugated margins (Pushcharovskii, 2004). According to Veeken (2007) the shape and character of basinfill are influenced by factors like: morphology of the substratum, tectonic subsidence, input of sediment supply, base level profile, eustatic sealevel changes and climatic conditions. Deep-water basins may record long-term sedimentation, evidenced on this paper by syn-rift sequences. Additionally, these deposits are influenced by: (1) sediment input from the continental shelf and slope instabilities, represented on seismic sections by canyons and slumps, and (2) volcanic flows represented by seamounts and vents emplacement (Veeken, 2007). Jovane et al. (2016) using, seismic stratigraphy reconstruction on Cretaceous deep-water basin deposits at BEM, evidenced that the typical geological record of deep-water system is composed by hemipelagic/pelagic sedimentation.

5.2.2 Continental shelf- and Continental slope post-rift phase

The reflectors that represents the continental shelf (SU6) prograded into the continental slope direction. The clinoforms observed on the continental slope (SU7) form a sigmoidal complex that indicate prograding system to the deep-water basin on Profiles 1, 2 and 3 (Figs. 4, 5 ,6). The ocean bottom reflector in the continental slope shows an irregular morphology (Vital et al., 2008), indicating the following features:

- 1) Submarine canyon: This feature was identified at Profile 1 (Fig. 4), and Profile 2 (Fig. 5). At Profile 1, a submarine canyon is 10.4 km long, and at Profile 2 it appears 8.6 km long. According to Almeida et al. (2015), several submarine canyons intersect the continental slope in the continental margin of Potiguar Basin and are result of erosional processes, sediment deposition, currents transport, and tectonic setting.
- 2) Slumps: these morphological features were identified at the ocean bottom reflector at Profile 1 (Fig. 4), Profile 2 (Fig. 5) and Profile 3 (Fig. 5B).

The submarine canyon and slumps scars on the continental slope indicate that this is a gravitationally unstable area that typically collapse, resulting in erosional features. Erosional process, sediment deposition and tectonic setting control the continental slope morphology (Almeida et al., 2015; Scarselli et al., 2016). The sediment input from the continental shelf and slope instabilities fulfill composes the material that infills deep-water basins.

5.3 *Volcanism and seamounts*

At least two distinct volcanism events are identified on seismic profiles represented by SU8 and SU9. The chaotic seismic zone is a seismic response by the increase of density on volcanic rocks.

The first event is related with seamounts of the study area may have a volcanic origin. The chaotic configuration of the reflectors on the interior of the seamount indicate a volcanic origin (Buarque et al., 2016; Jovane et al., 2016); and the alignment with Fernando de Noronha Ridge (FNR) enforces the assumption (Fig.1). Touros and Maracatu Guyots (Profile 2- Fig. 5), Sirius Bank (Profile 3-Fig. 6) and Guar Bank (Profile 4- Fig. 7) emplacement seems to have raised up their correspondent syn-rift top horizon R2. On Profiles 3 and 4 (Figs. 6; 7) sequences above the syn-rift top R2 present onlap terminations on these horizons, that means that part of sequence that represent deep-water basin post-rift deposits were deposited after these seamounts emplacements. Based on both statements below, it is possible to affirm that the event that culminated on these seamounts emplacement happed in a post-rift stage. The emplacement of these seamounts also created volcanoclastic regions between the top of the seamounts and syn-rift top horizons on Profiles 2, 3 and 4 (Figs. 5,6,7) this regions are represented by seismic unit SU4 and as discussed above this seismic unit reflects the magma flows sedimentary infill.

It is possible that FNR is associated with the Macau Volcanism (Eocen-Miocen , Mizusaki et al., 2002; Pessoa Neto et al., 2007; Jovane et al., 2016). The alignment of volcanic seamounts known as FNR and the Pico do Cabugi on Rio Grande State, can be related with the westward motion of the South American plate over a plume-fed hotspot (Rivalenti et al., 2000; Perlingeiro et al., 2013). According to Mizusaki et al. (2002), there are some volcanic rocks dated to 83 Ma (Santonian to Lower Oligocene) in the shallow water in the offshore Potiguar and Ceará basins. Geochronological data are also available on Rio Grande do Norte state at the Cabugi Peak with ages of 89 to 14 Ma (Mizusaki et al., 2002; Perlingeiro et al., 2013). On the other hand, there is no geochronological data over the FNR volcanic seamounts. The only exception is the Fernando de Noronha Archipelago, where the age of magmatism ranges from 12.5 to 1.3 Ma (Mizusaki et al., 2002; Perlingeiro et al., 2013). The absence of dating in a volcanic seamount in the FNR area difficult the correlation between sediments and volcanic rocks in those seamounts (Jovane et al., 2016). As described by Pessoa Neto et al. (2007), the Macau Volcanism encompasses Early

Eocene to Late Miocene. Based on the few geochronological data available it is possible to infer that the age of these volcanic seamounts increases from the meso-oceanic ridge to the continent. This statement is consistent with the model described by Wilson (1963, 1965) to explain the formation of the Hawaiian Islands by a mantle-fed hotspot. It is not possible to precise the exactly age of the formation of these seamounts. However, based on information above and seismic data interpretation we suggest that these seamounts were formed between Early Eocene to Late Miocene.

The second event is represented by pull-up velocity anomalies and were identified on the NW part of seismic Profile 4 (Fig. 7B). They appear at seismic section as vertical band, where the sequences are deflected concave-upward and forming pipes. This seismic response is interpreted as a volcanic vent (Hansen, 2006). The presence of vents increases seismic velocity creating these anomalies. High density volcanic rocks cause impedance contrasts and modify the seismic pattern. According to Buarque et al. (2016) and Jamtveit et al. (2004), the composition of vent complexes could be entirely volcanic or mixed up with sedimentary deposits. That would explain why some reflectors still record some continuity even they are deflected upward and with distinct amplitude. Similar structures were identified on seismic data in the Northern Subbasin, offshore Senegal, NE Atlantic. However, hydrothermal vent complex is recovered by a thick layer of sediments in this area (Hansen et al., 2008). Volcanic vents on BEM were identified on Pernambuco Plateau by Buarque et al. (2016), who suggested two possible main intervals for it occurrence: Santonian-Maastrichtian and Oligocene-Recent. In our study area, this volcanic event affected syn- and whole post-rift deep-water basin sequences imaged on seismic sections. Also, the two volcanic vents reach the ocean bottom and form domes-shaped structures (Fig. 7B). These domes are about 1.97 and 1.47 km long in the seismic section. In this sense, we can suggest that the post-rift sequences that are associated to these volcanic vents are younger than the emplacement of the seamounts. If the ocean bottom reflector is represented by Neogene material, then this event could be considered Neogene once it affected all post-rift sequences at this section.

6. Conclusions

The syn-rift sequences of the deep-water basin represent a classical example of rift basin in deep ocean waters. This stage is marked by discontinuous reflections with low amplitude and

low frequencies, disrupted by faults and with locally parallel reflectors in the half-grabens (SU1, SU2, SU3). Faults affecting the syn-rift sequences can be related to the Potiguar basin syn-rift phase II. The half-grabens and horst identified on profiles represent the mechanical subsidence of the basement related to crustal extension during the Atlantic Opening.

The post-rift sequences of the deep-water basin are also identified on seismic profiles. These sequences are seismically represented by plane-parallel stratification, high to medium continuity, low to high amplitudes, and low to high frequencies (SU8). In addition, these sequences record typical deep-water deposition composed of hemipelagic/pelagic sedimentation derived from slope instabilities in the continental shelf. These sequences are partially limited by the continental slope and seamounts.

Our data allowed the identification of two distinct volcanic events:

The first is represented by seamounts, which comprise the FNR: Touros and Maracatu guyots; Touros bank; and Guara bank. These seamount emplacements were associated with the Macau Volcanism, and formed by a plume-fed hotspot. The continental slope and these seamounts created semi-confined deep-water basins especially during the post-rift phase. We suggest that this event would range from Early Eocene to Late Miocene based on the literature and seismic interpretation.

The second volcanic event was identified only on the NW part of the more distal seismic section. Seismic expression (SU9) is based on a vertical pipe formed by a velocity anomaly on seismic data. We recognize these structures as volcanic vents, which affected both the syn- and whole post-rift sequences, reaching the ocean bottom and forming domes-shaped structures with diameters 1.97 and 1.47 km. We consider that this event occurred in the Neogene, since it influenced the whole post-rift sequences.

Both volcanic episodes seem to have created volcanoclastic deposits, represented by SU4. These features were interpreted as zones with a disorganized/chaotic reflection pattern and partially preserved reflections. These seismic zones may represent the sedimentary material interbedded with magma flow during the emplacement of seamounts and volcanic vents.

Seismic-stratigraphy interpretation at this portion of the BEM contributes to the knowledge of deep-water environments, providing a first insight of sedimentary and volcanic structures in the Equatorial margin of Brazil.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Brazilian Coordination for the Improvement of Higher Level (CAPES) for the financial support through the IODP-CAPES Program (AUXPE Geohazards e Tectonica_88887.091714/2014-01) and scholarship to the first author. Thanks are also due to the Brazilian National Agency of Petroleum Natural Gas and Biofuels (ANP) for the seismic dataset; to Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for research grants to F.H. Bezerra, D.L. De Castro, H. Vital (311413/2016-1), and to Federal University of Rio Grande do Norte for the infrastructure required for the data processing.

References

- Almeida, N.M. de, Vital, H., Gomes, M.P., 2015. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 68, 307–324.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.08.035
- Antobreh, A.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Planke, S., 2009. Rift-shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Mar. Pet. Geol.* 26, 345–368. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.04.005
- Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., 2016. Seismic stratigraphy as indicator of late Pleistocene and Holocene sea level changes on the NE Brazilian continental shelf. *J. South Am. Earth Sci.* 70, 188–197. doi:10.1016/j.jsames.2016.05.001
- Araripe, P.T. de, Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geociencias da Petrobrás* 8, 127–141.
- Asmus, H.E., Guazelli, W., 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes - hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos de potencial de recursos minerais. Projeto REMAC.
- Barbosa, G.G., 2013. Bacia Potiguar- 11^a Rodada Brasil.

- Bezerra, F.H.R., Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province , Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290. doi:10.1016/j.tecto.2011.08.005
- Blarez, E., Mascle, J., 1988. Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Mar. Pet. Geol.* 5, 54–64.
- Buarque, B. V, Barbosa, A., Magalhães, J.R.G., Oliveira, J.T.C., Filho, O.J.C., 2016. Journal of South American Earth Sciences Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau , northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 70, 251–267. doi:10.1016/j.jsames.2016.05.014
- Bulhões, É.M., Amorim, W.N., 2005. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes(TecVA). th Int. Congr. Brazilian Geophys. Soc.
- Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM) [WWW Document], 2017. URL <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html> (accessed 5.6.17).
- Cordani, U.G., 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. IGA* 1, 9–75.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin , northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *J. Geodyn.* 54, 29–42. doi:10.1016/j.jog.2011.09.002
- En, 2011. Introduction to OpendTect: T [WWW Document]. URL <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/> (accessed 3.6.17).
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil : evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophys. J. Int.* 134, 341–355.
- Gomes, M.P., Vital, H., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., Macedo, J.W. de P., 2014. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil. *Mar. Geol.* 355, 150–161. doi:10.1016/j.margeo.2014.06.002
- Gomes, M.P., Vital, H., Stattegger, K., Schwarzer, K., 2016. Bedrock control on the Assu Incised Valley morphology and sedimentation in the Brazilian Equatorial Shelf. *Int. J. Sediment Res.* 31, 181–193.

doi:10.1016/j.ijsrc.2015.04.002

Gorini, M., 1977. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to northeastern Brazil. Columbia University.

Hansen, D.M., 2006. The morphology of intrusion-related vent structures and their implications for constraining the timing of intrusive events along the NE Atlantic margin. *J. Geol. Soc. London* 163, 789–800.

Hansen, D.M., Redfern, J., Federici, F., Biasi, D. di, Bertozzi, G., 2008. Miocene igneous activity in the Northern Subbasin , offshore Senegal , NW Africa. *Mar. Pet. Geol.* 25, 1–15.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.04.007

Hjelstuen, B.O., Andreassen, E.V., 2015. North Atlantic Ocean deep-water processes and depositional environments: A study of the Cenozoic Norway Basin. *Mar. Pet. Geol.* 59, 429–441.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.09.011

Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y. Y., Planke, S., 2004. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. *Phys. Geol. High-Level Magmat. Syst.* 234, 233–241.
doi:0305-8719/04/\$15.00

Jovane, L., Figueiredo, J.J.P., Alves, D.P. V., Iacopini, D., Giorgini, M., Vannuchi, P., Moura, D.S. De, Bezerra, F.H.R., Vital, H., Rios, I.L.A., Molina, E.C., 2016. Seismostratigraphy of the Ceará Plateau: Clues to Decipher the Cenozoic Evolution of Brazilian Equatorial Margin. *Front. Earth Sci.* 4, 14.
doi:10.3389

Matos, R.M.D.D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11, 766–791.

Matos, R.M.D. De, 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic The Brazilian and West African Equatorial margins comprise America, in: *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Natal-RN-Brazil, pp. 331–354.

Matos, R.M.D. De, 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 55–73.
doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04

Milani, E.J., Brandão, J.A.S.L., Zalán, P. V., Gamboa, L.A.P., 2000. Petróleo na margem continental

Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Rev. Bras. Geofis.* 18, 351–396.

doi:10.1590/S0102-261X2000000300012

Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global patterns in depositional sequences In: Payton, C. E. (ed). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 117-133 (Memoir 26)., in: Payton, C.E. (Ed.), *Memoir 26. AAPG, Tulsa*, pp. 117–133.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Milani, E.J., Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonics control in northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 183–198.

Nogueira, M.L. da S., 2014. Caracterização Morfológica-Seidmentar do Vale Inciso Apodi-Mossoró e Plataforma Continental adjacente a Bacia Potiguar Offshore. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Perlingeiro, G., Vasconcelos, P.M., Knesel, K.M., Thiede, D.S., Cordani, U.G., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 249, 140–154.

doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.08.017

Pessoa Neto, O. da C., 2003. Estratigrafia de Sequências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. *Rev. Bras. Geociências* 33, 263–278.

Pessoa Neto, O. da C., 1999. Análise Estratigráfica Integrada da Plataforma Mista (Siliciclástica-Carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil.

Pessoa Neto, O. da C., Soares, U.M., Fernandes Da Silva, J.G., Roesner, E.H., Florencio, C.P., Valentin De Souza, C.A., 2007. Bacia Potiguar. *Bol. Geociências da Petrobras* 15, 357–369.

Pletsch, T., Erbacher, J., Holbourn, A.E.L., Kuhnt, W., Moullade, M., Oboh-Ikuenobede, F.E., Soding, E., Wagner, T., 2001. Cretaceous separation of Africa and South America: The view from the West African margin (ODP Leg 159). *J. South Am. Earth Sci.* 14, 147–174. doi:10.1016/S0895-9811(01)00020-7

Pushcharovskii, Y.M., 2004. Deep-sea basins of the Atlantic ocean: The structure, time and mechanisms of their formation. *Russ. J. Earth Sci.* 6, 133–152. doi:10.2205/2004ES000146

- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V. a. V., Vannucci, R., Barbieri, M.A., Zanetti, A., Goldstein, S.L., 2000. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 138, 308–325.
doi:10.1007/s004100050565
- Scarselli, N., McClay, K., Elders, C., 2016. Seismic Geomorphology of Cretaceous Megaslides Offshore Namibia (Orange Basin): Insights into Segmentation and Degradation of Gravity-Driven Linked Systems. *Mar. Pet. Geol.* doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.03.012
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Parte 1: Overview, in: Payton, C. (Ed.), *Memoir 26. AAGP*, Tulsa, pp. 51–52.
- Veeken, P.C.H., 2007. *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis, and Reservoir Characterization, Analysis.* Elsevier Ltd, Oxford. doi:10.1016/S0950-1401(07)80025-5
- Viana, A., Júnior, S., Batista, J., Costa, S., Hasui, Y., 2008. Evolução Da Margem Atlântica Equatorial Do Brasil : Três Fases Distensivas. *Geociências* 3, 427–437.
- Vital, H., 2014. Chapter 4 The north and northeast Brazilian tropical shelves. *Geol. Soc. London, Mem.* 41, 35–46. doi:10.1144/M41.4
- Vital, H., Gomes, M.P., Tabosa, W.F., Frazao, E.P., Santos, C.L.A., Placido Junior, J.S., 2010. Characterization of the Brazilian continental shelf adjacent to Rio Grande do Norte State, Ne Brazil. *Brazilian J. Oceanogr.* 58, 43–54. doi:10.1590/S1679-87592010000500005
- Vital, H., Silveira, I.M., Amaro, V.E., 2005. Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira- Área Guamaré (NE Brasil), Utilizando integração dos dados geológicos e sensoriamento remoto. *Rev. Bras. Geofísica* 23, 233–241.
- Vital, H., State, N., Stattegger, K., Schwarzer, K., Frazão, E.P., Tabosa, W.F., Silveira, I.M., 2008. A Mordern High-Energy Siliciclastic – Carbonate Platform : Continental Shelf Adjacent to Northern Rio Grande do Norte state, Northeastern Brazil. *Recent Adv. Model. Siliciclastic Shallow-Marine Stratigr.* 90, 175–188.
- Wilson, J.T., 1965. A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature* 207, 343–347.
doi:10.1038/207343a0

Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* 41, 863–870.

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

6.1 Depósitos de Bacia Oceânica Profunda

A sequência Sin-Rifte identificada nas seções representa um padrão clássico de bacia do tipo rifte em águas profundas, evidenciado pela presença de semi-grábens, horst e presença de falhas. Estes semi-grábens são preenchidos por depósitos representados pelas unidades SU1, SU2 e SU3 (**Figura 7**). Esta sequência foi relacionada à fase Rifte-II da Bacia Potiguar, na qual os semi-grábens e horst identificados representam a subsidência mecânica do embasamento relacionado a configurações de extensão crustal durante a abertura do Atlântico NE. Esta porção guardaria a sedimentação de longo-prazo associada diretamente ao rifteamento entre a América do Sul e o continente Africano.

A sequência Pós-Rifte é representada sismicamente pela unidade sísmica SU8. Acredita-se que esta sequência reflita a sedimentação implantada desde o Albiano até o Holoceno e os depósitos sejam provenientes de instabilidades da plataforma e talude continental como cânions e deslizamentos. Terminações em *onlap* de alguns refletores com montes submarinos indicam uma deposição posterior à implantação dos mesmos. Neste âmbito o talude continental e monte submarino ou até mesmo dois montes submarinos, confinam parcialmente estes depósitos.

6.2 Vulcanismo

Dois eventos distintos foram identificados nas seções:

- 1) O primeiro relacionado a montes submarinos pertencentes ao Alinhamento Fernando de Noronha (**Figura 1**). Os montes submarinos identificados foram: Touros Guyot, Maracatu Guyots, Touros Bank, Guará Bank. A interpretação sugere relação com o evento Macau (48.9 +/- 2.9 a 8.1 +/- 0.7 Ma) onde uma pluma-mantélica associada a um hotspot seria associado à formação do Alinhamento Fernando de Noronha. Estes montes submarinos criaram então depósitos de bacias oceânicas profundas semi-confinadas, especialmente na sequência Pós-Rifte. Não existem perfurações em rochas dos montes submarinos estudados com exceção do Arquipélago Fernando de

Noronha (12.5 a 1.3 Ma). Baseado nos escassos dados geocronológicos disponíveis evidencia que a idade destes montes aumente da dorsal meso-oceânica para o continente. Isto é consistente com o Modelo de Wilson (1963, 1965) para descrição da formação de ilhas Havaianas por um hotspot. Não é possível precisar uma idade para estes montes submarinos, entretanto sugerimos que sua formação ocorreu entre o Eoceno Inferior a Mioceno superior, idade do Vulcanismo Macau.

2) O segundo identificado apenas na porção NW do perfil sísmico mais distal e representado pela unidade sísmica SU9, baseia-se em estruturas verticalizadas formadas a partir de uma anomalia de velocidade no dado sísmico. Este aumento de velocidade ocorre pelo brusco contraste de impedância devido a provável aumento de velocidade causado pelo aumento na densidade da rocha. Foram identificadas dois respiros vulcânicos (*vents*), que são estruturas por onde são expelidos materiais de origem vulcânica. Estes respiros aparecem verticalizados na seção sísmica e alcançam o fundo oceânico formando estruturas em forma de domos de dimensões 1.97 e 1.47 km. Estas estruturas afetaram todas as sequencias Sin e Pós-Rifte imageadas na seção, causando um soerguimento das sequências, portanto, é um evento mais recente que o responsável pela formação dos montes submarinos. Considerado que a sequência Pós-Rifte represente depósitos do Albiano ao Recente, pode-se sugerir uma idade Neogênica para este evento.

Os dois episódios parecem ter criado depósitos vulcanoclásticos, representados pela unidade sísmica SU4. Estas estruturas foram identificadas por serem e zonas de reflexão caóticas, típicas de corpos vulcânicos/magmáticos, porém intercaladas com reflexões contínuas localmente preservadas, típicas de depósitos sedimentares. Estas zonas vulcanoclásticas representariam então fluxos magmáticos intercalados com material sedimentar durante a implantação dos montes submarinos e respiro (*vent*).

6.3 Recomendações

A aplicação da técnica de sismoestrigrafia nesta porção da Margem Equatorial contribuiu na identificação de feições típicas morfológicas típicas de ambientes de mar profundo e promovem um primeiro debate sobre os depósitos Sin e Pós-Rifte de bacia oceânica profunda. Com a necessidade de buscas recursos em águas cada vez mais

profundas, faz-se necessário que estas áreas sejam mais amplamente mapeadas e estudadas. Recomenda-se que novas interpretações em demais seções sísmicas sejam realizadas, juntamente com a integração de outros métodos geofísicos que existem na região e compõe o banco de dados do BDEP. Perfurações na região de bacia oceânica profunda ajudariam a sanar as diversas lacunas sobre idade do vulcanismo na região. Desta forma este trabalho visa despertar interesse em futuras propostas de perfuração durante a passagem de navio de pesquisa do International Ocean Discovery Program (IODP) na ao longo da Margem Continental Brasileira em 2019.

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, N.M. de, Vital, H., Gomes, M.P., 2015. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 68, 307-324.
- Aquino da Silva, A.G., Stattegger, K., Schwarzer, K., Vital, H., 2016. Seismic stratigraphy as indicator of late Pleistocene and Holocene sea level changes on the NE Brazilian continental shelf. *J. South Am. Earth Sci.* 70, 188–197. doi:10.1016/j.jsames.2016.05.001
- Araripe, P.T. de, Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geociencias da Petrobrás* 8, 127–141.
- Bulhões, É.M., Amorim, W.N., 2005. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes(TecVA). th Int. Congr. Brazilian Geophys. Soc.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Changes. Elsevier, Edmonton. doi:10.5860/CHOICE.44-4462
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters Stratigr.* 44, 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011
- Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM) [WWW Document], 2017. URL <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-cartas-nauticas/cartas.html> (accessed 5.6.17).
- Chopra, S., Marfurt, K.J., 2005. Seismic attributes - A historical perspective. *Geophysics* 70, 3SO–28SO. doi:10.1190/1.2098670
- Emery, D., Myers, K., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Scientific Company, Oxford.
- Gomes, M.P., Vital, H., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., Macedo, J.W. de P., 2014. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil. *Mar. Geol.* 355, 150–161. doi:10.1016/j.margeo.2014.06.002
- Gomes, M.P., Vital, H., Stattegger, K., Schwarzer, K., 2016. Bedrock control on the Assu Incised Valley morphology and sedimentation in the Brazilian Equatorial Shelf. *Int. J. Sediment Res.* 31, 181–193. doi:10.1016/j.ijsrc.2015.04.002
- Hjelstuen, B.O., Andreassen, E.V., 2015. North Atlantic Ocean deep-water processes and depositional environments: A study of the Cenozoic Norway Basin. *Mar. Pet. Geol.* 59, 429–441. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.09.011
- Jovane, L., Figueiredo, J.J.P., Alves, D.P. V., Iacopini, D., Giorgini, M., Vannuchi, P.,

- Moura, D.S. De, Bezerra, F.H.R., Vital, H., Rios, I.L.A., Molina, E.C., 2016. Seismostratigraphy of the Ceará Plateau: Clues to Decipher the Cenozoic Evolution of Brazilian Equatorial Margin. *Front. Earth Sci.* 4, 14. doi:10.3389
- Kearey, P., Brooks, I.M., Hill, I., 2002. An introduction to geophysical exploration, 3rd ed.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Zurich.
- Matos, R.M.D.D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11, 766–791.
- Matos, R.M.D. De, 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic The Brazilian and West African Equatorial margins comprise America, in: *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Natal-RN-Brazil, pp. 331–354.
- Matos, R.M.D. De, 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 55–73. doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04
- Meneses, A.R.A. dos S., 2010. Estudo Teórico De Atributos Sísmicos em dados sísmicos de reflexão. Universidade Federal da Bahia.
- Milani, E.J., Brandão, J.A.S.L., Zalán, P. V., Gamboa, L.A.P., 2000. Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Rev. Bras. Geofis.* 18, 351–396. doi:10.1590/S0102-261X2000000300012
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global patterns in depositional sequences In: Payton, C. E. (ed). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 117-133 (Memoir 26)., in: Payton, C.E. (Ed.), *Memoir 26*. AAGP, Tulsa, pp. 117–133.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Milani, E.J., Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonics control in northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 183–198.
- Mohriak, W.U., Rabelo, H.L., Mato, R.D.D.E., Barros, M.C.D.E., 1995. Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *Geodynamics* 20, 515–539.
- NOAA, n.d. National Oceanic and Atmospheric Administration [WWW Document]. URL <https://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/> (accessed 3.6.17).
- Nogueira, M.L. da S., 2014. Caracterização Morfológica-Seidmentar do Vale Inciso Apodi-Mossoró e Plataforma Continental adjacente a Bacia Potiguar Offshore. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- OpendTect Manual, 2011, Introduction to OpendTect: Training Manual. dGB Earth Sciences B.V Enschede, Netherlands, 129.

- Pessoa Neto, O. da C., 1999. Análise Estratigráfica Integrada da Plataforma Mista (Siliciclástica-Carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil.
- Pessoa Neto, O. da C., Soares, U.M., Fernandes Da Silva, J.G., Roesner, E.H., Florencio, C.P., Valentin De Souza, C.A., 2007. Bacia Potiguar. Bol. Geociencias da Petrobras 15, 357–369.
- Pletsch, T., Erbacher, J., Holbourn, A.E.L., Kuhnt, W., Moullade, M., Oboh-Ikuenobede, F.E., Soding, E., Wagner, T., 2001. Cretaceous separation of Africa and South America: The view from the West African margin (ODP Leg 159). J. South Am. Earth Sci. 14, 147–174. doi:10.1016/S0895-9811(01)00020-7
- Pushcharovskii, Y.M., 2004. Deep-sea basins of the Atlantic ocean: The structure, time and mechanisms of their formation. Russ. J. Earth Sci. 6, 133–152. doi:10.2205/2004ES000146
- Severiano Ribeiro, H.J.P., 2010. Sismo-estratigrafia, in: Sinos, E. da U. do V. do R. dos (Ed.), Estratigrafia de Sequências: Fundamentos E Aplicações. São Leopoldo, pp. 73–99.
- Sousa, M.S., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. An. do XXXII Congr. Bras. Geol. Soc. Bras. Geol. 5, 2392–2406.
- Subrahmanyam, D., Rao, P.H., 2008. Seismic attributes-a review. 7th Int. Conf. Expo. Pet. Geophys. Hyderabad, India 7.
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Parte 1: Overview, in: Payton, C. (Ed.), Memoir 26. AAGP, Tulsa, pp. 51–52.
- Viana, A., Júnior, S., Batista, J., Costa, S., Hasui, Y., 2008. Evolução Da Margem Atlântica Equatorial Do Brasil : Três Fases Distensivas. Geociências 3, 427–437.
- Vital, H., 2014. Chapter 4 The north and northeast Brazilian tropical shelves. Geol. Soc. London, Mem. 41, 35–46. doi:10.1144/M41.4
- Vital, H., Gomes, M.P., Tabosa, W.F., Frazao, E.P., Santos, C.L.A., Placido Junior, J.S., 2010. Characterization of the Brazilian continental shelf adjacent to Rio Grande do Norte State, Ne Brazil. Brazilian J. Oceanogr. 58, 43–54. doi:10.1590/S1679-87592010000500005
- Vital, H., Silveira, I.M., Amaro, V.E., 2005. Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira- Área Guamaré (NE Brasil), Utilizando integração dos dados geológicos e sensoriamento remoto. Rev. Bras. Geofísica 23, 233–241.
- Vital, H., State, N., Stattegger, K., Schwarzer, K., Frazão, E.P., Tabosa, W.F., Silveira, I.M., 2008. A Mordern High-Energy Siliciclastic – Carbonate Platform : Continental Shelf Adjacent to Northen Rio Grande do Norte state, Northeastern Brazill. Recent Adv. Model. Siliciclastic Shallow-Marine Stratigr. 90, 175–188.
- Wilson, J.T., 1965. A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. Nature

207, 343–347. doi:10.1038/207343a0

Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* 41, 863–870.

Yilmaz, Ø., 2001. *Seismic Data Analysis*. Tulsa.