



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

JOSÉ RICARDO GONÇALVES MAGALHÃES

**ESTRUTURA CRUSTAL E RELAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS DA BACIA DE
PERNAMBUCO ATRAVÉS DO PROCESSAMENTO E MODELAGEM DE DADOS
MAGNÉTICOS, GRAVIMÉTRICOS E SÍSMICOS**

Recife

2019

JOSÉ RICARDO GONÇALVES MAGALHÃES

**ESTRUTURA CRUSTAL E RELAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS DA BACIA DE
PERNAMBUCO ATRAVÉS DO PROCESSAMENTO E MODELAGEM DE DADOS
MAGNÉTICOS, GRAVIMÉTRICOS E SÍSMICOS**

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

Recife

2019

Catálogo na fonte
Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 UFPE (BCTG)

M188e Magalhães, José Ricardo Gonçalves.
Estrutura crustal e relações tectono-magmáticas da Bacia de Pernambuco através do processamento e modelagem de dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos / José Ricardo Gonçalves Magalhães. – Recife, 2019.
100 folhas, il., figs., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Barros Correia.
Coorientador: Prof. Dr. José Antônio Barbosa.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-graduação em Geociências, 2019.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Domínios Crustais. 3. Interpretação Geofísica. 4. Margem continental do Nordeste Brasileiro. 5. Rife Atlântico. I. Correia, Paulo Barros (Orientador). II. Barbosa, José Antônio. (Coorientador). III. Título.

551CDD (22.ed)

UFPE/BCTG-2019/ 428

JOSÉ RICARDO GONÇALVES MAGALHÃES

**ESTRUTURA CRUSTAL E RELAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS DA BACIA DE
PERNAMBUCO ATRAVÉS DO PROCESSAMENTO E MODELAGEM DE DADOS
MAGNÉTICOS, GRAVIMÉTRICOS E SÍSMICOS**

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: 14/08/2019

BANCA EXAMINADORA

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

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

Prof. Dr. Jefferson Tavares Cruz Oliveira (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Natasha Santos Gomes Stanton (Examinadora Externa)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Prof. Dr. David Lopes de Castro (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Dedico esse trabalho a minha esposa (Marília Martinelli), aos meus pais (José Adelmo e Rejane) e irmãos (José Hugo e José Pedro).

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos e taxa de bancada.

A Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da ANP e ao Plano de Levantamento da Plataforma Continental (LEPLAC) da Marinha do Brasil pela concessão dos dados aeromagnéticos e sísmicos utilizados na pesquisa.

A Sinochem Petróleo Brasil Ltda pela concessão de dados geofísicos e pelo suporte técnico prestado em parceria com a CGG durante esses anos de pesquisa que foram prestados em colaboração ao projeto "Investigação e Integração de Novos Parâmetros aos Métodos Geofísicos de Estudos de Sistemas Petrolíferos em Áreas de Novas Fronteiras". O mesmo foi financiado pela empresa Sinochem Petróleo Ltda e foi coordenado pelo Prof. Dr. José Antônio Barbosa da UFPE entre os anos de 2013 e 2018 (número de contrato de cooperação - UFPE/FADE convênio 52/2013).

Ao Prof. Dr. Paulo de Barros Correia, pela orientação, boas conversas e discussões, sempre muito proveitosas e fundamentais para meu aprendizado e para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. José Antonio Barbosa, pela coorientação e dedicação. Por sempre estar disposto a ajudar e a esclarecer dúvidas nas diversas áreas das geociências, e por todos os momentos de conversas e descontração.

Ao Prof. Dr. Joaquim Alves da Motta, que mesmo distante, agradeço fortemente por todo o apoio encorajador nas áreas de gravimetria e magnetometria.

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC/UFPE) que me propuseram uma boa aprendizagem e qualificação durante os anos do doutorado.

Aos companheiros do Laboratório de Sismoestratigrafia (SISMOS-UFPE) pelo apoio e convívio: Bruno Varela, Esteban, Jefferson, Felipe Santana, Osvaldo, Tiago Miranda, Márcio Alencar, Hewerton.

A minha querida esposa, Marília Martinelli, por todo o companheirismo, por estar ao meu lado e pelo nosso amor.

A minha família, principalmente aos meus pais (Rejane e José Adelmo), por toda a dedicação, amor e motivação, e aos meus irmãos (José Hugo e José Pedro), pelas trocas de ideias e pelos bons momentos de descontração.

Aos colegas de trabalho (professores e alunos) da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia e do Grupo de Tecnologias Educacionais, Robótica e Física (G-TERF-UFRB) pelo apoio, infraestrutura e trocas de ideias.

RESUMO

A Bacia de Pernambuco (BPE) está localizada na margem leste do Nordeste do Brasil e abrange uma área de 20.800 km². A configuração do embasamento cristalino da (BPE) engloba unidades litoestratigráficas e zonas de cisalhamento pertencentes a porção oriental do domínio sul da Província Borborema, formadas pela aglutinação de terrenos Proterozoicos durante o Ciclo Brasileiro. Os objetivos deste estudo incluem o mapeamento da estrutura crustal e a investigação das propriedades físicas (densidade e susceptibilidade magnética) dos domínios crustais da (BPE). Considerando que a região representa uma proeminente área de nova fronteira exploratória do setor de óleo e gás da costa brasileira, considerações acerca do potencial petrolífero também serão analisadas. Dados gravimétricos, magnéticos, topográficos/batimétricos e sísmicos foram processados e utilizados nesta pesquisa. Os mapas geofísicos permitiram identificar três setores crustais: setor A (domínio proximal); setor B (domínios de *necking* e distal); setor C (crosta oceânica). Os resultados da aplicação de filtros direcionais e da deconvolução de Euler dos dados gravimétricos e magnéticos indicaram o delineamento dos domínios geofísicos e a obtenção das orientações das estruturas geológicas do embasamento (zonas de cisalhamento com direção principal (ENE-WSW)) e da bacia (falhas normais e de transferência com direções NNE-SSW e NW-SE, respectivamente). A modelagem direta 2D dos dados magnéticos e gravimétricos aliada à interpretação sísmica e às estimativas das profundidades do embasamento magnético permitiram 1) definir as espessuras crustais e a distribuição lateral dos elementos arquiteturais dos blocos crustais do embasamento, 2) avaliar as variações das espessuras da cobertura sedimentar e 3) calcular as densidades e susceptibilidades magnéticas dos blocos crustais do embasamento da BPE. No caso (1) para os domínios continentais as espessuras crustais e a extensão lateral variaram para o domínio proximal (entre 27 e 23,5 km, e 45 km), domínio de *necking* (23,5 a 10 km, e 90 km) e domínio distal (menor que 10 km até 8,5 km, e 40 km). No domínio proximal, a espessura sedimentar (2) variou entre 3 e 4 km, enquanto que para os domínios de *necking* e distal essas variaram entre 2 e 6 km. As densidades e susceptibilidades magnéticas (3) oscilaram entre 2,76 e 2,83 g/cm³, e -0,003 a 0,009 SI para o domínio proximal, entre 2,6 e 2,9 g/cm³, e -0,004 a 0,065 SI para os domínios de *necking* e distal. O limite máximo da crosta continental-oceânica (COB) está localizado a aproximadamente 180 km a leste da atual linha de costa. A correlação da interpretação dos dados com a atual visão da arquitetura de margens rifteadas demonstram que esta área apresenta fortes similaridades com margens do tipo intermediárias, devido as relações das assinaturas dos dados geofísicos com aspectos tectono-magmáticos associados ao processo

de distensão litosférica. A analogia com a gênese dos altos estruturais desenvolvidos na porção distal da Bacia de Santos faz com que a Bacia de Pernambuco apresente um potencial exploratório significativo.

Palavras-chave: Domínios Crustais. Interpretação Geofísica. Margem continental do Nordeste Brasileiro. Rife Atlântico.

ABSTRACT

The Pernambuco Basin (PEB) is located at the eastern margin of northeastern Brazil and covers an area of 20,800 km². The crystalline basement architecture of the PEB encompasses lithostratigraphic units and shear zones, belonging to the eastern portion of the southern domain of the Borborema Province, formed by the agglutination of Proterozoic terrains during the Brazilian cycle. The objectives of this study include mapping of crustal structure and the investigation of physical properties of the architectural domains of PEB. Considering that the region represents a prominent area of new exploratory frontier of the oil and gas sector of Brazilian coast, considerations about the petroleum potential will also be analyzed. Gravimetric, magnetic, topographic/bathymetric and seismic data were processed and interpreted in this research. The geophysical maps allowed to identify three crustal sectors: sector A (stretched continental crust); sector B (thinned continental crust); sector C (oceanic crust). The application of directional filters and the Euler deconvolution to the gravimetric and magnetic data indicated the delineation of the geophysical domains and the orientation of the basement structures (shear zones with main ENE-WSW direction) and the basin structures (normal and transference faults with NNE-SSW e NW-SE directions). 2D forward magnetic and gravimetric data modeling constrained by seismic interpretation and the estimates of the magnetic basement allowed 1) to define the crustal thickness and the lateral distribution of the architectural elements of the crustal basement blocks, 2) to evaluate the variations of the roof thickness. sedimentary and 3) calculate the densities and magnetic susceptibilities of the crustal blocks of the BPE basement. In case (1) for the continental domains the crustal thickness and lateral extension varied for the proximal domain (between 27 and 23.5 km and 45 km), necking domain (23.5 to 10 km and 90 km). and distal domain (less than 10 km to 8.5 km, and 40 km). In the proximal domain, the sedimentary thickness (2) ranged from 3 to 4 km, while for the necking and distal domains they ranged from 2 to 6 km. Magnetic densities and susceptibilities ranged from 2.83 to 2.99 g / cm³, and 0.00001 to 0.014 SI for the proximal domain, from 2.76 to 3.1 g / cm³, and 0.00001 to 0.09 SI for the necking and distal domains. The continental-oceanic crust boundary (COB) is located approximately 180 km east of the present coastline. Correlation of data interpretation with the current view of rifted margins architecture demonstrate that this area presents strong similarities with intermediate margin type. The analogy with the genesis of the structural highs developed in the distal portion of the Santos Basin does the Pernambuco to present significant exploratory potential.

Keywords: Atlantic Rift. Brazilian Northeastern continental Margin. Crustal Domains. Geophysical Interpretation.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.1	JUSTIFICATIVA DA PESQUISA.....	15
1.2	OBJETIVOS GERAIS.....	15
1.3	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	15
1.4	METODOLOGIA.....	16
1.5	ESTRUTURA DA TESE E GUIA DE LEITURA.....	19
2	GEOLOGIA REGIONAL	20
2.1	PROVÍNCIA BORBOREMA	20
2.2	GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	23
2.3	A BACIA DE PERNAMBUCO NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL.....	25
2.3	ARCABOUÇO GEOLÓGICO E LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO	29
2.3.1	Formação Cabo.....	30
2.3.2	Suíte Magmática Ipojuca (SMI).....	30
2.3.3	Formação Suape.....	31
2.3.4	Formação Estiva	31
2.3.5	Formação Algodois	32
2.3.6	Formação Barreiras.....	32
2.3.7	Coberturas Quaternárias	33
3	MATERIAIS E MÉTODOS	36
3.1	DADOS GRAVIMÉTRICOS E DE ELEVAÇÃO DIGITAL DE TERRENO .	36
3.2	DADOS AEROMAGNÉTICOS	37
3.3	DADOS SÍSMICOS	39
3.4	PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS GEOFÍSICOS	41
3.4.1	Micronivelamento dos dados aeromagnéticos.....	42
3.4.2	Interpolação e União dos dados aeromagnéticos	44
3.4.3	Interpolação dos dados Gravimétricos e de Elevação Digital de Terreno (EDT).....	47
3.4.4	Filtragem dos dados.....	47

3.4.4.1	Definição dos Filtros.....	49
3.4.5	Estimativa de Parâmetros de Fontes Magnéticas	58
3.4.5.1	Deconvolução de Euler 3D (DE-3D).....	58
3.4.5.2	Número de Onda Local (SPI TM)	59
3.4.6	Cálculo das profundidades da Moho com base em dados topográficos/batimétricos	60
3.4.7	Modelagem Direta 2D	63
4	RESULTADOS	64
4.1	MAPEAMENTO DOS SETORES CRUSTAIS.....	64
4.1.1	Setor A – Domínio Proximal.....	64
4.1.2	Setor B – Domínios de Necking (B1) e Distal (B2).....	66
4.1.3	Setor C – Domínio Oceânico.....	67
4.2	ESTIMATIVA DAS PROFUNDIDADES DO EMBASAMENTO MAGNÉTICO.....	72
4.3	INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELAGEM GEOFÍSICA 2D.....	75
4.3.1	Arquiteturas Crustais do Setor A – Domínio Proximal.....	75
4.3.2	Arquiteturas Crustais do Setor B – Domínios de Necking e Distal.....	75
4.3.3	Arquiteturas Crustais do Setor C	76
5	DISCUSSÕES	82
5.1	ANÁLISE DA ESTIMATIVA DAS PROFUNDIDADES DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC	82
5.2	HERANÇA GEOLÓGICA DO EMBASAMENTO, CONFIGURAÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA E TIPO DE MARGEM RIFTEADA	84
5.3	DOMÍNIOS CRUSTAIS E POTENCIAL EXPLORATÓRIO DA BACIA DE PERNAMBUCO	88
6	CONCLUSÕES.....	89
	REFERÊNCIAS.....	91

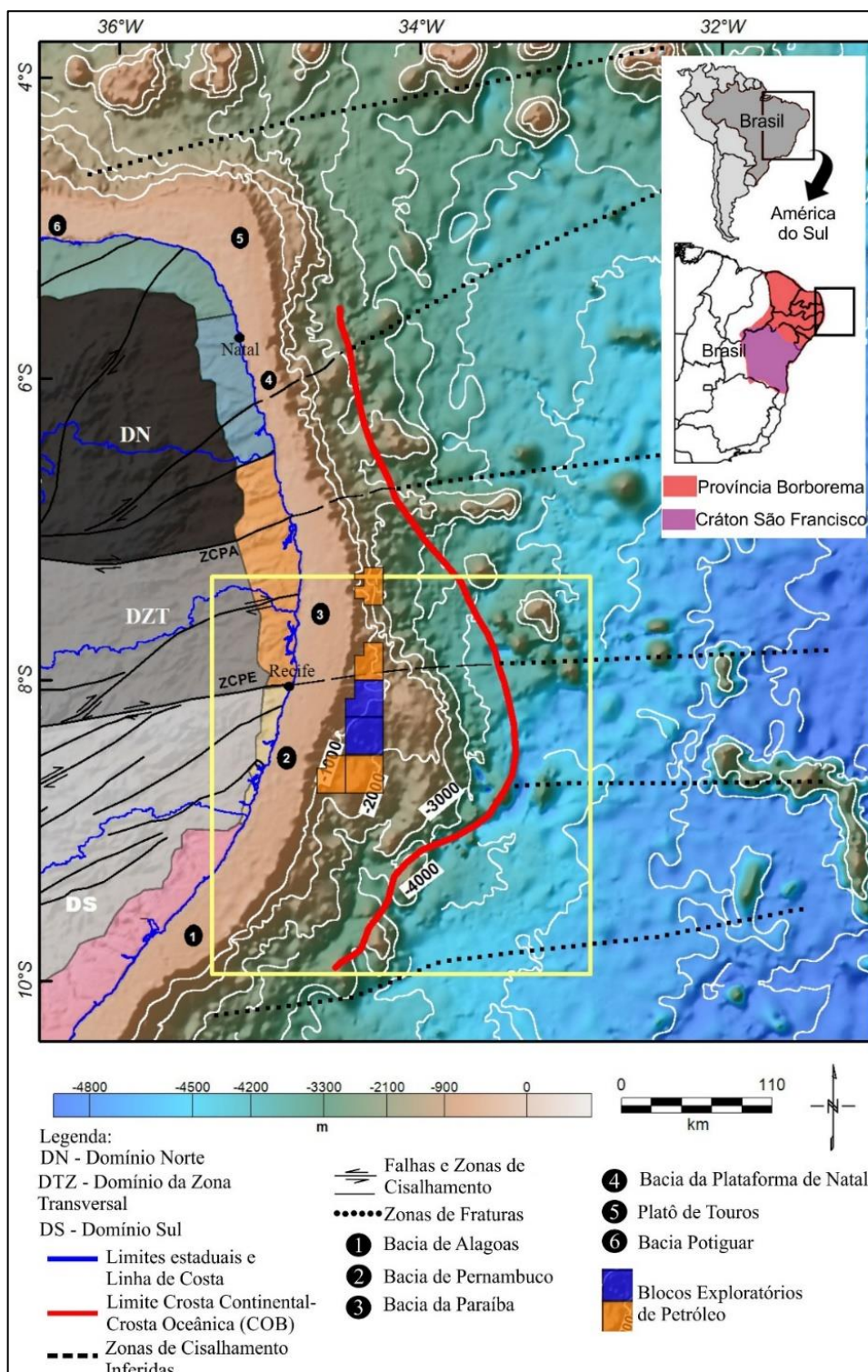
1 INTRODUÇÃO

Esta tese apresenta um conjunto de informações geofísicas e geológicas regionais acerca do trecho da margem continental brasileira que abrange a Bacia de Pernambuco (BPE) (Figura 1). O desenvolvimento desta pesquisa teve como alvo principal o mapeamento dos domínios estruturais, a investigação da arquitetura crustal e a análise da distribuição dos compartimentos tectono-estruturais da BPE. Para tal, foram abordados aspectos do processamento digital, interpretação e modelagem de dados aeromagnéticos, gravimétricos de satélite e sísmicos marítimos.

A caracterização dos domínios crustais (proximal, *necking*, distal e oceânico) e o estilo estrutural de segmentos que compõem margens rifteadas são aspectos relevantes para ser estudado tanto do ponto de vista acadêmico, quanto aplicado na indústria do petróleo e gás. No primeiro caso, o comportamento reológico e a evolução estrutural e magmática podem ser analisados, devido aos padrões de deformação desenvolvidos no embasamento e na cobertura sedimentar impostos pelo processo distensivo. Além disso, com a análise das variações laterais de espessura crustal do embasamento e de sua modelagem geofísica, podemos mapear as transições laterais entre as arquiteturas dos blocos crustais inseridos na margem rifteada e caracterizar a natureza petrológica de tais regiões. No segundo caso, quando se estima as formas de transições crustais e analisa-se a configuração geométrica da relação embasamento-bacia sedimentar e interações com eventos magmáticos, diretamente está se falando a respeito da área de abrangência de seu potencial exploratório. De um modo geral, quanto mais distante for o limite entre a crosta continental afinada e a crosta oceânica (COB), mais ampla será a área a ser explorada.

Esta tese faz parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Geociências, pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC) do Centro de Tecnologia e Geociências (CTG) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Figura 1: Mapa topográfico/batimétrico com a localização da área de pesquisa (Polígono amarelo) e dos blocos exploratórios arrematados nas rodadas de leilões da ANP (Polígonos azuis: 9a rodada; Polígonos Laranjas: 11a rodada). A posição da COB e das zonas de fratura são provenientes dos trabalhos de Magalhães et al (2014) e Buarque et al (2016).



Fonte: O Autor, 2019.

1.1 JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

Apesar de apresentar potencial exploratório, confirmado por estudos recentes (BUARQUE *et al.*, 2016; BUARQUE *et al.*, 2017; MAIA, 2012; OLIVEIRA, 2013), apoiados pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), e de representar um elo importante para a compreensão da abertura do Atlântico Sul, a BPE ainda apresenta lacunas com relação ao conhecimento geológico, e uma escassa cobertura de dados geofísicos. Esta bacia é considerada como área de nova fronteira exploratória e um esforço considerável tem sido feito para comprovar o seu potencial petrolífero. Além disso, três pontos importantes, considerando o estudo de margens passivas (PERÓN-PINVIDIC *et al.*, 2013; STICA *et al.*, 2014), permanecem como incógnitas para a BPE: 1) qual a natureza crustal dos blocos crustais do embasamento nas regiões proximais e distais?; 2) quais as relações estruturais entre o embasamento e a cobertura sedimentar considerando as transições crustais?; 3) houve ocorrência ou não de anomalia térmica que teria influenciado o afinamento crustal?

O presente estudo pretende, utilizando a integração de métodos geofísicos, mapear e modelar o arcabouço crustal e estrutural regional da BPE, incluindo as porções emersa e submersa. A finalidade maior desta pesquisa visa fornecer uma contribuição ao conhecimento geral desta bacia sedimentar, permitindo assim, aumentar a compreensão da evolução geológica com implicações em relação ao seu potencial petrolífero. Sendo assim, esta investigação geofísica multi-parâmetro tem o objetivo de estimar a natureza crustal do embasamento, as relações geométricas entre as estruturas pretéritas do embasamento e as desenvolvidas pela tectônica distensiva que culminou com a formação da BPE e a importância destas para o aproveitamento econômico.

1.2 OBJETIVOS GERAIS

Integrar dados geológicos e geofísicos regionais para obter um melhor entendimento das relações geométricas e das propriedades físicas dos domínios crustais da BPE.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

i. Mapear os domínios crustais (proximal, *necking*, distal e oceânico) e os compartimentos tectônicos da BPE, a partir da interpretação de suas assinaturas geofísicas.

ii. Obter as profundidades da interface Crosta/Manto Litosférico (Descontinuidade de Mohorovicic), utilizando o método de Airy-Heiskanen.

iii. Avaliar a geometria dos compartimentos tectônicos da BPE por meio da estimativa dos atributos geométricos (delimitação horizontal e profundidades) das fontes magnéticas anômalas associadas, calculados pela aplicação das técnicas de Deconvolução de Euler 3D e Número de onda local (SPITM).

iv. Estimar o posicionamento e as variações laterais das geometrias e das propriedades físicas (susceptibilidade magnética e densidade) dos domínios crustais da BPE com a modelagem das curvas gravimétricas e magnéticas 2D e integração com a interpretação sísmica.

1.4 METODOLOGIA

As atividades empregadas na elaboração desta tese podem ser visualizadas no fluxograma da Figura 2.

i. Levantamento Bibliográfico: As pesquisas bibliográficas foram conduzidas para a maior consolidação dos conhecimentos nas temáticas relacionadas com os principais objetivos do trabalho. Sendo assim, os assuntos em que esta pesquisa mais se dedicou foram acerca da arquitetura de domínios crustais em margens passivas, estilos estruturais em margens rifteadas, evolução tectônica do Atlântico, interpretação e modelagem de dados gravimétricos, magnéticos e sísmicos, e estimativa de transições crustais.

ii. Compilação do banco de dados:

a) Dados gravimétricos e topográficos/batimétricos: Os dados gravimétricos regionais são provenientes do Modelo Geopotencial Terrestre (EGM 2008), disponibilizados pela Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA) (PAVLIS *et al*, 2008). Com a compilação desses dados, os mapas de Gravidade do Mundo (WGM) mostram um conjunto de anomalias de alta resolução computadas em escala regional, a partir de modelos de elevação digital de terreno (ETOPO 1) e do campo de gravidade terrestre (EGM2008).

b) Dados aeromagnéticos: As informações magnéticas foram obtidas a partir de três projetos aerogeofísicos (Platô de Pernambuco, Maragogi-Canavieiras e Borda Leste do Planalto de Borborema) desenvolvidos pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais do Brasil

(CPRM). Os dados magnéticos foram ajustados para a altura de voo de 500 m e o produto final apresenta um conjunto de dados do campo magnético anômalo (CMA) com uma resolução de 750 m x 750 m.

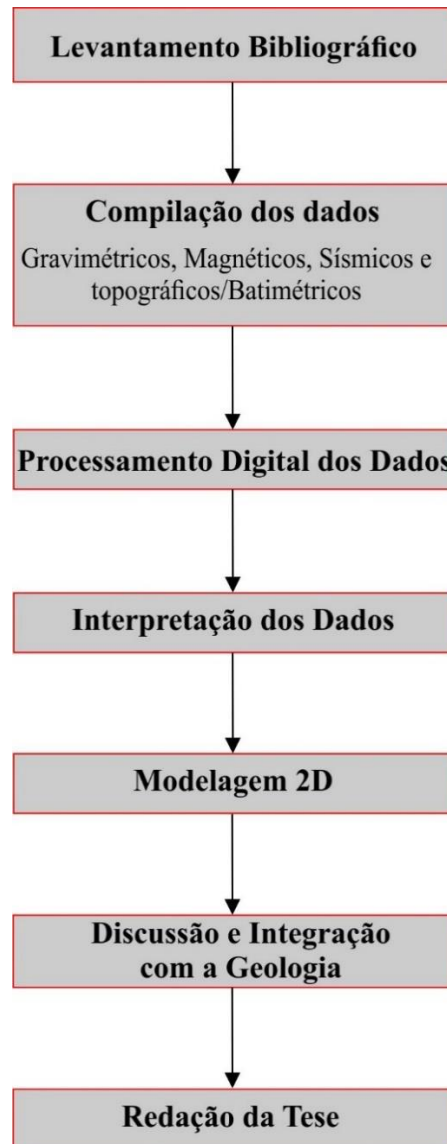
c) Dados sísmicos: Os dados sísmicos utilizados neste trabalho são provenientes do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC) e do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (BDEP-ANP). Ambos os conjuntos de linhas sísmicas apresentam características regionais e foram usadas como base para a construção dos modelos geofísicos 2D.

iii. Processamento dos dados gravimétricos, topográficos/batimétricos e magnéticos: Para o processamento digital, os dados gravimétricos e topográficos/batimétricos foram interpolados pelo método de mínima curvatura. Os dados aeromagnéticos foram interpolados pela técnica de gridagem bidirecional. Vale salientar, para os dados aeromagnéticos, que esta etapa foi feita após os ajustes associados as correções de nivelamento (filtro de decorrugação) e ajustes da altura de voo dos aerolevantamentos para o datum de 500 m. Nos dados gravimétricos e magnéticos, também foram aplicados filtros no domínio do número de onda. Os dados topográficos/batimétricos foram alvo da aplicação das rotinas computacionais para a obtenção das profundidades da Moho, a partir do modelo de Airy-Heiskanen. Todo o processamento digital dos dados foi realizado utilizando o *software* Oasis Montaj, versão 8.5.5.

iv. Interpretação dos dados: Na interpretação dos dados sísmicos, gravimétricos e magnéticos, buscou-se, principalmente, a análise e distinção das assinaturas geofísicas associadas aos domínios crustais, análise estrutural e mapeamento dos domínios tectono-estruturais da BPE.

v. Estimativas de parâmetros de fontes magnéticas: As técnicas de Deconvolução de Euler 3D e do Número de onda local foram aplicadas aos dados aeromagnéticos. Desta forma, estes procedimentos fizeram com que as características geométricas (delimitação horizontal e profundidade) das fontes anômalas fossem obtidas. Neste caso, como os dados de poços com informações a respeito da geologia em sub-superfície são escassos na BPE, o uso dessas técnicas semi-quantitativas auxiliou na estimativa de primeira ordem das geometrias associadas as fontes anômalas.

Figura 2 - Fluxograma das atividades desenvolvidas para a realização desta tese.



Fonte: O Autor, 2019.

vi. Modelagem gravimétrica e magnética 2D: A modelagem geofísica 2D foi efetuada nos dados de anomalias gravimétricas Ar-Livre e magnéticas de campo total, por meio do ajuste de blocos com densidades e susceptibilidades magnéticas inferidas para a área de pesquisa a partir de informações compiladas da literatura. Os modelos geofísicos foram elaborados ao longo da localização das linhas sísmicas e construídos com base na interpretação sismoestratigráfica das principais unidades crustais e feições estruturais. Os parâmetros utilizados para a construção dos modelos geofísicos foram as profundidades da Moho, a espessura sedimentar (obtida pela conversão Tempo x Profundidade dos dados sísmicos), as profundidades das fontes magnéticas (calculadas pelas técnicas automáticas de estimativa de parâmetros de fontes anômalas) e as

densidades e susceptibilidades magnéticas dos blocos crustais. Com isso, as curvas gravimétricas e magnéticas teóricas foram ajustadas às anomalias observadas. A modelagem direta 2D foi realizada no módulo GM-SYS 2D do *software* Oasis Montaj, versão 8.5.5.

vii. Redação da Tese: O resultado de todo o trabalho que foi sintetizado acima está expresso neste texto, compondo assim, o documento de registro preliminar desta pesquisa de doutorado.

1.5 ESTRUTURA DA TESE E GUIA DE LEITURA

Esta tese foi elaborada em 6 capítulos. Com isso, abaixo segue uma descrição sumarizada a respeito de cada um deles.

Capítulo I: Traz os aspectos introdutórios ao tema da pesquisa. Desta maneira, a localização da área, apresentação da proposta da pesquisa, e os objetivos e técnicas empregadas são elucidadas neste capítulo.

Capítulo II: Apresenta uma revisão acerca da geologia regional da área de pesquisa. Isso envolveu uma descrição geológica do contexto da evolução geotectônica do Atlântico sul, uma avaliação sobre as unidades do embasamento Pré-Cambriano e suas respectivas estruturas tectônicas, bem como a abordagem das unidades geológicas que compõem BPE.

Capítulo III: Este capítulo descreve a compilação dos dados geofísicos e topográficos/batimétricos, além das técnicas de processamento digital e os parâmetros envolvidos na transformação dos dados gravimétricos, magnéticos e topográficos/batimétricos.

Capítulo IV: São apresentados os resultados obtidos pela interpretação e modelagem geofísica integrada dos dados, sob a ótica de transições crustais e arquitetura estrutural regional.

Capítulo V: Aborda as discussões a respeito dos controles tectônicos regionais e magmáticos exercidos tanto pela herança do embasamento quanto pelos processos de distensão litosférica envolvidos na formação da BPE. Além desses, este capítulo apresenta a configuração estrutural e definição da margem rifteada, a distribuição dos domínios crustais e o respectivo potencial exploratório da área de pesquisa.

Capítulo VI: Apresenta as conclusões da tese oferecendo uma nova visão a respeito dos tipos crustais e do estilo estrutural da margem passiva que se encontra a BPE.

2 GEOLOGIA REGIONAL

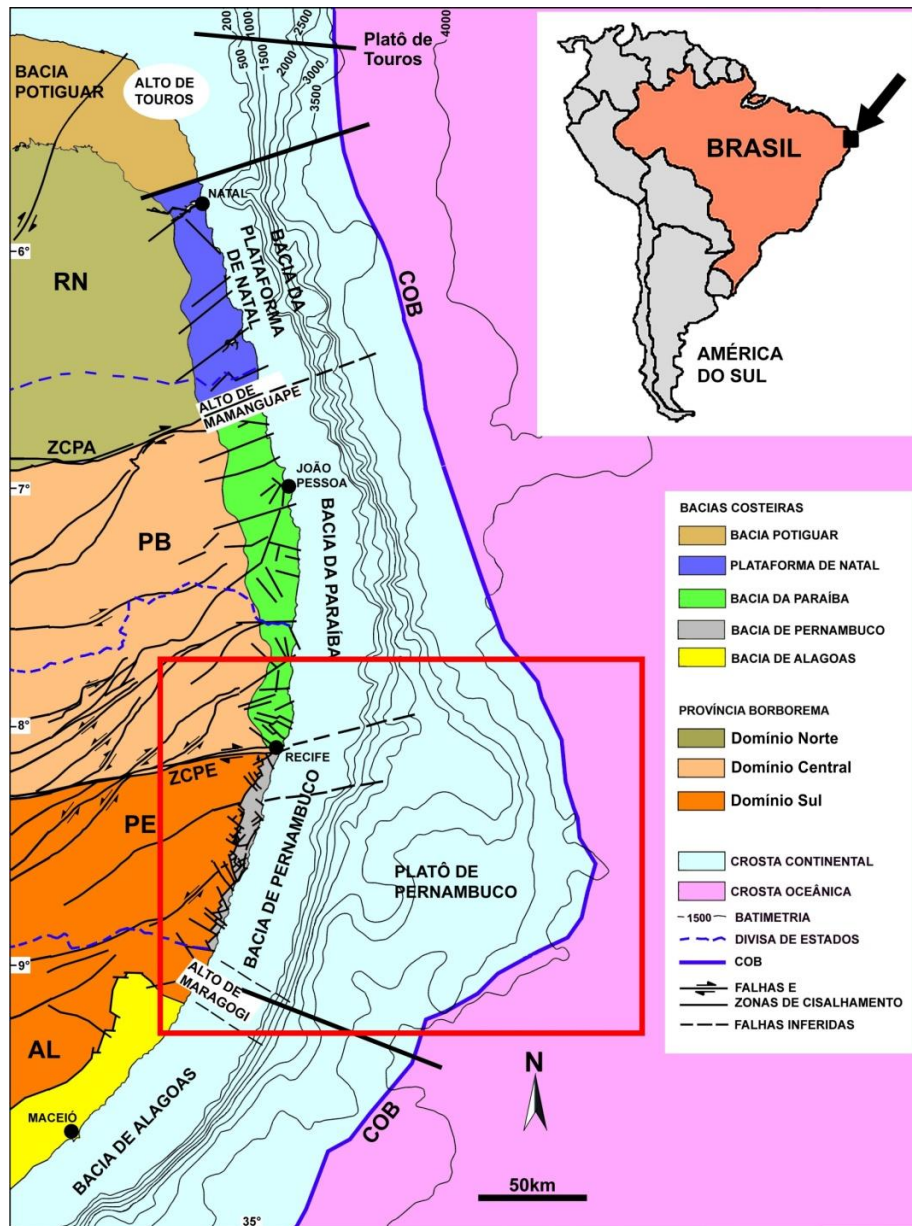
O trecho da margem continental brasileira, compreendido entre os platôs de Pernambuco e de Touros (Figura 3), corresponde à porção do continente Sul-Americano que representou o último elo de ligação com o continente africano. Isto provavelmente se deu durante a fase mais tardia da evolução do Rifte Atlântico, há aproximadamente 105-100 milhões de anos (CAIXETA *et al*, 2014; GRANOT; DYMENT, 2015). A abertura do Oceano Atlântico Sul se iniciou no Jurássico superior, mas se desenvolveu plenamente durante o Cretáceo.

A BPE repousa sobre o embasamento Pré-Cambriano, pertencente ao Domínio ou Sub-província Sul da Província Borborema (PB) e está separada da Bacia de Alagoas, pelo Alto de Maragogi-Barreiros, e da Bacia da Paraíba, pela Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) (Figura 3) (LIMA FILHO, 1998). Este é o cenário geológico e tectônico regional, no qual se desenvolveu o presente trabalho.

2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

Esta província foi definida inicialmente por Almeida *et al* (1977) como sendo um domínio geológico-estrutural localizado no nordeste oriental do Brasil, limitado a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias marginais. Recentemente, a partir dos trabalhos de De Castro *et al* (2011, 2014) e Araújo *et al* (2013), o limite oeste da PB seria o Bloco Parnaíba, que representaria uma extensão do Cráton Amazônico-Oeste Africano (Figura 4). A configuração tectônica da PB foi inicialmente descrita como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a Orogênese Brasiliana (em torno de 0,6 Ga) no final do Neoproterozoico (ALMEIDA *et al.*, 1976; BRITO NEVES, 1975;). Com a evolução das pesquisas a PB passou a ser interpretada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones, separados por extensas zonas de cisalhamento (BRITO NEVES *et al*, 2000; JARDIM DE SÁ *et al.*, 1992; JARDIM DE SÁ, 1994; SANTOS, 1996). Entretanto, alguns pesquisadores defendem a existência apenas de faixas dobradas ensiálicas, cujos sedimentos neoproterozoicos, depositados sobre um embasamento Arqueano a Paleoproterozoico foram deformados e metamorfisados na Orogênese Brasiliana (NEVES, 2003; NEVES *et al.*, 2006).

Figura 3 - Mapa das bacias marginais do nordeste oriental do Brasil com destaque para a localização da Bacia de Pernambuco (Retângulo vermelho). A estimativa da COB está baseada nos mapas de Karner e Driscoll (1999) e Gomes (2005).

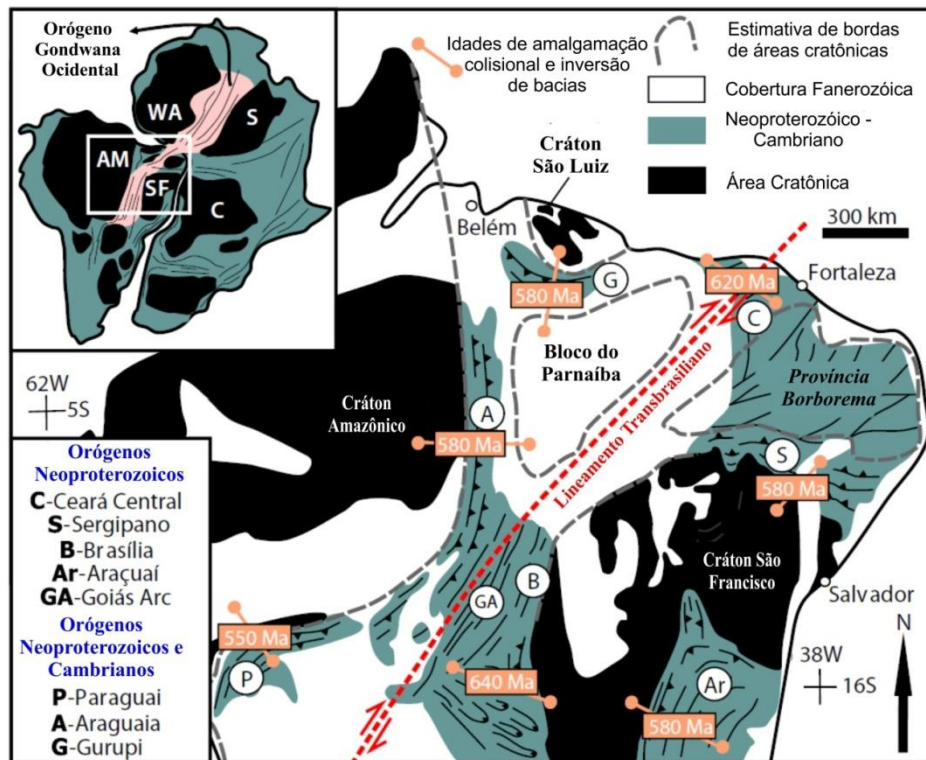


Fonte: Barbosa (2007).

Por sua vez, Araújo *et al* (2013) propuseram que a evolução da PB estaria condicionada a um mecanismo de extrusão tectônica, resultante da interferência de dois importantes eventos colisionais durante o Neoproterozoico (620-570 Ma). Independente da maneira como a PB evoluiu, suas unidades litoestratigráficas consistem de um embasamento Arqueano a Paleoproterozoico, composto por blocos gnáissico-migmatíticos. Além desses, a PB abrange várias faixas de dobramentos compostas por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, e por um expressivo volume de intrusões graníticas, datadas do

Neoproterozoico (BRITO NEVES *et al.*, 2000; NEVES *et al.*, 2012; VAN SCHMUS *et al.*, 2003;). O arcabouço tectono-estrutural da PB apresenta uma série de zonas de cisalhamento de escala crustal que representam extensas ramificações a partir do sistema de cisalhamento Transbrasiliiano (ARAUJO *et al.*, 2013). Entre essas zonas de cisalhamento, destacam-se a de Pernambuco (ZCPE) e Patos (ZCPA), que são responsáveis por dividir a PB em três vastos domínios ou sub-províncias: Sul, Central e Norte (Figura 5).

Figura 4 - Mapa paleogeográfico da Plataforma Sul-Americana, mostrando a Província Borborema, áreas cratônicas, blocos continentais, e orógenos Neoproterozoicos e Cambrianos (Modificado de Araujo *et al* (2013). Áreas cratônicas: AM = Amazônico; WA = Oeste Africano; SF = São Francisco; C = Congo; S = 'Metacrátón' do Saara.



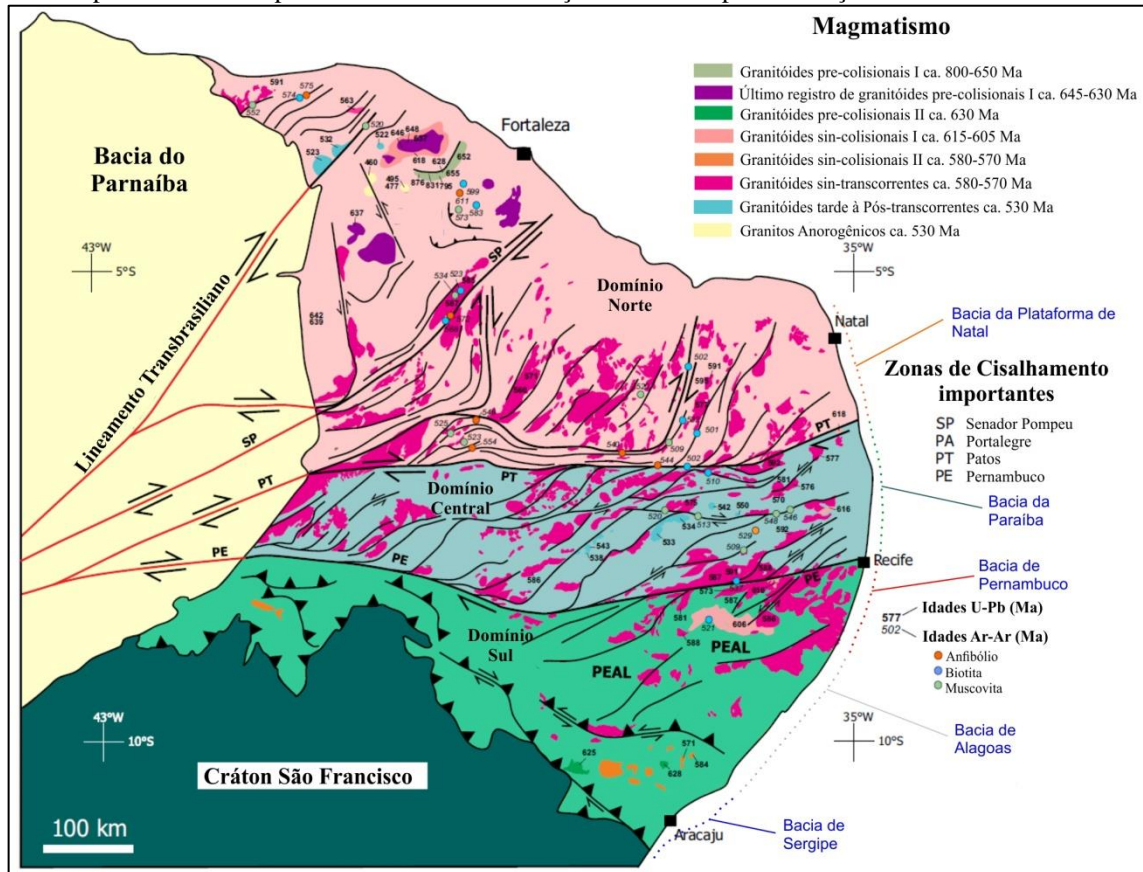
Fonte: Araujo *et al* (2013).

Após a amalgamação do Gondwana e com a PB estruturada, esta passou a ser retrabalhada a partir do Paleozoico com a implementação de riftes intracontinentais (De CASTRO *et al* 2011, 2014) e a formação da Sinéclise do Parnaíba. No Mesozoico, ocorreu a fragmentação do Gondwana, levando a consequente formação do Atlântico com o desenvolvimento de riftes interiores e a evolução da margem continental brasileira (ASMUS, 1984; MATOS, 1992).

Após a separação entre a América do Sul e a África, dois importantes eventos marcaram o Cenozoico: O vulcanismo Macau (MIZUSAKI *et al.*, 2002; SIAL, 1976; SOUZA *et al.*, 2004)

e o soerguimento do Planalto da Borborema (AB'SABER, 1953; CASTRO; MABESOONE, 1980; MABESOONE; CASTRO, 1975; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; LIMA *et al.*, 2015).

Figura 5 - Mapa simplificado da Província Borborema e seus domínios (Sul, Central e Norte), com a distribuição temporal e espacial de corpos granitóides (Modificado de Araujo *et al* (2013)). As bacias marginais estão posicionadas e é possível visualizar sua relação com a compartimentação estrutural da PB.

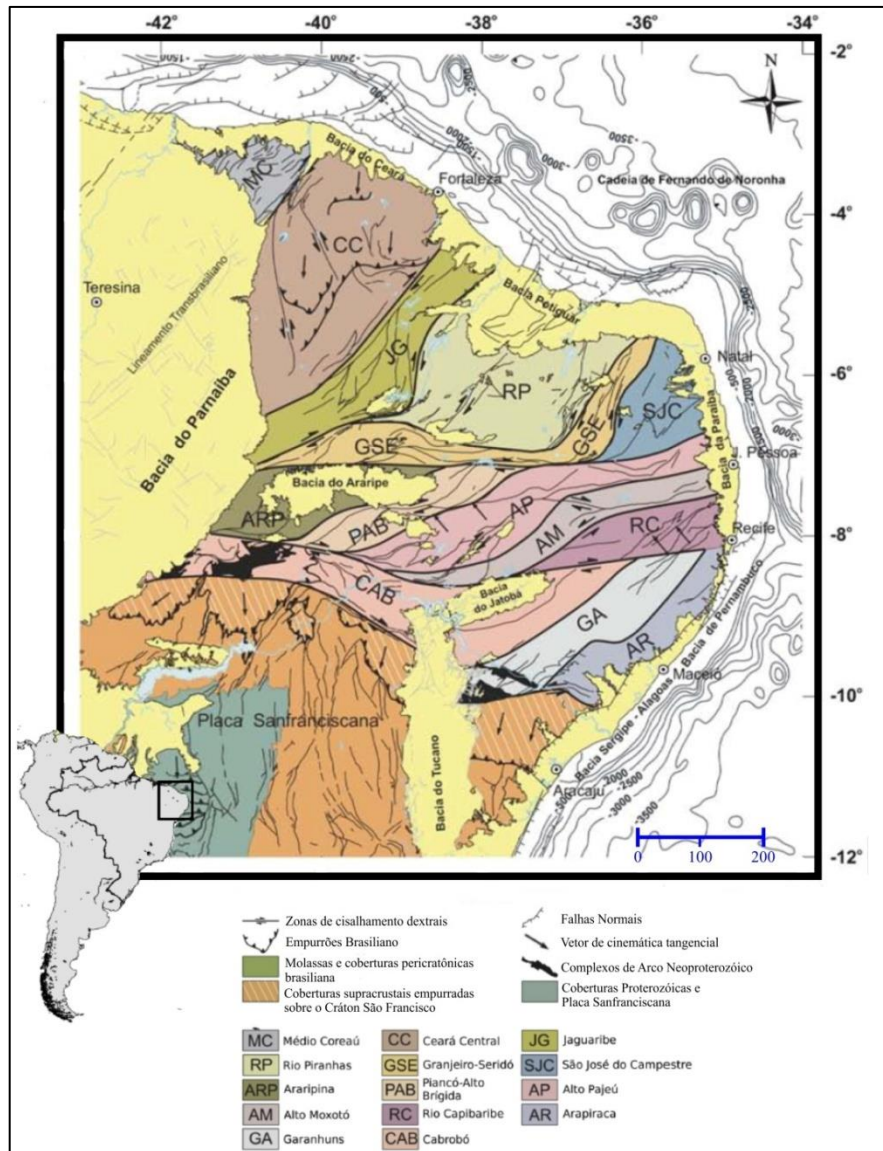


Fonte: Araujo *et al* (2013).

2.2 GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DA BACIA DE PERNAMBUCO

O embasamento da margem continental inserida entre o Alto de Maragogi e a ZCPE é composto por unidades do Domínio Sul (Figuras 3 e 5). Neste caso, o embasamento da BPE engloba as porções orientais do Domínio Sul, representado pela parte leste do Terreno Pernambuco-Alagoas (Figura 6). Do ponto de vista estrutural, o Domínio Sul encontra-se balizado por zonas de cisalhamento de alto ângulo, dispostas predominantemente na direção NE-SW, apresentando cinemáticas dextral e sinistral, respectivamente (ARAÚJO *et al.*, 2013; NEVES *et al.*, 2012) (Figura 6).

Figura 6 - Arcabouço geológico-estrutural da PB com a distribuição dos principais terrenos e zonas de cisalhamento.

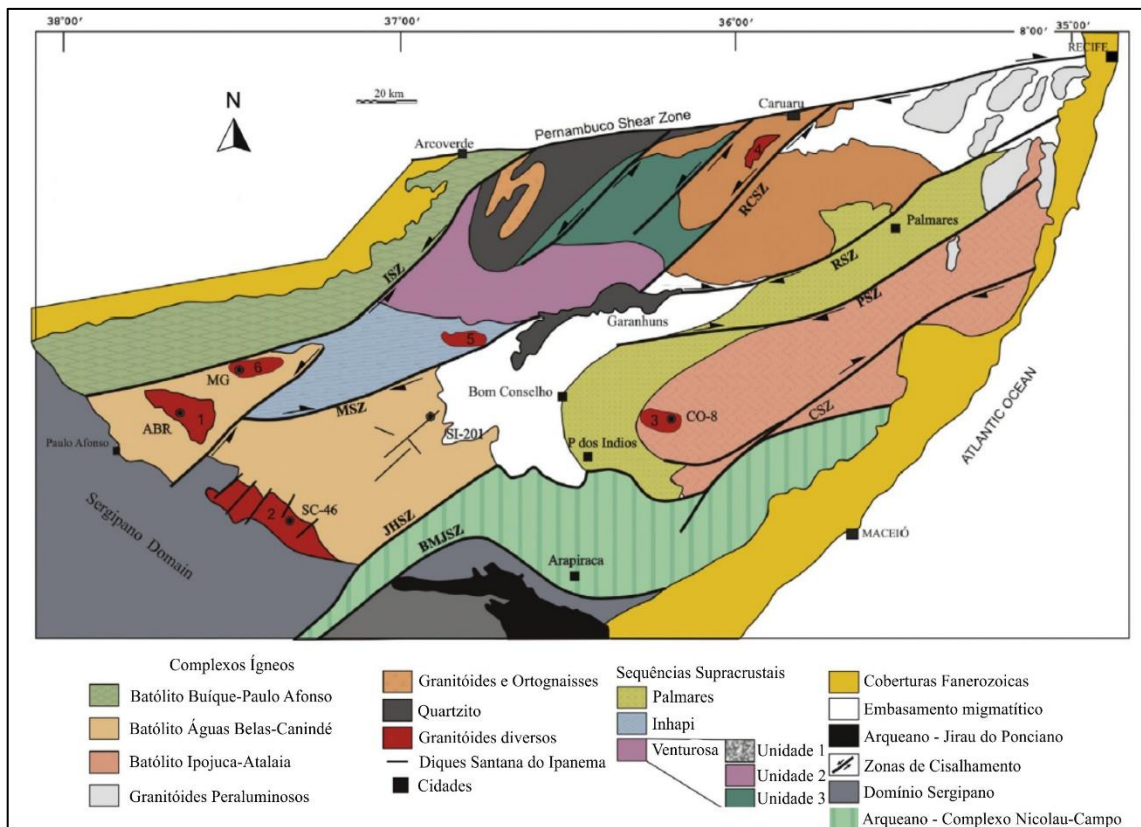


Fonte: Oliveira (2008).

Segundo Rocha (1990), as rochas que afloram nas proximidades da BPE são formadas por unidades dos complexos Cabrobó, Belém do São Francisco, além de numerosos plútons Neoproterozoicos. No Complexo Cabrobó os litotipos são compostos por paragnaisses, migmatitos com protólitos paraderivados, quartzitos e raras lentes de mármore, ora com abundância de anfíbolitos, ou com meta-arcóseos e quartzitos. O Complexo Belém do São Francisco, por sua vez, constitui-se de ortognaisses e migmatitos, ortognaisses metaluminosos e leuco-ortognaisses peraluminosos. Os dados geocronológicos dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco sugerem uma idade de 1,13 Ga. para os diatexitos, 0,96 Ga. para os

migmatitos, de idade modelo de 1,30 a 1,50 Ga. (SANTOS, 1995; VAN SCHMUS *et al.*, 1995). Os corpos magmáticos, segundo Gomes (2001), são representados por intrusões sin- a pós-tectônicas e compreendem granitoides sienograníticos a monzoníticos, porfíricos (tipo Itaporanga), com enclaves dioríticos (batólitos de Massaranduba, sul de Escada e Barreiros), monzonitos e sienitos de granulação média (batólitos de Coimbra e Ipojuca), quartzo dioritos/monzonitos e monzogranitos (batólitos de Gurjaú). Silva Filho *et al* (2002) mapearam e caracterizaram o Batólito Ipojuca-Atalaia (plútons Ipojuca e Rio Formoso) que representa parte do embasamento da BPE, com variação composicional alcalina até peraluminosa (Figura 7).

Figura 7 - Contexto tectono-estrutural do Domínio Pernambuco-Alagoas com a distribuição das unidades litoestratigráficas.



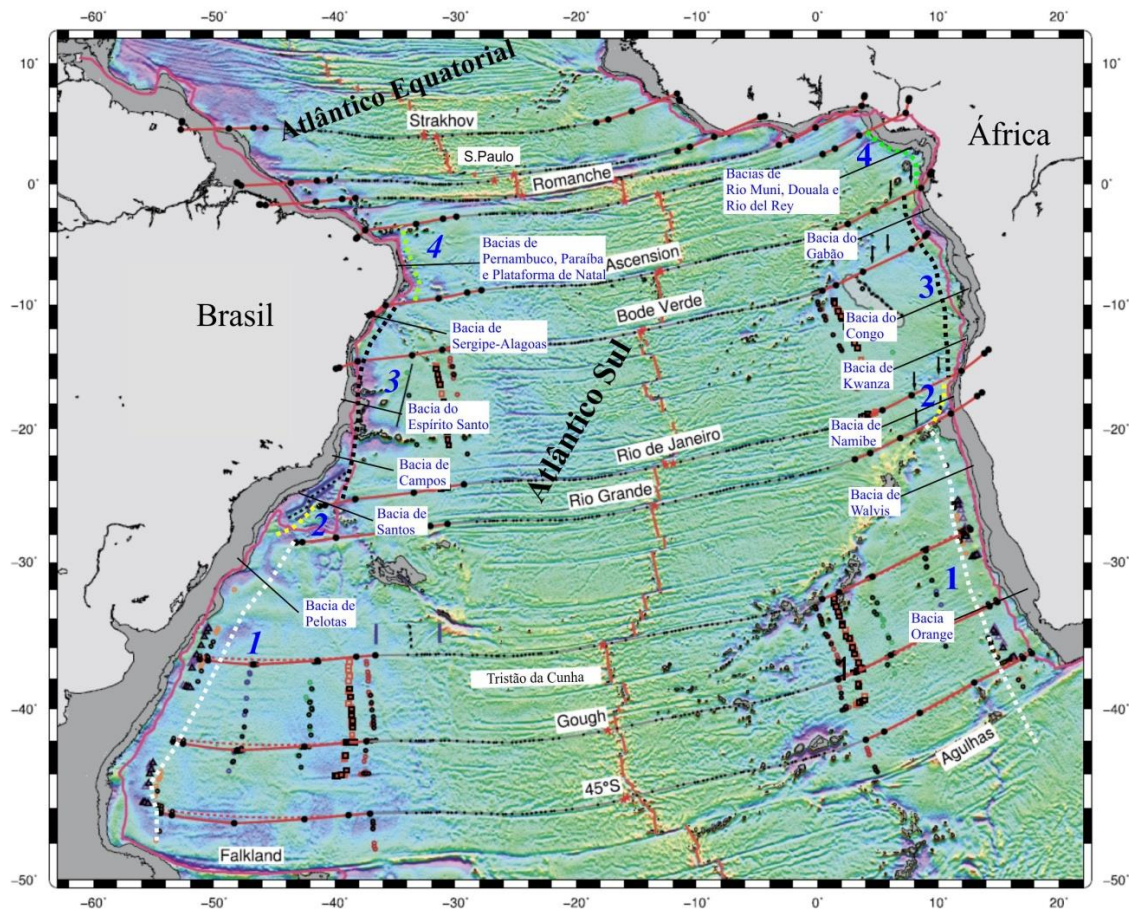
Fonte: Silva Filho *et al* (2002).

2.3 A BACIA DE PERNAMBUCO NO CONTEXTO DA EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO SUL

Segundo Bueno (2004), a evolução dos estágios de propagação do Rifte Atlântico Sul ocorreu de sul para norte em um processo diacrônico (Figura 8). Este avanço da deformação se deu provavelmente em quatro estágios, a partir do modelo de rifte propagante: 1) o primeiro

breakup aconteceu em torno de 132 Ma, com a produção das primeiras gerações de *seaward dipping reflectors* (SDRs), entre as bacias de São Jorge e Pelotas; 2) avançando para norte, o segundo *breakup* se deu a aproximadamente 126 Ma e abrange até a região da Bacia de Santos; 3) o terceiro estágio avançou a partir do Platô de São Paulo e alcançou as regiões das bacias do Jacuípe e de Sergipe, no Aptiano Superior, em torno de 112 Ma; 4) provavelmente, o último estágio do *breakup* do Atlântico ocorreu entre 105 e 98 Ma, englobando as regiões das bacias de Alagoas, Pernambuco, Paraíba e Plataforma de Natal (CAIXETA *et al.*, 2014; GRANOT; DYMENT, 2015; HEINE; BRUNE, 2014) (Figura 8). Entretanto, a partir da Bacia de Pernambuco até a Bacia da Plataforma de Natal, devido à falta de dados sísmicos profundos e de poços na parte *offshore*, a forma como os fenômenos tectônicos e magmáticos se desenvolveram ainda são pouco conhecidos.

Figura 8 - Mapa de localização das placas Sul-Americana e Africana com a posição das principais bacias e zonas de fraturas. As linhas pontilhadas (branca, amarela, preta e verde) e os números em azul representam os quatro estágios da propagação do rifte.

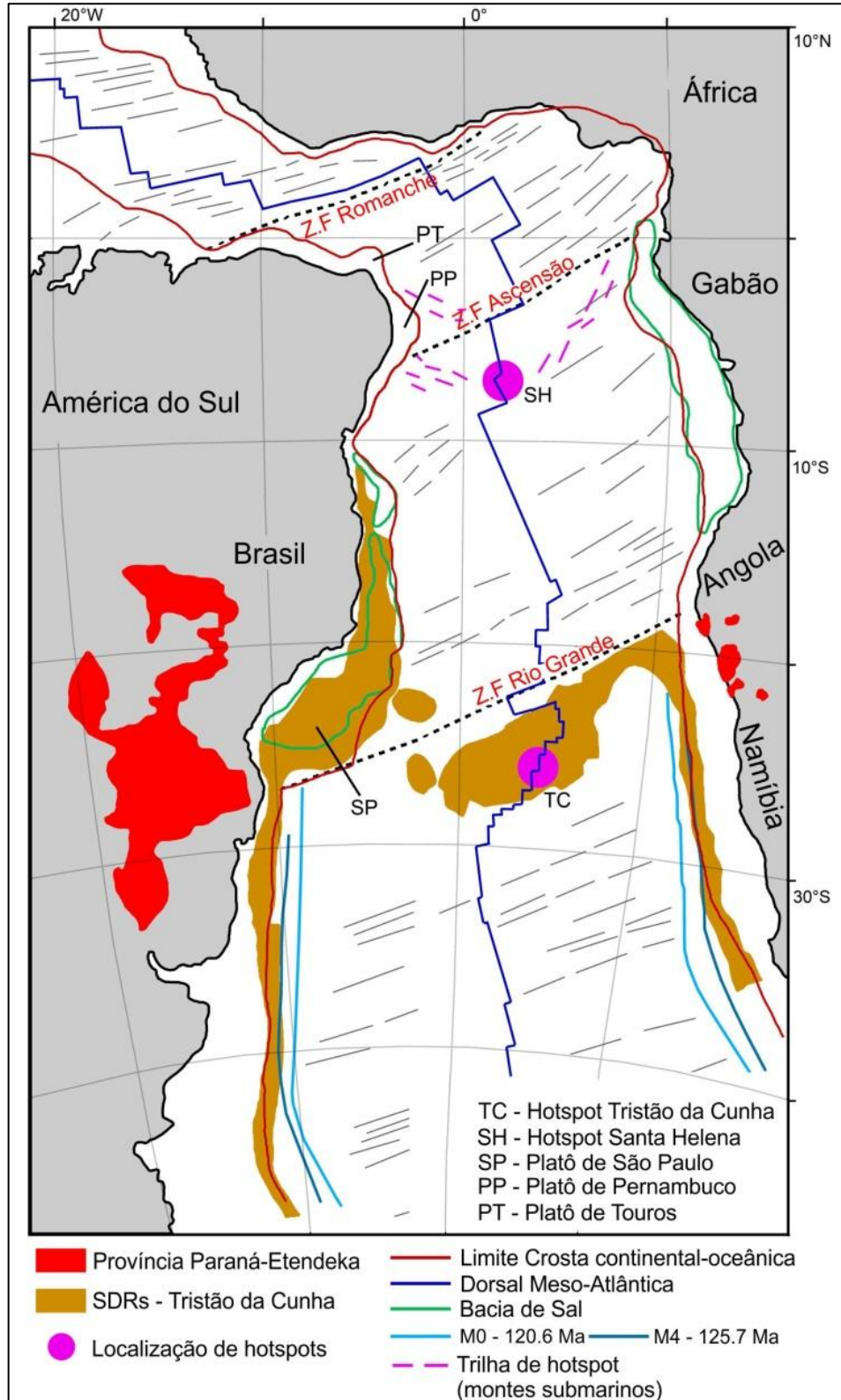


Fonte: Granot e Dymant (2015).

A evolução tectônica da BPE foi possivelmente condicionada pela herança reológica do embasamento e pela disposição das vastas zonas de cisalhamento Proterozoicas, dispostas nas direções principais E-W e NE-SW (Figuras 5 a 7). Durante os processos de rifteamento no cretáceo, essas zonas de cisalhamento foram reativadas como falhas oblíquas e transcorrentes. Além dessas, falhas de transferência NW-SE foram geradas para acomodar a distensão oblíqua da BPE em relação ao eixo do rifte (ALMEIDA *et al.*, 2005; CORREIA, 2017; LIMA FILHO, 1998; OLIVEIRA, 2013; POLÔNIA, 1997). Secundariamente, falhas normais com direções N-S, WNW-ESE e NNW-SSE foram formadas durante a abertura da bacia. Na porção *onshore* da BPE, o processo de rifteamento iniciou no Aptiano superior e se estendeu até o Albiano médio (BARBOSA *et al.*, 2014; CÓRDOBA *et al.*, 2007; LIMA FILHO, 1998).

Oliveira (2013) apresentou a partir da interpretação e modelagem de dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos uma expressiva cobertura sedimentar ~ 6.5 km nos principais *grábens* que constituem a região do PP. A zona costeira da BPE apresenta o registro de um importante evento magmático que ocorreu durante o Albiano e foi responsável por gerar uma séria de rochas ígneas vulcânicas e plutônicas, as quais formam a Suíte Magmática Ipojuca (SMI). Os litotipos incluem riolitos, traquitos, andesitos, basaltos e uma ocorrência de álcali-feldspato granito (LIMA FILHO, 1998; NASCIMENTO, 2003; SIAL *et al.*, 1988). A idade do pulso magmático principal na zona costeira é de ~102 Ma (LONG *et al.*, 1986; NASCIMENTO, 2003). A origem do magmatismo da BPE é motivo de intenso debate nesta região do Atlântico e alguns autores atribuem a influência de uma anomalia térmica causada pelo *hotspot* Santa Helena (GOLONKA; BOCHAROVA, 2000; SIAL *et al.*, 1992; RAND; MABESOONE, 1982; JACKSON *et al.*, 2000; SIAL *et al.*, 1992; TORSVIK *et al.*, 2009) ou pelo *hotspot* Ascensão (LONG *et al.*, 1986; PEYVE; SKOLOTNEV, 2014) (Figura 9). De acordo com Sial (1976), a característica bimodal do magmatismo na BPE sugere a influência de *hotspot*, o qual causou a elevação inicial dos materiais do manto, e com a continuação do processo, a fusão parcial da crosta e a contaminação do magma mantélico. Consequentemente, a cristalização das misturas de magmas foram responsáveis pela geração das rochas vulcânicas máficas e félsicas. Golonka e Bocharova (2000) sugeriram que o *hotspot* Santa Helena afetou a região norte do Brasil antes de se tornar uma influência crítica na separação da África e da América do Sul. Ngako *et al* (2006) propuseram que a placa africana tenha sido submetida a uma série de anomalias térmicas do manto nos últimos 200 Ma e que um desses pontos quentes atingiu a região da BPE há aproximadamente 100 Ma. Torsvik *et al* (2009) também apontou que o *hotspot* Santa Helena atuou como um segundo *hotspot* no rifte Atlântico Sul (Figura 9).

Figura 9 - Reconstrução paleogeográfica do Atlântico Sul durante o Santoniano (83,5 Ma) com base em dados geofísicos, considerando a África fixa. As idades das anomalias magnéticas M0 e M4 são baseadas em Müller *et al* (1997)). As posições dos montes submarinos possivelmente relacionadas ao *hotspot* Santa Helena são baseadas em (ADAM *et al.*, 2007; O'NEIL *et al.*, 2005; PEYVE; SKOLOTNEV, 2014).



Fonte: Torvisk *et al* (2009).

2.3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO E LITOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO

A arquitetura geométrica da BPE encontra-se dividida por três compartimentos principais (Figura 10) (BARBOSA; LIMA FILHO, 2006; BARBOSA *et al.*, 2014; MAIA, 2012; OLIVEIRA, 2013):

- (1) A Bacia Interna: formada por um rifte estreito posicionado paralelamente à linha de costa. Esta parte da BPE abrange dois depocentros principais (*grábens* de Piedade – PB-01 e do Cupe – PB-03), os quais são separados pelo Alto do Cabo (PB-02).
- (2) O Alto do Maracatu (PB-04): se caracteriza por uma charneira alongada na direção NNE-SSW e assim como a Bacia Interna, encontra-se disposto de forma paralela à linha de costa. Este Alto estrutural é responsável por separar a Bacia Interna e a região do Platô de Pernambuco (PP).
- (3) O Platô de Pernambuco (PP): encontra-se na região de águas profundas e ultra-profundas da BPE e está localizado a leste do Alto do Maracatu. Este compartimento da BPE foi formado sobre a região de crosta continental afinada, sobre a qual se formou uma expressiva cobertura sedimentar (~7 km) (FAINSTEIN; MILLIMAN, 1979; GOMES *et al.*, 2000; OLIVEIRA, 2013). Os estudos geofísicos recentes tem sugerido que a evolução do PP foi fortemente influenciada por processos magmáticos intrusivos e extrusivos (BUARQUE *et al.*, 2016; MAGALHÃES *et al.*, 2014; OLIVEIRA, 2013). Este compartimento é composto pelos *grábens* de Itapoama (PB-06), Tamandaré (PB-11), Guadalupe (PB-08) e Externo do PP (PB-09), os quais são separados pelos altos de Gaibú (PB-10), Itamaracá (PB-07a) e Externos do PP (PB-07b). Além desses, na porção sul está localizado o Alto de Maragogi (PB-05), o qual é responsável por separar a BPE da Bacia de Alagoas.

A primeira coluna litoestratigráfica proposta para a BPE foi sugerida por Kegel (1959), baseado exclusivamente em observações de campo. Vinte anos depois da proposta de Kegel (1959), Amaral e Menor (1979) sugeriram uma nova coluna, acrescentando ao Grupo Pernambuco (KEGEL, 1959) as formações Cabo e Estiva e aplicando o termo Formação Ipojuca para as rochas ígneas.

Em 1994, Feijó (1994) sugeriu uma carta estratigráfica para a bacia, voltando a agrupar todos os litotipos das bacias de Pernambuco e da Paraíba em uma única bacia. Os resultados até então desanimadores com relação à ocorrência de hidrocarbonetos contribuíram significativamente para a sua exclusão como área de interesse para pesquisas mais detalhadas.

Lima Filho (1998) realizou uma análise estratigráfica da BPE e sugeriu uma nova litoestratigrafia para a mesma, promovendo algumas modificações naquela proposta levantada anteriormente por Feijó (1994). De acordo com Lima Filho (1998), a BPE seria composta, da base para o topo, pelas formações Cabo (seção rifte), Estiva e Algoduais, as duas últimas fazendo parte da seção pós-rifte. Há 100 milhões de anos, esta bacia foi afetada por um intenso magmatismo, representado pelas rochas magmáticas da SMI. Conhecido na literatura e sobrepondo-se às unidades mencionadas, ocorrem ainda a Formação Barreiras e coberturas quaternárias pleistocênicas e holocênicas.

A revisão estratigráfica proposta por Maia (2012) baseando-se em dados sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos e geofísicos, apresentou mais duas formações para esta bacia (Figura 11). A Formação Suape de idade albiana que juntamente com a formação Cabo e a SMI, faz parte da seção Rifte da Bacia. A Formação Paraíso também de idade Neolbiana faria parte da seção Rifte, porém, com registros de rochas evaporíticas.

2.3.1 Formação Cabo

A Formação Cabo é constituída por rochas sedimentares terrígenas, as quais foram formadas em um sistema de leques aluviais, compostos por três fácies sedimentares (NASCIMENTO, 2003):

- 1) fácies proximal representada por conglomerados e brechas polimíticas e polimodais, com blocos e fragmentos do embasamento granítico-gnáissico, xistos e pegmatitos.
- 2) fácies mediana composta por arenitos conglomeráticos a médios, arcoseanos e imaturos.
- 3) fácies distal composta por arenitos arcoseanos finos, intercalados com camadas argilosas, além de folhelhos pretos anóxicos.

2.3.2 Suíte Magmática Ipojuca (SMI)

As rochas da SMI compreendem uma série de unidades vulcânicas e subvulcânicas bem diferenciadas, incluindo basaltos, traquitos, riolitos, traquiandesitos, ignimbritos e um plúton granítico (Granito do Cabo), alojado em nível crustal raso. Além das formas intrusivas rasas, a

ocorrência de derrames e depósitos piroclásticos sugere que o magmatismo foi sincrônico à sedimentação rifte (NASCIMENTO, 2003; SOUZA *et al.*, 2004).

Segundo Rocha (1990), o tipo mais abundante de rocha vulcânica dentro da SMI são os traquitos, que ocorrem como derrames ou como diques. A rocha traquítica apresenta uma forma textural com granulação muito fina, porfirítica e amigdaloidal. Sua mineralogia é formada por cristais alongados lembrando ripas de feldspato potássico, albita, piroxênio, anfibólio e óxido de ferro, este último como resultado da alteração de minerais máficos.

2.3.3 Formação Suape

Estratigraficamente as rochas desta Formação demonstram uma contemporaneidade entre as rochas da SMI e a porção superior da Formação Cabo (CRUZ, 2002; LIMA FILHO, 1998; SOUZA *et al.*, 2004). A idade estimada é de 102 Ma (NASCIMENTO, 2003).

Segundo Maia (2012), os arenitos da Formação Suape variam de conglomeráticos a finos, mostrando uma granodecrescência ascendente e uma variação no empacotamento do arcabouço, ocasionalmente mais fechado nos arenitos mais finos. Os principais componentes detríticos dos arenitos da Formação Suape, são representados por grãos de quartzo e de feldspatos.

2.3.4 Formação Estiva

Corresponde à seção carbonática pós-rifte da BPE, de idade cenomaniana-turoniana (100-88 Ma). Esta formação foi depositada em uma plataforma rasa com relações estratigráficas ainda mal definidas com respeito às outras unidades.

Rocha (1990) afirmou que esta unidade foi depositada sob o domínio de diversos ambientes deposicionais, tais como regiões de intermaré ou supramaré, com águas agitadas e condições paleoambientais ora redutoras, ora oxidantes.

Segundo Lima Filho *et al* (1994), existem três níveis distintos nos calcários: o superior apresenta coloração creme e composição dolomítica; o nível intermediário é argiloso e possui coloração que vai do creme ao cinza e o nível inferior é caracterizado pela coloração cinza esbranquiçada, com granulometria bastante fina e presença de fósseis do tipo *Ostrea sp* e *Venericardia*.

2.3.5 Formação Algodois

Reconhecida pela primeira vez por Rocha (1990), corresponde aos conglomerados de idade coniaciana (?), que e estão sobrepostos às formações da seção Rifte e aos calcários da Formação Estiva.

Lima Filho *et al* (1994) formalizaram esta unidade como Formação Algodois, afirmando que foi depositada por processos de fluxos gravitacionais densos causados por eventos tectônicos de idade albiana (?), posteriores àqueles responsáveis pela deposição da Formação Cabo.

2.3.6 Formação Barreiras

Estende-se por quase toda a costa litorânea capeando outras unidades subjacentes, formando mesas e tabuleiros. Ocorre principalmente nos vales fluviais sob a forma de extensas falésias.

Segundo Alheiros e Lima Filho (1991), esta Formação é caracterizada pela presença de fácies típicas de um sistema fluvial entrelaçado e de fácies transicionais para leques aluviais. A primeira delas é composta por depósitos de granulometria variada, apresentando cascalhos e areias grossas a finas, de composição feldspática e coloração creme-amarelada, com intercalações de microclastos de argila e silte. São observadas estratificações cruzadas acanaladas de grande, médio e pequeno porte e de médio e baixo ângulo, com conjuntos granodecrescentes ascendentes iniciados por cascalhos quartzo-feldspáticos e seixos de argila. Nesses depósitos é comum encontrar a intercalação de barras fluviais longitudinais com até um metro de espessura, apresentando estratificação tabular-planar de forte ângulo, indicando alta descarga de um sistema fluvial em canais confinados que migram formando as barras.

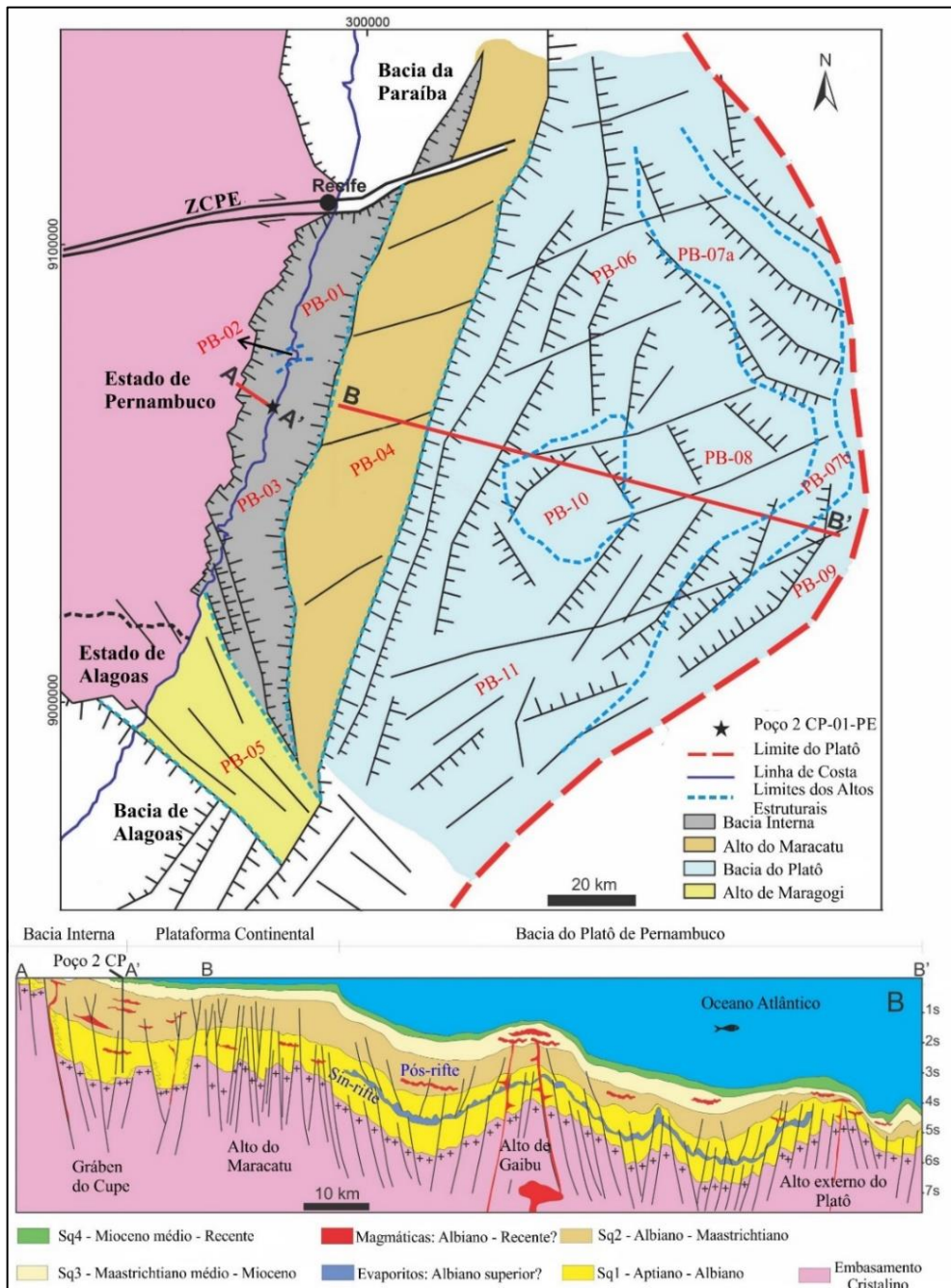
Alheiros *et al* (1991) fez uma análise final e afirma que, sedimentologicamente, esta formação representa a evolução de um sistema fluvial construído em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido, sujeito a oscilações. Com relação às idades, os autores sugerem que a unidade em questão ocupa o período situado entre o Plioceno e Pleistoceno.

2.3.7 Coberturas Quaternárias

Lima Filho (1998) caracterizou essas coberturas como sedimentos terrígenos de granulometria média, com coloração branca a castanha. Estes depósitos ocorrem de forma descontínua, ao longo de toda planície costeira.

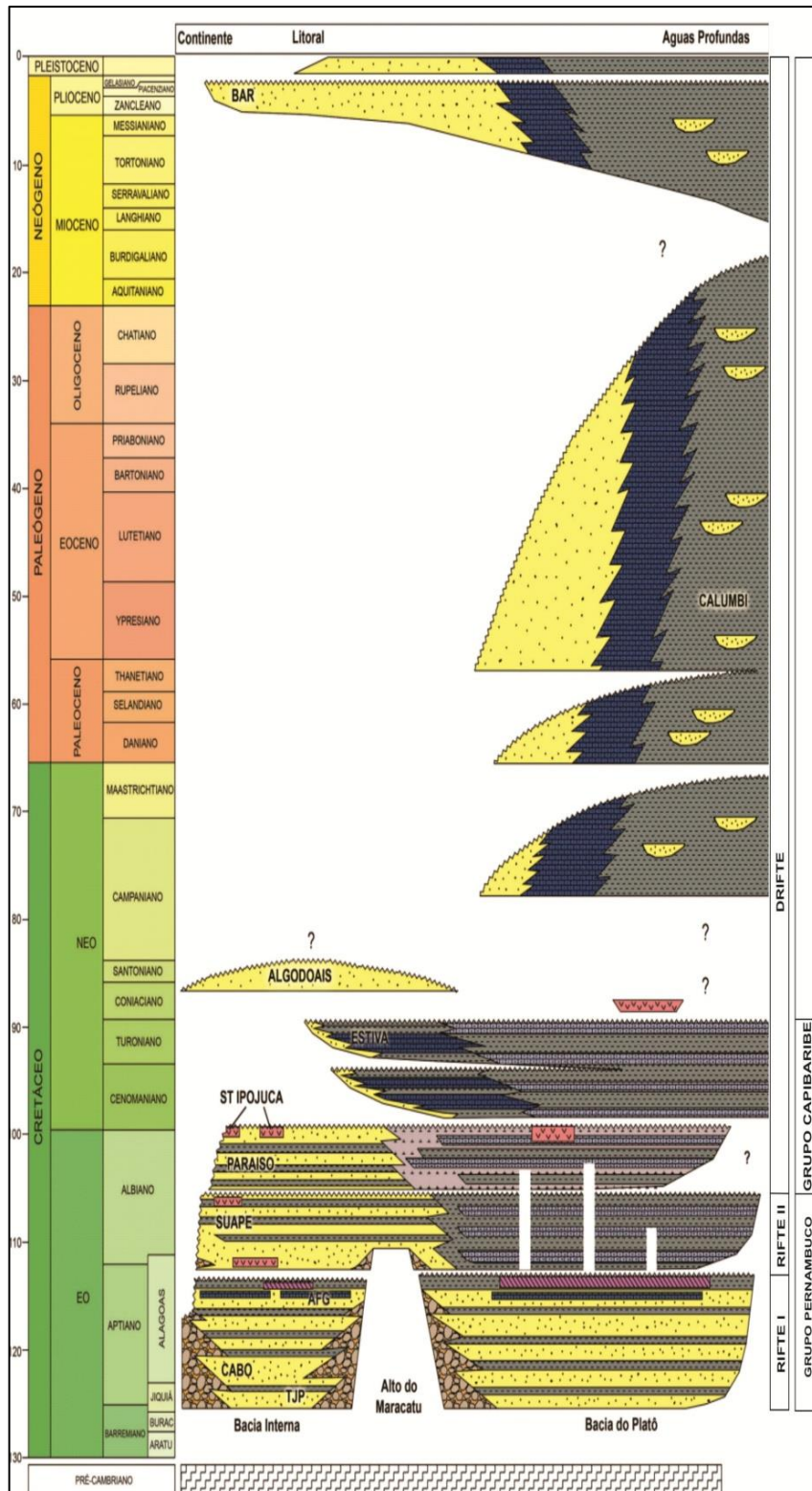
Rocha (1990) identificou coberturas eluviais, em cotas que variam de 150 e 200 m, no interior do continente, formadas por sedimentos arenosos de granulometria média a grossa, mal selecionados e, por vezes, lateritizados, além de extensas planícies aluviais e sedimentos costeiros holocênicos.

Figura 10 - Mapa estrutural simplificado da Bacia de Pernambuco (A), representando os três principais domínios. Seção geológica esquemática (B) baseada na interpretação de duas seções sísmicas (A-A' e B-B'), as quais estão marcadas pelas linhas vermelhas contínuas. A estrela preta marca a localização do poço estratigráfico 2CP-01-PE. As individualizações e idades estimadas das principais sequências sismoestratigráficas baseiam-se nas análises estratigráficas de campo e na correlação com a estratigrafia da Bacia do Alagoas (BARBOSA *et al.*, 2014). Legenda dos domínios tectono-estruturais: Bacia Interna - *grábens* de Piedade – PB-01, do Cupe – PB-03 e Alto do Cabo (PB-02); Alto do Maracatu (PB-04); Platô de Pernambuco - *grábens* de Itapoama (PB-06), Tamararé (PB-11), Guadalupe (PB-08), Externo do PP (PB-09) e altos de Gaibú (PB-10), Itamaracá (PB-07a) e Externos do PP (PB-07b); Alto de Maragogi (PB-05)



Fonte: O Autor, 2019.

Figura 11 - Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco. O posicionamento das rochas evaporíticas e magmáticas na Bacia do Platô tem como base os trabalhos de Barbosa *et al* (2008) e Buarque *et al* (2016).



Fonte: Maia (2012).

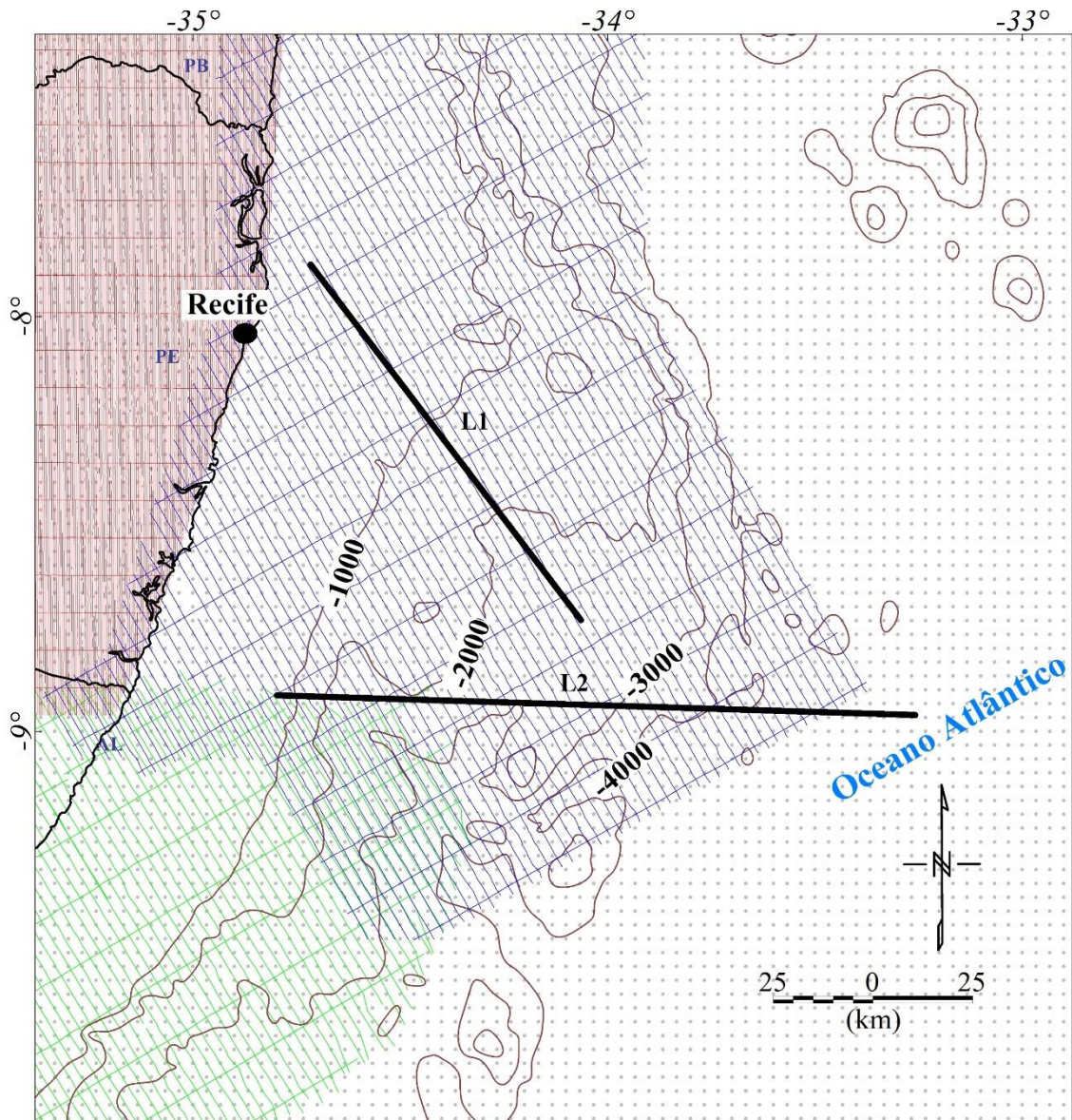
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo se dedicará a descrição dos procedimentos de compilação e processamento dos dados gravimétricos, magnéticos, sísmicos e topográficos/ batimétricos, utilizados nesta tese (Figura 12). Os conjuntos dos dados englobam informações geofísicas dispostas em escala regional, que fazem parte de acervos de bancos de dados nacionais e internacionais, os quais são disponibilizados para a realização de pesquisas acadêmicas. O processamento dos dados gravimétricos e magnéticos foi executado por meio de três passos: 1) interpolação e ajuste dos dados, 2) aplicação de filtros no domínio do número de onda e 3) estimativa de parâmetros de fontes magnéticas. Por outro lado, antes da etapa 1, os dados aeromagnéticos passaram pela etapa de micronivelamento para ajustes e remoções de ruídos. A estimativa das profundidades da descontinuidade de Mohorovicic foi calculada a partir dos dados topográficos/batimétricos pelo método de Airy-Heiskanen. Sendo assim, inicialmente serão descritas as informações da compilação de cada banco de dados e em seguida serão descritas as rotinas de processamento digital dessas informações.

3.1 DADOS GRAVIMÉTRICOS E DE ELEVAÇÃO DIGITAL DE TERRENO (EDT)

Os dados gravimétricos e de elevação digital de terreno foram compilados do Modelo Geopotencial Terrestre (EGM-2008) e do ETOPO 1, respectivamente. Esses dados foram disponibilizados pela Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA) (PAVLIS *et al.*, 2008). O modelo EGM2008 inclui valores do campo de gravidade obtidos por uma compilação global/regional de dados terrestres, marítimos, aéreos, e de altimetria e gravimetria por satélites (*Topex/Poseidon* e *Grace*, por exemplo). O banco de dados do ETOPO 1 é composto por dados da elevação digital de terreno (EDT), obtidos pela compilação de dados terrestres, marítimos e por altimetria de satélites, e disponibilizado em arquivos de planilhas e malhas regulares (*grids*). Com a interpolação desses conjuntos de dados (EGM2008 e ETOPO 1), os mapas de Gravidade do Mundo (WGM) (BALMINO *et al.*, 2012; HEISKANEN; MORITZ, 1967) mostram um conjunto de anomalias Ar-livre (AAL) e Bouguer completo (BC) computadas em escala regional. Tanto os dados gravimétricos quanto altimétricos (Figura12) são disponibilizados em uma malha quadrada com resolução de 1' x 1' de arco (BALMINO *et al.*, 2012).

Figura 12 - Cobertura de dados geofísicos da área de estudo: linhas finas contínuas em vermelho, azul e verde claro (levantamentos aeromagnéticos); pontos cinzas (dados de gravimetria e topografia-batimetria por satélite); linhas pretas grossas contínuas L1 e L2 (linhas sísmicas). As linhas finas pretas representam a linha de costa e os limites estaduais e as linhas marrons finas marcam os contornos da batimetria para cada 1000 m.



Fonte: O Autor, 2019.

3.2 DADOS AEROMAGNÉTICOS

Os projetos aeromagnéticos "Platô de Pernambuco", "Maragoji-Canavieiras" e "Borda leste do Planalto da Borborema" foram adquiridos nos anos de 1988, 1986 e 2008, respectivamente, e utilizados nesta pesquisa. Esses aerolevantamentos foram compilados a partir do banco de dados da CPRM e da ANP e apresentam diferentes alturas de voo (100 m e 500 m), direções de linhas de voo (N-S e NW-SE), e espaçamento entre linhas (500 m e 3000 m) (Figura 12).

O projeto "Platô de Pernambuco" constitui em um produto da parceria entre a PETROBRAS e a LASA/PROSPEC e cobriu uma boa parte da faixa costeira e da margem continental adjacente dos estados da Paraíba, Pernambuco e Alagoas durante o período de maio e junho de 1988. As linhas de produção apresentam direção N30W e espaçamento de 3 km, e as linhas de controle foram obtidas na direção N60E com espaçamento de 15 km (Figura 12). Os dados foram adquiridos a uma altura de voo de 500 m com intervalo de amostragem de 100 m. Neste levantamento foram utilizados dois magnetômetros de precessão de prótons, modelo L-325, fabricado pela LASA e modelo G-813, fabricado pela GEOMETRICS.

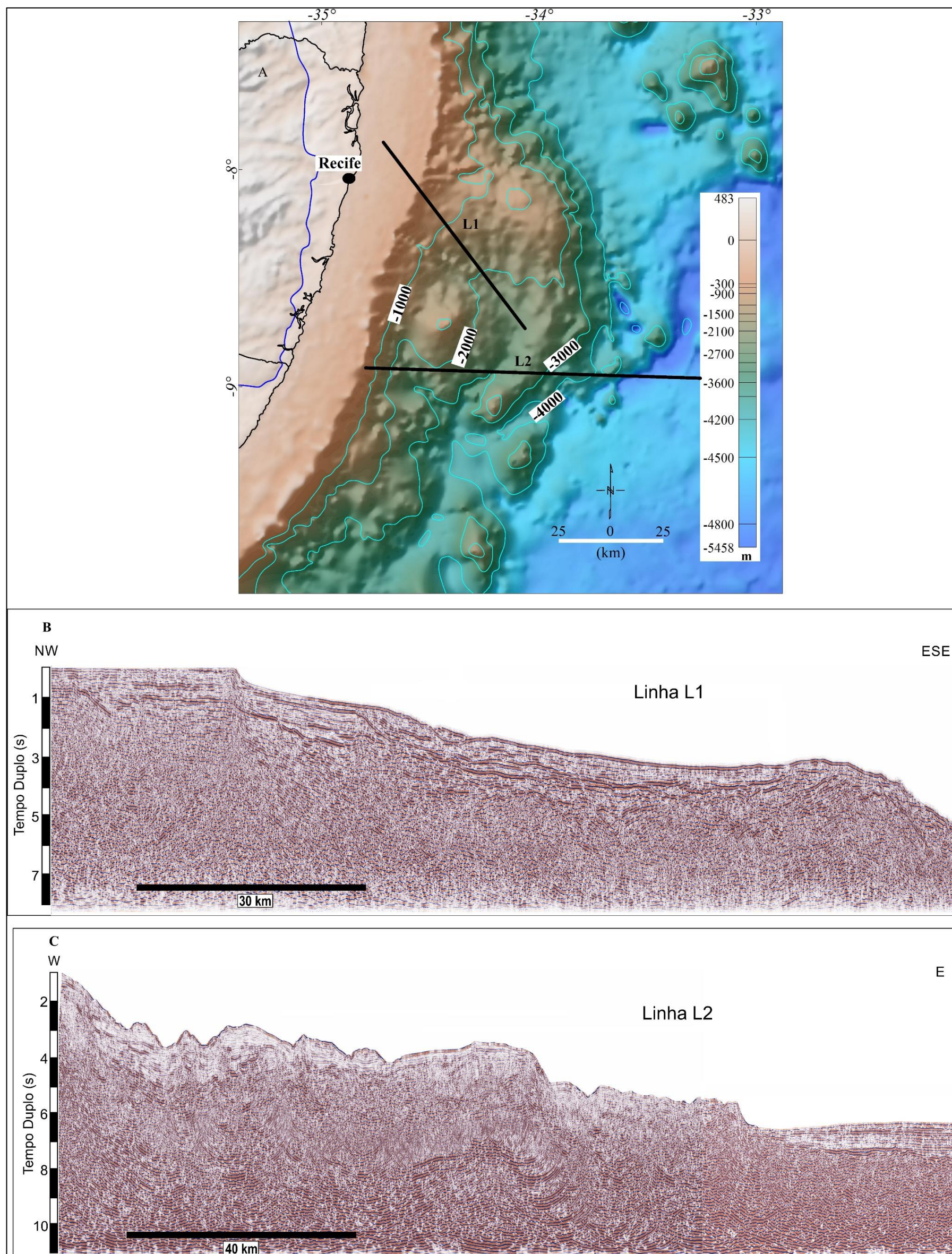
O projeto "Maragoji-Canavieiras" foi desenvolvido a partir da parceria entre a PETROBRAS e a ENCAL, levantado entre março e outubro de 1986, englobando parte da margem continental dos estados da Bahia, Alagoas e Pernambuco. Para otimizar este banco de dados à área de pesquisa, o mesmo teve que ser recortado entre a região Norte da Bacia de Sergipe-Alagoas e o limite desta com a Bacia de Pernambuco. As linhas de produção na área de pesquisa apresentam direção N30W e espaçamento de 3 km, e as linhas de controle foram voadas com direção N60E e espaçamento de 15 km (Figura 12). Os dados foram adquiridos com uma altura de voo de 500 m e com taxa de amostragem de 50 m. Foram utilizados magnetômetros de bombeamento óptico de vapor de césio modelo V-201, da SCINTREX, e de prótons modelo G-813 da GEOMETRICS.

O projeto "Borda leste do planalto da Borborema" foi realizado por meio da parceria em forma de consórcio pelas empresas LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A e a PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA. Este projeto abrangeu a porção do nordeste oriental do Brasil, englobando parte dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas. Com isso, a área deste projeto aerogeofísico foi adaptada à área de pesquisa de maneira que o mesmo teve que ser recortado entre a região Norte de Alagoas e acima do limite Norte dos estados de Pernambuco e Paraíba (Figura 12). As linhas de produção apresentam direção N-S espaçadas de 500 m, enquanto as linhas de controle foram coletadas na direção E-W com espaçamento de 10 km. Os dados foram adquiridos a uma altura de voo de 100 m fixadas sobre o terreno com intervalo de amostragem variável entre 72 e 78 m. Neste levantamento, foram utilizados dois magnetômetros de vapor de césio (modelos Scintrex CS-2 e Geometrics G-822A).

3.3 DADOS SÍSMICOS

O conjunto de dados sísmicos utilizados nesta tese é composto por duas linhas sísmicas multicanais (Figura 12). Uma delas é oriunda do BDEP-ANP (L1) e a outra proveniente do programa LEPLAC (L2). Esses dados foram adquiridos nos anos de 1970 e 1992 com objetivos ligeiramente distintos. A linha sísmica proveniente do BDEP-ANP (L1) faz parte de um programa de exploração das bacias marginais, adquiridos pela indústria do petróleo e gás, e financiados principalmente pela PETROBRAS. Já a linha sísmica do programa LEPLAC (L2) faz parte de uma compilação que foi adquirida com objetivos voltados para o entendimento da plataforma continental e da área oceânica adjacente do Brasil. Ambas as linhas sísmicas foram disponibilizadas em formato *seg-Y*, empilhadas e migradas em tempo. A linha L1 apresenta tempo de registro de 7 s, direção NW-SE e abrange as regiões da plataforma continental da parte Norte da BPE e a porção de águas profundas da área central do PP (Figuras 12 e 13). A linha L2, por sua vez, apresenta um perfil profundo (cerca de 11 s) e encontra-se localizada na região sul do PP e disposta na direção E-W (Figuras 12 e 13). Estas linhas foram fundamentais para a avaliação integrada com os métodos potenciais na discriminação de cada domínio crustal e na interpretação do estilo estrutural dos setores crustais da área de estudo.

Figura 13 - Mapa de Elevação digital de terreno da área de estudo (A) com a localização das duas linhas sísmicas L1 e L2 (Linhas pretas espessas). Linha sísmica L1 (B).
Linha sísmica L2 (C).

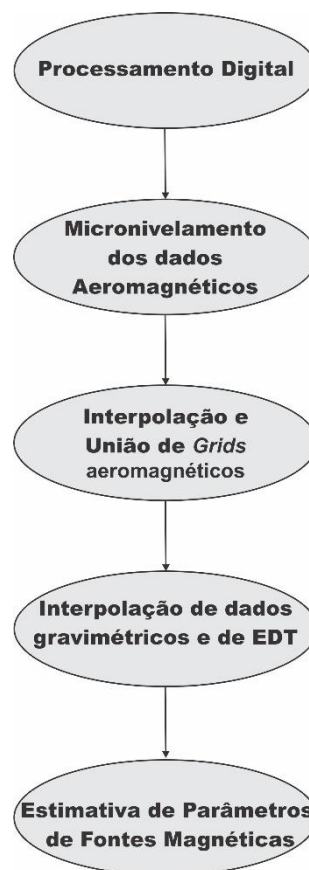


Fonte: O Autor, 2019.

3.4 PROCESSAMENTO DIGITAL DOS DADOS GEOFÍSICOS

Para o processamento dos dados gravimétricos, de EDT e magnéticos, cinco procedimentos foram utilizados: 1) Micronivelamento dos dados aeromagnéticos, 2) Interpolação dos dados geofísicos e Combinação de *grids* aeromagnéticos, 3) Filtragem dos dados, 4) Estimativa de parâmetros de fontes magnéticas e 5) Cálculo das profundidades da Descontinuidade de Mohorovic com base nos dados de EDT. A Figura 14 ilustra as etapas de processamento que foram iniciadas com o ajuste das informações contidas em arquivos de planilhas, e depois, com os dados ajustados, os mesmos foram interpolados e filtrados. Com isso, este tópico do trabalho se deterá a descrição das técnicas e suas respectivas aplicações nas informações de campos potenciais da área de pesquisa. Todos os procedimentos foram realizados no *software* Oásis Montaj, versão 8.5.5.

Figura 14 - Etapas de processamento digital dos dados magnéticos, gravimétricos e de EDT.



Fonte: O Autor, 2019.

3.4.1 Micronivelamento dos dados aeromagnéticos

Todos os dados dos projetos aeromagnéticos foram entregues nivelados. A partir disso, os bancos de dados passaram por um processo de análise do controle de qualidade das informações. De uma forma geral todo o conjunto não apresentou problemas, entretanto, foi observado que o projeto “Maragogi-Canavieiras” não teve um bom nivelamento e como os dados brutos não foram disponibilizados, utilizou-se o processo de micronivelamento a partir da aplicação da técnica de Decorrugação. Esta técnica é expressa a partir da aplicação conjunta dos filtros Cosseno Direcional e Butterworth, ambos no domínio do número de onda. O filtro cosseno direcional é utilizado para a remoção de tendências inseridas nos *grids* (GEOSOFT, 2013). A Equação 1 e a Figura 15 demonstram a formulação matemática e o comportamento deste filtro:

$$L(\theta) = 1 - [\cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right)] \quad \text{Eq. 1}$$

A função cosseno funciona como um filtro de suavização na direção de tendência. O termo α equivale ao grau da direção entre o ângulo das linhas de voo e o norte geográfico (neste caso foi N30W) e n é o grau da função cosseno. Dependendo do grau da função as tendências na direção escolhida para filtro podem abranger lateralmente regiões maiores (se o grau for maior) ou menores (se o grau for menor) (Figura 15). Neste caso, utilizou-se uma função igual a 0.5.

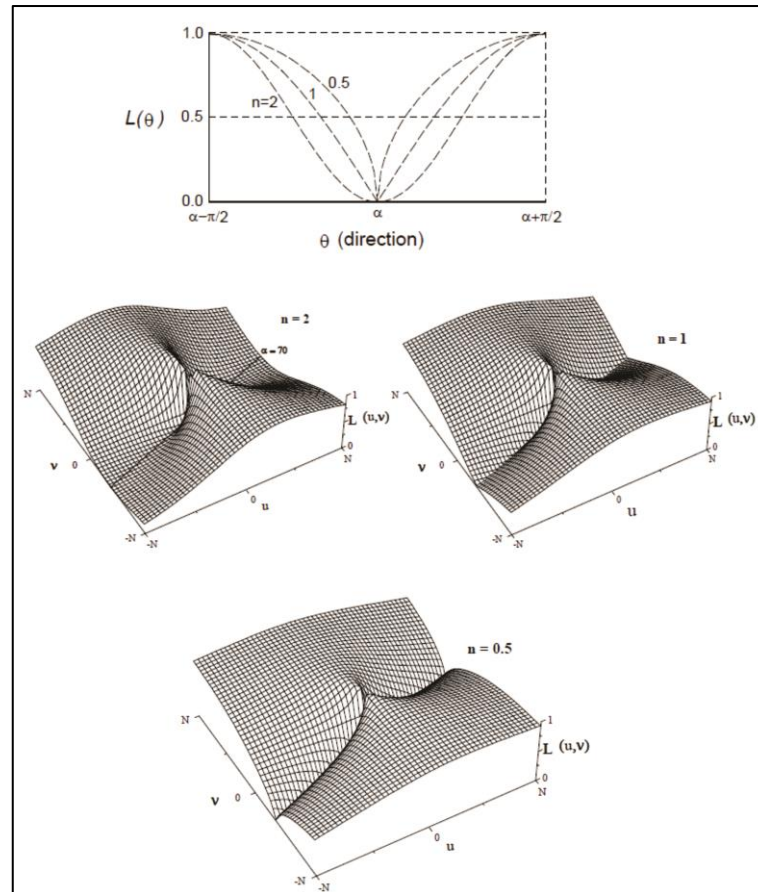
O filtro Butterworth é um separador de frequências, o qual pode-se controlar facilmente o grau do filtro (n) enquanto o número de onda central (k_0) permanece fixo (GEOSOFT, 2013). Para o levantamento "Maragogi-Canavieiras" foram extraídas as componentes de alta frequência da função cosseno direcional, utilizando o grau 8 e o número de onda central igual a 12500 m. A Equação 2 e a Figura 16 mostram os parâmetros envolvidos no procedimento de separação de frequências altas e baixas.

$$L(k) = 1/[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n] \quad \text{Eq. 2}$$

A aplicação do micronivelamento nos dados do aerolevante seguiu três etapas: 1) eliminou-se as linhas de controle (neste caso com direção N60E) e apenas as informações das linhas de produção (com direção N30W) foram interpoladas pela técnica de gridagem bidirecional para gerar o *grid* do CMA; 2) sobre o *grid* de CMA utilizou-se a técnica de decorrugação; 3) removeu-se do *grid* de CMA inicial, o filtro de decorrugação, e desta maneira

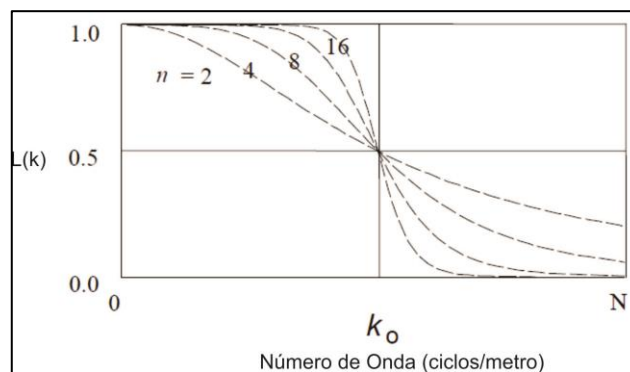
o *grid* de campo magnético anômalo micronivelado foi gerado. A Figura 17 ilustra o procedimento de micronivelamento do aerolevante "Maragogi-Canavieiras".

Figura 15 - Comportamento do filtro Cosseno Direcional para os graus da função cosseno (n), variando de 0.5 até 2.



Fonte: Geosoft (2013).

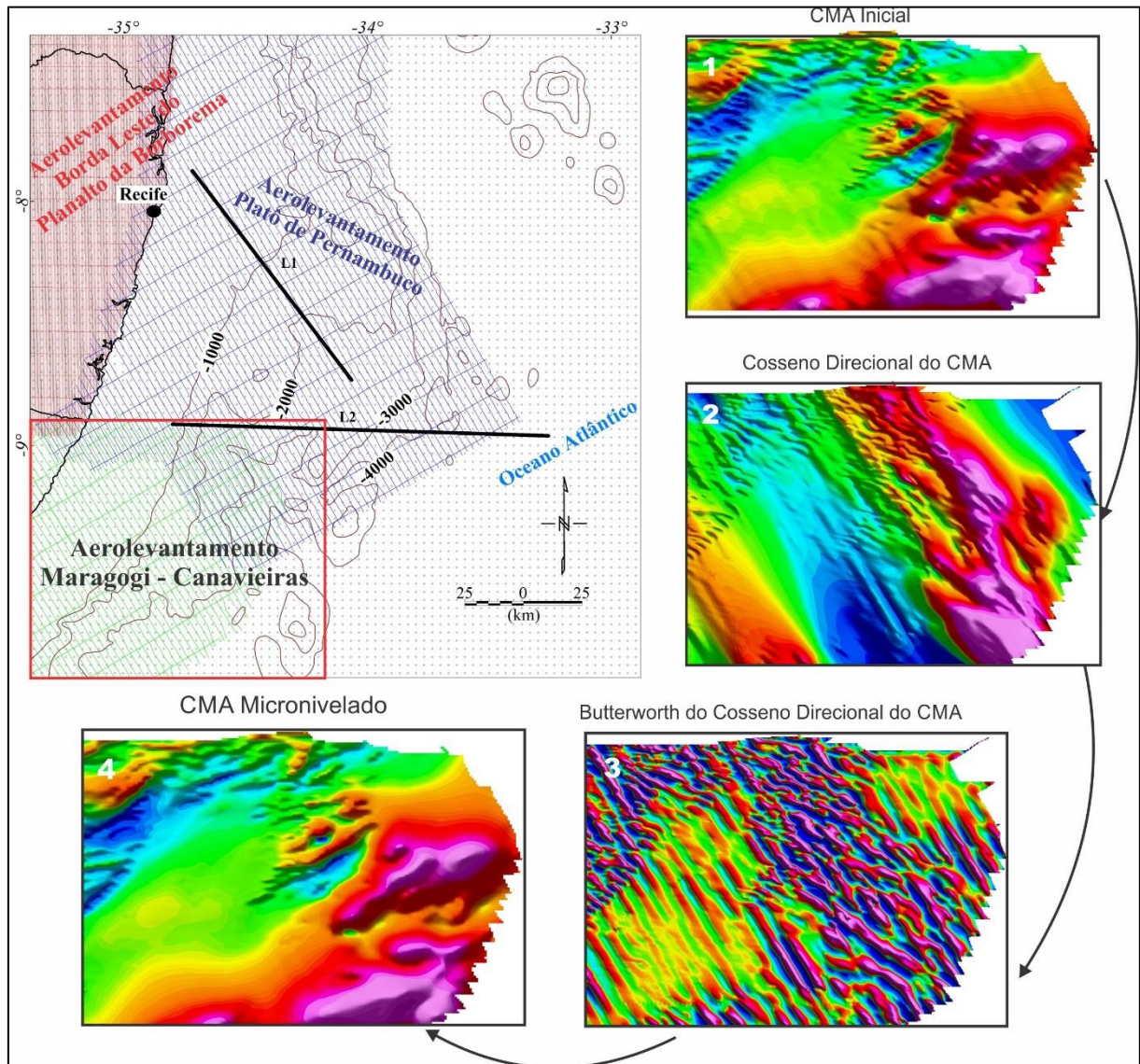
Figura 16 - Comportamento do filtro Butterworth para os graus da função butterworth (n), variando de 2 até 16.



Fonte: Geosoft (2013).

Figura 17 - Procedimento utilizado para o micronivelamento dos dados aeromagnéticos do aerolevante "Maragogi-Canaveiras" [polígono vermelho inserido no mapa (a) e representado pelas linhas de voo em verde].

As etapas seguidas foram: 1) Geração do grid de CMA inicialmente nivelado; 2) Aplicação do filtro cosseno direcional, 3) Aplicação do filtro Butterworth Passa-Alta nos dados do filtro cosseno direcional (filtro de decorrugação) e 4) Grid do campo magnético anômalo micronivelado, a partir da remoção do filtro de Decorrugação do grid de CMA inicial (1).



Fonte: O Autor, 2019.

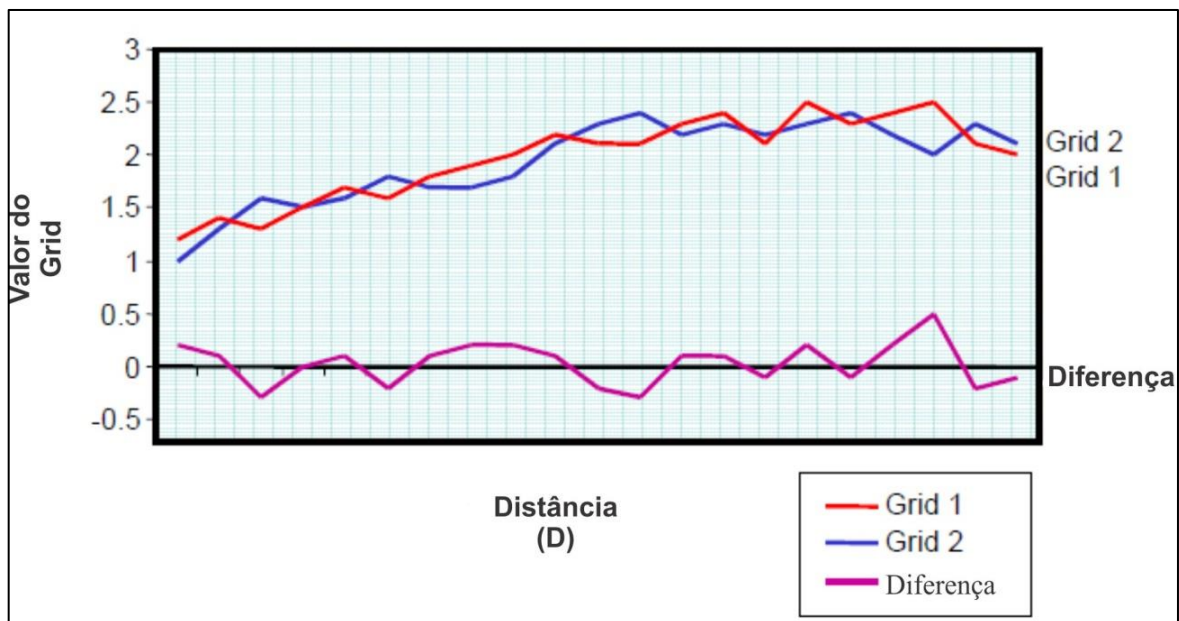
3.4.2 Interpolação e União dos dados aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos foram interpolados pela técnica de gridagem bidirecional. Este processo é ideal para a estimativa de dados lineares orientados e regularmente espaçados. Desta maneira, esta técnica reforça as tendências perpendiculares às direções das linhas de aquisição, podendo assim, obter maiores informações acerca das características fundamentais da área de pesquisa. As características gerais deste procedimento são: 1) pode-se utilizar um

número ilimitado de pontos de dados por linhas e 2) pode-se utilizar um número ilimitado de linhas de aquisição. Os projetos aerogeofísicos "Platô de Pernambuco", "Maragogi-Canavieiras" e "Borda leste do planalto da borborema" foram interpolados por este processo utilizando uma célula de interpolação de 750 m.

Após as etapas de interpolação dos dados, os projetos aeromagnéticos foram combinados ("sutados") para gerar um único *grid* de CMA da área de estudo. Para combinar as informações dos aerolevantamentos, utilizou-se a técnica de sutura (GEOSOFT, 2013). Esta técnica define uma linha de sutura para determinar as regiões de sobreposição entre os diferentes *grids*. O procedimento matemático desta técnica se baseia na Transformada de Fourier da região ao longo da linha de sutura (GEOSOFT, 2013), onde os valores dos campos potenciais são ajustados em cada lado da linha (Figura 19).

Figura 18 - Comportamento da técnica de Sutura na união de grids



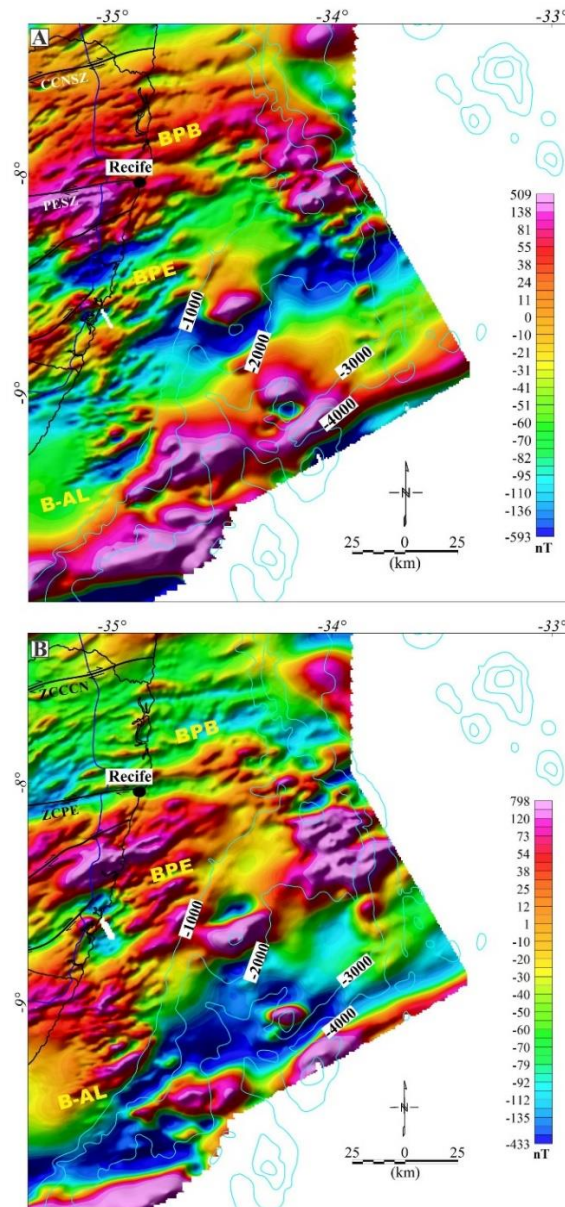
Fonte: Geosoft (2013).

Em regiões onde a sobreposição na linha de sutura é alta, o valor médio é adotado. Nas porções adjacentes a linha de sutura, os valores são ajustados até que haja uma suavização na combinação dos grids (Figura 19). Para os dados aerolevantados, os três bancos de dados foram combinados e nivelados a uma altura de voo de 500 m. Neste caso, apenas o aerolevanteamento "Borda leste do Planalto da Borborema" precisou ser continuado para cima até esta altura de

voos. A Figura 20A mostra o produto final deste procedimento de ajustes e combinação aplicado aos *grids* de CMA de cada aerolevanteamento.

Figura 19 - Mapa de campo magnético anômalo (A). Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao polo (B).

Linhas pretas: Linha de costa, limites estaduais e zonas de cisalhamento. Linhas azuis claras: Contornos batimétricos (1 m x 1 km). Linha azul escura: Limite Embasamento (Oeste)-Bacia Sedimentar (Leste). B-AL: Bacia de Alagoas; BPE: Bacia de Pernambuco; BPB: Bacia da Paraíba.



Fonte: O Autor, 2019.

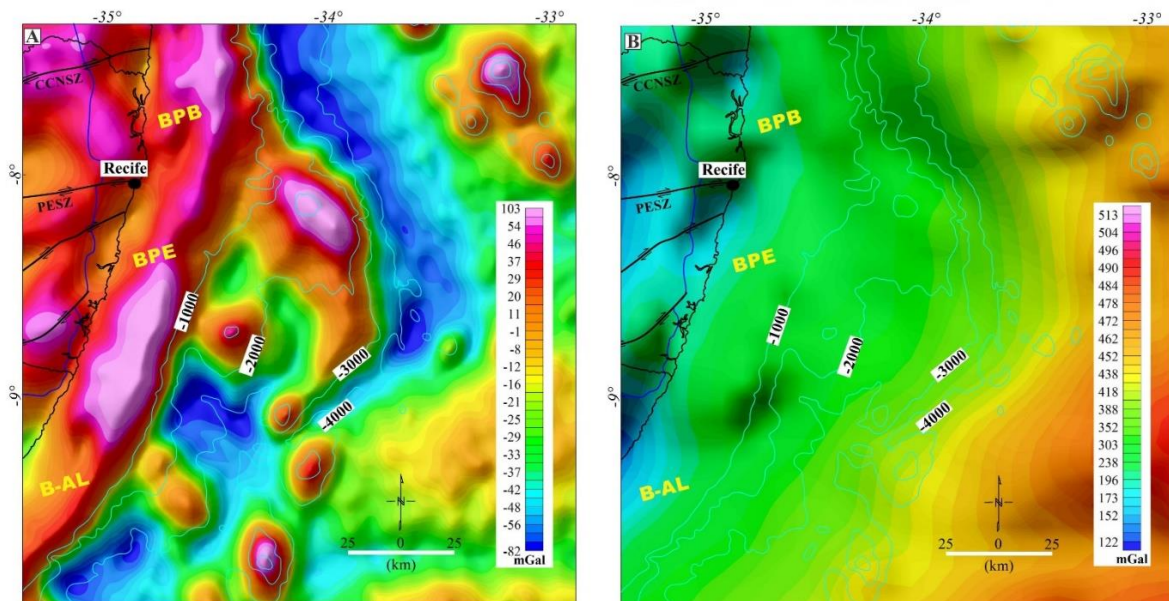
Além desses, também foi gerado o mapa de anomalia magnética Reduzido ao Polo (RTP) (Figura 20B), resultante da sutura dos três aerolevanteamentos. Neste caso, cada *grid* foi previamente Reduzido ao Polo magnético e depois foram unidos. Os detalhes acerca dos

parâmetros geomagnéticos utilizados para a geração dos *grids* de RTP serão apresentados na sequência, na parte da filtragem dos dados.

3.4.3 Interpolação dos dados Gravimétricos e de Elevação Digital de Terreno

A partir dos arquivos de planilhas dos bancos de dados gravimétricos e de EDT, as interpolações dessas informações foram efetuadas pela técnica de mínima curvatura. Esta técnica foi escolhida por ajustar suavemente os dados que estão sendo utilizados. Além disso, a mesma promove a interpolação de um considerável volume de dados com baixo tempo de processamento (GEOSOFT, 2013). Na Gravimetria, os dados de anomalias gravimétricas Ar-livre (AAL) e Bouguer completo (BC) foram interpolados com uma malha de 5 km x 5 km (Figuras 18a e 18b). O mapa de elevação digital de terreno também foi obtido pela interpolação dos dados em uma malha regular de 5 km x 5 km (Figura 13a).

Figura 20 - Mapa de anomalias gravimétricas Ar-Livre (A). Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer (B). Para a legenda, consultar a Figura 19.



Fonte: O Autor, 2019.

3.4.4 Filtragem dos dados

Após os processos de compilação, interpolação e ajustes dos dados e *grids*, os mesmos foram filtrados. Neste tópico serão elucidadas as etapas de filtragem em 2D, onde os objetivos fundamentais são de realçar e/ou eliminar certas componentes de comprimento de onda que

estão inseridas no espectro de potência dos dados de campos potenciais. Essas informações refletem características específicas das fontes causadoras das anomalias e este tipo de análise permite a obtenção de informações valiosas a respeito da geologia em subsuperfície, tanto com respeito às fontes profundas (por exemplo: interface crosta-manto litosférico), quanto com as fontes rasas (por exemplo: interface embasamento-cobertura sedimentar). Para a filtragem dos dados no domínio do número de onda, quatro etapas foram seguidas (Figura 21): 1) Transformada de Fourier, 2) Geração e Análise do espectro de potência, 3) Definição e Aplicação de filtros e 4) Transformada Inversa de Fourier. Abaixo, segue uma descrição sumarizada da aplicação dessas etapas e na sequência serão abordadas as definições teóricas dos filtros que foram utilizados nos dados gravimétricos e magnéticos desta tese.

1) A transformada de Fourier fará com que os dados adquiridos no domínio do tempo/espaço sejam representados no domínio da frequência/número de onda. Essa mudança de domínio é aplicada para facilitar o processamento do sinal geofísico com ganho de tempo no trabalho computacional.

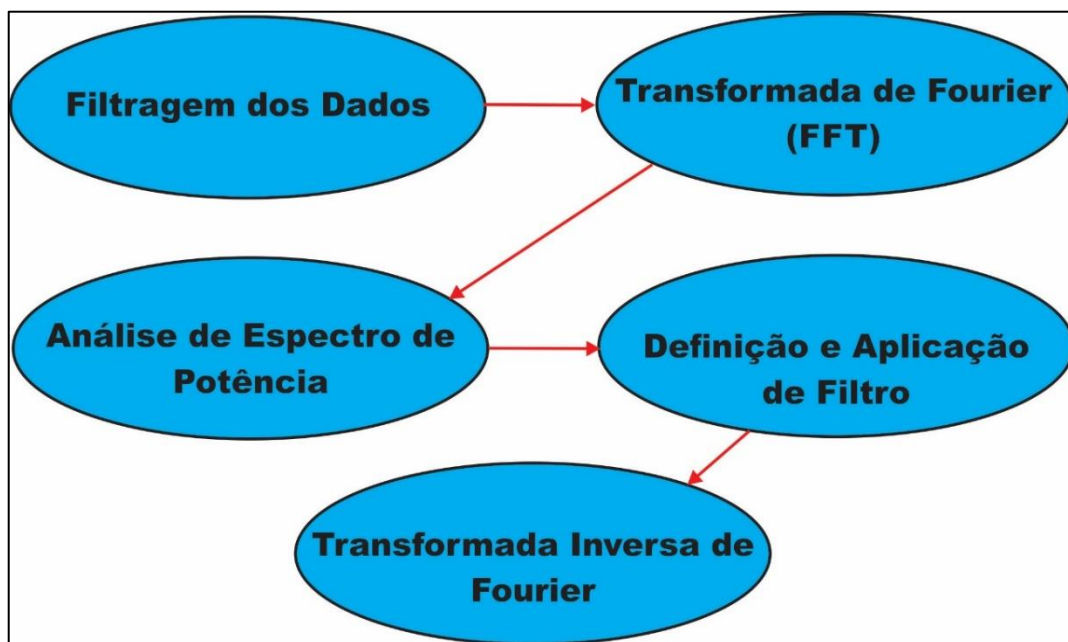
2) Com os dados no domínio do número de onda, o espectro de potência expressa o conteúdo do sinal geofísico em faixas de frequência ou número de ondas, individualizando as informações de todas as fontes que compõem o sinal geofísico (SPECTOR; GRANT, 1970). As informações contidas no espectro englobam as respostas (comprimentos de onda, por exemplo) das fontes rasas, intermediárias e profundas. Essas informações são importantes para direcionar a escolha e os parâmetros físico-matemáticos dos filtros. De maneira geral, os números de onda menores irão conter o conteúdo do sinal relacionado às estruturas profundas e os maiores irão conter informações das estruturas mais rasas.

3) Os filtros compreendem uma série de operadores matemáticos com diferentes funcionalidades, sendo utilizados para decompor as componentes de diferentes comprimentos de onda do sinal geofísico. Esses processos englobam a separação e o realce de anomalias relacionadas a fontes rasas (residuais) e/ou profundas (regionais). Além dessas informações, existem filtros que são aplicados para análise de alinhamentos ou tendências geofísicas que são fiéis na representação do arcabouço geológico-estrutural (derivadas verticais e inclinadas, por exemplo). Também existem filtros que podem ser úteis para a delimitação de bordas e definição de centros de anomalias, marcando assim a geometria das respectivas fontes anômalas (amplitude do sinal analítico e gradiente horizontal, por exemplo). Neste trabalho, foram aplicados filtros com objetivos voltados para a separação regional-residual de fontes e de realce

por meio do uso de derivadas. Os parâmetros físico-matemáticos (definição dos filtros) serão descritos no próximo tópico.

4) Após a aplicação dos filtros no domínio do número de onda, a transformada inversa de Fourier é aplicada para que os dados retornem ao domínio do espaço, onde as informações apresentam-se apropriadas para as etapas de interpretação.

Figura 21 - Etapas de filtragem dos dados gravimétricos e magnéticos.



Fonte: O Autor, 2019.

3.4.4.1 Definição dos Filtros

Esta parte da tese trará as definições de cada técnica de filtragem utilizada nesta pesquisa, abrangendo a expressão físico-matemática e a aplicação dessas nos dados de campos potenciais. A Tabela 1 traz a lista de filtros gravimétricos e magnéticos usados nesta pesquisa.

Tabela 1 - Lista de filtros aplicados nos dados gravimétricos e magnéticos.

Filtros Gravimétricos	Filtros Magnéticos
<ul style="list-style-type: none"> - Derivada Vertical Ar-livre - Separação Regional-Residual Bouguer 	<ul style="list-style-type: none"> - Redução ao Polo (RTP) - Derivada Inclinada da RTP - Gradiente Horizontal da RTP - Derivada Vertical da RTP - Sinal Analítico do CMA (ASA) - Separação Regional-Residual da RTP

Fonte: O Autor, 2019.

i) Redução ao Polo Magnético (RTP)

Este filtro é bastante utilizado em dados magnéticos, pois o mesmo posiciona os picos das anomalias diretamente sobre as fontes, simulando que a anomalia magnética foi gerada no polo magnético terrestre, fazendo com que elas possam ser interpretadas de forma monopolar (GRANT; DODDS, 1972).

O filtro é matematicamente definido pela Equação 3:

$$D = \frac{[\sin(I) - I \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I\alpha) + \cos^2(I\alpha) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]}, \text{ se } (|I\alpha| < |I|), I\alpha = I \quad \text{Eq.3}$$

Os parâmetros utilizados na equação apresentam as seguintes definições:

I é a inclinação geomagnética (projetos: Platô de Pernambuco = $-19,7^\circ$, Maragogi-Canavieiras = $-17,9^\circ$, Borda Leste do Planalto da Borborema = $-24,4^\circ$);

$I\alpha$ é a inclinação geomagnética aparente (projetos: Platô de Pernambuco = $-70,3^\circ$, Maragogi-Canavieiras = $-72,1^\circ$, Borda Leste do Planalto da Borborema = $-65,6^\circ$), utilizada para a correção de amplitude;

D Declinação geomagnética (projetos: Platô de Pernambuco = $-22,5^\circ$, Maragogi-Canavieiras = $-22,1^\circ$, Borda Leste do Planalto da Borborema = $-22,1^\circ$).

A Figura 20B apresenta o mapa RTP e, como os dados aeromagnéticos foram levantados entre os anos de 1986 e 2008, os parâmetros de intensidade do campo geomagnético utilizados

foram: 25895,7 nT (projeto Platô de Pernambuco), 25191 nT (projeto Maragogi-Canavieiras) e 25652,8 nT (projeto Borda leste do Planalto da Borborema).

Vale salientar que quando o filtro RTP é utilizado em regiões de baixas latitudes magnéticas é necessário aplicá-la com cautela por conta da magnetização remanescente que eventualmente pode ser mais forte que a componente induzida do vetor de magnetização. Desta forma, a presença de magnetização remanescente pode ser estimada usando o coeficiente de correlação entre os dados da amplitude do sinal analítico 3D do CMA (ASA) (Figura 22A) e o gradiente horizontal total da RTP (GH-RTP) (Figura 22C) (DANNEMILLER; LI, 2006). O coeficiente de correlação calculado para toda a área foi de 0,80, o que significa uma correlação cruzada forte e positiva entre os conjuntos de dados. Segundo Noutchogwe *et al* (2010), quando há uma forte analogia entre os dados do ASA e do GH-RTP, esta sugere que a magnetização induzida da fonte magnética é a principal componente do vetor de magnetização. Nessas situações, mesmo que haja magnetização remanescente quer dizer que ou a susceptibilidade magnética é muito fraca ou sua direção de magnetização remanescente está alinhada com as da componente induzida. Em ambos os casos, com este valor elevado (0,80) do coeficiente de correlação nos permitiu validar a RTP para BPE.

ii) Amplitude do sinal analítico 3D (ASA)

O filtro de amplitude do sinal analítico 3D é matematicamente definido como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas da função do campo potencial (f) nas direções x , y e z (Equação 4) (NABIGHIAN, 1972; ROEST; VERHOEF, 1992):

$$ASA = \sqrt{(df/dx)^2 + (df/dy)^2 + (df/dz)^2} \quad \text{Eq.4}$$

Este processo é útil na localização das bordas e centros de fontes magnéticas, particularmente quando há remanescência e/ou interpretações complexas em baixas latitudes magnéticas. A Figura 22A mostra o mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) que foi aplicado aos dados magnéticos de CMA.

iii) Derivada Inclinada (T.A)

O filtro do ângulo de inclinação ou derivada inclinada é obtido a partir da relação angular entre a derivada vertical e o gradiente horizontal (MILLER; SINGH, 1994; VERDUZCO *et al.*, 2004), como podemos observar na Equação 5 e na Figura 22B.

$$T.A = \tan^{-1} \left(\frac{df/dz}{\sqrt{(df/dx)^2 + (df/dy)^2}} \right) \quad \text{Eq.5}$$

Este filtro quando utilizado em dados monopulares ou magnéticos reduzidos ao pólo, apresenta um máximo positivo no centro da anomalia e zeros nas bordas. Ele funciona de forma semelhante ao filtro de gradiente total e de derivada vertical, entretanto o filtro de T.A é mais fiel a geometria das anomalias e os sinais são amplificados nas regiões de centros e bordas. A Figura 22B apresenta o mapa de T.A aplicado nos dados magnéticos de RTP.

iv) Gradiente Horizontal (G.H)

O gradiente horizontal é utilizado para análise de bordas e centros de anomalias e assim como a derivada vertical, este realça as anomalias mais rasas. Ele é matematicamente definido a partir do gradiente resultante das derivadas nas direções x e y (Equação 6):

$$GH = \sqrt{(df/dx)^2 + (df/dy)^2} \quad \text{Eq.6}$$

Neste caso, para anomalias monopulares ou reduzidas ao pólo magnético, as bordas são expressas por um máximo e por zeros no centro (MILLER; SINGH, 1994; VERDUZCO *et al.*, 2004), ou seja, comporta-se de forma inversa as derivadas inclinadas e vertical. Na Figura 22C podemos observar o mapa de GH aplicado aos dados magnéticos de RTP (GH-RTP).

v) Derivada Vertical (D.V)

A derivada do sinal geofísico na direção Z ou vertical é um filtro matematicamente definido pela seguinte expressão (Equação 7) no domínio do número de onda (GEOSOFT, 2013):

$$L(r) = r^n \quad \text{Eq.7,}$$

o parâmetro n é a ordem da derivada e r é o número de onda angular (radianos por unidades de medição): $r = 2\pi k$, onde k está expresso em ciclos por unidade de medição (número de onda escalar).

A derivada vertical é comumente aplicada aos dados de campos potenciais para realçar fontes geológicas rasas. Para anomalias monopulares (gravimétricas) ou reduzidas ao polo magnético, o centro da anomalia é expresso por um máximo positivo e as bordas por zeros. Nos dados de campos potenciais desta pesquisa, foi utilizada a derivada vertical de primeira ordem.

Este filtro foi aplicado às anomalias magnéticas reduzidas ao Polo (Figura 23A) e gravimétricas Ar-livre (Figura 23B).

vi) Separação Regional-Residual pelo Filtro Gaussiano

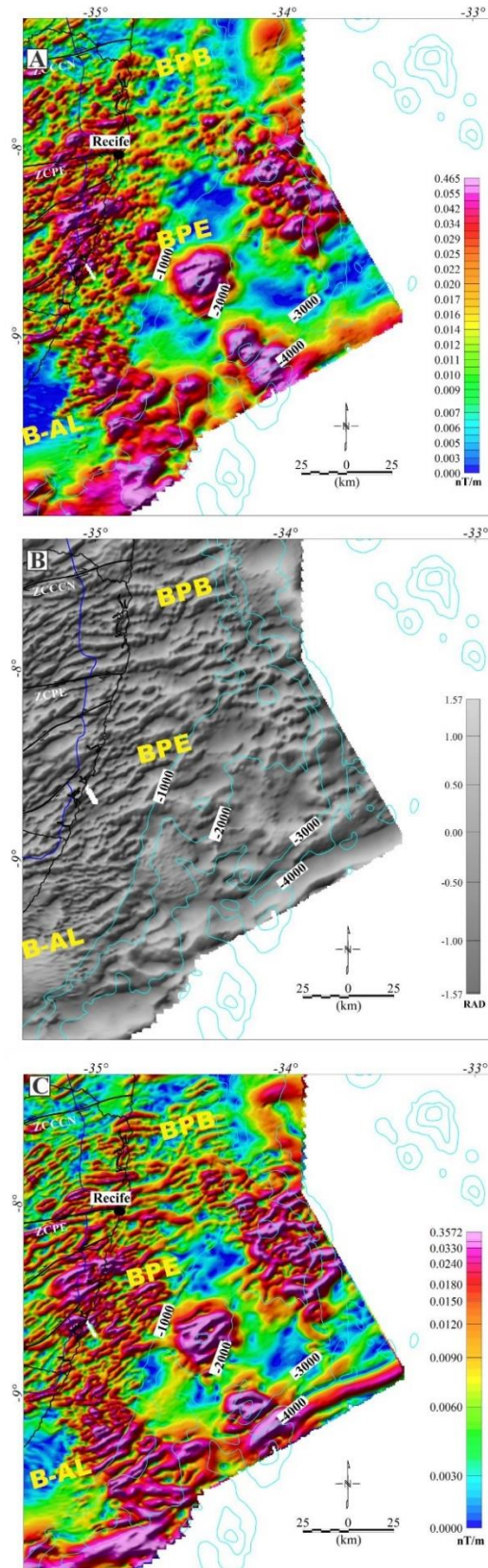
Esta técnica funciona como um filtro de frequência tipo passa-baixa ou passa-alta, onde o decaimento do filtro apresenta uma distribuição gaussiana (ou normal) em torno da frequência de corte. As frequências de corte são escolhidas a partir do desvio padrão da função gaussiana (ko) (GEOSOFT, 2013) (Figura 24). A expressão matemática deste filtro no domínio do número de onda é dada pela Equação 8:

$$L(k) = 1 - e^{-k^2/2ko^2} \quad \text{Eq.8,}$$

onde k representa o número de onda escalar.

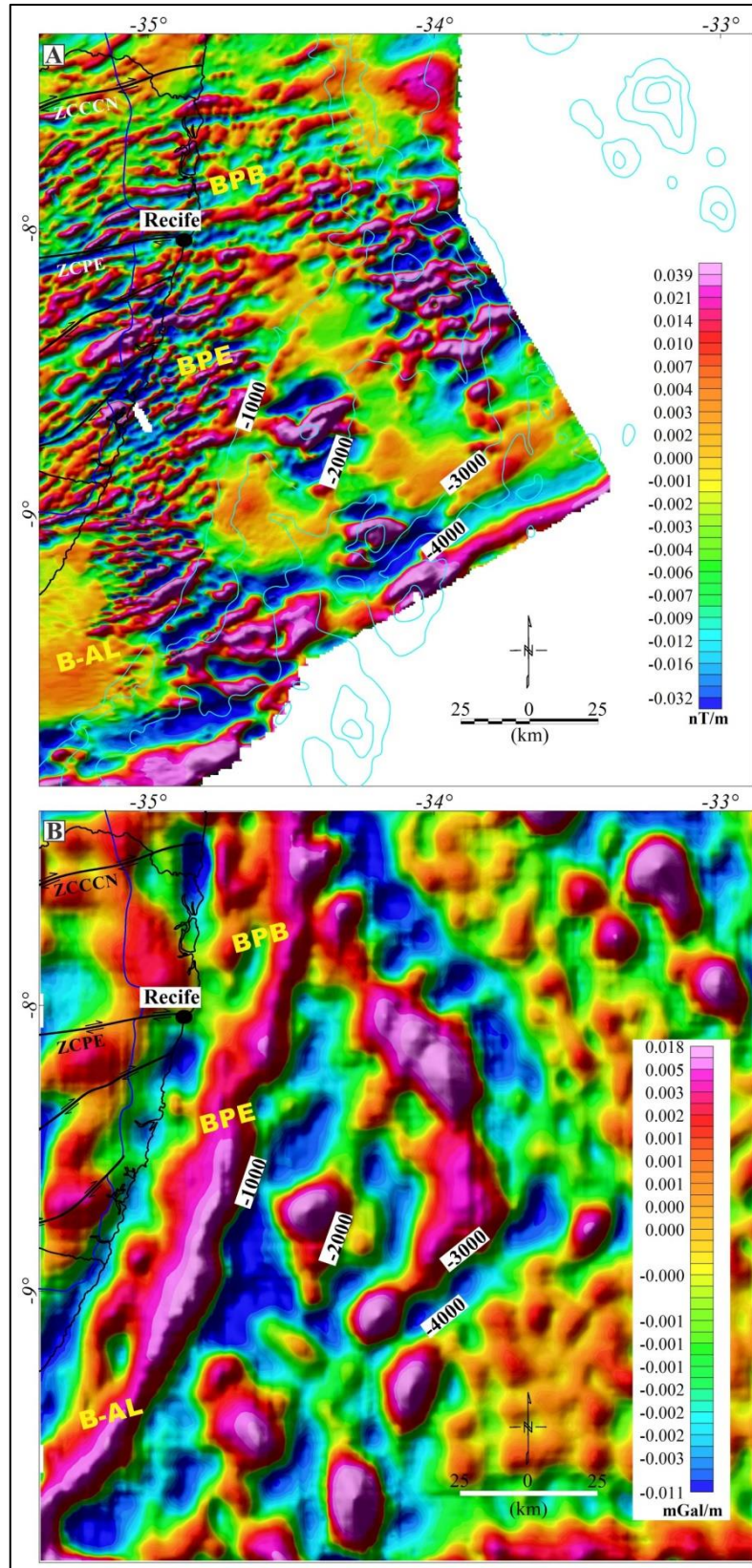
Com este filtro pode-se identificar as componentes de altas ou baixas frequências, permitindo a separação das anomalias residuais e regionais, respectivamente. Os números de onda escolhidos para a separação dos dados gravimétricos (BC) e magnéticos reduzidos ao polo (RTP) foram $0,007$ e $0,02 \text{ km}^{-1}$, respectivamente. As Figuras 25A e 25B apresentam os espectros de potência desses dados com os devidos números de onda de corte utilizados. As Figuras 25C, 25D, 25E e 25F ilustram os mapas de separação regional-residual dos dados magnéticos e gravimétricos, respectivamente.

Figura 22 - Mapas de amplitude do sinal analítico do CMA (A), Derivada Inclinada do RTP (B) e Gradiente Horizontal do RTP (C). Para a legenda dos mapas, consultar a Figura 19.



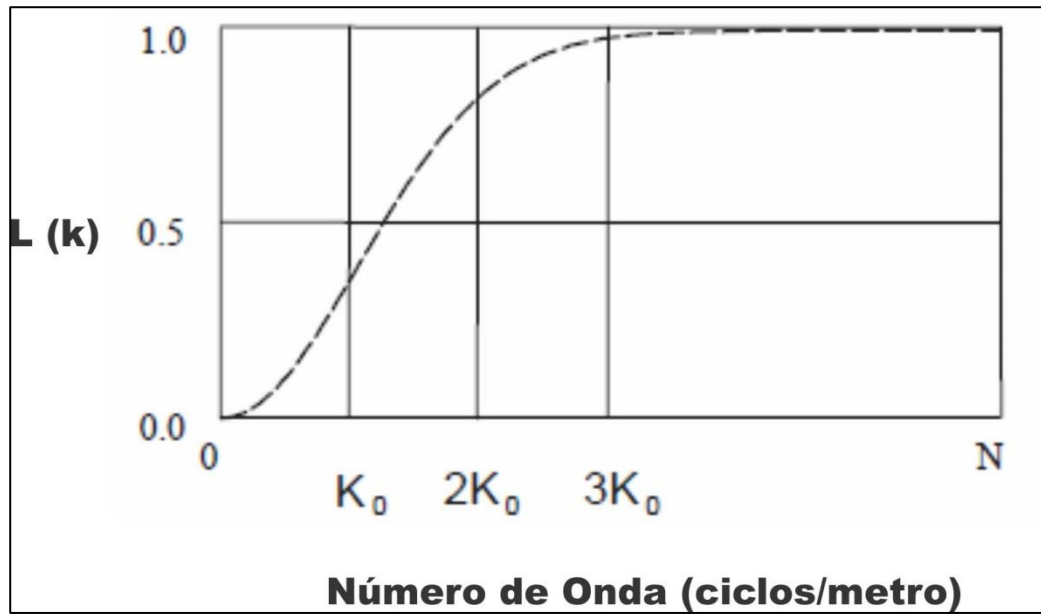
Fonte: O Autor, 2019.

Figura 23 - Mapas de primeira derivada vertical do RTP (A) e da AAL (B). Para a legenda dos mapas, consultar a Figura 19.



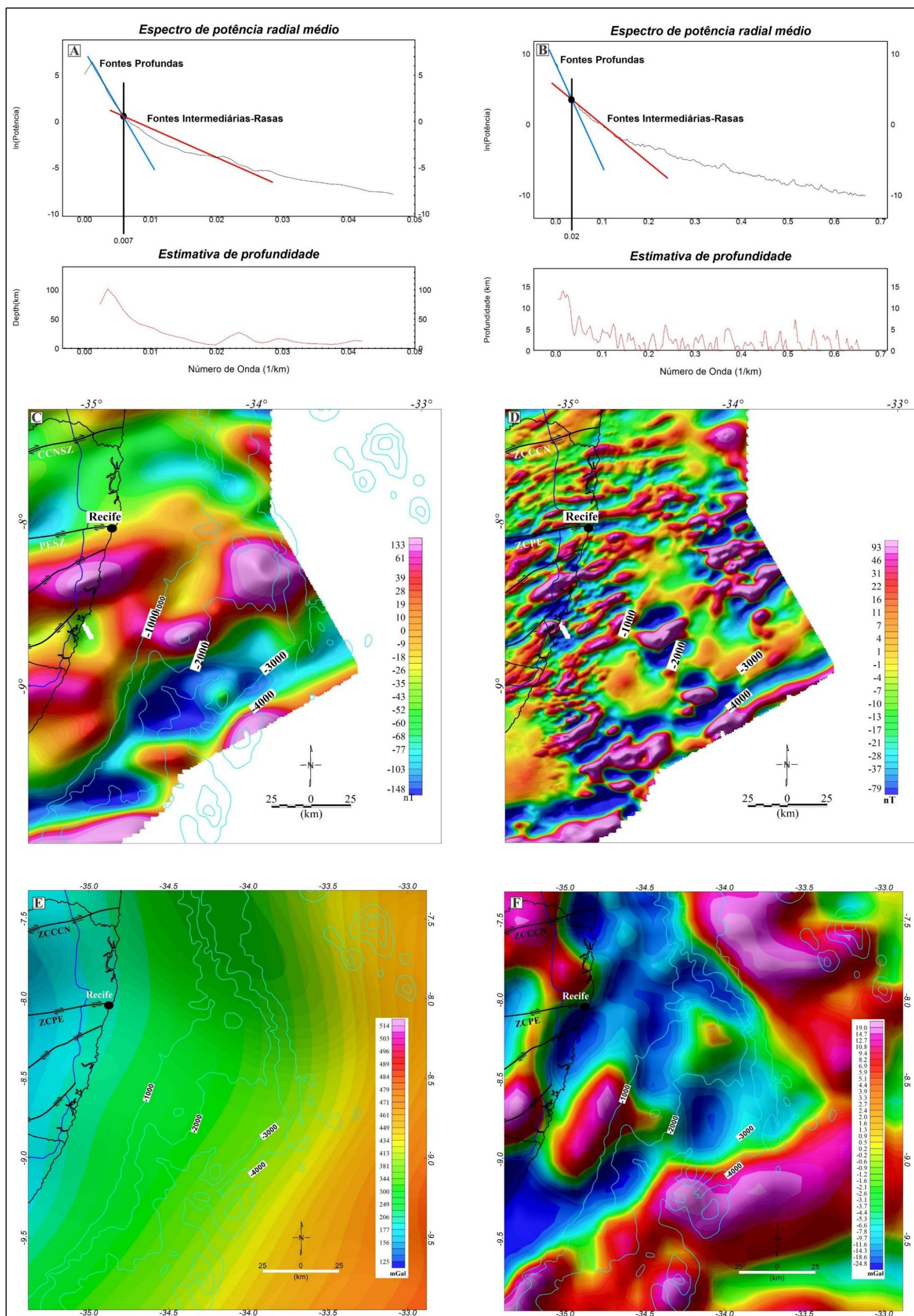
Fonte: O Autor, 2019.

Figura 24 - Representação gráfica do filtro gaussiano de separação regional-residual.



Fonte: Geosoft (2013).

Figura 25 - Espectros de potência radial médio dos dados gravimétricos (A) (anomalias Bouguer - Painel superior esquerdo) e magnéticos reduzidos ao polo (B) (anomalia magnética reduzida ao polo - Painel superior direito). As retas azuis e vermelhas marcam a segmentação dos números de onda menores (fontes profundas) e maiores (fontes intermediárias e rasas), respectivamente. Mapas de anomalias magnéticas reduzidas ao polo regionais (C) e residuais (D). Mapas de anomalias gravimétricas Bouguer regional (E) e residual (F).



Fonte: O Autor, 2019.

3.4.5 Estimativa de Parâmetros de Fontes Magnéticas

Esta parte do trabalho se deterá a definição e aplicabilidade de duas técnicas semi-quantitativas [Deconvolução de Euler 3D (DE-3D) e Número de onda local (SPITM)] nos levantamentos aeromagnéticos desta tese. O uso dessas técnicas semi-quantitativas permite estimar parâmetros geométricos das fontes magnéticas (delimitação horizontal e profundidade, por exemplo). Para o estudo de Bacias Sedimentares de fronteiras exploratórias a estimativa de primeira ordem (com poucos vínculos) das profundidades do embasamento magnético é essencial para uma melhor compreensão dos parâmetros de exploração da bacia sedimentar. Destacam-se neste sentido, a análise das profundidades do embasamento magnético aplicado ao mapeamento do arcabouço geométrico e estimativas preliminares das susceptibilidades magnéticas associadas a distribuição dos compartimentos tectônicos (GOUSSEV; PEIRCE, 2010; LI, 2003; MARTELET *et al.*, 2013).

3.4.5.1 Deconvolução de Euler 3D (DE-3D)

A Deconvolução de Euler 3D (DE-3D) (REID *et al.*, 1990) aplicada em campos potenciais é definida pelo ajuste via mínimos quadrados dos gradientes do campo potencial envolvido na equação da homogeneidade de Euler (Equação 9) (REID *et al.*, 1990; THOMPSON, 1982;).

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad \text{Eq.9}$$

Na Equação 9, x_0 , y_0 , z_0 marcam as posições obtidas para as fontes e x , y , z são as coordenadas do ponto de observação dos gradientes e do campo potencial anômalo (T). Os valores $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ e $\frac{\partial T}{\partial z}$ representam as derivadas calculadas ao longo das direções x , y , z , respectivamente. N é o índice estrutural e B é o valor correspondente ao valor do campo potencial regional de T . O índice estrutural (N) é um parâmetro que marca a taxa de decaimento do campo potencial com a distância, apresentando assim, uma correlação direta com o tipo de geometria das fontes magnéticas e gravimétricas que marcam esta taxa (Tabela 2).

A DE-3D foi aplicada aos dados de CMA com intuito de se obter estimativas regionais de profundidades das fontes magnéticas. Para o controle da Deconvolução de Euler, três parâmetros (índice estrutural, tamanho da janela, porcentagem máxima de tolerância de profundidades) foram ajustados ao longo do processamento. Sendo assim, o índice estrutural

usado foi 1,0 o qual está associado a geometria de diques e estruturas subverticais. O tamanho da janela foi de 15 km x 15 km e as porcentagens máximas de tolerância foram de 10 % em z e 25 % em x e y .

Tabela 2 - Índices estruturais utilizados na Deconvolução de Euler em dados magnéticos e gravimétricos com geometrias simples.

Índice Estrutural (N)	Campo Magnético	Campo Gravimétrico
0.0	Contato	Soleira/Dique
1.0	Soleira/Dique	Cilindro
2.0	Cilindro	Esfera
3.0	Esfera	-----

Fonte: O Autor, 2019.

3.4.5.2 Número de Onda Local (SPI^{TM})

A técnica de Número de Onda Local (SPI^{TM}) se trata de um processo de cálculos automáticos que permite estimar profundidades de fontes magnéticas, a partir de dados dispostos em malhas regulares (ABBAS; MALLAM, 2013; SALAKO, 2014; THURSTON; SMITH, 1997). O procedimento numérico envolve o cálculo dos gradientes horizontais e verticais do CMA. Com isso, inicialmente se calcula a derivada inclinada do CMA e em seguida obtêm-se o número de onda local máximo ($Kmax$) com a aplicação do gradiente horizontal sobre a derivada inclinada (Equações 10 e 11). Desta maneira, com a obtenção do $Kmax$ a estimativa das profundidades das fontes anômalas pode ser calculada por meio da Equação 12. Este processo é independente dos parâmetros geomagnéticos (inclinação e declinação magnética) e geométricos das fontes magnéticas (direções e mergulhos das fontes anômalas).

$$T.A = \tan^{-1} \left(\frac{df/dz}{\sqrt{(df/dx)^2 + (df/dy)^2}} \right) \quad \text{Eq. 10}$$

$$Kmax = \sqrt{(dT.A/dx)^2 + (dT.A/dy)^2} \quad \text{Eq. 11}$$

$$Depth = 1/Kmax \quad \text{Eq. 12}$$

3.4.6 Cálculo das profundidades da Moho com base em dados topográficos/batimétricos

O método de Airy-Heiskanen foi utilizado nos dados de EDT para a obtenção da influência isostática das massas topográficas na região de pesquisa. A utilização deste método nos permite estimar a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (d). Para tal objetivo, as Equações 13 e 14 foram empregadas (SIMPSON *et al.*, 1986):

$$dc = ds + e\left(\frac{\rho t}{\Delta\rho}\right) \quad \text{Eq. 13}$$

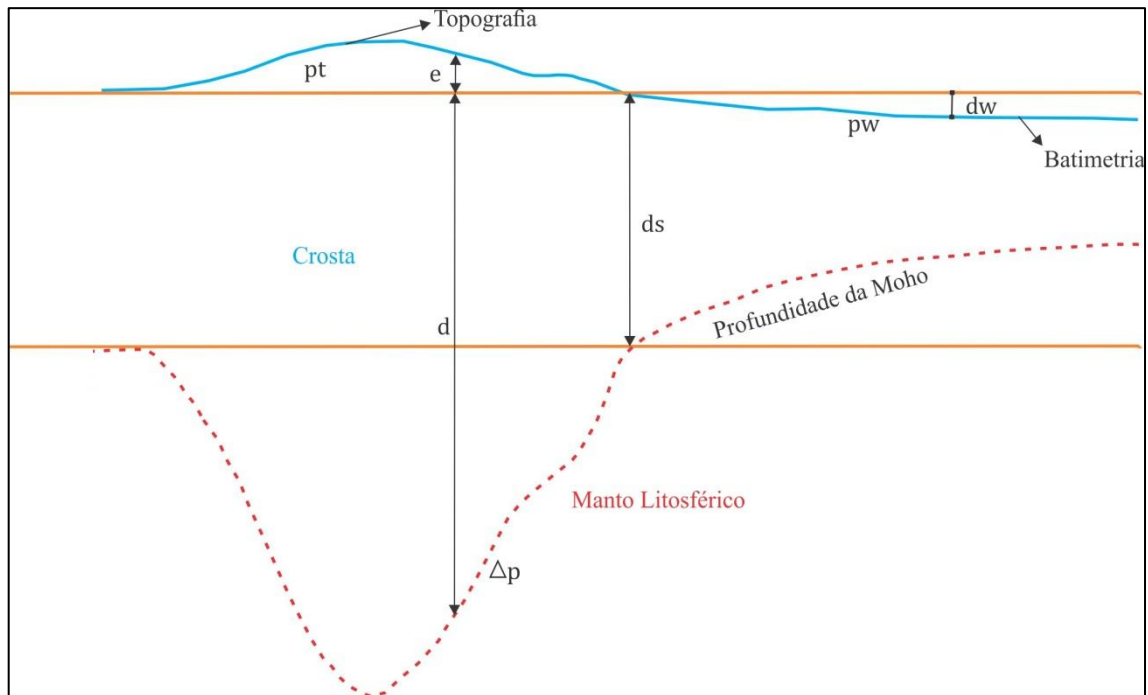
$$do = ds - dw\left(\frac{\rho t - \rho w}{\Delta\rho}\right) \quad \text{Eq. 14}$$

Na Equação 13, os parâmetros ds , $\Delta\rho$, e e ρt representam a espessura crustal para o nível do mar (ds), o contraste de densidade na base da raiz isostática ($\Delta\rho$), a topografia do terreno (e) e a densidade das cargas topográficas (ρt), respectivamente. A partir desses parâmetros a Equação 13 calcula as estimativas de profundidades da Moho para as regiões continentais (d_c). Na Equação 14, os parâmetros dw e ρw , representam a batimetria (dw) e a densidade para a água do mar (ρw). A partir desta equação, podemos estimar as profundidades da Moho para a área oceânica (d_o). A Figura 26 mostra as variáveis definidas nas Equações 12 e 13. A Figura 27 ilustra o mapa de profundidades da Moho para a área de pesquisa. Os parâmetros utilizados para a estimativa das profundidades foram e e dw representando a topografia e a batimetria, respectivamente, a partir do mapa de elevação digital de terreno (Figura 13), $ds = 29$ km e $\rho t = 2,7$ g/cm³, $\rho w = 1,03$ g/cm³, e $\Delta\rho = 0,4$ g/cm³. Esses parâmetros foram utilizados a partir de aproximações com trabalhos anteriores que estimaram as profundidades da Moho (Oliveira e Medeiros, 2012; Lima et al., 2015)

As hipóteses do modelo de Airy-Heiskanen são (OLIVEIRA, 2008; SIMPSON *et al.*, 1986):

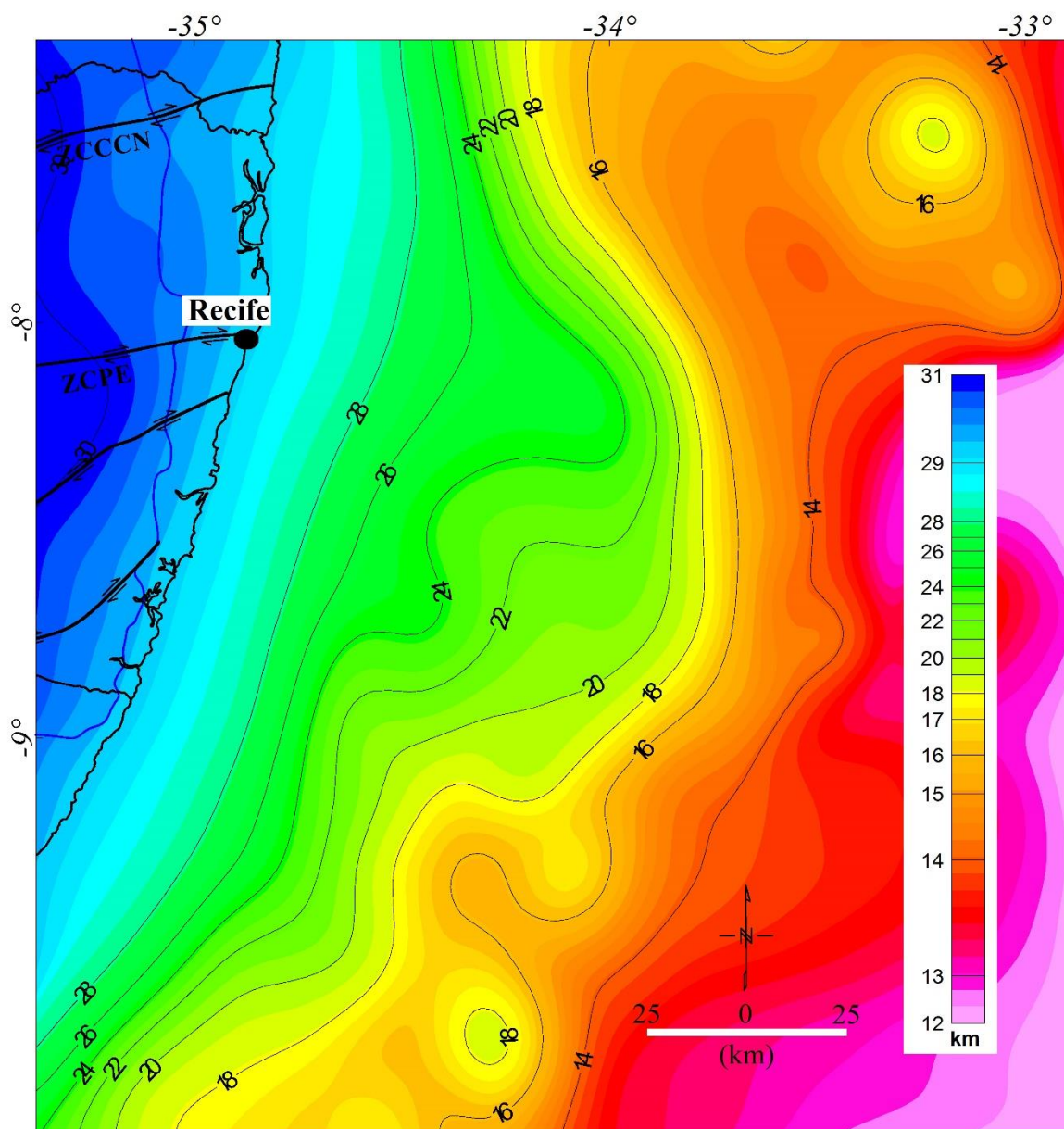
- i) A crosta está em equilíbrio isostático com seus carregamentos (topografia e batimetria);
- ii) O carregamento ocorre apenas no topo da crosta;
- iii) A superfície de compensação do carregamento é a descontinuidade de Mohorovicic;
- iv) A crosta e o manto litosférico apresentam densidades constantes;
- v) A crosta não apresenta propriedades elásticas, conseqüentemente os mecanismos de compensação isostática são localizados;

Figura 26 - Modelo esquemático da compensação isostática de Airy-Heiskanen usado para estimar as profundidades da Moho. e - Topografia; d - Profundidade da descontinuidade de Mohorovicic; ds - Espessura crustal no nível do mar; pt - Densidade da crosta; dw - Batimetria; pw - Densidade da água do mar; $\Delta\rho$ - Contraste de densidade (Crosta-Manto Litosférico) ao longo da raiz isostática.



Fonte: O Autor, 2019.

Figura 27 - Mapa de profundidades da Moho, obtidas a partir da aplicação do método de Airy-Heiskanen. Para a legenda dos mapas, consultar a Figura 18 e as linhas pretas finas contínuas marcam as profundidades da Moho com intervalos de 2 km.



Fonte: O Autor, 2019.

3.4.7 Modelagem Direta 2D

Dois modelos geofísicos foram gerados a partir da modelagem direta das curvas gravimétricas de anomalias Ar-livre e magnéticas de campo total (CMA), integradas com as informações dos mapas geofísicos, de EDT e interpretações sísmicas. A interpretação sísmica foi feita no *software* IHS Kingdom e a modelagem geofísica foi executada no módulo GM-SYS 2D do *software* Oasis Montaj, versão 8.5.5.

As espessuras sedimentares foram estimadas pela conversão tempo x profundidade, a partir da interpretação dos horizontes sísmicos. Inicialmente, para a obtenção da velocidade média dos horizontes sísmicos que representam a cobertura sedimentar, foi aplicada a técnica de Gardner (GARDNER *et al.*, 1974). Com isso, por meio do uso da equação de Gardner ($\rho = a \cdot V^{1/4}$), foi utilizada a densidade média da cobertura sedimentar ($\rho = 2400 \text{ kg/m}^3$ e $a = 310$, que é uma constante de correlação entre a densidade média e a velocidade sísmica (V). Desta forma, foi possível transformar a densidade média da cobertura sedimentar na respectiva velocidade sísmica média ($V \sim 3600 \text{ m/s}$). Depois de obter a velocidade sísmica, a partir da equação ($D = V \cdot \frac{\Delta T}{2}$), onde ΔT representa o intervalo de tempo duplo (TWT) em segundos, foi possível estimar a espessura sedimentar. Esses dados de espessura sedimentar foram confrontados com as estimativas de embasamento magnético obtidos pelas técnicas de DE-3D e SPITM. As profundidades da Moho foram aproximadas pelas estimativas obtidas pela aplicação do método de Airy-Heiskanen.

Os valores de densidades e susceptibilidades magnéticas usados para a modelagem das curvas gravimétricas e magnéticas foram estimados a partir de trabalhos que consideram heterogeneidades intra-crustais em margens rifteadas (WILSON *et al.*, 2003; GOMES, 2005; BLAICH *et al.*, 2011). Esses valores foram ajustados aos blocos crustais manualmente na medida que a curva calculada foi se ajustando a curva observada. Essas atividades permitiram diferenciar os setores crustais e avaliá-los estruturalmente.

4 RESULTADOS

Os aspectos relacionados a interpretação do mapeamento dos setores crustais, estimativa do embasamento magnético e a análise de domínios arquiteturais das porções emersa, da margem continental e da área oceânica adjacente da Bacia de Pernambuco serão elucidados a partir das interpretações e dos modelos geofísicos, compondo assim, o objetivo principal deste capítulo. Para a representação das assinaturas dos dados de campos potenciais foram escolhidos mapas de anomalias gravimétricas (AAL e derivada vertical da AAL) e magnéticas (CMA, RTP, ASA e derivada inclinada da RTP). Além desses, foram utilizados os mapas de elevação digital de terreno e de profundidades da Moho. Essas informações permitiram analisar os domínios crustais qualitativamente e avaliar os padrões estruturais regionais das regiões continentais (blocos crustais do embasamento e zonas de cisalhamento) e oceânicas (zonas de fraturas e montes submarinos). Os mapas das derivadas das anomalias Ar-livre e da RTP complementaram as interpretações das transições crustais, realçando assim, as assinaturas dos tipos crustais, as estruturas deformacionais da crosta continental e da crosta oceânica. Com isso, essas interpretações foram combinadas com os modelos geofísicos e cada domínio crustal pôde ser avaliado para toda a extensão da área de pesquisa.

4.1 MAPEAMENTO DOS SETORES CRUSTAIS

A partir das interpretações dos domínios e estruturas geofísicas profundas e rasas contidas nos mapas geofísicos, três setores crustais (A, B e C) puderam ser mapeados. Os setores A, B e C são equivalentes aos domínios de arquitetura Proximal, *Necking* e Distal, e oceânico, respectivamente (PÉRON-PINVIDIC *et al.*, 2013).

4.1.1 Setor A – Domínio Proximal

O setor A está situado a oeste pelo limite emerso da BPE (linha azul fina) e a leste pelo domínio de *Necking* (linha branca tracejada) (Figuras 28A e 28B). A partir da linha de costa, este setor apresenta uma extensão de 50-60 km na região *offshore* da BPE. O mapa de EDT mostra um leve decréscimo da topografia/batimetria para leste com valores diminuindo de 80 para -400 m, apresentando assim, uma passagem da região emersa para a plataforma continental (Figura 28A). No mapa de profundidades da Moho (Figura 28B), essas variaram entre 29,5 e

28 km, onde pode-se dizer que os blocos crustais deste setor foram submetidos a valores baixos de distensão litosférica e afinamento crustal (PERÓN-PINVIDIC *et al.*, 2013).

Nos mapas de anomalias gravimétricas Ar-livre e de sua primeira derivada vertical (Figuras 29A e 29B), este setor apresenta valores de 100 a -10 mGal e estruturas gravimétricas positivas orientadas principalmente nas direções NNE/SSW e NE/SW. Essas estruturas gravimétricas estão provavelmente representadas por heterogeneidades geológicas intra-embasamento na borda da bacia e pelo Alto do Maracatu (PB04) (Figuras 29A e 29B). Além dessas, tem-se a presença de anomalias gravimétricas circulares e elípticas negativas (equivalentes aos *grabéns* de Piedade - PB01 e do Cupe - PB03) e positivas (representada pelo Alto do Cabo - PB02) (Figuras 29A e 29B).

O mapa de anomalias magnéticas RTP apresenta domínios magnéticos dispostos em faixas positivas e negativas alternadas (Figura 30B). Os valores do campo magnético oscilam de 500 a -140 nT e os mesmos estão relacionadas principalmente com as heterogeneidades intra-embasamento. Os domínios geológicos deste setor da BPE (PB01, PB02, PB03 e PB04) apresentam ao longo de suas extensões, conjuntos de anomalias com valores geomagnéticos majoritariamente positivos (Figuras 30B e 31A). Nas regiões dos *grábens* (PB01 e PB03), por exemplo, as anomalias magnéticas positivas podem estar relacionadas com as características magnéticas dos blocos crustais do embasamento e/ou a presença de rochas magmáticas que afetaram este setor (Figuras 30B e 31A). Com isso, ambas as fontes magnéticas acabam mascarando às assinaturas desses depocentros da BPE. O mapa de CMA (Figura 31A) evidencia a presença de dipolos magnéticos isolados, os quais estão diretamente relacionados com as ocorrências de rochas ígneas (alcali-feldspato granito, basaltos, traquiandesitos e traquitos) da SMI (MAGALHÃES *et al.*, 2013, 2014; NASCIMENTO, 2003; OLIVEIRA, 2013). Os mapas de derivadas geomagnéticas (Figuras 32A e 32B) reforçam as direções dos lineamentos magnéticos, os quais estão dispostos na direção ENE-WSW e secundariamente na direção NE-SW.

A combinação dos *trends* estruturais dos lineamentos gravimétricos e magnéticos (Figuras 29B e 31B) no embasamento cristalino marcam a sobreposição das estruturas da fase rifte (NNE/SSE e NE/SW) sobre a trama desenvolvida no Proterozoico (ENE-WSW e NE-SW).

4.1.2 Setor B – Domínios de *Necking* (B1) e Distal (B2)

Este setor está limitado a oeste e a leste pelo domínio Proximal e pelo limite crosta continental-oceânica (*Continental-Oceanic Boundary* – COB), respectivamente (Figuras 28A e 28B). A batimetria é marcada por uma forte variação, onde os valores decrescem de -400 para -3500 m, abrangendo assim, as regiões de águas profundas e ultra-profundas (Figura 28A). As profundidades da Moho apresentam uma subida expressiva da interface crosta-manto litosférico (Figura 28B), relacionado com o afinamento crustal progressivo deste setor, abrangendo profundidades entre 28 km (na transição com o setor A) e 14 km (na transição com a crosta oceânica). Essas condições no setor de crosta continental afinada são resultantes de maiores taxas de estiramento e afinamento crustal (PERÓN-PINVIDIC *et al.*, 2013).

Os mapas de anomalias AAL e de sua derivada vertical (Figuras 29A e 29B) apresentam uma série de altos e baixos gravimétricos com valores entre 90 e -75 mGal na região do PP. As anomalias positivas estão correlacionadas com os domínios gravimétricos dos Altos estruturais de Gaibu (PB10) e marginais (PB07) (Figuras 29A e 29B). Em contrapartida os baixos gravimétricos são relacionados com os *grábens* de Itapoama (PB06), Tamandaré (PB11), Guadalupe (PB08) e externo do PP (PB09). Esses domínios gravimétricos estão alongados nas direções NNE-SSW, NE-SW e NNW-SSE.

Os mapas magnetométricos mostram padrões de anomalias bem diferenciadas e com orientação preferencial dos lineamentos magnéticos de primeira e segunda ordem para ENE-WSW e NE-SW (Figuras 30 e 31). Os valores das anomalias magnéticas no mapa de RTP (Figura 30B) variam de 600 a -300 nT. As anomalias estão dispostas em faixas magnéticas positivas e negativas na direção ENE-WSW, as quais representam a distribuição dos diferentes blocos crustais do embasamento. Destacam-se os padrões magnéticos estirados (Figura 30A) e positivos (Figura 30B) das porções centrais e marginais, os quais sugerem estar relacionados com o magmatismo que afetou tanto o embasamento quanto às coberturas sedimentares do PP (possivelmente contaminando a crosta e promovendo o soerguimento dessas feições). No mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 31A) é possível observar a distribuição dos domínios magnéticos relacionados, principalmente, com a interface embasamento-bacia, elucidando assim a distribuição dos altos e baixos estruturais.

Com relação à configuração estrutural dos domínios e alinhamentos magnéticos e gravimétricos, esses representam a continuação dos blocos e estruturas crustais do

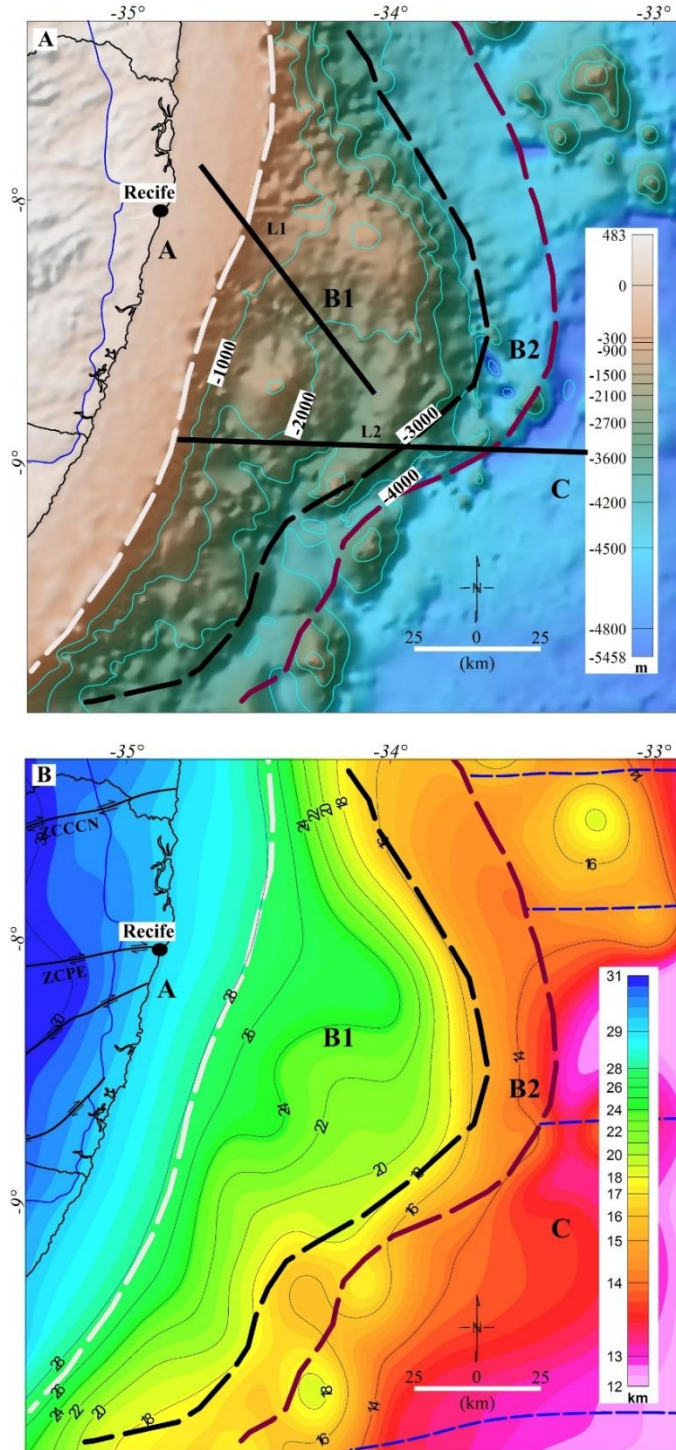
embasamento provenientes do setor A, os quais estão representados pela combinação das diversas zonas de cisalhamento do embasamento cristalino (ENE-WSW), realçada nos mapas magnetométricos. Além dessas, as possíveis reativações dessas estruturas pretéritas durante o estágio de abertura do Atlântico e evolução do PP, estão representados pelos lineamentos magnéticos e gravimétricos nas direções NE-SW e NW-SE (Figuras 29B e 31B).

4.1.3 Setor C – Domínio Oceânico

Este setor apresenta uma batimetria típica de uma bacia oceânica (-4000 e - 5000 m) (Figura 28A). No mapa de profundidades da Moho, o setor C apresenta profundidades entre 12 e 16 km (Figura 28B). Nas regiões dos montes submarinos, que marcam a terminação das zonas de cisalhamento provenientes do setor B e início das zonas de fraturas neste setor, as profundidades da Moho aumentam para 14 e 16 km. Este espessamento da crosta provavelmente está relacionado a uma raiz isostática possivelmente causada pela acreção crustal na base da crosta oceânica (Blaich *et al.*, 2008). Nos mapas de anomalias AAL e de sua derivada vertical, regiões de picos gravimétricos (19 a 70 mGal no mapa de anomalias Ar-livre) estão dispostos no setor C e representam as assinaturas gravimétricas desses montes submarinos.

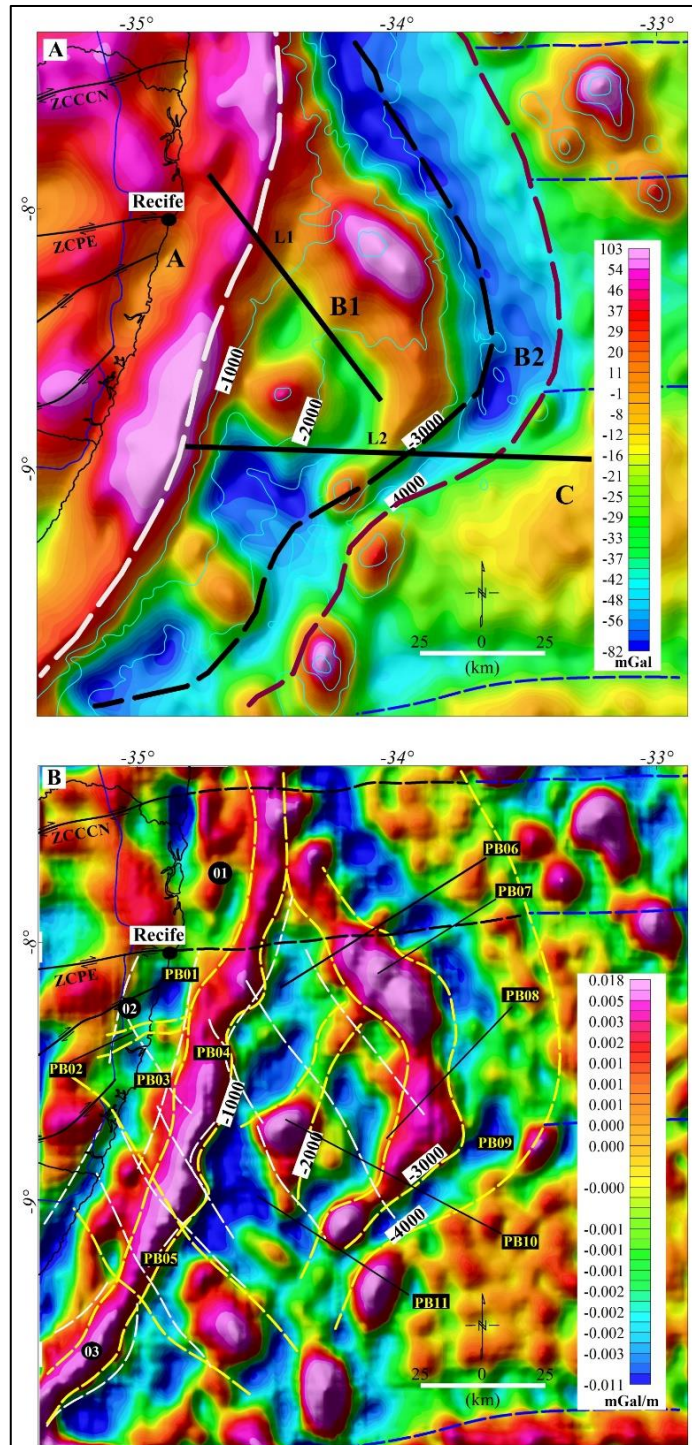
O mapa de AAL mostra a distribuição de anomalias gravimétricas com valores aumentando de - 80 a 50 mGal (Figura 29A). Estes padrões de distribuição de anomalias gravimétricas também estão relacionados ao domínio de crosta oceânica (BLAICH *et al.*, 2008; SANDWELL *et al.*, 2014).

Figura 28 - Mapas de Modelo Digital de Terreno (A) e das Profundidades da Moho (B). Ambos os mapas estão com a interpretação dos setores crustais: A – domínio Proximal; B – domínios de *Necking* (B1) e Distal (B2); C – domínio oceânico. Linhas tracejadas cinza, preta e violeta marcam os limites entre os setores A/B1, B1/B2 e B2/C, respectivamente. Linhas contínuas azuis finas (contorno da batimetria – intervalos de 10m); Linhas contínuas retas finas (contorno das profundidades da Moho – intervalos de 2 km); L1 e L2 marcam a localização das seções sísmicas.



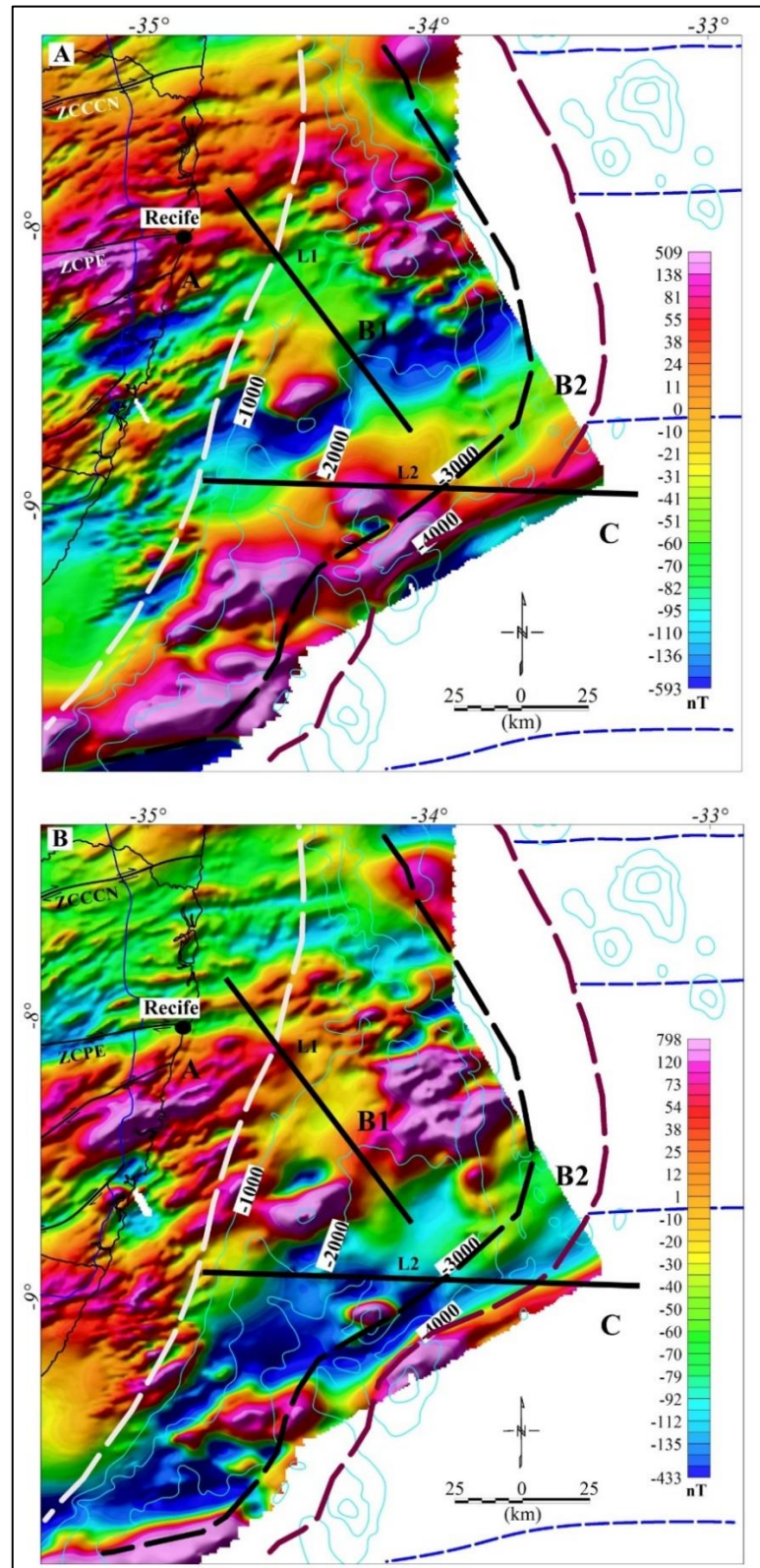
Fonte: O Autor, 2019.

Figura 29 - Mapa de Anomalias gravimétricas Ar-Livre (A). Para a legenda dos setores crustais, consultar a Figura 28. Mapa de Primeira derivada vertical da AAL (B). Os números 01, 02 e 03 representam as bacias da Paraíba, Pernambuco e Alagoas. Linhas amarelas finas tracejadas marcam os domínios tectono-estruturais da BPE (PB01 – Gráben de Piedade; PB02 – Alto do Cabo; PB03 – Gráben do Cupe; PB04 – Alto do Maracatu; PB05 – Alto de Maragogi-Barreiros; PB06 – Baixo de Itapoama; PB07 – Altos de Itamaracá e Marginais; PB08 – Gráben de Guadalupe; PB09 – Gráben externo do Platô; PB10 – Alto de Gaibu; PB11 – Gráben de Tamandaré); Linhas pretas tracejadas e brancas contínuas marcam os alinhamentos gravimétricos; Linhas azuis tracejadas representam as zonas de fraturas.



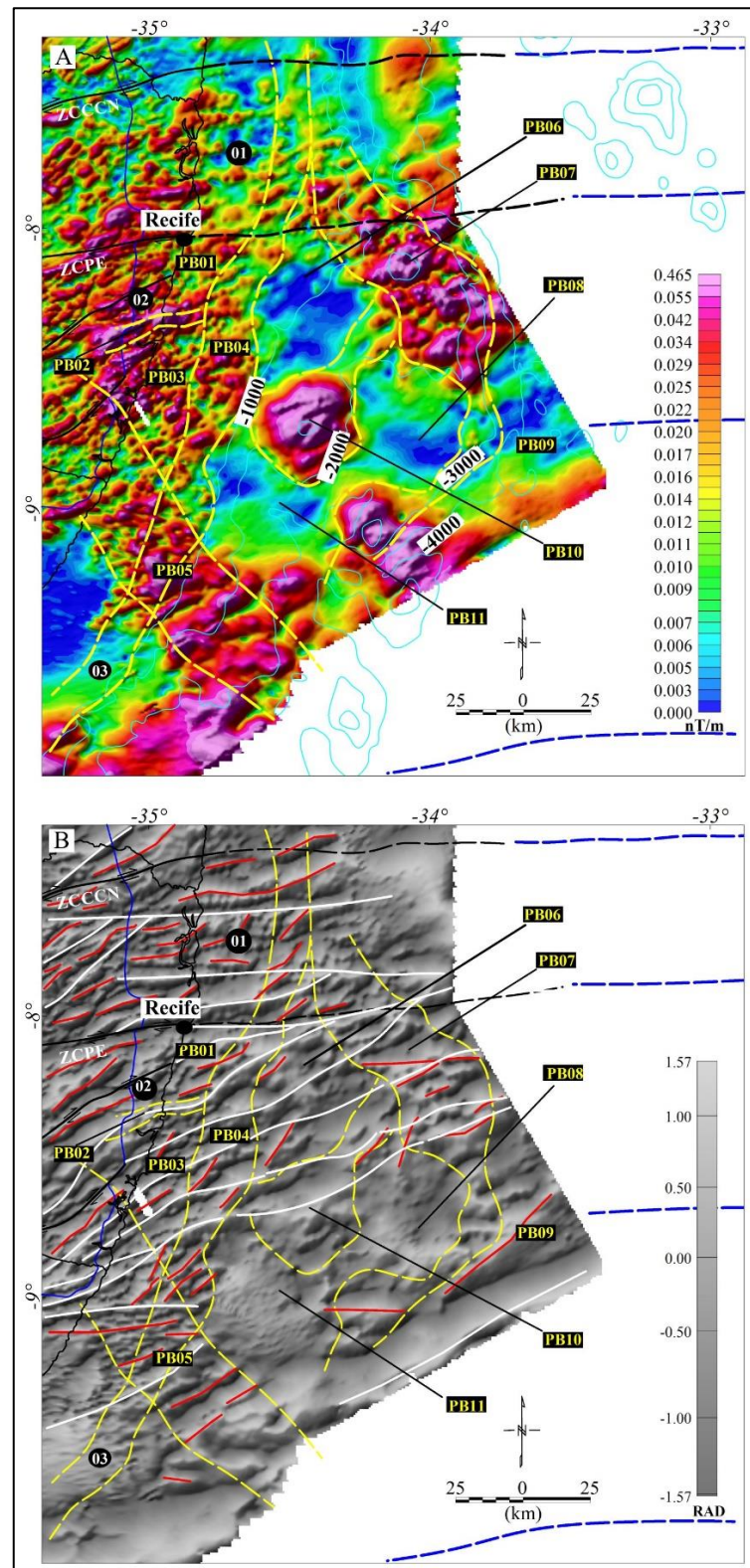
Fonte: O Autor, 2019.

Figura 30 - Mapa de Campo Magnético Anômalo (A). Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao Polo (B). Ambos os mapas geomagnéticos apresentam a distribuição dos setores crustais e para a legenda deles, consultar a Figura 28. Linhas azuis tracejadas representam as zonas de fraturas.



Fonte: O Autor, 2019.

Figura 31 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (A). Mapa de derivada inclinada da RTP (B). Linhas amarelas tracejadas marcam os domínios geofísicos da BPE (verificar a Figura 29 para consultar os nomes dos domínios). Linhas contínuas brancas e vermelhas representam os lineamentos magnéticos de primeira ordem (maior escala) e segunda ordem (menor escala), respectivamente.



Fonte: O Autor, 2019.

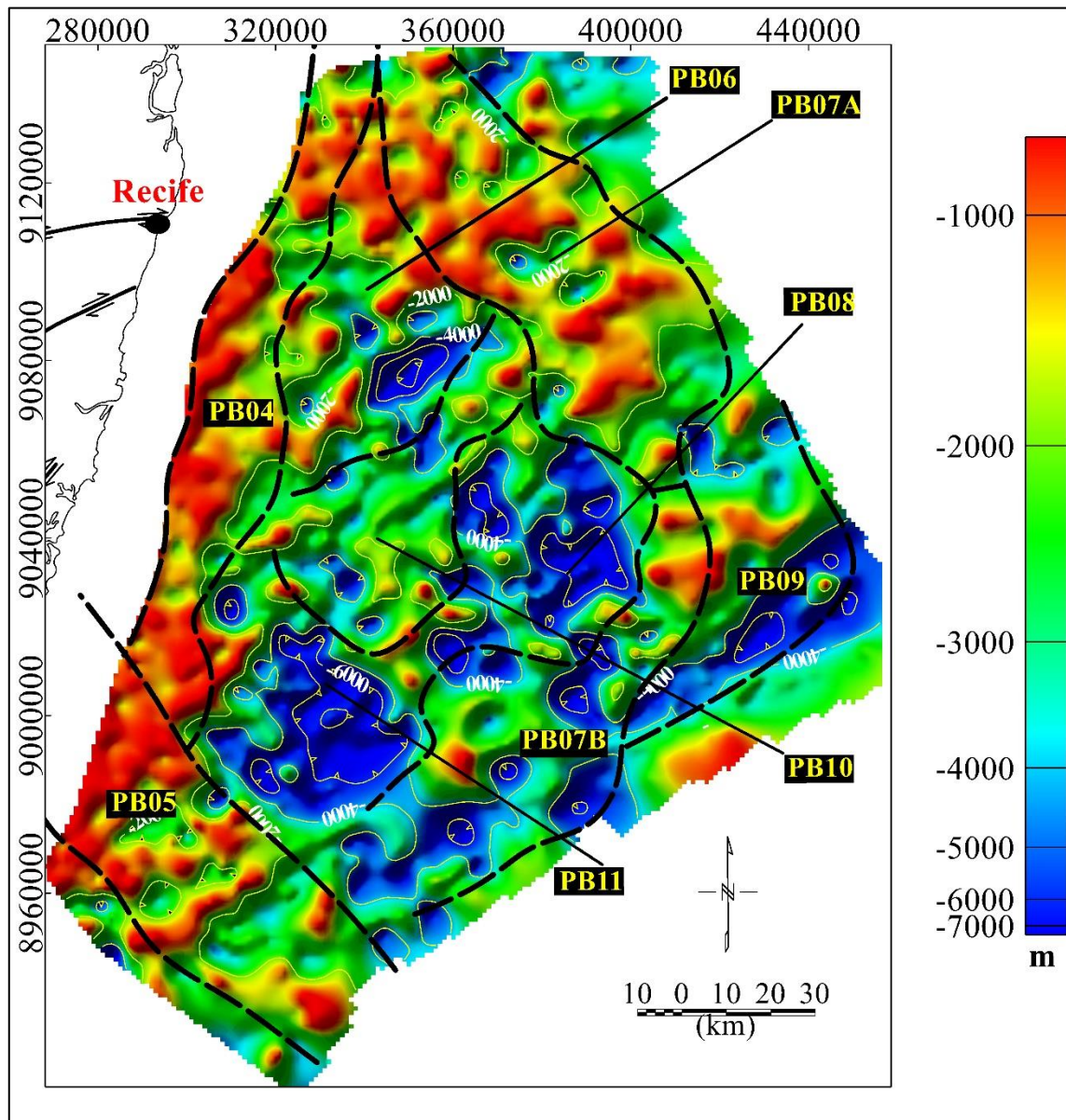
4.2 ESTIMATIVA DAS PROFUNDIDADES DO EMBASAMENTO MAGNÉTICO

A partir de uma análise semi-quantitativa dos dados de CMA foi possível avaliar a distribuição das profundidades do embasamento magnético para a região do Platô de Pernambuco. Desta forma, por meio da investigação das características geométricas do embasamento magnético e da distribuição das soluções de Euler, esta etapa envolveu o reconhecimento e delineamento dos compartimentos tectono-estruturais e a avaliação destes em termos de suas possíveis fontes causadoras com base nas unidades geológicas intrabaciais e estruturas internas do embasamento cristalino.

No mapa de SPITM (Figura 32), a distribuição das profundidades para o embasamento magnético variou entre 1,5 km e 8,5 km. As profundidades máximas para os grábens de Itapoama (PB06), Tamandaré (PB11), Guadalupe (PB08) e externo do PP (PB09) são da ordem de 6,0 km, 8,0 km, 7,7 km e 5,0 km respectivamente (Figura 32). O gráben de Itapoama (PB06) encontra-se limitado pelos altos do Maracatu (PB04) e Itamaracá (PB07A), as profundidades aumentam de 3,0 km para 8,0 km no sentido do Alto de Itamaracá (PB07A) e os contatos estão dispostas nas direções NNE-SSW e NNW-SSE, respectivamente (Figura 32). Os grabéns de Tamandaré (PB11), Guadalupe (PB08) e externo do PP (PB09) apresentam geometrias elíptica e irregulares, respectivamente. Nos altos estruturais de Itamaracá (PB07A), Marginais (PB07B), Gaibú (PB10), Maracatu (PB04) e Maragogi (PB05) as profundidades oscilaram entre 1,8 e 4,5 km (Figura 32). As profundidades dos altos estruturais podem estar associadas ou ao contato interface embasamento/bacia, ou a heterogeneidades intra-embasamento ou a rochas magmáticas (geometrias circulares) que afetaram o PP durante os estágios de abertura da BPE.

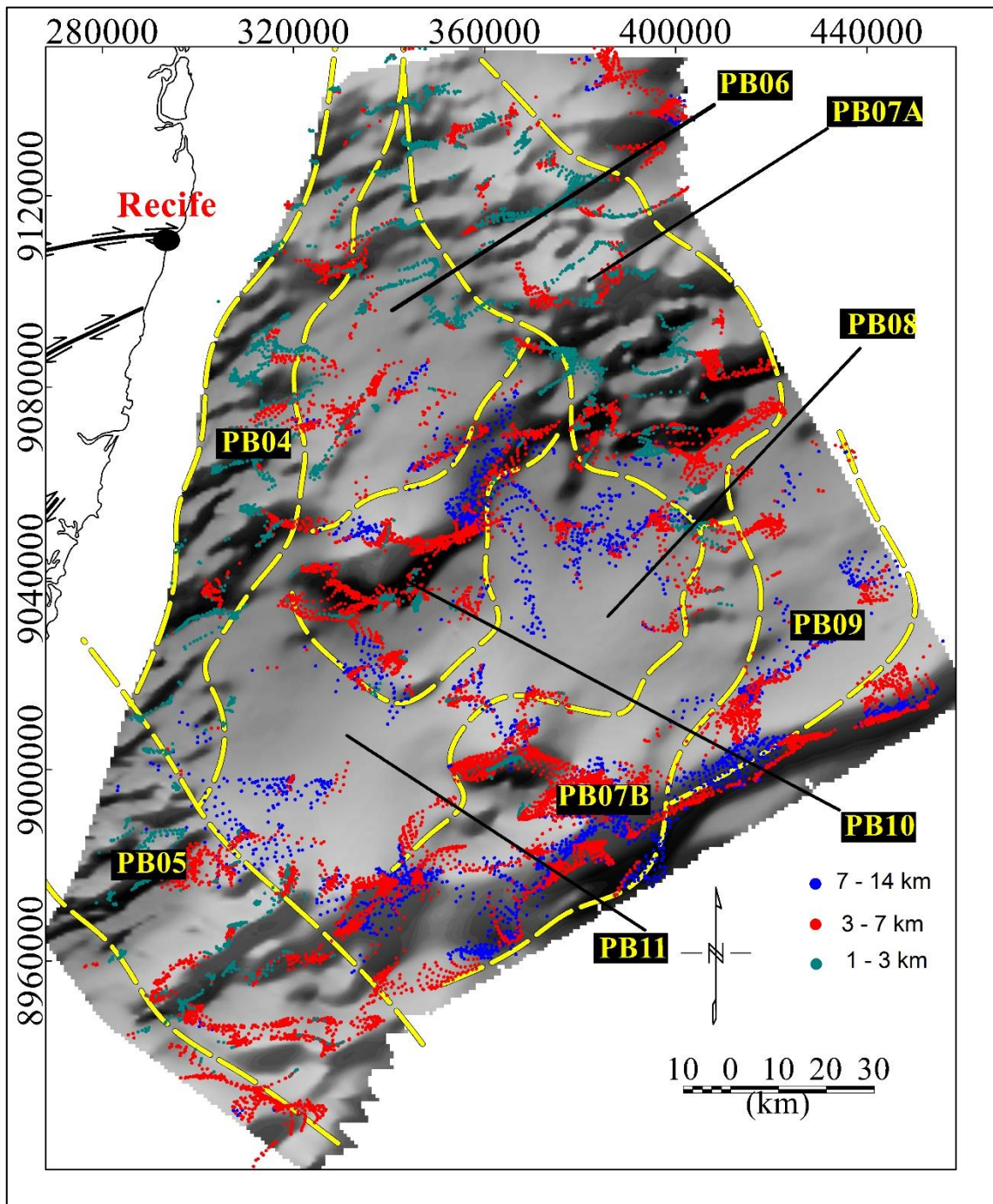
Por meio da separação das soluções de Euler em três zonas de profundidades distintas (Figura 33) podemos avaliar que entre 7,0 e 14,0 km há a formação de agrupamento de soluções, destacando-se aquelas relacionadas a vizinhança do alto estrutural de Gaibú (PB10) e ao alinhamento delas na porção distal do platô, associada provavelmente com a COB. As soluções inseridas entre as profundidades de 3,0 e 7,0 km, e 1,0 e 3,0 km estão orientadas preferencialmente nas direções ENE-WSW e NE-SW, as quais estão associadas preferencialmente as zonas de cisalhamento do embasamento. Além dessas, há a presença de agrupamentos relacionados com as fontes magnéticas dipolares [alto do gaibú (PB10), por exemplo], as quais possivelmente estão marcando a posição das fontes magnéticas relacionadas as intrusões magmáticas que ocorreram durante o magmatismo albo-aptiano.

Figura 32 - Mapa de profundidades do embasamento magnético obtido pela técnica SPITM. Linhas contínuas amarelas (contorno da profundidade do embasamento magnético – intervalos de 2000 m); Linhas tracejadas pretas (distribuição dos domínios geofísicos - ver a Figura 30 para consultar os nomes dos domínios).



Fonte: O Autor, 2019

Figura 33 - Mapa de soluções das profundidades do embasamento magnético obtido pela técnica de Deconvolução de Euler 3D. Linhas tracejadas amarelas (distribuição dos domínios geofísicos - ver a Figura 30 para consultar os nomes dos domínios); Mapa de Fundo (CMA em escala de cor em tons de cinza).



Fonte: O Autor, 2019.

4.3 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E MODELAGEM GEOFÍSICA 2D

A modelagem geofísica 2D e a interpretação sísmica dos transectos L1 e L2 permitiram analisar a arquitetura crustal da BPE a partir da análise da distribuição vertical e horizontal das propriedades físicas e das estruturas profundas e rasas dos setores A, B e C da BPE.

4.3.1 Arquiteturas Crustais do Setor A – Domínio Proximal

O domínio Proximal foi parcialmente analisado ao longo do transecto L1 (Figura 34). A modelagem gravimétrica e magnética dos blocos crustais do embasamento apresentou variações de densidades médias entre 2,76 e 2,83 g/cm³ e de susceptibilidades magnéticas médias de -0,003 a 0,009 SI (Tabela 3). As espessuras crustais das unidades do embasamento variaram entre 27 e 23,5 km (Figura 34), apresentando assim, a transição entre as zonas crustais de arquitetura proximal e de *necking* (MOHN *et al.*, 2012; PERÓN-PINVIDIC *et al.*, 2013). O afinamento do embasamento do setor A ocorre de forma suavizada na região do transecto L1 e as variações médias nas propriedades físicas indicam influências das litologias da crosta superior e média (NIRRENGARTEN *et al.*, 2014).

A seção sísmica mostra uma variação nas profundidades do embasamento sísmico de 1,0 a 1,8 s (TWT), perto da região de borda da plataforma (Figura 34). Também foi possível analisar uma série de falhas normais sintéticas e antitéticas e meio grábens, os quais marcam a configuração estrutural intrabacinal desta área. As espessuras do pacote sedimentar variam de 3,0 km na região proximal a aproximadamente 4,0 km próximo à região de quebra da plataforma (Figura 34).

4.3.2 Arquiteturas Crustais do Setor B – Domínios de *Necking* e Distal

Os blocos crustais pertencentes aos domínios de *Necking* e Distal apresentaram variações de densidades médias e de susceptibilidades magnéticas médias para o transecto L1 entre 2,76 e 2,91 g/cm³ e 0,005 a 0,035 SI, e para o transecto L2 entre 2,6 e 2,9 g/cm³ e -0,004 a 0,065 SI (Tabelas 3 e 4). As espessuras do embasamento do setor B variaram entre 23,5 e 8,5 km (Figuras 34 e 35). A diminuição das espessuras no sentido da crosta oceânica e as variações das propriedades físicas mostram transições laterais entre as zonas crustais de arquiteturas de *necking* (espessuras entre 23,5 km e maior do que 10 km) e distal (zona de crosta afinada com

espessuras menores do que 10 km) (MOHN *et al.*, 2012; SUTRA; MANATSCHAL, 2012; PERÓN-PINVIDIC *et al.*, 2013; STICA *et al.*, 2014). A zona de *necking* tem extensão máxima equivalente a 80 km, enquanto que o domínio distal apresenta 45 km de comprimento. As variações de densidades e susceptibilidades magnéticas médias (Figuras 34 e 35) indicam uma influência maior de litologias de crosta superior a média (NIRRENGARTEN *et al.*, 2014).

A interpretação das estruturas rasas deste setor foi dividida em duas partes. A primeira delas apresenta as profundidades do embasamento sísmico entre 4,0 e 6,5 s, a qual compreende uma extensão de 80 km nos perfis L1 e L2 e foi desenvolvida sobre a zona de *necking* (Figuras 34 e 35). Neste caso, ambos os perfis são formados por dois depocentros com espessuras sedimentares da ordem de 4 a 6 km. Estruturalmente, os grábens apresentam uma sequência de falhas normais e estão limitados lateralmente pelos altos do Maracatu e pelo Alto externo do PP por meio de falhas sintéticas e antitéticas. A segunda parte do domínio de crosta continental afinada, desenvolvido sobre o domínio distal, está representada em seu início por uma forte ascensão do embasamento, o qual está associado ao Alto estrutural externo do PP (Figuras 34 e 35). Ao longo da extensão desta parte do PP há a presença de duas escarpas, uma a oeste e outra a leste. Essas escarpas ocorrem associadas às cotas batimétricas de -3000 e -4000 m. A sequência rifte ultrapassa o Alto estrutural externo oeste e apresenta blocos falhados e rotacionados no gráben externo do PP (Figura 35). O embasamento sísmico do gráben externo do PP apresenta profundidades da ordem de 6,2 s e a cobertura sedimentar mostra espessuras que variam entre 2,0 a 2,5 km.

4.3.3 Arquiteturas Crustais do Setor C

O imageamento da crosta oceânica foi efetuado parcialmente a partir do transecto L2 (Figura 33). Este setor apresenta densidades médias da ordem de 2,73 g/cm³ e susceptibilidade magnética igual a 0,006 SI (Tabela 4). As espessuras crustais do embasamento oceânico oscilam entre 8,0 e 8,5 km. A combinação das espessuras e das propriedades físicas mostram a configuração de uma crosta oceânica (BLAICH *et al.*, 2008; NIRRENGARTEN *et al.*, 2014; SANDWELL *et al.*, 2014).

A interpretação sísmica do setor C mostra que o mesmo inicia após a segunda escarpa (relacionada a cota batimétrica de -4000 m), representada pelo Alto externo leste do PP, com profundidades do embasamento sísmico entre 6.5 e 7.0 s (TWT) (Figura 35). As sismofácies

associadas com a cobertura sedimentar apresentam refletores paralelos e sub-paralelos com boa continuidade lateral. Do ponto de vista estrutural, um vasto número de falhas subverticais puderam ser mapeadas, as quais provavelmente representam falhas de transferência que acomodaram as deformações deste setor. O topo do embasamento oceânico apresenta profundidades que variam em torno de 6,5 a 8,0 s (TWT), e as espessuras da cobertura sedimentar apresentam valores em torno de 1,0 km (Figura 35).

Tabela 3 - Relação entre unidades geológicas que compõem o transecto geofísico L1 e as respectivas susceptibilidades magnéticas e densidades utilizadas na modelagem geofísica 2D.

Unidades Geológicas	Susceptibilidade magnética (SI)	Densidade (g/cm³)
Água do Mar	----	----
L1(1)	0,0	1,03
Cobertura Sedimentar Pós-Rifte	----	----
L1(2)	0,0	2,3
Cobertura Sedimentar Sin-Rifte	----	----
L1(3)	0,0	2,5
Crosta Continental - Domínio Proximal	----	----
L1(4)	-0,003	2,76
L1(5)	0,009	2,76
L1(6)	0,0001	2,83
L1(7)	0,009	2,82
Crosta Continental – Domínio de <i>Necking</i>	----	----
L1(8)	0,024	2,89
L1(9)	0,016	2,8
L1(10)	0,016	2,78
L1(11)	0,018	2,85
L1(12)	0,035	2,91
L1(13)	0,023	2,85
L1(14)	0,033	2,81
L1(15)	0,01	2,78
L1(16)	0,005	2,76
Manto Litosférico	----	----
L1(17)	0,0	3,2

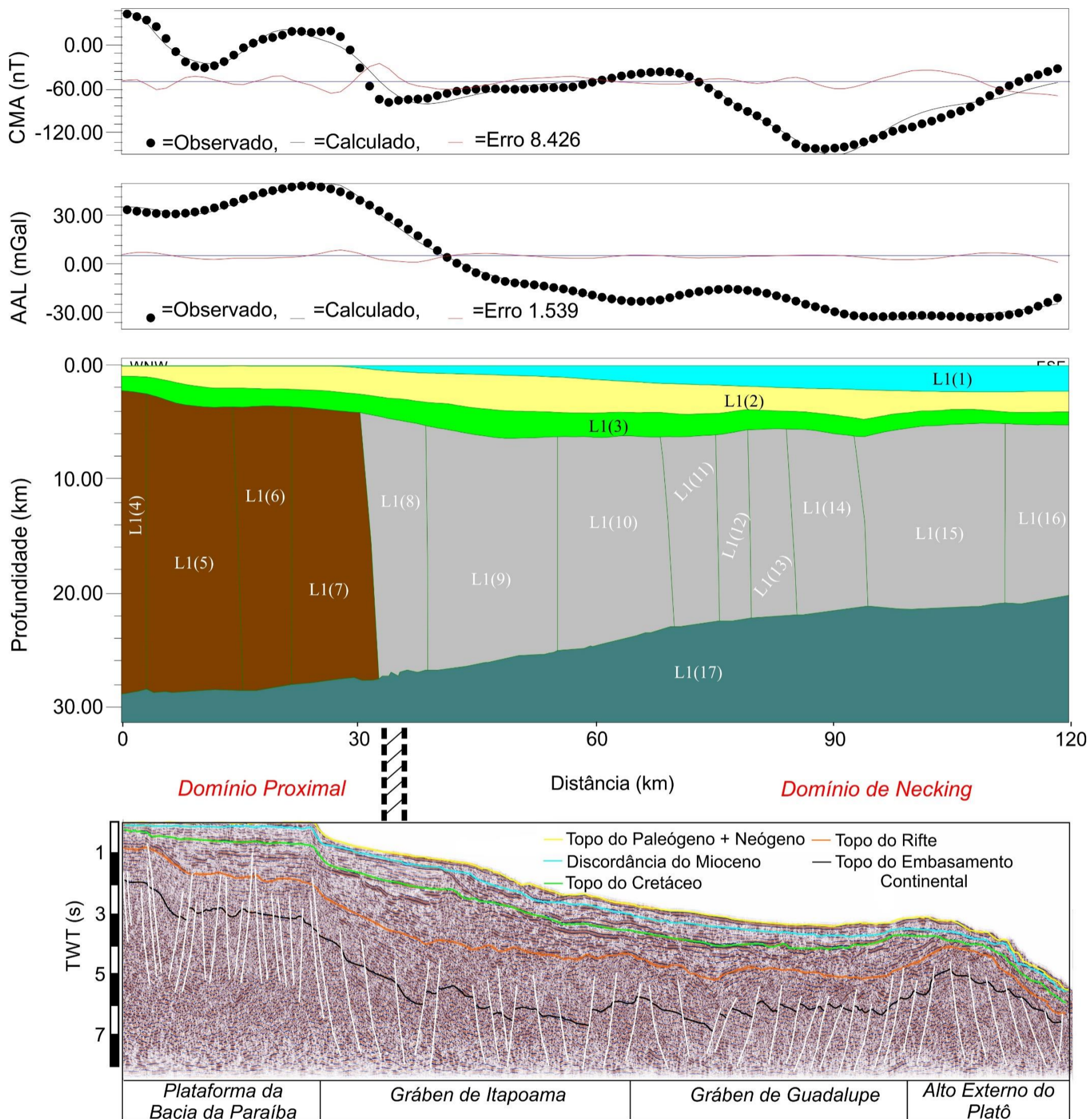
Fonte: O Autor, 2019.

Tabela 4 - Relação entre unidades geológicas que compõem o transecto geofísico L2 e as respectivas susceptibilidades magnéticas e densidades utilizadas na modelagem geofísica 2D.

Unidades Geológicas	Susceptibilidade magnética (SI)	Densidade (g/cm³)
Água do Mar	----	----
L2(1)	0,0	1,03
Cobertura Sedimentar Pós-Rifte	----	----
L2(2)	0,0	2,3
Cobertura Sedimentar Sin-Rifte	----	----
L2(3)	0,0	2,5
Crosta Continental - Domínios de <i>Necking</i> e Distal	----	----
L2(4)	0,065	2,9
L2(5)	0,01	2,6
L2(6)	-0,02	2,77
L2(7)	-0,05	2,85
L2(8)	-0,01	2,78
L2(9)	0,06	2,77
L2(10)	-0,004	2,77
L2(11)	0,05	2,72
L2(12)	-0,01	2,72
L2(13)	-0,05	2,76
Crosta Oceânica	----	----
L2(14)	0,006	2,73
Manto Litosférico	----	----
L2(15)	0,0	3,2

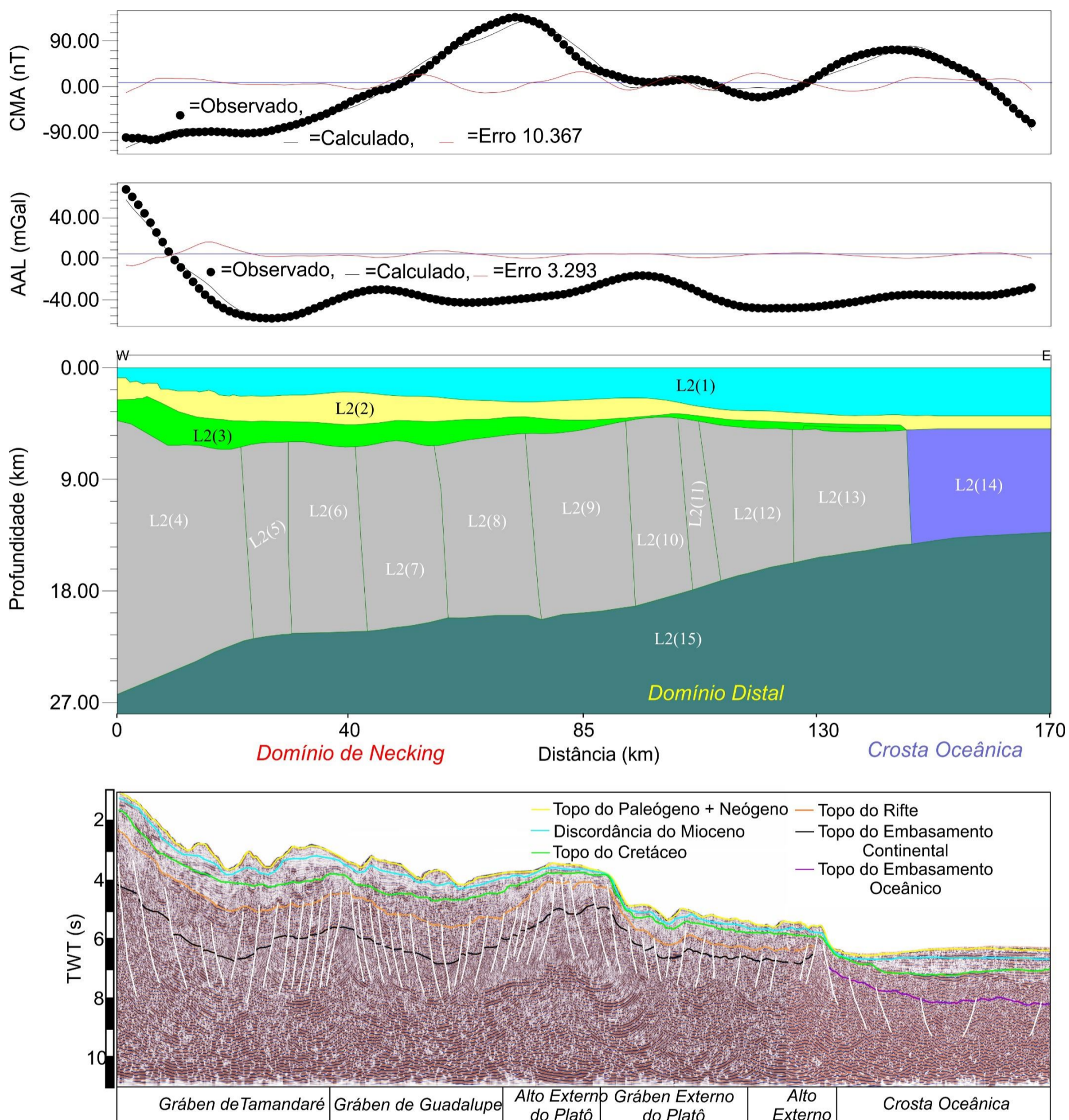
Fonte: O Autor, 2019.

Figura 34 - Transecto geofísico integrado L1. De cima para baixo: curva de CMA modelada; Curva de AAL modelada; modelo geológico interpretativo; seção sísmica interpretada. Os horizontes estratigráficos foram propostos com base em estudos anteriores de Barbosa *et al* (2008) e Lima Filho e Barbosa (2010). As barras tracejadas marcam a zona de transição entre os domínios proximal e de *Necking*.



Fonte: O Autor, 2019.

Figura 35 - Transecto geofísico integrado L2. De cima para baixo: curva de CMA modelada; Curva de AAL modelada; modelo geológico interpretativo; seção sísmica interpretada. Os horizontes estratigráficos foram propostos com base em estudos anteriores de Barbosa *et al* (2008) e Lima Filho e Barbosa (2010). As barras tracejadas marcam as zonas de transição entre os domínios de *Necking* para o Distal e do Distal para o Oceânico.



Fonte: O Autor, 2019.

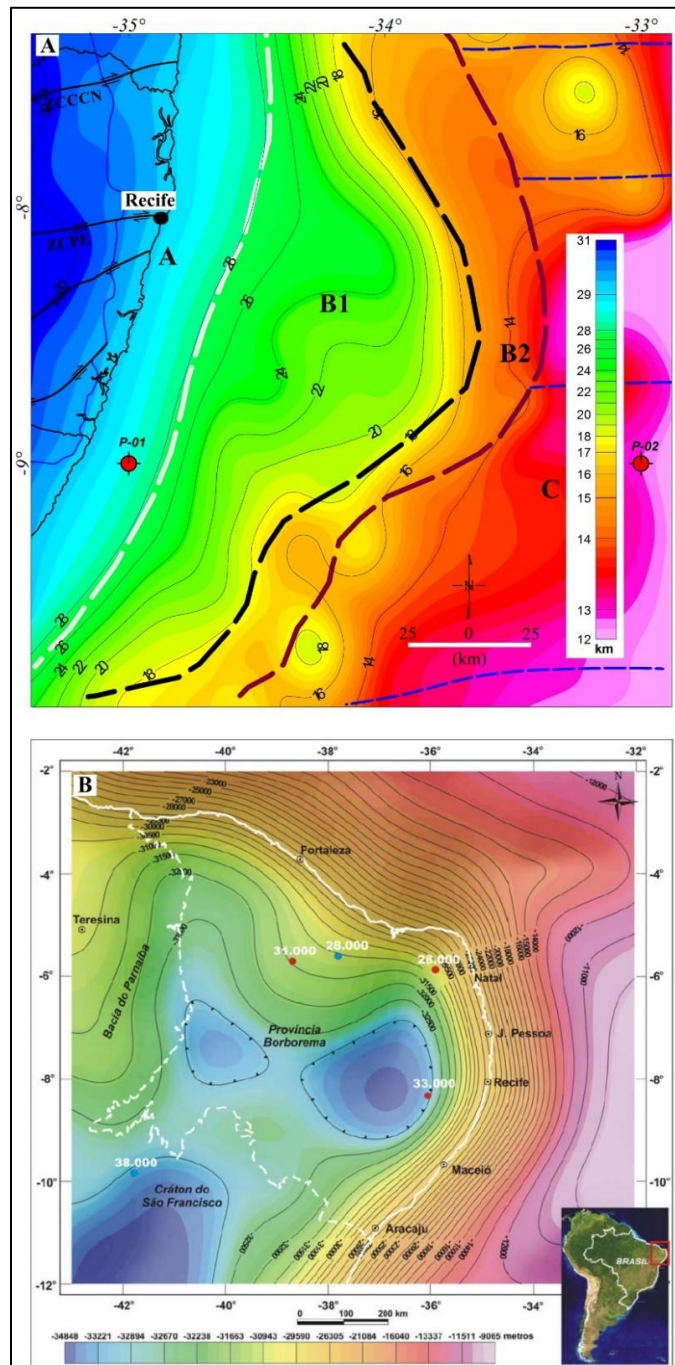
5 DISCUSSÕES

A partir da interpretação e da modelagem dos dados geofísicos na área de estudo, as características regionais dos domínios crustais que compõem BPE observadas. Os modelos geofísicos permitiram uma análise regional completa a respeito das variações das propriedades físicas e da relação dessas com os aspectos tectono-magmáticos de cada domínio que compõe a BPE. Desta maneira, a partir da integração das assinaturas geofísicas, dos modelos geofísicos e dos gradientes gravimétricos e magnético as discussões serão focadas na análise dos padrões de distribuição das principais estruturas tectônicas regionais, na influência dos processos magmáticos e da herança tectônica dos blocos crustais do embasamento e a estimativa da posição da COB, bem como a relação dessas no contexto exploratório do potencial petrolífero da BPE.

5.1 ANÁLISE DA ESTIMATIVA DAS PROFUNDIDADES DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC

O mapa de profundidades da Moho (Figuras 27 e 36A) foi comparado com o mapa de inversão da Moho (Figura 36B) proposto por Oliveira (2008). Ambos os mapas apresentam uma boa correlação na porção continental, entretanto na região oceânica, eles diferem em aproximadamente 2 e 4 km. Isso ocorre devido ao fato do mapa da inversão da Moho (Figura 36B) haver o vínculo de suavidade proveniente das anomalias Bouguer e da espessura elástica efetiva de 25 km, onde no modelo de Airy-Heiskanen as compensações isostáticas são locais. Além dos dados gravimétricos, dois pontos do modelo *Crust 2.0* com as profundidades da Moho foram obtidos para a área de pesquisa (um ponto na área de crosta continental e outro na área de crosta oceânica) (Figura 36A). O *Crust 2.0* se trata de um modelo global que fornece por meio da compilação de dados sismológicos as profundidades para as crostas superior, média e inferior, e para manto litosférico com resolução de $2^\circ \times 2^\circ$. As diferenças de profundidades da Moho obtidas pelo método de Airy-Heiskanen e pelo modelo *Crust 2.0* foram de 3,2 km na área continental (ponto P-01) e 0,3 km na porção oceânica (ponto P-02).

Figura 36 - Mapa de profundidades da Moho, obtidas a partir da aplicação do método de Airy-Heiskanen (A). Os pontos vermelhos representam as posições das estimativas das profundidades da Moho pelo modelo *Crust 2.0*. Para a legenda dos mapas, consultar a Figura 18 e as linhas pretas contínuas na área oceânica marcam as profundidades da Moho com intervalos de 2 km. Mapa de profundidades da Moho obtido por inversão gravimétrica (B) por Oliveira (2008). O intervalo de contorno é de 500 m no continente e 1 km na região oceânica. Os pontos vermelhos na PB são estimativas de espessura da crosta, obtidas por processamento de dados tele-sísmicos (FRANÇA *et al.*, 2006). O ponto azul na PB é uma estimativa da espessura crustal baseada na interpretação sísmica de reflexão profunda (MATOS, 1992).



Fonte: O Autor, 2019.

5.2 HERANÇA GEOLÓGICA DO EMBASAMENTO, CONFIGURAÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA E TIPO DE MARGEM RIFTEADA

A partir da interpretação conjunta dos mapas e modelos geofísicos dos setores crustais e suas características geométricas é proposto um mapa geológico interpretativo, ilustrando os diferentes domínios e estruturas geofísicas que envolvem a área de estudo (Figura 37). Com isso, a caracterização geofísica permitiu uma análise mais completa a respeito da estrutura crustal e das propriedades físicas associadas a cada setor arquitetural que compõe a BPE.

Segundo Mohn *et al* (2012), a configuração dos domínios arquiteturais em margens passivas do tipo *magma-poor* exhibe características de zonas de transição crustal. Nesses casos, com a deformação progressiva exercida pela distensão litosférica, a crosta continental do domínio proximal (~30 km de espessura) transita lateralmente para as situações dos domínios de *necking* e distal sendo estiradas e afinadas, onde a crosta continental no domínio distal é afinada até menos do que 10 km de espessura. Por meio da análise integrada dos mapas geofísicos da BPE (Figuras 29, 30, 31, 32 e 33), podemos constatar a propagação das zonas de cisalhamento (representadas pelos lineamentos magnéticos E-W e NE-SW) que se apresentam continuidade lateral desde a porção emersa não associado a tectônica rifte até a zona de transição entre os domínios de *necking* e distal. Além dessas, há a presença dos altos estruturais de Maragogi, Maracatu, Gaibú e Itamaracá nas regiões de águas profundas e ultra-profundas que apresentam lineamentos magnéticos com continuidade lateral. Esses altos estruturais provavelmente representam blocos crustais resistentes aos processos de afinamento crustal e funcionaram como barreiras para a propagação do rifte, balizando a transição da localização da deformação ao longo do PP. Com isso, a herança tectônica do Domínio Sul, representados pelos complexos Belém do São Francisco, Cabrobó, pelos Batólitos e pelas vastas zonas de cisalhamento que compõem o embasamento adjacente da BPE em sua porção emersa, representa um controle tectono-estrutural fundamental para a evolução tectônica desta região nordeste da margem continental brasileira.

Os processos tectônicos de deformação aliado a atividade magmática e a reologia das unidades do embasamento durante os processos de afinamento crustal induzem os fenômenos de exumação e serpentinização do manto, formação de corpos máficos de crosta inferior e intrusão e extrusão magmática ao longo do desenvolvimento da margem rifteada e controlam as extensões laterais dos domínios marginais (BUGGE *et al.*, 1980; GERNIGON *et al.*, 2003; GERNIGON *et al.*, 2004; GERNIGON *et al.*, 2006; OLESEN *et al.*, 2010; STANTON *et al.*, 2019; WANGEN *et al.*, 2011). Desta forma, o domínio de *Necking* envolve uma boa parte da crosta afinada do PP e apresenta comprimento variável, onde nas porções Sul e Norte em

direção aos contatos com as Bacias de Alagoas e da Paraíba, respectivamente, o PP desenvolveu uma zona de *Necking* encurtada (~ 45 km) em comparação a desenvolvida na região central (~ 80 km). Esta variação geométrica pode ocorrer devido as seguintes possibilidades: (1) haver maior espessura de crosta dúctil, onde o *Necking* é mais largo em contraste com regiões onde há maior espessura de crosta rúptil, desenvolvendo *Necking* curto; (2) interação das unidades do embasamento com magmatismo sin-rifte que auxilia a crosta a se comportar de forma dúctil devido ao aumento de temperatura.

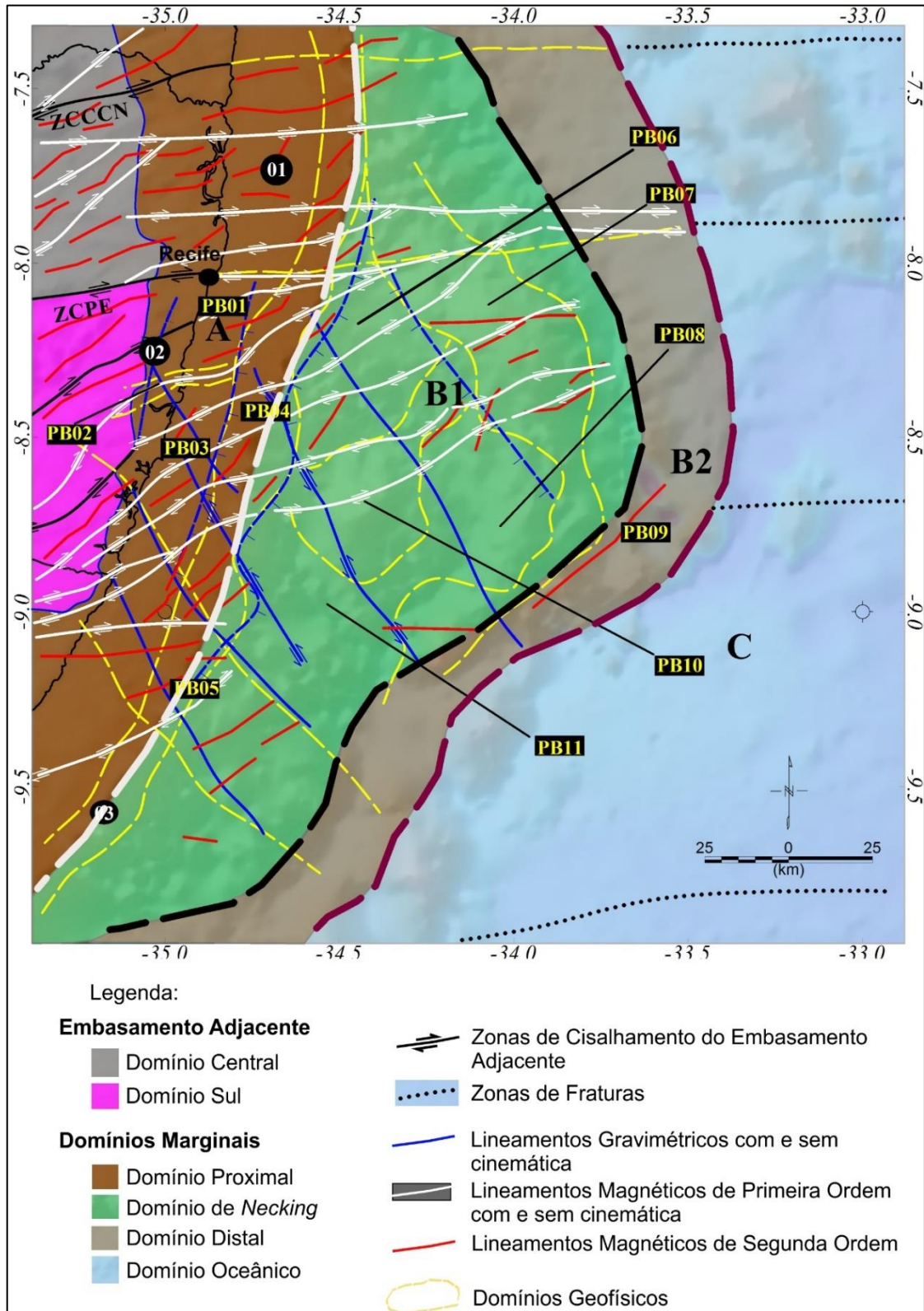
Wilson *et al* (2003) propuseram a existência de crosta hiperafinada na Bacia de Rio Muni, margem conjugada da BPE (LIMA FILHO; BARBOSA, 2010), devido ao estilo de abertura oblíqua desta margem. Oliveira (2018) por meio das estimativas do fluxo térmico e do gradiente geotérmico calculadas pelo processamento digital da superfície de Curie que variaram entre 40 a 64 mW/m² e 19 a 29 ° C/km, respectivamente, e a integração com dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos pré-existentes na BPE evidenciam um possível controle tectono-estrutural tanto das unidades do embasamento quanto das interações com os fenômenos magmáticos que afetaram a BPE. Essa configuração geofísica foi observada em várias margens passivas e estão associadas a combinação da herança petrológica do embasamento (cinturões metamórficos de alto grau, metaperidotitos e cinturões ígneos Proterozoicos, por exemplo) e a possível interação com as condições tectono-magmáticas sin-rifte e pós-rifte (NIRRENGARTEN *et al.*, 2014). Com essa situação, devido à ascensão da Moho na área de influência dos domínios marginais dão origem aos mecanismos de domação magmática (COBBOLD *et al.*, 2001; GOMES *et al.*, 2002, 2008).

Na BPE, o soerguimento de feições do embasamento, gerando os altos estruturais, representados pelos altos de Maragogi, Maracatu, Gaibú, Itamaracá e Marginais, apresentando anomalias magnéticas reduzidas ao polo e gravimétricas Ar-livre positivas com altas amplitudes (Figuras 29A, 29B e 30B) podem estar associadas a passagem de anomalias térmicas (possíveis *hotspots* Santa Helena ou Ascensão), as quais podem ter afetado fortemente a crosta continental da BPE durante o Aptiano e o Albiano. Vale salientar que os modelos geofísicos na região das zonas de *Necking* e Distal do PP (Figuras 32 e 33) apresentam blocos crustais com altas densidades médias (~ 2,91 g/cm³) e susceptibilidades magnéticas médias (~ 0,035 e 0,065 SI), os quais sugerem a interação com intrusivas máficas.

A BPE se desenvolveu em um estilo de afinamento progressivo da crosta continental com magmatismo sin-rifte e/ou pós-rifte associado. A configuração estrutural da BPE apresenta uma relação oblíqua entre a trama estrutural do embasamento proterozoico (zonas de cisalhamento orientadas para E-W e NE-SW, evidenciados pelos lineamentos magnéticos) e a

trama desenvolvida pela abertura da BPE (falhas normais e de transferência orientadas para NNE-SSW e NW-SE, respectivamente, elucidadas principalmente pelos lineamentos gravimétricos) (Figura 37). A falta de evidências de *seaward dipping reflectors* (SDRs), mas com indícios significativos de intrusões magmáticas máficas nos domínios de crosta afinada, evidenciados nos mapas gravimétricos, magnetométricos e nos modelos de campos potenciais (Figuras 29 a 35) indicam fortemente que a configuração crustal da BPE apresenta similaridades com margens passivas do tipo intermediárias ou transicionais (RESTON, 2009; ZALÁN, 2015).

Figura 37 - Mapa geológico interpretativo com as tendências estruturais geofísicas interpretadas e a distribuição dos elementos arquiteturais da Bacia de Pernambuco. A linha azul contínua marca o contato entre as rochas adjacentes do embasamento (cores rosa e cinza) não associadas à tectônica rifte e ao domínio proximal (setor A).



Fonte: O Autor, 2019.

5.3 DOMÍNIOS CRUSTAIS E POTENCIAL EXPLORATÓRIO DA BACIA DE PERNAMBUCO

Considerando os aspectos envolvidos para a maturação de hidrocarbonetos (anomalia térmica crustal e armadilhas estruturais) nas zonas proximal, de *necking* e distal da BPE, as extensões e as variações das características geofísicas e estruturais dentro dos setores A e B tornam-se importantes em termos de potencial exploratório (Figura 37). A extensão lateral desses domínios de crosta continental apresenta cerca de 100-180 km até a COB. O setor B, por exemplo, apresenta relações diretas com processos tectono-magmáticos que induziram o afinamento e enfraquecimento crustal. Desta forma, considerando a forma como ocorrem as variações na espessura crustal ao longo deste setor, sugere-se que estas foram causadas por uma ascensão suave do Manto em resposta ao mecanismo de rifteamento, causando assim, importantes variações nas propriedades físicas dos blocos crustais do embasamento da BPE, como podemos observar nos mapas e modelos geofísicos (Figuras 28, 29, 30, 31, 34 e 35).

Levando em consideração os aspectos geométricos e as propriedades físicas dos domínios crustais da BPE em relação ao cenário exploratório, duas principais análises podem ser correlacionadas: 1) a BPE desenvolveu expressivas espessuras da cobertura sedimentar (5-8 km) tanto na parte *onshore* quanto *offshore*, como podemos observar nos mapas e modelos geofísicos (Figuras 32, 33, 34 e 35) e nos trabalhos prévios (GOMES *et al.*, 2000; GOMES, 2005; OLIVEIRA, 2013); 2) os processos tectônicos de rifteamento e o magmatismo associado geraram uma margem com a deformação progressiva, associadas a baixas taxas de abertura em relação as fases de evolução da bacia (desenvolvendo crostas estirada e afinada) e a formação de altos estruturais do embasamento e centros vulcânicos (GOMES *et al.*, 2000; GOMES, 2005; OLIVEIRA, 2013; BUARQUE *et al.*, 2016), sendo esses últimos associados a regiões elevadas no relevo submerso com anomalias gravimétricas e magnéticas reduzidas ao polo positivas e de alta amplitude (altos de Gaibú, Maracatu e Itamaracá, por exemplo) (Figuras 29 e 30B).

A partir da combinação da i) espessura da cobertura sin-rifte (~2 km) (Figuras 34 e 35) e a evidência de estruturas de sal dispostas em escala quilométrica na porção *offshore* (HOGGET *et al.*, 2017); ii) o magmatismo associado e o desenvolvimento dos altos estruturais (Figuras 29 a 33) sugerindo associação com blocos densos e ferromagnéticos) (Figuras 29 e 30B) similares aos da Bacia de Santos (GOMES *et al.*, 2002; GOMES *et al.*, 2008) e a consequente formação de plataformas carbonáticas sobre estes como já evidenciadas na BPE (BUARQUE *et al.*, 2017), tornam o potencial econômico da BPE significativo do ponto de vista da arquitetura interna da bacia e evolução termal (OLIVEIRA 2018).

6 CONCLUSÕES

A interpretação dos mapas e modelos geofísicos permitiu diferenciar a estrutura crustal da Bacia de Pernambuco (BPE) em três setores: setor A (domínio proximal); setor B (domínios de *necking* e distal); setor C (domínio oceânico). A modelagem geofísica dos blocos crustais do embasamento que compõem esses domínios foram caracterizados por variações em suas respectivas espessuras. No setor A, a crosta continental apresenta espessuras entre 27,0 e 23,5 km. O setor B apresenta variações em torno de 23,5 a 8,5 km, marcando assim a transição entre os domínios de *necking* (espessuras maior do que 10 km) e distal (espessuras menor ou igual a 10 km). O setor C representa uma crosta oceânica com espessuras de aproximadamente 7,5 a 8,0 km.

As assinaturas geofísicas da distribuição lateral dos domínios crustais são marcadas por diferentes padrões de anomalias gravimétricas e magnéticas. Nos setores de crostas continentais estiradas e afinadas, as anomalias magnéticas, as suas respectivas derivadas e as soluções de Euler revelam claramente os padrões estruturais das zonas de cisalhamento das unidades do embasamento da BPE, dispostos principalmente na direção ENE-WSW. Em contrapartida, as anomalias gravimétricas Ar-livre e sua derivada vertical mostram um padrão estrutural oblíquo associados às falhas normais (orientação dos lineamentos gravimétricos para NNE-SSW) e de transferência (orientação dos lineamentos gravimétricos para NW-SE) com relação às estruturas tectônicas (zonas de cisalhamento) do embasamento (orientação dos lineamentos magnéticos para ENE-WSW). Na porção do Platô de Pernambuco (PP) há uma série de elevações topográficas marcadas por assinaturas magnéticas reduzidas ao polo (RTP) e gravimétricas (AAL) positivas e formação de nuvens das soluções de Euler, com geometrias circulares e elípticas que representam os altos estruturais do embasamento, possivelmente associados com intrusões magmáticas máficas. No setor de crosta oceânica, as assinaturas gravimétricas são caracterizadas por uma série de anomalias positivas relacionadas à formação dos montes submarinos. Estas indicam uma correlação entre a disposição geográfica dos montes submarinos e a terminação oeste das zonas de fraturas no limite com o domínio Distal.

A transição entre os setores A e B da margem continental da BPE é marcada por uma quebra abrupta da plataforma continental, formando uma escarpa íngreme no contato com o domínio de crosta afinada. As estimativas de profundidades dos embasamentos sísmico e magnético no PP mostram que os domínios estirado e afinado apresentam grábens com espessuras sedimentares expressivas (5-7 km). A transição da crosta continental do domínio distal para a crosta oceânica (COB) está localizada a uma distância máxima de

aproximadamente 180 km a partir da linha de costa e se dá por meio de uma segunda escarpa que compõe o limite leste na zona afinada.

Associando as seguintes características: i) tectônicas, desenvolvendo uma sequência rifte com espessuras em torno de 1,5 e 3,0 km; ii) magmáticas, responsáveis pela intrusão, contaminação e soerguimento do embasamento, além da distribuição de centros vulcânicos ao longo da BPE; iii) a falta de *seaward dipping reflectors*, duas analogias podem ser feitas integrando os dados obtidos pela tese com informações da literatura: 1) a estrutura crustal da BPE apresenta características similares com as margens passivas tipo transicionais; 2) combinando o potencial exploratório dos altos estruturais desenvolvidos no domínio distal da Bacia de Santos, no sudeste do platô de São Paulo, e ao desenvolvimento de plataformas carbonáticas, camadas e diápiros de sal e estruturas vulcânicas, podemos dizer que a mesma configuração existe na BPE, especialmente na região do PP. Desta forma, uma vez que não existem poços estratigráficos na porção *offshore* da BPE, o presente estudo se caracteriza por um ganho significativo na compreensão dos processos evolutivos e econômicos.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. O Planalto da Borborema na Paraíba. Fotografias e comentários. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v. 13, p. 54- 73, 1953.
- ABBASS, A.; MALLAM, A. Estimating the thickness of sedimentation within lower Benue Basin and Upper Anambra Basin, Nigeria, using both spectral depth determination and Source Parameter Imaging. **ISRN Geophysics**, Turim, v. 2013, p. 1–10, 2013.
- ADAM, C.; VIDAL, V.; ESCARTÍN, J. 80-Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic). **Earth Planet. Sci. Lett.**, Pasadena, v. 261, n. 3, p. 432–442, 2007.
- ALHEIROS, M.; LIMA FILHO, M. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 10, p. 77–88, 1991.
- ALMEIDA, C.; CRUZ, L.; JARDIM DE SÁ, E.; VASCONCELOS, P.; MEDEIROS, W. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Atlântico Sul. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 167–180, 2005.
- ALMEIDA, F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.; FUCK, R. Províncias Estruturais Brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, **Anais[...]**. Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- AMARAL, A.; MENOR, E. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., 1979, Natal, **Anais[...]**. Natal: SBG, 1979. p. 251-269.
- ARAUJO, C.; WEINBERG, R.; CORDANI, U. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, Potsdam, v. 26, n. 2, p. 157–168, 2013.
- ASMUS, H. Geologia da margem costeira brasileira. *In*: SCHOBENHAUS C. (COORD.) GEOLOGIA DO BRASIL: TEXTO EXPLICATIVO DO MAPA GEOLÓGICO DO BRASIL E DA ÁREA OCEÂNICA ADJACENTE INCLUINDO DEPÓSITOS MINERAIS, ESCALA 1:2.500.000, 1984, Brasília, **Anais[...]**. Brasília: DNPM, 1984. 1 CD-ROM.
- BRITO NEVES, B.; ALMEIDA, F.; HASUI, Y. The upper precambrian of South America. **Boletim IG/USP**, São Paulo, v. 7, p. 45–80, 1976.
- BALMINO, G.; VALES, N.; BONVALOT, S.; BRIAIS, A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. **Journal of Geodesy**, Bonn, v. 86, n. 7, p. 499–520, 2012.
- BARBOSA, J.; LIMA FILHO, M. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, p. 287–306, 2006.

BARBOSA, J.; MAIA, M.; LIMA FILHO, M.; MAGALHÃES, J.; CORREIA, O. 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 CONFERENCE AND EXHIBITION, 2014, Houston, Anais[...]*. Houston: AAPG, 2014. 1 CD-ROM.

BARBOSA, J.; MORAIS, D.; NETO, J. Nova metodologia de integração geológico-geofísica regional, com aplicação experimental na bacia sedimentar de Pernambuco e norte de Alagoas. **Relatório de Atividades**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, E&P ESP.

BARBOSA, José Antônio. **Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. 2004. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARBOSA, José Antônio. **Deposição carbonática na faixa costeira recife-natal, NE do Brasil: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos**. 2007. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

BLAICH, O.; TSIKALAS, F.; FALEIDE, J. Northeastern Brazilian margin: Regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modelling. **Tectonophysics**, Paris, v. 458, n. 1, p. 51–67, 2008.

BRITO NEVES, B.; SANTOS, E.; VAN SCHMUS, W. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In: CORDANI, U.G; ET AL. (EDS.), TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA, INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, Anais[...]*. Rio de Janeiro: SBG, 2000. 1 CD-ROM.

BRITO NEVES, Benjamin Bley. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. 1975. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.

BUARQUE, B.; BARBOSA, J.A.; MAGALHÃES, J.; OLIVEIRA, J.; CORREIA, O. Post-rift volcanic structures of the Pernambuco Plateau, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 70, p. 251–267, 2016.

BUARQUE, B.; BARBOSA, J.; OLIVEIRA, J.; MAGALHÃES, J.; CORREIA, O. Carbonate Buildups in the Pernambuco Basin, NE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 89, n. 2, p. 841–857, 2017.

BUENO, G. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203–229, 2004.

BUGGE, T.; PRESTVIK, T.; ROKOENGEN, K. Lower Tertiary volcanic rocks off Kristiansund - Mid Norway. **Marine Geology**, Aix-en-Provence, v. 35, n. 4, p. 277–286, 1980.

CAIXETA, J.; FERREIRA, T.; MACHADO, D.; TEIXEIRA, J.; ROMEIRO, M. Albian rift Systems in Northeastern Brazilian margin: an example of rifting in hyper-extended continental crust. *In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE, 7., 2014, Istanbul, Anais[...]*. Istanbul: AAPG, 2014. 1 CD-ROM.

CASTRO, C.; MABESOONE, J. Relevo do Nordeste: Feições principais. **Universidade**

Católica de Pernambuco, Centro de Ciências Sociais, Recife. **Série Geomorfologia**, p. 61–84, 1980.

COBBOLD, P.; MEISLING, K.; MOUNT, V. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1925–1944, 2001.

CÓRDOBA, V.; JARDIM DE SÁ, E.; SOUSA, D.; ANTUNES, A. Bacia de Pernambuco-Paraíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 391–403, 2007.

CORREIA, Osvaldo. **Análise de estruturas compressãois na região onshore da Bacia Pernambuco, NE do Brasil - possíveis influências no potencial petrolífero**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

CRUZ, L. **Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco**. 2002. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2002.

DANNEMILLER, N.; LI, Y. A new method for determination of magnetization direction. **Geophysics**, Turim, v. 71, p. 69–73, Society of Exploration Geophysicists 2006.

DE CASTRO, D.; FUCK, R.; PHILLIPS, J.; VIDOTTI, R.; BEZERRA, F.; DANTAS, E. Crustal structure beneath the Paleozoic Paraíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdã, v. 614, p. 128–148, Elsevier 2014.

DE CASTRO, D.; OSAKO, L.; SOARES, J.; FUCK, R.; LIMA, V. Gravity and Deep Seismic Transects across the Precambrian Borborema Province, NE Brazil. *In*: SEG ANNUAL MEETING, 81., 2011, San Antonio, **Anais[...]**. San Antonio: SEG, 2011. 1 CD-ROM.

DUPRÉ, S.; CLOETINGH, S.; BERTOTTI, G. Structure of the Gabon Margin from integrated seismic reflection and gravity data. **Tectonophysics**, Paris, v. 506, n. 1, p. 31–45, 2011.

EBBING, J.; LUNDIN, E.; OLESEN, O.; HANSEN, E. The mid-Norwegian margin: a discussion of crustal lineaments, mafic intrusions, and remnants of the Caledonian root by 3D density modelling and structural interpretation. **Journal of the Geological Society**, Londres, v. 163, p. 47–59, 2006.

FAINSTEIN, R.; MILLIMAN, J. Structure and Origin of Three Continental-Margin Plateaus, Northeastern Brazil. **The American of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 63, n. 2, p. 218–238, 1979.

FEIJÓ, F. Bacia de Pernambuco-Paraíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 143–147, 1994.

FRANÇA, G.; ASSUMPCÃO, M.; FERREIRA, J. O estudo da crosta no NE do Brasil, usando função Receptor. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 20., 2006, Natal, **Anais[...]**. Natal: SBGF, 2006. 1 CD-ROM.

GARDNER, G.; GARDNER, L.; GREGORY, A. Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps. **Geophysics**, Turim, v. 39, p. 770–780, 1974.

GEOSOFT. **Oasis Montaj 7.5 Mapping and Processing System**. Quick Start Tutorials. **Relatório de Atividades**. Geosoft Incorporated.

GERNIGON, L.; LUCAZEAU, F.; BRIGAUD, F.; RINGENBACH, J.; LEGALL, B. Large-scale geodynamic modelling of the Norwegian margin: quantitative relationships between magmatism, extension and crustal structure. In: E.G.U. (Ed.), European Geosciences Union (EGU) 1st General Assembly, **Anais**, 2004.

GERNIGON, L.; RINGENBACH, J.; PLANKE, S.; LE GALL, B.; JONQUET-KOLSTO, H. Extension, crustal structure and magmatism at the outer Voring Basin, Norwegian margin. **Journal of the Geological Society**, Londres, v. 160, p. 197–208, 2003.

GERNIGON, L.; RINGENBACH, J.; PLANKE, S.; LE GALL, B. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Voring Basin (Norway). **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, v. 21, p. 363–372, 2004.

GOLONKA, J.; BOCHAROVA, Y. Hot spot activity and the break-up of Pangea. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol**, Cincinnati, v. 161, p. 49–69, 2000.

GOMES, P.; GOMES, B.; PALMA, J.; JINNO, K.; SOUZA, J. Ocean-continent transition and tectonic framework of the oceanic crust at the continental margin of Northeast Brazil: results of LEPLAC Project. **American Geophysical Union**, Washington, v. 15, p. 261–291, 2000.

GOMES, P.; KILSDONK, B.; MINKEN, J.; GROW, T.; BARRAGAN, R. The outer high of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: Pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. *In*: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1., 2008, Cape Town, **Anais[...]**. Cape Town: AAPG, 2008. 1 CD-ROM.

GOMES, P.; PARRY, J.; MARTINS, W. The outer high of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: tectonic setting, relation to volcanic events and some comments on hydrocarbon potential. *In*: AAPG HEDBERG CONFERENCE, 1., 2002, Stavanger, **Anais[...]**. Stavanger: AAPG, 2002. 1 CD-ROM.

GOMES, H. **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Mapa geológico do Estado de Pernambuco, escala 1:500.000**. CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.

GOMES, P. **Tectonismo, vulcanismo, sedimentação e processos erosivos no segmento nordeste da margem continental brasileira**. 2005. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

GOUSSEV, S.; PEIRCE, J. Magnetic basement: gravity-guided magnetic source depth analysis and interpretation. **Geophysical Prospecting**, Hoboken, v. 58, p. 321–334, 2010.

GRANOT, R.; DYMENT, J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 414, p. 156–163, 2015.

GRANT, F.; DODDS, J. **MAGMAP FFT processing system development notes**. Paterson

Grant and Watson Limited. **Relatório de Atividades.**

HEINE, C.; BRUNE, S. Oblique rifting of the Equatorial Atlantic: Why there is no Saharan Atlantic Ocean. **Geology**, Barcelona, v. 42, n. 3, p. 211–214, 2014.

HEISKANEN, W.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. ed. W.H. Freemann & Co: São Francisco e Londres, 1967. 364 p.

HOGGET, M.; JONES, S.; JONES, T.; RESTON, T.; BARBOSA, J.; RIBEIRO, V.; MORT, H. Reinterpretation of the tectonics and formation of the Pernambuco Plateau Basin, NE Brazil. *In*: EUROPEAN GEOSCIENCES UNION, 2017, Viena, **Anais[...]**. Viena: EGU, 2017. 1 CD-ROM.

JACKSON, M.; CRAMEZ, C.; FONCK, J. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implicatins for salt tectonics and source rocks. **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, v. 17, n. 4, p. 477–498, 2000.

JARDIM DE SÁ, Emanuel. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. 1994. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ E; FUCK R.; MACEDO M.; KAWASHITA K. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem Norte do Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 4, p. 472–480, 1992.

KARNER, G.; DRISCOLL, N. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. **Geological Society Special Publication**, Londres, v. 153, p. 11–40, 1999.

KEGEL, W. O conglomerado de Cabo. **Univ. do Recife, Escola Geol; Arq. Geol**, v. 1, p. 23–36, 1959.

LASKE, G.; MASTERS, G.; REID, C. **CRUST 2.0: A new global crustal model at 2° × 2°**. 2000, Disponível em <http://igppweb.ucsd.edu/gabi/crust2.html>.

LI, X. On the use of different methods for estimating magnetic depth. **Journal of Geodesy**, Bonn, v. 22, p. 1090–1099, 2003.

LIMA, M.; BERROCAL, J.; SOARES, J.; FUCK, R. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 58, p. 335–349, 2015.

LIMA FILHO, M.; BARBOSA, J. The peculiar tectono-stratigraphic evolution of the eastern margin of Northeast Brazil, and its African Counterpart. *In*: CENTRAL & NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE, 2., 2010, Lisboa, **Anais[...]**. Lisboa: Resumos Expandidos, 2010. 1 CD-ROM.

LIMA FILHO, M.; PEDROSA, F.; MEDEIROS, A.; BRITO, M.; ARAÚJO, R.; NÓBREGA, V.; MOTTA, J. Geologia da Bacia do Cabo - PE. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro, **Anais[...]**. Rio Claro: SBG, 1994. 1 CD-ROM.

- LIMA FILHO, Mário Ferreira. **Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco**. 1998. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- LONG, L.; SIAL, A.; NEKVASIL, H.; BORBA, G. Origin of Granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Cambridge, v. 92, p. 341–350, 1986.
- MABESOONE, J.; CASTRO C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1976, Recife **Anais[...]**. Recife: SBG, 1976. 1 CD-ROM.
- MAGALHÃES, J.; OLIVEIRA, J.; BARBOSA, J.; LIMA FILHO, M. Continental oceanic crustal transition in the Paraíba Basin platform, NE Brazil. **Estudos Geológicos**, Recife, v. 23, n. 2, p. 125–139, 2013.
- MAGALHÃES, J.; OLIVEIRA, J.; BARBOSA, J.; LIMA FILHO, M. Characterization of the ocean-continent transition in the Paraíba Basin and Natal Platform region, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 481–496, 2014.
- MAIA, Fernanda. **Revisão estratigráfica do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2012.
- MARTELET, G.; PERRIN, J.; TRUFFERT, C.; DEPARIS, J. Fast mapping of magnetic basement depth, structure and nature using aeromagnetic and gravity data: combined methods and their application in the Paris Basin. **Geophysical Prospecting**, Hoboken, v. 61, p. 857–873, 2013.
- MATOS, R. M. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, Dallas, v. 11, n. 4, p. 766–791, 1992.
- MILLER, H.; SINGH, V. Potential Field tilt - A new concept for location of potential field sources. **Applied Geophysics**, Pequim, v. 32, p. 213–217, 1994.
- MIZUSAKI, A.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, P.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 15, p. 183–198, 2002.
- MOHN, G.; MANATSCHAL, G.; BELTRANDO, M.; MASINI, E.; KUSZNIR, N. Necking of continental crust in magma poor rifted margins: evidence from fossil Alpine Tehys margins. **Tectonics**, Dallas, v. 31, p. 1–28, 2012.
- MÜLLER, R.; ROEST, W.; ROYER, J.; GAHAGAN, L.; SCLATER, J. Digital isochrons of the world's ocean floor. **J. Geophys. Res.**, Dallas, v. 102, p. 3211–3214, 1997.
- NABIGHIAN, M. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, Turim, v. 37, p. 507–517, 1972.

NASCIMENTO, Marcos. **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**. 2003. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2003.

NEVES, S.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J.; MARIANO, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, Estocolmo, v. 149, p. 197–216, 2006.

NEVES, S.; MONI, P.; BRUGUIER, O.; SILVA, J. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 3, p. 129–146, 2012.

NEVES, S. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, Dallas, v. 22, p. 10–31, 2003.

NGAKO, V.; NJONFANG, E.; AKA, F.; AFFATON, P.; NNANGE, J. 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 Sci.**, Oklahoma, v. 45, n. 3, p. 241–256, 2006.

NIRRENGARTEN, M.; GERNIGON, L.; MANATSCHAL, G. Lower crustal bodies in the Møre volcanic rifted margin: Geophysical determination and geological implications. **Tectonophysics**, Paris, v. 636, p. 143–157, 2014.

NOUTCHOGWE, C.; KOUMETIO, F.; MANGUELLE-DICOUM, E. Structural features of South Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: hydrogeological implications. **Compt. Rendus Geosci**, Paris, v. 342, p. 467–474, 2010.

O'NEIL, C.; MUELLER, D.; STEINBERG, B. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hotspot reference frames. **Geochem.Geophys.Geosys**, Roma, v. 6, n. 4, p. 1525–2027, 2005.

OLESEN, B.; EBBING, J.; GELLEIN, J.; GERNIGON, L.; KOZIEL, J.; LAURITSEN, T.; MYKELBUST, R.; PASCAL, C.; SAND, M.; SOLHEIM, A.; USOV, S. New aeromagnetic and gravity compilations from Norway and adjacent areas - methods and applications. *In: PETROLEUM GEOLOGY CONFERENCE*, 7., 2010, Londres, **Anais[...]**. Londres: GSL, 2010. 1 CD-ROM.

OLIVEIRA, R.; MEDEIROS, W. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 37, p. 60–76, 2012.

OLIVEIRA, Jefferson Tavares. **Análise integrada de dados geofísicos da transição crustal (continente - oceano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil**. 2013. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013.

OLIVEIRA, Jefferson Tavares. **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 hyper-estendida**. 2018. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

OLIVEIRA, Roberto Gusmão. **Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

PAVLIS, N.; HOLMES S.; KENYON S.; FACTOR J. An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008. *In: GENERAL ASSEMBLY OF THE EUROPEAN GEOSCIENCES UNION*, 2008, Viena, **Anais[...]**. Viena: EGU, 2008. 1 CD-ROM.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATASCHAL, G.; OSMUNDENSEN, P. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, v. 43, p. 21–47, 2013.

PEYVE, A.; SKOLOTNEV, S. Systematic variations in the composition of volcanic rocks in tectono-magmatic seamount chains in the Brazil Basin. **Geochem. Int**, Moscou, v. 52, n. 2, p. 111–130, 2014.

POLÔNIA, J. **Geometria e cinemática do Rifte do Cabo, litoral Sul do Estado de Pernambuco**. 1997. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

RAND, H.; MABESOONE, J. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. **Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology**, Cincinnati, v. 38, p. 163–183, 1982.

REID, A.; ALLSOP, J.; GRANSER, H.; MILLETT, A.; SOMERTON, I. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. **Geophysics**, Turim, v. 55, p. 80–91, 1990.

RESTON, T. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and central Atlantic: a synthesis. **Tectonophysics**, Paris, v. 468, p. 6–27, 2009.

ROCHA, D. **Programa levantamento geológico básico do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional. Escala 1/100.000 (folha SC.25.V-A-II-vitória)**. Estado de Pernambuco. Brasília DNPM/CPRM.

ROEST, W.; VERHOEF, M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics**, Turim, v. 57, p. 116–125, 1992.

SALAKO, K. Depth to basement determination using Source Parameter Imaging (SPI) of Aeromagnetic Data: An application to Upper Benue Trough and Borno Basin, Northeast, Nigeria. **Academic Research International**, Bhawalpur, v. 5, n. 3, p. 74–86, 2014.

SANDWELL, D.; MÜLLER, R.; SMITH, W.; GARCIA, E.; FRANCIS, R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. **Science**, Nova

Iorque, v. 346, p. 65–67, 2014.

SANTOS, E. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39., 1996, Salvador, **Anais[...]**. Salvador: SBG, 1996. 1 CD-ROM.

SIAL, A.; LONG, L.; BORBA, G. Cretaceous Magmatic Province of Cabo, Pernambuco, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 4, p. 667–673, 1988.

SIAL, A. The post-paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 299–311, 1976.

SILVA FILHO, A.; GUIMARÃES, I.; VAN SCHMUS, W. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research**, Pequim, v. 5, n. 2, p. 409–422, 2002.

SIMPSON, R.; JACHENS, R.; BLAKELY, R.; SALTUS, R. A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States with a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. **Journal of Geophysical Research**, Dallas, v. 91, p. 8348–8372, 1986.

SOUZA, Z.; VASCONCELOS P.; NASCIMENTO, M.; SILVEIRA, F.; PAIVA, H.; DIAS, L.; VIEGAS, M.; GALINDO, A.; OLIVEIRA, M. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário no NE do Brasil. *In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA*, 42., 2004, João Pessoa, **Anais[...]**. João Pessoa: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

SPECTOR, A.; GRANT, F. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, Turim, v. 35, n. 2, p. 293–302, 1970.

STANTON, N.; KUSZNIR, N.; GORDON, A.; SCHMITT, R. Architecture and Tectono-magmatic evolution of the Campos Rifted Margin: Control of OCT structure by basement inheritance. **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, v. 100, p. 43-59, 2019.

STICA, J.; ZALÁN, P.; FERRARI, A. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, Sgonico, v. 50, p. 1–21, 2014.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geology**, Barcelona, v. 40, n. 2, p. 139–142, 2012.

THOMPSON, D. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**, Turim, v. 47, p. 31–37, 1982.

THURSTON, J.; SMITH, R. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPITM method. **Geophysics**, Turim, v. 62, n. 3, p. 807–813, 1997.

TORSVIK, T.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophys. J. Int.**, Bochum, v. 177, p. 1315–1333, 2009.

VAN SCHMUS, W.; BRITONEVES, B.; WILLIAMS, I.; HACKSPACHER, P.; FETTER, A.; DANTAS, E.; BABINSKI, M. The Serido Group of NE Brazil: a late Neoproterozoic, pre-collisional flysch basin in west Gondwanaland- insights from Shrimp U-Pb detrital zircons ages. **Precambrian Research**, Estocolmo, v. 127, p. 287–327, 2003.

VAN SCHMUS, W.; BRITO NEVES, B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, Cidade do México, v. 8, n. 3/4, p. 267–288, 1995.

Verduzco, B.; Fairhead, J.; Green, C.; MacKenzie, C. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge**, Austin, v. 23, p. 116–119, 2004.

WANGEN, M.; MJELDE, R.; FALEIDE, J. The extension of the Voring margin (NE Atlantic) in case of different degrees of magmatic underplating. **Basin Research**, Bergen, v. 23, p. 83–100, 2011.

WILSON, M.; GUIRAUD, R. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to recent times. **Tectonophysics**, Paris, v. 213, n. 1–2, p. 203–225, 1992.

WILSON, M. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? **Geological Society Special Publication**, Londres, v. 68, p. 241–255, 1992.

WILSON, P.; TURNER, J.; WESTBROOK, G. Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modelling: Equatorial Guinea, West Africa. **Tectonophysics**, Paris, v. 374, p. 19–40, 2003.

WITTWER, T.; KLEES, R.; KURT, S.; BERNHARD, H. Ultra-high degree spherical harmonic analysis and synthesis using extended-range arithmetic. **Journal of Geodesy**, Bonn, v. 82, n. 4–5, p. 223–229, 2008.

ZALÁN, P. Similarities and Differences between Magma-Poor and Volcanic Passive Margins – Applications to the Brazilian Marginal Basins. *In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 14., 2015, Rio de Janeiro, **Anais[...]**. Rio de Janeiro: SBGF, 2015. 1 CD-ROM.