

**APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS AEROMAGNÉTICOS NA
CARACTERIZAÇÃO DE FALHAS SISMOGÊNICAS NO NORDESTE DO BRASIL**

Autora:

Gilsijane Vieira Ramos

Orientador:

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)

Co-orientador:

Prof. Dr. Joaquim Mendes Ferreira (PPGG/UFRN)

Dissertação N.º 207 / PPGG

Natal- RN, Julho/2018

**APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS AEROMAGNÉTICOS NA
CARACTERIZAÇÃO DE FALHAS SISMOGÊNICAS NO NORDESTE DO BRASIL**

Autora:

Gilsijane Vieira Ramos

Dissertação de mestrado apresentada em 12 de julho de 2018 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN) como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica com área de concentração em Geofísica.

Banca Examinadora

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN - Orientador)
Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira (UFCG - Examinador Externo)
Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros (PPGG/UFRN - Examinador Interno)

Natal- RN, Julho/2018

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN

Sistema de Bibliotecas - SISBI

Catálogo de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Ramos, Gilsijane Vieira.

Aplicação de levantamentos aeromagnéticos na caracterização de falhas sismogênicas no Nordeste do Brasil / Gilsijane Vieira Ramos. - 2018.

86f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2018.

Orientador: Francisco Hilário Rego Bezerra.

Coorientador: Joaquim Mendes Ferreira.

1. Geofísica - Dissertação. 2. Propriedades magnéticas - Dissertação. 3. América do Sul - Dissertação. 4. Sismicidade e tectônica - Dissertação. 5. Fraturas - Dissertação. 6. Riscos de terremotos - Dissertação. I. Bezerra, Francisco Hilário Rego. II. Ferreira, Joaquim Mendes. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.3

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a Deus pela saúde, sabedoria e paciência nas adversidades da vida. Em todos os momentos de dificuldade, os quais foram muitos e ele não me deixou falhar. “Porque para Deus não haverá causas impossíveis em todas as suas promessas”. Lucas 1:37.

Ao meu orientador Francisco Hilário Rego Bezerra, por todo apoio e paciência durante meu período como aluna, bolsista e orientanda, desde a elaboração do plano de trabalho até o artigo final. Sem sua orientação este trabalho não seria possível. Como também agradeço ao co-orientador Joaquim Mendes Ferreira, pela identificação de detalhes que necessitavam ser concertados no decorrer dos resultados dessa dissertação.

Ao professor David Lopes de Castro pela paciência e por sempre me receber para tirar dúvidas sobre software, na hora do processamento dos dados aqui apresentados. E ao professor Aderson, por fazer parte das considerações do meu trabalho.

Gostaria de agradecer também a instituição UFRN especialmente ao Laboratório de Sismologia - LABSIS, por oferecer toda estrutura de excelência para uma universidade federal, bem como a oportunidade de ter vivenciado e usufruído esse sistema de ensino.

Agradeço ao meu namorado, também geofísico, Isaac Vinícius, por colaborar comigo em todos os momentos difíceis que passei no decorrer do mestrado, dando-me força e estímulo para seguir adiante.

Aos meus queridos colegas de mestrado: Alex Tito e Elisângela Amaral, pelo companheirismo, amizade e ajuda em horas de desespero.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) por ceder os dados geofísicos, onde os mesmos foram utilizados no presente trabalho, para as duas áreas de pesquisa.

Ao Programa de Formação em Geologia, Geofísica e Informática no Setor de Petróleo e Gás (PRH-229-Petrobras/UFRN), coordenado pelo professor Aderson Farias do Nascimento, pelo apoio financeiro ao projeto de pesquisa.

RESUMO

A presente pesquisa compreende a integração de dados geofísicos, sísmológicos e geológicos no domínio Setentrional da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Essa região apresenta áreas com importantes registros de atividades neotectônicas. Além disso, é vista como uma das áreas mais sísmicamente ativas na região intraplaca da América do Sul. As definições sobre quais estruturas foram reativadas ainda são motivos de debate. O principal objetivo desse estudo é investigar a correlação entre sísmicidade e a trama estrutural do embasamento cristalino Pré-cambriano para a área epicentral das falhas Riacho Fundo e Samambaia. As falhas apresentam direção E-W e NE-SW, respectivamente, e exibem uma cinemática transcorrente dextral. Os dados magnéticos foram processados, usando as mais variadas aplicações de filtros, a fim de encontrar o que melhor contribuisse com a investigação da reativação da trama estrutural dúctil. Nossa investigação mostrou uma correlação entre a trama do embasamento cristalino e a sísmicidade, a qual foi feita a partir da comparação da sísmicidade com lineamentos magnéticos. Na área da falha Riacho Fundo, a trama estrutural dúctil indica que a foliação regional é orientada na direção E-W, correlacionando dessa forma com a orientação da zona de epicentros e diques de basalto. Na região da falha Samambaia, a análise da trama estrutural indica que a foliação regional é orientada para NE-SW, o que coincide com a orientação dos epicentros e veios de quartzo-calcedônia. Além disso, em ambas as regiões foram aplicados filtros para encontrar as possíveis profundidades das fontes magnéticas, associadas as falhas e correlacionadas com a zona de hipocentros regional. Com o *Matched Filter*, para a área da falha Riacho Fundo conseguimos obter quatro profundidades: Profunda ~ 2.7 – 7.2 km, Intermediária (1) ~ 1.2 – 2.6 km, Intermediária (2) ~ 0.4 – 1.1 km e Rasa ~ 0.0 – 0.3 km; o mesmo foi feito para a área da falha Samambaia, as quatro profundidades encontradas para as fontes magnéticas foram: Profunda ~ 2.4 - 7.5 km, Intermediária (1) ~ 0.6 - 2.3 km, Intermediária (2) ~ 0.3 - 0.5 km, e Rasa ~ 0.0 - 0.2 km. Baseado nesses dados, podemos observar que essa correlação pode indicar uma reativação de estruturas e da trama estrutural preexistente para ambas as áreas.

Palavras-chave: Propriedades magnéticas; América do Sul; Sísmicidade e tectônica; Fraturas, falhas e zonas de deformação de alta tensão; Trama estrutural magnética e anisotropia; Riscos de terremoto.

ABSTRACT

The present research includes the integration of geophysical, seismological and geological data in the Northern domain of Borborema Province, Northeast of Brazil. This region presents areas with important records of neotectonic activities, and is seen as one of the most seismically active areas in the intraplate region of South America. The definitions in detail of the region and on which structures have been reactivated are still reasons for debate. The main aim of this study is to investigate the correlation between seismicity and the fabric of the Precambrian crystalline basement for the epicentral area of the Riacho Fundo and Samambaia faults. The faults present E-W and NE-SW trend, respectively, and exhibit a dextral transcurrent kinematics. The magnetic data were processed using the most varied filter applications in order to find the one that best correlated to contribute to the investigation of the reactivation of the basement fabric. Our investigation showed a correlation between the crystalline basement fabric and seismicity, which was done by comparing seismicity with interpreted magnetic lineaments. In the area of the Riacho Fundo fault, Granite Meruoca, the ductile fabric pattern indicates that the regional foliation is E-W-trending, correlating with the orientation of the epicenters zone. In the Samambaia fault region, the analysis of the basement fabric indicates that the regional foliation is NE-SW-trending, which coincides with the orientation of the epicenters and the quartz-chalcedony veins. In addition, in both regions, filters were applied to find the possible depths of the magnetic sources, associated with the faults and correlated with the regional hypocenters zone. With the Matched Filter, for the area of the Riacho Fundo fault we can obtain four depths: Deep ~ 2.7 - 7.2 km, Intermediate (1) ~ 1.2 - 2.6 km, Intermediate (2) ~ 0.4 - 1.1 km and Shallow ~ 0.0 - 0.3 km; the same was done for the area of the Samambaia fault, the four depths found for the magnetic sources were: Deep ~ 2.4 - 7.5 km, Intermediate (1) ~ 0.6 - 2.3 km, Intermediate (2) ~ 0.3 - 0.5 km, and Shallow ~ 0.0 - 0.2 km. Based on these data, we can observe that this relationship may indicate a reactivation of structures and the preexisting fabric for both areas.

Keywords: Magnetic properties; South America; Seismicity and tectonics; Fractures, faults, and high strain deformation zones; Magnetic fabrics and anisotropy; Earthquake hazards.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
ÍNDICE	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABELAS	XI
LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS	XII
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	13
1.1 APRESENTAÇÃO	13
1.2 JUSTIFICATIVA	14
1.3 LOCALIZAÇÕES DAS ÁREAS DE ESTUDO	15
1.4 OBJETIVOS	16
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1 A PROVÍNCIA BORBOREMA	18
2.2 DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ – FALHA RIACHO FUNDO.....	19
2.3 EMBASAMENTO DA BACIA POTIGUAR – FALHA SAMAMBAIA.....	23
CAPÍTULO 3 - SISMICIDADE INTRAPLACA	27
3.1 SISMICIDADE INTRAPLACA NO BRASIL	27
3.2 SISMICIDADE INTRAPLACA DO NORDESTE	28
CAPÍTULO 4 - MÉTODOS.....	30
4.1 CONCEITOS BÁSICOS	30
4.2 O USO DE DADOS MAGNÉTICOS NA IDENTIFICAÇÃO FALHAS.....	33
4.3 BANCO DE DADOS	34
4.3 PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS.....	35
CAPÍTULO 5 - ARTIGO SUBMETIDO.....	42
ABSTRACT	43
5.1 INTRODUCTION	44
5.2 GEOLOGICAL SETTING.....	44
5.2.1 The Borborema Province.....	45
5.2.2 The Médio Coreaú Domain and the seismogenic Riacho Fundo fault	45
5.2.3 The Rio Grande do Norte Domain and the Samambaia Fault	46
5.3 MATERIALS AND METHODS	47
5.3.1 Seismological data.....	48

5.3.2 Airborne Magnetic Survey and data processing.....	49
5.4 CORRELATION BETWEEN THE RIACHO FUNDO AND THE BASEMENT FABRIC	49
5.4.1 Magnetic signatures and Lineaments.....	51
5.4.2 Depth estimates	51
5.5 CORRELATION BETWEEN THE SAMAMBAIA FAULT AND BASEMENT FABRIC ..	52
5.5.1 Magnetic signatures and Lineaments.....	53
5.5.2 Depth estimates	53
5.6 DISCUSSION	54
5.7 CONCLUSION.....	56
REFERENCES.....	57
FIGURES	64
TABLE.....	73
CAPÍTULO 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização e Mapa Geológico simplificado do domínio Norte da Província Borborema (modificado de Caby, 1989; Santos et al., 2008; Van Schmus et al., 2008).	16
Figura 2.1: Mapa da Província Borborema com as principais zonas de cisalhamento (Modificado de Assumpção et al., 2016; de Castro et al., 2008 e o relevo extraído do software GeoMapApp 3.6.6).	19
Figura 2.2: Mapa Geológico do Granito Meruoca no Domínio Médio Coreaú sobreposto à topografia – Província Borborema, NE Brasil (Modificado de Santos et al., 2008).	22
Figura 2.3: Dique na direção E-W coincidindo com a direção da sismicidade.	23
Figura 2.4: Mapa geológico sobreposto a topografia na região da falha Samambaia (Bacia Potiguar) (Modificado de Bezerra et al., 2007, 2014).	25
Figura 2.5: (A) Presença de veios silicificados NE-SW, (B) Veios de quartzo e calcedônia paralelos a direção da falha Samambaia.	26
Figura 4.1: Representação gráfica dos elementos do campo geomagnético (Modificado de Rocha, 2009).	31
Figura 4.2: Campo Geomagnético da terra (retirado de Mouritsen, 2015).	32
Figura 4.3: Visualização do espaçamento entre as Linhas de Voo com direção de 0°Az (N-S).	34
Figura 4.4: Fluxo de processamento de dados magnéticos.	36
Figura 4.5: Representação gráfica dos elementos do campo geomagnético (Compilado de Rocha, 2009).	37
Figura 4.6: Espectro de Potência Radial Médio dos dados de anomalia magnética reduzida ao polo magnético. Estão apresentadas estimativas de profundidades do topo das fontes.	39
Figura 4.7: Ajuste linear do espectro radial de potência baseando-se nos segmentos de retas traçados na figura 4.6.	39
Figure 5.1: Geological map of the northern portion of the Borborema Province showing the main tectonic domains and major Precambrian shear zones (modified from Santos et al., 2008; Arthaud et al., 2008; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves et al., 2014) and location of study areas. Inset: The South America Continent. TL: Transbrasiliano Lineament, JR: Jaibaras Rift.	64
Figure 5.2: Geological map of the Meruoca Granite and surrounding units (modified from Santos et al. 2008; Moura et al. 2014). Epicenters of the 2008 earthquake sequence are	

from Oliveira <i>et al.</i> (2010) and Moura <i>et al.</i> (2011). Inset: stress field derived from the inversion of the focal mechanisms after Oliveira <i>et al.</i> (2015).	65
Figure 5.3: Figure 3. Geological map of the Samambaia Fault epicentral area at the eastern border of the Potiguar Basin, NE Brazil (modified from Bezerra <i>et al.</i> 2007, 2014). Inset: stress field derived from the inversion of the focal mechanism by Ferreira <i>et al.</i> (1998). Location in Fig. 1.	66
Figure 5.4: Matched Filtered magnetic anomaly maps (A) Deep ~ 2.7 – 7.2 km with hypocenters, (B) Intermediate (1) ~ 1.2 – 2.6 km with hypocenters, (C) Intermediate 2 ~ 0.4 - 1.1 km, (D) Shallow ~ 0.0 – 0.3 km.	67
Figure 5.5: (A) Intermediate 1 anomaly map showing a profile crossing the Meruoca Granite, (B) Correlation between epicenters and magnetic lineaments, (C) Magnetic profile in the epicentral region and PDEPTH solutions. Green line: Intermediate 1 anomaly and Blue line: Horizontal Gradient. RFF: Riacho Fundo fault and MB: Meruoca boundary.	68
Figure 5.6: (A) Analytical signal (AS) solutions obtained along the profile L1 and hypocenters of the Riacho Fundo Fault. (B) Correlation of the hypocenters analytical signal solutions and geological units. The gravity model was developed after Pedrosa Jr. <i>et al.</i> (2017). Location in Fig. 5.	69
Figure 5.7: Matched filtered magnetic anomaly maps: (A) deep ~2.4–7.5 km with hypocenters, (B) intermediate (1) ~0.6–2.3 km with hypocenters, (C) intermediate (2) ~0.3–0.5 km, and (D) shallow ~0.0–0.2 km. The white dots correspond to the hypocenters at each depth interval. The white line corresponds to the boundary between the crystalline basement (south) and sedimentary basin (north).	70
Figure 5.8: (A) Intermediate 1 anomaly map with hypocenters overlaying the map and 10 profiles crossing the Samambaia fault, (B) Correlation between epicenters and magnetic lineaments (C) Magnetic profile in the epicentral region using PDEPTH solutions. Green line: Intermediate 1 anomaly and Blue line: Horizontal Gradient. White line (A) and green line (B) correspond to the boundary between the crystalline basement (south) and sedimentary basin (north).	71
Figure 5.9: (A) Distribution of the Euler deconvolution solutions. (B) Hypocentral data correlated with the product of the Euler deconvolution, with associations to the Samambaia Fault (SF) and Picuí-João Câmara shear zone (PJCSZ).	72

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1: Índice estrutural (IE) para dados magnéticos	40
Table 5.1: Results of stress inversion with focal mechanisms	73

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

LABSIS – UFRN	Laboratório Sismológico da UFRN
Mb	Magnitude de ondas de corpo
H	Intensidade do campo horizontal
σ_1	Tensão máxima
σ_2	Tensão Intermediária
σ_3	Tensão mínima
I	Inclinação
D	Declinação
B	Campo geomagnético
M_r	Magnetização remanescente
χ	Susceptibilidade Magnética
nT	Nanotesla (10^{-9} T)
PDEPTH	Profile Depth to Basement

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O presente trabalho constitui a dissertação de mestrado que integra os requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica do Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esta pesquisa aborda duas principais falhas sismogênicas: Falha Riacho Fundo e Falha Samambaia.

Nesta dissertação, foi efetuado um estudo que envolve o uso de dados aeromagnéticos para correlação entre sismicidade e a trama estrutural do embasamento cristalino. O procedimento adotado utilizou dados geofísicos e geológicos regionais com objetivo de ampliar o conhecimento acerca do arcabouço tectônico e estrutural em amplo intervalo de profundidade, incluindo estruturas do embasamento cristalino e localizações dos hipocentros. O resultado do processamento digital dos dados magnéticos utilizando o *software Oasis Montaj v.8.2*, integrado com os dados sismológicos, proporcionou resultados da análise da reativação das falhas sismogênicas, localizadas no Ceará e Rio Grande do Norte na região nordeste do Brasil.

No primeiro capítulo são apresentadas justificativas, a descrição dos locais de estudo e os objetivos a serem alcançados. O segundo capítulo informa sobre o contexto geológico das duas regiões estudadas e da Província O capítulo três traz informações sobre a sismicidade intraplaca no Brasil e no Nordeste. O quarto capítulo discorre sobre a aplicação de dados magnéticos para a caracterização de falhas e métodos geofísicos aplicados, de acordo com a literatura, e discorre também sobre a metodologia adotada no presente trabalho, levando em consideração o fluxo de processamento e filtros utilizados. No quinto capítulo, os resultados são apresentados em forma de artigo submetido ao *Geophysical Journal International*. O sexto e último capítulo foi reservado às considerações finais dessa pesquisa.

1.2 JUSTIFICATIVA

As placas tectônicas estão em constante movimento, sendo o movimento concentrado nas bordas das placas (Wilson, 1966). Contudo no decorrer dos anos, vem sendo detalhada a ocorrência de sismos em seu interior, indicando que muitas regiões estáveis estão sujeitas em maior ou em menor grau a essas vibrações. Assim, reativações de falhas sismogênicas no embasamento cristalino têm sido registradas em várias regiões intraplaca do mundo como, por exemplo, na área de Faioum – Cairo, Egito (Khalil et al., 2014), Índia (Gowd et al., 1996; Rajendran et al., 1996), Nova Madrid (Liu and Zoback, 1997; Bisrat et al., 2012), na área central do Iran (Nadimi et al., 2016) e no Brasil (e.g., Assumpção et al., 2016). Portanto, para assimilar os fatores e mecanismos envolvidos nos padrões de reativação de falhas sismogênicas é fundamental entender a correlação com a configuração geológica conhecida na superfície e subsuperfície (Rao et al., 2002; Bezerra et al., 2007; Nadimi et al., 2016), a qual é pendente em muitas áreas.

A sismicidade intraplaca tem sido explicada como a reativação de zonas de fraqueza, concentração de esforços, ou ambas (Johnston, 1996). Normalmente, a sismicidade ocorre ao longo de zonas de fraqueza preexistentes como, por exemplo, fraturas (Sykes, 1978), estruturas rifte (Johnston, 1996), intersecção de zonas de fraqueza (Talwani, 1991) e limites de intrusões máficas (Long and Champion, 1977; Campbell, 1978). A partir desses casos, nós podemos concluir que terremotos intraplaca são associados às feições geológicas conhecidas, mas em outros estudos não é dada muita ênfase na correlação de feições geológicas com a sismicidade intraplaca, ao menos em superfície (Talwani, 1991; Assumpção et al., 2004).

Na porção intraplaca da América do Sul, a associação entre sismicidade, tensões tectônicas e configuração geológica tem sido difícil de encontrar. A região tem sido vista comumente como uma região de estabilidade tectônica e baixo risco sísmico comparada às regiões localizadas em borda de placas ou em áreas de alta tensão (Ferreira et al., 2008; Boyce and Morris, 2002). Alguns estudos mostram a correlação entre a trama estrutural do embasamento com a sismicidade no nordeste do Brasil, como Ferreira et al. (1995), correlacionando a sismicidade induzida na área da Barragem Assu às zonas de cisalhamento dúcteis e Bezerra et al. (2007) mostrando que a Falha Samambaia concorda na superfície com veios de quartzo e

enxame de falhas silicificadas. Todavia, pouco se sabe sobre a correlação da sismicidade com a trama estrutural do embasamento cristalino. Além disso, uma investigação mais detalhada da localização e associação das falhas sismogênicas com a foliação metamórfica do embasamento e com as zonas de cisalhamento é necessária.

Com o passar dos anos, um grande avanço foi à investigação de falhas sismogênicas usando uma ampla variedade de métodos. Atualmente, os métodos geofísicos são usados para mapear falhas tanto em terrenos cristalinos, como em terrenos sedimentares (e.g. Jacques et al., 2014, De Castro et al., 2014, Andrades Filho et al., 2014, Curto et al., 2014; Bezerra et al., 2014). Um desses métodos baseia-se no uso de dados magnéticos, os quais têm sido amplamente utilizados para identificar falhas e estabelecer a configuração estrutural em regiões complexas, como por exemplo, Camarões, na África Central (Ndougsa-Mbarga et al., 2012); norte da bacia do Paraná, especificamente, no Lineamento Transbrasiliano (Curto et al., 2014, 2015) e na área de Faioum, Cairo – Egito (Khalil et al., 2014). Esse método vem sendo amplamente empregado devido à praticidade e ao baixo custo de sua aquisição.

Neste trabalho, nós investigamos a correlação entre sismicidade e a trama estrutural do embasamento cristalino para ambas as regiões no nordeste do Brasil, mais precisamente nas áreas das falhas Riacho Fundo e Samambaia. Além disso, nós propomos um melhor detalhamento sobre a real localização e geometria das falhas sismogênicas, e comprovamos uma complexidade estrutural do embasamento cristalino. Assim, pretendemos preencher uma lacuna no que diz respeito a sismicidade reativando a foliação metamórfica do embasamento cristalino.

1.3 LOCALIZAÇÕES DAS ÁREAS DE ESTUDO

O estudo está concentrado em duas áreas epicentrais, relacionadas às falhas Riacho Fundo e Samambaia, ambas situadas na porção norte da Província Borborema (Domínio Médio Coreáú e Domínio Rio Grande do Norte), nordeste do Brasil, mais precisamente nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte, respectivamente (Figura 1). A região da Falha Riacho Fundo, inserida no Granito Meruoca, estende-se entre os paralelos 3° 10'S / 4° 10'S e os meridianos 40° 15' W

/ 40° 45' W e a região Falha Samambaia, inserida na região de João Câmara, estende-se entre os paralelos de 5° 00' S/ 6° 00' S e os meridianos de 36° 00' W / 35° 30' W. Do ponto de vista tectônico, ambas as regiões são configuradas por estruturas dúcteis no embasamento cristalino que apresentam orientação similar as falhas sísmogênicas inseridas no contexto regional

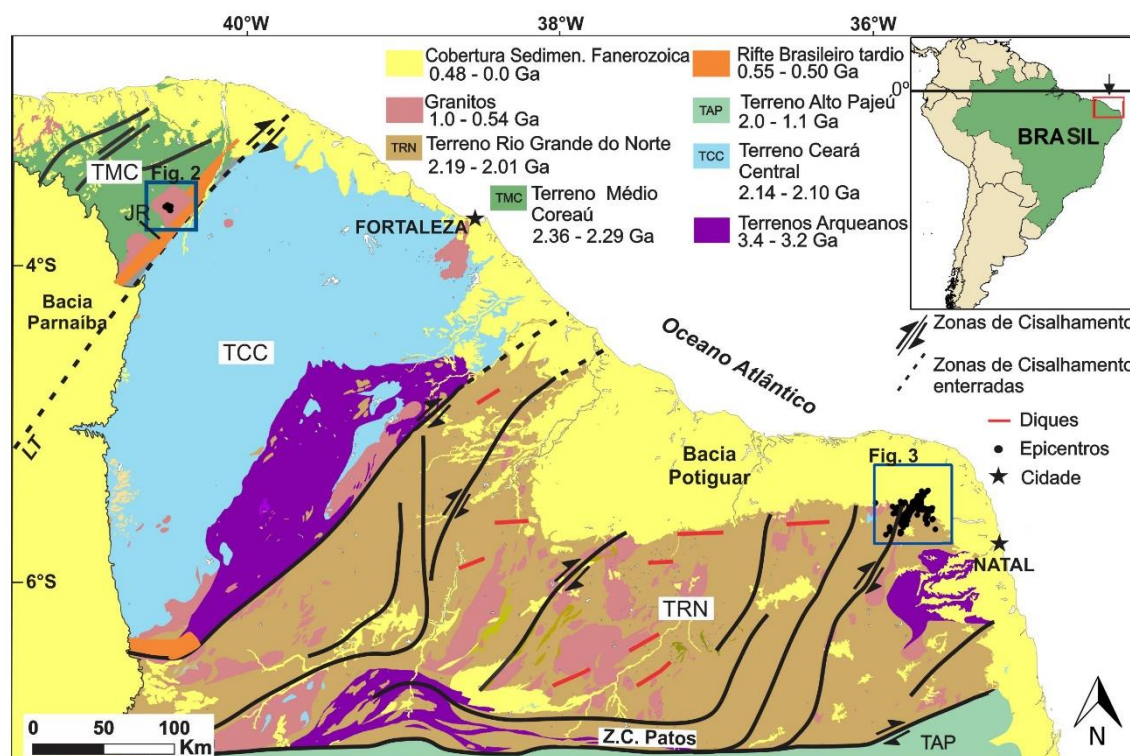


Figura 1.1: Localização e Mapa Geológico simplificado do domínio Norte da Província Borborema (modificado de Caby, 1989; Santos et al., 2008; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves et al., 2014).

1.4 OBJETIVOS

O presente estudo investiga a relação entre a foliação metamórfica do embasamento cristalino e a sismicidade na Falha Riacho Fundo e Falha Samambaia. Assim, iremos caracterizar áreas epicentrais relacionadas às falhas Riacho Fundo e Samambaia. Os dados magnéticos e sismológicos correlacionados são as ferramentas fundamentais, utilizadas para enfatizar contrastes físicos relacionados às feições geológicas e estruturais das áreas de estudo. Para que a meta fosse alcançada, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- I. Determinação da geometria das falhas sismogênicas usando o banco de dados do LabSis - UFRN para determinação do alinhamento de hipocentros;
- II. Determinação de parâmetros de falhas, que incluem a dimensão, atitude e geometria, baseado em dados magnéticos e de campo, respectivamente;
- III. Utilização do método aeromagnético para identificação de falhas e análise em diferentes profundidades das fontes magnéticas;
- IV. Integração de dados geofísicos e geológicos para caracterização geológico-estrutural da área.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 A PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema, no nordeste do Brasil, é uma importante região de sismicidade intraplaca da América do Sul, composta por rochas pré-cambrianas que estão a norte do Cráton São Francisco (Almeida et al., 2000). Limitada a norte pela Margem Continental Atlântica, a sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pela Bacia Parnaíba, a província apresenta diferentes domínios os quais são separados por extensas zonas de cisalhamento (Figura 2.1).

A estruturação regional da Província Borborema constitui um mosaico de diversos blocos arqueanos e paleoproterozoicos, que unidos constituem um embasamento gnáissico-migmatítico, segmentado por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, geradas durante a orogênese brasileira (Brito Neves et al., 2014). De acordo com Van Schmus et al. (2008), os domínios existentes são nomeados: Norte, situado a norte da zona de cisalhamento Patos (ZCP); Transversal, entre a zona de cisalhamento Patos e a Zona de cisalhamento Pernambuco (ZCP e ZCPE); e Sul, situado a sul da zona de cisalhamento Pernambuco (ZCPE) (Figura 2.1).

As regiões de Meruoca (CE) e João Câmara (RN) estão localizadas no domínio norte da Província Borborema (Figura 1.1), onde ocorrem as falhas sismogênicas, denominadas de: a Falha Riacho Fundo e a Falha Samambaia, respectivamente.

O domínio norte da Província Borborema é limitado a norte e a leste pelo oceano Atlântico, a oeste pela Bacia Parnaíba e a sul pelo Lineamento Patos (Figura 1.1). Essa porção envolve três domínios principais: Domínio Rio Grande do Norte (DRN), Domínio Ceará Central (DCC) e Domínio Médio Coreau (DMC). As áreas de estudo são localizadas nos DMC e DRN, respectivamente. A maior parte compreende rochas metamórficas pré-cambrianas, com idades variando do Paleoarqueno ao Neoproterozoico, incluindo a ocorrência de granitoides (Arthaud et al., 2007).

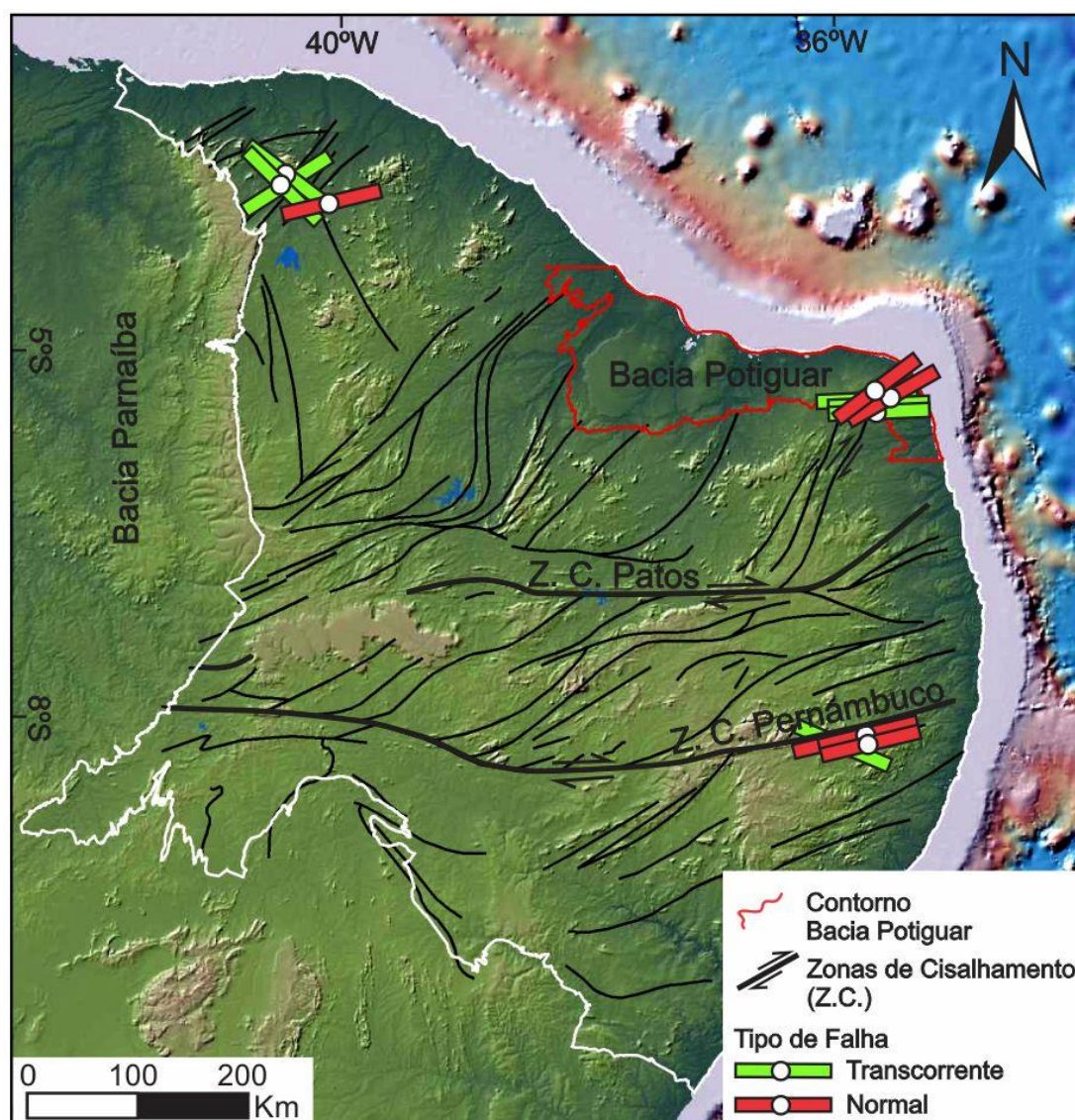


Figura 2.1: Mapa da Província Borborema com as principais zonas de cisalhamento e direções de Compressão horizontal máxima (SHmax) (Modificado de de Castro et al., 2008 e Assumpção et al., 2016; relevo extraído do software GeoMapApp 3.6.6).

2.2 DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ – FALHA RIACHO FUNDO

O Domínio Médio Coreaú - DMC encontra-se na porção noroeste do Estado do Ceará e nordeste do Estado do Piauí e está limitado a leste pelo Lineamento Transbrasiliano (Figura 1.1) (Brito Neves et al., 2000). Este domínio representa a parte noroeste da Província Borborema, constituindo um cinturão colisional brasileiro/Panafricano, originado durante a junção do Gondwana Oeste. Ele possui embasamento Paleoproterozoico composto de gnaisses migmatíticos e granulitos, que estão cobertos por rochas do Paleoproterozoico e Neoproterozoico, intrudidas por granitos sin a pós-tectônicos (Santos et al., 2008; Archanjo et al., 2009). Esse

domínio apresenta ainda diferenças nas texturas e condições metamórficas, sugerindo um evento progressivo deformacional distinto do ocorrido durante a orogenia Neoproterozoica. O limite leste com o Domínio Ceará Central é marcado pelo lineamento Sobral-Pedro II.

O embasamento cristalino da região é constituído de gnaisses, migmatitos e granulitos paleoproterozoicos cobertos por grupos supracrustais tardi paleoproterozoicos e neoproterozoicos, os quais apresentam plutons graníticos brasileiros e anorogênicos (Figura 2.2) (Torquato, 1995; Santos et al., 2007). Suas rochas apresentam quatro estágios deformacionais D1, D2, D3 e D4 (Santos et al., 2004). O estágio D1 ocorreu durante o Paleoproterozoico e atingiu as rochas do Maciço Granja (2.2 – 2.0 Ga). As estruturas desse estágio mostram foliação de baixo ângulo, mergulhando para SE. O estágio D2 (620 – 590 Ma) foi culminado em fácies anfibolito e está impresso nas rochas do Maciço Granja, nos grupos Martinópolis e Ubajara e na sequência Vulcânica Saquinho, sendo no grupo Ubajara e na sequência Saquinho em condições metamórficas inferiores que nas unidades anteriores. Esse estágio mostra foliações de médio a baixo ângulo, mergulhando para SE. O estágio D3 (590 – 560 Ma) é a continuação do estágio D2, apresenta tectônica tangencial, gerando a foliação S3, subvertical, com direção NE-SW a E-W. Durante este estágio foram desenvolvidas importantes zonas de cisalhamento, as quais indicam uma cinemática dextral. O último estágio D4 (565 – 555 Ma), apresenta comportamento dúctil-rútil direcionando-se a movimentos transpressionais, e sua melhor visualização ocorre nos quartzitos do grupo Martinópolis (Santos et al., 2001; Santos et al., 2004).

Segundo Santos et al., (2004) os estágios de deformação foram definidos, sendo o primeiro estágio (D1) resultante do evento Transamazônico entre 2,2 Ga e 2,0 Ga. O segundo estágio (D2) resultante da influência mútua entre a Província Borborema e o cráton Oeste Africano, entre 620 Ma e 590 Ma. O terceiro estágio (D3) sendo representado pelos granitóides com limites cisalhados durante regime transcorrente, entre 590 Ma e 570 Ma. E por fim, o quarto estágio (D4) é definido pela rápida ascensão e resfriamento das rochas granulíticas do embasamento, entre 565 Ma e 555 Ma.

Na área de estudo os corpos de granitos aflorantes, associam-se ao modelo de desenvolvimento tectônico da Orogenia Brasileira, permitindo reconhecer dois grandes grupos de intrusões: sin-orogênicas e pós-orogênicas (Santos et al., 2007; Castro et al., 2012). O Granito Meruoca, por exemplo, está em contato com as rochas do Rifte Jaibaras, não se encontra deformado e é representativo do plutonismo pós-orogênico que ocorreu no DMC (Santos et al., 2008).

Rochas de alto grau metamórfico, como por exemplo, ortognaisses – TTG (tonalito–tronjhemito–granodiorito), migmatitos e granulitos (Santos et al., 2001), presentes no Maciço Granja, constituem os gnaisses do embasamento cristalino desse domínio. Esse domínio também tem segmentos referentes a cinturões vulcano-sedimentares (Grupo Martinópole) (Fetter et al., 2003) e segmentos pelíticos carbonáticos (Grupo Ubajara) neoproterozóicos. Outra sequência de tipos rochosos, relacionava-se a corpos graníticos Neoproterozóicos localizados no extremo sul do DMC, na bacia (Bacia Jaibaras – Grupo Jaibaras) (Torquato et al., 1996; Nogueira Neto, 2000). A presença de outras sequências é indicada por alguns estudos, como por exemplo, a sequência vulcânica Saquinho (Santos et al., 2008), e a presença do Grupo Riacho Sairi (Cavalcante et al., 2003).

A Falha Riacho Fundo encontra-se inserida no contexto geológico do DMC, mais precisamente no interior do Granito Meruoca (Oliveira et al., 2010) (Figura 2.2). O Granito Meruoca compreende principalmente granitos, quartzos sieníticos e granitos feldspato alcalino (Gonçalves, 2006). Segundo, Pedrosa Jr. et al. (2015), na região é perceptível rochas com predomínio de álcali-feldspato granitos próximo à borda sudeste, sienogranitos nas porções mais centrais e intrusões de rochas gabróicas na parte norte (Figura 2.2). Os granitos e gabros têm na maioria das vezes granulação grossa a média e fina a média, respectivamente.

A porção centro-sul do granito é atingida por uma alteração hidrotermal, sendo encontrada nessa porção a maioria das estruturas rúpteis existentes (Moura, 2012). As estruturas mapeadas são resultantes de eventos rúpteis e profundidades diferentes, como diques de diabásio (Oliveira e Morhiak, 2003) (Figura 2.3) e também falhas preenchidas por um material escuro como brechas hidrotermalizadas ricas em hematita e magnetita, sendo um depósito de IOCG (*Iron Oxide-Cooper-Gold*) (Parente et al., 2011).

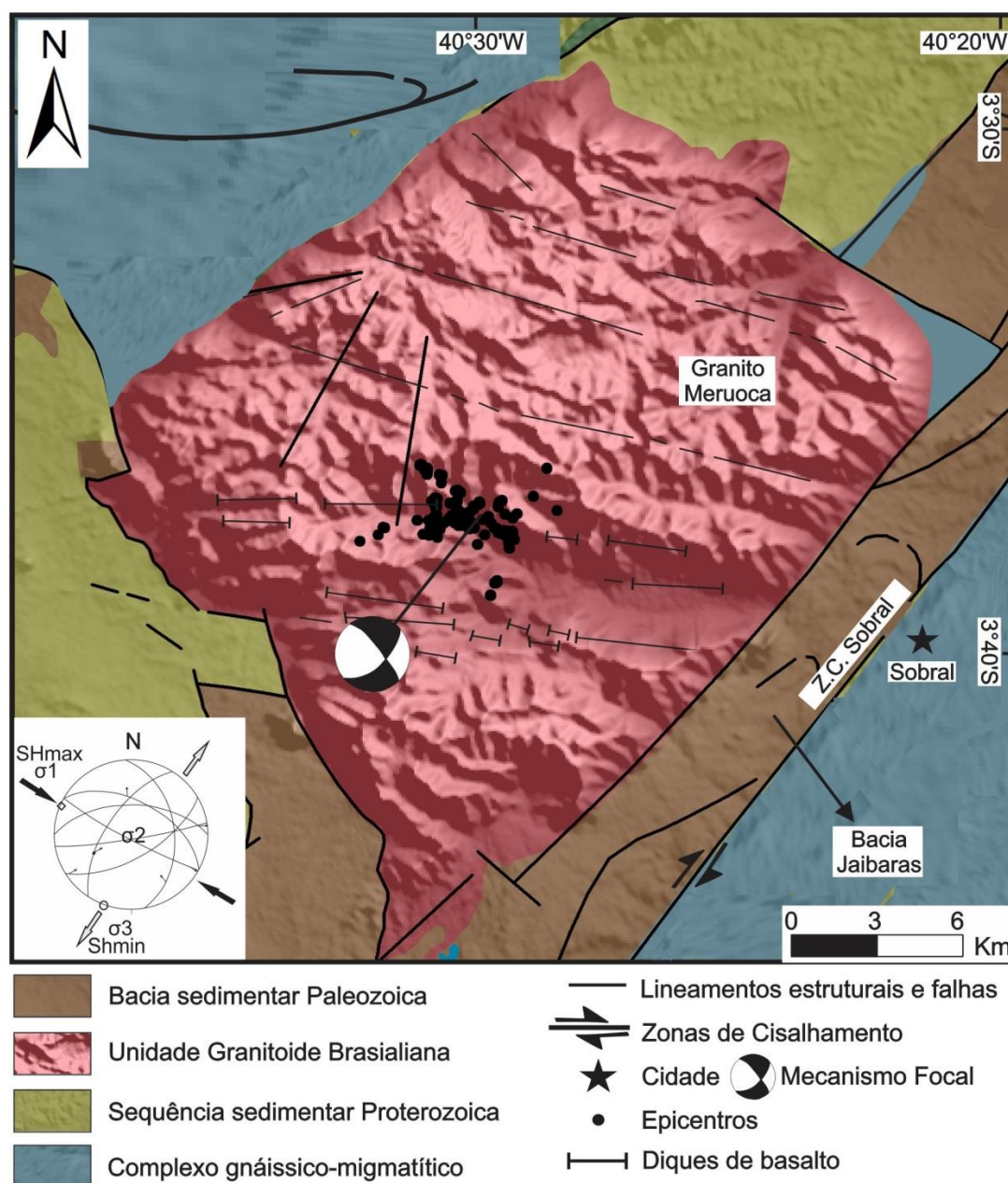


Figura 2.2: Mapa Geológico do Granito Meruoca no Domínio Médio Coreaú sobreposto à topografia – Província Borborema, NE Brasil (Modificado de Santos et al., 2008).



Figura 2.3: Dique na direção E-W coincidindo com a orientação da sismicidade.

2.3 EMBASAMENTO DA BACIA POTIGUAR – FALHA SAMAMBAIA

As rochas situadas no extremo nordeste do Brasil foram distribuídas nas Províncias Borborema e Costeira. O contexto abordado nesse estudo está inserido na Província Borborema, a qual representa o segmento crustal de uma ampla faixa fortemente influenciada por ciclos orogenéticos (Almeida et al., 2000).

A Bacia Potiguar, inserida na Província Borborema é uma bacia rifte de margem passiva e sua evolução sedimentar iniciou no Neocomiano e ocorreu até o Paleogeno/Neogeno (Pessoa Neto et al., 2007; Melo et al., 2016). O regime distensional desta bacia é associado à abertura do oceano Atlântico Sul. Sua seção rifte localizada na porção inferior apresenta falhas normais envolvendo o embasamento cristalino e o vulcanismo básico associado (Matos, 1992). Este último evento está associado ao Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Gomes et al., 1981). O seu embasamento cristalino é formado por rochas pré-cambrianas da Província Borborema, constituído pela amalgamação de blocos crustais arqueanos e proterozoicos compostos por sequências litoestratigráficas de rochas ígneas e metamórficas (Pedrosa Jr. et al., 2010; Bertani et al., 1990).

As reativações das estruturas pré-cambrianas na Bacia do Potiguar ocorreram desde o início do Cretáceo até o período pós-rift no Cenozoico (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Nogueira et al., 2010; Bezerra et al., 2014). A atual sismicidade intraplaca em torno da Bacia Potiguar caracteriza a mais recente reativação de falhas de

estruturas do embasamento cristalino, como por exemplo, a Falha Samambaia em João Câmara (Figura 2.4) (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2007; De Castro et al., 2012).

A Falha Samambaia situa-se na borda leste da Bacia Potiguar, e porção norte da Província Borborema (Figura 1.1), mais especificamente próximo a cidade de João Câmara (Bezerra et al., 2007; Ferreira et al., 2008). A cidade de João Câmara é uma região que envolve rochas sedimentares e embasamento cristalino (Bezerra et al., 2007). Três principais unidades ocorrem no embasamento cristalino: (1) gnaisses do Arqueano ao Paleoproterozoico e migmatitos do grupo Caicó (3.4 - 2.0 Ga); (2) Rochas Neoproterozoicas Supracrustais (650–610 Ma) do grupo Seridó; e (3) Rochas Graníticas Neoproterozoicas (650–500 Ma) (Amaral, 1990; Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2000). O embasamento cristalino é coberto por arenitos cretáceos da Formação Açu e calcários da Formação Jandaíra, arenitos miocênicos da Formação Barreiras, e sedimentos aluviais quaternários (Bezerra et al., 2007). As unidades pré-cambrianas são deformadas por zonas de cisalhamento dúcteis e cruzam diques máficos de direção E-W, pertencentes ao enxame de diques do Rio Ceará-Mirim (Figura 2.4).

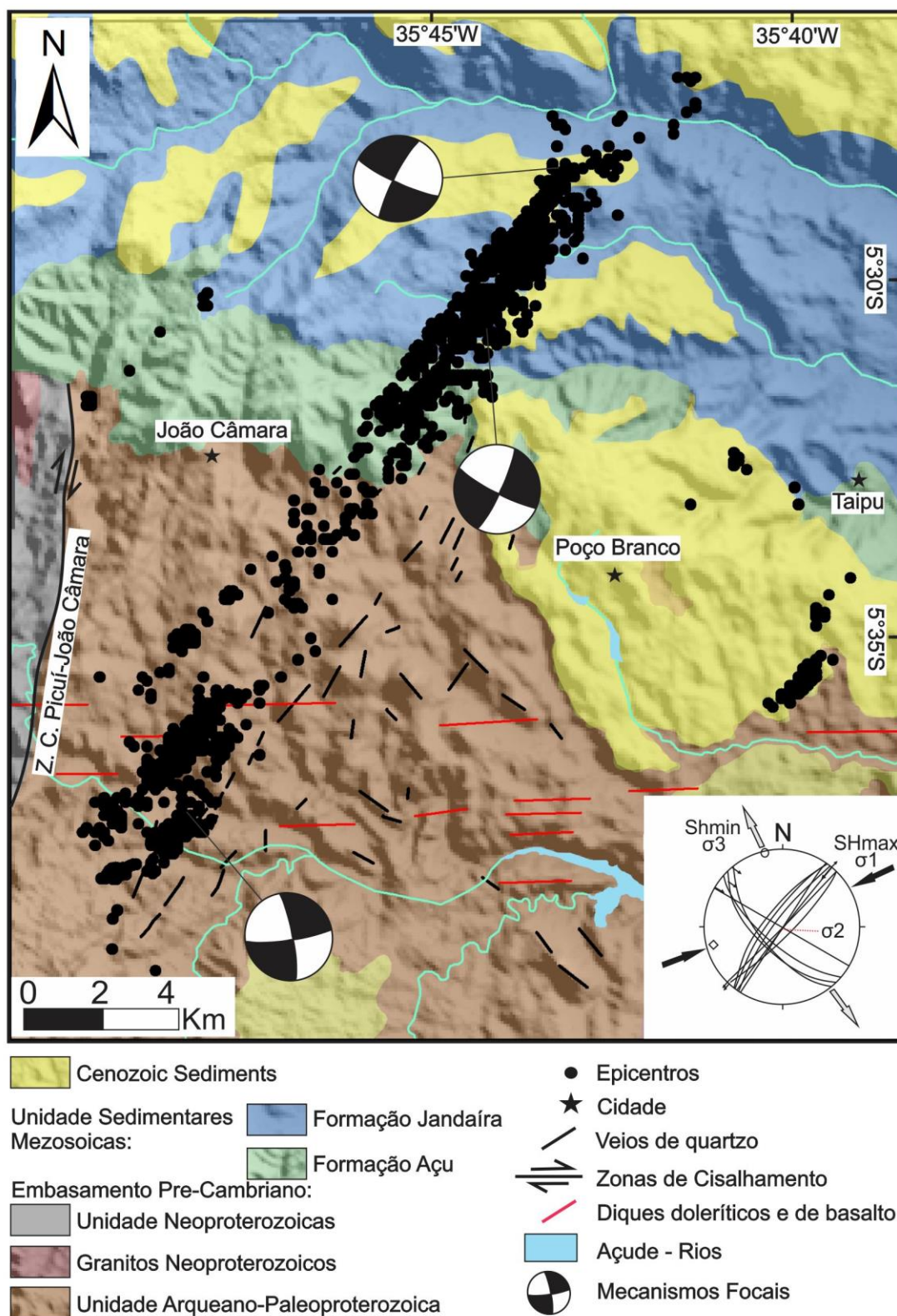


Figura 2.4: Mapa geológico sobreposto a topografia na região da falha Samambaia (Bacia Potiguar) (Modificado de Bezerra et al., 2007, 2014).

Na região de João Câmara as foliações do embasamento em campo são marcantes. Ocorre a existência de veios ácidos silicosos, os quais se destacam na paisagem arrasada e ocorrem paralelos a Falha Samambaia. Estes veios são constituídos por quartzo de granulometria variada e/ou calcedônia, encontrando-se bastante fraturados (Figura 2.5A e 2.5B) e ocorrem principalmente na porção leste da Falha Samambaia. O fato da existência desses corpos alinhados com a zona de sismos colaboraram com a hipótese de Bezerra et al. (2007), que propõem que esses veios possam estar correlacionados com a expressão em superfície da Falha Samambaia. Assim, constata-se que a reativação atual da foliação metamórfica regional se expressa na atividade sísmica da Falha Samambaia.

Além dos veios silicificados, foram encontrados na região blocos de solo laterítico e a presença de calcários. Sedimentos quaternários ocorrem na parte superior, com blocos de solo laterítico.

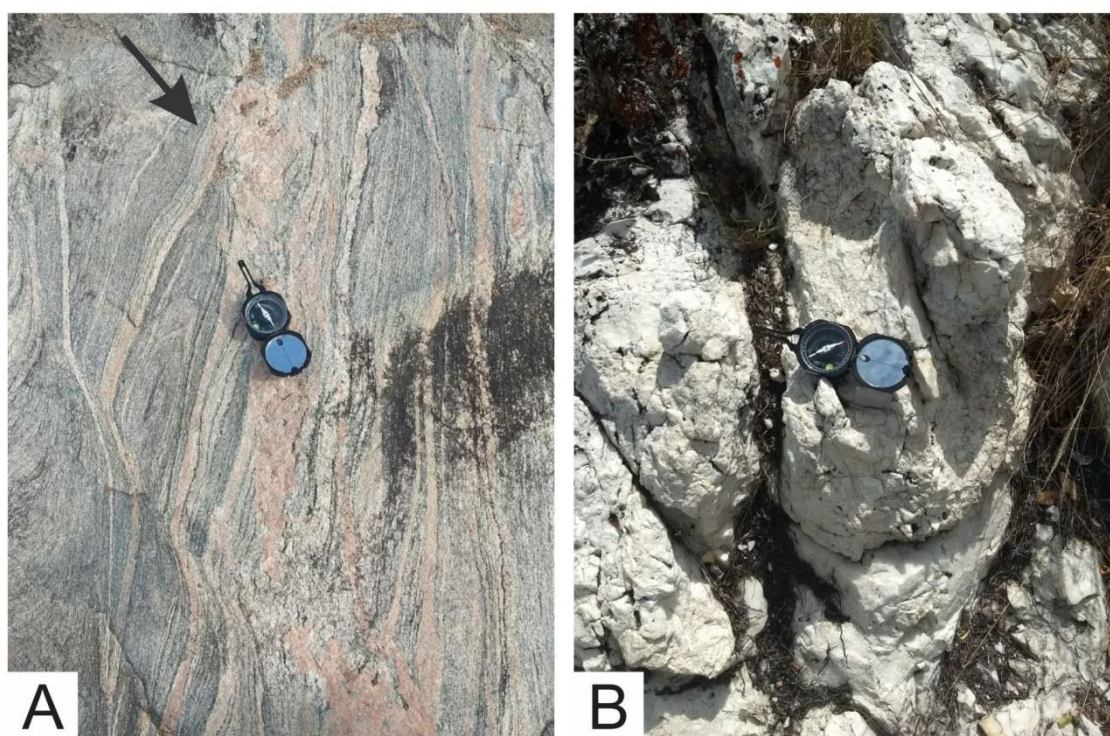


Figura 2.5: (A) Presença de veios silicificados NE-SW, (B) Veios de quartzo e calcedônia paralelos a direção da falha Samambaia.

CAPÍTULO 3 - SISMICIDADE INTRAPLACA

Ao redor de todo o mundo ocorrem dois tipos de sismos ocasionados por fatores tectônicos: sismos interplaca e intraplaca. Os sismos interplacas ocorre ao longo do limite de placas tectônicas e ocorrem em maior frequência em várias regiões do mundo; por outro lado, os sismos intraplacas ocorrem com menos frequência e são menos comuns em comparação aos sismos interplacas (Talwani, 1999).

A compreensão das causas da sismicidade em regiões continentais estáveis é um desafio para a sismologia (Assumpção et al., 2004), visto que muito raramente as rupturas sísmicas chegam até a superfície, e em geral nenhuma correlação é observada entre epicentros e falhas geológicas antigas mapeadas na superfície (e.g., Ferreira et al., 1998).

Assim, muitas hipóteses têm sido propostas para a causa da sismicidade em regiões intraplaca, como pela reativação de planos de fraqueza preexistentes (Sykes, 1978); *fabric* tectônico preexistente (Ferreira et al., 2008); heterogeneidade de materiais (Mishra e Zhao, 2003), dentre outros fatores.

3.1 SISMICIDADE INTRAPLACA NO BRASIL

O Brasil apresenta menor sismicidade do que a observada em bordas de placas, por ocorrer inserido no interior da placa da América do Sul (Bezerra et al., 2011). Até algum tempo atrás era considerado assísmico por não apresentar a ocorrência de sismos destrutivos, mas outros estudos realizados enfocaram que o risco sísmico no país não deve ser desconsiderado, pois existem ocorrências sísmicas em alguns estados principais, como Ceará, Rio Grande do Norte e Mato Grosso (Barros et al., 2009).

Os tremores que ocorrem no Brasil emanam da existência de falhas ocasionadas pelo desgaste da placa tectônica ou são reflexos de terremotos com epicentro em outros países da América Latina (Assumpção et al., 1992). Até o momento os maiores tremores apresentam hipocentros estimados em áreas desabitadas. Como exemplo sismos com $m_b=5.5$, na costa do estado de Santa Catarina, no dia 3 de abril de 1939, que foi sentido em outros três estados do Brasil,

e até mesmo no nordeste da Argentina. Além desse ocorreram outros registros no histórico sísmico do país, como o evento de Moçí – Guaçu, no estado de São Paulo, ocorrido em 27 de janeiro de 1922, de $m_b=5.1$. Esse tremor apresentou uma particularidade própria, pois ocorreu próximo a uma área industrializada e mais populosa. O maior tremor registrado no Brasil até agora teve $m_b=6.6$, próximo a Serra do Tombador, no Mato Grosso, em 31 de janeiro de 1955, ocorrendo em uma área pouco habitada, sem ocorrências registradas de danos graves (Assumpção et al., 2016).

De acordo com pesquisas realizadas anteriormente, tensões locais e regionais atuam juntas para produzir falhas sísmicas transcorrentes na costa, e originando zonas de sismicidade ativa, essas tensões são ocasionadas pela transição crosta continental e oceânica, devido ao contraste de densidade ou ao aporte sedimentar ao logo da plataforma continental (Nogueira, 2008).

3.2 SISMICIDADE INTRAPLACA DO NORDESTE

A região Nordeste do Brasil ocupa um lugar de destaque na sismicidade intraplaca do país (p. ex. Berrocal et al., 1984; Bezerra et al., 2007; Ferreira et al., 2008). Nos últimos anos a atividade sísmica na região tem sido caracterizada por enxames de sismos e por eventos com magnitudes de até 5.2 m_b . Esta sismicidade ocorre concentrada em localidades como Caruaru em Pernambuco, Açú e João Câmara no Rio Grande do Norte, e Palhano e Cascável no estado do Ceará (Nogueira, 2008; Lima Neto, 2013).

Os estados do Ceará e Rio Grande do Norte concentram a maior atividade sísmica da região. Nenhum tremor com magnitude maior ou igual a 4.0 m_b tinha sido registrado nos últimos anos fora desses dois estados (Ferreira et al., 1997). Um sismo de magnitude de 4.0 m_b , ocorreu dia 20 de maio de 2006, maior registrado até hoje em Pernambuco, com epicentro no município de São Caetano (Lima Neto et al., 2013). Os maiores tremores na região nordeste nas últimas décadas são registrados na Província Borborema.

No Ceará, a sismicidade ocorre relacionada a unidades do embasamento cristalino, próximas a margem equatorial do Brasil. De acordo com os dados de epicentros e estudos de mecanismos focais realizados no entorno do Granito

Meruoca, foi mapeada uma falha na direção E-W, nomeada como Falha Riacho Fundo, com movimento transcorrente dextral (Figura 2.2). A sismicidade na região teve início em 28 de janeiro de 2008, com um evento inicial atingindo 2.5 m_b . A sismicidade foi crescendo nos meses seguintes até atingir 4.2 m_b em 21 de maio, o qual foi seguido da implantação de uma rede sismográfica na região (Oliveira, 2015).

No Rio Grande do Norte, a região do Açú é marcada por uma sismicidade induzida. Alguns trabalhos como Ferreira et al. (1995) e do Nascimento (2004), concluíram que a sismicidade é induzida pela instalação da Barragem do Rio Açú, que reativou planos de falhas na região, interpretação essa reforçada pela distribuição de epicentros na região em concordância com o *fabric* dúctil do embasamento (do Nascimento et al., 2004). Em João Câmara existe a ocorrência de uma falha sismogênica, denominada de Falha Samambaia, na direção NE-SW e ~0 km de extensão. Na região o principal abalo alcançou 5.1 m_b e o seu principal período de sismicidade foi entre 1986 e 1989. Detalhes acerca dessa sismicidade foram apresentados por Takeya et al. (1989) e Bezerra et al. (2007). Segundo dados de mecanismos focais, a cinemática das falhas sismogênicas nessas regiões é transcorrente dextral (Figura 2.4) (Ferreira et al., 1998; Oliveira, 2015).

CAPÍTULO 4 - MÉTODOS

4.1 CONCEITOS BÁSICOS

Magnetometria é o método geofísico que estuda as propriedades magnéticas dos materiais em subsuperfície. Este método é amplamente utilizado pela indústria de prospecção mineral, petróleo e gás, como também pode ser utilizado para auxílio no mapeamento e caracterização de estruturas em subsuperfície (Carvalho, 1999).

O campo magnético terrestre pode ser medido através de instrumentos chamados magnetômetros, que mede a intensidade do campo magnético total da Terra em uma determinada localização. A magnetometria pode ser executada de diversas maneiras, podendo o magnetômetro ser transportado à mão, instalados em veículos, como estações de base fixa, operando juntamente a aeronaves, embarcações marítimas ou até mesmo naves espaciais.

De maneira geral, o campo magnético pode ser representado por um vetor subdividido em três componentes principais (Telford et al., 1976):

- Componente devido ao campo principal, originada no interior da terra;
- Componente devido ao campo externo, produzida por fontes magnéticas externas à crosta terrestre, principalmente por efeitos indutivos de circulação de correntes elétricas na ionosfera;
- Componentes devido às variações locais do campo principal, originadas pelas heterogeneidades da crosta terrestre que correspondem às variações do campo magnético principal.

Para campos geomagnéticos estas 3 componentes ainda são descritas como X, Y e Z, respectivamente. A intensidade da componente horizontal é dada por:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (\text{Equação 1})$$

As medidas de inclinação e declinação são importantes. A inclinação é o ângulo no plano vertical entre o vetor e o plano horizontal, isto é

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (\text{Equação 2})$$

A declinação magnética é definida como o azimute do meridiano magnético, positivo para leste e negativo para oeste, sendo assim:

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (\text{Equação 3})$$

A figura a seguir descreve as componentes do campo geomagnético:

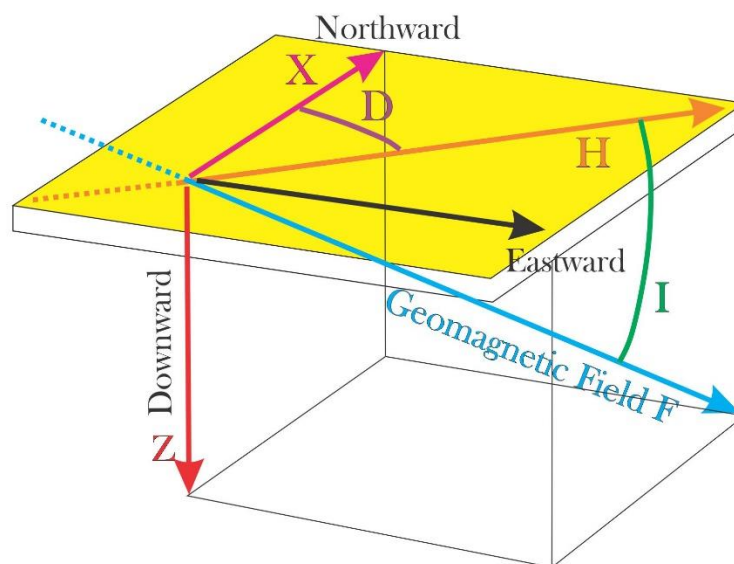


Figura 4.1: Representação gráfica dos elementos do campo geomagnético (modificado de Rocha, 2009).

A terra pode ser imaginada como tendo um grande ímã de dois polos em seu interior, ou mais precisamente, com uma espira circular gigantesca percorrida por uma corrente muito grande a muitos quilômetros de seu interior. Por ajustes, trata-se como positiva (ascendente) a direção do campo magnético no hemisfério norte e negativa (descendente) no hemisfério sul (Figura 4.2). No hemisfério sul as anomalias magnéticas são representadas pelos menores valores medidos. A unidade internacional de medidas da intensidade magnética é o nanotesla (nT), onde $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$.

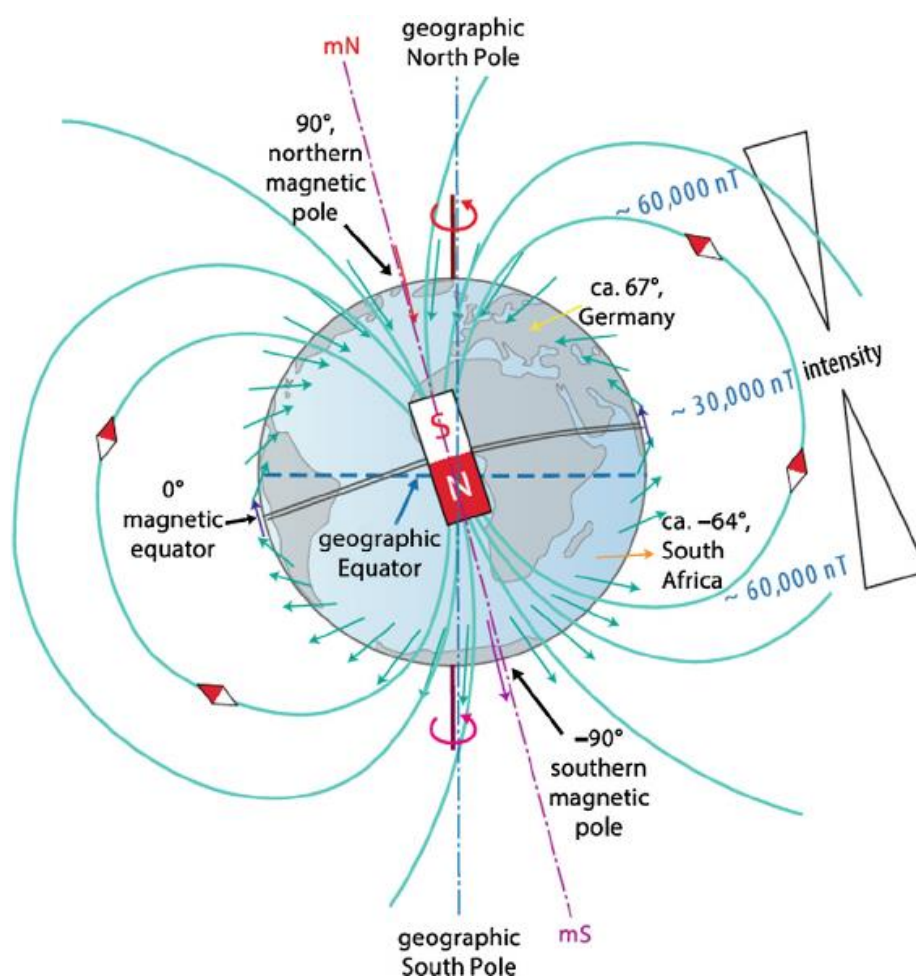


Figura 4.2 Campo Geomagnético da terra (retirado de Mouritsen, 2015).

A magnetização total (M , Eq. 1) de uma rocha é dada pela soma vetorial da magnetização induzida (M_i , eq. 2), gerada pela presença do campo magnético e da magnetização remanescente (M_r), adquirida durante a solidificação e resfriamento de uma rocha ígnea abaixo da temperatura de Curie de seus minerais magnéticos, e de formas secundárias, ao longo de processos de diagênese ou metamorfismo (Kearey et al., 2009):

$$M = M_i + M_r \quad (\text{Equação 4})$$

A magnetização induzida (M_i) é dada por:

$$M_i = \chi H_0 \quad (\text{Equação 5})$$

Sendo χ a susceptibilidade magnética e H_0 o campo magnético induzido.

A susceptibilidade magnética (χ), uma propriedade física inerente às rochas, indica a magnetização da substância, que aumenta das rochas ácidas para as básicas e, nas rochas sedimentares aumenta, com o aumento de argila.

4.2 O USO DE DADOS MAGNÉTICOS NA IDENTIFICAÇÃO FALHAS

O estudo de dados magnéticos é fundamental, pois eles estão sendo muito utilizados no mapeamento geológico (Parsons et al., 2006; Ferraccioli et al., 2002) e na análise de estruturas geológicas, como por exemplo falhas (Bournas et al., 2003; Betts et al., 2003; Betts et al., 2004), compreendendo e estimando a profundidade das estruturas, assim como a natureza do embasamento cristalino.

Métodos magnéticos são particularmente eficazes no mapeamento do embasamento adentrando bacias sedimentares (Bezerra et al., 2014; Lima et al., 2016), devido às fontes magnéticas dentro da estratigrafia da bacia serem frequentemente mais fracas do que as rochas ígneas e metamórficas no embasamento cristalino (O'Dea and Lister, 1995; Gunn, 1997; Betts et al., 2004). Este contraste permite que as anomalias magnéticas forneçam informações sobre a profundidade do embasamento, assim como das estruturas presentes neste embasamento cristalino (Gunn, 1997; Curto et al., 2014).

Os dados magnéticos têm sido muito aplicados na determinação da profundidade de topo ou centro de fontes magnéticas (Chen et al., 2014), assim sendo aplicado em diversas áreas de estudo, como para a exploração de hidrocarbonetos, caracterização estrutural de falhas sismogênicas, como também resolução de problemas ambientais. Devido à grande utilidade do método magnético, tem ocorrido um esforço contínuo visando o desenvolvimento de novos métodos que facilitem a interpretação de estruturas em profundidade (Thompson, 1982; Li et al., 2005; Correia et al., 2010; Curto et al., 2015).

Desde que os dados aeromagnéticos estão disponíveis a partir de pesquisas aéreas, muitos pesquisadores desenvolveram técnicas manuais ou automáticas para interpretar a grande quantidade de dados obtidos a partir dessas pesquisas (Bournas et al., 2003). O parâmetro comum procurado por todos os métodos é, sem dúvida, a localização dos corpos, fontes magnéticas e suas profundidades.

Estudos sobre a interpretação estrutural a partir de dados magnéticos (Bezerra et al. 2014; Jacques et al. 2014; Medeiros et al., 2010) demonstraram a integração

entre dados aeromagnéticos e geológicos, assim, notando a importância do uso de dados magnéticos, visto a facilitar a interpretação estrutural regional, como identificar a continuidade de estruturas, como zonas de cisalhamento; identificar principais direções de lineamentos e caracterizar o comportamento estrutural das regiões estudadas.

4.3 BANCO DE DADOS

Os dados aeromagnéticos utilizados neste trabalho são provenientes do Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto Borborema (LASA S.A. & Prospectors, 2008) e do Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará (CPRM, 2009), obtidos através do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O Projeto levantou perfis magnetométricos de alta resolução, com linhas do voo e controle espaçadas de 500 m (Figura 4.3) e 5.000 m, orientadas nas direções N-S e E-W (Figura 3.1), respectivamente, e com altura de voo fixada em 100 m sobre o terreno. Este levantamento usou o magnetômetro com sensor de vapor césio, montado na cauda da aeronave (tipo *stinger*), sendo as medidas efetuadas a cada 0,1 segundo. Os dados que foram fornecidos pela CPRM já estavam micronivelados e corrigidos pelo IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

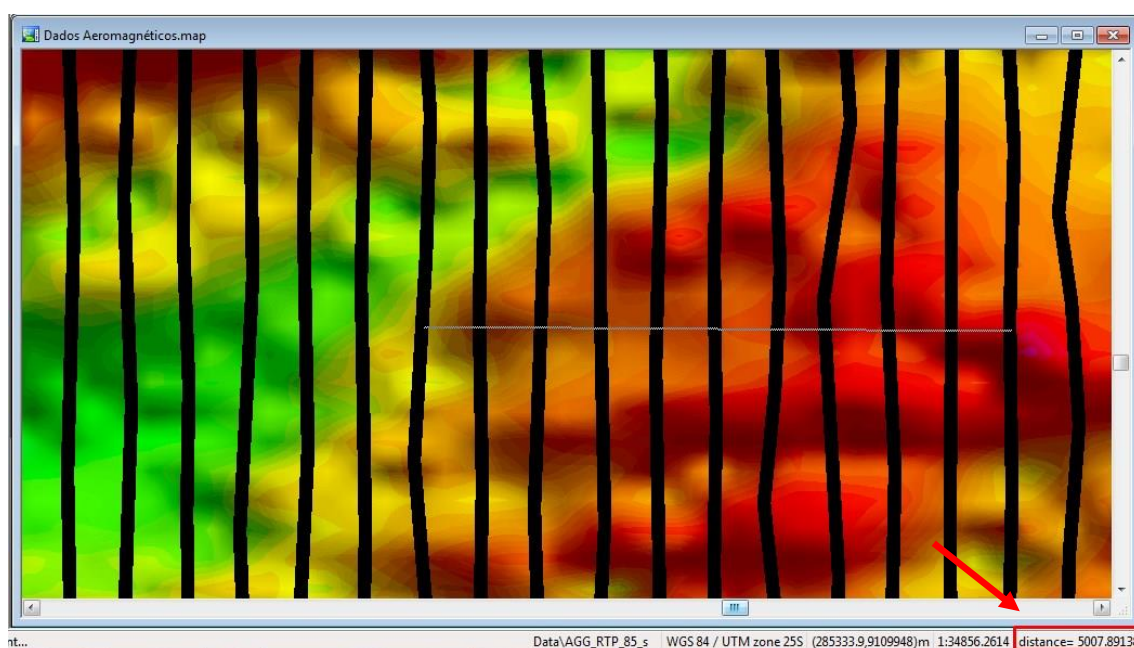


Figura 4.3: Visualização do espaçamento entre as Linhas de Voo com direção de 0° Az (N-S).

Os dados sismológicos (hipocentros) da região do Granito Meruoca foram obtidos do trabalho de Oliveira et al. (2010) e Moura (2014). E os dados da região da Falha Samambaia ocorreram entre 1987 e 1988, obtidos principalmente de Bezerra et al., (2007), como também a partir de alguns dados mais recentes referindo-se aos anos entre 2013 e 2014 obtidos a partir do Catálogo Sísmico Brasileiro.

4.4 PROCESSAMENTO DE DADOS MAGNÉTICOS

Os dados aeromagnéticos foram processados utilizando o *software Oasis Montaj 8.2* da *Geosoft* (Figura 4.4). Os mesmos foram interpolados utilizando o método Bidirecional, gerando um *grid* do Campo Magnético Anômalo (CMA) com célula de 250 m. Em seguida, foi gerado o mapa do CMA Reduzido ao Polo (RTP) com uma pseudoinclinação de -60° . Logo em seguida, aplicou-se o filtro passa banda *Matched Filter* para quatro bandas espectrais, que teoricamente concentram fontes magnéticas de profundidades distintas (profundas, intermediárias 1, intermediárias 2 e rasas). A partir do mapa magnético reduzido ao pólo foram obtidas as soluções de Euler (Deconvolução de Euler) e as soluções da Amplitude do Sinal Analítico (*Profile Depth to Basement – PDEPTH*).

O processamento de dados tem como principal objetivo realizar uma melhoria na qualidade e apresentação dos dados geofísicos a ser interpretados. Esse processamento ocorre por meio da aplicação de filtros, onde os mesmos tratam-se de operações matemáticas, as quais permitem que os geofísicos aprimorem seus dados de acordo com cada objetivo da interpretação (Bello, 2014).

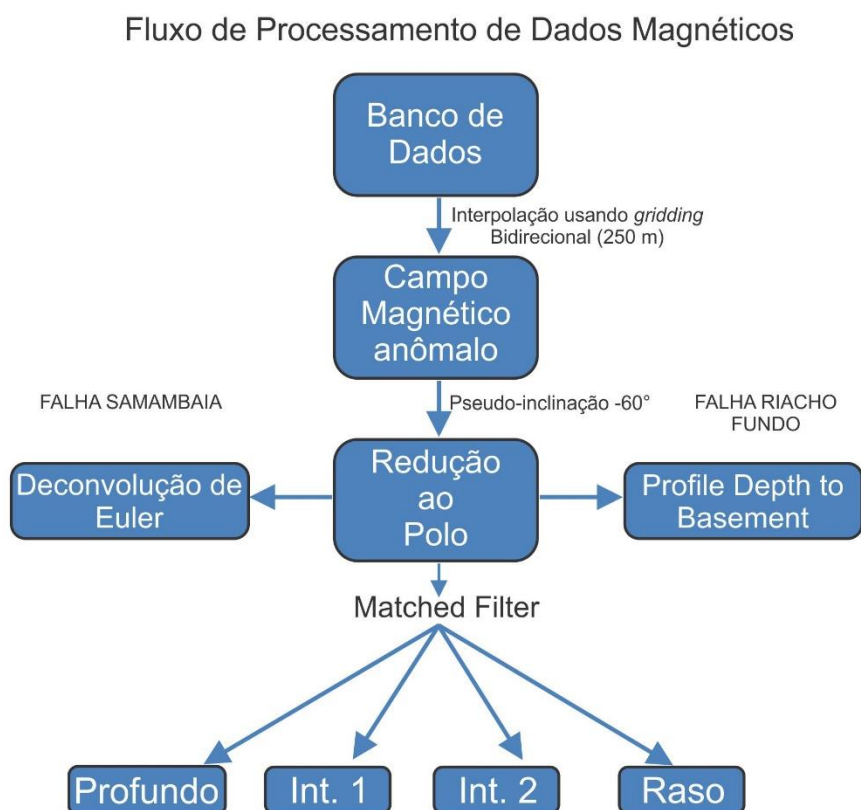


Figura 4.4 Fluxo de processamento de dados magnéticos.

Filtros de Resolução Espacial

- Redução ao Polo (RTP)

O método de redução ao polo é preferencialmente aplicado em áreas de altas e médias latitudes, no caso do trabalho realizado, foi utilizada uma pseudoinclinação de 60° , com o objetivo de fazer um ajuste nos dados obtidos. Este método recalcula a intensidade dos dados como se os mesmos estivessem localizados no polo, onde a magnetização induzida comporta-se verticalmente, a fim de tornar independente da direção da indução do campo geomagnético (Telford et al., 1976). Este método geralmente facilita a interpretação, pois transforma uma anomalia de caráter dipolar em uma anomalia monopolar. Este filtro desloca o máximo da anomalia, fazendo com que se localize exatamente em cima do corpo causador (Figura 4.5).

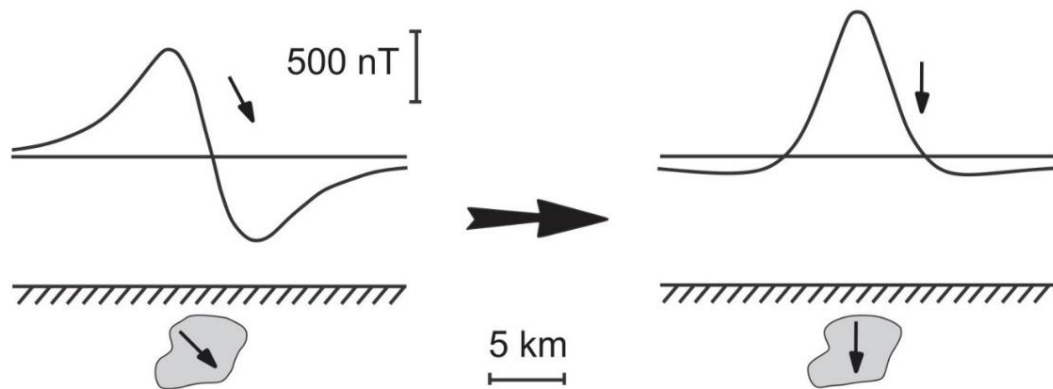


Figura 4.5 Representação gráfica dos elementos do campo geomagnético (Compilado de Rocha, 2009).

A equação para o uso deste filtro no domínio da frequência está inserida abaixo, esta é a equação utilizada pelo *Oasis montaj* (Geosoft) para reduzir anomalias ao polo magnético, onde I é a inclinação geomagnética, Ia é a inclinação para a correção de amplitude, D é a declinação do campo geomagnético da região na época do levantamento e é a latitude polar, que, em coordenadas polares, o ângulo θ é dado por $\text{atan}(u/v)$, onde u e v são os números de onda no domínio da transformada de Fourier. A inclinação para a correção de amplitude na redução ao polo é, geralmente, calculada empiricamente como sendo o complemento da inclinação magnética ($Ia = 90 - I$).

$$RTP = \frac{[\sin(I) - i\cos(I)\cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia)\cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(D - \theta)]} \quad (\text{Equação 6})$$

O RTP torna-se instável quando, na equação, todo o denominador é igual ou próximo à zero, causando uma singularidade na equação. Por isso, este filtro torna-se instável quando é aplicado em dados de latitudes muito baixas.

- *Matched Filter*

O *Matched Filter* tem sido muito utilizado para separar dados de campo potencial em componentes de anomalias que representam diferentes profundidades das fontes. Primeiramente essa filtragem era feita utilizando tanto do domínio de Fourier como das técnicas de domínio espacial. Após, foi incluída a modelagem de

variações azimutais dentro de cada passa banda. Mais recentemente foi incrementado o filtro *Matched Filter* passa banda usando a teoria *Wavelet*. Cada um desses estudos foca na separação de anomalias em componentes regionais e residuais utilizando uma fonte equivalente ao modelo de duas camadas (Phillips, 2001). Este filtro proporciona uma separação otimizada do sinal.

A técnica consiste em três etapas principais:

1º etapa - O espectro de potência radial médio é computado das anomalias magnéticas.

2º etapa - Bandas do espectro são modeladas com camadas equivalentes obtendo as melhores profundidades.

3º etapa - Os filtros de amplitude e de Wiener são calculados para cada camada equivalente e aplicados às anomalias magnéticas, a fim de separar anomalias provenientes das profundidades selecionadas.

Desse modo, pressupõe-se que é possível dividir o espectro de potência em alguns segmentos de reta, os quais caracterizarão fontes de carácter regional/profunda, intermediárias e rasas, visto que estas fontes dominam altos, intermediários e baixos números de onda no espectro de potência, respectivamente, facilitando o ajuste linear. Para exemplificar, na figura 4.6 são apresentados os segmentos de retas traçados para o espectro de potência área da Falha Samambaia, dividindo suas respectivas profundidades e na figura 4.7 é visualizado o ajuste linear do espectro radial de potência, baseando-se nos segmentos de retas traçados na figura 4.6

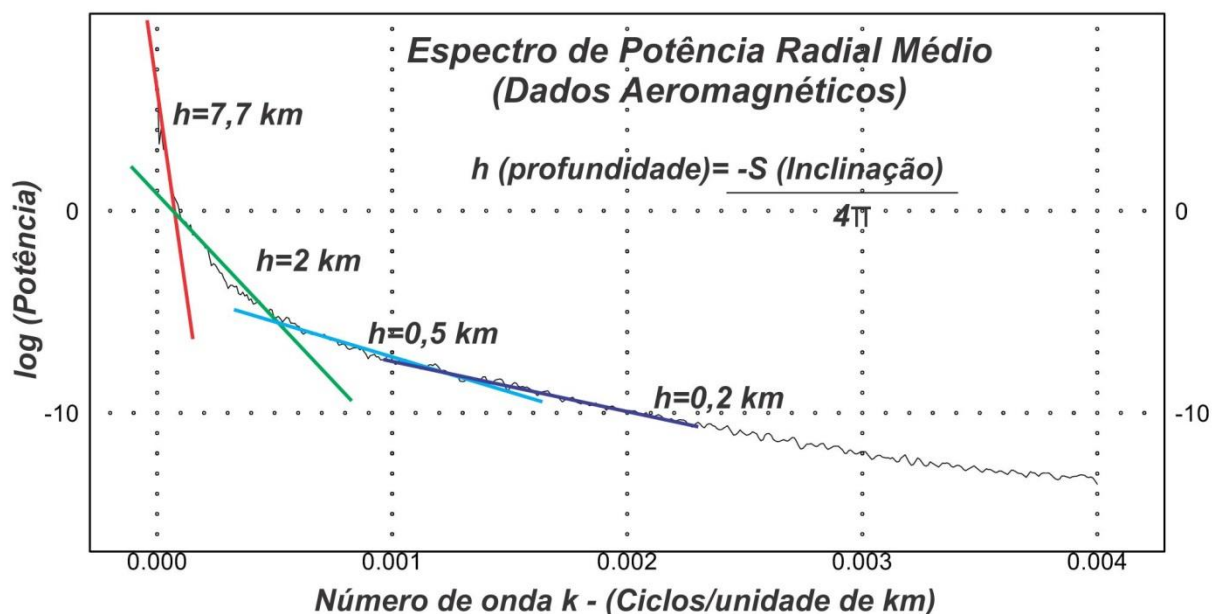


Figura 4.6: Espectro de Potência Radial Médio dos dados de anomalia magnética reduzida ao polo magnético. Estão apresentadas estimativas de profundidades do topo das fontes.

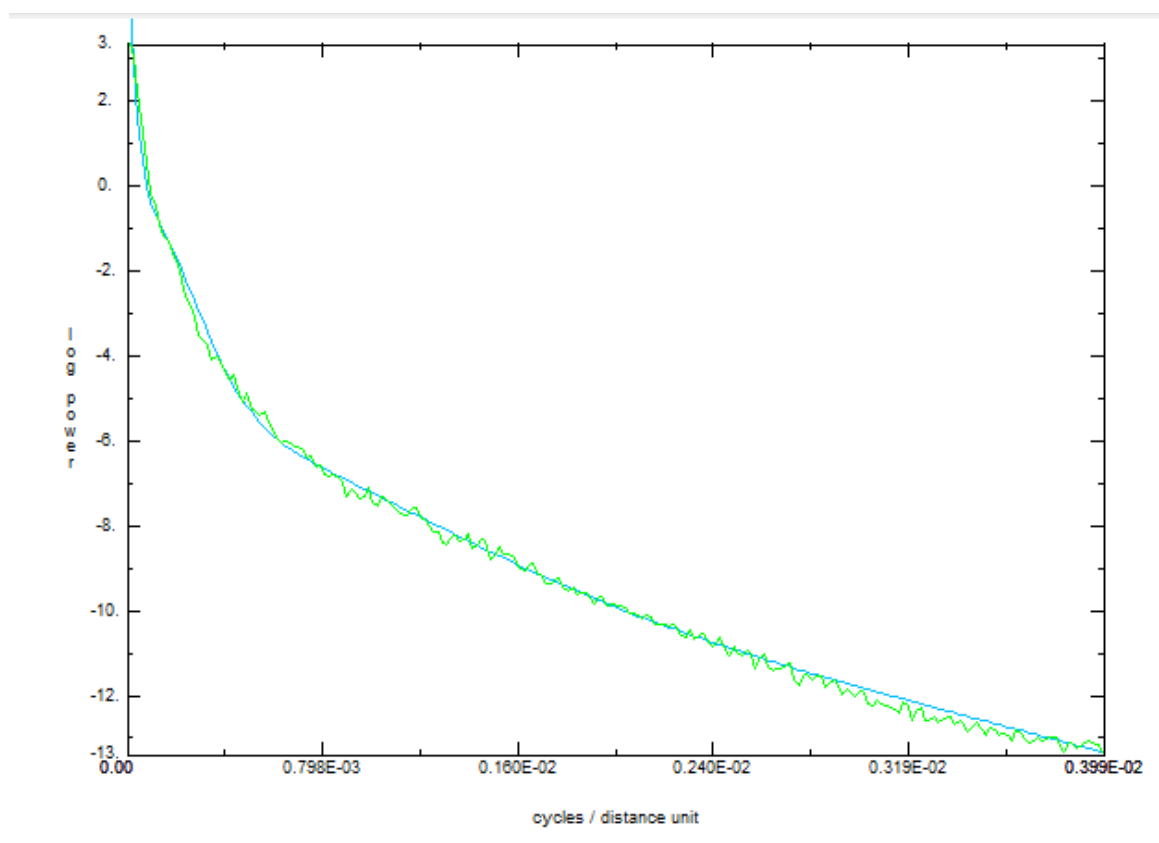


Figura 4.7: Ajuste linear do espectro radial de potência baseado-se nos segmentos de retas traçados na figura 4.6.

- Deconvolução de Euler

O método da Deconvolução de Euler procura estimar uma avaliação quantitativa aproximada da distribuição espacial das fontes anômalas ocorrentes em uma região (Guimarães e Hamza, 2009). A taxa de decaimento do campo magnético anômalo em função da distância entre a fonte e o ponto de medida relacionada a intensidade do campo magnético, fornece a profundidade das fontes magnéticas. Os valores estimados de profundidade levam em consideração derivadas parciais nas três direções do campo, o índice estrutural SI (Tabela 1), o tamanho da janela e altitude do voo. Este último parâmetro permite que a análise das profundidades seja feita com relação à superfície topográfica.

A técnica foi desenvolvida por Thompson (1982), fundamentada na equação diferencial homogênea de Euler, analisando a anomalia magnética do campo total $[T(x, y, z)]$ (Equação 7).

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -\eta T \quad (\text{Equação 7})$$

O η representa o índice estrutural, que consiste em um fator exponencial da taxa de decaimento do campo potencial com distância, para uma geometria de fonte previamente estabelecida. Os valores do índice estrutural podem representar as mais diferentes feições, com por exemplo, contatos, falhas e diques. Reid et al., (1990) abordaram os valores do índice estrutural e suas respectivas geometrias (Tabela 1).

Tabela 1: Índice estrutural (IE) para dados magnéticos.

Fonte	IE
Circular	3
Cilindro Horizontal	2
Soleira/Dique	1
Contato	0

Outros fatores são fundamentais para o sucesso da aplicação da técnica de deconvolução de Euler, como o tamanho da janela espacial e a tolerância máxima de erro (%). O tamanho da janela, refere-se ao tamanho da área a ser utilizada para o cálculo da deconvolução, todos os pontos na área serão utilizados para resolver a equação de Euler. Com a tolerância máxima de erro (%), determina as soluções aceitáveis, soluções com erro menor do que o estimado na porcentagem.

Para o cálculo das soluções foi utilizada a ferramenta Euler3D do *software Oasis Montaj 8.2* da Geosoft. A aplicação do método da Deconvolução de Euler Clássica em dados potenciais depende de poucas informações a respeito da fonte, e de acordo com Reid et al. (1990), independe da direção do vetor de magnetização. Desta forma, no presente trabalho, a técnica de deconvolução foi aplicada ao mapa de Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo para a região de João Câmara. Vários valores de índice estrutural foram testados para a região, assim como valores da janela espacial e a porcentagem de erro. A melhor combinação foi de 1 para o índice estrutural, 10 km para a janela espacial e 5% de erro.

- *Profile Depth to Basement (PDEPTH)*

O método PDEPTH pode ser utilizado para o ajuste de geometria em profundidade, determinar a posição e a intensidade de corpos de fontes magnéticas para um perfil magnético. Esta extensão do *Oasis Montaj*, inclui três diferentes técnicas: Deconvolução de Werner, Sinal Analítico e Deconvolução de Euler estendida. Cada função usa técnicas diferentes aceitáveis para determinar a profundidade das fontes e cada um deles tem vantagens em determinadas situações geológicas. Aplicando vários métodos a mesma anomalia, o perfil melhora consideravelmente a confiabilidade dos resultados. As soluções são salvas em uma nova *database* (Geosoft GDB) permitindo que você visualize imediatamente os resultados no perfil, edite as soluções e plote as soluções para mapas 2D e 3D

Neste trabalho, foi utilizada a técnica da Amplitude do Sinal Analítico a partir de seções cruzadas as falhas sismogênicas. Para isso, três parâmetros do operador da Amplitude do Sinal Analítico são usados para controlar o número de soluções geradas pelo método, são eles: comprimento mínimo, máximo e incremento da expansão da janela, todos especificados em unidades de distância. Parâmetros aplicados para a geração das soluções de Hilbert.

CAPÍTULO 5 - ARTIGO SUBMETIDO

Intraplate seismicity in northeastern Brazil reactivates the Precambrian basement fabric

Gilsijane V. Ramos¹

Francisco H. R. Bezerra^{1*}

David L. de Castro¹

Joaquim Mendes Ferreira¹

Aderson F. do Nascimento^{1,2}

Paulo H. S. Oliveira³

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

2 – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Geofísica do Petróleo – INCT-GP, CNPq, Brazil

3 – Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 59078-970, Natal – RN, Brazil

Artigo submetido ao Geophysical Journal International. ID do manuscrito: GJI – S – 18 - 0569

Data de submissão: 21/06/2018.

ABSTRACT

Northeastern Brazil is one of the most seismically active areas in intraplate South America. The current study presents an integration of high-resolution aeromagnetic, seismological and geological data to investigate the correlation between the seismicity and basement fabric in two epicentral areas in the northern part of the Precambrian Borborema Province. Our investigation indicates a correlation between the metamorphic basement foliation and two seismogenic faults. In the first epicentral area, the magnetic anomaly patterns indicate that the regional foliation is E-W-oriented with steep dips to the south, which coincides with the strike and dip of the E-W-striking, strike-slip Riacho Fundo seismogenic fault. In the second epicentral area, the magnetic anomaly patterns also coincide with the NE-SW-striking, strike-slip Samambaia Fault and a swarm of chalcedony-quartz veins. The basalt dikes and quartz-chalcedony veins reactivated both basement fabrics before the present-day seismicity. The Euler deconvolution used to estimate the source depth from the magnetic anomalies indicates in both cases that the faults could be longer and deeper than the segments illuminated by the present-day seismicity. Although these findings are difficult to use as predictive tools, they indicate that the basement fabric could be reactivated by intraplate seismicity.

Key words: Magnetic properties; South America; Seismicity and tectonics; Fractures, faults, and high strain deformation zones; Magnetic fabrics and anisotropy; Earthquake hazards.

5.1 INTRODUCTION

The knowledge of intraplate seismicity is not as well established as that of plate boundaries (Johnston 1989). Usually, there is a lack of correlation between preexisting geological features and intraplate seismicity, at least at the surface (Talwani 1991; Assumpção *et al.* 2004). There are many uncertainties related to the identification of preexisting structures associated with seismogenic faults, among which is the difficulty in identifying preexisting zones of weakness due to their occurrences at different depth intervals (Assumpção *et al.* 2016). However, some studies have pointed out that in some cases, intraplate seismicity could be the result of the reactivation of zones of weakness, stress concentration, or both (Sykes 1978; Johnston 1996). Some studies indicate that intraplate earthquakes could occur along preexisting zones of weakness such as fractures (e.g., Sykes 1978), rift structures (Johnston 1996), and intrusion boundaries (e.g., Long and Champion 1977; Campbell 1978). In addition, some studies indicate that seismogenic faults have reactivated preexisting structures, such as in Killari (Latur), India (Rajendran *et al.* 1996) and in the New Madrid Seismic Zone – Rough Creek graben (Thomas and Powell 2017). These reactivations would normally be associated with known geological features and with concentrated crustal deformation (Thomas and Powell 2017).

In intraplate South America, the association among seismicity, tectonic stresses and geological setting is difficult to determine. There is a small amount of information on the structural control of intraplate earthquakes at a more local scale (Bezerra *et al.* 2011) or the regional patterns of the intraplate stress fields related to intraplate seismogenic faults (Dias *et al.* 2018). This region has been described as tectonically stable with low seismic risk compared to regions located on plate boundaries or in high-stress areas (Ferreira *et al.* 2008; Boyce and Morris 2002). However, some studies have described the correlation between preexisting tectonic fabric and seismicity in a few cases, especially in northeastern Brazil (Ferreira *et al.* 1995; do Nascimento *et al.* 2004; Pytharouli *et al.* 2011).

This study investigates the correlation between seismicity and the basement fabric in two intraplate seismogenic zones in the Precambrian Borborema Province, northeastern Brazil: the epicentral areas of the Riacho Fundo and Samambaia faults

(Fig. 1). Aftershocks from these two faults have caused damages in the epicentral areas: fallen plaster, cracks and fallen roofs, causing panic for the local inhabitants (Veloso 2012; Oliveira *et al.* 2010). This work uses aeromagnetic, seismological and field geological data to investigate this correlation at different investigation depths, indicating how the metamorphic fabric and the seismicity are associated, as well as the behavior of the magnetic sources at depth. This kind of association alone is difficult to use as a prediction tool because intraplate regions present many of these structures, of which few are active (Stein 2007). However, the results of our study should be useful in understanding the mechanisms of some seismogenic intraplate areas and the reasons why the basement fabric in some areas is reactivated and seismogenic faults cut across the preexisting fabric in other areas.

5.2 GEOLOGICAL SETTING

5.2.1 The Borborema Province

The Borborema Province, northeastern Brazil, is an area of intensive intraplate seismicity in South America, where earthquakes have been reported since the nineteenth century (Ferreira *et al.* 1998, 2008; Assumpção *et al.* 2016). The region is a collection of Precambrian fold belts that encompass gneissic-migmatitic basement rocks, folded and metamorphosed supracrustal belts, and a number of granite plutons. These Precambrian units are capped by coastal and interior sedimentary basins (Almeida *et al.* 2000; Brito Neves *et al.* 2014). The Precambrian geological units are deformed by strike-slip shear zones striking mainly NE-SW and E-W, which were active during the Brasiliano Orogenic cycle at 750-540 Ma (Almeida *et al.* 2000). Other tectonothermal events affected the region, such as those in the Archean (3.4-3.2 Ga, 2.7 Ga), Paleoproterozoic (2.4-2.3 Ga, 2.1-1.8 Ga) and in the early Neoproterozoic (1.0–0.95 Ga) (e.g., Van Schmus *et al.* 2008; Santos *et al.* 2008; Brito Neves *et al.* 2014).

Shear zones divide the Borborema Province into three main domains: (1) Northern Domain, located north of the Patos shear zone (PSZ) (Fig. 5.1); (2) Transversal Domain, located between the Patos and Pernambuco shear zones (PSZ and PESZ); and (3) Southern Domain, located south of the Pernambuco Shear Zone

(Brito Neves *et al.* 2000). The Riacho Fundo and Samambaia epicentral areas are located in the Northern Domain of the Borborema Province (Fig. 5.1).

The Northern Domain is limited by the Atlantic Ocean to the north and east, the Paleozoic Parnaíba Basin to the west, and the Patos Lineament to the south (Fig. 5.1). This portion involves three main geological domains: Rio Grande do Norte Domain (RND), Ceará Central Domain (CCD), and Médio Coreaú Domain (MCD) (Santos *et al.* 2008). The study areas are located in the MCD and RND domains. Most of these domains comprise Precambrian metamorphic rocks, with ages ranging from Paleoproterozoic to Neoproterozoic (e.g., Arthaud 2007), that were deformed by Neoproterozoic ductile shear zones (e.g., Arthaud 2007; Santos *et al.* 2008; Van Schmus *et al.* 2008).

5.2.2 The Médio Coreaú Domain and the seismogenic Riacho Fundo fault

The Médio Coreaú Domain is composed of gneisses, migmatites, amphibolites and mafic granulites capped by phyllites and quartzites. Late to post Brasiliano sedimentary basins striking mainly NE-SW occur in this domain, such as the Jaibaras graben (Santos *et al.* 2008). Four ductile deformational events such as folds and shear zones from the Paleoproterozoic to the Neoproterozoic affected this domain (Arthaud *et al.* 2008). One example of these shear zones is the Transbrasiliano Lineament, which is a ductile shear zone that cut across the Médio Coreaú Domain. This shear zone was formed during the Brasiliano-Pan African Orogeny in the Neoproterozoic, when it moved as a dextral transcurrent shear belt (Arthaud 2007). This shear zone was reactivated at the end of the Brasiliano Orogeny, forming the Sobral shear zone, which forms the eastern boundary of the Meruoca Granite (Fig. 5.1).

Two important igneous units occur in the area of the seismogenic Riacho Fundo Fault. The first is the Meruoca Granite, which was emplaced at 540-485 Ma during the late Cambrian to Early Ordovician, exhibiting a square shape with no internal metamorphic foliation (Oliveira and Mohriak 2003) (Fig. 5.2). It is bounded to the east by the Jaibaras graben (Santos *et al.* 2008). The pluton is mainly composed of alkali-feldspar granites, quartz syenites and granites, and its center is composed of gabbroic rocks (Oliveira and Mohriak 2003; Santos *et al.* 2008). The host

basement is deformed by E-W to NE-SE–striking, strike-slip and thrust shear zones of late Neoproterozoic age (650–550 Ma) (Santos *et al.* 2008) (Fig. 5.2). The second igneous unit is composed of basalt dikes along a valley located in the southern part of the Meruoca Granite, splitting the granite and forming a preexisting zone of crustal weakness on a local scale (Moura *et al.* 2014) (Fig. 5.2). The dikes strike E-W, cut across the Meruoca Granite, and are 10 cm to 40 m thick.

The seismicity in the Riacho Fundo Fault started on January 28, 2008, with an initial event of up to 2.5 mb. The seismic activity increased over the months until an earthquake of magnitude 4.2 mb occurred on May 21, 2008 (Oliveira *et al.* 2010). These events led to the identification of the Riacho Fundo seismogenic fault, which occurs in the southern part of the Meruoca granite and is 6 km long and 1-8 km deep (Moura *et al.* 2014). This fault strikes 081° and dips $\sim 85^\circ$ to the southeast. The fault is characterized by earthquakes of up to 4.2 mb, and the main recent activity occurred in 2008 (Oliveira *et al.* 2010). Its seismicity follows a trend of faults observed in the basement and a swarm of basalt dikes (Moura *et al.* 2014). Oliveira *et al.* (2010) divided the fault into three segments and calculated the focal mechanism for each segment corresponding to different depths. In all three cases, the nodal planes of the focal mechanisms agree with the trend of the hypocenters. The overall data reveal an E-W–striking, strike-slip seismogenic fault.

Oliveira *et al.* (2015) used seven focal mechanisms in the region and found the best fit direction for the stress field (Table 5.1). The results indicate a stress field with NW-SE-trending compression (σ_1), NE-SW-trending extension (σ_3) and vertical σ_2 (Fig. 5.2 – Table 5.1) (Oliveira *et al.* 2015).

5.2.3 The Rio Grande do Norte Domain and the Samambaia Fault

The eastern part of the Rio Grande do Norte Domain is composed of an Archean-Proterozoic crystalline basement and a Cretaceous sedimentary basin. The Precambrian crystalline basement comprises an (1) Archean to Paleoproterozoic gneiss and migmatite unit (3.4 to 2.0 Ga); a (2) supracrustal Neoproterozoic unit (650–610 Ma); and (3) Neoproterozoic granites (650–500 Ma) (Brito Neves *et al.* 2000; Amaral 2000; Van Schmus *et al.* 2008) (Fig. 5.3). The Precambrian units are deformed by ductile shear zones and are cut by E-W-trending Jurassic dike swarms

(Souza *et al.* 2003). The study area exhibits NE- and NW-striking fractures filled by quartz, chlorite or epidote and contains quartz-chalcedony veins (Amaral 2000). The quartz-chalcedony veins strike N40°E with a steep dip to the west. These veins are a surface expression of an old rupture of the NE-SW-striking Samambaia fault (Bezerra *et al.* 2007).

The crystalline basement is overlain by the Cretaceous Potiguar Basin, which is part of a series of small to medium rift basins (Matos 1992). This Cretaceous basin is located in the northern part of the Borborema Province (Fig. 5.1), with onshore and offshore portions. Its internal geometry is formed by NE-SW-trending asymmetric grabens divided by internal basement horsts (de Castro *et al.* 2012). Post-rift units crop out in the study area, such as the late Cretaceous sandstones of the Açú Formation and limestones of the Jandaíra Formation, Miocene sandstones of the Barreiras Formation, and Quaternary alluvial sediments (Bezerra *et al.* 2007).

The Samambaia fault was first defined by Ferreira *et al.* (1987). It is located on the eastern part of the Potiguar Basin, and the basement in this region is composed of Archean gneissic-migmatitic units intruded by Neoproterozoic granites (Amaral, 1990). It is the longest seismogenic fault in intraplate South America. The seismicity in the epicentral area of the Samambaia Fault has occurred since 1912, with events in 1919, the 1930s, the 1950s, and the 1970s (Ferreira *et al.* 1987). This fault shows an en echelon geometry, strikes 037°, dips 75° to the NW, and exhibits right-lateral strike-slip kinematics (Ferreira *et al.* 1987; Takeya *et al.* 1989; Bezerra *et al.* 2007, 2011). This seismogenic fault occurs approximately 1–9 km deep and is at least 32 km long. Its main period of seismic activity occurred between 1986 and 1994, during which 14 earthquakes were $m_b > 4$ and two of them were 5.1 and 5.0 m_b (Takeya *et al.* 1989; Bezerra *et al.* 2007). The inversion of 23 focal mechanisms of the Samambaia Fault (Fig. 5.3) indicates a strike-slip stress regime with subhorizontal NNW-SSE-oriented extension and subhorizontal ENE-WSW-oriented compression.

5.3 MATERIALS AND METHODS

The aeromagnetic and seismological data were used in the interpretation of the epicentral areas in a correlation between seismicity and basement fabric. We applied the matched filter techniques and semiautomatic sources detection (Euler deconvolution and PDEPTH) to map the basement fabric at different depths. The

results obtained were compared with the seismicity hypocenters of the Riacho Fundo and Samambaia Faults.

5.3.1 Seismological data

The data for Riacho Fundo Fault were obtained from Oliveira et al. (2010), which contained good-quality first motion data (clear and well-distributed polarities) and a good distribution of polarity and fault plane data, identified by the distribution of aftershocks. The data quality is “C1”, as ranked by Assumpção *et al.* (2016). For this work, 24 hypocenters were selected with the best hypocentral precision and depths ranging from 1-8 km. We also obtained 3,780 events that occurred in the region of the Samambaia Fault between 1987 and 1988 mainly from Takeya (1992) and Bezerra *et al.* (2007) and from a sequence that occurred in 2013 and 2014 from do Nascimento *et al.* (2004). The region presents a series of earthquakes with depths ranging from 1–8.5 km and three hypocenter segments related to three fault segments.

5.3.2 Airborne Magnetic Survey and data processing

Two aerogeophysical surveys provided by the Brazilian Geological Survey (CPRM) were employed, one for each epicentral area. The two datasets have north-south flight lines spaced 500 m from each other, east-west perpendicular control lines spaced 10 km, flying heights of 100 m and sampling intervals of 0.1 s (LASA Engineering and Prospectors 2008; Brazilian Geological Survey - CPRM 2009). The Brazilian Geological Survey performed the necessary corrections related to the survey data, including the diurnal variation, variable altitude and International Geomagnetic Reference Field (IGRF).

The aeromagnetic data was interpolated into a 250 m cell grid using the bidirectional method, generating a total magnetic intensity (TMI) map. The magnetic anomalies were reduced to the pole (RTP) to centralize the anomalies on their causative sources (Baranov and Naudy 1964). This method facilitates interpretation because it transforms an anomaly with dipole characteristics into a monopolar anomaly. It recalculates the data intensity as if they were located at the pole, where the induced magnetization behaves vertically in order to make it independent of the

direction of the induction of the geomagnetic field (Telford *et al.* 1976). The parameters of the RTP filter included a declination of -21.63° and an inclination of -14.2° in the Riacho Fundo Fault epicentral area and a declination of -22.24° and an inclination of -25.14° in the Samambaia Fault epicentral area. We adopted a pseudo-inclination of the magnetic field of -60° to stabilize the results of this filter, which causes instabilities in regions at low magnetic latitudes because the magnetic inclination near the equator is almost zero.

In addition, we used the matched filter to separate the RTP anomalies according to their wavelengths as a function of the mean depths of active sources (Phillips 2001). This technique is based on the principle that the power spectrum of magnetic anomalies is correlated to the depth of the magnetic sources (Grant and Wets 1965). Such source depths appear as multiple inclinations on the curve that forms the radial power spectrum. The matched filter technique estimates the depths of sources for equivalent layers, and from this, the pass-band filters can be designed to highlight anomalies originating in the various layers (Phillips 2001; Curto *et al.* 2014).

The matched filter was applied and allowed an analysis of magnetic anomalies to the Riacho Fundo and Samambaia Fault areas in four different groups of wavelengths: deep, intermediate 1, intermediate 2, and shallow. The hypocenters were separated according to the depth zones obtained from the magnetic data. There are no hypocenters at the shallow and intermediate 2 depths. The magnetic maps were generated on Oasis Montaj 8.2, and the magnetic lineaments were interpreted from the intermediate 1 magnetic map in ArcMap 10.2.

We applied the analytical signal method, which uses three parameters to control the number of generated solutions: a) Minimum Window Length; b) Maximum Window Length; and c) Window Expansion Increment. The analytical signal operator is moved along the entire studied area using a spatial window, with lengths that represent the dimensions of an area containing the magnetic anomalies considered for the calculation of the solutions (causative sources). The optimal dimensions are determined automatically between the minimum and maximum window length established previously. Window Expansion Increment determines the number and size of steps between the minimum and maximum window lengths.

These three parameters are specified in distance units. The distance units of the input parameters are always the same as those of the X and Y input channels. For example, if the X and Y channels are in meters, then the input parameters are in meters. The PDEPTH method was used in the Samambaia Fault epicentral area along 10 magnetic profiles perpendicular to the fault. The profile L7 shows the best results that characterize the geometry of the fault.

After these procedures, we applied the 3D Euler deconvolution to the RTP anomalies of the Samambaia fault. This deconvolution is a semi-automatic detection method of magnetic sources. Its solutions are based on a semi-quantitative processing to determine the depth and behavior of the magnetic sources (Thompson 1982). To apply this technique, we used a structural index, which is an indicator of the geometric shape of the magnetic anomaly source. The choice of parameters was empirical, and several values were tested. The combination of parameters for the epicentral area was 1 (contact) for the structural index, 10 km for the spatial window and 5% for the error tolerance. After this process, we made a cross-section orthogonal to the Samambaia Fault to correlate the magnetic anomalies, because geological faults generate important magnetic anomalies, especially when they represent abrupt lateral contrasts in the magnetization of the rocks.

5.4 CORRELATION BETWEEN THE RIACHO FUNDO AND THE BASEMENT FABRIC

5.4.1 Magnetic signatures and Lineaments

The magnetic signatures and lineaments were investigated using matched filtered magnetic anomaly maps. The matched filtering provided average depths for the magnetic sources: deep ~2.7–7.2 km (Fig. 5.4A), intermediate (1) ~1.2–2.6 km (Fig. 5.4B), intermediate (2) ~0.4–1.1 km (Fig. 5.4C), and shallow ~0.0–0.3 km (Fig. 5.4D). Figure 5.5 exhibits traced lineaments to highlight the Precambrian basement fabric using the intermediate 1 map. Figures 5.5 and 5.6 indicate that the magnetic lineaments are preferentially oriented along the E-W direction in the Meruoca Granite. These E-W-trending structures such as basalt dikes and faults are also present in the surrounding crystalline basement, according to some analytical signal solutions. The Riacho Fundo Fault is parallel to the E-W-striking faults and basalt

dikes that cut across the Meruoca Granite (Figs. 5.5A, 5.5B). In Figure 5.4A, we can see magnetic maps indicating a high amplitude and broad anomaly in the NW portion with amplitudes up to 100 nT in the deep source anomaly map related to the gabbroic unit in the geological map of the study area (CPRM 2003).

The Meruoca Granite exhibits no remarkable magnetic anomalies indicating its boundaries, which suggests a low magnetic contrast between the granite and the host metamorphic units of the Granja Complex. The occurrence of anomalies with higher amplitudes is related to the existence of shear zones, such as the Transbrasiliano Lineament to the east, as well as the presence of dikes and the metamorphic foliations that host the granite. Figures 5.5A and 5.5B show basalt dikes and lineaments, which are correlated with the existing zone of fractures (Fig. 5.6B) in the southern part of the Meruoca Granite. This zone coincides with the location of the seismogenic Riacho Fundo Fault. Figure 5.6 exhibits magnetic source solutions correlated with hypocenters in depth, suggesting that the metamorphic basement fabric is being reactivated by the Riacho Fundo Fault, as the magnetic source solutions and seismogenic faults have similar locations, strikes, and dips.

A NW-SE-trending profile crossing the Meruoca Granite (CMG) (Fig. 5.5A) shows that the granite boundaries are marked by expressive horizontal gradients of the magnetic anomalies (Fig. 5.5C). The PDEPTH solutions are concentrated in the granite boundaries, and some solutions occur in the central part of the granite, which are related to the Riacho Fundo Fault. The direction of the Riacho Fundo Fault is also consistent with the magnetic fabric.

5.4.2 Depth estimates

We generated solutions for the correlation between the seismicity and structures in depth (Fig. 5.6A) along the Riacho Fundo Fault profile L1 by applying the PDEPTH method with the technique of the analytical signal amplitude (Fig. 5.5A). We have made an association among the analytical signal solutions with the hypocenters and a gravity derived geological model proposed by Pedrosa Jr. *et al.* (2017). The correlation indicates that the magnetic sources are associated with the metamorphic fabric of the Granja Complex basement (Fig. 5.6B).

The hypocenters of the Riacho Fundo Fault were concentrated between 3 and 7 km depth, which are mostly located in the metamorphic basement (Granja Complex) beneath the Meruoca Granite (Fig. 5.6A, B). The analytical signal solutions and the hypocenters occur in the Precambrian basement using the geological model proposed by Pedrosa Jr. *et al.* (2017).

5.5 CORRELATION BETWEEN THE SAMAMBAIA FAULT AND BASEMENT FABRIC

5.5.1 Magnetic signatures and Lineaments

The investigation focused on the correlations between fault geometry, strike and depth with various magnetic anomalies. We analyzed four magnetic maps, derived from the matched filtering to determine the contribution of magnetic sources from different depths to the regional structural basement fabric. The magnetic property variations were analyzed at different depths and compared with different hypocenter zones. We analyzed four average depths for the magnetic sources estimated from the matched filter: deep ~2.4-7.5 km (Fig. 5.7A), intermediate (1) ~0.6-2.3 km (Fig. 5.7B), intermediate (2) ~0.3-0.5 km (Fig. 5.7C), and shallow ~0.0-0.2 km (Fig. 5.7D). We chose the intermediate (1) and deep anomaly maps for structural interpretation, because these are the depths at which most of the hypocenters are concentrated (Figs. 5.7A, 5.7B). We used the intermediate (1) magnetic anomaly map (Fig. 5.8A) to perform the regional structural characterization. The results indicate that the magnetic lineaments mainly trend NE-SW and a few trend E-W and NW-SE (Fig. 5.8B). The seismogenic Samambaia Fault coincides with the crystalline basement fabric that trends NE-SW (Fig. 5.8B).

We defined ten profiles orthogonal to the Samambaia Fault and selected one (L7 – Fig. 5.8A) for structural analysis using the PDEPTH method. The Samambaia Fault exhibits a horizontal gradient peak of ~10.000 nT/m for the magnetic anomalies, which indicates a significant number of magnetic sources associated with the geological boundaries and dikes. These solutions correlate with the highs of the horizontal gradient of the magnetic anomalies (Fig. 5.8C). Thus, the epicentral area shows substantial structural complexity in the subsurface, but the strike of the Samambaia Fault is consistent with the NE-SW-trending basement fabric (Fig. 5.8B).

5.5.2 Depth estimates

The distribution of the structural features in the subsurface can be analyzed with the help of Euler deconvolution for different depth intervals. The solutions obtained from the Euler deconvolution show a concentration of the magnetic sources at approximately 13 km and notably along the Samambaia Fault (Fig. 5.9A). The cluster of solutions exhibits NE-SW and NNE-SSW trends to the northwest of the fault, with deeper solutions observed northwest of the magnetic solutions (Fig. 5.9A), which are probably correlated to the Picuí–João Câmara shear zone (PJCSZ) and other structures in the study area. The seismogenic fault hypocenters coincide with the magnetic sources in depth, and the profile shows deeper solutions than those of the hypocenters, suggesting that the Samambaia Fault could extend beyond the seismogenic zone. A concentration of hypocenters to the east of the Samambaia Fault also occurs, which illuminates the Poço Branco Fault (PBF) that also presents active seismicity (Fig. 5.9B).

5.6 DISCUSSION

Magnetic data are widely used in geological mapping (e.g., Ferraccioli *et al.* 2002; Parsons *et al.* 2006) and in the analysis of geological structures, such as faults and shear zones (e.g., Bezerra *et al.* 2014). These data are used to understand and estimate the structural depth, as well as the nature of the buried crystalline basement (Chen *et al.* 2014). Magnetic data have been widely applied in determining the top depth or center of the magnetic sources (Chen *et al.* 2014), thus being applied in the structural characterization of seismogenic faults (Thomas and Powell 2017; Marchetti *et al.* 2002). Due to the great utility of the magnetic method, a continuous effort has been made to develop new methods that facilitate the interpretation of structures at depth (Thompson 1982; Li *et al.* 2005; Correa *et al.* 2010).

The seismicity in the Meruoca Granite is associated with the trends of faults observed in the basement and a swarm of Jurassic-Cretaceous basalt dikes, showing an E-W trend (Figs. 5.5A, 5.5B). In the Meruoca Granite, the recent seismicity follows a trend of faults and a swarm of Jurassic-Cretaceous basalt dikes (Moura *et al.*, 2014). Our data indicate that this trend also coincides with the magnetic fabric of both the Meruoca Granite and its host basement (Fig. 5.5B). Our

results show that the seismicity of the Riacho Fundo Fault, in addition to following the same trend of structures, such as the existing mafic dikes in the region, occurs with a continuation at depth up to 8 km, with most of the earthquake hypocenters in the crystalline portion of the basement (Fig. 5.6). Thus, we observe that the seismicity in the Riacho Fundo Fault coincides with the Meruoca Granite fabric and the metamorphic foliation of its host basement of the Granja Complex.

In the Samambaia Fault epicentral area, there is a relationship between the fault and preexisting structures, where the seismicity coincides with the regional fabric, and this fabric intersects the surface as a NE-trending swarm of quartz and chalcedony veins up to 1.2 km long (Figures 5.8A and 5.8B). In the region, the recent seismicity is coincident with the general strike of the basement fabric. In some previous studies, an attempt to correlate the Samambaia Fault with the ductile structures of the Precambrian basement (shear zones and foliations) (Takeya et al., 1989) was eliminated after finding no evidence to associate the fault with the surface structures. Other studies have indicated a correlation between the Samambaia Fault and quartz-chalcedony veins (Bezerra et al., 2007), in which the correlated structures helped to control the NE-trending veins, where the faults served as conduits for the quartz veins. This last study pointed out that the trace of the Samambaia Fault at the surface marks the segments of a larger preexisting fault, which is consistent with the seismicity parallel to the magnetic basement fabric at different depths (Fig. 5.9).

Intraplate seismicity reactivates faults in the interior continental rifts (Hurd and Zoback 2012). For example, the New Madrid seismic zone is a classic case of the relationship between rift structures and seismogenic faults in intraplate areas (Johnston and Kanter 1990), as well as the Malawi Rift's North Basin Hinge Zone - East African Rift System (Kolawole et al. 2018). In these cases, seismogenic faults either follow or cut across preexisting rift borders and faults (Van Arsdale 2014). In other sites, intraplate seismicity exhibits correlations and magnetic anomalies associated with the basement fabric, such as the Caraíbas-Itacarambi seismicity in the central part of the São Francisco Cráton, Brazil (Chimpliganond *et al.* 2010) and in the intraplate region of Bhuj, India (Ghevaryia and Sahu 2001). Thus, this correlation between seismicity and the basement fabric represents the reactivation of the basement fabric. The fault geometry, regional kinematics, and spatial distribution of seismicity suggest that seismogenic faults reactivated the basement fabric found

in the Riacho Fundo and Samambaia Faults. The fabric was reactivated in only some regions, which should be further explained by future studies.

5.7 CONCLUSIONS

This study presents two seismogenic faults in intraplate South America: Riacho Fundo and Samambaia. They are both composed of seismic sequences with small magnitude events that occurred in the Precambrian crystalline basement. Most faults in the region lack correlations with known geological features. However, the present study shows that there is a correlation between the basement magnetic fabric and these seismogenic faults. In the Riacho Fundo Fault, we observed that the magnetic lineaments show a structural E-W trend, in agreement with the direction of the local hypocenters. This suggests that the seismogenic fault strikes E-W and cuts across the Meruoca Granite. The magnetic lineaments indicate that the fault could be longer and deeper than the portion illuminated by the present-day seismicity. In the Samambaia Fault epicentral area, the main NE-SW-oriented trend of the magnetic lineaments is aligned with the hypocenters. The Precambrian metamorphic fabric reactivated and controlled the seismicity. Euler deconvolution used to estimate source depth from magnetic anomalies indicates that the fault zone, delineated from the hypocenter distribution, is coincident with magnetic sources at depth, reaching approximately 13 km depth. In map view, the Samambaia Fault could reach over 40 km. Therefore, the magnetic data indicate that the fault could be deeper and longer than expected. In both seismogenic faults, brittle structures such as basalt dikes (Riacho Fundo Fault) and quartz-chalcedony veins (Samambaia Fault) also follow the basement fabric. These structures could be used as additional correlation structures, and they indicate that the brittle reactivation of the basement fabric occurred before the present-day seismicity. We conclude that a careful analysis of aeromagnetic data, ductile structures such as metamorphic foliations and brittle structures such as dikes and veins could indicate sites prone to seismogenic faulting.

Acknowledgements

REFERENCES

- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50, 77–111.
- Amaral, C.A., 1990. Folha João Câmara. Map of João Câmara area. Scale 1:100,000. Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 88 and anexes.
- Amaral, C. A., 2000. Correlação entre contexto morfoestrutural e sismicidade nas regiões de João Câmara e São Rafael (RN). Dissertação de Mestrado, UFRN, Natal - RN.
- Arthaud, M. H., 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, Brazil.
- Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (Org.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society of London, Special Publications, 294: 49-67.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophysical Journal International*, 159, 390–399.
- Assumpção, M., Dias, F.L., Zevallos, I. & Naliboff, J.B., 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms, *J.South. Am. Earth Sci.*, 71, 278 – 295.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67–79.
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., Do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault. *Tectonophysics*, 430, 27-39.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema

- Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics*, 510, 269-290.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics*, 614, 78-90.
- Boyce, J. I.; Morris, W. A., 2002. Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical lineament mapping. *Tectonophysics*, 353, 151–171.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31STIGC, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 493-518.
- Campbell, D.L., 1978. Investigation of stress concentration mechanism for intraplate earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 5, 477–479.
- Chen, Q.; Dong, Y.; Cheng, S.; Han, L.; Xu, H.; Chen, H. 2014. Interpretation of fault system in the Tana Sag, Kenya, using edge recognition techniques and Euler deconvolution. *Journal of Applied Geophysics*, 109,150–161.
- Correa, M. G.; Leite, E. P.; Filho, C. R. S., 2010. Comparação de métodos de estimativa de profundidades de fonts magnéticas utilizando dados aeromagnéticos da Província Mineral de Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28(3).
- CPRM (Brazilian Geological Survey), 2003. Geological map of state of Ceará state, scale 1:500 000.
- CPRM (Brazilian Geological Survey), 2009. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará. Programa Geologia do Brasil (PGB). MME, SGM, 1: 300.

- Curto, J. B.; Vidotti, R.M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L., 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 1544–1562.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data. *Journal of Geodynamics*, 52, 29-42.
- Dias, F.L., Assumpção, M., Bianchi, M.B., Barros, L.V. & Carvalho, J.M., 2018. The intraplate Maranhão earthquake of 2017 January 3, northern Brazil: evidence for uniform regional stresses along the Brazilian equatorial margin, *Geophys. J. Int.*, 213, 387 – 396.
- do Nascimento, A. F., Cowie, P. A., Lunn, R. J., Pearce, R. G., 2004. Spatio-temporal evolution of induced seismicity at Açú reservoir, NE Brazil. *Geophysical Journal International*, 158, 1041 – 1052.
- Ferraccioli, F.; Bozzo, E.; Damaske, D., 2002. Aeromagnetic signatures over western Marie Byrd L& provide insight into magmatic arc basement, mafic magmatism & structure of the Eastern Ross Sea Rift flank. *Tectonophysics*, 347, 139 – 165.
- Ferreira, J.M., Takeya, M.K., Costa, J.M., Moreira, J., Assumpção, M., Veloso, J., Pearce, R.G., 1987. A continuing intraplate sequence near João Câmara, northeastern Brazil — preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 14, 1042–1045.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T.; Assumpção, M.; Moreira, J. A. M.; Pearce, R. G.; Takeya, M. K., 1995. Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir – A new example of Northeastern Brazil. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85. p. 1483 – 1489.
- Ferreira, J. M., Oliveira, R. T., Takeya, M. K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stress in Northeast Brazil: evidence from focal mechanism around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, 134, 341 – 355.

- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F.; França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics*, 456, 111–126.
- Ghevariya, Z. G. and Sahu, B. K., 2001. Assessment of active faults in lineaments in Kutch and Saurashtra regions of Gujarat – A post 26 January 2001 Earthquake study. *Geol. Soc. Ind. Spec. Publ.* 65 (ii), p. 103 – 113.
- Grant, F. S., West, G. F., 1965. *Interpretation theory in Applied Geophysics*. New York, McGraw-Hill.
- Hurd, O. and Zoback, M. D., 2012. Intraplate earthquakes, regional stress and fault mechanics in the Central and Eastern U.S. and Southeastern Canada. *Tectonophysics*, 581, 182–192.
- Johnston, A.C., Kanter, L., 1990. Earthquakes in Stable Continental Crust. *Scientific American*, 262, 68–75.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions. *Geophysical Journal International*, 124, 381–414.
- Johnston, A.C., 1989. The seismicity of 'Stable Continental Interiors', in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, 229 – 327, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Springer.
- Kolawole, F., Atekwana, E. A., Laó-Dávila, D. A., Abdelsalam, M. G., Chindandali, P. R., Salima, J., Kalindekafu, L., 2018. Active deformation of Malawi Rift's North Basin hinge zone modulated by reactivation of preexisting Precambrian shear zone fabric. *Tectonics*, 37, 683–704.
- LASA Engenharia e Prospecções S/A e PROSPECTORS Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, 2008. Projeto levantamento aerogeofísico borda leste do Planalto da Borborema. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 401 pp.
- Li, J.; Morozov, I. B.; Chubak, G., 2005. Potential-field investigations of the Williston Basin basement. In: *Summary of Investigations 2005*, vol. 1, Saskatchewan Geological Survey, Misc. Rep. 4.1, CD-ROM, Paper A-5, 11 p.

- Long, L.T., Champion Jr., J.W., 1977. Bouguer gravity map of the Summerville–Charleston, South Carolina, epicentral zone and tectonic implications. Geological Survey Professional Paper, 1028 - K.
- Marchetti, M., L. Cafarella, D. Di Mauro and A. Zirizzotti, (2002). Ground magnetometric survey and integrated geophysical methods for solid buried waste detection: a case study, *Annals of Geophysics*, 45 (3/4), 563-573.
- Matos, R.M.D., 1992. The northeastern Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11, 766–791.
- Moura, A. C. A.; Oliveira, P. H. S; Ferreira, J. M.; Bezerra, F. H. R.; Fuck, R. A.; Nascimento, A. F., 2014. Seismogenic faulting in the Meruoca granite, NE Brazil, consistent with a local weak fracture zone. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 86 (4).
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 20, 351 – 383.
- Oliveira, E. P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181: 64-84.
- Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Assumpção, M., Nascimento, A.F., Sousa, M.O.L. & Menzes, E.A.S., 2015. Influence of the continental margin on the stress field and seismicity in the intraplate Acaraú Seismic Zone, NE Brazil, *Geophys. J. Int.*, 202 (3) 1453 – 1462.
- Oliveira, P.H.S., Ferreira, J.M., do Nascimento., A.F., Bezerra, F.H.R., Soares, J.E. & Fuck, R.A., 2010. Study of the Sobral seismicity, NE Brazil, in 2008, in *Proceedings of IV Geophysics Brazilian Symposium*, Brasilia, Brazil.
- Parsons, S.; Nadeau, L.; Keating, P.; Chung, C., 2006. Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: an example from the Greenville Province, Quebec. *Computers and Geosciences*, 32, 565 – 576.
- Pedrosa Jr., N.C.; Vidotti, R.M.; Fuck, R.A.; Castelo Branco, R.M.G.; Almeida, A. R.; Silva, N. C. V.; Braga, L. R. C., 2017. Architecture of the intracontinental Jaibaras

- Rift, Brazil, based on geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 74, 27-40.
- Phillips, J.D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type: Australian Society of Exploration Geophysicists. In: 15th Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts CD-ROM, p. 4.
- Pytharouli, S. I., Lunn, R. J., Shipton, Z. K., Kirkpatrick, J. D., 2011. Microseismicity illuminates open fractures in the shallow crust. *Geophysical Research Letters*, 38.
- Rajendran, C. P.; Rajendran, K.; John, B., 1996. The 1993 Killari (Latur), central India, earthquake: An example of fault reactivation in the Precambrian crust. *Geology*, 24(7):651-654.
- Santos, T. J. S.; Fetter, A. H.; Hackspacher, P. C.; Nogueira Neto, J. A., 2008. Neoproterozoic Tectonic and Magmatic Episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, During Assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 271 – 284.
- Sykes, L., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, & other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics & Space Physics*, 16, 621-688.
- Takeya, M.K.; Ferreira, J.M.; Pearce, R.G.; Assumpção, M.; Costa, J.M.; Sophia, C.M., 1989. The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil — evolution of seismicity. *Tectonophysics*, 167, 117–131.
- Takeya, M., 1992. High precision studies of an intraplate earthquake sequence in northeastern Brazil. Ph.D. Thesis, Edinburgh University.
- Talwani, P., and Rajendran, K., 1991. Some Seismological and Geometric Features of Intraplate Earthquakes, *Tectonophysics*, 186, 19-41.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., and Keys, D., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, New York.
- Thomas, W. A., Powell, C. A., 2017. Necessary Conditions for Intraplate Seismic Zones in North America. *American Geophysical Union*, 36: 2903 – 2917.

- Thompson, D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37.
- Van Arsdale, R., 2014. The New Madrid Seismic zone of the Central United States. In: Talwani, P. *Intraplate Earthquakes*. Cambridge University Press, 162 – 197.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London*, p. 69 and 99. *Special Publication*, 294.
- Veloso, J.A.V., 2012. *O terremoto que mexeu com o Brasil*, Editora Theasaurus, pp. 242.

FIGURES

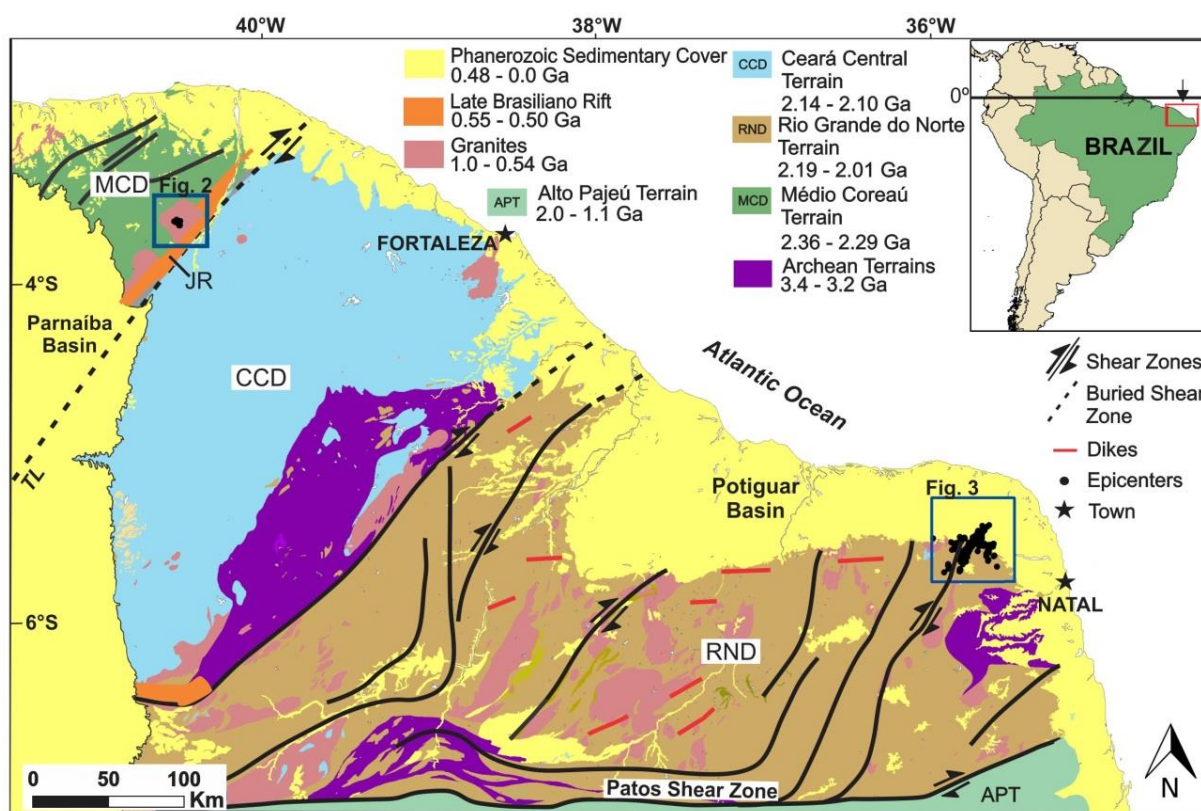


Figure 5.1. Geological map of the northern portion of the Borborema Province showing the main tectonic domains, the major Precambrian shear zones (modified from Santos et al., 2008; Arthaud et al., 2008; Van Schmus et al., 2008; Brito Neves et al., 2014) and the location of the study areas. Inset: The South America Continent. TL: Transbrasiliano Lineament. JR: Jaibaras Rift.

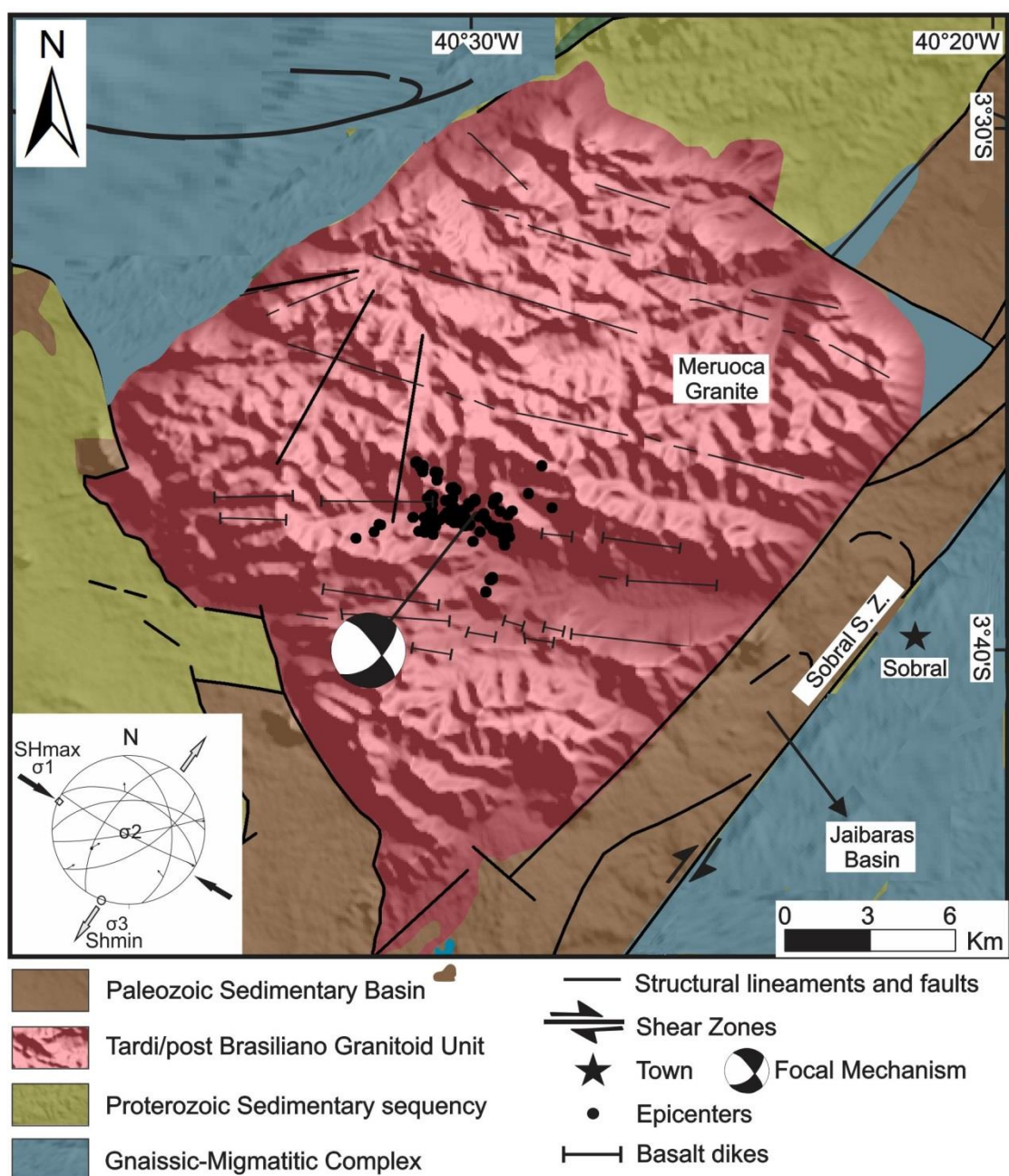


Figure 5.2. Geological map of the Meruoca Granite and surrounding units (modified from Santos *et al.* 2008; Moura *et al.* 2014). Epicenters of the 2008 earthquake sequence are from Oliveira *et al.* (2010) and Moura *et al.* (2011). Inset: stress field derived from the inversion of the focal mechanisms after Oliveira *et al.* (2015). Location in Fig. 1.

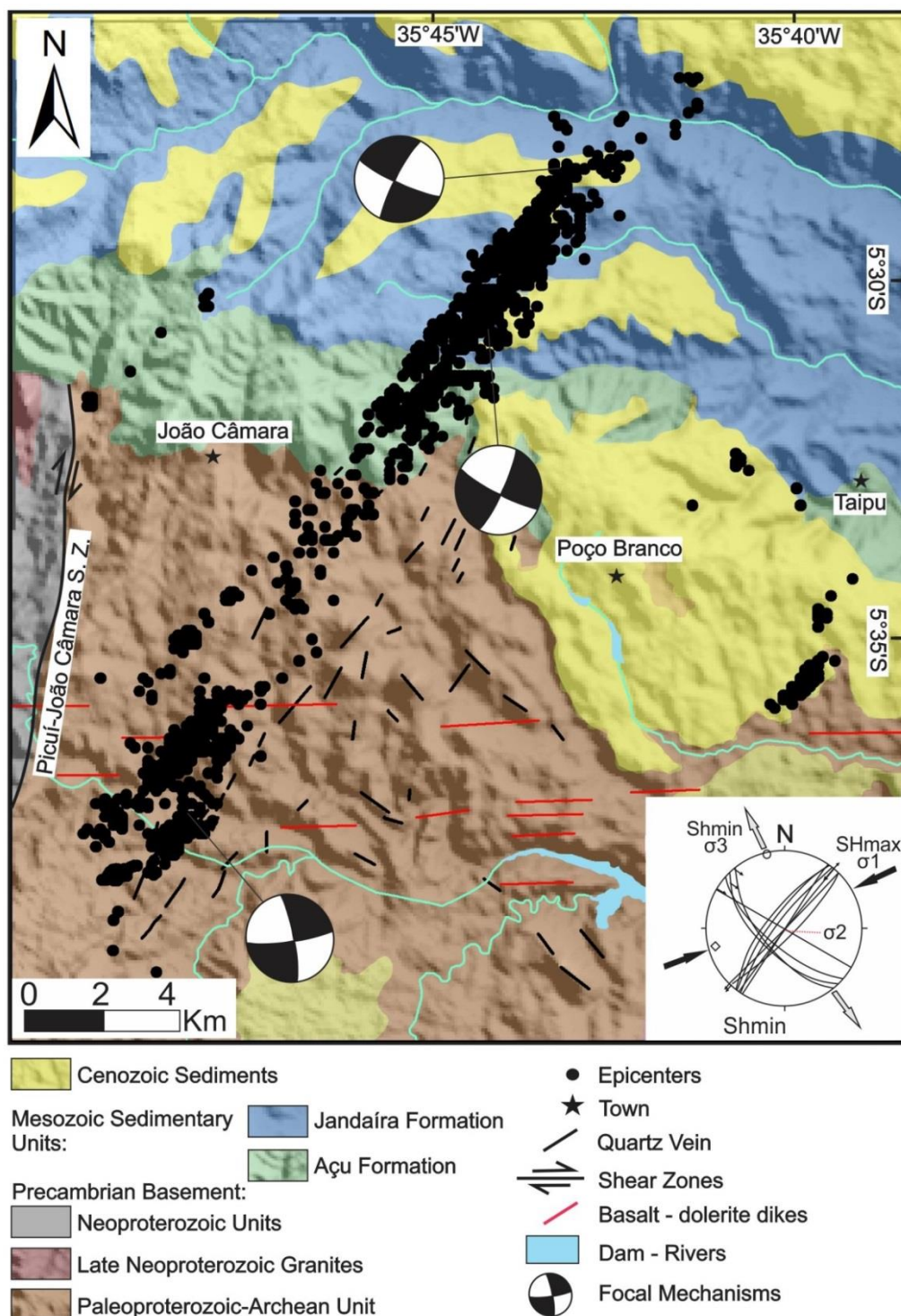


Figure 5.3. Geological map of the Samambaia Fault epicentral area at the eastern border of the Potiguar Basin, NE Brazil (modified from Bezerra *et al.* 2007, 2014). Inset: stress field derived from the inversion of the focal mechanism by Ferreira *et al.* (1998). Location in Fig. 1.

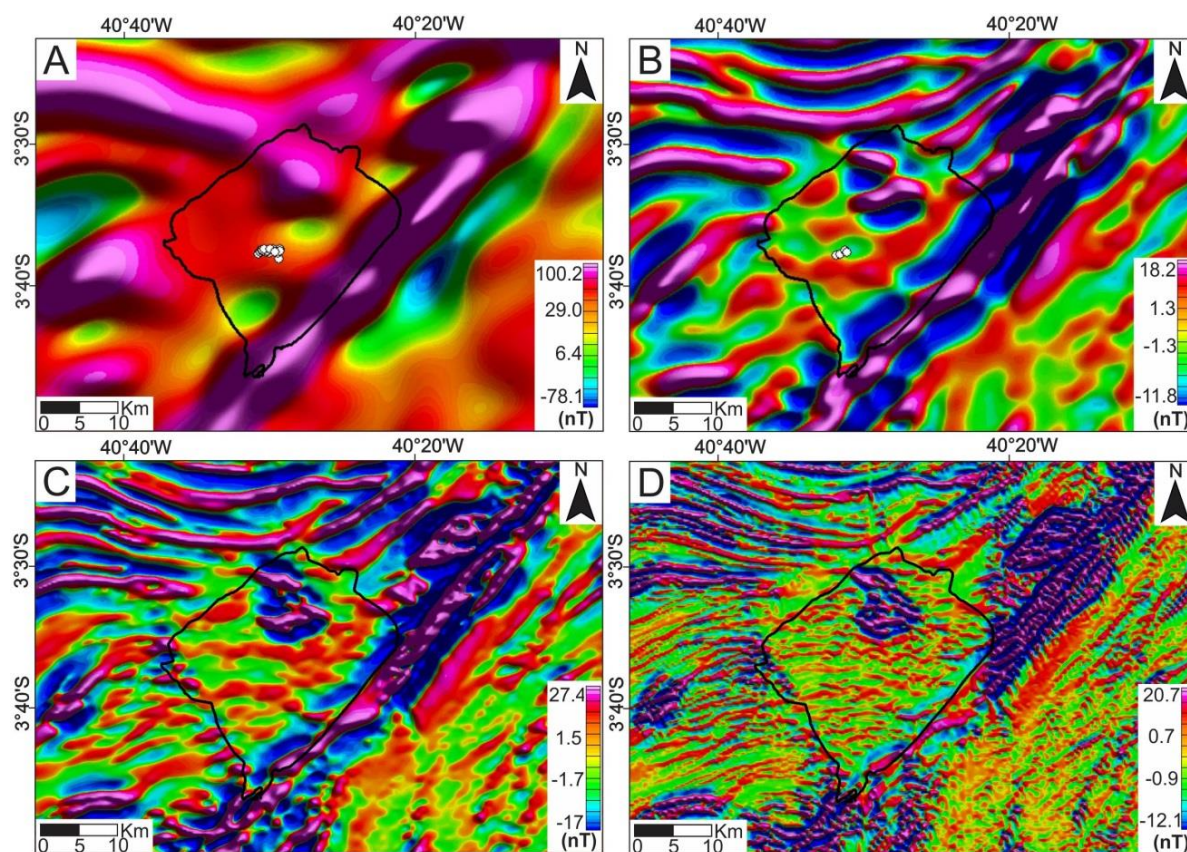


Figure 5.4. Matched filtered magnetic anomaly maps: (A) deep ~2.7–7.2 km with hypocenters, (B) intermediate (1) ~1.2–2.6 km with hypocenters, (C) intermediate 2 ~0.4–1.1 km, and (D) shallow ~0.0–0.3 km.

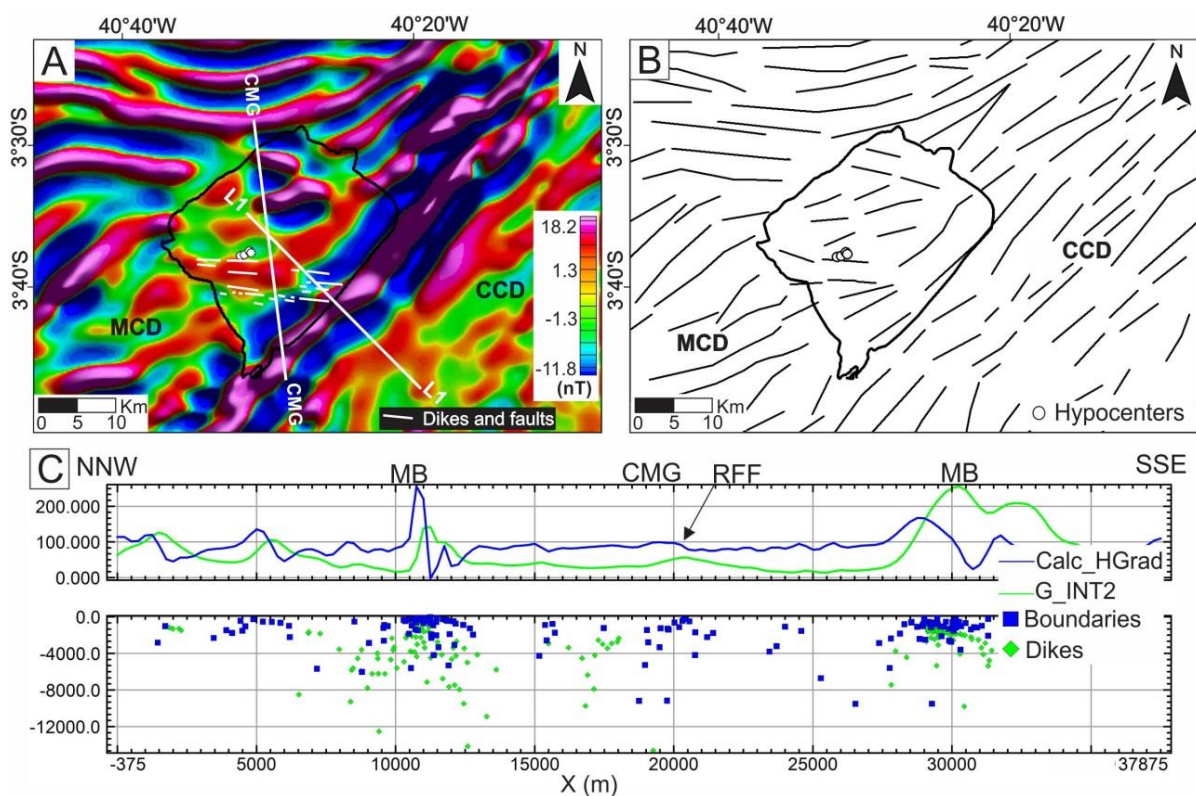


Figure 5.5. (A) Intermediate 1 anomaly map showing a profile crossing the Meruoca Granite, (B) correlation between the epicenters and magnetic lineaments, and (C) magnetic profile in the epicentral region and PDEPTH solutions. Green line: intermediate 1 anomaly and blue line: horizontal gradient. RFF: Riacho Fundo Fault and MB: Meruoca boundary.

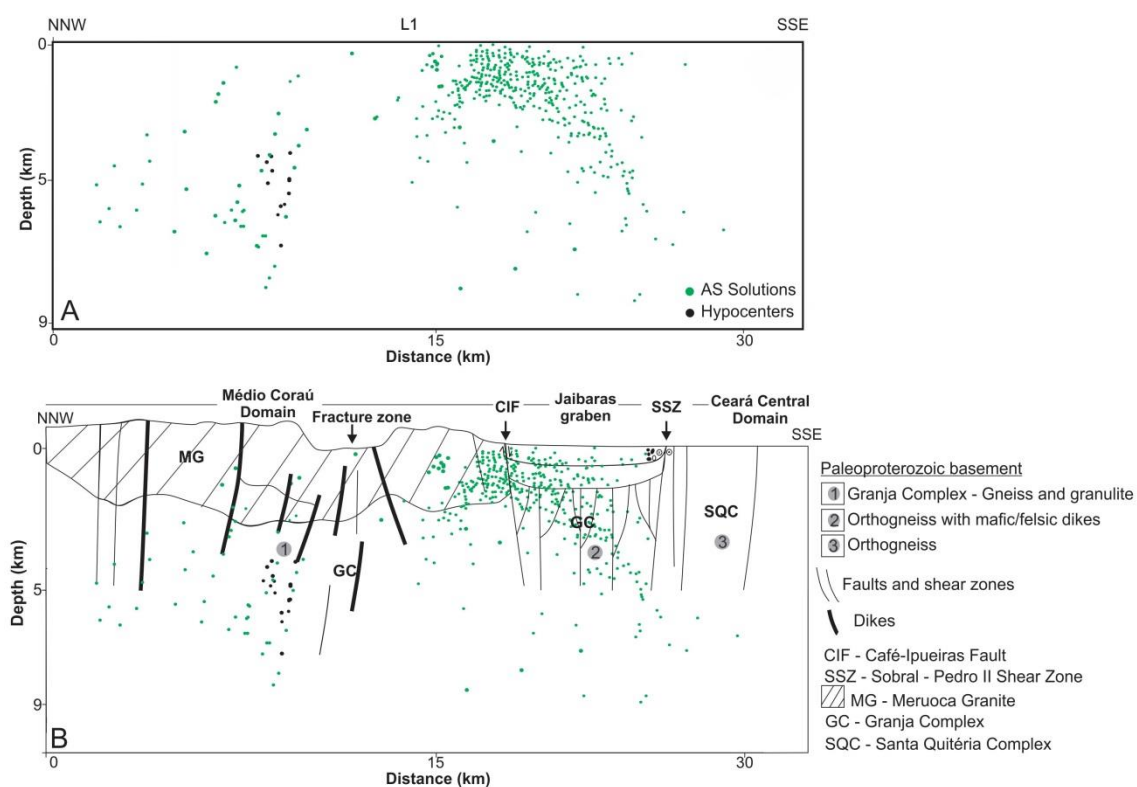


Figure 5.6. (A) Analytical signal (AS) solutions obtained along the profile L1 and hypocenters of the Riacho Fundo Fault. (B) Correlation of the hypocenters analytical signal solutions and geological units. The gravity model was developed after Pedrosa Jr. *et al.* (2017). Location in Fig. 5.

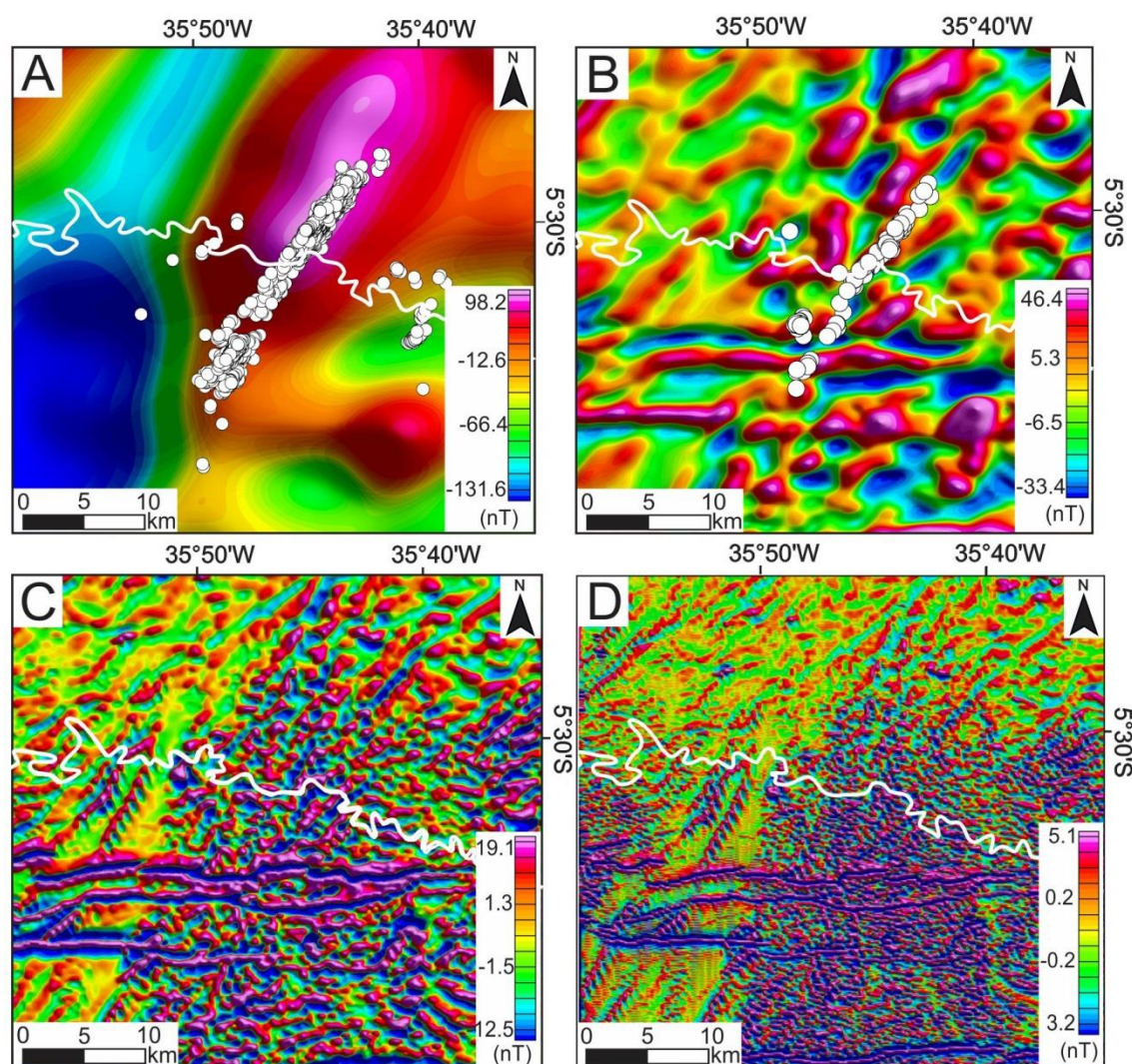


Figure 5.7. Matched filtered magnetic anomaly maps: (A) deep $\sim 2.4\text{--}7.5$ km with hypocenters, (B) intermediate (1) $\sim 0.6\text{--}2.3$ km with hypocenters, (C) intermediate (2) $\sim 0.3\text{--}0.5$ km, and (D) shallow $\sim 0.0\text{--}0.2$ km. The white dots correspond to the hypocenters at each depth interval. The white line corresponds to the boundary between the crystalline basement (south) and sedimentary basin (north).

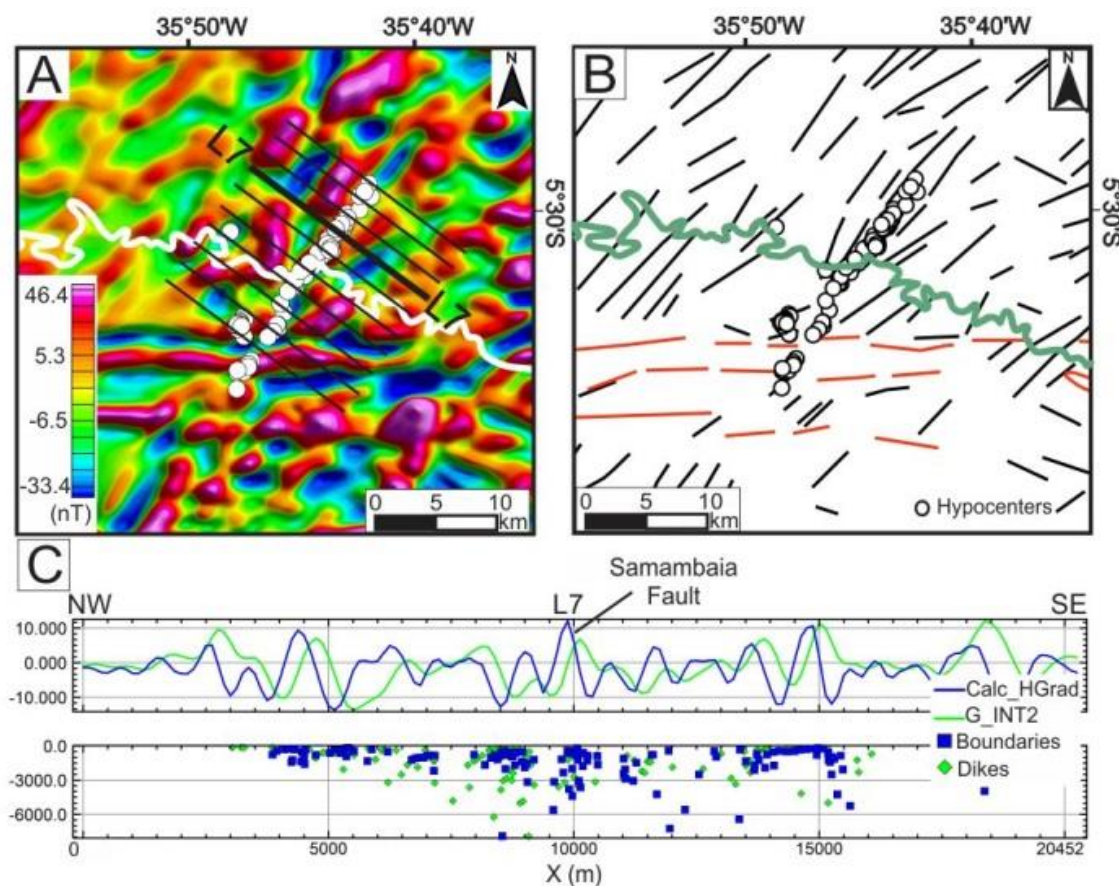


Figure 5.8. (A) Intermediate 1 anomaly map with hypocenters overlaying the map and 10 profiles crossing the Samambaia Fault, (B) correlation between the epicenters and magnetic lineaments, and (C) magnetic profile in the epicentral region using PDEPTH solutions. Green line: intermediate 1 anomaly and blue line: horizontal gradient. White line (A) and green line (B) correspond to the boundary between the crystalline basement (south) and sedimentary basin (north). Calc_HGrad – horizontal gradient calculated and G_Int2 – intermediate gradient 2.

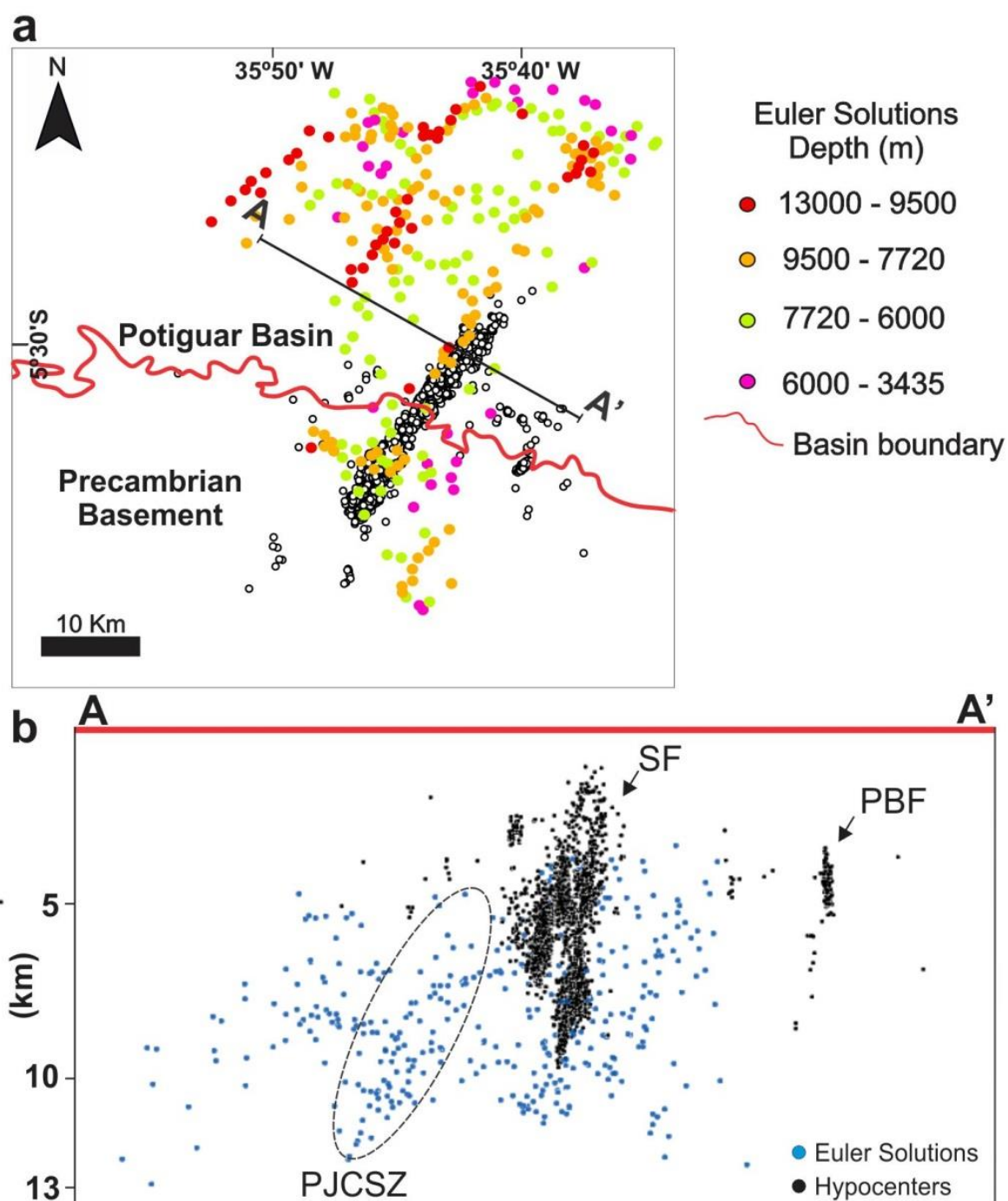


Figure 5.9. (A) Distribution of the Euler deconvolution solutions. (B) Hypocentral data correlated with the product of the Euler deconvolution, with associations to the Samambaia Fault (SF) and Picuí-João Câmara shear zone (PJCSZ).

TABLE

Table 5.1. Results of stress inversion with focal mechanisms. Φ is the shape factor. N is the number of focal mechanism used. Misfit angle is the difference between the observed slip and the shear stress in the fault plane. a=azimuth; p=plunge. (Riacho Fundo fault compiled from Oliveira et al., 2015 and Samambaia fault compiled from Ferreira et al., 1998).

Seismogenic faults	σ_1 (a, p)	σ_2 (a, p)	σ_3 (a, p)	Φ	N	Misfit angle range
Riacho Fundo	292/0	Vertical	202/0	0.4±0.1	7	1° - 21°
Samambaia	76/08	Vertical	166/02	0.6±0.1	23	9° - 34°

CAPÍTULO 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise de dados magnéticos representou a etapa inicial de interpretação, pois assinala, de maneira qualitativa o comportamento e identificação de lineamentos estruturais presentes na área estudada. Esta análise norteou a identificação de falhas associadas a sismicidade nas duas regiões, correlação imprescindível, juntamente com dados de campo e sismológicos, para o aprofundamento do conhecimento estrutural da área e a decorrente reativação da foliação metamórfica do embasamento na região do Granito Meruoca e João Câmara. A análise estrutural, com base nos lineamentos magnéticos traçados confirmou a existência de uma principal direção estrutural (E-W) no Granito Meruoca e (NE-SW) em João Câmara, configuradas posteriormente como falhas, veios e diques. A identificação destes lineamentos como falhas foi condicionada pela correlação com a principal direção da sismicidade associada a Falha Riacho Fundo, no Granito Meruoca e a Falha Samambaia, em João Câmara.

O método magnético através de levantamentos aéreo mostrou-se bastante eficaz na identificação de estruturas no embasamento cristalino em diferentes profundidades, permitindo inclusive identificar zonas de fraqueza com o auxílio de dados sismológicos e de campo. Os dados aeromagnéticos processados supriram a escassez de informações de estruturas em diferentes profundidades na região, possibilitando assim, correlacionar a sismicidade com a foliação metamórfica do embasamento, assinalada em superfície por veios e diques.

Atualmente, vários estudos em sismicidade vêm sendo realizados para melhor caracterizar terremotos intraplacas em diversas regiões do mundo. Para a região nordeste do Brasil algumas considerações primárias são levadas em consideração, devido tratar-se de uma das áreas mais sismicamente ativas do país, tornando-se local de inúmeros trabalhos realizados, enfocando nessa temática. Assim, vários modelos são propostos para explicar a sismicidade na região de João Câmara e outros trabalhos mais recentes para explicar a sismicidade do Granito Meruoca, portanto, levando em consideração a sismicidade em todo o nordeste.

De acordo com os dados sismológicos, observa-se que os hipocentros estão concentrados na crosta superior, pois raramente ultrapassam uma profundidade hipocentral de 10 km. Nesta dissertação, duas falhas sismogênicas foram

estudadas: a Falha Riacho Fundo (FRF) e a Falha Samambaia (FS), ambas localizadas na porção norte da Província Borborema, puderam ser analisadas a partir da integração de dados magnéticos, sismológicos e geológicos, possibilitando a identificação da correlação entre a sismicidade e a trama estrutural do embasamento cristalino nas regiões estudadas.

A Falha Riacho Fundo, localizada no Granito Meruoca, atuou na formação de novas feições superficiais e conseqüentemente na orientação de algumas estruturas. Na região há ocorrência de estruturas na direção E-W bem marcadas como diques de basalto, sendo consistentes com mecanismos focais regionais estabelecidos. A falha coincide com a direção de anomalias magnéticas no Granito Meruoca e no embasamento, sendo consistente com poucos casos estudados no mundo, assim surge a hipótese que essa relação entre sismicidade intraplaca e anomalias magnéticas podem atuar como um indicador de atividade sísmica em algumas regiões. Além dessas correlações, observa-se que a Falha Riacho Fundo não possui nenhuma correlação com o Lineamento Transbrasiliano.

Para a Falha Samambaia trunca foliações brasilianas e apresenta diversos segmentos, sua atividade sísmica apresenta reativações ao longo de antigas zonas de fraqueza. A partir dos dados magnéticos processados e interpretados, conseguimos obter uma correlação dos hipocentros com a foliação metamórfica do embasamento, mostrando que na região existe a reativação da foliação do embasamento cristalino, representada em superfície por diques silicosos fraturados, rochas cataclásticas e veios de quartzo que seguem na direção paralela aos hipocentros.

A partir dos resultados, observamos que em ambas as regiões a sismicidade coincide com a foliação metamórfica do embasamento cristalino, mostrando a ocorrência de reativação dessa foliação, sendo possivelmente uma das causas da sismicidade nas regiões. Diante disso, é relevante continuar estudos de risco sísmico em diversas regiões, incluindo outros possíveis fatores atuantes, entre eles, o indício de fatores hidrotermais que também possam influenciar na atividade sísmica dessas falhas, como outros fatores ainda desconhecidos. Além desse motivo, deve-se levar em consideração para estudos futuros o motivo pelo qual a foliação metamórfica do embasamento cristalino nessas regiões é reativada e outras regiões a foliação metamórfica não é reativa

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth-Science Reviews, 50, 77–111.
- Amaral, C.A., 1990. **Folha João Câmara. Map of João Câmara area**. Scale 1:100,000. Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 88 pp. and anexes.
- Andrades Filho, C.; Rosseti, D.F.; Bezerra, F.H.R.; Medeiros, W.E.; Valeriano, M. M.; Cremon, E. H.; Oliveira, R.G. 2014. **Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data**. Journal of South American Earth Sciences, 56, 316-327.
- Archanjo, C. J.; Launeau, P.; Hollanda, M. H. B. M.; Macedo, J. W. P.; Liu, D., 2009. **Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil)**. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 98:1793–1807.
- Arthaud, M. H., 2007. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira**. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, Brazil.
- Assumpção, M., 1992. **The regional intraplate stress field in South America**. J. Geophys. Res., 97 (B8), 11889 – 11903.
- Assumpção, M., Schimmel, M., Escalante, C., Barbosa, J.R., Rocha, M., Barros, L.V., 2004. **Intraplate seismicity in SE Brazil: stress concentration in lithospheric thin spots**. Geophysical Journal International 159, 390–399.
- Assumpção, M.; Dias, F. L.; Zevallos, I. ; Naliboff, J. B., 2016 . **Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms**. Journal of South American Earth Sciences, v. 71, p. 278-295

- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., Caixeta, D., 2009. **The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton, Brazil**, *Tectonophysics*, 469, 37-47.
- Bello, A. M. 2014. **Avaliações comparativas de filtros espaciais para mapeamento de contatos geológicos com contrastes de densidades e suscetibilidades magnéticas**. Projeto Final de Graduação em Geofísica, Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói/RJ.
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D. 1990. **Evolução tectonosedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar**. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 291- 310.
- Betts, P.G., Valenta, R.K., Finlay, J., 2003. **Evolution of the Mount Woods Inlier, northern Gawler Craton, southern Australia: an integrated structural and aeromagnetic analysis**. *Tectonophysics* 366, 83–111.
- Betts, P.G., Giles, D., Lister, G.S., 2004. **Aeromagnetic patterns of half-graben and basin inversion: implications for sediment-hosted massive sulfide Pb–Zn–Ag exploration**. *Journal of Structural Geology* 26 (6–7), 1137–1156.
- Bezerra, F.H.R., Vita-Finzi, C., 2000. **How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil**. *Geology* 28, 591-594.
- Bezerra, F. H. R.; Silva, F. O.; Sousa, M. O. L.; Amaral, R. F.; Fonseca, V. P.; Vieira, M. M.; Moura-Lima, E. N, 2006. **Mapeamento Geológico da Folha Macau (SB-24-X-D-II)**. Programa Geologia do Brasil - PGB. Recife, CPRM/UFRN, 1 mapa color. Escala. 1:100.000.
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., Do Nascimento, A.F., 2007. **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. *Tectonophysics* 430, 27-39.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics*, 510, 269-290.

- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. **Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil**. *Tectonophysics* 614, 78-90.
- Bisrat, S. T., DeShon, H. R., Rowe, C. A., 2012. **Swarm activity within the New Madrid seismic zone identified using waveform cross correlation techniques**, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102, 1167–1178
- Boyce, J. I.; Morris, W. A., 2002. **Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical lineament mapping**. *Tectonophysics* 353, 151–171.
- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker, H., 2003. **Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods**. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191–205
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. **Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil**. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31STIGC, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. **The Brasiliano collage in South America: a review**. *Brazilian Journal of Geology* 44, 493-518.
- Castro, N. A., Araujo, C. E., Basei, M. A. S., Osako, L. S., Nutman, A., Liu, D., 2012. **Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, 36: 18–31.
- Cavalcante, J. C.; Vasconcelos, A. M.; Medeiros M. F.; Paiva, I. G., 2003. **Mapa geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. MME/CPRM.
- Chen, Q.; Dong, Y.; Cheng, S.; Han, L.; Xu, H.; Chen, H. 2014. **Interpretation of fault system in the Tana Sag, Kenya, using edge recognition techniques and Euler deconvolution**. *Journal of Applied Geophysics* 109,150–161.

- Chimpliganond, C., Assumpção, M., Von Huelsen, M., & França, G. S., 2010. **The intracratonic Caraíbas–Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil.** *Tectonophysics*, 480(1-4), 48–56. doi:10.1016/j.tecto.2009.09.016
- Cordani, U. G.; Brito Neves, B. B.; Thomaz Filho, R. A., 2010. **Estudo Preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização).** *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 17, 205–219.
- Cordani, U. G., Pimentel, M. M.; Araújo, C. E. G. de; Basei, M. A. S.; Fuck, R. A.; Girardi, V. A. V., 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America.** *Am. J. Sci.*, 313(6), 517–539, doi:10.2475/06.2013.01.
- Cordani, U. G.; Pimentel, M. M.; Araújo, C. E. G. de; Fuck, R. A., 2013b. **The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana.** *Braz. J. Geol.*, 43(3), 583–597, doi:10.5327/Z2317-48892013000300012.
- Costa, D.W. D.; Feitosa, F. A. C., 2007. **Hidrogeologia do aquífero açu na borda leste da bacia potiguar: trecho Upanema - Afonso Bezerra.** Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro – CPRM. Meta B. Ministério de Minas e Energia.78 p.
- CPRM (Brazilian Geological Survey), 2009. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos.** Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará. Programa Geologia do Brasil (PGB). MME, SGM, V. I, 300.
- Curto, J. B.; Vidotti, R.M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L., 2014. **The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 1544–1562.
- Curto, J. B.; Vidotti, R.M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J., 2015. **Crustal framework of the northwest Paraná Basin, Brazil: Insights from joint modeling of magnetic and gravity data.** *Tectonophysics* 655 (2015) 58–72.

- Dantas, E. L.; Fuck, R. A.; Oliveira, C. G. de; Pimentel, M. M.; Sordi, D. A.; Almeida, T., 2007. **Geometria Côncava do Sistema de Empurrões no Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás**. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Natal-RN, Extended Abstracts, vol. 1, pp. 202–204, SBG, São Paulo, SP, Brazil.
- de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Branco, M. G. C., 2008. **Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil**. *Journal of South American Earth sciences*, 26, 271 – 285.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. **Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data**. *Journal of Geodynamics* 52, 29-42.
- de Castro, D. L., Fuck, R. A.; Phillips, J. D.; Vidotti, R. M.; Bezerra, F. H. R.; Dantas, E. L., 2014. **Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil**. *Tectonophysics* 614, 128–145.
- Ferreira, J.M., Takeya, M.K., Costa, J.M., Moreira, J., Assumpção, M., Veloso, J., Pearce, R.G., 1987. **A continuing intraplate sequence near João Câmara, northeastern Brazil — preliminary results**. *Geophysical Research Letters* 14, 1042–1045.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T.; Assumpção, M.; Moreira, J. A. M.; Pearce, R. G.; Takeya, M. K., 1995. **Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir – A new example of Northeastern Brazil**. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85. P. 1483 – 1489.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T.; Takeya, M. K.; Assumpção, M., 1998. **Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin**. *Geophys. J. Int.*, 134: 341-355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F.; França, G.S.L.A., 2008. **The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil**. *Tectonophysics*, 456, 111–126.

- Fetter, A. H.; Santos, T. J. S.; Van Schmus, W. R.; Hackspacher, P. C.; Brito Neves, B. B.; Arthaud, M. H.; Nogueira, J. A.; Wernick, E., 2003. **Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana.** *Gondwana Research*, 6: 265 – 273.
- Gomes, J. C. R.; Gatto, C. M. P. P.; Souza, G. M. C.; Luz, D. S.; Pires, J. L.; Teixeira, W.; França, F. A. B.; Cabral, E. M. A.; Menor, E. A.; Monteiro, N.; Barros, M. J. G.; Ribeiro, E. G.; Lima, E. A.; Fonseca, R. A., 1981. Secretaria geral, **Projeto Radambrasil**, Folhas SB – 24/25 – Jaguaribe e Natal. p. 27 – 300.
- Gonçalves, R. S. B., 2006. **Estudo geofísico do arcabouço estrutural da Bacia Jaibas – CE.** Relatório de Graduação, Universidade Federal do Pará.
- Gowd, T. N.; Srirama Rao, S. V.; Chary, K.B., 1996. **Stress field and seismicity in the Indian shield: Effects of the collision between India and Eurasia.** *PAGEOPH*, V. 146, Nos. 3/4.
- Guimarães, S. N. P.; Hamza, V. M. 2009. **Avanços na caracterização das estruturas geológicas em subsuperfície da Província uranífera Lagoa Real (BA) a partir de dados aerogeofísicos.** *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 28(3).
- Gunn, P.J., 1997. **Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies.** *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17 (2), 133–144.
- Jacques, P.D., Machado, R., Oliveira, R.G., Ferreira, F.J.F., Castro, L.G.; Nummer, A.R., 2014. **Correlation of lineaments (magnetic and topographic) and Phanerozoic brittle structures with Precambrian shear zones from the basement of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil.** *Brazilian Journal of Geology*, 44(1):39-54.
- Johnston, A.C., 1996. **Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions.** *Geophysical Journal International* 124, 381–414.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, F. J., 2009. **Global Tectonics**, 3rd, Wiley, Chichester.

- Khalil, A.; Toni, M.; Hassoup, A.; Mansour, K., 2014. **Analysis of aeromagnetic data for interpretation of seismicity at Fayoum-Cairo area, Egypt.** Earth Sciences Research Journal, 18 (1): 7-13.
- LASA PROSPRECÇÕES S/A., 2008. **Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema.** MME/CPRM, Relatório Final, Rio de Janeiro, 401 p.
- Li, J.; Morozov, I. B.; CHUBAK, G., 2005. **Potential-field investigations of the Williston Basin basement.** In: Summary of Investigations 2005, vol. 1, Saskatchewan Geological Survey, Misc. Rep. 4.1, CD-ROM, Paper A-5, 11 p.
- Lima, J.C.F., Bezerra F.H.R., Rossetti, D.F., Barbosa, J.A., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Vasconcelos, D.L., 2016. **Neogene-Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil.** Quaternary International.
- Liu, L.; Zoback, M.D., 1997. **Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone.** Tectonics, 16(4): 585–595.
- Long, L.T., Champion Jr., J.W., 1977. **Bouguer gravity map of the Summerville–Charleston, South Carolina, epicentral zone and tectonic implications.** Geological Survey Professional Paper 1028 - K.
- Medeiros, V. C.; Medeiros, W. E.; Jardim de Sá, E. F., 2010. **Utilização de imagens aerogamaespectométricas, Landsat 7 ETM + e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da Porção central do domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil.** Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 29(1).
- Melo, A. C.; De Castro, D. L.; Bezerra, F. H. R.; Bertotti, G., 2016. **Rift fault geometry and evolution in the Cretaceous Potiguar Basin (NE Brazil) based on fault growth models.** Journal of South American Earth Sciences, 71, 96 – 107.
- Mishra, O. P., Zhao, D., 2003. **Crack density, saturation rate and porosity at the 2001 Bhuj, Índia, earthquake hypocenter: a fluid driven earthquake?** Earth Planetary Science Letter, 2012, 393 – 405.
- Moura, A. C. A., 2012. **Falhas sismogênicas no Granito Meruoca, Sobral, Ceará.** Dissertação de Mestrado. Univerdade de Brasília – UNB.

- Moura, A. C. A.; Oliveira, P. H. S.; Ferreira, J. M.; Bezerra, F. H. R.; Fuck, R. A.; Nascimento, A. F., 2014. **Seismogenic faulting in the Meruoca granite, NE Brazil, consistent with a local weak fracture zone**. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 86 (4).
- Mouritsen, H., 2015. **Magnetoreception in Birds and Its Use for Long-Distance Migration**. *Sensory Biology and Nervous System Theme* (8).
- Nadimi, A.; Beygi, S.; Safaei, H., 2016. **Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran**. *Journal of Geosciences*, 61, 127–144
- Ndougsa-Mbarga, T.; Feumoe, A. N. S.; Manguelle-Dicoum, E.; Fairhead, J. D. 2012. **Aeromagnetic Data Interpretation to Locate Buried Faults in South-East Cameroon**. *Geophysics*, 48(1–2), 49–63.
- Nogueira Neto, J. A., 2000. **Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da Província Borborema**. Tese de Doutorado. IGCE-UNESP.
- Nogueira, F. C. C., 2008. **Estruturas Tectônicas Cenozoicas na porção leste da Bacia Potiguar – RN**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN, Natal – RN.
- Nogueira, F. C.; Bezerra, F. H. R.; Fuck, R. A., 2010. **Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil**. *Journal of Geodynamics* 49, 79–91.
- O'Dea, M.G., Lister, G.S., 1995. The role of ductility contrast and basement architecture in the structural evolution of the Crystal Creek block, Mount Isa Inlier, NW Queensland, Australia. *Journal of Structural Geology* 17 (7), 949–960.
- Oliveira, D.C., Mohriak, W.U., 2003. **Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil**. *Mar. Pet. Geol.* (20): 351 – 383.
- Oliveira, E. P., Windley, B.F., Araújo, M.N.C., 2010. **The neoproterozoic sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana**. *Precambrian Research*, 181: 64-84.

- Oliveira, P. H. S., 2015. **Sismicidade e esforços tectônicos na zona sísmica Acaraú, Nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica UFRN, Natal – RN.
- Parente, C.V., Filho, W.F.S., Almeida, A.R., 2004. **Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema**. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), Geologia do Continente Sul Americano, vol. 29. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, pp. 525 - 536.
- Parente, C.V., Botelho, N.F., Santos, R.V., Garcia, M.G.M., Oliveira, C.G., Verissimo, C.U.V., 2011. **Contexto Geológico, Tipológico e Geoquímico Isotópico das Brechas Hidrotermalizadas de Ferro e Cobre tipo IOCG, associadas à Bacia Eo-Paleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil**. In: 2011. In: Frantz, Jose Carlos, Marques, Juliana, Jost, Hardy (Eds.), Contribuições a Metalogenia do Brasil, v. 1. UFRGS, Porto Alegre.
- Parsons, S.; Nadeau, L.; Keating, P.; Chung, C., 2006. **Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: an example from the Grenville Province, Quebec**. Computers and Geosciences 32, 565 – 576.
- Pedrosa Jr., N. C.; De Castro, D. L.; Matos, J. P. L., 2010. **Assinaturas magnéticas e gravimétricas do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar emersa, NE do Brasil**. Revista Brasileira de Geofísica, 28(2).
- Pedrosa Jr., N.C., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Leopoldino Oliveira, K.M., Castelo Branco, R.M.G., 2015. **Structural framework of the Jaibaras Rift, Brazil, based on geophysical data**. J. S. Am. Earth Sci. 58, 318 - 334.
- Pessoa Neto, O. C.; Soares, U. M.; Silva, J. G. F.; Roesner, E. H.; Florêncio, C. P.; Souza, C. A. V., 2007. **Bacia Potiguar**. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2): 357 – 369.
- Phillips, J.D., 2001. **Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type: Australian Society of Exploration Geophysicists**. In: 15th Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts CD-ROM, p. 4.

- Rajendran, C. P.; Rajendran, K.; John, B., 1996. **The 1993 Killari (Latur), central India, earthquake: An example of fault reactivation in the Precambrian crust.** *Geology*, 24(7):651-654.
- Ramos, V. A., G. Martino, V. R.; Otamendic, J. (2010). **A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent.** *J. Geodyn.*, 50, 243–255. doi:10.1016/j.jog.2010.01-019.
- Rao, N.P., Tsukuda, T., Kosuga, M., Bhatia, S.C., Suresh, H.G., 2002. **Deep lower crustal earthquakes in central India: inferences from analysis of regional broadband data of the 1997 May 21 Jabalpur earthquake.** *Geophysical Journal International*, 148, 132–138.
- Reid, A.B.; Allsop, J.M.; Granser, H.; Millett, A.J.; Somerton, I.W. 1990. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.** *Geophysics*, 55 (1), p. 80-91.
- Reis, N.J.; Bahia, R.B.C.; Almeida, M.E.; Costa, U.A.P.; Betiollo, L.M.; Oliveira, A.C.; Splendor, F., 2013. **O supergrupo Sumaúma no contexto geológico da Folha SB.20-Z-D (SUMAÚMA), sudeste do Amazonas: modo de ocorrência, discussão de idades em zircões detríticos e correlações no SW do Cráton do Amazonas.** In: Wankler F.L., Holanda E.S., Vasquez M.L. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte (SBG-NO), v. 8, p. 199- 222.
- Rocha, H. L. A., 2009. O Problema da magnetização remanente na redução ao polo: **Um novo método para determinação da direção de magnetização.** Trabalho de Conclusão de Curso, UFF – RJ.
- Rodrigues, R. S.; De Castro, D. L.; Júnior, J. A. R., 2014. **Characterization of the Potiguar Rift structure based on Euler Deconvolution.** *Revista Brasileira de Geofísica*, 32(1): 109-121.
- Sampaio, A. V.; Schaller, H., 1968. **Introdução a estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar.** Boletim técnico da Petrobras, Rio de Janeiro: Petrobras, 11, 19 – 44.
- Santos, T. J. S.; Nogueira Neto, J. A.; Fetter, A. H.; Hackspacher, P. C., 2001. **Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja – CE.** *Revista de Geologia (UFC)*, 14: 33 – 48.

- Santos, T. J. S.; Fetter, A. H.; Hackspacher, P. C.; Van Schmus, W. R.; Nogueira Neto, J. A., 2004. **Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic Evolution in the NW part of the Borborema Province.** In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R. & Hackspacher, P. (eds) The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America. Journal on the Virtual Explorer, Electronic Edition, 17, Paper 9.
- Santos, T. J. S.; Dantas, E. L.; Fuck, R. A.; Araújo, C. E. G.; Rosa, F. F.; Amaral, W. S., 2007. **The geology and U-Pb and Sm-Nd geochronology from the northern portion of the Santa Quitéria Batholith, NE Brazil.** In XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – V International Symposium on tectonics on Brazil Actas, Extended Abstracts. Sociedade Brasileira de Geologia, 142 – 144.
- Santos, T. J. S.; Fetter, A. H.; Hackspacher, P. C.; Nogueira Neto, J. A., 2008. **Neoproterozoic Tectonic and Magmatic Episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, During Assembly of Western Gondwana.** Journal of South American Earth Sciences, 21 : 271 – 284.
- Sbar, M. L., and Sykes, L. R., 1973. **Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: An example of intraplate tectonics.** Geological Society of America Bulletin, 84, p. 1861-1882.
- Siqueira, A. C. A.; Magini, C.; Dantas, E. L.; Fuck, R. A.; Sasaki, J. M., 2014. **Lateritas do Domínio Médio Coreaú – Comportamento geoquímico de mantos lateríticos do Noroeste do Estado do Ceará.** Brazilian Journal of Geology, 44(2): 249-264.
- Sykes, L., 1978. **Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, & other tectonism postdating continental fragmentation.** Reviews of Geophysics & Space Physics. 16, p. 621-688.
- Takeya, M.K.; Ferreira, J.M.; Pearce, R.G.; Assumpção, M.; Costa, J.M.; Sophia, C.M., 1989. **The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil — evolution of seismicity.** Tectonophysics 167, 117–131.
- Talwani, P., and Rajendran, K., 1991. **Some Seismological and Geometric Features of Intraplate Earthquakes,** Tectonophysics, 186, 19-41.

- Talwani, P., 1999. **Fault geometry of earthquakes in continental interiors.** Tectonophysics 305, 371–379.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E.; Keys, D.A. 1976. **Applied Geophysics.** Cambridge. Cambridge university press. P.860.
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH: **A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data,** Geophysics, 47, 31-37.
- Torquato, J.R. 1995. **A geologia do noroeste do Ceará.** Uma visão histórica. Rev. Geol. 8, 5-170.
- Torquato, J. R.; Nogueira Neto, J. A., 1996. **Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú.** Revista Brasileira de Geociências, 26 (4):303-314.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions.** Journal of South American Earth Sciences 8, 267–288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. **Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt.** Geological Society of London, p. 69 and 99. Special Publication, 294.
- Wilson, J. T. 1966. **Did the Atlantic close and then reopen?** Nature, v. 2011: 676 – 681.
- Zoback, M.D., Zoback, M.L., 1991. **Tectonic stress field of North America and relative plate motion.** In: Slemmon, B., et al. (Ed.), The geology of North America, Decade Map Volume 1, Neotectonics of North America. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, pp. 339–366