



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**JEFFERSON TAVARES CRUZ OLIVEIRA**

**ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE DE CURIE NAS BACIAS MARGINAIS DE  
PERNAMBUCO, PARAÍBA E DA PLATAFORMA DE NATAL, NE DO BRASIL, A  
PARTIR DE DADOS AEROMAGNÉTICOS: implicações para o modelo de margem  
hiper-estendida**

Recife  
2018

**JEFFERSON TAVARES CRUZ OLIVEIRA**

**ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE DE CURIE NAS BACIAS MARGINAIS DE  
PERNAMBUCO, PARAÍBA E DA PLATAFORMA DE NATAL, NE DO BRASIL, A  
PARTIR DE DADOS AEROMAGNÉTICOS: implicações para o modelo de margem  
hiper-estendida**

Tese de doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau de Doutor em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e evolução crustal.

Orientador: Prof. Dr. Paulo de Barros Correia.

Coorientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.

Coorientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro.

Recife

2018

- O48e Oliveira, Jefferson Tavares Cruz.  
Estimativa da Superfície de Curie nas bacias marginais de Pernambuco, Paraíba e da Plataforma de Natal, NE do Brasil, a partir de dados aeromagnéticos: implicações para o modelo de margem hiper-estendida / Jefferson Tavares Cruz Oliveira. – 2018.  
84 folhas, figs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Paulo de Barros Correia.  
Coorientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.  
Coorientador: Prof. Dr. David Lopes de Castro.  
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.  
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Profundidade da Superfície de Curie. 3. Margem Atlântica. 4. Margem hiper-estendida. 5. Manto Serpentinizado. I. Correia, Paulo de Barros. (Orientador). II. Barbosa, José Antônio. (Coorientador). III. Castro, David Lopes de. (Coorientador). IV. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2018-496

**JEFFERSON TAVARES CRUZ OLIVEIRA**

**ESTIMATIVA DA SUPERFÍCIE DE CURIE NAS BACIAS MARGINAIS DE  
PERNAMBUCO, PARAÍBA E DA PLATAFORMA DE NATAL, NE DO BRASIL, A  
PARTIR DE DADOS AEROMAGNÉTICOS: IMPLICAÇÕES PARA O MODELO DE  
MARGEM HIPER-ESTENDIDA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutor em Geociências.

Aprovada em 06/12/ 2018

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Paulo de Barros Correia (Orientador)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Tiago Siqueira de Miranda (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dra. Roberta Mary Vidotti (Examinador Externo)  
Universidade de Brasília

---

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (Examinador Externo)  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

## **AGRADECIMENTOS**

Agradecimentos sinceros são devidos à minha adorável esposa Giseli de Sousa Silvestre, por todo apoio dado às minhas decisões profissionais, sempre me encorajando a seguir meus desejos e depositando confiança nos objetivos a serem alcançados. A minha querida filha, Maria Luiza (Malu), que nasceu no início de 2019 e já traz muita luz em minha vida. Aos meus pais e irmã, Sandra Fontoura Tavares, Gilvan Francisco da Cruz Oliveira e Patrícia Tavares Cruz Oliveira, pelo apoio incondicional e por sempre iluminarem meus caminhos e estarem presentes em todos os momentos da minha vida. Ao Amigo Edvandro por sua amizade sincera.

No campo acadêmico, gostaria de expressar minha profunda gratidão aos Profs. Dr. Paulo de Barros Correia, Dr. José Antonio Barbosa, e Dr. David Lopes De Castro por suas dedicadas orientações ao presente trabalho e amizade construída ao longo desse período. Agradeço também a todos os professores do departamento de Geologia da UFPE, Laboratório de Geologia Sedimentar-Laboratório de Sismoestratigrafia (LAGESE-SISMOS), com os quais sempre tive um bom relacionamento ao longo desses anos. Agradeço ao secretário do Programa de Pós-graduação, Krishnamurti por sua eficiência e precisão na resolução de questões administrativas.

Igualmente valioso foi o apoio que recebi de todos os meus colegas do laboratório de sismoestratigrafia, pelas importantes discussões técnicas e acadêmicas que tivemos ao longo deste trabalho; são eles: Artur Batista, Felipe Santana, Hewerton Alves Silva, José Ricardo Gonçalves Magalhães, Márcio Carnby, Osvaldo Correia, Germano Ramos, Bruno Buarque, José Alves da Silva Filho, Carlos Cuartas e Araly Fabiana Lima Araújo.

Agradecimentos sinceros são devidos à Sinochem Petróleo Brasil Limitada, pelo apoio financeiro à presente pesquisa, através do projeto de cooperação em P&D intitulado: Investigação e Integração de Novos Parâmetros aos Métodos Geofísicos de Estudos de Sistemas Petrolíferos em Áreas de Novas Fronteiras (Seasound) FADE/SINOCHEM/UFPE. À CGG Passion for Geoscience pelo esclarecimento técnico acerca de dúvidas referentes à minha pesquisa. À Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Combustível (ANP) por fornecer, através do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP), parte dos dados utilizados no projeto. À Marinha do Brasil por fornecer seções sísmicas 2D do Projeto LEPLAC, utilizadas na interpretação do contexto crustal regional. À IHS Markit por conceder licenças acadêmicas do software de interpretação sísmica Kingdom Suite ao Laboratório de Estratigrafia Sísmica da UFPE (SISMOS-LAGESE).

## RESUMO

A porção leste da plataforma continental brasileira representa o último trecho a se separar da placa africana durante a formação do Atlântico Sul central. Esse estágio foi controlado pela Província Borborema, que forma a porção nordeste do escudo brasileiro, e pelas baixas velocidades de abertura do rift nessa região de ligação entre o Atlântico Sul e o Equatorial. Aqui é apresentada uma investigação da profundidade do ponto de Curie (Curie Depth Point) na margem leste da Província Borborema, que abrange três bacias marginais. A investigação se baseou na análise espectral de dados magnéticos aero-levantados que cobrem a região *offshore* (crosta continental e oceânica) e *onshore* adjacente das bacias marginais. Um conjunto de 130 seções sísmicas foi analisado para integrar algumas características estruturais da região. A estimativa da superfície de Moho também foi estimada através da análise de dados gravimétricos de satélite. A partir da definição da profundidade da isoterma de Curie (aproximadamente 580 °C), foi possível estimar os valores regionais de gradiente geotérmico e do fluxo térmico. Os resultados mostraram que na zona formada pelas bacias marginais a profundidade de Curie varia de 19 a 32 km, gradiente geotérmico varia de 19 a 29 °C/km e o fluxo de calor varia de 40 a 64 mW/m<sup>2</sup> ambos na Bacia de Pernambuco, na Bacia da Paraíba os valores encontrados foram 28 a 39 km, 15 a 24 °C/Km e 33 a 51 mW/m<sup>2</sup>. Por fim na plataforma de Natal, os valores encontrados foram de 21 a 28 km, 20 a 28 °C/km e 45 a 70 mW/m<sup>2</sup>. Os parâmetros térmicos mostram uma clara diferença entre a parte sul da área estudada (Bacia de Pernambuco), que apresenta maiores valores de gradiente geotérmico e fluxo de calor, do setor mais estreito a norte. Esta variação reflete o controle exercido pela estrutura da Província Borborema sobre a evolução das bacias marginais. A análise da relação entre a profundidade de Moho e a profundidade da isoterma de Curie mostra que esta última está posicionada acima da Moho na região continental preservada, adjacente à margem estendida. No entanto, a partir da zona de *necking* da margem continental a superfície de Curie encontra-se posicionada abaixo da Moho. Propõe-se que esta situação representa evidência de que o manto abaixo da crosta continental estendida passou por processo de serpentinização, possivelmente devido a exumação, o que influenciou a sua magnetização. O presente estudo sugere que a região estudada representa uma margem não-vulcânica hiper-estendida, conforme discutido por trabalhos anteriores.

Palavras-chave: Profundidade da Superfície de Curie. Margem Atlântica. Margem hiper-estendida. Manto serpentinizado.

## ABSTRACT

The eastern portion of the Brazilian continental platform represents the last segment to break apart from the African plate during the formation of central South Atlantic. This stage was controlled by the Borborema Province, that forms the Northeast portion of the Brazilian shield, and by the low spreading velocities of the rift in this region that connected the South and the Equatorial Atlantic. Here we present an investigation of the Curie-depth point of the eastern margin of the Borborema Province, that encompasses three marginal basins. The investigation was based in the spectral analysis of airborne magnetic data covering the offshore region (continental and oceanic crust), and adjacent onshore basement domains. A set of 130 seismic sections was studied and help to define regional structural characteristics of the region. Estimation of Moho surface was also carried out with satellite gravimetric data. Based on the Curie isotherm definition (aproximatelly 580 °C), regional maps for geothermal gradient and heat flow was elaborated. The results showed that the Curie-depth in the offshore domain varies from 22 to 29 km, geothermal gradient varies from 19 to 29 °C/km and variable heat flux from 40 to 64 mW/m<sup>2</sup> both in the Pernambuco Basin, in the Paraíba Basin the values were from 28 to 39 km, 15 to 24 °C/Km and 33 to 51 mW/m<sup>2</sup>. Finally at the Natal platform, the values were 21 to 28 km, 20 to 28°C/km and 45 to 70 mW/m<sup>2</sup>. The thermal parameters shows a clear difference between the southern part of the studied area (Pernambuco Basin), which present higher values of geothermal gradient and heat flow, from the northern narrower sector. This variation shows the control exerted by the Borborema Province framework over the marginal basins evolution. Analysis of the relationship between the Moho surface and the Curie isotherm shows that the former is positioned above the Moho in the adjacent preserved continental region adjacent to the extended crust. However, from necking zone of extended margin the Curie-surface is positioned below the Moho. We propose that this situation represents evidence that the mantle below extended continental crust was serpentized, possibly due exhumation, what influenced its magnetization. This study show that the region represents a magma-poor hyper-extended margin, as discussed by previous works.

Keywords: Curie-depth Points. Atlantic Margin. Hyper-extended margin. Serpentized mantle.

## LISTA DE ABREVIATURAS

CPD	Profundidade do Ponto de Curie
$Z_B$	Base Magnética
$Z_0$	Profundidade do Centróide da fonte magnética
$Z_t$	Profundidade do topo da fonte magnética
GG	Gradiente Geotérmico
FT	Fluxo Térmico
Moho	Mohorovic
ANP	Agencia Nacional do Petróleo
MME-EPE	Ministério de Minas e energia- Empresa de pesquisa energética
BPE	Bacia de Pernambuco
BPB	Bacia da Paraíba
PN	Plataforma de Natal
PPE	Platô de Pernambuco

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	10
1.1	JUSTIFICATIVA .....	12
1.2	OBJETIVOS .....	18
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	19
2.1	PORÇÃO LESTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO NE DO BRASIL .....	19
2.2	ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE PERNAMBUCO .....	20
2.3	ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DA PARAÍBA .....	24
2.4	ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PLATAFORMA DE NATAL .....	24
<b>3</b>	<b>ESTRATIGRAFIA DAS BACIAS DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	24
3.1	ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO .....	25
3.2	ESTRATIGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DA BACIA DA PARAÍBA .....	31
3.3	ESTRATIGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DA PLATAFORMA NATAL .....	33
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	35
4.1	CONJUNTO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS DE SATÉLITE .....	35
4.2	CÁLCULO DA MOHO ISOSTÁTICA .....	35
4.3	DADOS DE AEROMAGNETOMETRIA .....	37
4.4	ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO PONTO DE CURIE (CPD) .....	39
4.5	MODELOS DE MAGNETIZAÇÃO ALEATÓRIOS .....	39
4.6	EFEITO DO TAMANHO DA JANELA .....	44
4.8	GRADIENTE GEOTÉRMICO (GG) E FLUXO DE CALOR (FT) .....	48
4.9	CONJUNTO DE DADOS SÍSMICO MULTICANAL 2D .....	49
<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	50
5.1	INTERPRETAÇÃO DO EMBASAMENTO SÍSMICO .....	50
5.2	PROPRIEDADES TÉRMICAS DA CROSTA .....	53
5.3	INTEGRAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICO COM AS SEÇÕES SÍSMICAS .....	55

<b>6</b>	<b>DISCUSSÃO</b> .....	<b>59</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	<b>68</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>70</b>

## 1 INTRODUÇÃO

As características térmicas de uma bacia sedimentar representam um dos aspectos mais importantes que influenciam o seu potencial de geração e acumulação de hidrocarbonetos. A qualidade e o volume de óleo e gás também dependem das temperaturas atingidas pelas rochas geradoras durante o processo de soterramento (Hansom & Lee, 2005; Cardoso & Hamza, 2014). O conhecimento destes parâmetros é ainda mais importante para as bacias que representam limites de exploração com conhecimentos geológicos escassos, onde as características intrínsecas do sistema petrolífero ainda são desconhecidas. Este é o caso, por exemplo, das bacias marginais da porção leste da Província Borborema (BP) (Fig.2), Nordeste do Brasil (Barbosa & Lima Filho, 2006). A região de estudo representa um conjunto de três bacias marginais, Bacia de Pernambuco (BPE) (setor sul), Bacia da Paraíba (BPB) e a Plataforma Natal (PN) (setor norte), com uma extensão de mais de 400 km de fronteira de exploração onde não existem poços estratigráficos *offshore* (Barbosa e Lima Filho, 2006; Lima Filho et al., 2006; Barbosa et al., 2007; Lima Filho e Barbosa, 2010; Magalhães et al., 2014a, 2014b). O investimento recente na avaliação do potencial dessas bacias, incluindo reanálise sistemática de dados geofísicos e amostragem de *piston core*, mostrou que pelo menos o Platô de Pernambuco (PPE) (Fig.4) apresenta um potencial petrolífero expressivo (Relatório Brasileiro de Mineração e Energia, 2017).

Uma das abordagens para a avaliação do potencial petrolífero de uma bacia sedimentar se dá por meio de estimativas dos parâmetros geotérmicos pretéritos e presentes da região de interesse. O estudo dos parâmetros atuais pode ser realizado através de medidas de fluxo térmico oriundos de poços, no entanto, essas informações podem ser afetadas por três fatores: 1) Os poços podem não estar distribuídos de forma uniforme e podem ser contaminados por anomalias térmicas locais; 2) Medidas de fluxo de calor oriundas de poços são limitadas a regiões próximas a superfície; 3) Além disso, há regiões onde não existem poços disponíveis, lacunas, o que resulta em um conhecimento limitado de informações.

Uma forma eficaz e de baixo custo para a obtenção de informações geotérmicas é a análise da profundidade do ponto de Curie (CPD). A CPD é a profundidade teórica onde a maioria dos minerais magnéticos perde suas propriedades magnéticas devido ao aumento da temperatura em subsuperfície (Tanaka et al., 1999; Thébault et al., 2010).

O CPD pode ser estimado através da análise de dados geomagnéticos e pode ser usado como uma aproximação para inferir as características térmicas da crosta (por exemplo, gradiente geotérmico e fluxo de calor) (Bhattacharyya e Morley, 1965; Spector e Grant, 1970;

Bhattacharyya e Leu1975a; Okubo et al., 1985; Blakely, 1988). A investigação de CPD representa um método complementar que possibilita avaliar as características regionais da crosta juntamente com levantamentos sísmicos profundos ou dados de fluxo de calor e gradiente geotérmico medido em poços (Ross et al., 2006; Li et al., 2010; Petrunin et al., 2013; Hsieh et al., 2014). Além disso, é também uma ferramenta importante para entender o comportamento crustal e suas relações com o manto em grandes regiões, (Rajaram et al., 2009; Arnaiz-Rodríguez e Orihuela, 2013; Salem et al., 2014; Wang e Li, 2015; Vargas et al., 2015).

O cálculo estimativo da CPD é uma tarefa complexa e precisa ser feito considerando aspectos chave, como o método utilizado (Shuey et al., 1977; Maus et al., 1997; Salem et al., 2014), os dados disponíveis (levantamentos magnéticos de satélite) ou (levantamentos magnéticos aerotransportados), e o contexto geotectônico (Dolmaz et al., 2005; Idárraga-García e Vargas, 2018). Uma das aplicações mais interessantes possíveis da estimativa da CPD é a avaliação da relação entre a superfície de Moho (limite do manto superior e base da crosta inferior) e a isoterma de Curie. Alguns estudos mostraram que essa relação é muito complexa, e a isoterma de Curie pode ser mais rasa ou profunda do que a superfície estimada da Moho, dependendo do contexto geotectônico: escudos continentais (Maule et al., 2005; Guimarães et al., 2014; Leseane et al., 2015; Chopping et al 2015; Aboud et al., 2016), cinturões de dobramento (Dolmaz et al., 2005; Rajaram et al., 2009), ou zonas de subducção (Manea e Manea, 2010; Hsieh et al. al., 2014; Manalo et al., 2016). A estimativa também precisa considerar a natureza crustal: domínios oceânicos (Tanaka et al., 1999; Li et al 2010) e margens rifteadas (Salem et al., 2014; Wang e Li, 2015).

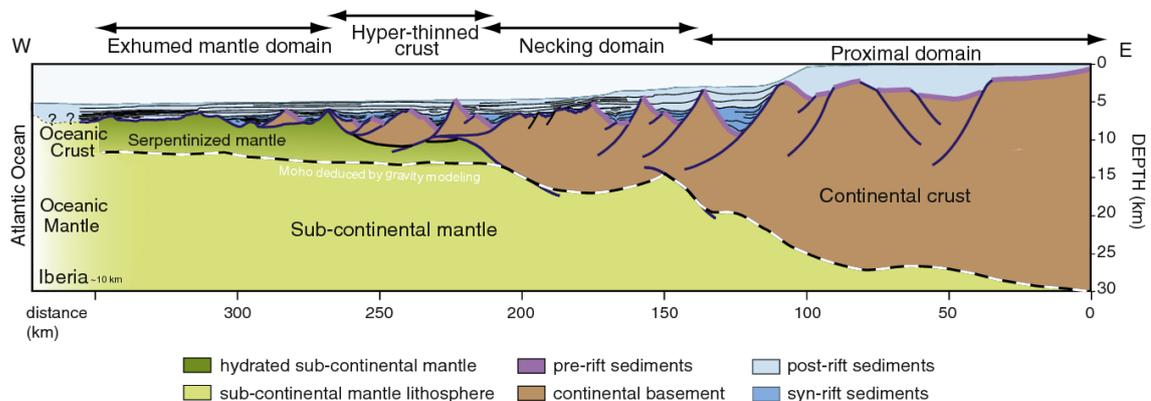
Melhorias recentes no estudo de CPD indicaram que ela pode ajudar na investigação sobre o aspecto da magnetização do manto abaixo da crosta oceânica (Li et al., 2010, 2013; Ravat et al., 2011), em regiões de escudos continentais e zonas de subducção (Blakely et al. ., 2005; Manea e Manea, 2011; Wang e Li, 2015), causada pela serpentinização do manto litosférico.

Este trabalho investigou as propriedades térmicas das bacias marginais que formaram a margem oriental da plataforma da América do Sul e seus domínios adjacentes basais na Província Borborema. O estudo foi realizado com base na estimativa da CPD de origem magnética derivada de aerolevantamentos. Os dados de estimativa da CPD foram comparados com dados estimados da profundidade da Moho isostática, calculada com base em dados gravimétricos de satélite. Duas seções 2D de reflexão sísmica profunda foram usadas para criar perfis geofísicos regionais integrados aos dados do mapa da isoterma de Curie. O cálculo

da CPD foi realizado com base no método do centróide, que considera que a superfície basal da litosfera magnética corresponde teoricamente ao CPD e pode ser inferida a partir da análise do espectro de potência de anomalias magnéticas (Bhattacharyya & Morley, 1965; Spector & Grant, 1970; Bhattacharyya & Leu, 1975a, 1977; Byerly e Stolt, 1977; Blakely & Hassanzadeh, 1981; Okubo, 1985; Blakely, 1995).

Já que a serpentinização é um aspecto comum das margens hiper-estendidas do tipo mama-poor (não vulcânicas) (Peron-Pinvidic et al., 2013; Guillot et al., 2015) devido à exumação do manto (Sutra & Manatschal 2012; Sibuet & Tucholke, 2013; Chenin & cols., 2017), esta investigação testou a hipótese de que o processo de serpentinização do manto ocorreu na região estudada com base na relação entre a isoterma CPD e as profundidades Moho isostáticas; se o manto for magnetizado, o CPD estará próximo ou abaixo do limite de Moho como pode ser visto por exemplo na figura 1.

Figura 1 - Exemplo da representação de um modelo geológico cujos resultados foram obtidos por meio de investigação do embasamento sísmico. É possível inferir a correlação entre a CPD representada pela linha tracejada (preto e branca) e Moho, bem como a ocorrência do processo de serpentinização do manto semelhante à hipótese levantada neste trabalho na nossa região de estudo



Fonte: Beltrando et al 2014.

## 1.1 JUSTIFICATIVA

A Bacia Pernambuco (BPE) (Fig. 3) está situada na margem leste do Nordeste do Brasil e é considerada atualmente uma região de fronteira exploratória de recursos energéticos (Barbosa & Lima filho., 2006; Magalhães et al., 2014b; Buarque et al., 2016). Os primeiros estudos e modelos tectono-sedimentares acerca do potencial petrolífero da BPE indicaram um

baixo potencial petrolífero para toda a área que engloba a Bacia de Pernambuco, a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal. Esta estimativa pessimista se deveu a três fatores:

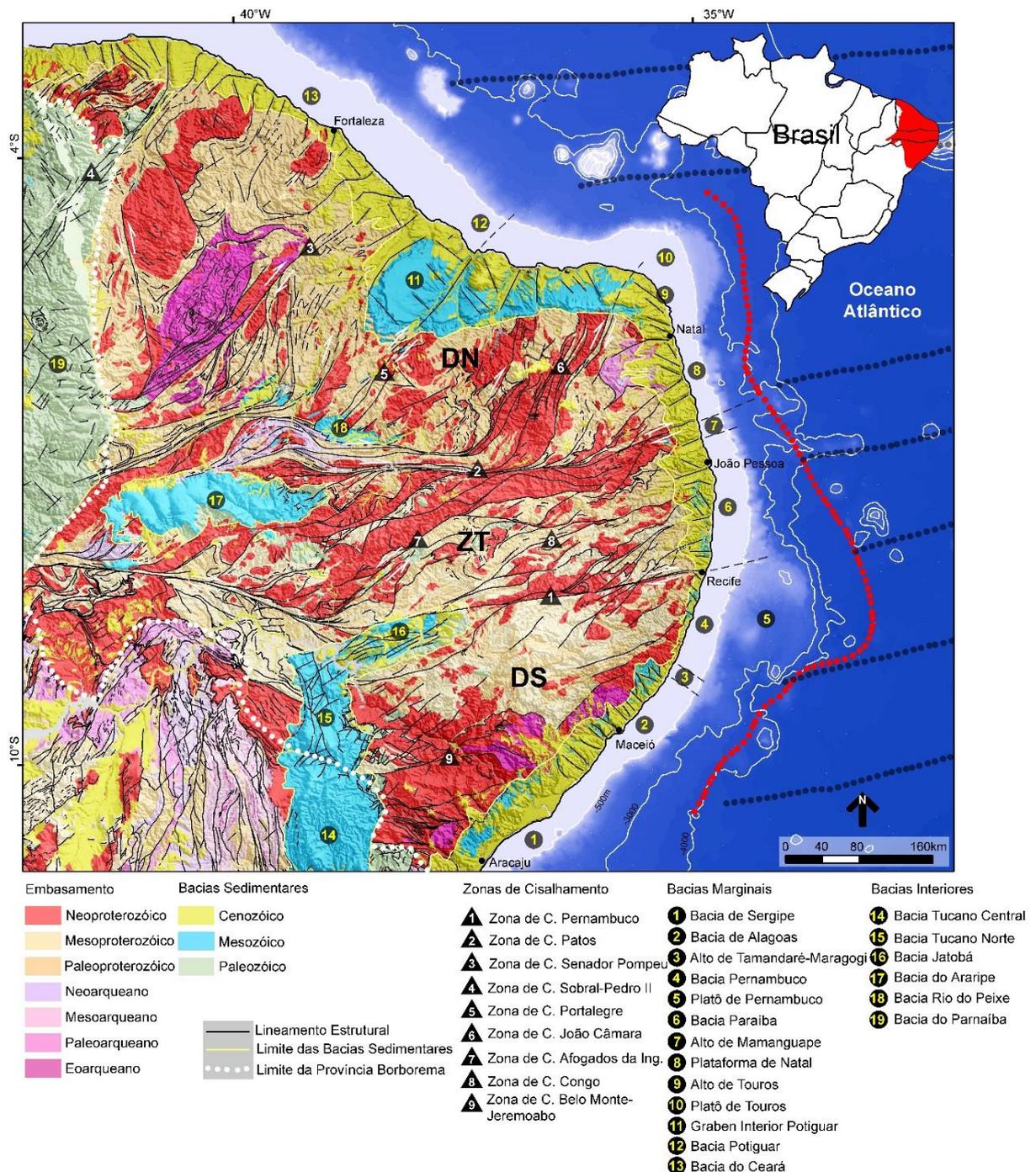
1. A presença de uma estreita zona costeira e às pequenas espessuras sedimentares encontradas nas zonas *onshores* das bacias a norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (Asmus & Carvalho, 1978; Mabesoone & Alheiros, 1993; Feijó, 1994).
2. Acreditava-se que toda esta área, por estar ligada ao último estágio de separação com a África, teria se comportado como um alto estrutural durante muito tempo e que por isto, não teria alcançado condições para a geração e acumulação de petróleo e gás (Asmus & Carvalho, 1978; Mabesoone & Alheiros, 1993; Feijó, 1994).
3. Os processos de soerguimento local e regional bem como o aquecimento associado com o magmatismo na coluna sedimentar como é o caso da BPE (Sial, 1976; Sial et al., 1988) foram fatores interpretados, conforme modelos antigos, como extremamente negativos no processo de geração de hidrocarbonetos (Rhorman, 2007).

Essas interpretações iniciais, influenciadas pela falta de dados, resultaram na lacuna de conhecimento científico acerca da evolução geológica da BPE. Assim apenas por meio da revisão dos primeiros modelos tectono-sedimentares foi que a BPE passou a ser alvo de interesse exploratório (Alves & Costa, 1986; Mello et al., 1988; Polonia, 1997; Barbosa et al., 2009).

Estudos mais recentes demonstraram o caráter peculiar e distinto da BPE quando comparada a suas vizinhas, BPB e PN situadas ao norte. Na região onshore mesmo apresentando uma estreita faixa costeira, poços estratigráficos perfurados na BPE atingiram cerca de 3000 m de profundidade, sem terem alcançado o embasamento cristalino; enquanto que na Bacia Paraíba, a maior profundidade registrada para o embasamento é de 400 m, e na Plataforma de Natal é de cerca de 200 m (Lima Filho, 1998; Barbosa & Lima Filho, 2006).

Na região *offshore* as distinções são ainda mais notáveis, na BPE é visto uma configuração tectono-sedimentar complexa, com a presença de altos estruturais e depocentros. Além da grande espessura sedimentar, estimada na região *offshore*, existe ainda a presença de camada evaporítica que recobre a região do Platô de Pernambuco (Buarque et al. 2016<sup>a</sup> & 2016b).

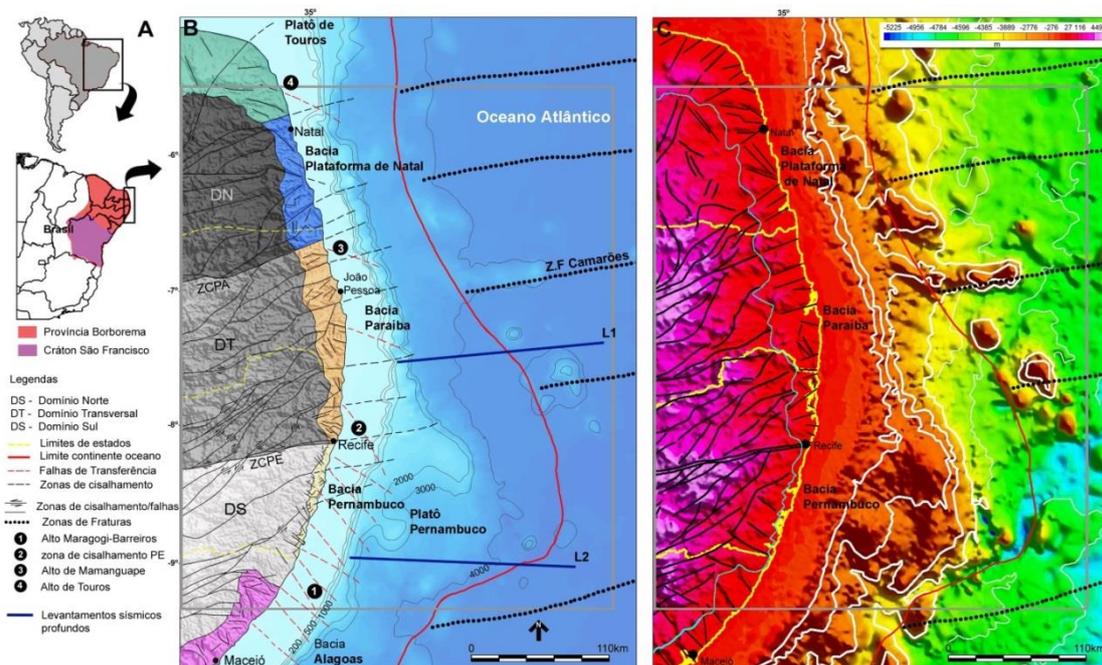
Figura 2 - Mapa Geológico da Província Borborema Nordeste do Brasil sobre o modelo de elevação digital do terreno (SRTM). São descritas as bacias marginais e interiores bem como as idades das rochas do embasamento e as principais zonas de cisalhamento e lineamentos (banco de dados de pesquisas geológicas). Os principais blocos crustais são: Domínio Sul (DS), Domínio Transversal (DT) e Domínio Norte (DN) (Araujo et al., 2013; Dantas et al., 2013). As principais zonas de cisalhamento: ZCPE e ZCPB, a posição do limite continente oceano (LCO) e as principais zonas de fratura foram extraídas de Magalhães et al. (2014a) e Magalhães (2015).



Fonte: Correia Filho, 2017.

A partir da confirmação do potencial petrolífero da bacia a Agência Nacional do Petróleo (ANP) investiu no desenvolvimento de pesquisas sobre o potencial da região (ANP/UFRN 2002-2003), e de exsudações naturais de óleo e gás através da técnica de *Piston Core* ANP (2005). Ademais, a indústria e a academia tem mantido esforço para caracterizar os aspectos do sistema petrolífero da bacia através de projetos de pesquisa: PETROBRAS/UFPE (2006-2007), e mais recentemente o projeto de pesquisa UFPE-SINOCHEM (2013-2018), além de dissertações e teses realizadas sobre a área em questão. Atualmente o processo exploratório da bacia conta com a aquisição de blocos exploratórios adquiridos nos *bids* 9 (Agosto de 2006), e 11 (Maio de 2013), e ao todo cinco empresas possuem seis blocos exploratórios na região do platô (Fig. 4).

Figura 3 - Mapas geológicos (A) e batimétricos (B) das bacias da margem Brasileira do NE e a província de Borborema pré-cambriana. Áreas rosa, verde claro, laranja, azul e verde-escuro representam as zonas costeiras de Alagoas, Pernambuco, Paraíba, Plataforma Natal e Bacia Potiguar, respectivamente. Linha vermelha indica a posição do limite continente-oceano (Magalhães et al. 2014a, 2014b).



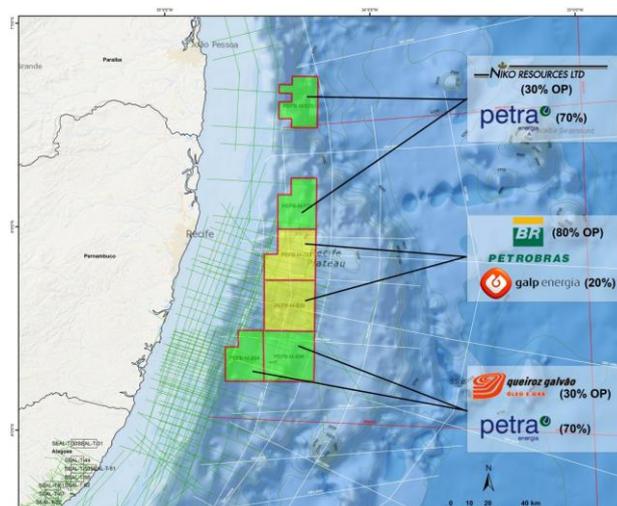
Fonte: O Autor

Outro fator motivante para o desenvolvimento de estudos nessa região foi o resultado obtido por meio de um levantamento de *piston core* (técnica na qual é feita extração de sedimentos saturados para posterior análise dos mesmos) que mostrou através de biomarcadores (terpanes e esteróis), a presença de hidrocarbonetos líquidos de origem termogênica, que podem ser comparáveis aos espécimes de óleo encontrados na Bacia

Potiguar. Essas análises também sugerem que a matéria orgânica é compatível com as rochas-fonte de origem marinha tipicamente encontrada na Formação Albiano-Cenomaniana de Galinhos, da Bacia de Potiguar. O óleo com características moleculares similares é produzido nos Campos Pescada- Ubarana, na Bacia Potiguar e no Campo de Guaricema, na Bacia de Alagoas. As micro-exsudações mostraram que a evolução térmica do óleo encontrado poderia ser posicionada no início da geração da janela de óleo (ANP-HRT, 2005) (Fig. 5).

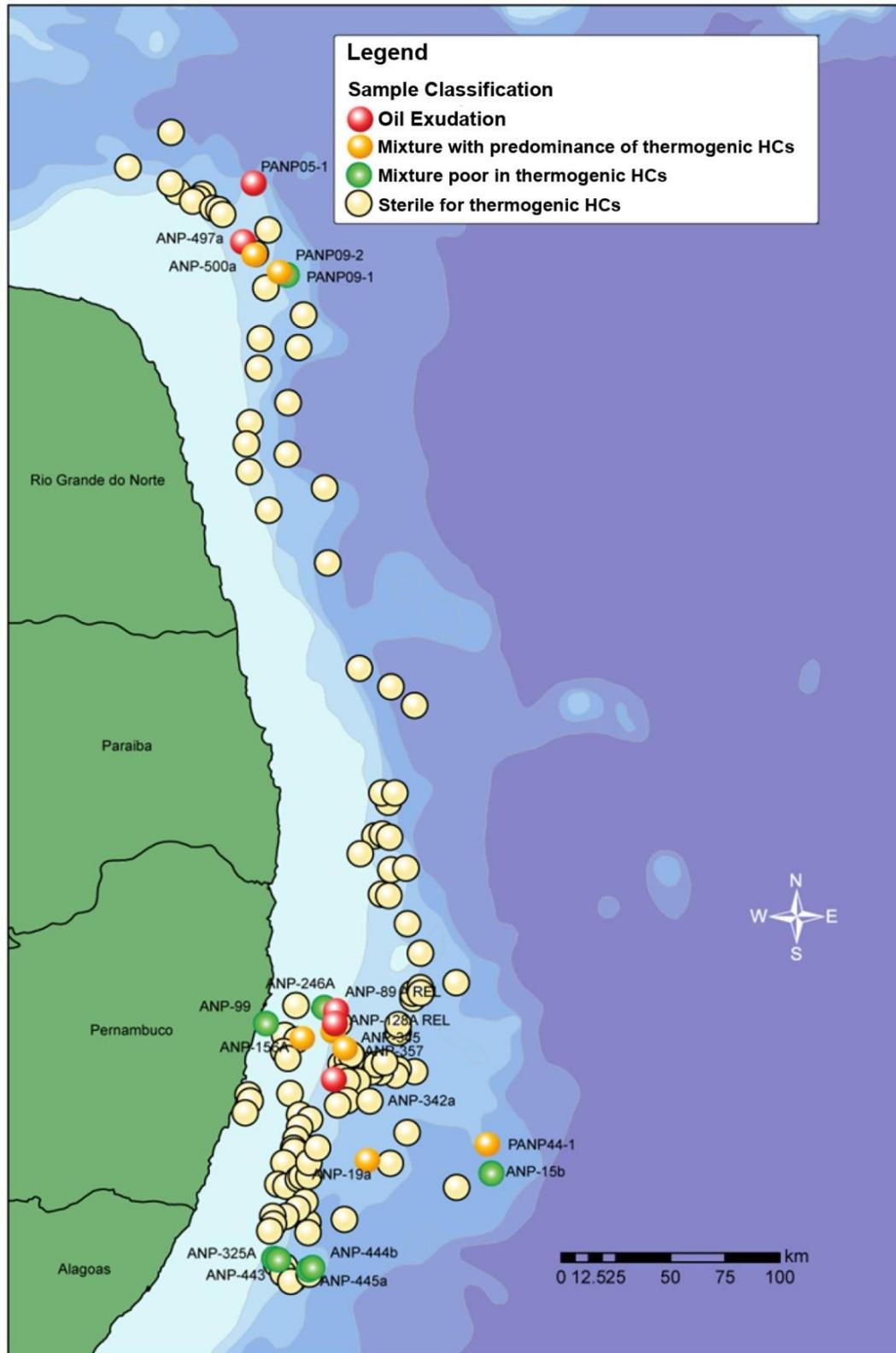
Mesmo com um aumento de pesquisas na BPE, esta ainda carece de mais conhecimento acerca de seu sistema petrolífero, e este fato fica evidente quando observamos a total ausência de poços estratigráficos na região *offshore* o que limita substancialmente o avanço de avaliação de seu potencial econômico. Em uma pesquisa realizada pelo Ministério de Minas e Energia através da Empresa de Pesquisas Energéticas (EPE), que avaliou o nível conhecimento das bacias sedimentares do Brasil, identificou através de uma escala de 1 a 9, um baixo conhecimento nas BPE, PBB e PL. Nesta avaliação o número 1 representa alto nível de conhecimento, 5 representa nível intermediário de conhecimento e 9 baixo nível de conhecimento (Fig. 6). Desta forma, há uma demanda por estudos que possam estimar os valores de gradiente geotérmicos e fluxo geotérmico que cubram toda a região dessas bacias. Esses modelos podem ajudar no entendimento da evolução geológica destas bacias marginais bem como contribuir de forma bastante significativa para a realização de uma estimativa da contribuição do fluxo térmico para o processo de maturação e de preservação de hidrocarbonetos na região.

Figura 4 - Mapa da região da Bacia de Pernambuco, e sul da Bacia da Paraíba, com a localização dos blocos exploratórios adquiridos pelas operadoras nas rodadas 9 e 11 de oferta de áreas de exploração. Linhas verdes - seções 2D públicas, linhas brancas - seções ION-GX, linhas vermelhas - seções LEPLAC).



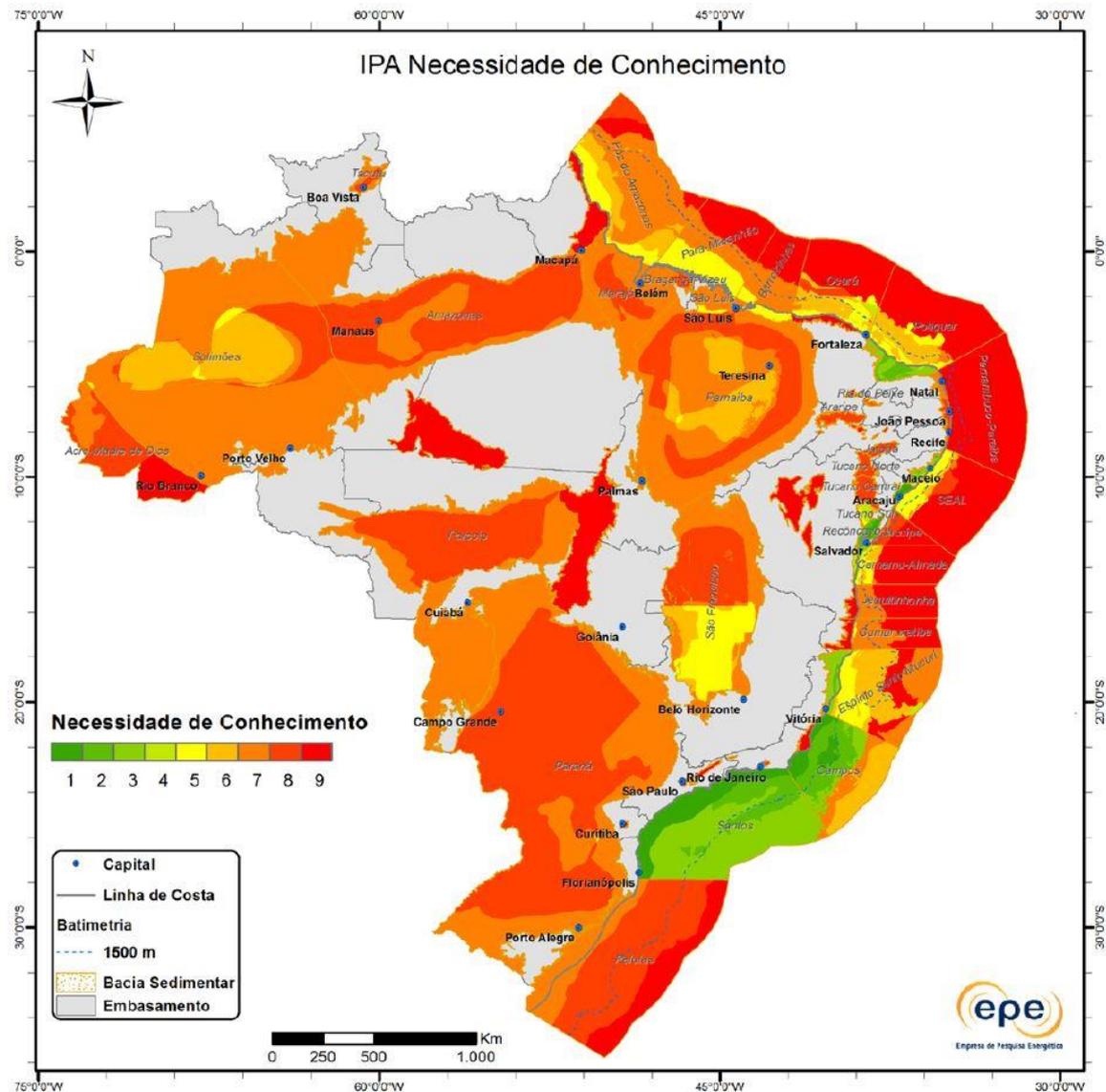
Fonte: ANP (2007)

Figura 5 - Distribuição de 160 amostras obtidas através da campanha de pesquisa do núcleo do pistão, ao longo da região offshore das bacias da Plataforma Pernambuco, Paraíba e Natal. As exsudações de óleo (marcadores vermelhos) foram encontradas no platô de Pernambuco e no platô de Touros



Fonte: Agência Nacional do Petróleo, 2005.

Figura 6 - Mapa do Brasil contendo todas as suas bacias sedimentares juntamente com a sua necessidade de conhecimento. A região da Bacia de Pernambuco, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal apresentam índice máximo de necessidade de conhecimento, sendo essas as bacias sedimentares da margem continental brasileira de mais escasso conhecimento.



Fonte: Ministério de Minas e Energia – Empresa de pesquisa energética (2017).

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal do estudo foi aplicar uma metodologia baseada na análise espectral de dados aeromagnéticos com o intuito de calcular a base magnética da crosta na região de estudo. Para proceder a uma comparação dos resultados, foram utilizados dados de fluxo térmico, disponíveis na literatura. A partir da definição da isoterma de Curie na região, o

comportamento desta foi comparado com a profundidade estimada da Moho isostática. Esta comparação permitiu avaliar alguns possíveis padrões de efeito da crosta continental na região em relação ao modelo de margem formada por crosta hiper-estendida (Magalhães et al., 2014). De forma mais detalhada, esta tese foi dividida em seis partes:

1. Aplicação das técnicas acima mencionadas para estimativa da CPD, GG e FT para a criação de um modelo geotérmico para a porção leste da Plataforma continental Brasileira, formada pelas bacias BPE, PBP, PL;
2. Análise de mapas gravimétricos e magnetométricos de forma a auxiliar na modelagem/interpretação do modelo geotérmico obtido a partir da CDP, GG e FT;
3. Análise de dados sísmicos disponíveis sobre a região do platô de Pernambuco (linhas sísmicas 2D regionais) para compor um modelo mais detalhado sobre o comportamento do embasamento das bacias sedimentares e de feições crustais;
4. Construção de perfis 2D regionais (com base na interpretação sísmica, na modelagem de dados potenciais e geotérmicos) com o objetivo de determinar o comportamento crustal regional ao longo do perfil da margem continental estudada;
5. Verificar a relação entre a CPD e descontinuidade de *Mohorovicic*, em relação ao modelo de margem hiper-estendida, não-vulcânica (magma-poor);.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Aqui será apresentado de forma breve o estado da arte em relação ao conhecimento geológico da região de estudo. Serão apresentados os principais domínios tectônicos bem como os limites das bacias para que possamos entender a influencia da geologia no comportamento térmico.

### 2.1 PORÇÃO LESTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO NE DO BRASIL

A BPE está localizada na porção leste da Província Borborema (PB), no Nordeste do Brasil (Fig. 2). A BP por sua vez representa a porção nordeste da Plataforma Sul Americana (Almeida, 1981; Van Schmus et al., 2008; Santos et al., 2010; Araujo et al., 2013). Ela é

limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pelos domínios da bacia intracratônica da Paraíba e a norte pelas bacias marginais Potiguar e Ceará (Matos, 1999; Castro et al., 2012). A borda leste da BP compreende três bacias marginais: Pernambuco, Paraíba e a Plataforma de Natal (Fig. 3) (Matos, 1999; Brito Neves et al., 2002; Barbosa & Lima Filho, 2006; Barbosa et al., 2007; Magalhães et al., 2014a). Essas três bacias foram formadas no último estágio de separação entre a América do Sul e a África, durante o *break-up* no Cretáceo médio (Rand & Mabesoone, 1982; Barbosa & Lima Filho, 2006), tendo sido dominado pelo regime extensional (Matos, 1999).

A PB está dividida em três grandes domínios, que são delimitados por zonas de cisalhamento de escala continental: O Complexo Pernambuco-Alagoas, ou o Domínio Sul; a Zona Transversal, ou o Domínio Central; e o Domínio Norte (Vauchez et al., 1995; Neves & Mariano, 1999; Brito Neves et al., 2002; Ferreira et al., 2008; Medeiros et al., 2011; Araujo et al., 2013; Neves et al., 2015) (Fig. 2).

As Zonas de Cisalhamento mais importantes da BP são a Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e a Zona de Cisalhamento de Patos (ZCPA), ambas com orientação principal E-W (Fig. 2 e 3). As zonas de cisalhamento principais e suas ramificações de sistemas de zonas de cisalhamento foram reativadas durante o rifteamento continental para assim formar as bacias marginais e elas ainda mostram evidências de reativação durante o período pós-rifte (Bezerra et al., 2007; Ferreira et al., 2008; Bezerra et al., 2011, 2014; Rossetti et al., 2011; Gandini et al., 2014; Nogueira et al., 2015; Marotta et al., 2015; Peulvast & Bétard, 2015).

## 2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DE PERNAMBUCO

Assim como as demais bacias da margem continental Brasileira a BPE se originou a partir da abertura do Oceano Atlântico durante o processo de quebra do supercontinente (Gondwana), resultando na formação dos continentes da América do Sul e da África. Foi a região entre a Bacia de Pernambuco e da Paraíba a última a se separar afetada pela reativação da plataforma da Sul-americana (Rand & Mabesoone, 1982).

A Bacia de Pernambuco é limitada a sul pelo Alto de Maragogi e a norte pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) (Lima Filho, 1998; Barbosa e Lima Filho, 2006). Esta bacia marginal apresenta uma estreita faixa costeira e um platô desenvolvido em águas profundas sobre um trecho de margem continental estendida (Alves & Costa, 1986; Lima

Filho, 1998; Barbosa & Lima Filho, 2006).

A bacia apresenta uma área total de 24.800 km<sup>2</sup> porém apenas aproximadamente 900km<sup>2</sup> na sua porção *onshore*, que está localizada na faixa costeira do estado de Pernambuco (Fainstein & Milliman, 1979; Gomes et al., 2000; Maia, 2012a e b, Oliveira, 2013; Magalhães et al., 2014b). Esta bacia pode ser dividida em três principais domínios estruturais (Fig. 8) (Maia, 2012; Oliveira, 2013; Barbosa et al., 2014; Buarque et al., 2016a):

1. Bacia Interna, que representa um rifte estreito paralelo a linha de costa (Fig. 07 e 08) sendo composta por dois diferentes depocentros separados pelo Alto do Cabo de Santo Agostinho. Na zona costeira, esse alto estrutural está associado com a ocorrência de rochas vulcânicas intrudidas na cobertura sedimentar e uma ocorrência bem estudada de um álcali-feldspato granito, nomeado Granito do Cabo;
2. O Alto do Maracatu, que representa um alto externo, de direção N-S, também em paralelo com a linha de costa. Este alto funcionou como uma charneira desde a abertura da bacia, e sobre ele a cobertura sedimentar é menos expressiva; a partir desse alto externo desenvolveu-se o platô de Pernambuco;
3. O platô de Pernambuco, uma região de crosta continental estendida (Fig. 03 e 07) com arcabouço profundo, sobre a qual se formou uma cobertura sedimentar.

A faixa costeira da Bacia de Pernambuco foi ainda dividida em dois domínios principais, devido à ocorrência de dois depocentros que foram separados pelo Alto do Cabo de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998):

1. A sub-bacia norte ou Piedade, inserida entre a Zona de cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e o alto estrutural do Cabo de Santo Agostinho;
2. A Sub-Bacia Sul, ou Cupe, localizada desde o Alto do Cabo Santo de Agostinho até o Alto de Maragogi, localizado na divisa entre os estados de PE e AL (Fig.8)(Lima Filho, 1998; Maia, 2012a).

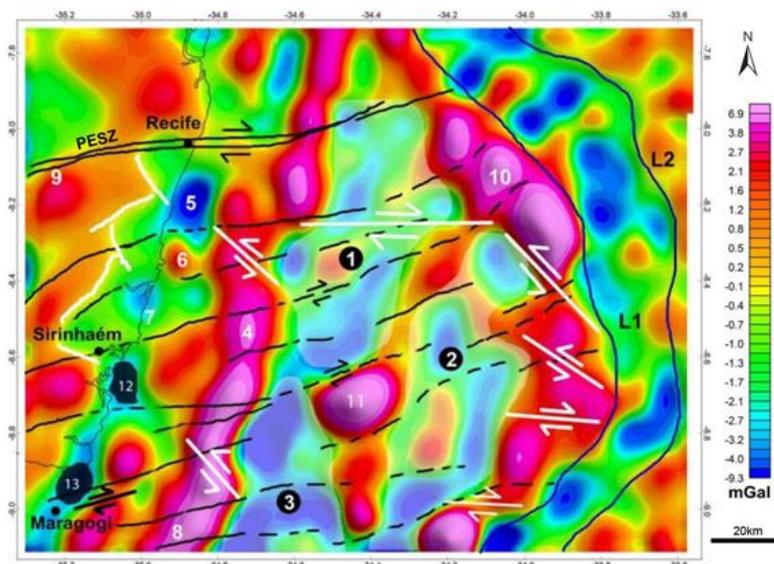
O platô (Fig 07) é formado por pelo menos quatro grabens, do embasamento principais e um importante alto externo, localizado no seu centro, com direção E-W - o Alto de Gaibu. Estudos geofísicos anteriores sugerem que possivelmente há uma enorme influência de magmatismo intrusivo e extrusivo relacionado com esta estrutura (Oliveira, 2013; Magalhães et al., 2014b; Buarque et al., 2016).

As principais estruturas que controlaram a evolução da Bacia de Pernambuco são as zonas de cisalhamento Pré-Cambriana, com orientação principal E-W e NE-SW e falhas de transferência oblíquas, com orientação NW-SE (Figs. 02, 07 e 08). As zonas de cisalhamento E-W e NE-SW foram reativadas, devido ao processo de rifteamento no Cretáceo, como falhas transcorrentes e falhas normais durante o estiramento e afinamento da crosta continental (Oliveira, 2013; Magalhães et al., 2014a; Buarque et al., 2016a).

Estudo anterior, baseado na integração de dados magnetométricos, gravimétricos e de reflexão sísmica, realizou uma primeira abordagem em relação aos corpos vulcânicos existentes no Platô de Pernambuco (Silva, 2008).

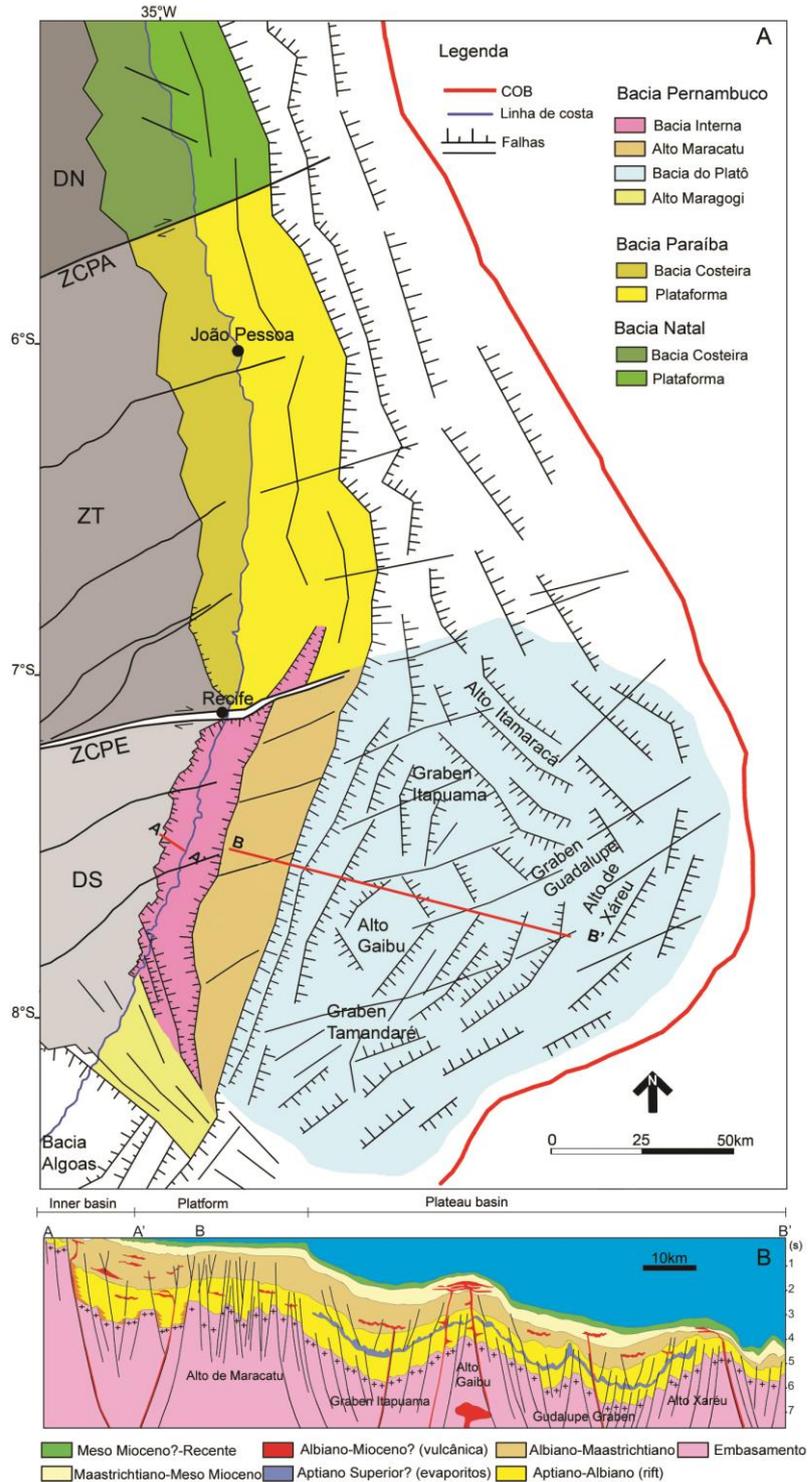
O magmatismo *onshore* e *offshore* gerou uma enorme quantidade de corpos intrusivos e de produtos extrusivos (Buarque et al., 2016). Estudos recentes tem buscado observar a influência desse magmatismo no sistema petrolífero da bacia (Oliveira, 2013; Magalhães et al., 2014b; Barbosa et al., 2014; Buarque et al., 2016a), uma vez que rochas ígneas vulcânicas podem atuar como rochas reservatório, rochas selantes e a deformação gerada pelo processo intrusivo pode criar rotas de migração (Rohrman, 2007).

Figura 7 - Mapa de anomalia gravimétrica residual Bouguer da Bacia de Pernambuco (Oriundo de dados de satélite). As linhas pretas correspondem a zonas de cisalhamento herdadas do embasamento pré-cambriano que formaram o platô. As linhas brancas representam falhas normais e de transferência formadas para acomodar a extensão da crosta (1-Baixo de Itapuama; 2-Baixo externo do Platô; 3- Baixo de Tamandaré; 4- Alto Maracatu; 5 -Graben de Piedade; 6-alto Cabo de Santo Agostinho; 7-Graben do Cupe; 8- Alto Maragogi; 9-Zona de Cisalhamento de Pernambuco; 10-Alto de Itamaracá; 11- Alto Gaibu; 12- Baixo de Sirinhaém; Baixo de Maragogi; L1 e L2 representam os possíveis limites da crosta continental



Fonte: Oliveira, 2013.

Figura 8 – Mapa estrutural das bacias marginais do NE brasileiro e blocos pré-cambrianos onshore da Província Borborema (A). Linha de costa é representada pela linha fina azul; a espessa linha vermelha representa o limite continente-oceano (após Magalhães et al., 2013); (B) seção geológica esquemática baseada na interpretação de duas seções sísmicas 2D (A-A', B-B'): seção geológica em todo o platô de Pernambucano com base em seções sísmicas 2D, mostrando a arquitetura das elevações externas e depocentros.



Fonte: Modificada de Buarque et al., 2016, 2017.

### 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BACIA DA PARAÍBA

A BPB representa a segunda bacia na área estudada e está ligada ao bloco DT da PB. É delimitada pelas duas principais zonas de cisalhamento ZCPE ao sul e a ZCPA ao norte (Figs 2 e 3). A plataforma continental do PAB é estreita, com uma quebra de plataforma abrupta. A espessura máxima da cobertura sedimentar é de aproximadamente 0,4 km na região onshore, atingindo um máximo de 1,5 a 2,0 km sobre a plataforma continental (Barbosa & Lima Filho, 2006; Lima Filho & Barbosa, 2010).

A sucessão sedimentar que aflora na zona costeira é composta por depósitos siliciclásticos de rochas pós-turonianas até a idade santoniana e rochas carbonáticas que variam de campina a daniana (Barbosa et al. 2014). A evolução do BPB foi controlada pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas, nas faixas NE-SW, ENE-WSW e E-W, que foram reativadas por falhas normais e oblíquas (Figs. 1, 2 e 8). Secundariamente, falhas de transferência orientadas para NW-SE e falhas normais com tendência N-S e NNW-SSE formadas durante a abertura da bacia (Barbosa e Lima Filho, 2006; Bezerra et al., 2014).

### 2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PLATAFORMA DE NATAL

A PN é a terceira bacia marginal dentro da área estudada e representa o setor de margem continental mais estreito (Figs. 1 e 2), com uma quebra de plataforma ainda mais abrupta do que as outras duas bacias (BPE e BPB) (Lima Filho e Barbosa, 2010; Magalhães et al. , 2014b). Essa bacia é limitada ao sul pela ZCPA e ao norte pelo Alto Touros (Figs. 1 e 2).

Esta bacia está relacionada ao Domínio Norte (ND) da PB (Figs. 1 e 2). Sua cobertura sedimentar na porção terrestre exibe uma espessura máxima de 0,25 a 0,3 km (Barbosa et al., 2007), é formada por rochas carbonáticas, que vão do Turoniano ao Maastrichtiano. A evolução do PN foi controlada por zonas de cisalhamento pré-cambrianas com tendência a ENE-WSW e falhas normais formadas durante a fase rift, tendendo a WNW-ESE, NNW-SSE e N-S (Figs. 1 e 2).

## 3 ESTRATIGRAFIA DAS BACIAS DA ÁREA DE ESTUDO

A falta de poços estratigráficos nas três bacias da área de estudo dificulta a compreensão de sua evolução estratigráfica. Apenas três poços exploratórios, foram

perfurados ao longo da zona costeira da área de estudo: 2 IT (Ilha de Itamaracá, Bacia da Paraíba); 9 JG e 2 CP (Bacia de Pernambuco).

A maior parte da investigação geológica em subsuperfície foi realizada usando poços perfurados para fins hidrogeológicos (Barbosa & Lima Filho, 2006). Na região *offshore* não há poços até o presente, e a interpretação das sequências estratigráficas baseou-se principalmente na correlação com a estratigrafia reconhecida na região terrestre e no conhecimento sobre as bacias vizinhas. Apesar do problema da falta de poços, grandes revisões foram propostas para a estratigrafia dessas bacias nos últimos anos.

### 3.1 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBULCO

As informações acerca da estratigrafia da Bacia de Pernambuco são limitadas na região *offshore*, devido a completa ausência de poços nesta região, o conhecimento desta porção é oriundo apenas de dados geofísicos (métodos potenciais e de linhas sísmicas 2D) (Maia, 2012<sup>a</sup> & Oliveira, 2013). Na região *onshore* há apenas dois poços estratigráficos que foram perfurados na zona costeira da bacia, o 9JG (1100 m) na região norte da bacia e o poço 2 CP (2.953 m), em sua porção sul. Nenhum destes poços atingiu o embasamento.

Alguns trabalhos pioneiros propuseram cartas estratigráficas para a região em estudo, destacadamente Feijó (1994), e posteriormente Córdoba *et al* (2007). No entanto, apesar das evidências, estes trabalhos reúnem em uma única carta estratigráfica as bacias marginais de Pernambuco, da Paraíba e a plataforma de Natal, que representam áreas marcadamente diferentes em termos de evolução tectônica e preenchimento sedimentar (Barbosa *et al*, 2007; Barbosa & Lima Filho, 2006). Com o avanço do conhecimento sobre a geologia da região, Maia (2012a) apresentou importante trabalho de revisão da estratigrafia da Bacia de Pernambuco, e apresentou uma nova carta estratigráfica, considerando apenas a evolução geológica da Bacia de Pernambuco.

Recentemente, Barbosa *et al.* (2014) propuseram a revisão da estratigrafia da Bacia de Pernambuco (Fig.10) com base em nova análise dos dados disponíveis (seções sísmicas da região *onshore*, registro do poço 2 CP e mapeamento geológico ao longo da zona costeira) (Fig. 11). Estes autores propuseram que a sequência siliciclástica, Aptiana-Albiana, poderia ser dividida em três formações:

- I. Formação Cabo, relacionada com a uma primeira fase rifte da bacia (Aptiano);

- II. Formação Suape, relacionada com a segunda fase do rifte (Albiano Inferior a Médio);
- III. A formação Paraíso, que representaria os depósitos da fase Pós-Rifte (Albiano Superior).

Acima da Formação Paraíso, ocorre a sucessão de carbonato da Formação Estiva (Cenomaniano-Turoniano-Santoniano), relacionada com a invasão marinha na zona costeira. É possível que, como ressaltado por Barbosa et al. (2014), as Formações Suape e Paraíso possam ser sub-aflorantes na faixa costeira, devido à configuração estreita da faixa dentro do graben que formou a bacia interna. Apesar disso, a ocorrência de depósitos separados por discordâncias, abaixo da profundidade onde ocorrem os depósitos carbonáticos da Formação Estiva, na faixa costeira, pode ser observada em seções sísmicas e através do registro de perfis do poço 2 CP (Barbosa et al., 2014).

A maioria dos trabalhos que trata da ocorrência expressiva de evaporitos nas bacias marginais brasileiras limitam a existência dessas rochas entre Bacia de Santos, na margem Sudeste, até as bacias de Sergipe e Alagoas, no Nordeste do Brasil. No entanto, Antunes et al. (2007) e Córdoba et al (2007) sugeriram a ocorrência de evaporitos na porção offshore da bacia de Pernambuco. Barbosa et al. (2008) e Buarque et al., 2016 baseados na interpretação de dados sísmicos propuseram a existência de ao menos uma camada de evaporitos que recobre a região do Platô de Pernambuco, e sugeriram que sua idade seria Aptiano Superior, com base nas relações estratigráficas. No entanto, a idade da bacia de sal e a natureza das rochas que formam este intervalo são ainda desconhecidas devido à falta de poços na região do platô.

A zona costeira da Bacia do Pernambuco registra um evento magmático cuja idade foi determinada através do método  $40\text{Ar} / 39\text{Ar}$  entre 104 a 100 Ma., com uma idade para o pulso principal formador de rochas ígneas na bacia em torno de 102 Ma. (Nascimento, 2003). Este magmatismo incluiu grandes intrusões e abundante registro de derrames (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003).

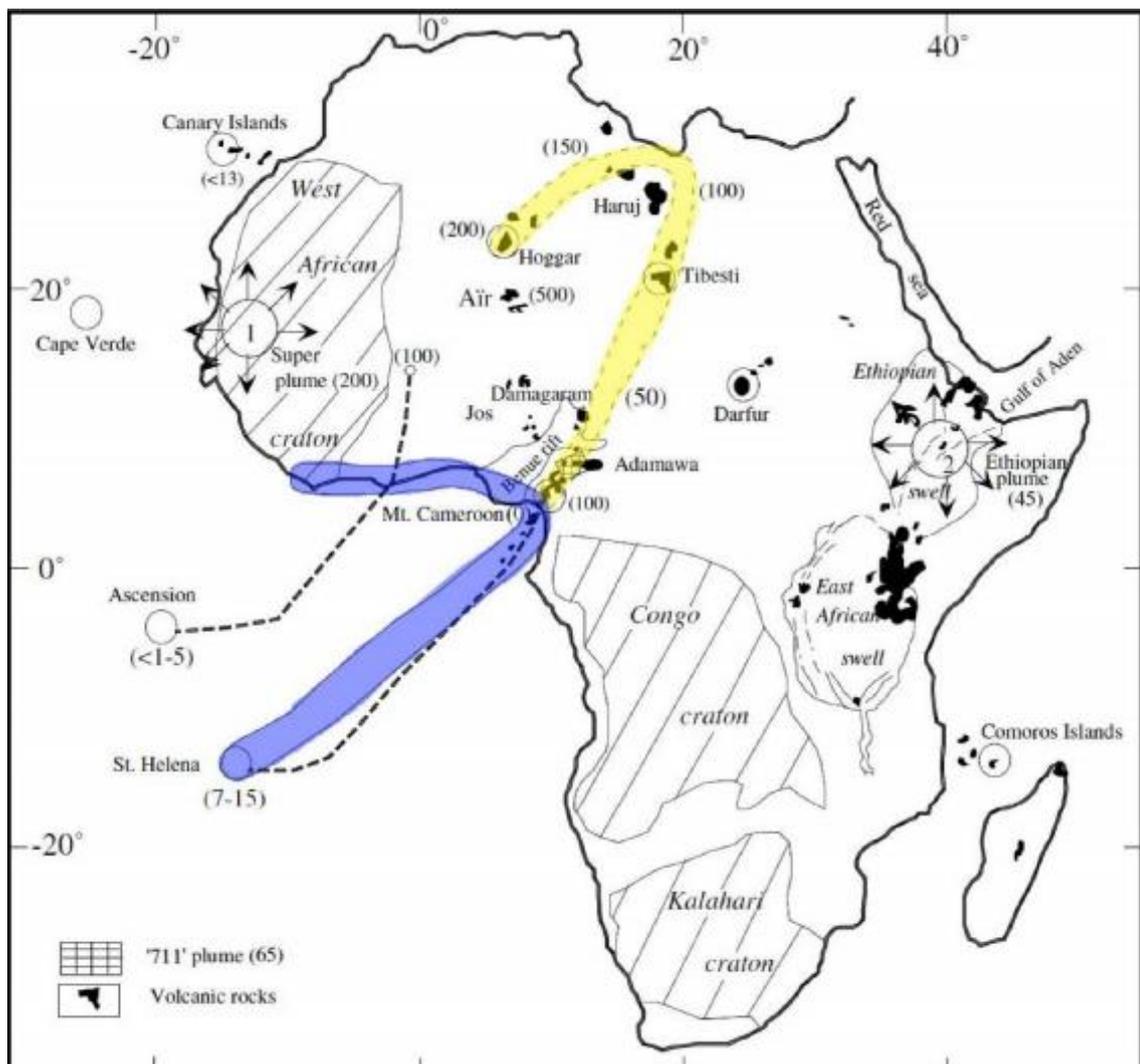
O magmatismo originou uma variedade de rochas vulcânicas: ignimbritos, traquitos, riolitos, basaltos, traquiandesitos; e uma ocorrência de granito feldspato alcalino (Sialet al., 1988; Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003). Lima Filho (1998) propôs a denominação formal dessas rochas como a Suíte Mágmatice Ipojuca, que apresenta relações de corte e sindeposição com as rochas sedimentares de idade Neo-Albiana. Alguns autores defendem que este evento magmático seja uma manifestação de uma anomalia térmica, um *hot spot* possivelmente o *hot spot* de Santa Helena (Fig. 11) (Rand & Mabesoone, 1982; Long et al., 1986; Sial et al., 1988; Jackson et al., 2000; Golonka, 2000; Ngako et al., 2006, Buarque et

al., 2016<sup>a</sup>, Golonka et al. 2000) sugeriram que o *hot spot* Santa Helena, afetou a região norte da placa sul-americana antes que ele se tornasse uma influência crítica no *break-up* da África e da América do Sul, na região da Bacia de Pernambuco. Ngako et al. (2006) mostraram que a Placa Africana foi submetida à várias anomalias mantélicas nos últimos 200 Ma. e que um dos *hot spots* cruzou a região da Bacia de Pernambuco há aproximadamente 100 Ma., no ponto exato onde o *break-up* entre a África e a América do Sul ocorreu (Fig. 09).

Apesar de debates acerca da real influencia do *Hot spot* de Santa Helena, Jackson et al., (2000) acredita na possível interação entre duas anomalias térmicas, a Pluma de Tristão na região sul e o *Hotspot* de Santa Helena na região Norte, e suas contribuições para a ruptura da crosta continental. Segundo esse autor dois fatores marcantes resultam dessa interação: (A) O diacronismo na abertura do ramo sul; (B) A formação do golfo restrito entre as duas zonas afetadas pelos hot spots. A formação da cordilheira de Walvis, no sul, e da possível restrição formada na região do Platô de Pernambuco, levou possivelmente à formação da enorme bacia de sal do Atlântico Sul, durante o Aptiano superior (Jackson et al., 2000).

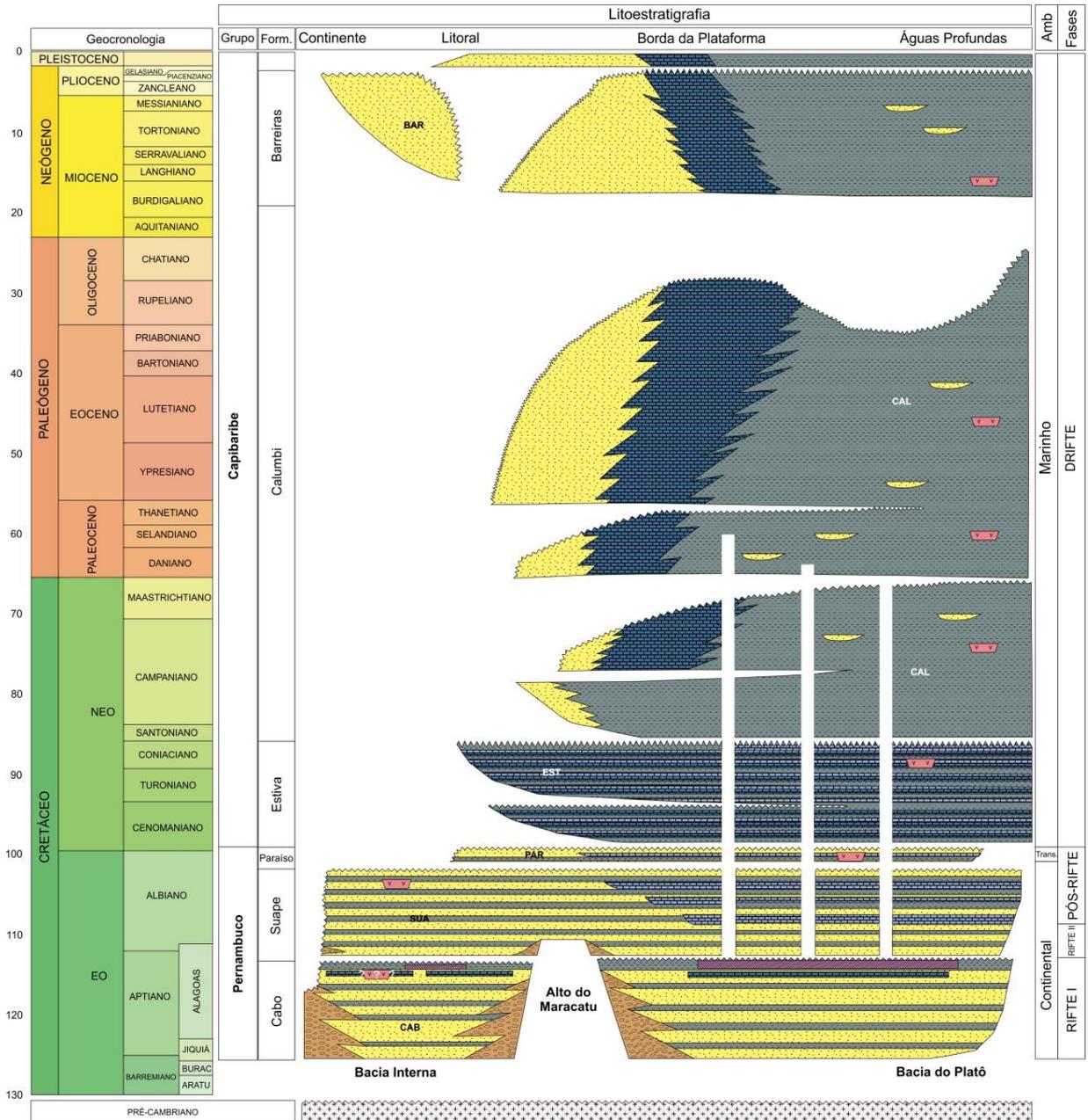
Neste trabalho nós vamos seguir as considerações mais recentes feitas em relação ao arcabouço estratigráfico da bacia, a carta estratigráfica proposta por Maia (2012a) e modificada por Barbosa et al. (2014), que sintetiza as revisões propostas para a estratigrafia da Bacia de Pernambuco na última década (Fig. 10).

Figura 9 - Mapa de localização de *hot spots* nos dias atuais e o deslocamento deles na África. As linhas pontilhadas (tracejadas) grossas indicam o trajeto dos *hot spots* desde 100 Ma. até os locais em que eles se encontram ativos nos dias atuais. A linha pontilhada fina (faixa amarela) mostra o trajeto do *Hot spot* de Camarões desde 200 Ma. atrás, de Hoggar até o Monte Camarões. A linha fina contínua (faixa azul) mostra a trilha do *Hot spot* St. Helena, de Serra Leoa até a sua posição atual. 1 e 2 indicam a localização das superplumas. Os números entre parênteses representam as idades em Ma.



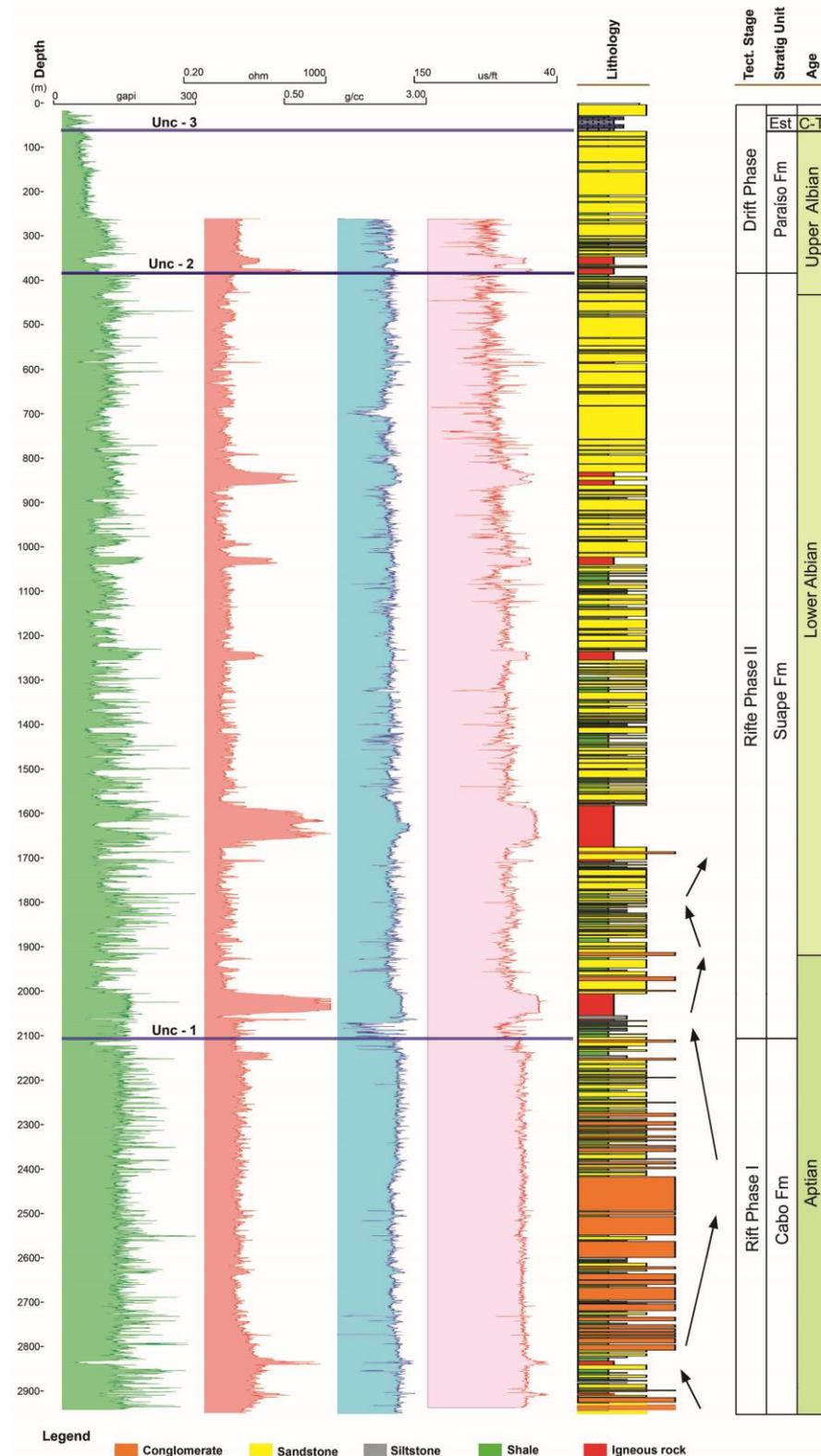
Fonte: Modificado de Ngako et al., 2006.

Figura 10 - Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco, com a compilação das informações obtidas na região *onshore* da bacia (afloramentos e poços estratigráficos) e da região *offshore*, a partir da interpretação de dados sísmicos.



Fonte: Barbosa et al.,2014.

Figura 11 - Seção cronolitoestratigráfica do poço 2 CP-01-PE com o perfil litológico e os perfis geofísicos disponíveis. As discordâncias observadas estão correlacionadas com a seção sísmica obtida na região do poço (Fig. 03). A idade dos depósitos e a descrição litológica foram obtidas a partir do relatório original da Petrobras. Setas pretas indicam pulsos de ciclos de granocrescência ascendente marcados por conglomerados no topo.



Fonte: Barbosa et al.,2014.

### 3.2 ESTRATIGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DA BACIA DA PARAÍBA

A região pertencente à zona costeira da BPB também apresenta um embasamento raso com cobertura sedimentar formada por depósitos continentais cretáceos da Formação Beberibe, cuja idade é mal definida (Turoniana? -Santoniana?). Os depósitos transicionais da Formação Itamaracá. (Campaniano Médio - Eo-Maastrichtiano), carbonatos (margas, calcários marinhos e calcários) da Formação Gramame (Maastrichtiano) e margas, calcários mares e calcários arenosos da Formação Maria Farinha (Daniana).

Ao sul da cidade de João Pessoa, há afloramentos de calcários formados em sistemas recifais e lagunares com idade provável para esses depósitos é o eoceno. Estes depósitos apresentam uma ocorrência muito restrita na bacia e, provavelmente, representam os depósitos transgressivos sobre a inconformidade que marca o topo da Formação Gramame (Maastrichtiano), durante a subida do nível do mar (Almeida, 2000; Barbosa & Lima Filho, 2006). Barbosa et al., 2006; Souza, 2006; Barbosa et al., 2007).

A evolução desta região envolveu um grande período de baixa duração, pós-Turoniano, que provavelmente terminou durante o Coniaciano-Santoniano? No entanto, informações bioestratigráficas sobre os depósitos basais da formação Beberibe ainda são muito pobres. Esta unidade é formada por arenitos médios a grosseiros, depositados em sistemas aluviais e fluviais. Provavelmente, durante esse período, a sedimentação sobre a plataforma evoluiu isolada da porção offshore, considerando que a plataforma permaneceu como um embasamento alto. Durante o período da Campaniano, a zona costeira sofreu uma transgressão, que avançou desde Campaniano e atingiu o clímax durante o Eo-Maastrichtiano. Esses depósitos transgressivos formaram a Formação Itamaracá (Barbosa, 2007).

No topo da sequência transgressora existe uma camada rica em fosfato, cujo teor de fosfato varia significativamente de acordo com a paleogeografia da bacia. No final dos anos 1970, essa ocorrência foi explorada economicamente. Com o estabelecimento de condições marinhas sobre a zona costeira, durante o Maastrichtiano, uma rampa de carbonato superficial evoluiu, a Formação Gramame, e cobriu a maior parte da área.

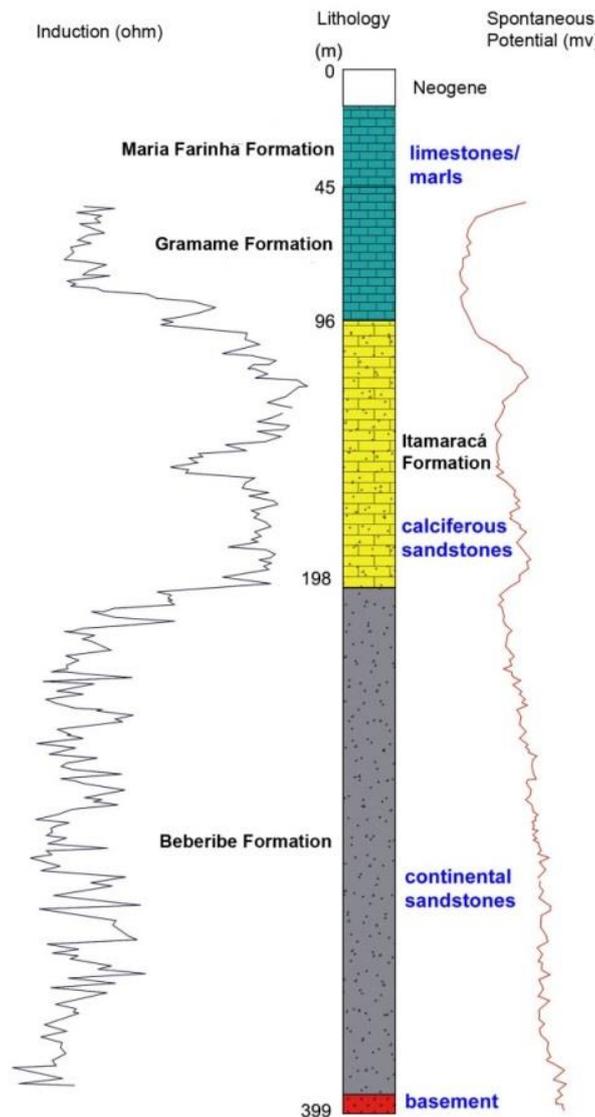
Durante os últimos tempos do Maastrichtiano, uma queda no nível do mar começou e este evento expôs parte da bacia. Este notável evento erosivo é reconhecido em toda a bacia e foi mais expressivo na região Norte. Durante esse evento regressivo, foram formados depósitos, margas, carbonatos marinhos e carbonatos arenosos, a Formação Maria Farinha. A posição estratigráfica dos depósitos Eocênicos recifais, expostos em uma porção restrita da linha costeira, ao sul de João Pessoa, não é clara. Estes depósitos mostram bancos recifais,

facies lagunares e near-shore (Rossetti & Góes, 2011; Barbosa, 2007).

A formação superior que completa a coluna sedimentar desta região é formada pela Formação Barreiras, que se formou desde o Mioceno até o Pleistoceno. Durante o Mioceno-Pleistoceno, a maior parte das bacias marginais do Nordeste do Brasil recebeu a deposição de depósitos aluviais-fluviais e deltaicos da Formação Barreiras (Rossetti & Góes, 2009).

A Figura 13 mostra a coluna sedimentar obtida do poço estratigráfico IST 2, perfurado na Ilha de Itamaracá, que representa a porção mais profunda da zona costeira da Bacia Paraíba (Barbosa, 2007). Os depósitos de carbonato formados durante o período de alta representam as exposições mais expressivas ao longo da zona costeira da Bacia do Paraíba (Fig. 12).

Figura 12 - Perfil estratigráfico 2 IST - 01 PE perfurados na Ilha de Itamaracá, Bacia Paraíba.



Fonte: Barbosa et al., 2007

### 3.3 ESTRATIGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DA PLATAFORMA NATAL

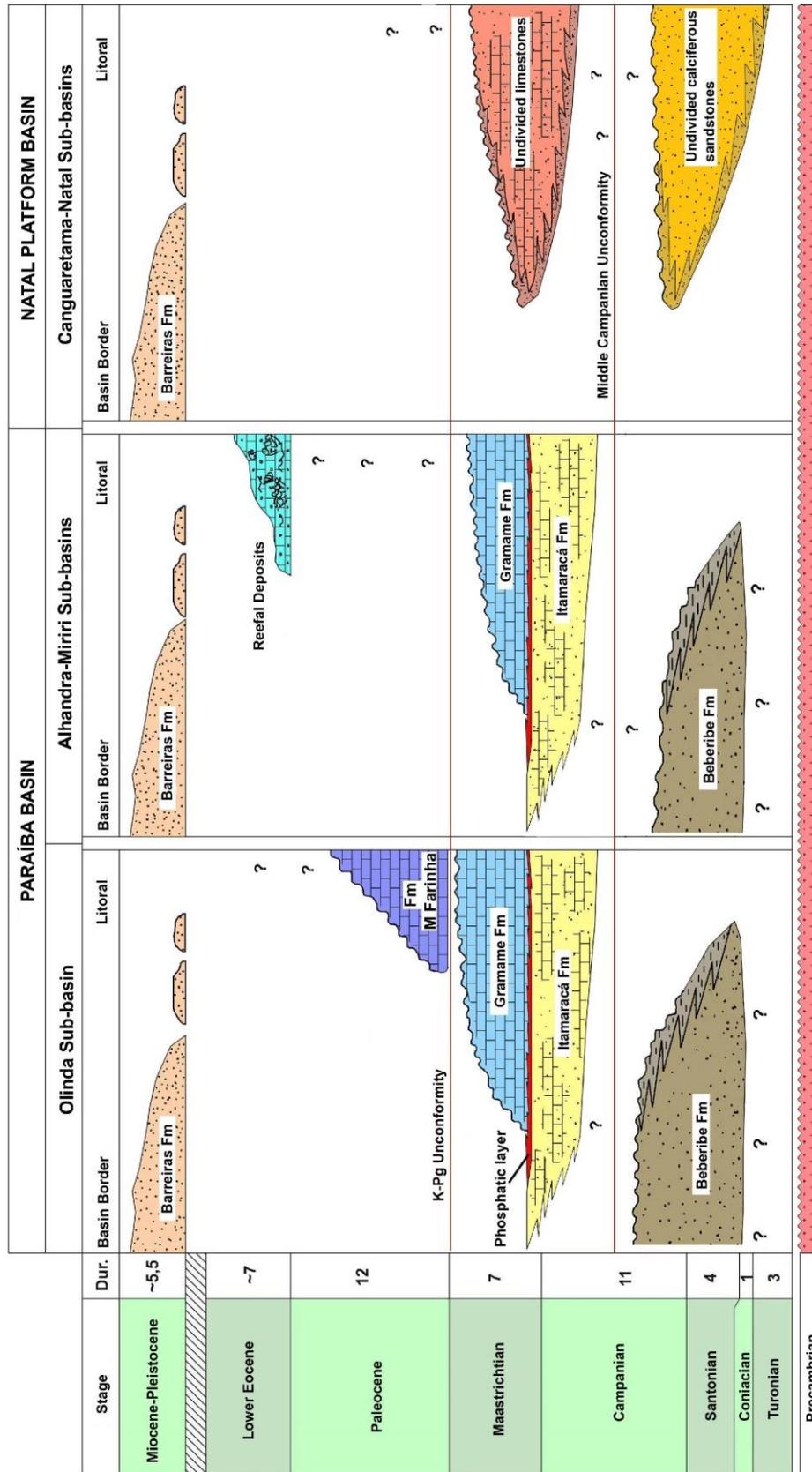
Alguns estudos comprovam que a porção norte da área estudada, que representa a região entre as cidades de João Pessoa e Natal, representa uma bacia costeira rasa (Queiroz et al., 1985; Lana e Roesler, 1999; Barbosa et al., 2007). (Figs. 10 e 11). Neste setor, a coluna sedimentar é dominada por arenitos calcários, calcários arenosos e margas (Barbosa et al., 2007).

Algumas proposições foram feitas sobre a relação das rochas sedimentares encontradas nesta área com as bacias adjacentes (Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993). Esses autores sugeriram que os calcários existentes nessa região poderiam estar ligados à Bacia Potiguar. No entanto, a análise de dados bioestratigráficos e sedimentológicos obtidos de afloramentos e poços (Lana & Roesner, 1999), permitiu que Barbosa et al (2007) propusessem que o preenchimento sedimentar dessa região apresentasse algumas características distintas, devendo estar vinculado ao evolução tectono-sedimentar pós-turoniana da porção oriental do ramo extensional do Nordeste do Brasil.

Sobre esta região, o preenchimento sedimentar ocorreu em uma plataforma muito estreita, influenciada pelo fluxo siliciclástico, em uma rampa rasa restrita. A sequência basal é turoniana e é formada por calcários recristalizados com grãos detríticos siliciclásticos e arenitos calcários. Essa sequência é frequentemente mencionada como uma continuação da deposição da Formação Jandaíra, da Bacia Potiguar (Lana & Roesner, 1999).

A sequência superior, que vai do Campaniano ao maastrichtiano, é formada por margas siltosas, calcários arenosos e arenitos calcários (Barbosa et al., 2007). Estes depósitos sugerem que a região costeira da Plataforma de Natal recebeu deposição durante o Turoniano-Santoniano, e provavelmente há uma discordância separando essa sequência basal da sequência superior, que inclui os depósitos Campaniano-Maastrichtianos (Barbosa et al., 2007). A sequência superior possivelmente está relacionada às formações de Itamaracá e Gramame da Bacia Paraíba, mas o sistema deposicional foi menor, resultando em diferentes associações de fácies (Barbosa & Lima Filho, 2006).

Figura 13 - Carta estratigráfica para as zonas costeiras da bacia paraíba e bacia da plataforma de natal.



Fonte: Barbosa et al., 2007.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

O conjunto de dados que foi usado neste trabalho contém dados de magnetometria aérea, gravimetria de satélite, levantamento sísmico 2D e dados de fluxo geotérmico oriundo de poços. Os mesmos serão apresentados abaixo.

### 4.1 CONJUNTO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS DE SATÉLITE

Dados de altimetria derivados do projeto de satélite TOPEX / POSEIDON foram usados para construir mapas de anomalia gravitacional de ar livre e de Bouguer de  $0,01^\circ \times 0,01^\circ$  (figs. 14A e 14B) e um mapa da profundidade da Moho (Fig. 14C). Os mapas de anomalia Ar livre e Bouguer foram interpolados pelo método da mínima curvatura e mapa da estimativa da profundidade da Moho foi elaborado por meio da modelagem isostática.

### 4.2 CÁLCULO DA MOHO ISOSTÁTICA

O mapa de profundidade de descontinuidade isostática Mohorovičić (Moho) (Fig. 14C) foi elaborado por uma modelagem isostática da carga topográfica na placa litosférica usando o modelo de compensação isostática de Airy-Heiskanen (Heiskanen e Moritz, 1967). O cálculo requer a estimativa de três parâmetros, uma compensação de profundidade para a elevação do nível do mar ( $ds$ ), um contraste de densidade ao longo da parte inferior da carga de raiz  $\Delta\rho$  e a densidade da carga topográfica  $\rho t$ . (Eq 1) (Simpson et al., 1986):

$$d = ds + e \left( \frac{\rho t}{\Delta\rho} \right) \quad (1)$$

Onde a elevação ( $e$ ) representa a superfície topográfica. Nos domínios da crosta oceânica, a coluna de água representa uma carga negativa no topo devido à presença de densidade da água (Eq 2):

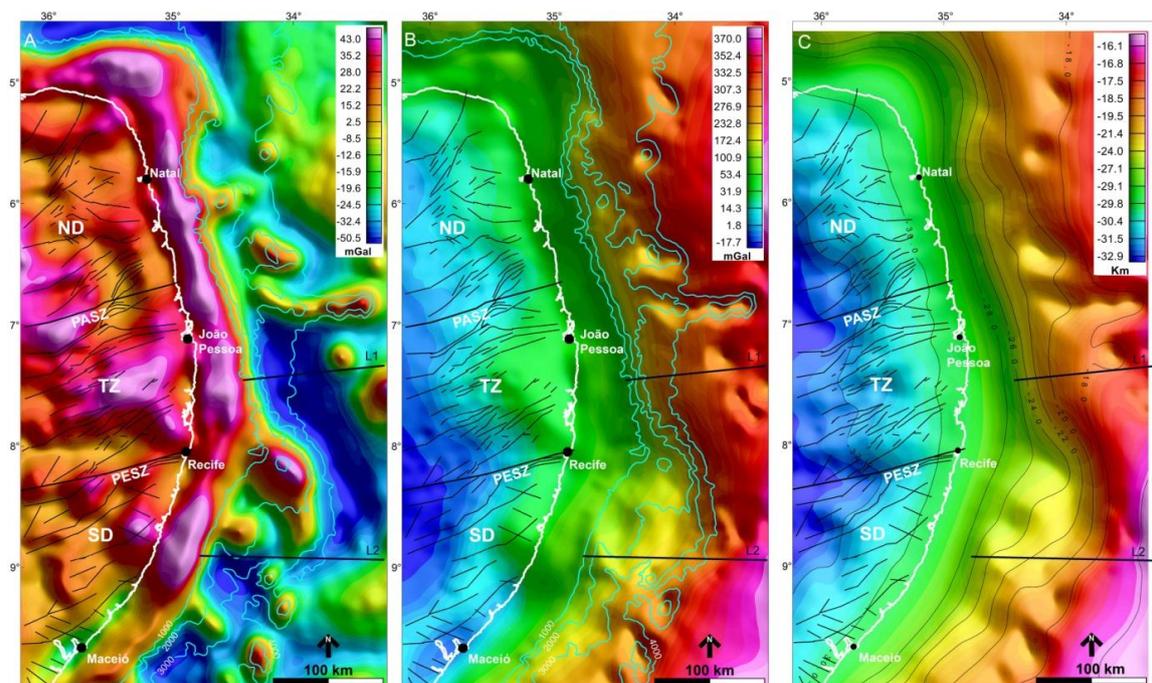
$$d = ds - dw \left( \frac{\rho t - \rho w}{\Delta\rho} \right) \quad (2)$$

Assim,  $dw$  representa a batimetria, e  $\rho w$  representa a densidade da água do mar.

O valor da espessura crustal,  $d_s = 30$  km, foi baseado na estimativa feita por trabalhos anteriores utilizando dados de métodos sísmicos e potenciais, que mostraram que a espessura normal média no embasamento adjacente da margem estudada é de cerca de 30 km (Lima et al. 2015, Luz et al., 2015). Os demais parâmetros foram baseados nas profundidades de Moho estimadas por Blaich et al (2008), e Magalhães et al (2014b), para bacias marginais do N do Brasil: densidade de água,  $\rho_w = 1,03$  g/cm<sup>3</sup>, densidade de crosta uniforme rochas basais e cobertura de sedimentos),  $\rho_t = 2,67$  g/cm<sup>3</sup>, e o contraste na base da interface crust-mantle,  $\Delta\rho = 0,45$  g/cm<sup>3</sup>.

Assumimos uma densidade para o manto litosférico = 3,3 g/cm<sup>3</sup>. Blaich et al (2008) estimaram a profundidade da Moho para as bacias de Camamu / Almada, Jacuípe, Sergipe-Alagoas e Pernambuco, no nordeste do Brasil, através da análise de dados sísmicos (refração e reflexão), e modelaram dados de gravidade por métodos isostático e de inversão. A Figura 3 mostra os mapas Free-air, Bouguer e profundidade da Moho da área estudada.

Figura 14 - Mapas da anomalia ar livre (A), Bouguer (B) e profundidade da Moho isostática (C), da região marginal do NE do Brasil e derivados do de dados de satélite TOPEX/ POSEIDON. Linha branca: linha de costa; linhas azuis claras: batimetria; linhas pretas finas: falhas principais e zonas de cisalhamento em domínios continentais. Linhas azuis escuras (L1 e L2) representam seções sísmicas profundas 2D usadas para construir os perfis geofísicos integrados (Figs. 21 e 22). Domínios da BP: SD: Domínio Sul; TZ: Zona Transversal; ND: Domínio Norte.



Fonte: O Autor.

#### 4.3 DADOS DE AEROMAGNETOMETRIA

O conjunto de dados utilizado neste estudo (Fig 15) foi derivado de quatro levantamentos aéreos magnéticos obtidos do repositório de dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Cada conjunto de dados foi processado separadamente antes da integração. Os levantamentos foram interpoladas usando o método de gridagem bidirecional. Cada conjunto de dado foi interpolada com um tamanho de célula de 750 m. Além disso, o Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF) foi removido de cada conjunto de dados:

1. O levantamento da Plataforma Continental Nordeste (080) foi realizada em 1970, com linhas de vôo orientadas para NE-SW, espaçamento de 5 km e altura de vôo de 700 m;
2. O levantamento Platô de Pernambuco (230) foi realizado em 1988 com linhas de voo orientadas para NW-SE ( $N30^{\circ}W$ ), espaçamento de 3 km e altura de vôo de 500 m;
3. O levantamento Maragogi-Canavieiras (190) foi realizado em 1986 com linhas de voo orientadas para NW-SE ( $N30^{\circ}W$ ), espaçamento de 3 km e altura de vôo de 500 m;
4. O levantamento do Projeto Aerogeofísico da Borda Leste do Planalto da Borborema (1079), que cobre a área da BP adjacente à margem leste, foi realizado em 2007, com linhas de vôo orientadas para NS espaçadas de 500 m, linhas de controle orientadas por EW espaçadas de 10 km e uma altura de voo de 100 m.

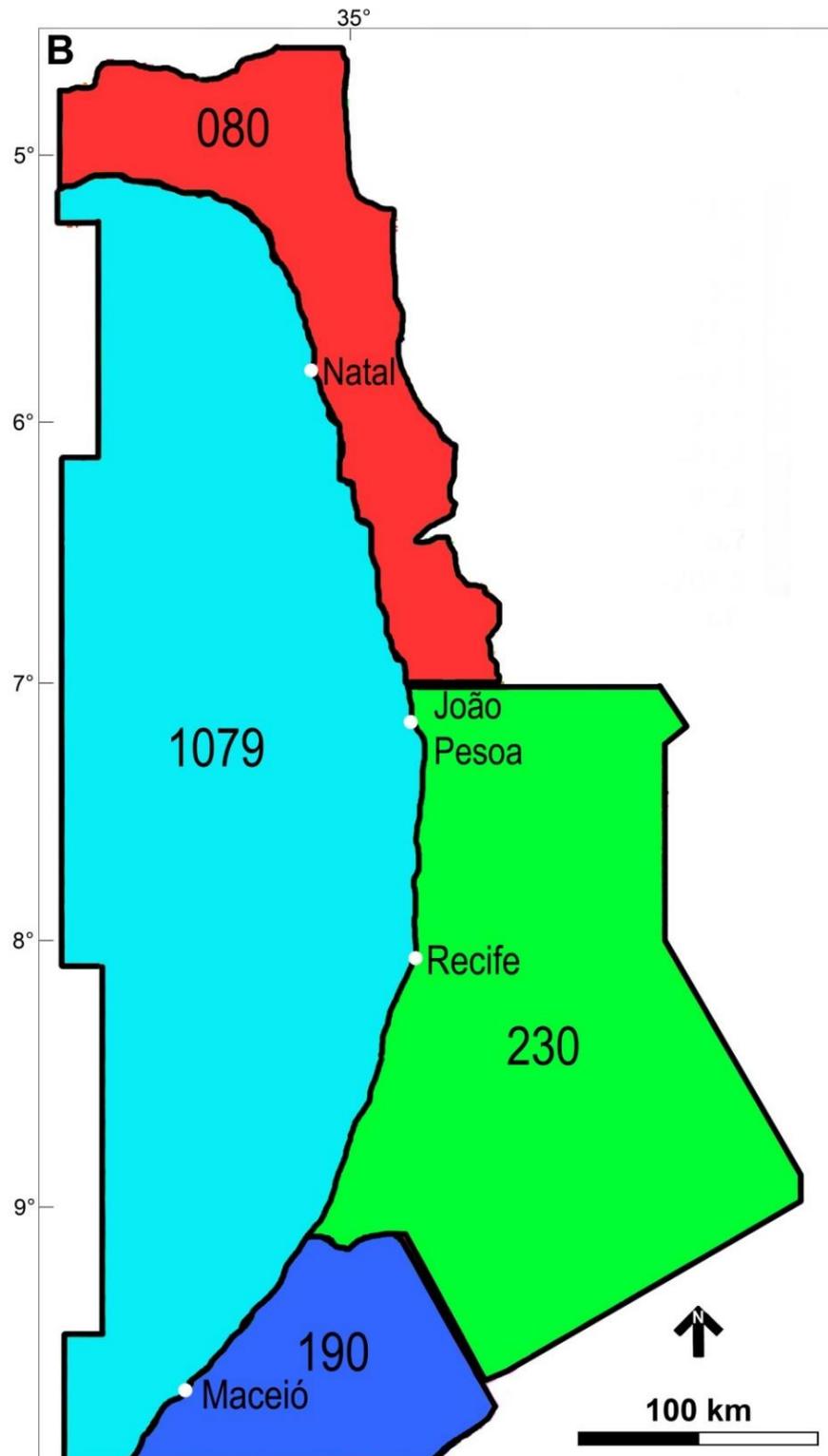
O tratamento do ruído foi realizado através da identificação e remoção de spikes. O método de decorrução (micronivelamento) foi realizado nos grids usando-se filtros de cosseno direcional e Butterworth para remover artefatos de nivelamento (Urquhart 1988).

Os quatros grids foram combinados considerando uma altitude de 700 m, que foi obtida usando a técnica de continuação para cima nos grids (230), (190) e (1079). Assim, todos os quatro grids foram combinadas através do método de sutura (Blakely, 1995; Johnson et al., 1999).

O mapa composto de (080), (230), (190) e (1079) abrange a região da plataforma continental do nordeste brasileiro para as isobatas de 2.000 a 3.000 m e a maioria dos domínios PEP (Figs. 14A e 14B) para as isobatas de 4.000 a 5.000 m. Este mapa também

cobre 80 a 100 km do embasamento adjacente formado pela BP, o que nos permitiu analisar a transição entre os setores preservados e estendidos da crosta continental.

Figura 15 - Área de estudo com destaque para os projetos aerogeofísicos.



Fonte: O Autor.

#### 4.4 ESTIMATIVA DA PROFUNDIDADE DO PONTO DE CURIE (CPD)

O método pioneiro na estimativa da Profundidade do ponto de Curie foi o do centróide, desenvolvido e aperfeiçoado por Bhattacharyya & Leu (1965, 1975a, 1975b, 1977), Spector & Grant (1970) e Okubo et al. (1985), entretanto este método sofreu ao longo do tempo modificações de tal forma que atualmente existem quatros métodos distintos usados para o cálculo da isoterma de Curie:

- I. Método do centroide (Bhattacharyya & Leu 1965, 1975a, 1975b, 1977; Spector & Grant 1970; Okubo et al. 1985, Blakely, 1995),
- II. Método do pico espectral (Spector & Grant. 1970; Shuey et al. 1977; Connard et ai. 1983; Blakely. 1988),
- III. Método da distribuição fractal das fontes (Pilkington & Todoechuck 1993; Maus & Dimri 1994,1997; Fedi et al. 1997; Tanaka et al., 1999; Ross et al., 2006;Bouligand et al., 2009; Li et al., 2010; Bansal et al. 2011)
- IV. Método de-fractal (Salem et al. 2014)

Bansal et al (2013) e Ravat et al (2007) argumentam que métodos do domínio de Fourier tornaram-se muito popular na estimativa da profundidade de Curie a partir dados aeromagnéticos por causa de sua simplicidade. Ainda segundo Bansal et al (2013) estes métodos fornecem uma superestimação de valores de profundidade, derivado do caráter aleatório e não correlacionadas da distribuição de fontes (Pilkington & Todoechuck 1993; Maus & Dimri 1994 1996; Fedi et ai. 1997; Bansal & Dimri 2011, 2005b, 2014). Mesmo diante de argumentos acerca das limitações do método do centroide, é possível observar o uso recente deste método em trabalhos regionais (Aboud et al 2011, Hsieh et al 2014, Nwankwo & Shehu, 2015,Saibi et al 2015,Correa et al., 2016).

#### 4.5 MODELOS DE MAGNETIZAÇÃO ALEATÓRIOS

A estimativa da CDP proposta por esse método baseia-se também na análise dos dados de anomalia magnética (de campo total), conforme descrito por Spector e Grant (1970) e Okubo et al. (1985). Esses autores mostraram que o espectro obtido através de um conjunto de modelos prismático com diversas espessuras tem uma variação no comportamento espectral

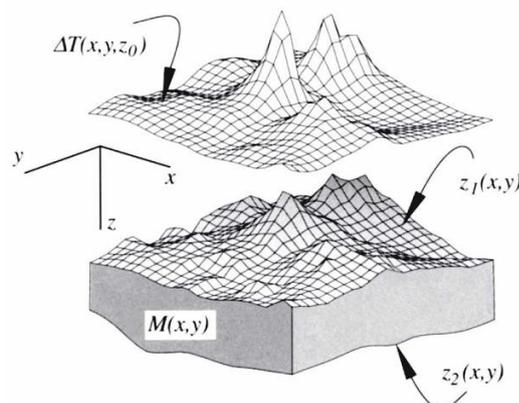
por conta dessa variação em  $Z$ , ou seja, o ponto máximo do espectro diminui e suaviza-se a partir da variação da espessura da camada (Dolmaz et al., 2005).

Neste método, os dados de anomalia magnética são divididos em regiões prismáticas retangulares, para as quais as profundidades do topo ( $Z_t$ ) e centróide ( $Z_0$ ) das fontes magnéticas podem ser definidas através da curva do registro do espectro de potência (Spector e Grant, 1970, Bhattacharyya e Leu, 1975a, 1975b, 1977). Assim, usando a metodologia desenvolvida por Okubo et al (1985) pode se obter a profundidade da base dos corpos magnéticos ( $Z_b$ ).

A análise baseia-se em três etapas principais: 1 - a divisão de dados em janelas quadradas sobrepostas; 2 - cálculo do espectro de potência do registro da média radial para cada janela; e 3 - estimativa do CPD a partir da definição de centróide e as profundidades superiores estimadas a partir da fonte magnética para cada sub-região. O modelo assume que as fontes magnéticas estão confinadas em uma camada de dimensões horizontais infinitas, a profundidade do topo é pequena em relação à dimensão lateral das fontes magnéticas, e que a magnetização  $M(x,y)$  é uma função não correlacionada e aleatória de  $x$  e  $y$ , isto é, a magnetização é constante na vertical (Spector e Grant, 1970, Bhattacharyya e Leu, 1975a, 1975b, 1977).

Assim a anomalia do campo total é medida na superfície horizontal em uma altitude  $Z_0$ , e todos os materiais magnéticos estarão confinados entre as duas superfícies  $Z_1(x,y)$  e  $Z_2(x,y)$ , como mostra a figura 12. Desta forma se estabelece que  $Z_1(x,y) > Z_0(x,y)$  e que  $Z_2(x,y) > Z_1(x,y)$  pra todos os  $x$  e  $y$ . Note que  $Z_1$  e  $Z_2$  não são mais constantes, mas sim são funções de  $x$  e  $y$ . Assim a anomalia do campo total é dada por:

Figura 16 – Representação da anomalia magnética causada por uma camada magnética com topo irregular e superfície inferior. A distribuição da fonte é confinada entre duas superfícies  $Z_1$  e  $Z_2$ , ambas as funções de  $x$  e  $y$ .



Fonte: Blakely, 1995.

$$\Delta T(x, y, z_0) = \iint_{-\infty}^{+\infty} M(x', y') \int_{z_1}^{z_2} \psi(x - x', y - y', z_0 - z') dx' dy' dz' \quad (3)$$

Onde  $\psi$  é o campo em  $(x, y, z_0)$  devido as fontes nos pontos  $(x', y', z')$ . A transformada de Fourier de ambos os lados da expressão fica:

$$\mathcal{F}[\Delta T] = \mathcal{F} \left[ \iint_{-\infty}^{+\infty} M(x', y') \int_{z_1}^{z_2} \psi(x - x', y - y', z_0 - z') dx' dy' dz' \right] \quad (4)$$

$$\mathcal{F}[\Delta T] = \iint_{-\infty}^{+\infty} M(x', y') \int_{z_1}^{z_2} \mathcal{F}[\psi(x - x', y - y', z_0 - z')] dx' dy' dz' \quad (5)$$

A transformada de Fourier bidimensional de  $\psi(x - x', y - y', z_0 - z')$  na equação 5 não representa nenhum problema porque já conhecemos a transformada de Fourier  $\psi(x, y, z)$ ; ela é simplesmente a transformada de Fourier da anomalia causada por um único dipolo. Usando a propriedade de mudança ou deslocamento nós obtemos:

$$\mathcal{F}[\Delta T] = 2\pi C_m \Theta_m \Theta_f |k| \iint_{-\infty}^{+\infty} M(x', y') \int_{z_1}^{z_2} e^{|k|(z_0 - z')} e^{i(k_x x' + k_y y')} dx' dy' dz' \quad (6)$$

$$\mathcal{F}[\Delta T] = 2\pi C_m \Theta_m \Theta_f e^{|k|z_0} \iint_{-\infty}^{+\infty} M(x', y') \{e^{-|k|z_1} - e^{-|k|z_2}\} e^{-i(k_x x' + k_y y')} dx' dy' \quad (7)$$

Assim, a transformada de Fourier da anomalia de campo total causada por uma camada com superfícies superiores e inferiores irregulares é representada como uma soma; cada elemento da magnetização. Portanto considerando o modelo proposto por Blakely (1995), temos que o espectro de potência de densidade do campo magnético anômalo é dado por:

$$\Phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \Phi_M(k_x, k_y) \cdot F(k_x, k_y) \quad (8)$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_f|^2 e^{-2|k|z_t} (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2 \quad (9)$$

Onde  $\Phi_M$  é o espectro de potencia da densidade de magnetização  $C_m$  representa a constante de proporcionalidade e  $\Theta_m$  e  $\Theta_f$  representam fatores das direções de magnetização e campo magnético respectivamente,  $Z_1(x, y) = Z_t(x, y)$  e  $Z_2(x, y) = Z_B(x, y)$  de sorte que, assim teremos que  $Z_B \sim Z_2$  e  $Z_t \sim Z_1$  na equação 9 de modo que:

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (10)$$

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|} \quad (11)$$

Notamos que as orientações dos vetores  $m$  e  $f$  estão contidas inteiramente dentro de  $\Theta_m$  e  $\Theta_f$  respectivamente, enquanto a profundidade do dipolo está contida exclusivamente dentro do termo exponencial, assim embora  $\Theta_m$  e  $\Theta_f$  sejam variáveis de  $k$  eles assumem valores constantes ao longo do raio projetado a partir da origem. Portanto, a forma do espectro de amplitude como uma função de  $k$  depende apenas do termo exponencial, ou seja, depende apenas da profundidade do dipolo, logo a forma é independente da orientação do dipolo e do campo.

Desta forma, é possível simplificar a equação 9 considerando que todos os termos exceto  $\Theta_m$  e  $\Theta_f$  são radialmente simétricos. Logo considerando que as médias radiais de  $\Theta_m$  e  $\Theta_f$  são constantes e que  $M(x, y)$  são completamente aleatórias, podemos postular que  $\phi_M = (k_x, k_y)$  é constantes, assim temos que a média radial é dada por:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|) = A e^{-|k|z_t} (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)^2}) \quad (12)$$

Onde  $A$  é a constante e  $k$  é o número de onda. Para comprimentos de onda menores que aproximadamente o dobro da espessura da camada magnética, a melhor aproximação para a Equação 5 é dada por:

$$\ln[\Phi_{\Delta T}(|k|)]^{1/2} = \ln B - |k|Z_t \quad (13)$$

Onde B representa uma constante, sendo possível estimar a profundidade do topo da camada magnética  $Z_t$  a partir da inclinação da curva através da tendência linear para grandes números de onde ( $k$ ). Por outro lado a equação 5 pode ser reescrita como sendo:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C e^{-|k|z_0} (e^{-|k|(z_t - z_0)} - e^{-|k|(z_b - z_0)}) \quad (14)$$

Onde C é uma constante. Para longos comprimentos de onda, a Equação 14 pode ser ajustada pela expansão de Taylor obtendo a seguinte forma:

$$\Phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C e^{-|k|z_0} (-e^{-|k|(d)}) \approx C e^{-|k|z_0} 2|k|d \quad (15)$$

Onde  $2d$  representa a espessura da fonte magnética. A Equação 16 representa o espectro da média radial de um dipolo, ou, de forma equivalente a um conjunto, ou um conjunto, de dipolos. Assim, podemos proceder ao ajuste da Equação 16 como segue, Onde D é uma constante:

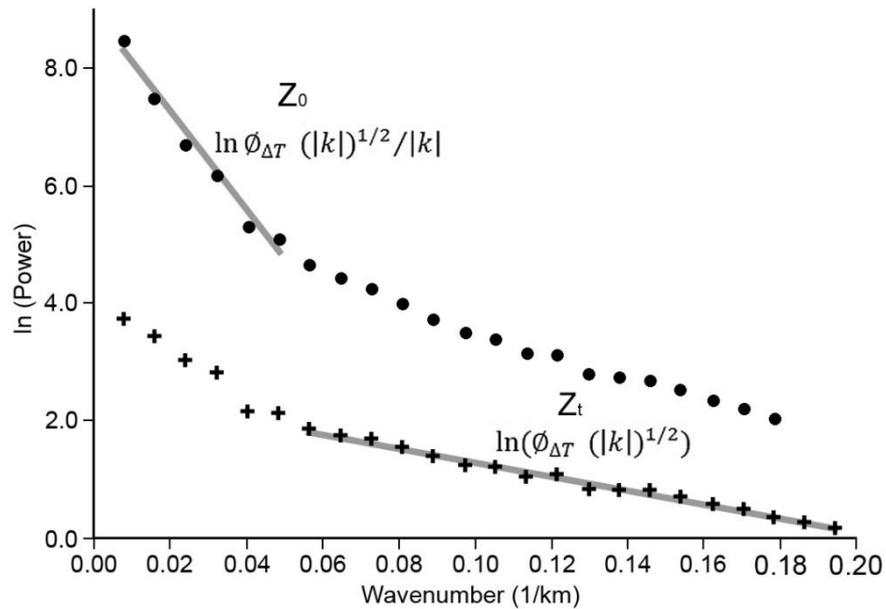
$$\ln\left\{\frac{[\Phi_{\Delta T}(|k|)]^{1/2}}{|k|}\right\} = \ln D - kZ_0 \quad (16)$$

Assim, ao utilizar a inclinação do espectro de potência, é possível estimar o topo e o centroide do corpo magnético traçando linhas retas sobre a curva do espectro de potência de média radial dividindo-o em duas tendências (Fig.17).

A montagem de comprimentos de onda curtos, alta frequência, indica a profundidade superior do corpo e os longos comprimentos de onda, as baixas frequências, marcam a posição de profundidade do centroide (Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999). Essas informações são obtidas através das Equações 13 e 16, daí a profundidade do limite inferior do corpo magnético,  $Z_b$ , pode ser obtida com a Equação 17, o que se supõe ser a profundidade em que os minerais perderam suas propriedades magnéticas, aproximadamente  $580^\circ \text{C}$ , e o que marcará a CPD (Okubo et al., 1985 e Okubo e Tsu (1992).

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (17)$$

Figura 17 – Espectro radial de potência de dados de magnetometria.



Fonte: O Autor.

É importante destacar que o uso do método centróide requer cautela e atenção especial, considerando que a magnetização na crosta é um campo vertical constante e não possui comportamento fractal. Embora tenhamos seguido os mesmos critérios para a escolha de faixas de número de onda e o cálculo das profundidades superior e inferior, a presença de picos é necessária para a escolha de intervalos de regressão linear, assim como informações independentes que podem auxiliar na validação do modelo. Assim, os cálculos finais mostram que as profundidades de Curie foram obtidas por interpretações qualitativas, as quais passaram pelo controle estatístico, conforme discutido a seguir.

#### 4.6 EFEITO DO TAMANHO DA JANELA

Um importante debate sobre a estimativa CPD envolve a definição da largura efetiva da janela de amostragem, que é uma parte essencial do método centróide (Bouligand et al., 2009; Li et al., 2010; Abraham et al., 2014a, 2014b; Nwankwo e Shehu, 2015). Alguns autores argumentam que grandes janelas quadradas são necessárias para garantir que a resposta das camadas magnéticas mais profundas seja capturada e que o uso de janelas com larguras pequenas não possa estimar a profundidade de anomalias profundas com eficiência.

Alguns trabalhos propuseram que uma dimensão de janela quadrada ótima é de aproximadamente 10 (Chiozzi et al., 2005; Ravat et al., 2007) ou 10 a 15 (Bouligand et al., 2009; Chopping e Kennet, 2015) vezes o valor esperado profundidade inferior das camadas magnéticas mais profundas. Em geral, espera-se que a isoterma de Curie esteja acima ou próximo da Moho (Salem et al., 2014). No entanto, a posição da CPD da camada magnética pode variar significativamente de acordo com o contexto geotectônico. Em regiões litosféricas afinadas que experimentaram gradientes geotérmicos mais altos e fluxo de calor no manto litosférico, espera-se que a isoterma de Curie seja mais rasa que a de Moho (Maule et al., 2005; Jaupart e Mareschal, 2007; Thébault et al., 2010; Salem et al., 2014; Leseane et al., 2015). Nas regiões onde o manto é magnetizado, a isoterma de Curie pode estar abaixo do Moho (Li et al., 2016). Segundo o trabalho de Magalhães et al (2014b), e com nosso cálculo da profundidade da Moho isostática, a espessura crustal na região proximal das bacias estudadas, próxima à linha de costa, é de aproximadamente 30 km. A espessura da crosta é reduzida ao longo da margem e atingiu aproximadamente 10-12 km no limite continental do oceano. Nossa estimativa da espessura crustal no embasamento adjacente (PA) da margem estudada, varia de 30 a 35 km, o que está de acordo com dados de refração sísmica profunda (Lima et al., 2015), e inversão conjunta das funções receptoras telesísmicas (Luz et al., 2015).

É importante salientar que alguns fatores são decisivos na hora da escolha do tamanho de janela porque a escolha inadequada do tamanho das áreas de amostragem pode produzir resultados insatisfatórios:

- I. O tipo de dado a ser usado (dados aero-levantados ou dados de satélite);
- II. A geologia da área a ser estimada (composição mineralógica da crosta e manto superior, espessura estimada da crosta, ambiente tectônico);
- III. Tamanho da área a ser estudada, pois em áreas muito grandes é recomendado se fazer teste de janela, em relação a resposta do espectro, em diversas regiões da área.

Alguns pressupostos e limitações devem ser considerados na estimativa da CDP. Uma discussão completa dessas limitações pode ser vista em Blakely (1995) e Ross et al. (2006). Aqui, nós as resumimos: (A) - As fontes magnéticas profundas têm comprimentos de onda longos e baixas amplitudes, levando a dificuldades para distingui-las de anomalias causadas por fontes superficiais. As dimensões de cada janela deve ser grande o suficiente para capturar esses longos comprimentos de onda, ou seja, é possível estimarmos a CDP, porem em certas regiões haverá uma perda de resolução devido a grande de profundidade. (B) - Em segundo

lugar, podem ocorrer descontinuidades, limitações dos levantamentos devido às diferenças nas especificações de cada levantamento, remoção de campo regional e a má qualidade da aquisição de dados, para tanto nós padronizamos nossos dados a uma mesma altitude e eliminamos linhas do voo e janelas cujos resultados foram duvidosos ou bastante ruidosos. (C) - O fator aleatório de magnetização é sensível para o método de análise espectral, de modo que o espectro de densidade de potência é uma constante. Contudo o grau de aleatoriedade depende da geologia da região. Por exemplo, a magnetização de uma camada vulcânica extrusiva pode ter diferentes rochas plutônicas, ou seja, diferentes assinaturas magnéticas (Blakely, 1988). Assim, embora se tenha seguido o mesmo critério para a escolha do número de onda e conseqüentemente o cálculo da CDP, topo e centróide, o método é dependente do usuário, ou seja, semiautomático, logo o usuário deve se munir de informações que possam validar o método. Assim como o método considera que a magnetização na crosta é uma constantemente vertical e não tem comportamento fractal, foi necessária a presença de picos para escolher os intervalos das regressões lineares. Em resumo, os cálculos finais mostram que as profundidades Curie médias foram obtidas por interpretações qualitativas as quais passaram por um controle estatístico.

É importante lembrar que existe certa confusão na literatura em relação à unidade do número de onda e o tipo de espectro. Esses fatores são fundamentais, uma vez que controlam o fator que divide o coeficiente angular da reta ajustada no espectro (Tabela 1). Este trabalho utiliza a amplitude do espectro e o número de onda em 1/km.

Tabela 1 - A profundidade  $Z$  é obtidas de acordo com a relação  $Z = \frac{\text{coeficiente angular}}{\text{fator da tabela}}$ .

	Fator para amplitude do espectro	Fator para espectro de potência
Número de onda (1/km)	$2\pi$	$4\pi$
Número de onda (rad/km)	1	2

Fonte: Ravatt et al (2007).

Neste caso para fazer o cálculo da inclinação dos pontos e definir  $z_0$  e  $z_t$  foi necessário definir a frequência angular de corte ( $k_c$ ) que separa as frequências espaciais as quais separam as profundidades. A inclinação das frequências que estão entre o pico máximo e a  $k_c$  são usadas para calcular o  $z_0$  e a inclinação das frequências a partir da  $k_c$  até duas vezes a quantidade de componente de frequência utilizada para estimar o  $z_0$  são usadas para fazer também a estimativa de  $z_t$ . Assim a separação entre a profundidade do  $z_0$  e  $z_t$  pode ser feita

usando-se o  $k_c$  que de forma prática representa o ponto de inflexão da curva foi usado para definir o valor onde se separa as retas obtidas através das equações 13 e 16, de modo que estas se sobreponham bem ao espectro do dado magnético ajustando-se bem visualmente.

Para garantir o tamanho ideal da amostragem da janela, realizamos um teste com um único ponto na região central da BPE com quatro janelas quadradas diferentes (50, 100, 150, 200) (Fig. 18B). Observou-se que muito pouca variação ocorre na profundidade até a base do sinal magnético em janelas maiores que 150 km (Tabela 1), o que sugere que representa um tamanho de janela capaz de resolver a detecção da base da camada magnética. Assim, escolhemos a janela quadrada de 150 km para realizar a análise espectral. Assim, dividimos o mapa magnético em 162 janelas quadradas sobrepostas de 150 km de largura (Fig. 18B). A taxa de sobreposição entre as janelas foi de 75%. Após a distribuição, janelas com mais de 25% de dados ausentes, como algumas janelas próximas aos limites do mapa, foram removidas para evitar erros e artefatos (Fig. 6). Vale salientar que o tamanho da janela de amostragem escolhido para o cálculo da CPD neste estudo coincidiu com o valor utilizado por Correa et al. (2016) para realizar a análise das CPD na Borborema. Esse último estudo adotou uma espessura para o escudo continental da Borborema que varia de 25 a 45 km.

Tabela 2 - Valor do topo ( $Z_t$ ) abase ( $Z_b$ ) da camada magnética de acordo com amostragem do tamanho da janela (Fig. 18B).

Janela quadrada (km)	Profundidade do topo ( $Z_t$ ); (km)	Profundidade da Base ( $Z_b$ ; km)
50	2.48	20.03
100	3.81	26.66
150	5.89	34.13
200	6.67	34.16

Fonte: O Autor.

#### 4.7 CÁLCULO DO ERRO DA ESTIMATIVA DA CPD

A avaliação estatística foi realizada para os valores de  $z_0$  e  $z_t$ . Essa avaliação é importante para definir o erro gerado pelo intervalo de números de onda no espectro analisado, pois espera-se que o erro seja maior quando o número de onda for menor. A estimativa do erro (Okubo e Matsunaga, 1994), é calculada com base no desajuste entre o espectro radialmente calculado ( $K_{\text{calculated}}$ ) e a linha reta obtida através do ajuste numérico ( $K_{\text{theoretical}}$ ) (Eqs. 13 e 16). Assim, o desajuste ( $R$ ) é calculado como segue na Equação 18:

$$R = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_k (K_{\text{Calculated}} - K_{\text{Theoretical}})^2} \quad (18)$$

Onde N é o número de pontos no espectro calculado. O mapa mostrando o erro para a estimativa de CPD é mostrado na Figura 20D. Usamos esse procedimento para adotar um limite mínimo de erro de 95% para criar o mapa de CPD.

#### 4.8 GRADIENTE GEOTÉRMICO (GG) E FLUXO DE CALOR (FT)

Após o cálculo do CPD, procede-se ao cálculo do gradiente geotérmico (GG), que pode ser estimado a partir da variação entre um determinado CPD, onde a temperatura local é estimada em 580 ° C, e a temperatura na superfície da Terra considerando uma direção vertical e a distância entre eles (Eppelbaum et al. 2014). Assim, a distribuição de GG foi obtida pela Equação 19:

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{580^\circ \text{C} - \text{Temperatura do fundo do mar}}{\text{Produndidade de Curie} - \text{batimetria}} \quad (19)$$

Após estimar os valores de GG em °C/m, estimamos os valores de fluxo de calor (HF) aplicando a Equação 20:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (20)$$

Onde “q” representa o FC, dado em mW/m<sup>2</sup> e λ representa a constante termal de condutividade térmica (W/m°C) e  $\frac{\partial T}{\partial Z}$  representa GG (°C/m). Na ausência de informações sobre as propriedades de condutividade da crosta nas regiões offshore estudadas, adotamos a proposição de Kappelmeyer e Haenel (1974), que sugere como uma estimativa geral para a condutividade da crosta terrestre com uma faixa de fator entre 2 a 2.5. Assim, assumimos um valor intermediário para λ de 2,25 W/m°C (Eppelbaum et al., 2014).

Após o cálculo das estimativas de GG e FT, com base nos 162 pontos CPD, os dados foram interpolados em uma malha com grid de 30 km para produzir mapas de GG e FT (Fig. 20). Para restringir os valores de GG e FT derivados da modelagem CPD, valores de fluxo de

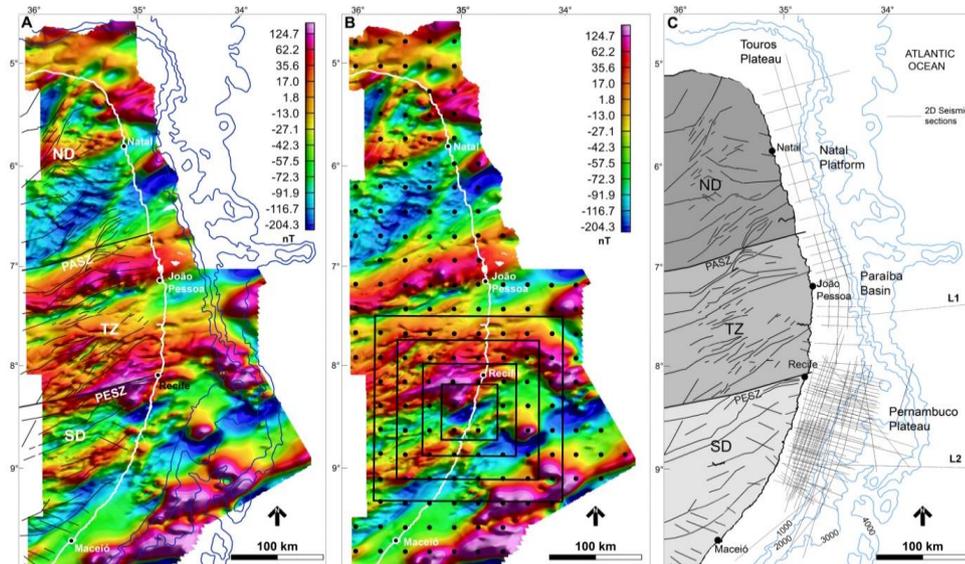
calor de 20 poços localizados nos domínios onshore e offshore da área estudada disponíveis no banco de dados de fluxo de calor global da International Heat Flow Commission (IHFC, 2018) foram usados para comparação e discussão adicional.

#### 4.9 CONJUNTO DE DADOS SÍSMICO MULTICANAL 2D

Analisou-se um conjunto de 143 secções sísmicas multicanais, com migração no tempo, para inferir algumas das principais características tectônicas da região (Fig. 18C). Este conjunto de dados foi obtido do BDEP-ANP. As linhas sísmicas representam um conjunto de diferentes gerações de dados com diferentes qualidades e profundidades de imagem (8 s a 11 s), representando um comprimento total de 10.360 km, que foram integrados para a análise regional. Um mapa de contorno da topografia do embasamento foi delineado com profundidade em segundos (TWT), e uma versão deste mapa com profundidade em metros foi produzida (Fig. 19). Devido à falta de poços offshore, um modelo simples de velocidade de camada a camada foi preparado para a conversão. Este modelo foi baseado em estimativas das velocidades de três sequências principais (rifte, pós-rifte cretáceo, pós-rifte Cenozóico), que por sua vez foram baseadas em velocidades descritas para sequências similares em poços da bacia vizinha de Alagoas (Fig. 19).

Duas secções sísmicas 2D multicanais, temporais e profundas (11 s TWT) adquiridas pelo Programa LEPLAC da Marinha do Brasil também foram integradas no conjunto de dados para definir as características da transição crustal nos setores norte e sul da margem estudada. As secções sísmicas (L1 e L2 na Fig. 19C) têm 170 e 230 km de comprimento, respectivamente.

Figura 18 - Mapa da anomalia magnética das bacias marginais brasileiras do NE (A), com localização dos CPDs, e representação das janelas quadradas utilizadas no teste de análise espectral (50, 100, 150, 200 km) (B). Mapa geológico simplificado mostrando os 143 dados sísmicos 2D multicanais usados neste estudo (C). Linhas pretas representam as principais zonas de cisalhamento continentais e falhas; linhas azuis claras representam batimetria.



Fonte: O Autor.

## 5 RESULTADOS

Os resultados desta tese serão apresentados abaixo de tal forma que foi realizado a interpretação do embasamento sísmico, propriedades térmicas da crosta. Integração dos perfis geofísicos com as seções sísmicas, e por fim foram analisadas as relações entre esses resultados.

### 5.1 INTERPRETAÇÃO DO EMBASAMENTO SÍSMICO

O mapa do embasamento sísmico das bacias marginais do NE brasileiro é apresentado na Figura 19. Esse mapa cobre a região offshore das Bacias de Pernambuco, Paraíba. A fronteira entre as bacias de Pernambuco e Alagoas é formada pela Alto de Margogi-Barreiros, uma estrutura regional de tendência NW-SE. Esse alto está ligado ao Alto do Maracatu, que forma uma estrutura externa do PPE, com direção geral o a NNE-SSW, e está ligada a PESZ no norte.

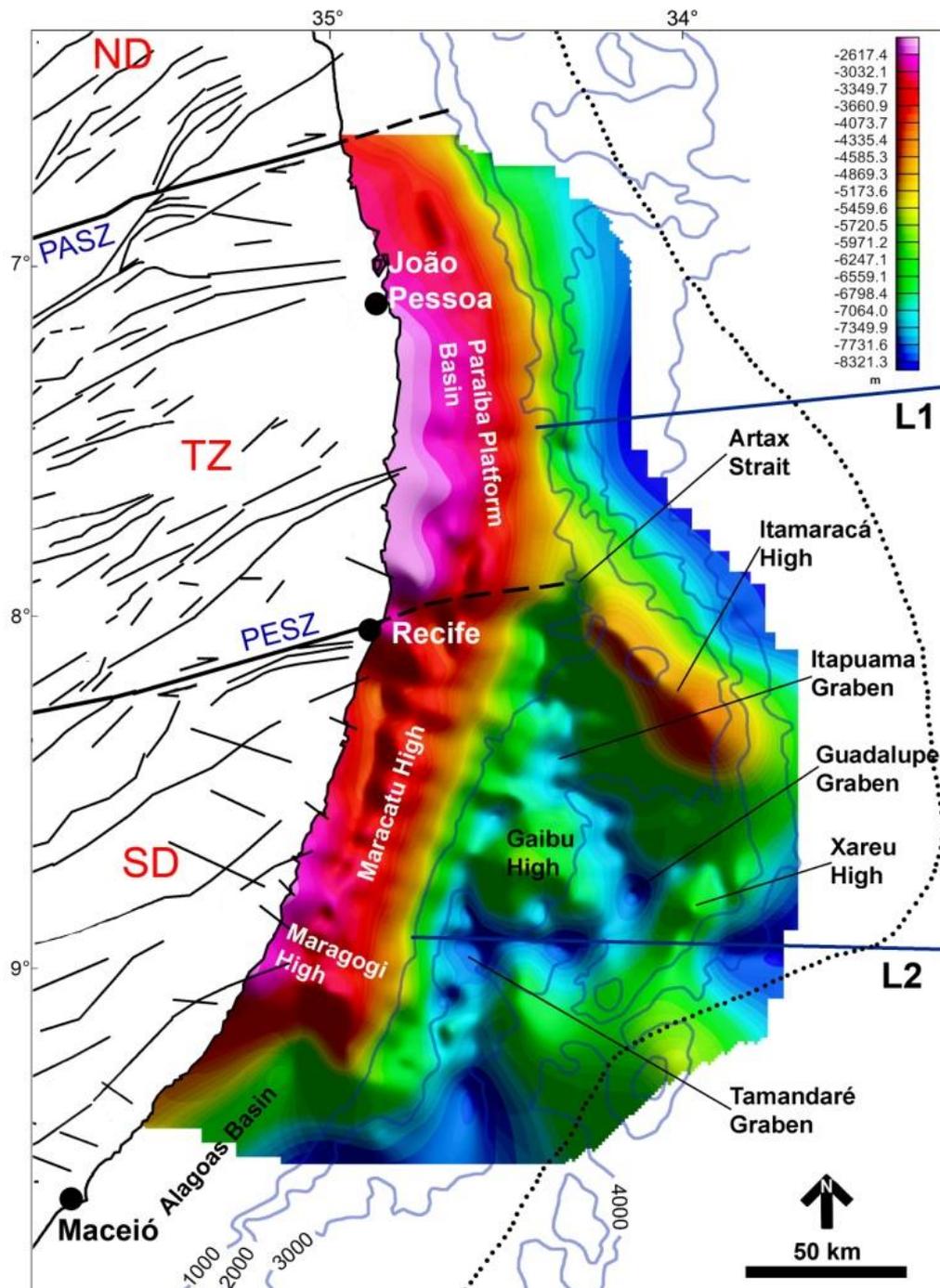
Ao norte da PESZ, a plataforma continental é dominada por um alto estrutural que forma os domínios do BPA e do PN, com direções N-S e NNW-SSE. A expressão desse alto estrutural que formou a plataforma continental é claramente vista no mapa de anomalias ar livre (Fig. 14A) como uma anomalia positiva alongada que se estende do limite sul do BPE até os limites setentrionais do platô de Touros.

O PPE é composto por grabens profundos (Tamandaré, Guadalupe e Itapuama), e altos externos formados sobre a crosta afinada continental em domínios distais (Fig. 19). Dois altos externos do embasamento dominam a região central do platô:

- I. O alto de Itamaracá, de NW-SE, com aproximadamente 70 km de extensão, que forma a fronteira norte do platô;
- II. O alto de Gaibu, uma estrutura semicircular na região central.

O alto externo de Xaréu, nomeado neste trabalho, apresenta direção NNE-SSW, forma a fronteira entre a região central do platô e seus domínios de fronteira mais distantes. O alto externo do Xaréu também forma a primeira escarpa do platô (Observar a seção sísmica profunda que cruza o platô na figura. 22). O Alto de Itamaracá é separado da plataforma do BPE por um estreito estrutural denominado aqui como o estreito de Artax, estrutura nomeada neste trabalho (Fig. 19).

Figura 19 - Mapa de contorno do embasamento sísmico, mostrando os principais domínios estruturais da Bacia de Pernambuco e da Plataforma da Paraíba, onde existe cobertura de dados sísmicos da área marginal estudada. As linhas pretas contínuas marcam a extensão das zonas de cisalhamento pré-cambrianas em direção à plataforma continental (Magalhães et al., 2014a, 2014b). Isópatas a 200 m, 2000 m, 3000 m e 4000 m são mostradas. Estruturas no continente: linhas pretas finas: lineamentos. L1 e L2 representam seções sísmicas grandes e profundas usadas para construir os perfis geofísicos.



Fonte: O Autor.

## 5.2 PROPRIEDADES TÉRMICAS DA CROSTA

Os mapas CPD, GG e FT são mostrados na Figura 20. O setor sul da área estudada que engloba a BPE e seu platô, bem como os limites sul entre as bacias BPE e Alagoas, apresenta valores de CPD variando de aproximadamente 32 a 26 km. (Fig. 20A) na região continental. Nas regiões *offshore*, os valores da CPD variam de 28 a 23 km. A parte norte da BPE exibe valores que variam de 28 a 25 km (Fig. 20A). A parte sul do platô apresenta valores de CPD que variam de 25 a 21 km, com valores mais profundos na borda sudeste. As anomalias de CPD são orientadas aproximadamente nas direções ENE-WSW e E-W (Fig. 20A).

O bloco continental central da TZ, delimitado pela ZCPA e pela ZCPE, mostra valores da CPD mais profundos, variando de 38 a 29 km. Os valores da CPD na região marginal dos domínios da BPA variam de 39 a 28 km (Fig. 20A). As anomalias de CPD na região *offshore* apresentam direções ENE-WSW e E-W, enquanto no domínio continental elas são orientadas nas direções NW-SE e NNW-SSE.

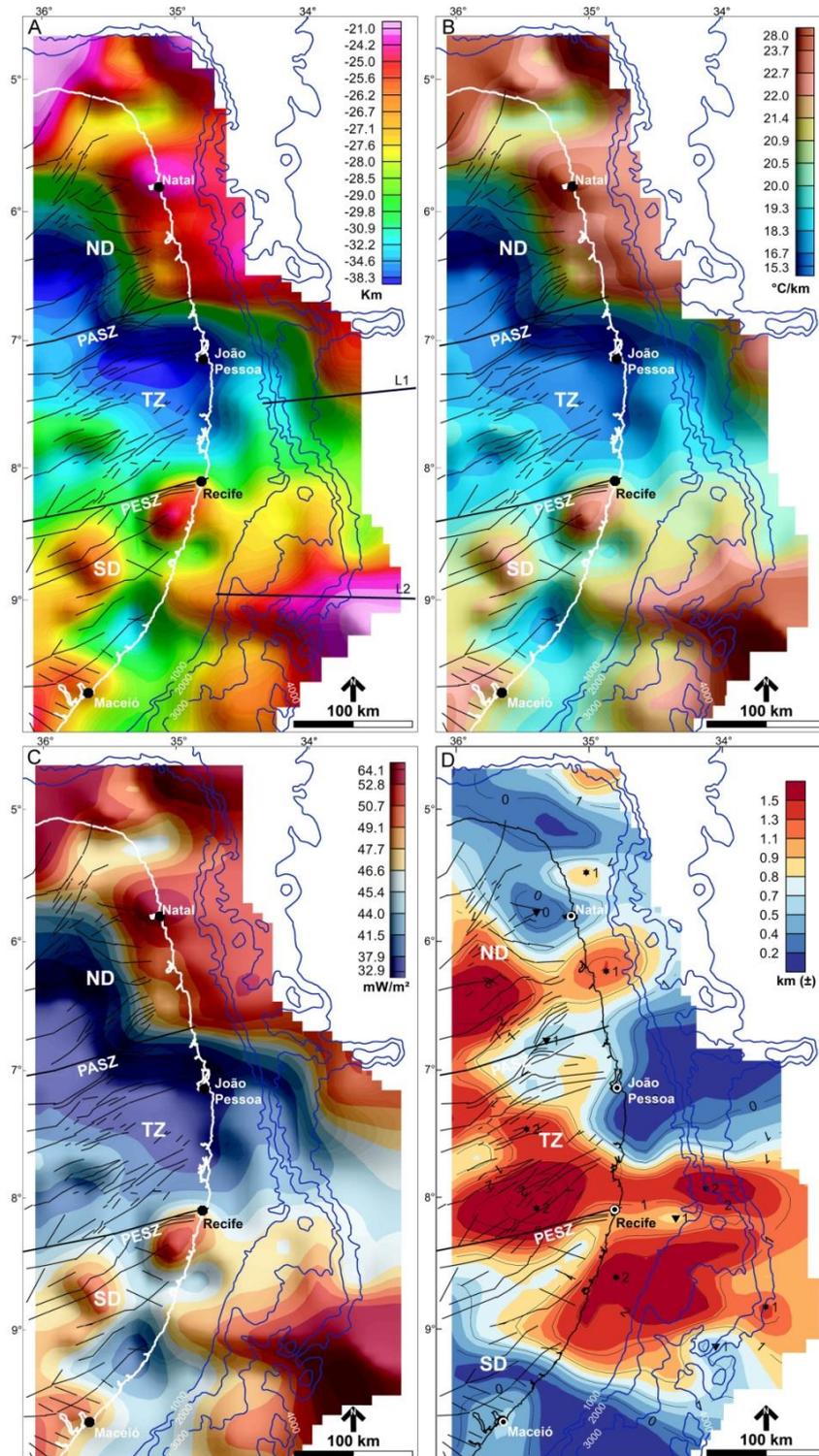
O Domínio Norte (ND na Fig. 20A), que está ligado à bacia marginal da PN, mostra uma distribuição dos valores da CPD mais complexa, com uma zona de até 39 km de profundidade na região continental adjacente a margem (Fig. 20A). Para leste, os valores da CPD na zona costeira variam de 27 a 23 km. A porção *offshore* do Domínio Norte, incluindo os domínios da PN e seus limites com a Bacia Potiguar, através do Platô de Touros, exibem valores da CPD que variam de 29 a 21 km. As principais anomalias da CPD na região *offshore* estão orientadas nas direções ENE-WSW, E-W e NNE-SSW (Fig. 20A).

Os mapas de GG e FT mostram que a região continental adjacente a BPE exibe valores de 18 a 22 °C/km e 38 a 50 mW/m<sup>2</sup>, respectivamente (Figs. 20B e 20C). A contraparte *offshore* da BPE apresenta valores que variam de 19 a 26 °C/km e 44 a 60 mW/m<sup>2</sup> para GG e FT, respectivamente. As áreas com maiores valores de GG e FT ocorrem na borda sudeste da BPE, com 23 a 28 °C/km e 47 a 63 mW/m<sup>2</sup>, respectivamente (Figs. 20B e 20C).

A região continental adjacente a BPA, ligada ao a TZ da Borborema, apresenta comportamento relativamente homogêneo, com valores de 18 a 20 °C/km e 37 a 46 mW/m<sup>2</sup>, para GG e FT, respectivamente. A região *offshore* da BPA apresenta valores de GG que variaram de 16 a 22 °C/km e valores de FT variando de 37 a 50 mW/m<sup>2</sup> (Figs. 20B e 20C).

A região continental adjacente a PN exibe valores de GG que variam de 16 a 23 °C/km e valores de FT variando de 32 a 54 mW/m<sup>2</sup>. A região *offshore* da PN apresenta valores de GG que variam de 20 a 28 °C/km e valores de FT que variam de 45 a 65 mW/m<sup>2</sup> (Figs. 20B e 20C).

Figura 20 - Propriedades térmicas da crosta na área estudada. A) mapa de profundidade do ponto Curie. B) Mapa do gradiente geotérmico. C) Mapa de fluxo de calor. D) Mapa do erro estimado para o valor da base da camada magnética (Zb). Linhas pretas na zona continental adjacente representam grandes falhas e zonas de cisalhamento. Linhas azuis claras representam a batimetria. Linhas azuis escuras (L1 e L2) representam seções sísmicas profundas 2D usadas para integração com mapas geofísicos. Domínios da BP: SD: Domínio Sul; TZ: Zona Transversal; ND: Domínio Norte.



Fonte: O Autor.

### 5.3 INTEGRAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICO COM AS SEÇÕES SÍSMICAS

Dois perfis geofísicos integrados (Figs. 21 e 22) foram construídos a partir de seções sísmicas 2D profundas, curvas extraídas do mapa da CPD (isoterma de Curie) e dos mapas da profundidade da Moho isostática, anomalia magnética, anomalia Bouguer e Anomalia Free air. A localização desses perfis pode ser vista na figura 19 e 20A.

A profundidade da Moho isostáticas estimadas na região continental adjacente às bacias marginais apresentam valores que variam de 29 a 35 km (Fig. 14C), o que é consistente com os valores da profundidade de Moho isostática encontrados por Lima et al. (2015), com base na análise de dados de refração sísmica, e Correa et al. (2016) com base na análise de dados de refração sísmica de função receptor e dados de análise espectral de gravimetria.

O perfil L1 representa uma seção de mergulho de 230 km de comprimento localizada na região distal do BPB (Fig. 21). Nesta área, a margem continental é muito estreita, com uma zona de aproximadamente 40 a 60 km de largura e uma zona da OCT com aproximadamente 30 a 40 km de largura. A quebra de plataforma é abrupta, com inclinação acentuada, o que fez com que um grande volume de depósitos sedimentares da plataforma colapsassem diretamente para a bacia distal (Fig. 21).

Desde a plataforma até a crosta oceânica, a margem possui aproximadamente 80 a 100 km de largura. Mudanças no comportamento das anomalias gravitacionais de ar livre e Bouguer auxiliaram na identificação do início do domínio da crosta oceânica a aproximadamente 80 a 100 km da quebra de plataforma, onde estas apresentam valores de -30 e 260 mGal, respectivamente (Fig. 21).

Na parte modelada da zona de necking, a profundidade isostática de Moho é aproximadamente 27 km, em direção a parte leste a 20 km abaixo da zona de OCT interpretada e de aproximadamente 15 km abaixo da crosta oceânica (Fig. 21). A superfície do CPD começa aproximadamente a 2 km abaixo da Moho isostática, na parte da zona de necking (Fig. 21), e ascende suavemente até aproximadamente 26 km abaixo da zona da OCT (Fig. 21).

A superfície da CPD está aproximadamente 8 km abaixo do Moho isostático ao longo da OCT (Fig. 21). A espessura da crosta continental na zona muito estreita da OCT é de aproximadamente 10 a 12 km. A espessura da crosta oceânica além da zona da OCT é de aproximadamente 10 km (Fig. 21).

O perfil L2 representa uma seção dip localizada na região distal da BPE (Fig. 19 e 20A) e se estende da região de quebra de plataforma na parte sul do PPE até o domínio da

crosta oceânica, com aproximadamente 170 km de extensão (Fig. 22). A interpretação mostra que a margem no setor do PPE é mais ampla do que a observada na BPB (Fig. 21 e 22). A integração de dados sugere que a zona de marcação modelada tem 30 a 40 km de largura e a crosta hiper-estendida tem aproximadamente 80 a 90 km de largura (Fig. 22).

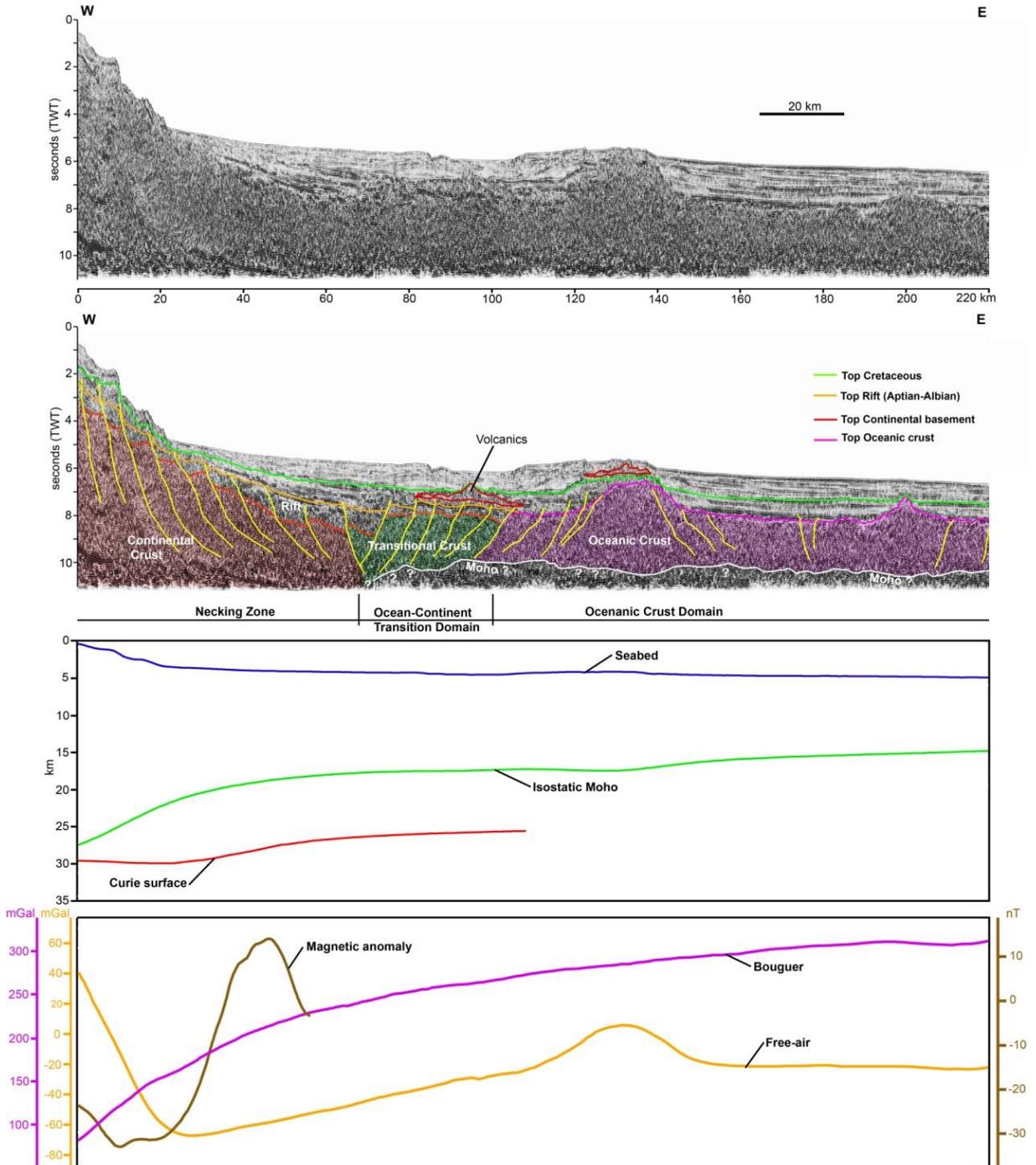
Uma zona estreita exterior forma a parte mais elevada do platô, entre a primeira escarpa interna e a escarpa ligada à crosta oceânica. Essa parte é interpretada como uma zona do OCT, possivelmente uma continuação da zona da OCT identificada na BPB, que tem aproximadamente 40 a 50 km de largura no PPE.

Considerando o embasamento estimado (Fig. 19) e as profundidades da Moho isostática, inferimos que a espessura crustal na região central do platô é de aproximadamente 12 km, e na zona de OCT é de aproximadamente 9 a 10 km (Fig. 22). Além disso, mudanças no comportamento das anomalias de ar livre e Bouguer ajudaram a confirmar que o início do domínio da crosta oceânica está a aproximadamente 140 a 150 km da quebra da plataforma, com valores de -30 e 280 mGal, respectivamente (Fig. 22).

Neste perfil, a Moho isostática está a aproximadamente 28 km de profundidade na zona de *necking* da crosta, e atinge cerca de 22 km abaixo da crosta hiper-estendida, e ascende para 18 km na zona da OCT, e esta se encontra a aproximadamente 16 km de profundidade abaixo da crosta oceânica (Fig. 22).

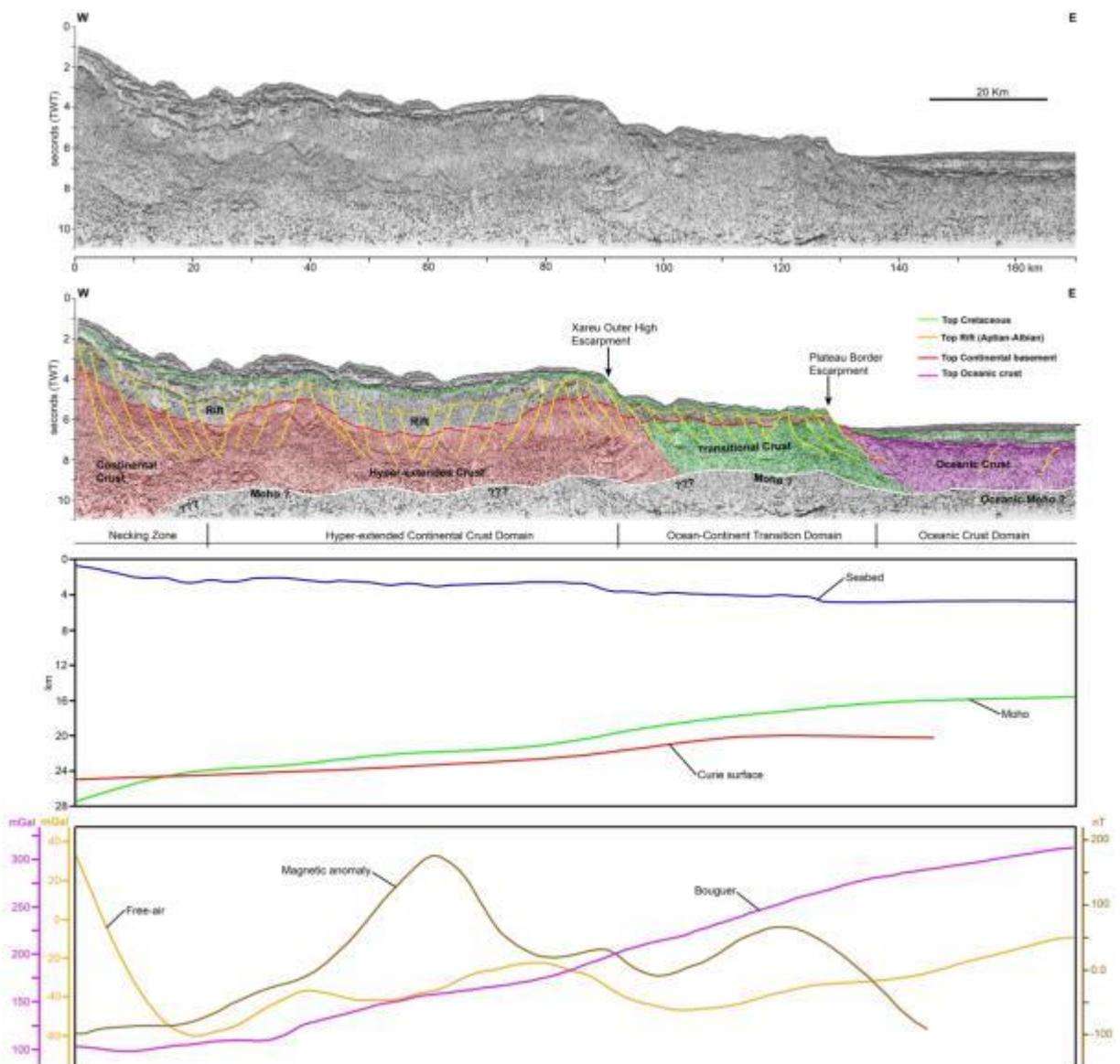
A isoterma do CPD está a aproximadamente 3 km acima do Moho isostático, na zona de estirada, e passa abaixo do Moho isostático no final da zona de estirada. A isoterma CPD sobe suavemente abaixo da Moho para aproximadamente 22 km na zona de crosta hiper-estendida e 20 km abaixo da zona OCT (Fig. 22). A isoterma do CPD está de aproximadamente 3 a 4 km abaixo do Moho isostático ao longo da crosta hiper-estendida e de 4 a 5 km abaixo do Moho isostático ao longo da zona OCT. O modelo também mostra que a isoterma do CPD está aproximadamente 5 km abaixo da crosta oceânica a leste (Fig. 22).

Figura 21 - - Perfil geofísico L1. Seções sísmicas não interpretadas e interpretadas localizadas na região distal *offshore* da BPB (topo), superfície isostática Moho CPD (meio) e anomalias gravimétricas e magnéticas (base). A localização do perfil geofísico L1 pode ser visto nas figuras 20A, 19, 14A, 14B e 14C.



Fonte: O Autor.

Figura 22 - Perfil geofísico L2 e perfil geofísicos extraídos dos mapas calculados. Seções sísmicas não interpretadas e interpretadas localizadas na região distal offshore da Bacia de Pernambuco (topo), superfície isostática Moho CPD (meio) e anomalias gravimétricas e magnéticas (fundo). ). A localização do perfil geofísico L2 pode ser visto nas figuras 20A, 19, 14A, 14B e 14C.



Fonte: O Autor.

## 6 DISCUSSÃO

A análise dos dados sísmicos (Figs. 19, 20, 21 e 22), juntamente com os mapas de dados gravimétricos (Fig. 14), revelaram que a parte norte das bacias marginais do NE brasileiro é formada por uma plataforma continental muito estreita, com uma quebra de plataforma abrupta e uma zona de crosta continental hiper-estirada estreita, que engloba as bacias BPB e PN (Figs. 19 e 20). O setor sul também apresenta uma plataforma continental estreita e uma seção de crosta continental hiper-estendida um pouco mais ampla que formou a BPE e seu platô (Figs. 19 e 20). A plataforma continental dessas três bacias estão interligadas e constituem uma sub-superfície regional alta que domina a margem (Fig. 14A e 19). O PPE exhibe grabens profundos e altos externos que compõem uma morfologia complicada, incluindo uma zona de crosta transicional (OCT) (Fig. 22). Os principais grabens dentro do PPE atingem cerca de 8 a 9 km de profundidade abaixo da superfície oceânica. A origem e a natureza crustal das grandes elevações externas do embasamento, altos de Itamaracá e Gaibu, ainda são desconhecidas, mas foram atribuídas a possível atividade magmática (Buarque et al., 2016), e heterogeneidades crustais dentro da crosta hiper-estendida do platô (Magalhães et al., 2014a, 2014b). Nossos resultados corroboram estudos anteriores que sugeriram que o segmento central do Oceano Atlântico Sul mostra afinidade com o modelo não vulcânico de crosta marginal - magma-poor (Reston et al., 2009; Hauptert et al., 2016), sem evidência clara de extenso volume de magmatismo sin-rifte normalmente acompanhado de derrames basálticos sobre a crosta continental. O evento magmático conhecido na região costeira da BPE é datado de aproximadamente 102 Mi (Long et al., 1986; Nascimento, 2003), o que corresponde a um pulso pós-rifte. Outra atividade magmática local pós-rifte no planalto foi relatada por Buarque et al (2016), associada a estratos pós-rifte.

Uma das descobertas mais marcantes é o forte controle dos subdomínios da PB (SD, TZ e ND) na plataforma continental e sobre as características térmicas das bacias marginais (CPD, GG e FT) (Fig. 20). Do ponto de vista regional, torna-se evidente que a herança tectônica dos três subdomínios crustais da PB influenciou a evolução das três bacias. As principais anomalias da CPD no SD são claramente limitadas pelo ZCPE ao norte, e elas mostram valores intermediários de profundidade, entre 32 e 19 km, com uma zona mais rasa na borda sudeste do platô (Fig. 20A). Uma anomalia CPD com forma elíptica e direção NNE-SSW, de aproximadamente 50 km de extensão, com valores de profundidade entre 25 e 21 km, está localizada a sudoeste de Recife, na zona costeira. Esta anomalia CPD superficial está

especialmente associada ao pulso magmático albiano localizado na zona costeira da BPE. A TZ apresenta valores CPD mais profundos do que o ND e SD, variando de 39 a 28 km na região continental adjacente, plataforma continental e bacia distal (Fig. 20A). É notável como a distribuição dos valores da CPD com tendência ENE-WSW é limitada pela ZCPA dentro da porção norte do TZ. O ND apresenta uma distribuição mais complexa das anomalias da CPD, com valores mais profundos na região continental adjacente, variando de 39 a 27 km, e valores mais rasos, variando de 27 a 21 km, na borda da bacia e em direção à bacia marginal sobre o Platô de Touros (Fig. 20A). A análise dos mapas regionais dos dados de GG e FT mostra que a BPE e o embasamento adjacente relacionado ao SD apresentam fluxo geotérmico mais intenso em comparação com a BPA, relacionada ao TZ (Figs. 20B e 20C). O ND apresenta fluxo térmico menos intenso na região continental adjacente, mas apresenta maiores valores na região bacia marginal, incluindo a região da PN e o Platô de Touros (Fig. 20C). Esta condição de maior fluxo térmico na região offshore do ND poderia estar ligada à influência de uma anomalia do manto térmico localizada abaixo da margem equatorial que gerou uma série de pulsos magmáticos alcalinos (plugs e fluxos vulcânicos) durante o Cenozóico (Knesel et al., 2010). Essa região também foi afetada pelo magmatismo toleítico durante o processo de rifting, possivelmente associado ao *hot spot* de Santa Helena (130 a 120 Mi) (Sial et al., 1981; Archanjo e Araújo, 2002).

Luz et al. (2015) usaram dados para ondas S obtidos a partir da técnica receiver function para estudar a arquitetura crustal da porção leste da BP e propuseram que ela apresenta dois tipos crustais, uma crosta "fina" com espessura estimada de 32,5 a 30 km que possui uma camada superior com velocidades acústicas de 3,6 a 3,4 km/s sobre uma camada inferior com velocidades de 3,8–3,7 km/s; e uma crosta "espessa" com uma espessura de 37,5–35 km e velocidades entre 3,9 e 3,5 km/s. Segundo os autores, os tipos de crostas se correlacionam com a topografia do escudo da BP, com o tipo "espesso" compondo o SD e a TZ, e o tipo "fino" localizado o ND e sua margem circundante. Eles argumentaram ainda que o tipo de "espesso" de crosta é reologicamente mais forte e que o processo extensional afetou partes da crosta orogênica brasileira e formou o tipo crustal delgado. É interessante observar que o tipo "espesso" engloba o SD e a TZ, que mostram diferentes comportamentos térmicos (CPD, GG e HF), de acordo com os resultados apresentados neste trabalho.

O estudo de Lima et al. (2015), com base em um perfil de refração sísmica de reflexão angular de 900 km através do escudo Borborema, mostrou que a província apresenta uma topografia suave da Moho e que as velocidades na crosta inferior e superior da TZ são ligeiramente inferiores ao que é encontrado no SD e o no ND. Este trabalho propôs que não

existe raiz profunda, ou *underplating*, que estaria associada à maior topografia da TZ, que é mais espessa que o SD. Também foi sugerido por este trabalho que o ND apresenta a crosta com menor espessura do escudo da Borborema.

Nesta pesquisa, encontramos uma boa correlação entre os valores estimados para a espessura relativa dos três domínios da PB e as características térmicas que encontramos para estes domínios em nossa investigação: o SD que apresenta espessura intermediária apresenta valores gerais intermediários para a CPD, GG e HF, a TZ que possui a maior espessura crustal apresenta valores mais profundos da CPD, e o ND mais que representa a menor espessura crustal da BP, apresenta valores mais rasos da CPD, e estes compreendem as bacias marginais e embasamento adjacente. No entanto, a composição litológica tem importância nas propriedades térmicas. O embasamento da PB compreende principalmente ortognaisses paleoproterozóicos que datam de 2,2 a 2,0 Ga, com exposições de crosta arqueana e paleoproterozóica tardia que ocorrem no ND e na TZ (Neves et al. 2012). O ND é principalmente composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas dominadas por xistos e metarilólitos. O domínio da TZ é composto por uma série de terrenos, que contêm metapelitos xistos verdes, metavulcânicas e metassedimentares. O SD é dividido em dois setores: o norte, que contém ortognaisses migmatíticos de alto grau e rochas metassedimentares (sobre as quais a BPE foi formada) e o sul, dominado por unidades metassedimentares. Embora nenhuma diferença importante seja observada na natureza das litologias que formam os subdomínios, a constituição profunda dos blocos pode influenciar a distribuição das propriedades térmicas. Análises adicionais são necessárias para abordar a influência da espessura e da natureza física de cada subdomínio da BP nas propriedades térmicas observadas.

Foram utilizadas 20 medidas de fluxo de calor coletadas em poços (Tabela 2) para fazer uma comparação com os valores de fluxo térmico extraídos do mapa calculado com base na CPD para os mesmos locais (Fig. 23). Os dados abrangem 13 poços na região terrestre da PN, Alto de Touros e nos limites orientais da Bacia Potiguar (ND); 1 poço na borda sudeste distal da BPE; e 6 poços nos limites da bacia terrestre de Alagoas (Fig. 23). Não há pontos de medição disponíveis para as bacias costeiras de Pernambuco e Paraíba, nem para os domínios *offshore* da BPB e da PN. A análise comparativa dos valores mostra que a diferença média entre dos valores de FT calculados é aproximadamente 20% menor do que os valores medidos em poços (Tabela 2). Diferenças podem surgir a partir de inúmeras variáveis que influenciaram a execução das medidas locais (profundidade de aquisição, fatores geológicos, técnicas de amostragem), e por isso considerou-se os resultados da modelagem

térmica para a FT satisfatórios, neste estudo em escala regional.

Recentemente, Correa et al. (2016) realizaram um estudo do cálculo da CPD de toda a PB por meio da análise espectral de dados magnéticos aerolevantados. Eles descobriram que os valores calculados da CPD no escudo continental da PB variam de 18 a 59 km, devido à sua complexa composição crustal. Eles também produziram um mapa de fluxo de calor para a BP, cujos valores variam entre 25 e 259 mW/m<sup>2</sup>, com uma média de 67 mW/m<sup>2</sup>. Segundo esses autores, no entanto, valores mais elevados de FT provavelmente foram causados pela influência de fluidos hidrotermais superficiais. Esses autores também mostraram a correlação positiva entre a concentração de eventos sísmicos recentes detectados na PB e a posição mais superficial da CPD no ND e no SD.

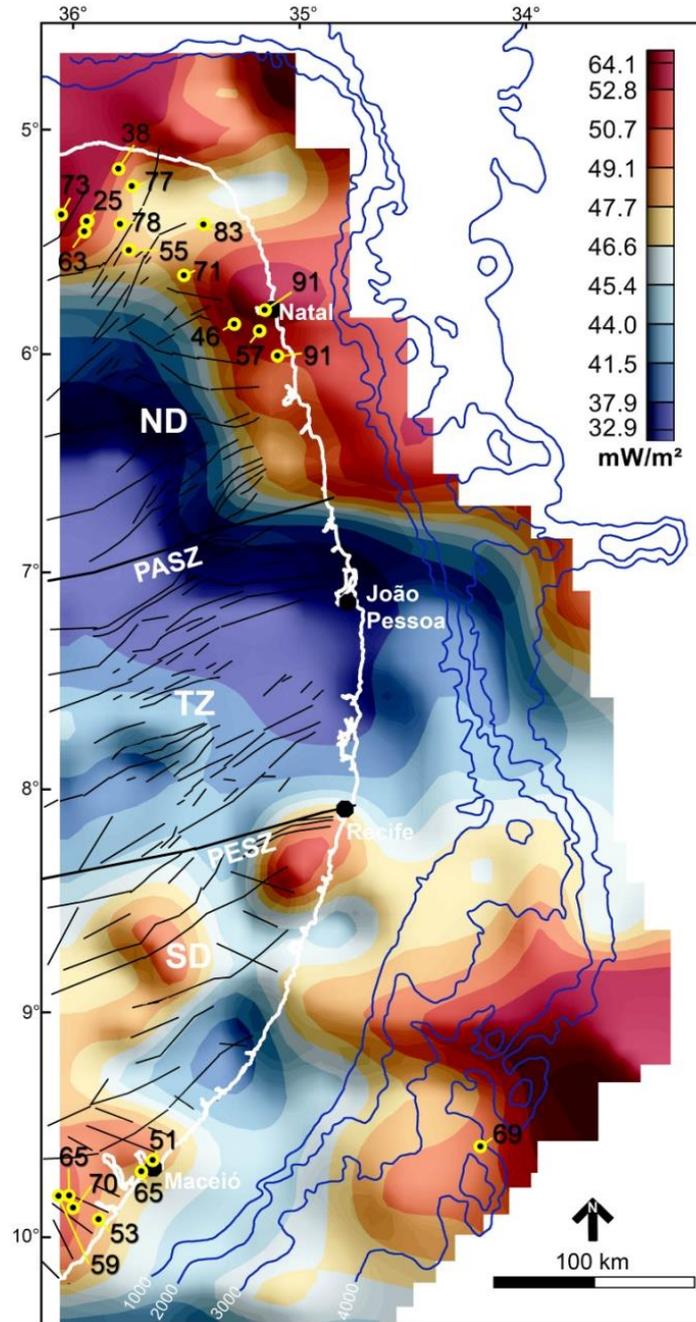
Tabela 3 - Comparação entre o fluxo térmico (FT) medidos nos poços (IHFC, 2018) e os valores extraídos do mapa de FT calculado a partir da modelagem de CPD.

Poço - No.	Lat S	Long E	FT (mW/m <sup>2</sup> )	FT calc (mW/m <sup>2</sup> )	Diferença %
1	5°21'21''	36°07'58''	73	68	9
2	5°23'56''	36°01'34''	25	50	-100
3	5°26'02''	36°01'42''	63	52	17
4	5°09'14''	35°52'43''	38	51	-34
5	5°13'20''	35°48'58''	77	48	38
6	5°23'47''	35°51'57''	78	49	37
7	5°31'09''	35°49'49''	55	48	13
8	5°24'11''	35°29'42''	83	48	42
9	5°37'55''	35°35'20''	71	49	31
10	5°48'05''	35°12'55''	91	54	41
11	5°21'07''	35°21'18''	46	53	-15
12	5°53'00''	35°14'26''	57	53	7
13	6°00'09''	35°09'34''	91	51	44
14	9°33'11''	34°14'06''	69	50	28
15	9°37'08''	35°43'59''	51	49	4
16	9°39'49''	35°47'06''	65	49	25
17	9°52'57''	35°59'03''	53	49	8
18	9°49'11''	36°06'03''	70	52	26
19	9°47'04''	36°06'59''	65	52	20
20	9°78'33''	36°13'33''	59	52	12
<b>Média</b>			<b>64</b>	<b>51</b>	<b>20</b>

Fonte: O Autor.

Poucas investigações foram publicadas sobre as propriedades térmicas da crosta em regiões da margem continental brasileira, e estas em geral objetivaram a margem sudeste (Gomes e Hamza, 2005; Cardozo e Hamza, 2014) e regiões cratônicas (Blum, 1996; Hurter e Pollack, 1996; Guimarães et al. 2013; Correa et al., 2016). Um estudo do gradiente térmico na região terrestre da Bacia Potiguar, com base em 164 poços estratigráficos, apresentou valores do gradiente geotérmico que variaram de 24 a 74° C/km, com valor médio de 37° C/km (Souto Filho, 1984). Segundo este último estudo, os valores calculados para a região da borda leste da Bacia Potiguar variam de 26 a 46° C/km, e estes são coerentes com os valores encontrados pelo recente estudo para a mesma área (região O Platô de Touros e a Bacia Potiguar) (Fig. 20B e 20C). Hamza et al. (2018) elaboraram mapas de GG e FT para a margem passiva brasileira e seu embasamento adjacente com base na compilação de dados temperatura obtidos em poços (BHT), e medições de temperatura do fundo do mar. A comparação dos resultados deste trabalho com valores calculados por esta pesquisa para a margem oriental do NE, mostra que a distribuição e a intensidade dos valores de GG e FT são bastante semelhantes (Fig. 20B e 20C).

Figura 23 - Mapa de fluxo de calor (FT) das bacias marginais brasileiras do NE com localização das medidas de FT em poços exploratórios (IHFC, 2018). Pontos amarelos marcam os poços e os números indicam as medições do fluxo de calor em  $\text{mW/m}^2$ .

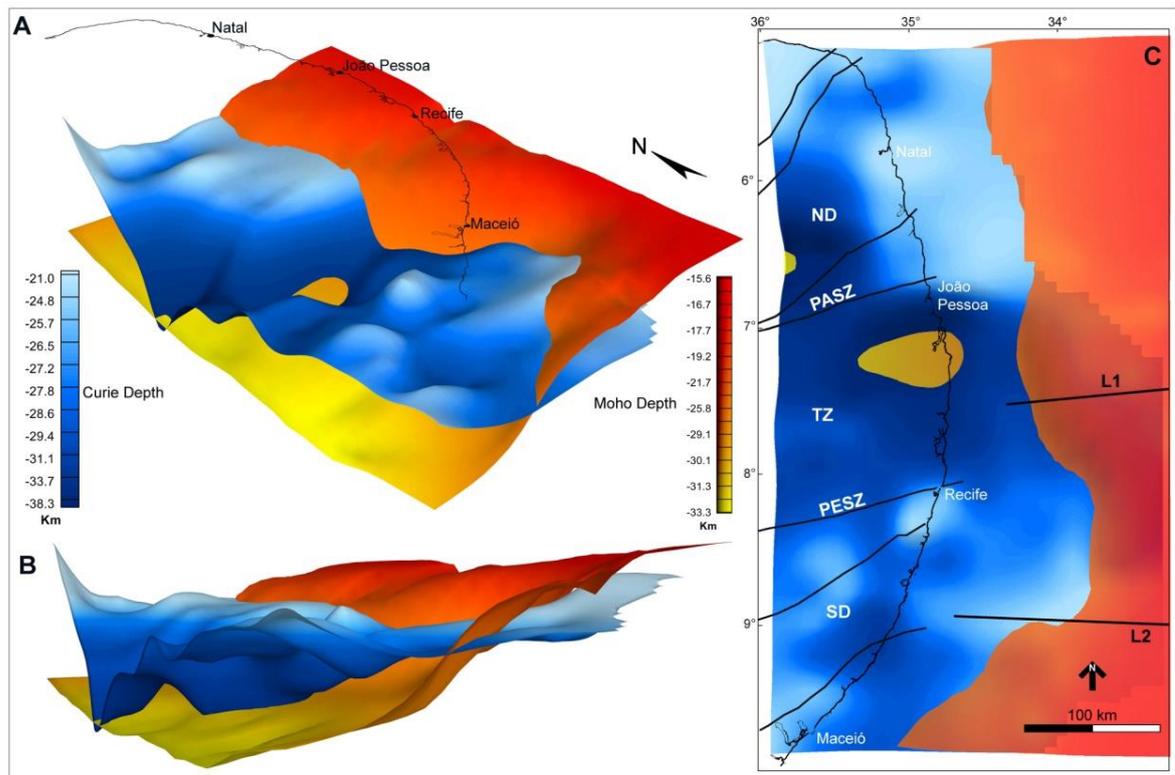


Fonte: O Autor.

A observação regional da relação entre as profundidades estimadas da Moho isostática e a superfície da isoterma de Curie (Figs. 22 e 23), mostra que o CPD está acima da Moho isostática na região continental adjacente as bacias marginais. Nesta área continental, a distância vertical entre as profundidades da isoterma de Curie e a profundidade da Moho varia

de 2 a 5,5 km no SD, e de 2 a 11 km na TZ, e de 5,5 a 9 km no ND (Fig. 24 ). No entanto, em duas regiões do embasamento continental adjacente, a isoterma de Curie apresenta valores de profundidade maiores do que a as profundidades da Moho isostática: a porção norte da TZ, próxima à zona costeira, e na porção sul da ND (Fig. 24). Esta anomalia da CPD com valores mais profundos na região continental apresenta uma geometria de vale orientada para ENE-WSW, alinhada com a ZCPA (Fig. 24). A distância entre a linha de costa e o ponto onde a isoterma de Curie passa para baixo da superfície da Moho isostática varia de 72 km na área sul da BPB até aproximadamente 118 km na região centro-norte da BPE. Esta distância é de apenas 52 km na parte central da BPB e aproximadamente 70 km na região central da PN (Fig. 24C).

Figura 24 - Modelo 3D mostrando a relação entre a isoterma CPD e a superfície da Moho isostática na região estudada. Linha preta fina marca a linha de costa para referência. A e B) vista 3D das superfícies Exagero vertical (E.V. = 2.5). C) Vista planificada dos mapas que mostram a posição em que a isoterma Curie a qual submerge no limite isostático de Moho.



Fonte: O Autor.

A interpretação de posicionamento da CPD abaixo da Moho apresenta importantes implicações para a história geotectônica e para o modelo de arcabouço da margem estudada.

Em determinadas situações, o manto pode apresentar magnetização (temperaturas  $<600\text{ C}^\circ$ ), abaixo de escudos arqueanos e proterozóicos, ao longo de zonas de subducção e abaixo de antigas placas oceânicas (Ferré et al., 2014). Em algumas configurações geológicas, o manto superior frio e magnético pode exibir uma espessura de dezenas de quilômetros (Ferré et al., 2013). Nesse sentido, a isoterma de Curie ficará abaixo do limite manto- crosta (Thébault et al., 2010; Correa et al., 2016). De fato, não existe correlação direta entre a profundidade da Moho e a profundidade da isoterma de Curie. A Moho representa uma descontinuidade sísmica influenciada por diversos fatores, como *underplating*, a mineralogia e a temperatura. A profundidade desse limite pode mudar ao longo do tempo em regiões cratônicas e é transitória em regiões não-cratônicas (O'Reilly e Griffin, 2013; Wang et al., 2013; Thybo e Artemieva, 2013). A isoterma de Curie depende da composição mineralógica da crosta e do manto superior, da espessura crustal, do ambiente tectônico e de outros parâmetros físicos, como pressão e temperatura (Wasilewsk e Mayhew, 1992; Tanaka et al., 1999; Rajaram et al., 2009; Thébault et al., 2010; Ferré et al., 2014).

Idárraga-García e Vargas (2018) estudaram o comportamento da CPD no continente sul-americano, com base em dados de satélite, e verificaram que a superfície de Curie ocorre abaixo da Moho nos setores estáveis central e norte do escudo brasileiro, bem como em algumas partes da Cordilheira dos Andes. Uma causa associada a esse processo é a serpentinização do manto que pode ocorrer sob regiões cratônicas, zonas de subducção e placas oceânicas (Manea e Manea, 2010; Li e Wang, 2013; Ravat et al., 2011; Guillot et al., 2015; Wang e Li., 2015; Andrés et al., 2017). De fato, Correa et al. (2016) verificaram que a isoterma de Curie é mais profunda que a de Moho em algumas regiões da PB, e atribuíram esse fenômeno à serpentinização do manto.

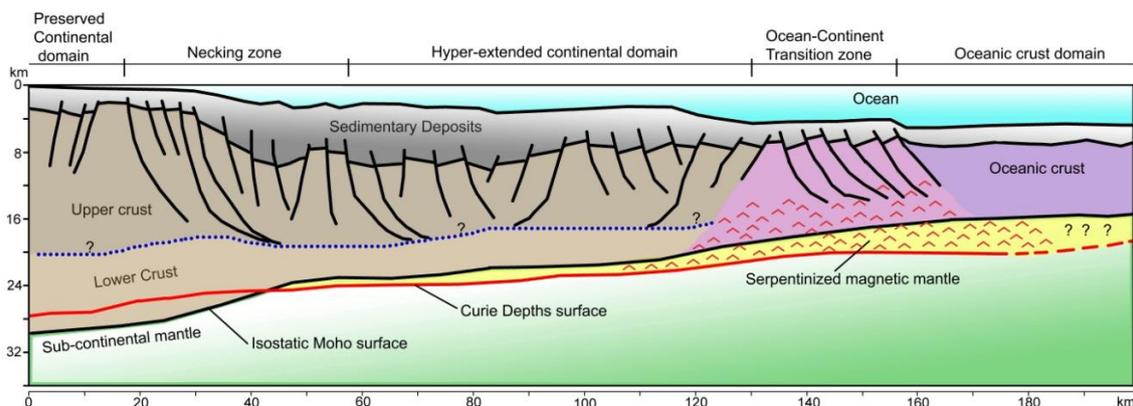
A margem estudada foi submetida às menores taxas de espalhamento durante a formação do Atlântico Central (Brune et al., 2014; 2016). Como resultado tectônico, desenvolveu-se uma margem conjugada assimétrica, onde a margem do nordeste brasileiro correspondia ao lado estreito de uma placa hiper-estendida. O modelo hiper-estendido para este segmento propõe que a margem continental poderia apresentar uma extensão de 60 a 80 km de largura (Brune et al., 2014), o que é consistente com o que foi aqui estimado para a BPB e o PN. No entanto, a extensão adicional observada no PPE, mais de 150 km, poderia estar associada ao rifteamento oblíquo que afetou essa região.

A serpentinização é um fator importante na formação de margens não vulcânicas (magma-poor) hiper-estendidas (Lundin et al., 2011; Sutra e Manatschal, 2012; Pérez-Gussinyé, 2013; Guillot et al., 2015; Ros et al., 2017) , com o desenvolvimento de corpos do

manto serpentizados abaixo da zona de *necking* e ao longo da zona OCT, devido à exumação do manto, e consequente interação entre a água oceânica e o manto litosférico. Assim, as evidências geofísicas aqui reunidas corroboram a presente hipótese, pois a região apresenta a característica esperada de uma margem hiperestendida, especialmente a evidência de uma zona OCT estreita onde a isoterma Curie está abaixo da Moho isostática. Essa zona da OCT tem de 20 a 30 km de largura nas regiões da plataforma da Paraíba e de Natal (Fig. 21) e de aproximadamente 40 a 50 km de largura na região do planalto de Pernambuco (Fig. 22). O posicionamento da isoterma de Curie abaixo da Moho isostática foi possivelmente causado pela exumação do manto e pela serpentinização ao longo da estreita zona da OCT e suas adjacências. Essa evidência indireta de serpentinização do manto representa uma avaliação complementar para apoiar a hipótese da margem hiper-estendida.

Um modelo geológico é proposto, o qual resume os resultados e conclusões desta pesquisa (Fig. 25), incluindo o delineamento das principais características geológicas da margem estudada. O modelo é baseado em dados coletados no perfil L2 que cruzou o PPE. O modelo indica que a estimativa da profundidade da isoterma de Curie pode ser útil para estudos de margens hiper-estendidas, que são propensas à serpentinização do manto, porque este processo pode ser revelado pela relação entre esta e a profundidade da Moho (Li et al., 2010; Salem et al., 2014).

Figura 25 - Modelo geológico construído a partir dos resultados obtidos pela investigação do embasamento sísmico, mostrando a correlação entre a isoterma CPD e superfícies isoestáticas de Moho nas bacias marginais brasileiras do NE.



Fonte: O Autor.

## 7 CONCLUSÕES

A estimativa da CPD, juntamente com o estudo e interpretação de dados geofísicos potenciais e de seções sísmicas profundas, forneceu uma visão geral importante sobre as características litosféricas da margem continental leste do nordeste do Brasil. A região compreende uma estreita margem continental formada por crosta hiper-estendida que apresenta cerca de 150 km de largura na BPE, 80 km de largura na BPB e aproximadamente 60 km de largura no PN. O PPE, o maior setor da área estudada, apresenta grabens com profundidades do embasamento que variam de 8 a 9 km abaixo do nível do mar. A análise de seções sísmicas profundas também mostra que na margem distal há uma zona de crosta transicional oceânico-continente (OCT), que apresenta aproximadamente 40-50 km de largura na BPE e 30 a 40 km de largura na BPB e na PN. A zona OCT, localizada no limite continental-oceânico, é caracterizado por uma região de crosta delgada afinada, possivelmente afetada por processo de serpentinização. A ocorrência da zona OCT também foi interpretada com base nos valores gravimétricos.

A análise da CPD, bem como os mapas de GG e FT, mostra que as propriedades térmicas das bacias marginais foram claramente controladas pelas características físicas dos blocos continentais que formaram a PB, e que também controlaram a evolução tectônica de cada bacia. A BPE e seu embasamento adjacente exibem valores da CPD intermediários a mais rasos, no geral, e valores mais altos de GG e FT, cuja distribuição é limitada pela ZCPE.

A BPB e seu embasamento adjacente mostram valores da CPD mais profundos, assim como valores mais baixos de GG e HF. O padrão de distribuição de propriedades dada BPB é claramente limitado pelo ZCPA. A PN é caracterizada por valores da CPD menores nas bordas adjacentes da bacia e na plataforma continental. O embasamento continental da PN apresenta valores mais profundos da CPD, bem como valores mais baixos de GG e HF.

A comparação da relação de profundidade entre a isoterma de Curie da superfície da Moho isostática sugerem que a CPD apresenta-se mais rasa do que a Moho isostática na região continental adjacente à margem, e mais profunda que o Moho isostática abaixo da crosta hiper-estendida e da zona OCT na parte distal da margem. A CPD posiciona-se ligeiramente abaixo da Moho isostática após a zona de *necking* na região de crosta hiperestendida da BPE e aproximadamente 4 km abaixo da crosta na zona OCT. A CPD apresenta-se cerca de 8 km abaixo da Moho isostática após a zona de *necking* na região de crosta hiper-estendida da BPB e abaixo da zona OCT. A posição da isoterma de Curie abaixo da Moho isostática sugere que o manto litosférico está magnetizado, o que corrobora a

expectativa do modelo que prevê a serpentinização devido à exumação do manto na zona OCT e suas adjacências. Esses resultados suportam o modelo de evolução de uma margem hiper-estendida e reforçam possibilidade da aplicação da análise da CPD como uma ferramenta complementar para o estudo de margens rifteadas.

## REFERÊNCIAS

- Adam, C., Vidal, V., Escartín, J., 2007. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic). **EarthPlanet. Sci. Lett.** 261 (3e4), 432e442. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.005>.
- Andrés J, Marzán I, Ayarza P, Martí D, Palomeras I, Torné M, Campbell S, Carbonell R (2017) Curie Point Depth of the Iberian Peninsula and Surrounding Margins. A Thermal and Tectonic Perspective of its Evolution. **Journal of Geophysical Research**, 123, 2049–2068.
- Abraham, E.M., Lawal, K.M., Ekwe, A.C., Alile, O., Murana K.A., Lawal A.H., 2014a. Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal energy investigation of Ikogosi Warm Spring - Ekiti State, Southwestern Nigeria. **Geothermal Energy**. 2(6): 1-21. doi:10.1186/s40517-014-0006-0
- Abraham, E.M., Lawal, K.M., Ekwe, A.C., Alile, O., Murana, K.A., Lawal, A.H., 2014b. Reply to discussion on " Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal energy investigation of Ikogosi Warm Spring - Ekiti State, Southwestern Nigeria". **Geothermal Energy**., 2(18): 1-5. doi:10.1186/s40517-014-0018-9
- Abraham, E.M., Obande, E.G., Chukwu, M., Chukwu, C.G., Onwe, M.R., 2015. Estimating depth to the bottom of magnetic sources at Wikki Warm Spring region, Northeastern Nigeria, using fractal distribution of sources approach. **Turkish Journal of Earth Sciences**., 24(5): 494-512. doi:10.3906/yer-1407-12
- Aboud, E., Salem, A., Mekkawi, M., 2011. Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data, **Tectonophysics**., 506, 46–54. doi:10.1016/j.tecto.2011.04.010
- Aboud E, Alotaibi A M, Saud R (2016) Relationship between Curie isotherm surface and Moho discontinuity in the Arabian shield, Saudi Arabia. **Journal of Asian Earth Sciences** 128 (2016) 42–53
- Argollo, Roberto Max de.; Marinho, Moacyr Moura.; Costa, Alexandre Barreto.; Sampaio Filho, Heli de Almeida. Santos, Edilton José dos.; Coutinho, Luiz Felipe Cavalho. Modelos crustais e fluxo de calor nos domínios estância, Canudos-Vaza-Barris e Marucuré adjacentes às bordas emersas da bacia Sergipe-Alagoas. B. **Geoci. Petrobras**. 2012
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B; Fuck, R.A.; 1977 – Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande (PB). **Atas... Campina Grande (PB): SBG**. 1977. P.363-391
- Almeida, F.F., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**., 17: 1–29.
- Almeida, C.B., Cruz, L.R., Sá, E.F.J., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E, 2005. Tectônica e relações estratigráficas na sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**. 13(2): 167-180.

Alves, E. C., Costa, M. P. A. 1986. Interpretação sísmo-estratigráfica da porção norte do platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a Bacia de Pernambuco-Paraíba. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 34. Goiânia, Atas, v. 1, 286-297

Antunes, A.F., Jardim de Sá, E.F., Brito, A.F., Araripe, P.T. 2007. Halocinese na Sub-bacia de Pernambuco (Bacia Pernambuco-Paraíba, NE do Brasil). In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 11, Natal. Boletim de Resumos, 325-328

ANP. 2005. Identificação e caracterização de sistemas petrolíferos na porção marinha da Bacia de Pernambuco-Paraíba. **Relatório Final**, 83 pp.

Araujo, C.E.G., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2013. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*. 26(2): 157-168. doi: 10.1111/ter.12084

Arnaiz-Rodríguez M. S, Orihuela N (2013) Curie point depth in Venezuela and the Eastern Caribbean. **Tectonophysics** 590 (2013) 38–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.004>

Asmus, H.E. & Carvalho, J.C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/ Paraíba). In: PETROBRAS Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, **Petrobras/Cenpes/Dintep**, 7-24 (Projeto Remac 4)

Barbosa, J.A., Lima Filho, M.F., 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. Boletim de **Geociências da Petrobras**. 14(2): 287-306.

Barbosa J.A., Neumann V.H., Lima Filho M., Souza, E.M., Moraes, M.A, 2007. Estratigrafia da faixa costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. **Estudos Geológicos**. 17(2): 3–30.

Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Jesus Neto, J.C., Neumann, V.H., Ribeiro, F.S., Batista, A.P. 2009. Depósitos Albianos da faixa costeira da Bacia de Pernambuco: proposição de uma nova unidade estratigráfica, a Formação Suape. In: **5º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás**, Fortaleza. Boletim de resumos em CD ROM

Barbosa, J.A., Maia, M.F., Lima Filho, M., Magalhães. J.R., Correia Filho, O.J., 2014. Seismic stratigraphy of the onshore portion of Pernambuco Basin: evidence of break up during Middle Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. In: **AAPG Annual Exhibition and Convention, Houston., Search and Discovery** Article #30324. doi: 10.13140/RG.2.1.2943.2809

Bhattacharyya, B. K., Morley, L.W., 1965. The delineation of deep crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies. **J.geomagn.geoelectr.** 17: 237–252. doi.org/10.5636/jgg.17.237

Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975a. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. **Geophysics**. 40: 993–1013. doi.org/10.1190/1.1440593

Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975b. Analysis of magnetic anomalies over yellowstone national park: mapping and curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. **J. Geophysics**. 80: 4461–4465. doi:10.1029/1.1440593

Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. **Geophysics**. 41: 41-50. doi.org/10.1190/1.1440712

Blakely, R.J., Hassanzadeh, S., 1981. Estimation of depth to magnetic source using maximum entropy power spectra with application to the Peru–Chile trench. **Geol. Soc. Am. Mem.** 154, 667–681

Blakely, R.J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. **J. Geophys. Res.** 93 (B10), 11,817–11,832.

Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, pp. 1–464. **Cambridge University Press, Cambridge**.

Blakely R J, Brocher Thomas M, Wells Ray E (2005) Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle. **U.S. Geological Survey**, 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025, USA.

Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. and Briais, A., 2012. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. **Journal of Geodesy**. July 2012, Volume 86, Issue 7, pp 499-520 , DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.

Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., Krawczyk, C.M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: an application to aeromagnetic data in Germany. **Geophysics** 76 (3), 11–22.

Beltrando, Marco., Manatschal, Gionreto., Mohn, Geoffroy., Dal Piaz, Giorgio Vittorio., Brovarone, Alberto Vitale., Masini, Emmanuel. (2014), Recognizing remnants of magma-poor margins in high-pressure orogenic belt: The Alpine case study. **Earth-Science Reviews**.

Byerly, P.E., Stolt, R.H., 1977. An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. **Geophysics** .42: 1394–1400. doi: 10.1190/1.1440800

Brasil, Ministério de Minas e Energia, Empresa de Pesquisas Energéticas. 2015. **Zoneamento Nacional de Recursos de óleo e Gás**. Brasília: MME/EPE, 440 pp.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. North-western Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. **J. s. am. Earth. sc.**, 34(3-4): 275-278.

Beardsmore, G.R., Cull, J.P., 2001. *Crustal Heat Flow: A Guide to Measurement and Modelling*, pp. 1–324. Cambridge University Press, Cambridge.

Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia Fault, Brazil, **Tectonophysics**. 430: 27-39. doi:10.1016/j.tecto.2006.10.007

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

Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Neves, B.B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**. 614: 78-90. doi: 10.1016/j.tecto.2013.12.021

Bouligand, C., Glen, J.M.G., Blakely, R., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. **Journal of Geophysical Research**. 114: B11104. doi:10.1029/2009JB006494

Blaich, O.A., Tsikalas, F., Faleide, J.I. 2008. Northeastern Brazilian margin: regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modelling. **Tectonophysics**, 458(1/4): 51–67.

Blum, M.L.B., 1996. Superfície curie da região central de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 26(3): 197-208.

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M.P., Sobolov, S., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension, **Nature Communications**. 5: 4014, 1-6. doi: 10.1038/ncomms5014

Brune S, Simon E, Williams Nathaniel P, Butterworth, Müller R, Dietmar (2016) Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins. Letter doi:10.1038/nature18319

Buarque, B.V., Barbosa, J.A., Magalhães, R.G., Oliveira, J.T.C., Correia Filho, O. 2016a. Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 70 (2016).

Buarque B, Barbosa J A, Oliveira J.T.C, Magalhães J.R, Correia Filho OJ (2016) Carbonate Buildups in the Pernambuco Basin, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2017) 89(2): 841-857 (**Annals of the Brazilian Academy of Sciences**). <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201720160544> [www.scielo.br/aabc](http://www.scielo.br/aabc).

Buarque, B.V., Barbosa, J.A., Oliveira, J.T.C., Correia Filho, O., Magalhães, R.G. 2016b. Carbonate Buildups in the Post-Rift Sequence of the Pernambuco Basin, NE Brazil: Oil Play Implications. In: **AAPG Annual Conference and Exhibition, Calgary, Search and Discovery Article #10854** (2016)

Cardoso, R.A., Hamza, V.M., 2014. Heat Flow in the Campos sedimentary basin and thermal history of the continental margin of Southeast Brazil. **ISRN Geophysics**. Article ID 384752, 1-19. doi:10.1155/2014/384752

Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, Northeast 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

Chenin P, Manatschal G, Picazo S, Müntener O, Karner G, Johnson C, Ulrich M (2017). Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans **GEOSPHERE**; v. 13, no. 2. doi:10.1130/GES01363.1

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**. 213: 97-138.

Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central-southern Europe **Phys. Earth Planet. Inter.** 152: 267–276. doi:10.1016/j.pepi.2005.04.005

Córdoba, V.C., Jardim de Sá, E.F., Sousa, D.C., Antunes, A.F. 2007. Bacia de Pernambuco-Paraíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15(2): 391-403

Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. **Geophysics** 48 (3), 376–390

Chopping, R., Kennet, B.L.N., 2015. Maximum depth of magnetization of Australia, its uncertainty, and implications for Curie depth. **GeoResJ.**, 7: 70-77. doi:10.1016/j.grj.2015.06.003

Chopping R, Kennet B L N (2015). Maximum depth of magnetization of Australia, its uncertainty, and implications for Curie depth. **GeoResJ.**, 7: 70-77. doi:10.1016/j.grj.2015.06.003

Correa, R. T., Vidotti, R. M., Oksum, E., 2016. Curie surface of Borborema Province, Brazil. **Tectonophysics** 679 (2016) 73–87.

Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, H., Xiaodong, D., Li, J, 2013. Crustal Growth in the 3.4-2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research.**, 227: 120-156. doi:10.1016/j.precamres.2012.08.006

Deimng, D., 2005. Overburden rock, temperature, and heat flow. In L.B. Magoon & W.G. Dow (eds), *The petroleum system- from source to trap*. **AAPG Memoir** 60, 165-186.

Dolmaz, M.N., Ustaömer, T., Hisarli, Z.M., Orbay, N, 2005. Curie Point Depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey. **Earth, Planets and Space.**, 57(5): 373-383.

Eppelbaum, L.V., Pilchin, A.N., 2006. Methodology of Curie discontinuity map development for regions with low thermal characteristics: an example from Israel, **Earth Planet. Sci. Lett.** 243 (3-4), 536–551. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.003

Eppelbaum, Lev. V, Kutasov Izzy. & Pilchin Arkady., 2014. Chapter 2 Thermal properties of rocks and density of fluids. **Applied Geothermics**. **springer**, pp. 1-745 doi:10.1007/978-3-642-34023-9

Fainstein, R., Milliman, J.D., 1979. Structure and origin of three continental-margin plateaus, Northeastern Brazil **AAPG Bulletin.**, 63(2): 218–238.

Fairhead, J.D., Binks, R.M., 1991. Differential opening of the central and south Atlantic oceans and the opening of the Central African rift system. **Tectonophysics** 187, 191–203.

Feijó, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. **R. de Geoci. da Petrobras**, , v. 8, n. 1, p 149-16, jan./mar. 1994

Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F., Sá, J.M., França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics.** 456: 111-126. doi:10.1016/j.tecto.2008.01.009

Ferré E.C, Friedman S.A, Martín-Hernández F, Feinberg, J.M, Conder J.A, Ionov D.A (2013) The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources. **Geophysical Research Letters**, 40, doi:10.1029/2012GL054100.

Ferré, E.C., Friedman, S.A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J.M., Till, J.L., Ionov, D.A., Conder, J.A. 2014. **Tectonophysics**, 624-625: 3-14. doi: 10.1016/j.tecto.2014.01.004

Fedi, M., Quarta, T., De Santis, A., 1997. Inherent power law behavior of magnetic field power spectra from a Spector and Grant ensemble. **Geophysics** 62, 1143–1150

Gandini, R., Rossetti, D.F., Netto, R.G., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M. 2014. Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology. **Quaternary Research**, 82(2): 462-472.

Geosoft **Oasis Montaj Guide Tuorial** and user. Accessed on February 2016. <http://www.geosoft.com/suport/downloads/techical-documantation> .

Geraldes, M.C., Motoki, A., Costa, A., Mota, C.E., Mohriak, W.U. Geochronology (Ar/Ar and K-Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. in: Mohriak, W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brwon, D.E., Tari, G.C., Nemcok, M., Sinha, S.T. (eds) *Conjugate Divergent Margins*, **Geological Society Special Publication**, 369: 41-74. doi: 10.1144/SP369.21

Golonka, J.,Bocharova, N.Y., 2000. Hot spot activity and the break-up of Pangea. **Palaeogeography.,Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 161(1-2): 49-69. doi:10.1016/S0031-0182(00)00117-6

Gomes P.O., Gomes B.S., Palma J.J.C, Jinno, K., Souza, J.M., 2000. Ocean-continent transition and tectonic framework of the oceanic crust at the continental margin of Northeast Brazil: results of LEPLAC Project, *Eos t am geophysun*, **Monography Series.**, 15, 261–291.

Gomes, A.J.L.,Hamza, V.M., 2005. Geothermalgradientandheatflow in thestateof Rio de Janeiro, **Revista Brasileira de Geofisica.**, 23(4): 325-347.

Guimarães, S.N.P., Ravat, D., Hamza, V.M., 2013. Curie depths using combined analysis of centroid and matched filtering methods in inferring thermomagnetic characteristics of central Brazil. In **13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, Rio de

Janeiro., Abstracts book, 1-6.

Guillot S, Schwartz S, Reynard B, Agard P, Prigent C (2015) Tectonic significance of serpentinites. **Tectonophysics** 646 (2015) 1–19. doi: 10.1016/j.tecto.2015.01.020

Hansom, J., Lee, M., 2005. Effects of hydrocarbon generation, basal heat flow and sediment compaction on overpressure development: a numerical study. **Petroleum Geosciences.**, 11: 353-360. doi: 10.1144/1354-079304-651

Hamza, V.M., Silva Dias, F.J.S., Gomes, A.J.L., Terceros, Z.D., 2005. Numerical and functional representation of regional heat flow in South America. **Phys. Earth Planet. Inter.** 152, 223–256.

Hauptert I, Manatschal G, Decarlis A, Unternehr P (2016) Upper-plate magma-poor rifted margins: Stratigraphic architecture and structural evolution. **Marine and Petroleum Geology** 69 (2016) 241e261

Heiskanen, W.A., and Moritz, H., 1967. **Physical Geodesy.** W.H. Freeman & Co., San Francisco and London, 364p.

Hsieh, Hsien-Hsiang., Chen, Chieh-Hung., Lin, Pei-Ying., Yen, Horng-Yuan., 2014. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan, **J asian earth sc.**, 90 (2014) 26–33. doi:10.1016/j.jseaes.2014.04.007

Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. **J geophys res.**, 101(B4): 8659-8671. doi: 10.1029/95JB03743

Kappelmeyer O, Hänel R (1974) **Geothermics with special reference to application.** Gebruder Borntragen, Berlin, Stuttgart

Idárraga-García, J, Vargas Carlos A (2018) Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to curie isotherm, moho depth and seismicity behavior. **Geodesy and Geodynamics** 9 (2018) 93-107.

Jackson, M.P.A., Cramez C., Fonck, J.M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. **Marine and Petroleum Geology. Mar.Pet.Geo.**, 2000; 17: 477-498.

Jaupart, C., Mareschal, J.C. 2007. Heat flow and thermal structure of the lithosphere. In A.B. Watts (ed.), *Treatise on Geophysics*, 6: The Lithosphere, 2nd Edition, **Elsevier**, 217-251.

Johnson, A.C., Sarris. A., Amza-Prein. M E., 1999. New interactive fft-based grid suturing technique applied to ground geophysical surveys in Greece. **Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition.**

Khojamli, Allahyar., Ardejani, Faramarz Doulati ., Moradzadeh ,Ali., Kalate ,Ali Nejati., Kahoo ,Amin Roshandel ., Porkhial , Soheil ., 2016. Estimation of Curie point depths and heat flow from Ardebil province, Iran, using aeromagnetic data, **Arab J Geosci** (2016) 9:383 DOI

10.1007/s12517-016-2400-3

Knesel K.M, Souza Z.S, Vasconcelos P.M, Cohen B. E, Silveira F.V.(2010) Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. **Earth and Planetary Science Letters**, 302(1-2): 38-50. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>

Lana, M.C.C., & Roesner, E.H. 1999. Palinologia do Cretáceo Superior marinho subafiorante na região de Natal, RN. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 71(1): 149-150.

Leseane, K., Atekawa, E.A., Mickus, K.L., Abdelsalam, M.G., Shemang, E.M., Atekawa, E.A. 2015. Thermal perturbations beneath the incipient Okavango rift Zone, Northwest Botswana. **Journal of Geophysical Research**, 120(2): 1210-1228. doi: 10.1002/2014JB011029

Li, C., Shi, X., Zhou, Z., Li, J., Geng, J., Chen, B, 2010. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. **Geophys.J. Int.**, 182: 1229-1247. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04702.x

Li C.-F., J. Wang, J. Lin, and T. Wang (2013), Thermal evolution of the North Atlantic lithosphere: New constraints from magnetic anomaly inversion with a fractal magnetization model, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 5078–5105, doi:10.1002/2013GC004896.

Li C, Wang, J (2016) Variations in Moho and Curie depths and heat flow in Eastern and Southeastern Asia. **Marine and Geophysical Research**, 37: 1-20.

Lima M.V.A.G., Berrocal J, Soares J.E.P, Fuck R.A (2015) Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, 58: 335-349.

Lima Filho, M.F. 1998. *Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco*. **Doctorate Thesis**, Geosciences Institute, São Paulo University IAG-USP, São Paulo. 139 pp.

Lima Filho, M., Barbosa, J.A., Souza, E.M., 2006. Eventos tectônicos e sedimentares nas bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. **Geociências. UNESP**, 25(1): 117-126.

Lima Filho, M., Barbosa, J.A., 2010. The peculiar tectono-stratigraphic evolution of the eastern margin of Northeast Brazil, and its African counterpart, In: 2nd Central and North **Atlantic Conjugate Margins Conference**, Lisbon., 8, 304-308.

Long, L.E., Sial, A.N., Nekvasil, H., borba, G.S., 1986. Origin of Granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil, Contributions to **Mineralogy and Petrology.**, 92: 341-350.

Luz Rosana . M . N, Juliá Jordi, Nascimento Aderson .F (2015) Crustal structure of the eastern Borborema Province, NE Brazil, from the joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion: Implications for plateau uplift. **J. Geophys. Res. Solid Earth**, 120, doi:10.1002/2015JB011872.

Mabesoone, J.M., Alheiros, M.M., 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection, **Geologieen Mijnbouw**. 71: 351-362.

Magalhães, J.R., Oliveira, J.T.C., Barbosa, J.A., Castro, D.L., Correia, P.B., 2014a. Gravimetric framework of continental margin between the Pernambuco and Touros plateaus, Northeast Brazil. In: **4th Atlantic Conjugate Margins Conference, St. John's-New Foundland**, Abstracts Book., 193-196. doi: 10.13140/RG.2.1.3228.9760

Magalhães, J.R., Barbosa, J.A., Oliveira, J.T.C., Lima Filho, M.F., 2014b. Characterization of the ocean-continent transition in the Paraíba Basin and Natal Platform region, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**. 32(3): 481-496.

Magalhães, J.R.G. 2015. *Compartimentação tectono-sedimentar das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, a partir da integração de métodos potenciais e interpretação sísmica de dados offshore*. Master Dissertation Thesis, Post-Graduation Program in Geosciences, **Department of Geology, Federal University of Pernambuco, Recife - Brazil**. 117 pp.

Maia, M.F.B. 2012a. *Revisão Estratigráfica do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco Nordeste do Brasil*. Master Dissertation Thesis, Post-Graduation Program in Geosciences, **Department of Geology, Federal University of Pernambuco, Recife - Brazil**. 226 pp.

Maia, M.F.B., Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Mort, H.P., Santana, F.R., 2012b. Características petrográficas e geoquímicas das formações siliciclásticas (Aptiano-Albiano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**. 22(1): 55-75.

Manatschal, G. 2006. Neomodels forevolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. **International Journal of Earth Sciences**, 93: 432-466. doi: 10.1007/s00531-004-0394-7

Manea, M., Manea, V. 2010. Curie Point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. **Pure and Applied Geophysics**. 168(8): 1489-1499. doi: 10.1007/s00024-010-0238-2

Manea M, Manea, V (2011) Curie depth vs. flat subduction in Central Mexico. **Pure Appl. Geophys.** 2010 Springer Basel AG DOI 10.1007/s00024-010-0238-2

Manalo, P.C., Dimalanta, C.B., Ramos, N.T., Faustino-Eslava, D.V., Queaño, K.L., Yumul Jr, G.P. 2016. Magnetic signatures and Curie surface trend across an arc-continent collision zone: an example from Central Philippines. **Surveys in Geophysics**. 37(3): 557-578. doi: 10.1007/s10712-016-9357-3

Marotta, G.S., França, G.S., Monico, J.F.G., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A. 2015. Strain rates estimated by geodetic observations in the Borborema Province, **Brazil**. **Journal of South American Earth Sciences**, 58: 1-8. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.12.006>

Matos, R.M. D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and west África. In: N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure,

(eds). The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 153: 55-73.

Maule, C.F., Purucker, M.E., Olsen, N., Mosegaard, K., 2005. Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data. *Science*. 309(5733): 464-467. doi: 10.1126/science.1106888

Medeiros, V.C., Medeiros, W.E., Sá, E.F.J., 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(1): 83-97.

Mello, S.L.M., Costa, M.P.A., Miranda, C.A., Boa Hora, M.P.P. 1988. Modelagem gravimétrica do limite crosta continental/oceânica na região do Platô de Pernambuco. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anais**, v. 4, 1647-1656

Ministério de Minas e Energia, Empresa de Pesquisa Energética, Brasil. Zoneamento Nacional de Recursos de Óleo e Gás. Atualização 2015 / **Ministério de Minas e Energia. Empresa de Pesquisa Energética**. Brasília: MME/EPE, 2015.

Maus, S., Dimri, V.P., 1994. Scaling properties of potential fields due to scaling sources. *Geophys. Res. Lett.* 21, 891–894.

Maus, S., Dimri, V.P., 1995. Potential field power spectrum inversion for scaling geology. *J. Geophys. Res.* 100 (12), 605–612 (616).

Maus, S., Gordon, D., Fairhead, D.J., 1997. Curie temperature depth estimation using a selfsimilar magnetization model. *Geophys. J. Int.* 129, 163–168.

Müller, R.D., M. Sdrolias, C., Gaina., W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

Nascimento, M.A.L. 2003. *Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil*. Doctorate Thesis, Post-Graduation Program in Geology and Geodynamics, **Federal University of Rio Grande do Norte**, Natal, Brazil, 264 pp.

Nascimento, M.A.L., Vasconcelos, P.M., Souza, Z.S., Jardim de Sá, E.F., Carmo, I.O. & Thiede, D. 2003. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. In: **IV South American Symposium on Isotope Geology**, Salvador, Brazil, 4: 624-628.

Negi, J.G., Agrawald, P.K., Pandey, O.P. 1987. Large variation of Curie depth and lithospheric thickness beneath the Indian Subcontinent and a case for magnetothermometry. *Geophys. J. roy. Astr. S.*, 88(3): 763-775. doi: 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01655.x

Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zones system: Pernambuco Lineamento, Northeastern Brazil. *J. struct. geol.*, 21: 1639-1683.

- Neves, B.B.B., Van Schmus., W.R. & Fetter, A., 2002. North-western Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems, **J. afr. Earth. Sci.**, 34: 275-278.
- Neves, S.P., Monié, P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). **J. s. am. Earth. Sci.**, 38: 129-146.
- Neves, S.P., Lages, G., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. **J. s. am. Earth. Sci.** 58: 165-187. doi:10.1016/j.jsames.2014.06.009
- Ngako, V., Njonfang, E., Aka, F.T., Affaton, P., Nnange, J.M. 2006. The north-south Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger-Nigeria to Cameroon: complex interaction between hotspots and Precambrian faults. **J. afr. Earth. sc.**, 45(3): 241-256. doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.03.003
- Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., Castro, D.L., Fuck, R.A. 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. 2015. **Tectonophysics**, 644-645: 92-107
- Nwanko, L.I., Shehu, A.T., 2015. Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high resolution aeromagnetic (HRAM) data of the entire Sokoto Basin, Nigeria. **J. volcano. Ignoth. Res.**, 305: 45-55. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.017
- O'Connor, J.M., Le roex, A.P. 1992. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. **Earth and Planetary Science Letters**. 113(3): 343-364. doi: 10.1016/0012-821X(92)90138-L
- Okubo, Y., Grad, R J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H. 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. **Geophysics**. 50: 481-494. doi.org/10.1190/1.1441926
- Okubo, Y., Tsu, H. 1992. Depth Estimate of a Two-Dimensional Source Using the Spectrum of One-Dimensional Linear Trending Magnetic Anomaly. **Geological Survey of Japan. SEG Annual Meeting**. 25-29 October, New Orleans, Louisiana. doi: 10.1029/94JB01336
- O'Neil, C.D., Mueller, D., Steinberg, B., 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hotspot reference frames. **Geochem. Geophys. Geosys.** 6, Q04003. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000784>.
- Oliveira, J.T.C. 2013. *Análise integrada de dados geofísicos da transição crustal (continente-oceano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil*. Master Dissertation Thesis, **Post-Graduation Program in Geociences, Federal University of Pernambuco**, Recife, Brazil, 65 pp.
- O'Reilly, S.Y & Griffin, W.L. 2013. Moho vs crust-mantle boundary: evolution of an idea. **Tectonophysics**, 609: 535-546. doi: 10.1016/j.tecto.2012.12.031

Pavlis, N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K., 2008. An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008. **General Assembly of the European Geosciences Union**, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

Pérez G (2013) A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia–Newfoundland conjugate margins. *Geological Society*, London, Special Publications

Peron-Pinvidic G, Manatschal G, Osmundsen P T ( 2013) Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology** 43 (2013) 21e47

Peyve, A.A., Skolotnev, S.G., 2014. Systematic variations in the composition of volcanic rocks in tectono-magmatic seamount chains in the Brazil Basin. **Geochem. Int.** (2014) 52: 111. doi:10.1134/S0016702914020062

Peulvast, J., and Bétard, F. 2015. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe Basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, 233: 20-40. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.009>

Petrinin A G, Rogozhina I, Vaughan A P M, Kukkonen, I T, Kaban, M K, Koulakov I, Thomas M (2013) Heat flux variations beneath central Greenland's ice due to anomalously thin lithosphere. **Nature Geoscience. Letters published** online: 11 august 2013 doi: 10.1038/ngeo1898

Pilkington, M., Todoeschuck, J.P., 1993. Fractal magnetization of continental crust. **Geophys. Res. Lett.** 20,627–630.

Pilkington, M., Gregotski, M.E., Todoeschuck, J.P., 1994. Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation. **Geophys. Prospect.** 42, 677–692

Pilkington, M., Todoeschuck, J.P., 1995. Scaling nature of crustal susceptibilities. **Geophys. Res. Lett.** 22, 779–782.

Polônia, J.A.P. 1997. *Geometria e cinemática do Rifte do Cabo, litoral Sul do Estado de Pernambuco*. Master Dissertation Thesis. Post-Graduation **Program in Geology, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil**, 156 pp.

Ponce, C., Carreras, J., Druguet, E., 2010. Development of "lozenges" in anastomosing shear zone networks in foliated rocks. **Geogaceta.**, 48: 207-210.

Ponce, C., Druguet, E., Carreras, J., 2013. Development of shear zone-related lozenges in foliated rocks. **J. struct. Geo.**, 50: 176-186. doi:10.1016/j.jsg.2012.04.001

Projeto de pesquisa: Integration and application of new methods of geophysical modeling for studies of petroliferous systems in new exploratory frontiers (eastern portion of northeast Brazil) **\*seasound project\*** (2014-2018).

Queiroz, M.A., Paiva Macedo, J.W., De Rooy, C., Araujo, T.C.M. 1985. Contribuição da geofísica ao mapeamento geológico da área de Canguaretama-RN, **Boletim do Departamento de Geologia**, DG-CCE/UFRN, 10: 58-67.

Rand, H. M., Mabesoone, J. M., 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*. 38: 163-183.

Rajaram, M., Anand, S.P., Hemant, K., Purucker, M.E. 2009. Curie isotherm of Indian subcontinent from satellite and aeromagnetic data. **Earth and Planetary Science Letters**, 281(3-4): 145-158. doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.013

Ravat, D., A. Pignatelli, I., Nicolosi, M., Chiappini, 2007. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. **Geophysics**, 169: 421-434. doi:10.1111/j1365-246x.2007.03305.x

Ravat D, Salem Ahmed, Abdelazis A.M.S, Elawadi E, Morgan P (2011) Probing magnetic bottom and crustal temperature variations along the Red Sea margin of Egypt. **Tectonophysics** 510 (2011) 337–344

Reyment, R.A, Dingle, R.V., 1987 Paleogeography of Africa during the Cretaceous Period. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.** 59: 93-116.

Reston, TJ (2009). The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: a Synthesis. **Tectonophysics**. 468(1-4):6-27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.002>

Rohrman, M. 2007. Prospectivity of volcanic basins: Trap delineation and acreage de-risking. **AAPG Bulletin**, 91(6): 915–939. <http://dx.doi.org/10.1306/12150606017>

Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Brito Neves, B.B., 2011. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeast Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin, **Sedimentary Geology**. 235(3-4): 172-187. doi: 10.1016/j.sedgeo.2010.02.005

Ross, H.E., Blakely, R.J., Zoback, M.D., 2006. Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. **Geophysics** 71, L51–L59.

Ros Elena, Perez-Gussiny M, Araújo Mario, Romeiro Marco T, Andres-Martinez M, Morgan Jason P (2017) Lower Crustal Strength Controls on Melting and Serpentinization at Magma-Poor Margins: Potential Implications for the South Atlantic. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 18. <https://doi.org/10.1002/2017GC007212>

Saibi, H., Aboud, E., Gottsmann, J., 2015. Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance in Afghanistan. **J AFR EARTH SCI** 111 (2015) 92e99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.07.019>

Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K.H., East, P., Fairhead, J.D., Mogren, S., Biegert, E., 2014. Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. **Tectonophysics**. 624-625: 75-86. doi:10.1016/j.tecto.2014.04.027

- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Neves, B.B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **J. Earth. sci.** 29: 61-76. doi:10.1016/j.jsames.2009.07.003
- Schrank, C.E., Handy, M.R., Fousseis, F., 2008. Multiscaling of shear zones and the evolution of the brittle-to-viscous transition in continental crust. **J. geophys. res-eart.h**, 133 (B1): 1-23. doi:10.1029/2006JB004833
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., Al, L.B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. **Geophysical Journal of the Astronomic Society**. 50(1): 75-101. doi: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb01325.x
- Sial, A.N., 1976. The post-Paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48(supl.): 299–311
- Sial, A.N., Long, L.E., Borba, G.S., 1988. Cretaceous Magmatic Province of Cabo, Pernambuco, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. (17)4: 667-673.
- Silva, E. P. 2008. Interpretação sísmica e modelamento magnetométrico e gravimétrico 2D e 3D de corpos vulcânicos localizados na sub-bacia do Platô de Pernambuco : uma contribuição à sua evolução tectono-estratigráfica. 100 pag. **Dissertação – Recife, UFPE**.
- Souto Filho, J.D. 1984. Estudo do gradiente geotérmico da Bacia Potiguar parte emersa. In: **11 Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal**. Abstracts Book, 27-41.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**. 35(2): 293-302. doi.org/10.1190/1.1440092.
- Sutra E, Manatschal G (2012) How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geology (2012) 40 (2): 139-142**. <https://doi.org/10.1130/G32786.1>
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. **Tectonophysics**. 306, 461–470. doi:10.1016/S0040-1951(99)00072-4
- Thébault, E., Purucker, M., Whaler, K.A., Langlais, B., Sabaka, T.J., 2010. The magnetic field of Earth's lithosphere. **Space Science Reviews**. 155(1): 95-127. doi: 10.1007/s11214-010-9667-6
- Thybo, H., and Artemieva, I.M. 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. **Tectonophysics**, 609: 605-619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A. 2009. South Atlantic reconstructions and the Aptian Salt Enigma. **Geophysical J. International**. 177, 1315-1333.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P., Lawrence, S.R., 2008. Thermal History of the Rio Muni (West Africa)-NE Brazil margins during continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**. 270(3-4): 354-367. doi:10.1016/j.epsl.2008.04.002
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P.,

2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A. J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. **Geological Society, London, Special Publications**. 294: 69-99. doi:10.1144/SP294.5

Vargas Carlos S, Idarraga-Garcia J, Salazar Juan M (2015) Curie Point Depths in southwestern South America and the Southwestern Caribbean Sea. **AAPG Memoir** 108, p. 179–200. DOI: 10.1306/13531936M1083642.

Vauchez, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, Ne Brazil. **J. s. am. Earth. sci.** 8(3-4): 247-266.

Wang Q, Bagdassarov N, Shaocheng Ji (2013) The Moho as a transition zone: A revisit from seismic and electrical properties of minerals and rocks. **Tectonophysics** 609 (2013) 395–422

Wang J, Li, C F (2015) Crustal magmatism and lithospheric geothermal state of western North America and their implications for a magnetic mantle. **Tectonophysics** 638 (2015) 112–125

Wasilewski, P.J., Mayhew, M.A. 1992. The Moho as a magnetic boundary revisited. **Geophysical REsearch Letters**, 19(22): 2259-2262. doi: 10.1029/92GL01997

Wilson, B.M., Guiraud, R., 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from LateJurassic to Recent times. In: P.A. Ziegler (Editor), *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa*. **Tectonophysics**. 213: 203- 225.