



**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA REGIÃO DO COMPLEXO CROMITÍFERO
DO JACURICI-BA COM AUXÍLIO DE AEROMAGNETOMETRIA E
AEROGAMAESPECTROMETRIA**

Porto Alegre, 2016

VINICIUS MEDINA PEIXOTO

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA REGIÃO DO COMPLEXO CROMITÍFERO
DO JACURICI – BA COM AUXÍLIO DE AEROMAGNETOMETRIA E
AEROGAMAESPECTROMETRIA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof. Dra. Juliana Charão Marques

Supervisor: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Peixoto, Vinicius Medina

Caracterização geofísica da região do Complexo Cromitífero do Jacurici-BA com auxílio de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria . / Vinicius Medina Peixoto. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[72 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Juliana Charão Marques
Coorientador(es): Jairo Francisco Savian

1. Rochas máfico-ultramáficas 2. Aeromagnetometria 3. Aerogamaespectrometria 4. Complexo do Jacurici I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA REGIÃO DO COMPLEXO CROMITÍFERO DO JACURICI–BA COM AUXÍLIO DE AEROMAGNETOMETRIA E AEROGAMAESPECTROMETRIA” elaborado por Vinicius Medina Peixoto, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Jair Weschenfelder

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Prof. Dra. Maria Luiza C. da Camara Rosa

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Leandra e Cairo, por sempre acreditarem e incentivarem meus sonhos, por mais loucos que pudessem parecer, me oferecendo todo apoio emocional nos momentos de incerteza. À minha irmã, Isabelle, parceira de vida e de viagens ao mundo do impossível. Ao Lucas, pelo companheirismo, brigas, risadas e paciência na convivência diária, se tornado minha família em Porto Alegre.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela estrutura fornecida para a minha formação, e aos professores do Instituto de Geociências pelo grande conhecimento repassado. À minha orientadora, Juliana Charão Marques, e ao meu supervisor, Jairo Francisco Savian, pela sabedoria e paciência em me orientar, me oferecendo todo suporte para a realização desse trabalho. Aos amigos que fiz na geologia, pelos momentos de descontração, troca de conhecimentos e pela ótima companhia nos campos incríveis que fizemos.

Agradeço também à empresa Ferbasa, que prontamente disponibilizou a base de dados para este trabalho, e à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), pelo fornecimento de relatórios e dados complementares.

“Sempre que houver alternativas, tenha cuidado. Não opte pelo conveniente, pelo confortável, pelo respeitável, pelo socialmente aceitável, pelo honroso. Opte pelo que faz o seu coração vibrar. Opte pelo que gostaria de fazer, apesar de todas as consequências”

Osho

RESUMO

O Complexo do Jacurici é formado por vários corpos máfico-ultramáficos, orientados aproximadamente norte-sul, na parte setentrional do Cráton do São Francisco, norte do estado da Bahia, que hospedam o maior depósito de cromo do Brasil. Nesse contexto está inserida a área de estudo, no limite entre dois segmentos crustais arqueanos, denominados Bloco Serrinha e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, unidos devido à colisão paleoproterozoica que originou o cráton. O posicionamento do Complexo nestes terrenos ainda é alvo de controvérsias, sendo considerado como intrusivo no Complexo Santa Luz, uma unidade do Bloco Serrinha, ou nos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba, no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. A abrangência do Complexo pode ser muito maior do que já foi estimado, considerando que grande parte ocorre em subsuperfície. Na tentativa de compreender a relação geológica complexa que ocorre na área de estudo, dados aerogeofísicos foram interpretados com o objetivo de caracterizar a região, para delimitar o espaço de ocorrência das rochas máfico-ultramáficas, possíveis novos alvos para exploração de cromo. Os dados analisados são oriundos do levantamento aerogeofísico Riacho Seco-Andorinha, realizado no ano de 2001. Após o processamento dos dados, foram gerados mapas gamaespectrométricos e magnetométricos que permitiram, juntamente com as feições geológicas conhecidas, identificar três áreas distintas. A primeira área possui alta concentração de potássio e intensidade magnética moderada. A segunda área possui variadas concentrações de potássio, tório e urânio e alto gradiente de intensidade magnética. A terceira área demonstra concentração maior de potássio ao norte e de tório ao sul, e baixo gradiente magnético. A área 1 apresenta características bem marcantes de corpos sieníticos, conforme identificado nos mapas, e corresponde ao Sienito Itiúba. A área 2 possui grande heterogeneidade litológica e hospeda as rochas do Complexo do Jacurici, podendo estender para leste a área considerada favorável à ocorrência de rochas máfico-ultramáficas, não podendo descartar uma relação com o Complexo. A área 3 demonstra características bem distintas e foi considerada como parte de um contexto geológico diferente, que pode limitar a ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos. A partir dos dados obtidos, aparentemente na área 2 pode haver a continuação dos corpos máfico-ultramáficos e indica uma região propícia para futuras investigações.

Palavras-Chave: rochas máfico-ultramáficas, aeromagnetometria, aerogamaespectrometria, Complexo do Jacurici.

ABSTRACT

The Jacurici Complex consists of several mafic-ultramafic bodies, oriented approximately north-south, in the northern part of the São Francisco Craton, north of the state of Bahia, which host the largest chrome deposit in Brazil. In this context, the study area is inserted in the boundary between two Archaean crustal segments, called Serrinha Block and Itabuna-Salvador-Curaçá Belt, united due to the paleoproterozoic collision that originated the craton. The positioning of the Complex in these lands is still controversial, being considered as an intrusive in the Santa Luz Complex, a unit of the Serrinha Block, or in the granulite orthogneisses of the Caraíba Complex, in the Itabuna-Salvador-Curaçá Belt. The range of the Complex may be much larger than previously estimated, considering that much of it occurs in subsurface. In an attempt to understand the complex geological relationship that occurs in the study area, aerogeophysical data were interpreted with the objective of characterizing the region to delimit the space of occurrence of the mafic-ultramafic rocks, possible new targets for chrome exploration. The data analyzed came from the Riacho Seco-Andorinha aerogeophysical survey carried out in 2001. After the data processing, gamma-spectrometric and magnetometric maps were generated, which allowed, along with the known geological features, to identify three distinct areas. The first area has high potassium concentration and moderate magnetic intensity. The second area has varying concentrations of potassium, thorium and uranium and a high gradient of magnetic intensity. The third area shows higher concentration of potassium to the north and thorium to the south, and low magnetic gradient. Area 1 presents very striking features of syenitic bodies, as identified in the maps, and corresponds to the Itiúba syenite. Area 2 has great lithological heterogeneity and hosts the rocks of the Jacurici Complex, extending to the east the area considered favorable to the occurrence of mafic-ultramafic rocks, and can not rule out a relationship with the Complex. Area 3 shows very distinct characteristics and was considered as part of a different geological context, which may limit the occurrence of the mafic-ultramafic bodies. From the data obtained, apparently in area 2 there may be continuation of the mafic-ultramafic bodies and indicates a region suitable for future investigations.

Keywords: mafic-ultramafic rocks, aeromagnetometry, aerogammaespectrometry, Jacurici Complex.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, situada na imagem dentro do retângulo vermelho. 1. Município de Uauá; 2. Município de Monte Santo; 3. Município de Andorinha.	14
Figura 2 - Localização do Cráton do São Francisco e das faixas de dobramento delimitantes. Modificado de Hasui, 2012.	15
Figura 3 - Domínios tectônicos arqueanos e paleoproterozoicos do embasamento da Bahia, durante (A) e após (B) a colisão Paleoproterozoica. Modificado de Barbosa et al. (2012) e Barbosa & Sabaté (2002).	16
Figura 4 - Mapa geológico do Bloco Serrinha. Modificado de Barbosa et al. (2012).	18
Figura 5 - Mapa geológico da parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Modificado de Barbosa et al. (2012).	21
Figura 6 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, correspondendo a partes das folhas Andorinha e Pinhões. A mina Ipueira-Medrado está assinalada, por representar o principal corpo máfico-ultramáfico mineralizado com cromo. Modificado de CPRM (2014).	25
Figura 7 - Método de aquisição de dados aerogeofísicos por levantamento aéreo. Extraído de Ribeiro et al. (2013).	27
Figura 8 - Fluxograma das etapas de processamento dos dados aerogeofísicos.	30
Figura 9 - Representação das componentes do campo magnético terrestre. (Extraído de Kearey et al., 2009).	39
Figura 10 - Valores médios e intervalos de suscetibilidade magnética dos principais tipos de rocha. (Extraído de Kearey et al., 2009).	41
Figura 11 - Espectro de potência radial dos dados magnetométricos, correlacionando o comprimento de onda com a profundidade de topo das fontes magnéticas. Fontes profundas com profundidade média de 4,7 km e fontes rasas, 1,9 km. Gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	46
Figura 12 - Mapa de contagem dos elementos potássio-K (A), tório equivalente-eTh (B) e urânio equivalente-eU (C), realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	49
Figura 13 - Mapa de declividade da área de estudo, extraído do SRTM. Gerado pelo software ArcGis.	50
Figura 14 – (A)Mapa ternário no padrão RGB (R - K, G - eTh, B - eU), separado em oito domínios gamaespectrométricos (A-H), gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft. (B) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).	53
Figura 15 - Mapas de razões K/eU (A) e K/eTh (B), realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	55
Figura 16 - Mapas do Campo Magnético Anômalo sem filtro (A) e com filtro de Redução ao Polo (B), realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	56
Figura 17 - (A) Mapa do Campo Magnético Anômalo com Redução ao Polo, separado em três domínios magnetométricos (A-C), realçado com sombreamento a 45°, gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft. (B) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).	57
Figura 18 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), sobreposto pelos domínios magnetométricos e com o corpo cromitífero Ipueira-Medrado destacado. Realçado com sombreamento a 45°. Gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	59
Figura 19 - Mapas de Campo Magnético Anômalo com filtro de Continuação para Cima de 250 metros (A) e 500 metros (B). Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	61
Figura 20 - Mapas de índice Máfico sobrepostos pelos domínios gamaespectrométricos (A) e pelos domínios magnetométricos (B). Realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.	62
Figura 21 - (A) Mapa radiométrico Ternário RGB subdivido nos oito domínios gamaespectrométricos. (B) Mapa magnético do Campo Magnético Anômalo com filtro de Redução ao Polo, demarcado com os três domínios magnetométricos. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft. (C) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Informações técnicas do levantamento aerogeofísico.	28
Tabela 2 - Intervalo de detecção dos canais dos elementos radiométricos e seus picos de energia. Modificado de Ribeiro et al. (2013).	32
Tabela 3 - Coeficientes de contribuição do Radônio. Extraído de LASA (2002).	35

LISTA DE SIGLAS

CSF – Cráton do São Francisco
CISC – Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá
CSE – Cinturão Salvador-Esplanada
CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
USGS – *United States Geological Survey*
IAEA – *International Atomic Energy Agency*
SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*
MDE – Modelo Digital de Elevação
CMT – Campo Magnético Terrestre
IGRF – *International Geomagnetic Reference Field*
SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*
Ppm – Partes por milhão
Ma – *Mega-annum* (10^6 anos)
Ga – *Giga-annum* (10^9 anos)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 OBJETIVOS	13
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	14
2.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO	14
2.2 BLOCO SERRINHA	17
2.3 CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ	20
2.4 ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS	23
3. MATERIAIS E MÉTODOS	26
3.1 GAMAESPECTROMETRIA	31
3.1.1 <i>Conceitos Fundamentais</i>	31
3.1.2 <i>Correção dos Dados</i>	32
3.1.2.1 Correção do Tempo Morto	32
3.1.2.2 Cálculo da Altura Padrão do Voo	33
3.1.2.3 Remoção da Radiação de Fundo da Aeronave e Cósmico	33
3.1.2.4 Remoção da Radiação de Fundo do Radônio Atmosférico	33
3.1.2.5 Correção do Efeito Compton	36
3.1.2.6 Correção Altimétrica	37
3.1.2.7 Conversão para Concentração dos Elementos	37
3.1.3 <i>Processamento</i>	38
3.2. MAGNETOMETRIA	38
3.2.1 <i>Conceitos Fundamentais</i>	38
3.2.2 <i>Correção dos Dados</i>	42
3.2.2.1 Remoção da Variação Magnética Diurna	42
3.2.2.2 Correção do Erro de Paralaxe	43
3.2.2.3 Nivelamento	43
3.2.2.4. Remoção do IGRF	43
3.2.3 <i>Processamento</i>	44
3.2.3.1 Filtro Butterworth	46
3.2.3.2 Filtro Cosseno Direcional	46
3.2.3.3 Filtro de Redução ao Polo Magnético	47
3.2.3.4. Filtro de Continuação para Cima (Upward Continuation)	47
3.2.3.5 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)	47
3.3 ÍNDICE MÁFICO	48
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
4.1 GAMAESPECTROMETRIA	48
4.2 MAGNETOMETRIA	55
4.3 ÍNDICE MÁFICO	61
4.4 INTEGRAÇÃO DOS DADOS	62
5. CONCLUSÕES	65
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

1. INTRODUÇÃO

As maiores ocorrências de cromo existentes no mundo estão hospedadas em depósitos estratiformes de rochas máfico-ultramáficas, como o Complexo de *Bushveld*, na África do Sul (Cameron 1977, 1980, 1982). No Brasil, a parte setentrional do Cráton do São Francisco, ao norte do estado da Bahia, possui diversas intrusões máfico-ultramáficas, muitas delas com importantes jazidas de cobre e cromo, podendo destacar os corpos mineralizados com cromo do Complexo do Jacurici (Barbosa de Deus & Vianna, 1982; Marinho *et al.*, 1986). Esse complexo é formado por intrusões segmentadas, orientadas aproximadamente norte-sul, reconhecidas pela Ferbasa (Companhia de Ferro Ligas da Bahia), empresa que possui o direito minerário da área. O corpo Ipueira-Medrado é o mais estudado, e hospeda uma camada maciça de cromitito de 5 a 8 metros, atualmente lavrada em uma mina subterrânea.

A região em que o Complexo do Jacurici está inserido é formada principalmente por rochas com alto grau metamórfico, originadas de segmentos arqueanos que colidiram em torno de 2,0 Ga, no Paleoproterozoico. Devido à geologia complexa da área, não há consenso quanto ao domínio geotectônico no qual as intrusões máfico-ultramáficas então hospedadas, o que dificulta estimar a área de possível ocorrência para mais corpos.

A grande espessura da camada de cromitito formada necessita de um aporte significativo de magma (> 10.000 metros de espessura) (Marques & Ferreira Filho, 2003), o que não é observado nas intrusões do complexo. Baseado nisso, acredita-se que a província magmática geradora dos corpos máfico-ultramáficos tenha uma extensão muito maior. Entender o contexto geotectônico da área é fundamental para delinear o alcance dessas intrusões. Nesse sentido, o uso de dados aerogeofísicos podem contribuir para a interpretação da área, pois permite identificar características das litologias em superfície e subsuperfície, possibilitando a análise indireta de um terreno de grande extensão.

Neste trabalho foram utilizados os métodos da gamaespectrometria e magnetometria. A gamaespectrometria estuda a distribuição dos elementos radioativos em uma determinada área e permite identificar as principais estruturas

geológicas (e.g., Dickson & Scott, 1997). Esse método consiste em mapear a distribuição dos elementos radioativos Potássio (K), Urânio (U) e Tório (Th). A magnetometria é um método geofísico que permite delimitar lateralmente a fonte de uma anomalia em relação à rocha encaixante, a partir dos contrastes de magnetização gerados pela concentração de minerais magnéticos (e.g., Dransfield *et al.*, 1994). A gamaespectrometria e a magnetometria foram utilizadas para a caracterização dos corpos máfico-ultramáficos do Complexo do Jacurici, no estado da Bahia.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo fazer a caracterização geofísica e a identificação de feições na área que possibilite contribuir para as discussões geológicas da região. A partir deste estudo, espera-se analisar áreas favoráveis à ocorrência de rochas máfico-ultramáficas e, se possível, identificar novos corpos para futura exploração de cromo.

1.2 Localização e Acesso

A área de estudo compreende uma grande região situada majoritariamente dentro dos limites dos municípios de Andorinha, Monte Santo e Uauá (Figura 1). Foi usado como referência a cidade de Andorinha, por ser bem próxima das instalações da Ferbasa, dentro do Complexo do Jacurici. Saindo da capital do estado, Salvador, segue-se a BR-324, até a cidade de Capim Grosso. Depois continua-se pela BR-407 até a cidade de Senhor do Bonfim. Por fim, seguindo a BA- 220 chega-se a cidade de Andorinha.

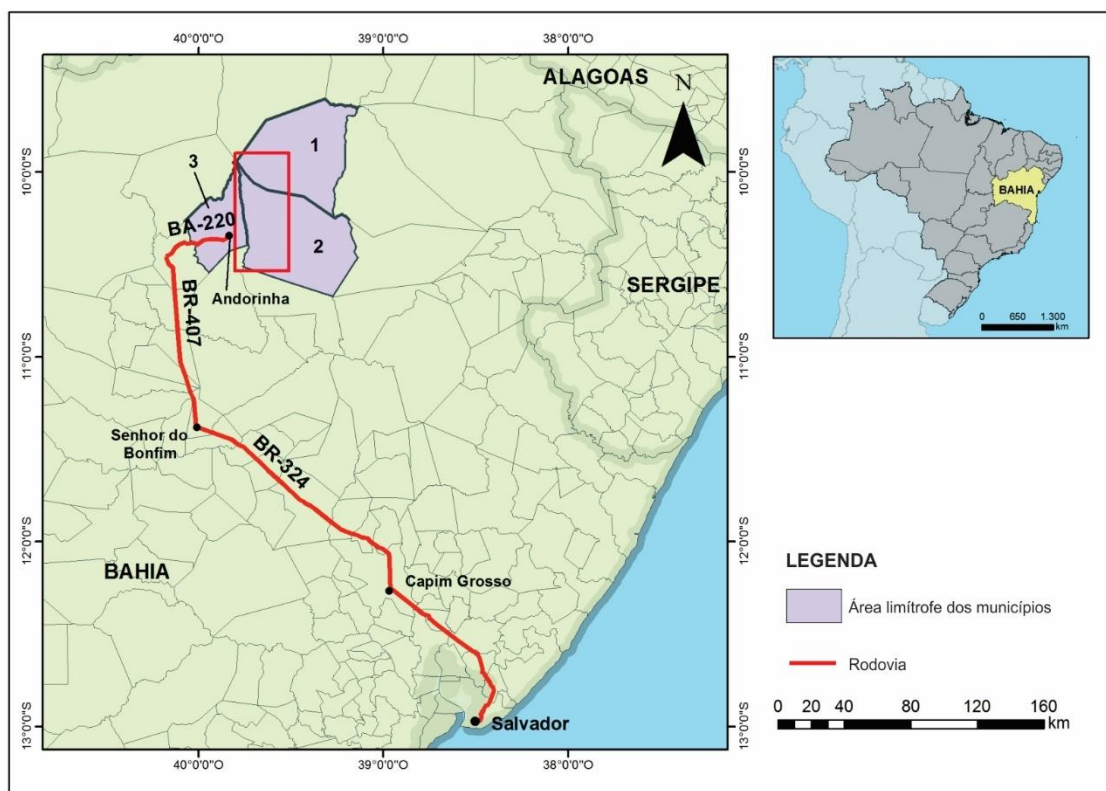


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, situada na imagem dentro do retângulo vermelho. 1. Município de Uauá; 2. Município de Monte Santo; 3. Município de Andorinha.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Cráton São Francisco

O Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1967, 1977) faz parte da Plataforma Sul-americana (Almeida, 1971) e se localiza no centro-leste do Brasil, abrangendo grande parte do território dos estados de Minas Gerais e Bahia e pequenas frações dos estados de Goiás, Tocantins, Sergipe e Pernambuco (Hasui, 2012), de acordo com os limites estabelecidos por Almeida *et al.* (1981) e revisados por Alkmim *et al.* (1993). É delimitado por cinturões dobrados, ou faixas de dobramento, que se formaram durante a Orogênese Brasileira, no Neoproterozoico. A norte está a Faixa Riacho do Pontal, a noroeste, a Faixa Rio Preto, a oeste e a sul, a Faixa Brasília, a sudeste, a Faixa Araçuaí e, a nordeste, a Faixa Sergipana (Figura 2). O embasamento

do cráton aflora apenas no seu limite extremo sul e a norte e nordeste, sendo a área restante coberta por unidades pré-cambrianas e fanerozoicas (Alkmim, 2004).



Figura 2 - Localização do Cráton do São Francisco e das faixas de dobramento delimitantes. Modificado de Hasui, 2012.

A porção setentrional do Cráton do São Francisco constitui o embasamento arqueano-paleoproterozoico do território da Bahia, predominando terrenos de médio e alto grau metamórficos, com *greenstone belts* e intrusões de granitoides e corpos máfico-ultramáficos ocorridas no Paleoproterozoico (Barbosa & Sabaté, 2004). O CSF é formado, segundo Barbosa *et al.* (2012), pelos blocos Gavião, Serrinha, Uauá, Jequié e os cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) e Salvador-Esplanada (CSE) (Figura 3B).

Esses segmentos crustais colidiram durante o Paleoproterozoico, em aproximadamente 2.0 Ga, e a deformação resultante obliterou quase por completo os vestígios de eventos anteriores, com traços de deformações arqueanas apenas em partes do Bloco Gavião (Angelim *et al.*, 1993; Barbosa *et al.*, 2012; Moraes *et al.*, 1980). As deformações paleoproterozoicas, oriundas da colisão oblíqua, de direção noroeste-sudeste (Figura 3A), estão registradas nos quatro blocos que colidiram: Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá, que geraram uma importante

cadeia de montanhas no Paleoproterozoico, precursoras do CISC (Barbosa & Sabaté, 2002). A colisão é evidenciada por falhas de empurrão e zonas transcorrentes tardias com movimento sinistral.

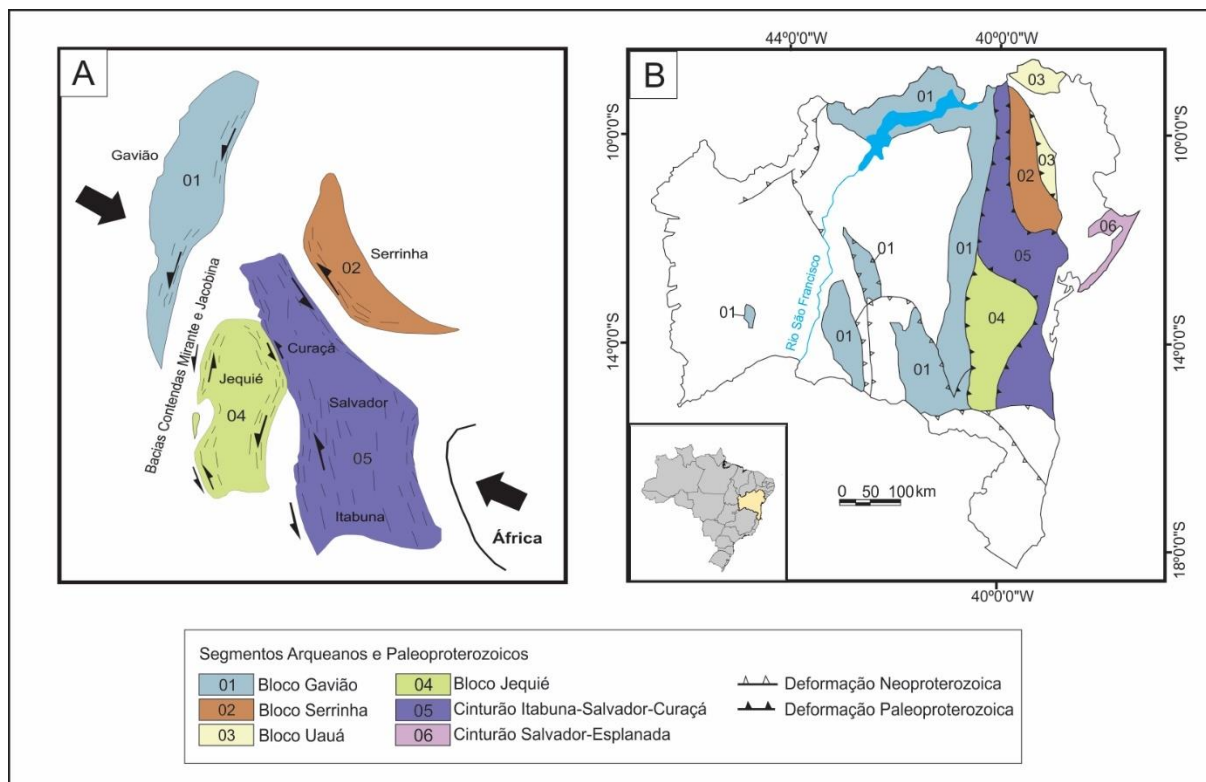


Figura 3 - Domínios tectônicos arqueanos e paleoproterozoicos do embasamento da Bahia, durante (A) e após (B) a colisão Paleoproterozoica. Modificado de Barbosa et al. (2012) e Barbosa & Sabaté (2002).

Barbosa & Sabaté (2002, 2004) e Barbosa et al. (2012) explicaram a evolução tectônica do embasamento da Bahia, sintetizada a seguir. Na parte sul do CISC, rampas frontais, com tectônica tangencial causaram a sobreposição do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié e ambos no Bloco Gavião, evidenciado por dobras recumbentes, com vergência para oeste, coaxialmente redobradas e exibindo formas isoclinais, nos terrenos de alto grau metamórfico. Nessas áreas, o cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié transformou as rochas deste último da fácies anfíbolito para a fácies granulito. Em continuação, todo este conjunto de rochas de alto grau foi colocado sobre o Bloco Gavião. A parte sul do CISC atualmente se encerra na região costeira da Bahia, pois é oriundo da colisão do maciço do Gabão, no oeste da África, com o Bloco Jequié, inseridos no contexto do Gondwana.

Na porção norte do CISC, o Lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté *et al.*, 1990), uma estrutura norte-sul de idade paleoproterozoica, com aproximadamente 800 km (Teixeira *et al.*, 2000), estabelece a junção do Bloco Gavião com o Bloco Jequié, Serrinha e com o CISC. A convergência do Bloco Serrinha com o Bloco Gavião promoveu um grande encurtamento crustal, evidenciado pela vergência centrípeta das estruturas do CISC. Em decorrência da colisão, frações de rochas granulíticas do CISC se justapuseram tectonicamente a frações de rochas estabilizadas na fácies anfíbolito do Bloco Gavião, e essas a frações da fácies xisto-verde do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, no Bloco Serrinha, formando uma estrutura do tipo “flor positiva”.

No estágio colisional houveram intrusões sintectônicas máfico-ultramáficas, algumas com importantes depósitos de cobre e cromo, como os corpos do Vale do Curaçá e do Vale do Jacurici, respectivamente, além de granitogênese sintectônica e tardi a pós-tectônica.

Pela abrangência da área de estudo do seguinte trabalho, maior detalhamento será dado ao Bloco Serrinha e a porção norte do CISC.

2.2 Bloco Serrinha

O núcleo Serrinha (Rios, 2002) ou Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté, 2002) se localiza na parte nordeste do Cráton do São Francisco, abrangendo uma área com aproximadamente 250 km de comprimento e 70 km de largura. É um segmento de crosta arqueana granito-*greenstone*, formado pelas unidades Complexo Santa Luz, porção mais antiga e que serviu de embasamento para as rochas do *Greenstone Belt* Rio Itapicuru; o Cinturão Caldeirão, no limite com o Bloco Uauá; e intrusões de granitoides e de alguns corpos máfico-ultramáficos (Figura 4).

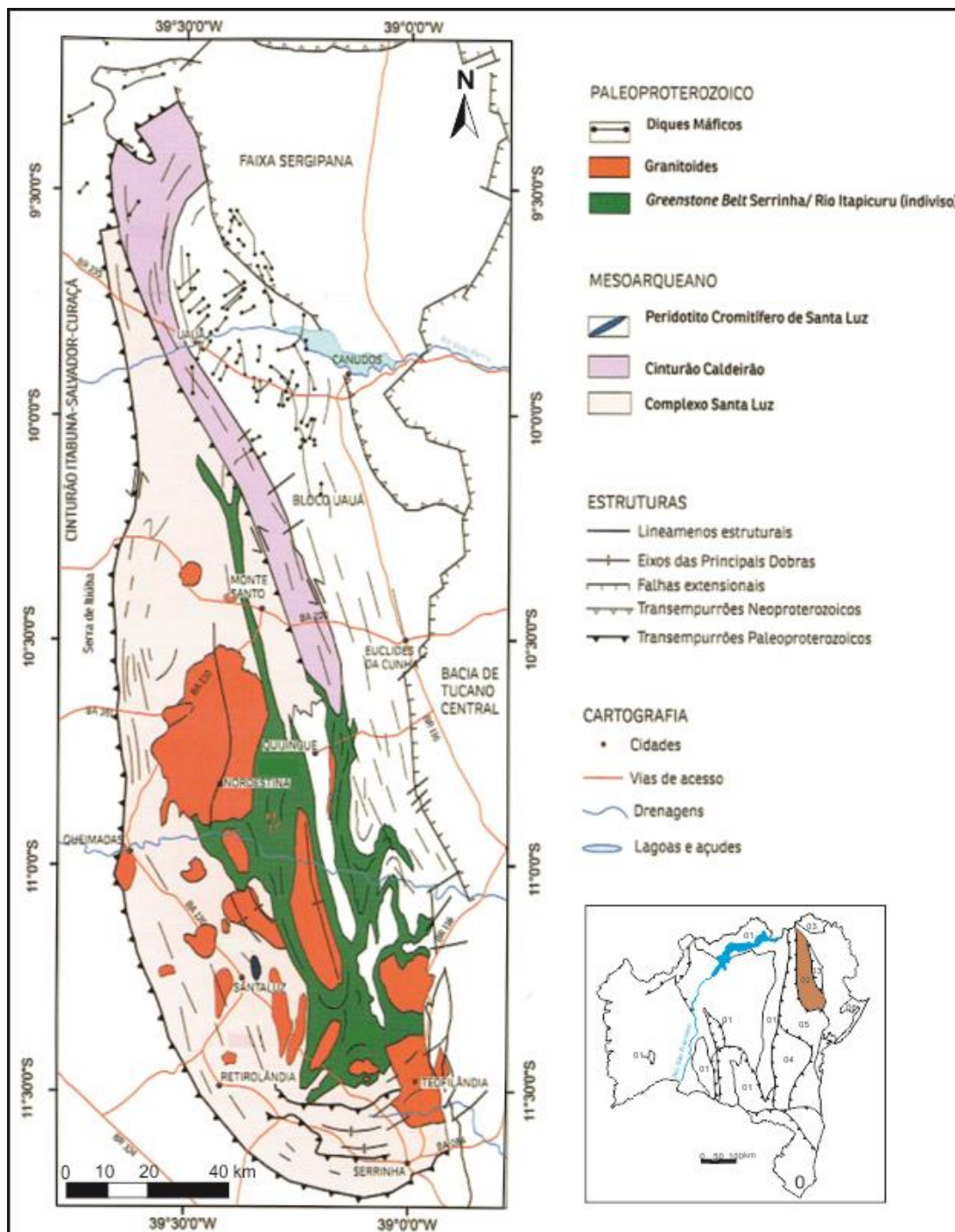


Figura 4 - Mapa geológico do Bloco Serrinha. Modificado de Barbosa et al. (2012).

O Complexo Santa Luz (Davison et al., 1988) tem seus protólitos de idade mesoarqueana, formando um conjunto gnáissico-granítico-migmatítico, onde quatro diferentes associações foram determinadas (Kosin et al., 2003), três delas metamorfizadas na fácies anfibolito e uma na fácies granulito. A parte centro-sul do complexo (i) é formada por ortognaisses bandados migmatíticos, com mesossoma

composto por hornblenda-biotita gnaisses, de composição tonalítica a granodiorítica e leucossoma granítico. A porção sul (ii) é composta predominantemente por gnaisses, alternando entre biotita gnaiss, gnaiss granítico e lentes de anfibolito. Na parte centro-norte (iii) predominam: ortognaisses bandados migmatíticos, semelhantes ao da primeira associação, compostos por gnaiss com alternância entre biotita gnaiss cinzento, com bandas de anfibolito, e gnaiss granítico; gnaiss aluminoso, em parte kinzingítico, com granada e sillimanita; quartzito puro, micáceo, aluminoso ou ferruginoso e rochas calcissilicáticas com diopsídio, plagioclásio, quartzo, tremolita e, às vezes, escapolita, associadas com metabasito, metachert, mármore e olivina/serpentina mármore. A quarta associação, a oeste do Complexo Uauá (iv), caracteriza-se por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, no geral granulizados. Os gnaisses migmatíticos formaram-se no Arqueano, entre 3,0 e 2,7 Ga, e foram retrabalhados no Paleoproterozoico, entre 2,1 e 1,9 Ga (Melo *et al.*, 1995).

O Cinturão Caldeirão situa-se na faixa nordeste do Bloco Serrinha, no limite com o Bloco Uauá. É formado por uma sequência verticalizada de quartzitos, sillimanita-granada-cordierita-mica xistos/gnaisses e anfibolitos, intercalada com gnaisses e migmatitos do embasamento (Oliveira *et al.*, 2004a). Datações SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões do quartzito produziram idades no núcleo entre 2687 ± 16 Ma a 3209 ± 11 Ma, idade provável do seu protólito, e 2076 ± 10 Ma (Oliveira *et al.*, 2002b) nas margens metamórficas, o último correspondendo a fase de metamorfismo e deformação do evento colisional Paleoproterozoico.

O *Greenstone Belt* Rio Itapicuru (Kishida, 1979; Mascarenhas, 1979) tem formato de uma calha sinclinal, com eixo próximo a N-S. Seu embasamento é composto pelas rochas mesoarqueanas do Complexo Santa Luz. A sequência supracrustal constitui, de acordo com Silva (1992), uma unidade vulcânica máfica (i), na parte basal, onde predominam metabasaltos toleióticos maciços, podendo ter estruturas do tipo *pillows*, e metabasaltos porfiríticos, variolíticos, amigdaloidais e brechas de fluxo; unidade vulcânica félsica (ii), na parte intermediária, formada por metadacitos e metandesitos cálcio alcalinos; e a unidade sedimentar (iii), na parte superior, com rochas sedimentares clásticas oriundas do retrabalhamento da unidade intermediária, formando *cherts*, jaspilitos e formações ferríferas bandadas.

Os granitoides intrusivos ocorrem em três grupos (Barbosa *et al.*, 2012). Os pré-tectônicos (i), mesoarqueanos, possuem deformações e pertencem ao Complexo Santa Luz, de acordo com as datações feitas por Rios *et al.* (2009), totalizando apenas quatro corpos no Bloco Serrinha. Os granitoides sintectônicos (ii), formados no Riachão, possuem no geral forma elíptica, alongados a N-S, marcados por foliação tectônica incipiente superposta a foliação de fluxo magmático. Os granitoides pós-tectônicos (iii), do Orosiriano, são indeformados, com estruturas de fluxo magmático irregulares.

2.3 Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) constitui um segmento crustal de rochas com alto grau metamórfico que se estende do sul ao norte da Bahia, iniciando na cidade de Itabuna até a cidade de Curaçá, passando pela região costeira. A parte sul, de direção noroeste-sudeste, se prolonga até o paralelo da cidade de Salvador, conhecido como Cinturão Costeiro Atlântico (Cordani, 1973), Cinturão Granulítico da Costa Atlântica (Mascarenhas, 1979) ou parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2012). A parte norte (Figura 5), que se estende com direção norte-sul, é conhecida como Cinturão Salvador-Curaçá (Santos & Souza, 1985) ou parte norte do CISC (Barbosa *et al.*, 2012), formada pelos granulitos máficos da Suíte São José do Jacuípe, pelo Complexo Tanque Novo-Ipirá, que compreende rochas metassupracrustais arqueanas, o Complexo Caraíba, com granulitos ortognáissicos mesoarqueanos, e por granitoides paleoproterozoicos e corpos máfico-ultramáficos.

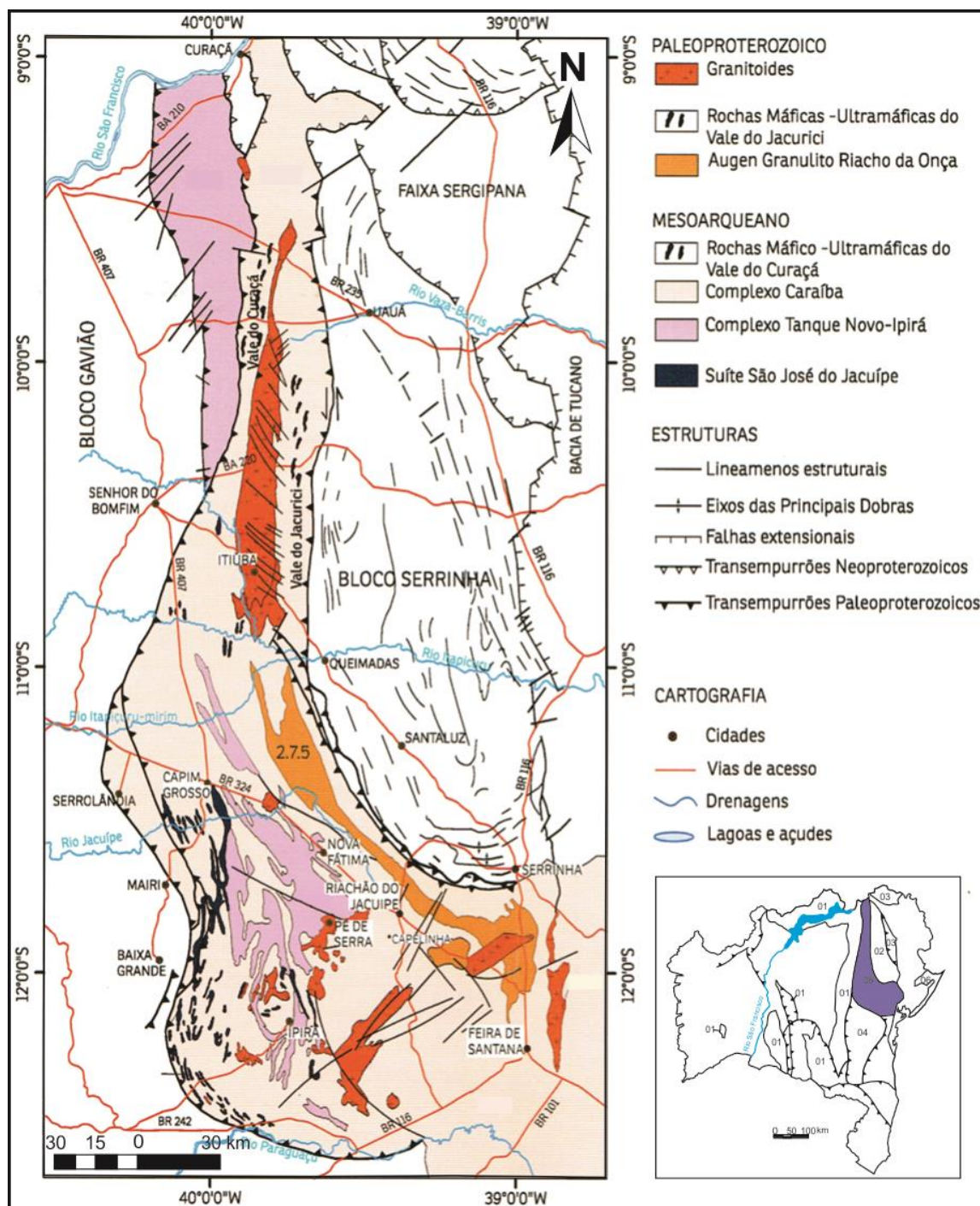


Figura 5 - Mapa geológico da parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Modificado de Barbosa et al. (2012).

O Complexo Tanque Novo-Ipirá foi definido por Kosin *et al.* (1999) como uma sequência vulcanossedimentar metamorfozada na fácies anfíbolito a granulito, evoluída provavelmente do Arqueano ao Paleoproterozoico, subdividido em seis unidades informais: (i) biotita gnaisses aluminosos, kinzingíticos ou ricos em granada, em geral migmatizados, associados principalmente a rochas metamáficas e

metaultramáficas; (ii) rochas calcissilicáticas e quartzito, além de metacalcário, anfibolito e formação ferrífera; (iii) hornblenda-biotita gnaiss, com bandas quartzofeldspáticas, intercalado com níveis anfibolíticos; (iv) gnaiss grafitoso associado à rocha calcissilicática, com abundantes intercalações de quartzito ferrífero, anfibolito, biotita gnaiss parcialmente migmatizado, gnaiss kinzingítico e gnaiss quartzofeldspático, com ou sem granada; (v) gnaiss bandado, caracterizado pela alternância de bandas granito-granodioríticas e gabro-dioríticas, intercalado com gnaiss tonalítico, anfibolito e rocha calcissilicática subordinada; e (iv) gnaiss quartzofeldspático com ou sem granada e rara biotita, associado a níveis de quartzito.

O Complexo Caraíba representa a maior unidade da porção norte do CISC. Em sua parte leste, o complexo é limitado por falha de transempurrão subverticalizada, com vergência para leste, colocando rochas da fácies granulito sobre as rochas de fácies anfibolito do Bloco Serrinha (Barbosa *et al.*, 2012). A oeste é limitado, através de falha de transempurrão com vergência para oeste, com o Complexo Tanque Novo-Ipirá e unidades do Bloco Gavião. Nessa porção os litotipos formam preferencialmente megalentes (Kosin *et al.*, 2003). O complexo é formado por uma suíte bimodal de rochas granulíticas, constituída em um polo por ortognaisses enderbíticos (tonalíticos), charnoenderbíticos (granodioríticos) e raramente charnockíticos (graníticos), com protólitos do tipo cálcio alcalino de baixo K e cálcio alcalino normal e alto K (Teixeira, 1997), considerados produtos de reciclagem de crosta ígnea com participação de material sedimentar. No outro polo, granulitos gabro-dioríticos ocorrem como corpos lenticulares. Feições migmatíticas ocorrem tanto devido ao metamorfismo de transição da fácies anfibolito-granulito (hidrogranulito), onde é comum processos de fusão parcial, quanto à intrusão de granitoides que transformaram parcialmente os ortognaisses encaixantes. Silva *et al.* (1997) identificaram, através de datações U-Pb SHRIMP, idade de 2.695 ± 12 Ma para a formação do ortognaiss enderbítico e 2.634 ± 19 Ma para o ortognaiss charnockítico, além de idade de 2.072 ± 15 Ma, relacionado ao metamorfismo de fácies granulito. Oliveira *et al.* (2010) encontraram no ortognaiss tonalítico idade de 2.574 ± 6 Ma para a cristalização e 2.074 ± 14 Ma referente ao metamorfismo granulítico, ambos pelo método U-Pb SHRIMP.

Os granitoides da parte norte do CISC podem ser separados entre os corpos sintectônicos e os tardi a pós tectônicos. O Sienito Itiúba, uma intrusão sintectônica, alongada com direção norte-sul, de aproximadamente 150 km, corresponde a uma

parte importante da área de estudo desse trabalho. Suas bordas são gnaissificadas e a região central possui interação entre foliação magmática e metamórfica (Barbosa *et al.*, 2012). É balizado por zonas de cisalhamento, oriundas de deformações tardias, que permitiram a intrusão desse corpo nas rochas granulíticas depois de reequilibradas na fácies anfíbolito. Juntamente com outras intrusões, como os corpos Santanópolis e São Félix, formam uma linha de intrusões sieníticas de aproximadamente 800 km na borda leste do CISC (Barbosa & Sabaté, 2004). Quase a totalidade da área aflorante do batólito é classificada como alcali-feldspato sienito. Oliveira *et al.* (2004b) identificaram, pelo método U-Pb SHRIMP, idade de cristalização de 2.084 ± 9 Ma e pelo método Sm-Nd, idade modelo T_{DM} variando entre 2,70 e 2,85 Ga, com a intrusão ocorrendo contemporaneamente ou um pouco mais tarde que o pico de granulitização, datado por U-Pb SHRIMP em 2.082 ± 17 Ma.

2.4 Rochas Máfico-Ultramáficas

No Bloco Serrinha as rochas máfico-ultramáficas ocorrem no Corpo Peridotítico de Pedras Pretas (Carvalho Filho *et al.*, 1986), intrusivo nos gnaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz. Oliveira *et al.* (2004b) encontraram idades U-Pb SHRIMP para o gnaissado encaixante de 2.983 ± 8 Ma e 2.085 ± 12 Ma para os diques aplíticos intrusivos nas rochas peridotíticas. Esses autores sugeriram que as rochas máfico-ultramáficas se formaram em um rifte próximo a uma margem continental, evoluindo para um oceano, devido à química de elementos maiores e de elementos do grupo da platina nos cromititos maciços, semelhante àquela encontrada em ofiolitos cromitíferos.

Na parte norte do CISC, a Suíte São José do Jacuípe é uma associação máfico-ultramáfica, reequilibrada na fácies granulito, que ocorre na forma de lentes descontínuas imbricadas tectonicamente com rochas do Complexo Caraíba e Tanque Novo-Ipirá (Kosin *et al.*, 2003). A oeste, é comum a presença de ferrogabros e rochas ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas, e a leste, biotita ou hornblenda noritos, gabronoritos com níveis cumuláticos e, localizadamente, leucogabros. McNaughton *et al.* (2003), através de datações em zircões nos leucogabros, encontraram idade de

2.583±8 Ma no centro dos zircões, representando a idade de cristalização arqueana e 2.082±17 Ma nas bordas, indicando a idade de metamorfismo.

As rochas máfico-ultramáficas do Vale do Rio Curaçá são intrusivas no Complexo Caraíba e na Suíte São José do Jacuípe, a noroeste do CISC, com vários corpos com mineralizações econômicas de cobre. As centenas de intrusões são alongadas na direção norte-sul, deformadas e reequilibradas na fácies granulito, consideradas *sills* ou intrusões sub-concordantes diferenciadas (Leal *et al.*, 2012). Suas encaixantes são uma sequência de rochas supracrustais, interpretadas por Lindenmayer (1981) como leptinitos grafitosos, gnaisses quartzo-feldspáticos, cordierita-silimanita-granada-biotita gnaisses, anfibolitos, magnetita-quartzitos, diopsiditos e olivina mármores. Oliveira *et al.* (2004b) dataram pelo método U-Pb SHRIMP zircões do norito da mina de cobre de Caraíba e identificaram idade de 2.580±10 Ma, referida como a idade de cristalização.

O Complexo Cromitífero do Vale do Jacurici, que faz parte da área de estudo deste trabalho, é formado por corpos máfico-ultramáficos alongados, segmentados tectonicamente, com importantes depósitos econômicos de cromo, em uma faixa de direção norte-sul, a leste do Sienito Itiúba. Marinho *et al.* (1986) descreveram uma sequência estratigráfica da região, organizada da base para o topo, como (i) sequência supracrustal metamorfizada, representando a encaixante principal; (ii) *sill* diferenciado máfico-ultramáfico; (iii) ortognaisses G1; (iv) diques máficos; (v) granodioritos e tonalitos G2; (vi) granitoides G3, com o Sienito Itiúba como principal representante; e (iv) rochas pegmatíticas. Alguns autores, como Kosin *et al.* (2003) e Oliveira *et al.* (2004a) consideram os corpos máfico-ultramáficos intrusivos no Complexo Santa Luz, Bloco Serrinha e outros, como Melo (1991), Barbosa & Dominguez (1996), Leal *et al.* (2012) e Silveira *et al.* (2015), os posicionam no Complexo Caraíba, pertencente ao CISC, sendo que os últimos autores não descartam a possibilidade de intrusão em ambos os segmentos. A análise do principal corpo mineralizado, conhecido como Ipueira-Medrado, permitiu classificá-lo, de acordo com Marques & Ferreira Filho (2003) em (i) zona marginal, na base, formada por gabros altamente deformados; (ii) zona ultramáfica, com maior representatividade, composta por dunito intercalado com harzburgito, cromitito, harzburgito intercalado com dunito, e piroxenito; e (iii) zona máfica, no topo, com melanorito e leuconorito. Oliveira *et al.* (2004b) identificaram, pelo método U-Pb SHRIMP idade de 2.085±5 Ma

para um norito do corpo Medrado, posicionando essas intrusões no Paleoproterozoico.

No mapa geológico preliminar de maior detalhe (CPRM, 2014) que foi utilizado para avaliação da área de estudo, pode-se observar vários corpos máfico-ultramáficos distribuídos na região, a leste do Sienito Itiúba, além de ocorrências de mineralizações de cobre e cromo (Figura 6).

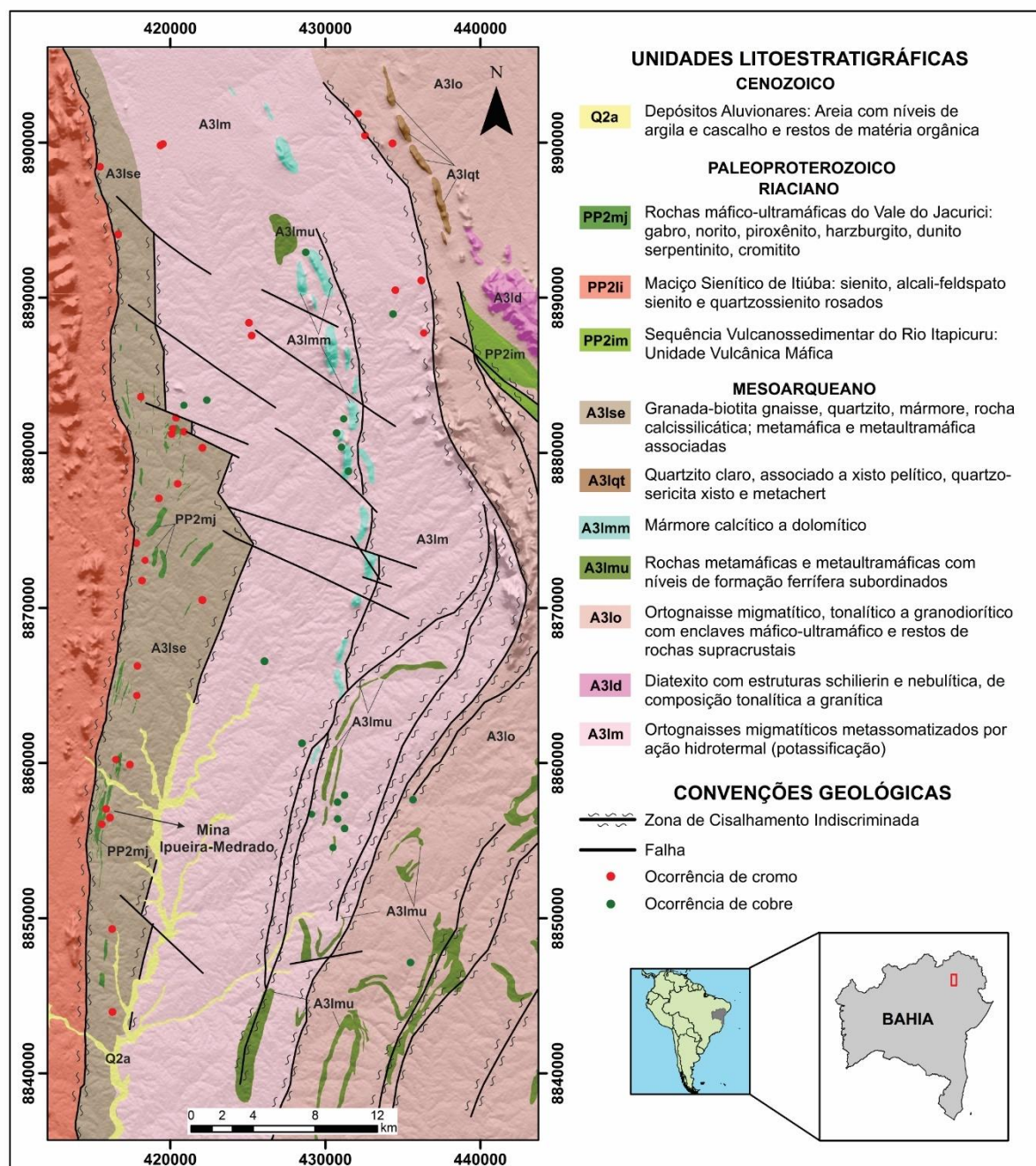


Figura 6 - Mapa geológico simplificado da área de estudo, correspondendo a partes das folhas Andorinha e Pinhões. A mina Ipueira-Medrado está assinalada, por representar o principal corpo máfico-ultramáfico mineralizado com cromo. Modificado de CPRM (2014).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado em duas etapas principais: a primeira compreendeu o processamento dos dados aerogeofísicos, analisando a resposta dos alvos sob diferentes técnicas de processamento; a segunda etapa constituiu a análise da geologia da área e a integração com os dados processados na primeira etapa.

Os dados aerogeofísicos foram fornecidos pela Ferbasa, em dois arquivos, um para o levantamento gamaespectrométrico e outro para o magnetométrico, no formato de banco de dados (.GDB). A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) forneceu o relatório final do levantamento aéreo, que compreendeu o 'Projeto de Levantamento Aerogeofísico da Área Riacho-Seco/Andorinha', realizado entre 29 de setembro de 2001 e 26 de dezembro de 2001, pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S/A (LASA, 2002), abrangendo um bloco de aproximadamente 11.030 km² ao norte do estado da Bahia. A área utilizada para este trabalho localiza-se no extremo sul da área do aerolevanteamento.

O levantamento aéreo é composto pelas linhas de aquisição, nas quais foram utilizados espaçamentos de 250 metros e direção leste-oeste, e linhas perpendiculares, que constituem as linhas de controle, com espaçamento 2.500 metros e direção norte-sul, fundamentais para a "amarração" dos dados (Figura 7).

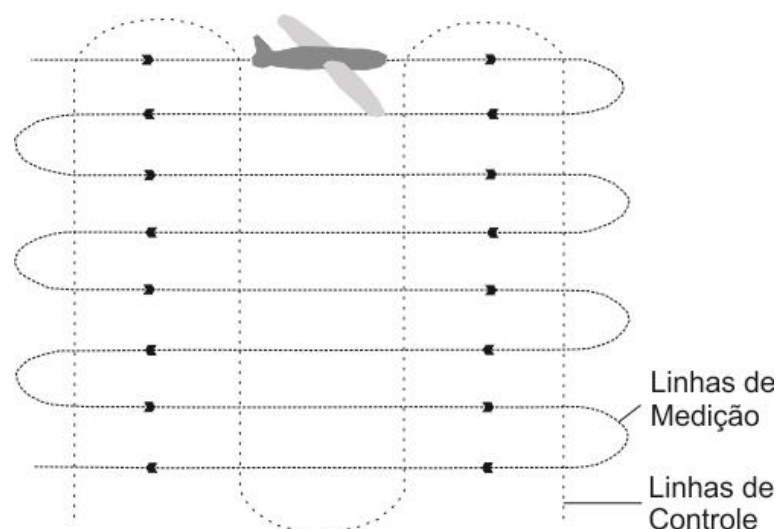


Figura 7- Método de aquisição de dados aerogeofísicos por levantamento aéreo. Extraído de Ribeiro et al. (2013).

Na instrumentação gamaespectrométrica, foi utilizado um gamaespectrômetro de 256 canais espectrais. O sistema detector é formado por dois conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI), que representam os detectores voltados para baixo (*downward looking*) e dois cristais voltados para cima (*upward looking*). Os detectores voltados para baixo monitoram energias contidas nas janelas entre 1,37 e 1,57 (canais 115 e 131), correspondente ao potássio; 1,66 e 1,86 (canais 139 e 155), referente ao urânio; 2,41 e 2,81 (canais 202 e 233) para o tório; e 0,41 e 2,81 (canais 34 e 233) para contagem total dos elementos, com todos os intervalos de energia medidos em MeV (Megaelétrons-Volt). Os detectores voltados para cima monitoram a influência da radiação do ^{213}Bi , oriundo do decaimento do radônio atmosférico, na janela energética do canal do urânio (1,66 a 1,86 MeV).

A instrumentação magnetométrica utilizou um magnetômetro de bombeamento óptico com sensor do tipo vapor de césio, montado no prolongamento da cauda da aeronave (tipo *stinger*). Para o controle das variações diurnas do campo magnético, dois magnetômetros terrestres de base foram utilizados, um com intervalos de leitura de 1 segundo e o outro, usado como *backup* do sistema de monitoração, com intervalos de leitura de 3 segundos. A Tabela 1 sintetiza informações importantes do aerolevanteamento.

Tabela 1 - Informações técnicas do levantamento aerogeofísico.

Empresa Contratante	Governo do Estado da Bahia/CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral
Empresa Contratada	LASA Engenharia e Prospecções S/A
Equipamentos	Gamaespectrômetro EXPLORIUM GR-820, 256 canais Magnetômetro SCINTREX SC-2, resolução 0,001 nT
Espaçamento Linhas de Aquisição	250 metros
Espaçamento Linhas de Controle	2.500 metros
Intervalo entre medições	1,0 segundo/80 metros no terreno (gamaespectrômetro) 0,1 segundo/8 metros no terreno (magnetômetro)
Direções de Voo	Leste-Oeste (linhas de aquisição) Norte-Sul (linhas de controle)
Altura Média do Voo	100 metros
Sistema de Navegação	GPS SERCEL NR-103

Os dados aerolevantados foram disponibilizados com as correções pré-processamento já efetuadas, restando poucos ajustes antes do processamento. Nos dados da espectrometria de raios gama, observou-se valores negativos no canal de urânio (eU), possivelmente devido a erros na correção atmosférica e/ou a calibração imprecisa dos instrumentos. Para a correção foi utilizado um método em que a diferença entre a média dos valores medidos de urânio (eU), obtida do banco de dados do aerolevanteamento, e a média da concentração do urânio na crosta terrestre (2,7 ppm), é somada aos valores medidos do canal de urânio, do qual se fez a média (Ramos, 2010), deixando todos os valores da contagem de urânio positivos.

A interpolação dos dados corrigidos consiste de um processo no qual o valor de uma propriedade em um ponto é determinado pelos valores adjacentes, de modo que o novo valor represente uma transição suave entre os primeiros, utilizada para criar distribuições regulares de dados. Nos dados magnetométricos, a interpolação foi efetuada pelo método bidirecional, que atribui um peso maior aos dados mais próximos e um peso menor aos dados mais distantes, devido à quantidade de medidas realizadas em uma linha de voo (neste projeto, 10 medidas/segundo). Nos dados gamaespectrométricos, a interpolação foi realizada pelo método da mínima curvatura, em que a curvatura total de uma superfície é suavizada mantendo-se o mais próximo possível ao conjunto de dados (Ribeiro & Mantovani, 2011). Da interpolação dos

dados são gerados os *grids*, que consistem em uma malha de pontos mais estreita que as malhas das linhas de aquisição e de controle, representada graficamente como uma superfície. O tamanho da célula de interpolação utilizado foi de 62,5 metros, que está dentro do parâmetro geralmente empregado, que é de 1/4 a 1/5 do espaçamento das linhas de aquisição, podendo chegar até a 1/8, dependendo do erro associado aos dados.

Tanto os dados magnéticos quanto os radiométricos passaram pelo micronivelamento, para a correção de erros residuais não detectados no nivelamento efetuado pela LASA. Dentre as diversas técnicas disponíveis para esse processo, foi empregada a técnica sugerida por GEOSOFT (2010) e Mantovani & Marangoni (2013), que consiste na aplicação de filtros no domínio da frequência. Primeiro se utiliza um filtro do tipo passa-alta (filtro de *Butterworth*), com um valor de corte de quatro vezes o espaçamento das linhas de aquisição do voo (nesse trabalho, 250 metros, com um valor de corte de 1000 metros), com o objetivo de passar apenas frequências da ordem de separação das linhas de voo. Depois se aplica o filtro do cosseno direcional, que permite a passagem de comprimentos de onda em uma direção determinada, baseado no fato de que linhas de medição produzem ruídos (números de onda) na direção perpendicular à sua aquisição. Neste trabalho, os ruídos corrigidos são de direção norte-sul, devido a direção leste-oeste das linhas de aquisição. Um mapa de erro é gerado, que deve ser subtraído do mapa de campo magnético total. As características dos filtros são detalhadas no item 3.2.3.

Todas as etapas do processamento foram realizadas no *software* Oasis Montaj 8.5, da Geosoft®, e estão relacionadas no fluxograma da Figura 8. O processamento consiste no refinamento dos dados para a melhor representação possível das características, permitindo evidenciar determinadas feições de interesse, resultando em mapas magnéticos e radiométricos. O mapa gamaespectrométrico, de combinação ternária, com composição de cores RGB (R- vermelho/K, G – verde/eTh, B – azul/eU), e o mapa magnetométrico de campo magnético anômalo com filtro de redução ao polo, foram separados em domínios radiométricos e magnéticos, respectivamente, ambos com classificação visual para a determinação dos domínios.

Para a segunda etapa do projeto, foram utilizados como referência os mapas geológicos preliminares das folhas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V), ambos em escala 1:100.000 (CPRM, 2014). O modelo digital de elevação (MDE)

foi utilizado na análise do relevo para correlação da sua influência nas respostas geofísicas obtidas. O MDE é disponibilizado pelo Projeto Topodata (TOPODATA, 2008) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que utiliza imagens do projeto *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* da *United States Geological Survey (USGS)*, com resolução espacial de 90 metros.

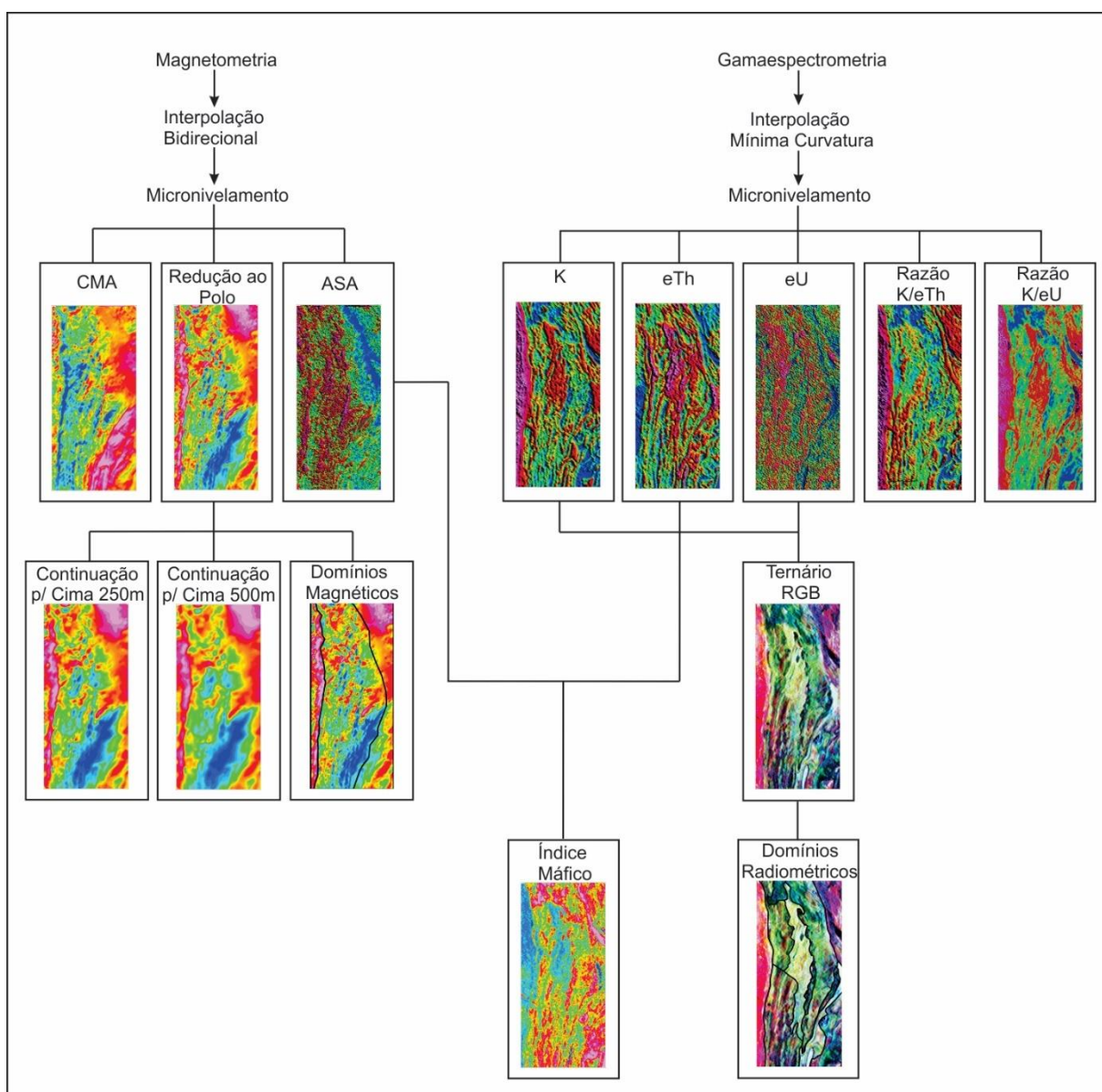


Figura 8 - Fluxograma das etapas de processamento dos dados aerogeofísicos.

3.1 Gamaespectrometria

3.1.1 Conceitos Fundamentais

Alguns elementos possuem núcleos atômicos com o mesmo número de prótons e diferentes números de nêutrons, chamados de isótopos. Certos isótopos podem se tornar instáveis se tiverem muito energia, se desintegrando e emitindo algum tipo de radiação para se estabilizar, formando outros elementos. A radioatividade consiste na emissão de partículas subatômicas, conhecidas por partículas *alfa* e *beta*, e radiação eletromagnética chamada de raios-X e raios *gama*.

As partículas *alfa* são núcleos de hélio emitidos durante algumas desintegrações. Tem poder de penetração muito baixo, sendo bloqueadas por uma folha de papel. As partículas *beta* são elétrons emitidos na transformação de um nêutron em próton, no qual o peso atômico é mantido mas o número atômico é modificado para formar outro elemento. Pode ser barrado por poucos milímetros de alumínio. Os raios *gama* em geral estão associados às emissões *alfa* e *beta*, e são caracterizados por não mudar a estrutura do núcleo, pois não possuem carga nem massa, o que possibilita um maior poder de penetração na matéria. Se diferem dos raios-X por terem energia mais alta, sendo barrado apenas por vários centímetros de chumbo. Por esse motivo, são as únicas partículas detectadas em levantamento aéreo (Kearey *et al.*, 2009), alcançando profundidades de 30 a 40 cm na superfície.

Na natureza há mais de cinquenta isótopos radioativos, porém a maioria tem radioatividade muito fraca ou são raros. Assim as principais fontes de radiação *gama* na superfície são oriundas do potássio (^{40}K) e dos elementos da série do tório (^{232}Th) e do urânio (^{238}U). Os dois últimos elementos não emitem radiação *gama*. Eles sofrem uma série de decaimentos radioativos, onde os produtos originados (^{208}Tl e ^{214}Bi , respectivamente) emitem a radiação *gama*. Por esse motivo, a contagem do Th e do U são referidos como tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) (e.g., Ribeiro *et al.*, 2013).

As medições feitas pelo espectrômetro aerotransportado calculam a contagem total da radiação, onde cada elemento pode ser identificado de acordo com a sua energia. As janelas de energia para cada um dos três radioelementos estão representadas na Tabela 2.

Tabela 2 - Intervalo de detecção dos canais dos elementos radiométricos e seus picos de energia. Modificado de Ribeiro et al. (2013).

Canal	Faixa de Energia (MeV)	Pico de Energia (MeV)
⁴⁰ K	1,37 - 1,57	1,46
²³⁸ U	1,66 - 1,86	1,76
²³² Th	2,41 - 2,81	2,61
CT	0,40 - 2,81	

3.1.2 Correção dos Dados

A correção dos dados é uma etapa fundamental antes da geração dos mapas de concentração dos radioelementos. O processamento gamaespectrométrico requer uma rotina computacional para que as leituras realizadas pelo sistema sejam convertidas em intensidades de radiações dos radioelementos encontrados na natureza. Para as correções foram seguidos os parâmetros recomendados na Seção 4 do Relatório Técnico, Série 323, da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA), e foram realizadas pela empresa que efetuou o aerolevanteamento.

3.1.2.1 Correção do Tempo Morto

Alguns equipamentos necessitam de um tempo após a aquisição de dados para seu processamento, durante o qual não são registradas novas contagens. Esse tempo é chamado “tempo morto”. Para essa correção é utilizada a razão das contagens registradas pelo valor do tempo total de medida, corrigindo os valores brutos de contagem por segundo nos diferentes canais:

$$N = \frac{n}{1 - C_T \times t} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

onde N é o valor corrigido de contagem, n é o valor das contagens observadas, C_T é a contagem total de todos os canais e t é o valor do “tempo morto” do equipamento.

3.1.2.2 Cálculo da Altura Padrão do Voo

Como, em geral, há inúmeras irregularidades topográficas no terreno, a altura de voo não se mantém constante, então essa variação é ajustada com base na temperatura e pressão ambientais. É necessário a disponibilidade de dados de radar altímetro, temperatura e pressão atmosférica, obtida da altitude medida do altímetro barométrico. A equação 3.2 é empregada:

$$H_e = h \left(\frac{273,15}{T} + 273,15 \right) \left(\frac{P}{1013,25} \right) \quad (\text{Eq. 3.2})$$

onde H_e - altura efetiva do voo, em metros, h - altura do voo medido pelo radar altímetro, em metros, T - temperatura do ar, em °C, P - pressão atmosférica, em milibar.

3.1.2.3 Remoção da Radiação de Fundo da Aeronave e Cósmico

Partículas de raios cósmicos de alta energia, que interagem com os átomos da atmosfera, causam a radiação de fundo cósmico. Há também a radiação de fundo gerada pela própria aeronave. O espectro do ruído de fundo é calculado por:

$$N_{AC} = a + b \times C \quad (\text{Eq. 3.3})$$

onde, N_{AC} – radiação de fundo combinada da aeronave e cósmica para cada uma das janelas espectrais, a – radiação de fundo da aeronave na janela utilizada, b – fator de espalhamento cósmico, com valores adquiridos por voos realizados sobre grandes lâminas de água, como lagos e oceanos, onde o efeito de blindagem da água bloqueia a radiação terrestre, C – canal com as contagens de radiação cósmica filtrada.

3.1.2.4 Remoção da Radiação de Fundo do Radônio Atmosférico

Esta é a remoção de fundo mais difícil de se fazer. Os elementos filhos do radônio (^{222}Rn) presente na atmosfera sofrem decaimento produzindo um espectro

virtualmente idêntico ao decaimento do urânio. Fatores como pressão do ar, umidade do solo, velocidade e direção do vento e temperatura, que variam com o tempo em um levantamento aéreo, são condicionantes para a difusão do radônio, o que torna a correção bastante complicada. Foi utilizada a técnica de detectores voltados para cima (*Upward looking*), configurados para o canal de urânio. Esse detector é um cristal parcialmente blindado para as radiações vindas de uma direção, em geral as radiações vindas abaixo dele, podendo assim detectar a radiação vinda da atmosfera e ignorar a oriunda da superfície do terreno. Com isso, pode-se remover o ruído de fundo do radônio detectado *downward*. Para a remoção do ruído é utilizada uma técnica dos coeficientes *skyshine* (A_1 e A_2) e das constantes de calibração do radônio atmosférico (a_{TC} , a_K , a_{Up} , a_{Th} , b_{TC} , b_K , b_{Up} , b_{Th}).

A_1 e A_2 são determinados a partir da equação:

$$u_g = A_1 \times U_g + A_2 \times T_g \text{ (Eq. 3.4)}$$

sendo u_g a contribuição do solo na janela do urânio atmosférico, U_g a contribuição do solo na janela do urânio (*down*) e T_g a contribuição do solo na janela do tório. Os valores de u_g , U_g e T_g devem ser calculados independentemente de A_1 e A_2 utilizando a técnica dos mínimos quadrados:

$$A_1 \times \sum(U_G)^2 + A_2 \times \sum U_G \times T_G = \sum u_g \times U_g \text{ (Eq. 3.5)}$$

$$A_1 \times \sum U_G \times T_G + A_2 \times \sum(T_G)^2 = \sum u_g \times T_g \text{ (Eq. 3.6)}$$

a_{TC} – razão entre as janelas *downward* de CT e U,

a_K – razão entre as janelas *downward* de K e U,

a_{Th} – razão entre as janelas *downward* de Th e U,

a_{Up} – razão entre as janelas *upward* e *downward* de U,

b_{TC} – canal CT intercepta o canal de U,

b_K – canal K intercepta o canal de U,

b_{Th} – canal Th intercepta o canal de U,

b_{Up} – canal de U atmosférico intercepta o canal de U.

No cálculo dos valores do coeficiente 'a' foram utilizados dados de testes realizados na área do levantamento, denominado *high-level test*, executados na altura padrão de 2500 pés sobre o terreno. Esses coeficientes foram obtidos por regressão linear, com valores indicados na Tabela 3. Os valores do coeficiente 'b' foram zerados, pois a constante associada a radiação de fundo cósmico e da aeronave foi bem delimitada.

Tabela 3 - Coeficientes de contribuição do Radônio. Extraído de LASA (2002).

Canal	Coeficiente	Valor Obtido
Contagem Total	a_{tc}	13,96
Potássio	a_K	0,7639
Urânio	a_U	0,2146
Tório	a_T	0,1291

A partir disso, se chega na equação 3.7, utilizada para determinar o componente do radônio atmosférico:

$$U_r = \frac{(u_{Up} - A_1 \times U - A_2 \times Th + A_2 \times b_{Th} - b_{Up})}{(a_{Up} - A_1 - A_2 \times a_{Th})} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

onde U_r é o componente do radônio atmosférico; U_{Up} são as contagens de canal de urânio medidas pelo sensor *upward looking* (após a remoção da radiação de fundo cósmica/aeronave); U são as contagens de urânio (após a remoção da radiação de fundo cósmica/aeronave) e Th são as contagens de tório (após a remoção da radiação de fundo cósmica/aeronave).

O passo seguinte é fazer a avaliação do componente do radônio associado a cada um dos canais, com valor equivalente a cada janela (U, K, Th e CT) subtraído dos respectivos dados coletados:

$$u_r = a_{Up} \times U_r + b_{Up} \quad (\text{Eq. 3.8})$$

$$K_r = a_K \times U_r + b_K \quad (\text{Eq. 3.9})$$

$$Th_r = a_{Th} \times U_r + b_{Th} \quad (\text{Eq. 3.10})$$

$$CT_r = a_{CT} \times U_r + b_{CT} \quad (\text{Eq. 3.11})$$

3.1.2.5 Correção do Efeito Compton

Esta é uma correção extremamente importante para obter as contagens somente dos respectivos elementos nos canais de K, Th e U. É aplicado para remover a influência das radiações dos canais de mais alta energia nos canais de menor energia, como contribuições do tório nos canais de potássio e urânio e do urânio no canal do potássio (e.g., Ribeiro & Mantovani, 2011). As seguintes equações são utilizadas para o cálculo da correção e aplicadas para cada elemento:

$$N_{Th,Th} = \frac{N_{Th}(1-g\gamma) + N_U(b\gamma-a) + N_K(ag-b)}{A} \quad (\text{Eq. 3.12})$$

$$N_{U,U} = \frac{N_{Th}(g\beta-\alpha) + N_U(1-b\beta) + N_K(b\alpha-g)}{A} \quad (\text{Eq. 3.13})$$

$$N_{K,K} = \frac{N_{Th}(\alpha\gamma-\beta) + N_U(a\beta-\gamma) + N_K(1-a\alpha)}{A} \quad (\text{Eq. 3.14})$$

$$A = 1 - g\gamma - a(\alpha - g\beta) - b(\beta - \alpha\gamma) \quad (\text{Eq. 3.15})$$

onde $N_{Th, Th}$, $N_{U, U}$ e $N_{K, K}$, são a contagem dos elementos submetidos a correção; N_{Th} , N_U e N_K são as taxas de contagens corrigidas do ruído de fundo (cósmico/aeronave e radônio) e as razões do espalhamento Compton.

α – taxa de contagem das radiações de tório no urânio;

β – taxa de contagem das radiações de tório no potássio;

γ - taxa de contagem das radiações de urânio no potássio;

a – taxa de contagem das radiações de urânio do tório;

b – taxa de contagem das radiações potássio no tório;

g - taxa de contagem das radiações potássio no urânio.

Essas razões (α , β , γ , a , b , g) são obtidas diretamente do espectro puro do U e Th, determinadas utilizando padrões de calibração, com a aeronave parada. Além disso, o espectro deve ser estipulado para diferentes alturas, devido a mudança em sua forma para diferentes altitudes.

3.1.2.6 Correção Altimétrica

A variação na elevação da topografia pode gerar falsas anomalias, removida nessa correção, usando como referência a altura nominal do levantamento. Devido a isso, a atenuação das radiações quando afastadas da fonte é representada por:

$$N_H = N_0 \times e^{\mu H} \quad (\text{Eq. 3.16})$$

onde N_H é a radiação a uma distância H da fonte, N_0 , a radiação na superfície do terreno ($H=0$), e o μ é o coeficiente da atenuação atmosférica.

Pode se obter a equação da reta com coeficiente angular $-\mu$ e coeficiente linear $Ln(N_0)$ a partir do cálculo do logaritmo da expressão acima:

$$L_n(N_H) = -\mu H + L_N(N_0) \quad (\text{Eq. 3.17})$$

3.1.2.7 Conversão para Concentração dos Elementos

Os dados corrigidos por todas as etapas acima são convertidos para se obter a concentração dos radioelementos no terreno, feita para os canais contagem total e potássio, expresso em porcentagem, e eU e eTh, expressos em partes por milhão, pela equação:

$$C = \frac{N_s}{S} \quad (\text{Eq. 3.18})$$

onde N_s é a média das contagens corrigidas feitas a bordo em contagens por segundo para cada canal, com base na altura nominal do voo, S é a sensibilidade para

cada janela, obtida por calibrações contendo valores conhecidos de K, Th e U, e C a média das concentrações para cada canal das estações terrestres.

3.1.3 Processamento

Com os dados já corrigidos, foram gerados inicialmente os mapas de contagem total dos elementos, de K (%), de eTh (ppm) e de eU (ppm). Após, através de operações entre os mapas iniciais interpolados, foi gerado o mapa de combinação ternária, no qual que é atribuído um gradiente de cor para cada elemento de acordo com sua quantidade, e os mapas de razões K/eTh e K/eU.

3.2. Magnetometria

3.2.1 Conceitos Fundamentais

O campo magnético pode ser representado por uma barra magnética, onde o fluxo magnético converge nas extremidades, conhecidas como polos do magneto. Magnetos comuns são também chamados de dipolos. O campo magnético terrestre (CMT) é representado em quase sua totalidade pelo campo de um dipolo magnético teórico no centro da Terra, inclinado cerca de $11,5^\circ$ em relação ao eixo de rotação, e acredita-se ser atribuído à circulação de partículas carregadas em correntes de convecção no núcleo externo fluido da Terra, assumido como uma mistura de ferro e níquel, dois excelentes condutores elétricos, gerando uma ação de dínamo auto-excitado (e.g, Tauxe, 2005). O CMT é descrito como um vetor, pois possui variações de orientação e magnitude devido a latitude, longitude e o tempo. O vetor campo total (B) tem uma componente horizontal (H), na direção do norte magnético, e uma vertical (Z). O mergulho do vetor B é a inclinação (I) do campo magnético, e o ângulo horizontal entre o norte magnético (H) e o norte geográfico é a declinação (D) (Figura 9). Além disso, a magnitude do campo B faz parte do parâmetro de caracterização da magnetização.

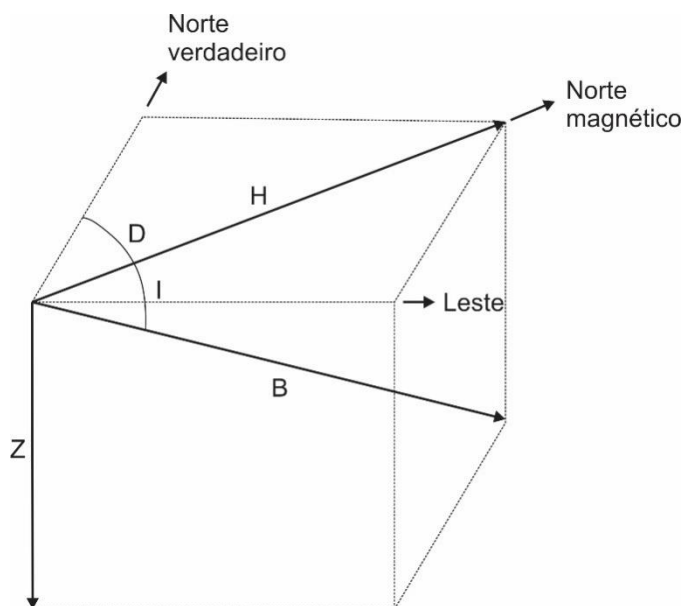


Figura 9 - Representação das componentes do campo magnético terrestre. (Extraído de Kearey et al., 2009).

Segundo Tauxe (2005), os átomos que formam a matéria se comportam como um dipolo devido à trajetória orbital dos elétrons ao redor do núcleo e ao *spin* desses elétrons. Por isso, todo material submetido a um campo magnético externo sofre uma indução magnética, caracterizada pela equação:

$$\vec{M}_I = \chi \times \vec{H} \quad (\text{Eq. 3.19})$$

onde M_I é a magnetização induzida, χ a suscetibilidade magnética, constante que define o grau de magnetização do material, e H o campo magnético externo.

De acordo com o comportamento dos elétrons, os materiais podem ser classificados em:

(i) Diamagnéticos: os elétrons são pareados, com os *spins* em direções opostas. Assim, ao ser aplicado um campo magnético externo, as orbitais desses elétrons rotacionam para produzir um campo oposto ao indutor. Os materiais possuem suscetibilidade magnética fraca e negativa, como o mármore e o quartzo.

(ii) Paramagnéticos: nesses materiais os elétrons não estão pareados e seus orbitais produzem um campo magnético mesmo sem nenhuma indução. Ao ser submetido a

um campo externo, tem seus momentos atômicos alinhados ao indutor, mostrando suscetibilidade magnética fraca, porém positiva.

(iii) Ferromagnéticos/Ferrimagnéticos: substâncias com vários elétrons não pareados acabam se juntando a átomos adjacentes, e a superposição dos seus orbitais pode gerar uma união paralela dos dipolos, estabelecendo uma magnetização espontânea muito forte, existente mesmo na ausência de um campo indutor, e suscetibilidade magnética muito alta. São os materiais ferromagnéticos, como o ferro, cobalto e níquel (Kearey *et al.*, 2009), que raramente ocorrem de forma natural. Quando a união dos dipolos ocorre de forma antiparalela, porém com diferentes intensidades em cada direção, desenvolvem-se os materiais ferrimagnéticos, que também geram magnetização espontânea muito forte e alta suscetibilidade, abrangendo praticamente todos os minerais magnéticos, com ênfase para a magnetita.

A resposta magnética das rochas é determinada pela quantidade e suscetibilidade dos minerais magnéticos presentes, porém elas são formadas em grande parte por minerais diamagnéticos e paramagnéticos (*e.g.*, Telford *et al.*, 1990). Os principais minerais magnéticos existentes são a magnetita (Fe_3O_4), a maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), que é o equivalente oxidado da magnetita, a série das titanomagnetitas ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) e das titanohematitas ($\text{Fe}^{+2}_y \text{Fe}^{+3}_{2-2y} \text{Ti}^{4+} \text{O}^{2-}_3$), com exceção da hematita, e a pirrotita (Fe_{1-x}S) (*e.g.*, Vasconcellos *et al.*, 1994). O mineral que ocorre comumente é a magnetita. Apesar de outros fatores, como tamanho e dispersão dos grãos magnéticos, influenciarem no magnetismo, é aceito que a distribuição da magnetita caracteriza o comportamento magnético das rochas, podendo, em uma escala regional, ignorar os outros minerais magnéticos. As rochas ígneas básicas e ultrabásicas possuem alta suscetibilidade magnética, principalmente quando comparadas as rochas ígneas ácidas e as rochas metamórficas, com o outro extremo representado pelas rochas sedimentares, comumente não magnéticas ou com suscetibilidade magnética muito baixa (Figura 10).

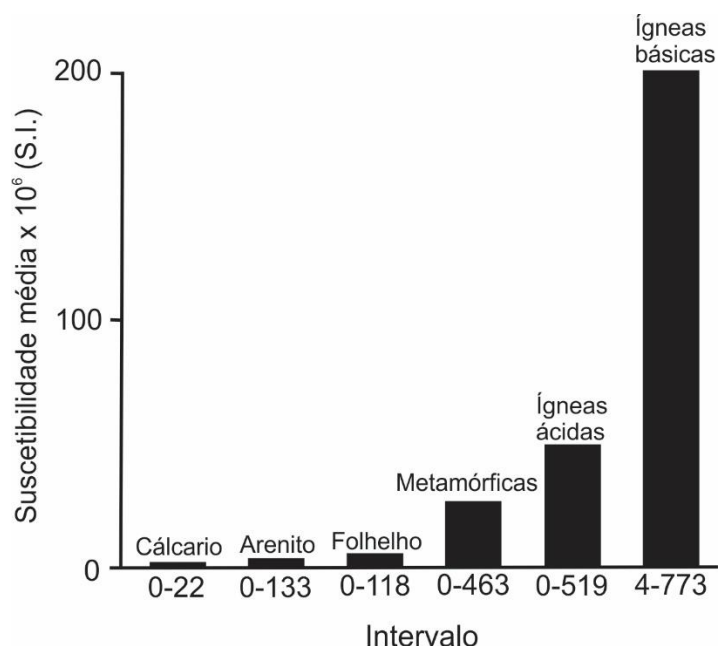


Figura 10 - Valores médios e intervalos de susceptibilidade magnética dos principais tipos de rocha. (Extraído de Kearey et al., 2009).

A magnetização total de uma rocha (M_T) será composta pela soma vetorial de duas componentes, a Magnetização Induzida (M_I), oriunda do CMT atual, e a Magnetização Remanescente (M_R), retida no material ferrimagnético, pela seguinte equação:

$$\vec{M}_T = \vec{M}_I + \vec{M}_R \quad (\text{Eq. 3.20})$$

A magnetização remanescente é a magnetização herdada quando um material ferrimagnético é submetido ao CMT atuante durante a evolução geológica da rocha. Pode ser adquirida de forma primária, durante a solidificação e o resfriamento de uma rocha ígnea abaixo da temperatura de *Curie* dos minerais magnéticos (magnetização termo-remanescente) ou durante a sedimentação de partículas finas, como em argilas (magnetização remanescente deposicional). Na forma secundária, ocorre durante a recristalização ou crescimento dos minerais magnéticos durante o metamorfismo ou diagênese (magnetização remanescente química). A magnetização remanescente só pode ser aferida através de análises laboratoriais e a sua não determinação pode, dependendo do tipo de processamento empregado aos dados, prejudicar os produtos finais do levantamento magnetométrico.

As anomalias magnéticas causadas pela magnetização das rochas é o objetivo da investigação magnetométrica. Para identificá-las, são necessárias algumas correções, principalmente devido às variações do campo externo terrestre, que geram variações diurnas do campo magnético. Também existe a variação secular do CMT, responsável por mudanças lentas e progressivas na declinação e inclinação dos polos magnéticos terrestres em relação ao eixo polar geográfico. O valor do CMT é previsto por uma superfície teórica medida a cada cinco anos, descrita por um modelo matemático, denominada *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). A unidade de medida utilizada na definição da intensidade magnética é o nanotesla (nT) ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$ - Tesla/ $1 \text{ T} = \text{V s m}^{-2}$ - Volt segundo por metro quadrado).

3.2.2 Correção dos Dados

A correção dos dados ocorre em uma fase preliminar ao processamento. O entendimento das correções realizadas é importante para embasar os processos seguintes, que culminam no resultado final. Os itens apresentados a seguir foram previamente realizados pela empresa que efetuou o levantamento aéreo.

3.2.2.1 Remoção da Variação Magnética Diurna

As variações diurnas do campo magnético são decorrentes do fluxo de partículas carregadas dentro da ionosfera em direção aos polos magnéticos, gerando um campo modificado em sintonia com os efeitos de maré do Sol e da Lua. As variações são monitoradas também para identificar períodos de tempestades magnéticas, em que o levantamento aéreo é cancelado. A correção é feita com o auxílio de um magnetômetro terrestre, que efetua leitura contínua, registrando as variações magnéticas num ponto fixo dentro da área do levantamento. No projeto de aerolevanteamento ao qual faz parte a área estudada nesse trabalho, os magnetômetros foram instalados no aeroporto de Petrolina, no estado de Pernambuco. Os valores obtidos pelo magnetômetros terrestres foram subtraídos do nível base, definido em 25113 nT, com os resultados somados algebricamente às leituras realizadas pela aeronave.

3.2.2.2 Correção do Erro de Paralaxe

Esta é a correção da defasagem observada entre os tempos de medição do magnetômetro e altímetros em relação ao sistema de posicionamento. O erro é determinado através do sobrevoo em sentidos opostos em uma mesma linha sobre uma anomalia magnética já conhecida no terreno. A correção corresponde ao valor deslocado do tempo de amostragem, que pode ser somado ou subtraído, de modo que as duas feições se tornem coincidentes. O valor do campo magnético não é alterado, e sim deslocado em relação ao tempo de amostragem. A correção aplicada correspondeu a 0,3 segundos.

3.2.2.3 Nivelamento

Essa correção consiste no ajuste das linhas de controle do aerolevante com base na média das diferenças com as linhas de aquisição. O procedimento assume que as diferenças estão distribuídas aleatoriamente, com um *trend* definindo o desnível entre as linhas de aquisição e controle. A partir da criação de uma tabela de interseções, que contém as diferenças entre as linhas de controle niveladas e as linhas de aquisição nos pontos de cruzamento, pode-se calcular as correções que devem ser aplicadas às linhas de aquisição.

3.2.2.4. Remoção do IGRF

Essa correção se baseia na remoção de um modelo teórico do campo magnético terrestre regional, definido pelo Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF), dos dados obtidos no aerolevante. A correção é necessária pois o CMT possui variações de orientação e magnitude de acordo com a latitude, longitude, altitude e o tempo. A altitude foi obtida através da média da altura de voo acima do nível do mar, fixada em 500 metros. As variações seculares são bastante lentas, sendo usada a data média do levantamento aéreo para o cálculo do IGRF, realizado para a data de 24/11/2001.

3.2.3 Processamento

Para o processamento dos dados magnetométricos, os *grids* são transformados do domínio original do espaço para o domínio da frequência para aplicação dos filtros, com o auxílio da extensão MAGMAP, na plataforma Oasis Montaj. Nessa etapa, há a expansão do *grid* para a utilização do algoritmo Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* – FFT), usado para converter uma função do tempo $g(t)$ em suas amplitudes e espectros de fases equivalentes $A(f)$ e $\phi(f)$ ou no espectro de frequência $G(f)$ (Kearey *et al.*, 2009) onde:

$$G(f) = A(f) \times e^{i\phi(f)} \text{ (Eq. 3.21)}$$

Os filtros para o processamento, como o *Butterworth*, cosseno direcional e continuação para cima, necessitam de parâmetros minuciosamente especificados, definidos a partir da análise dos comprimentos de onda, para não haver uma interpretação errônea dos dados. Para a análise, é usado o espectro de potência radial em uma dimensão, que verifica o comportamento das frequências na malha regular (célula do *grid*), estabelecida nesse trabalho em 62,5 metros. A partir da inclinação do espectro de potência, baseado no comprimento de onda total, pode-se estipular a profundidade média de topo das fontes magnéticas em uma área. Para isso, parte-se do princípio que o efeito magnético em subsuperfície pode ser representado por uma distribuição não correlacionada de blocos com profundidades, comprimento, espessura e magnetização variadas. Na plotagem logarítmica, blocos com profundidades similares cairão dentro de uma inclinação constante. Assim, grupos de blocos com uma ampla diferença de profundidade serão representados na plotagem em partes com diferentes inclinações, na qual a magnitude da inclinação é a medida da profundidade. Para corpos individuais, essa estimativa de profundidade não é aplicada, pois fornece a separação relativa e a forma parcial das anomalias magnéticas reconhecendo a profundidade em zonas, e não em um ponto específico (e.g., Soares, 2001).

A mudança da declividade na função espectral permite a divisão do topo das fontes de anomalias em componentes de fontes profundas, rasas e as originadas por

ruídos. Fontes profundas são caracterizadas por comprimento de ondas grandes (baixa frequência) e fontes rasas por comprimento de ondas curtos (alta frequência). O limite máximo das frequências mais altas é marcado pela frequência de *Nyquist*, separando as fontes rasas dos ruídos aleatórios. Para o seu cálculo é usado o comprimento de onda igual a duas vezes as observações sucessivas, ou $N = 1/(2 \times \text{tamanho da célula do grid})$ (Eq. 3.22). Qualquer frequência acima desse limite sofrerá *aliasing* (falseamento), voltando para dentro de partes menores do espectro.

Na área de estudo compreendida neste trabalho, a profundidade média das fontes profundas ou intracrustais alcançam valores próximos a 4,7 km e as fontes mais rasas 1,9 km (Figura 11). A expressão que correlaciona a profundidade (h) com o espectro de potência é:

$$h = \frac{-s}{4\pi} \text{ (Eq. 3.23)}$$

onde s é o coeficiente angular do espectro de potência.

Após a filtragem, os dados retornam para o mesmo formato do *grid* original através da transformada inversa de Fourier (*Inverse FFT*).

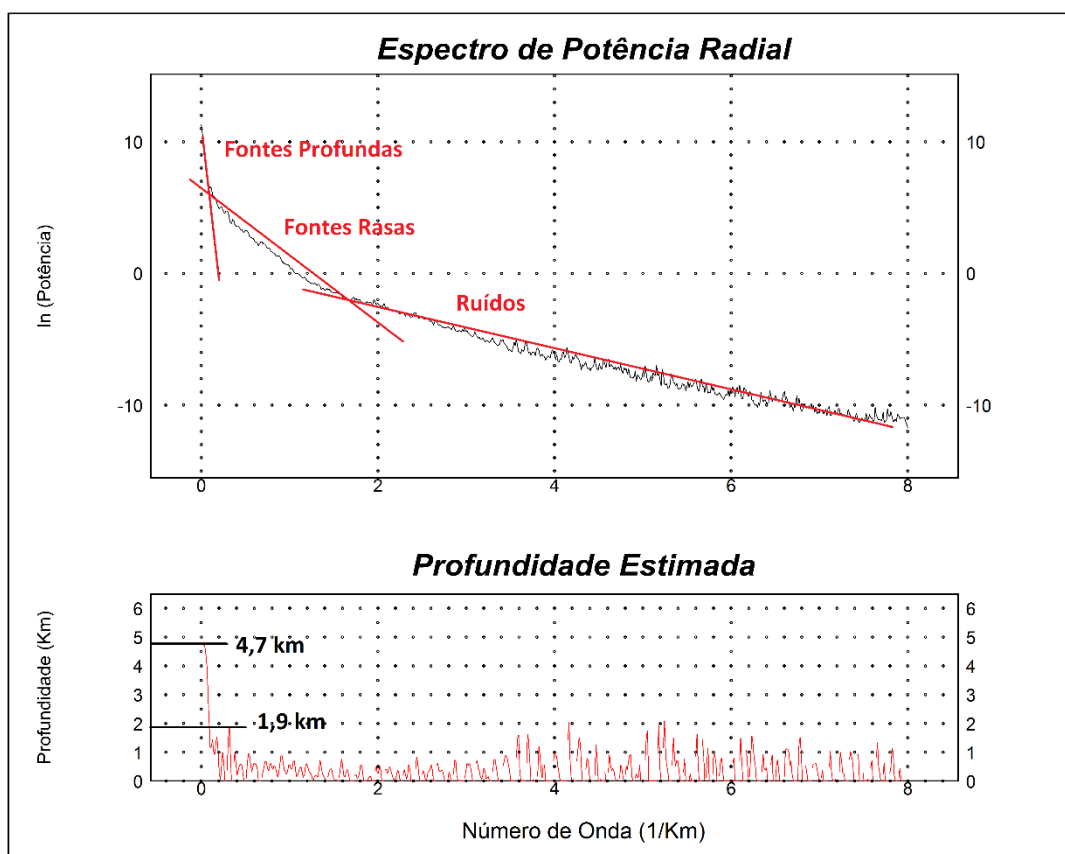


Figura 11 - Espectro de potência radial dos dados magnetométricos, correlacionando o comprimento de onda com a profundidade de topo das fontes magnéticas. Fontes profundas com profundidade média de 4,7 km e fontes rasas, 1,9 km. Gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

3.2.3.1 Filtro Butterworth

Para a utilização desse filtro primeiramente deve-se estipular um valor de corte para o comprimento de onda, de acordo com as feições de interesse. A partir disso é possível preservar os comprimentos de onda abaixo (passa-alta) ou acima (passa-baixa) do corte. O filtro é muito eficiente pois permite controlar o grau de corte enquanto mantém um número de onda central fixo. Foi utilizado no micronivelamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos.

3.2.3.2 Filtro Cosseno Direcional

Esse filtro é bastante útil na remoção de feições direcionais de dados interpolados (*grids*). Em um levantamento aéreo, a distância entre as linhas de voo é

muito maior do que a dos pontos na linha de medição, podendo criar uma tendência senoidal na direção perpendicular às linhas de voo. A direção da tendência pode ser rejeitada ou aceita, sendo a amplitude desses parâmetros controlados pelo grau da função cosseno. O filtro foi utilizado no micronivelamento dos dados.

3.2.3.3 Filtro de Redução ao Polo Magnético

O filtro se baseia na redução do efeito de distorção causado pela variação da inclinação e do azimute da polarização magnética, onde as anomalias magnéticas não ficam centradas sobre as suas fontes. Os dados são ajustados a uma condição de polarização vertical, tornando as anomalias simétricas, aspecto observado somente nos polos magnéticos. Na área de estudo, a inclinação calculada para o IGRF em 24/11/2001 foi de -21,9 e a declinação -22,5.

3.2.3.4. Filtro de Continuação para Cima (Upward Continuation)

Esse filtro é usado para remover ou minimizar comprimentos de onda curtos, característicos de fontes rasas e ruídos. O sinal magnético é recalculado de acordo com a profundidade estipulada, simulando que as medidas realizadas estivessem a uma distância maior da superfície terrestre. A análise do espectro de potência permite visualizar a profundidade do topo das fontes mais profundas, auxiliando na definição dos parâmetros do filtro.

3.2.3.5 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O Sinal Analítico, definido por Nabighian (1972, 1974), consiste de uma função relacionada às derivadas horizontais x e y e a derivada vertical z do campo magnético. Esse filtro é muito útil pois tem pouca dependência da direção de magnetização total das fontes, possibilitando boas respostas em anomalias com magnetização remanescente intensa. Ele permite estimar as bordas laterais de uma anomalia, devido aos picos de amplitude do sinal estarem localizados no limite dos corpos.

3.3 Índice Máfico

O Índice Máfico (IM) é uma técnica que correlaciona dados magnetométricos (ASA) e gamaespectrométricos (K, eTh e eU) pela seguinte equação:

$$IM = \frac{ASA}{(K \times eU \times eTh)} \text{ (Eq. 3.24)}$$

O produto dessa razão auxilia na individualização de corpos máfico-ultramáficos (Pires & Moraes, 2006 *apud* Barbosa, 2012), pois eles possuem baixa contagem dos três radioelementos e alta magnetização, podendo aparecer como picos de IM alto no mapa gerado. Além disso, é possível eliminar a contribuição de alterações superficiais, como solos lateríticos, de acordo com a quantidade de eTh e eU.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Gamaespectrometria

A partir dos dados gamaespectrométricos foram gerados primeiramente os mapas dos canais K, eTh e eU (Figura 12), realçados com sombreamento para melhor visualização das feições, com pseudoiluminação de inclinação e declinação de 45°. Para auxiliar na interpretação das respostas radiométricas, utilizou-se o mapa de declividade da região (Figura 13), que possibilita correlacionar a contagem dos três radioelementos ao relevo.

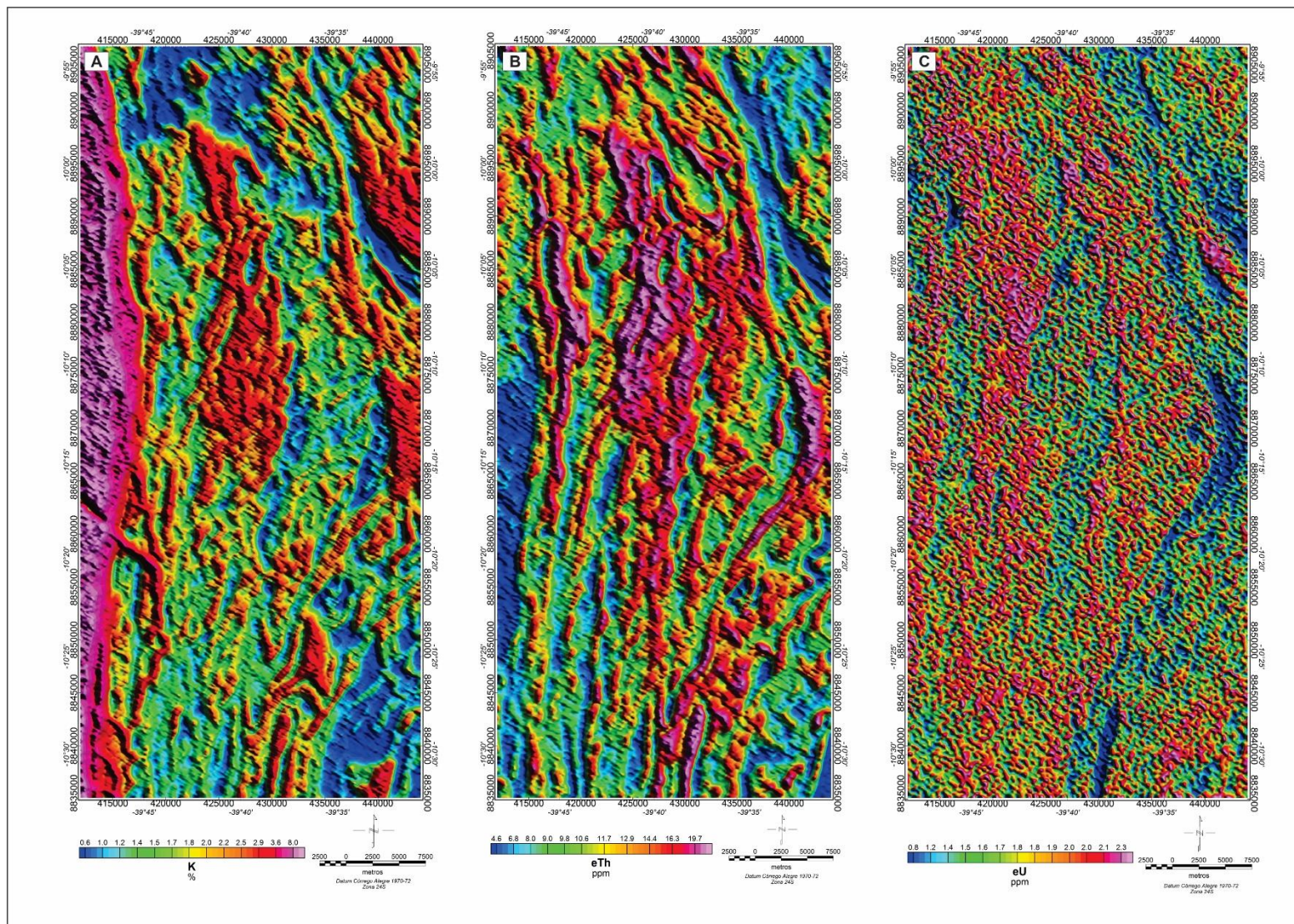


Figura 12 - Mapa de contagem dos elementos potássio-K (A), tório equivalente-eTh (B) e urânio equivalente-eU (C), realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

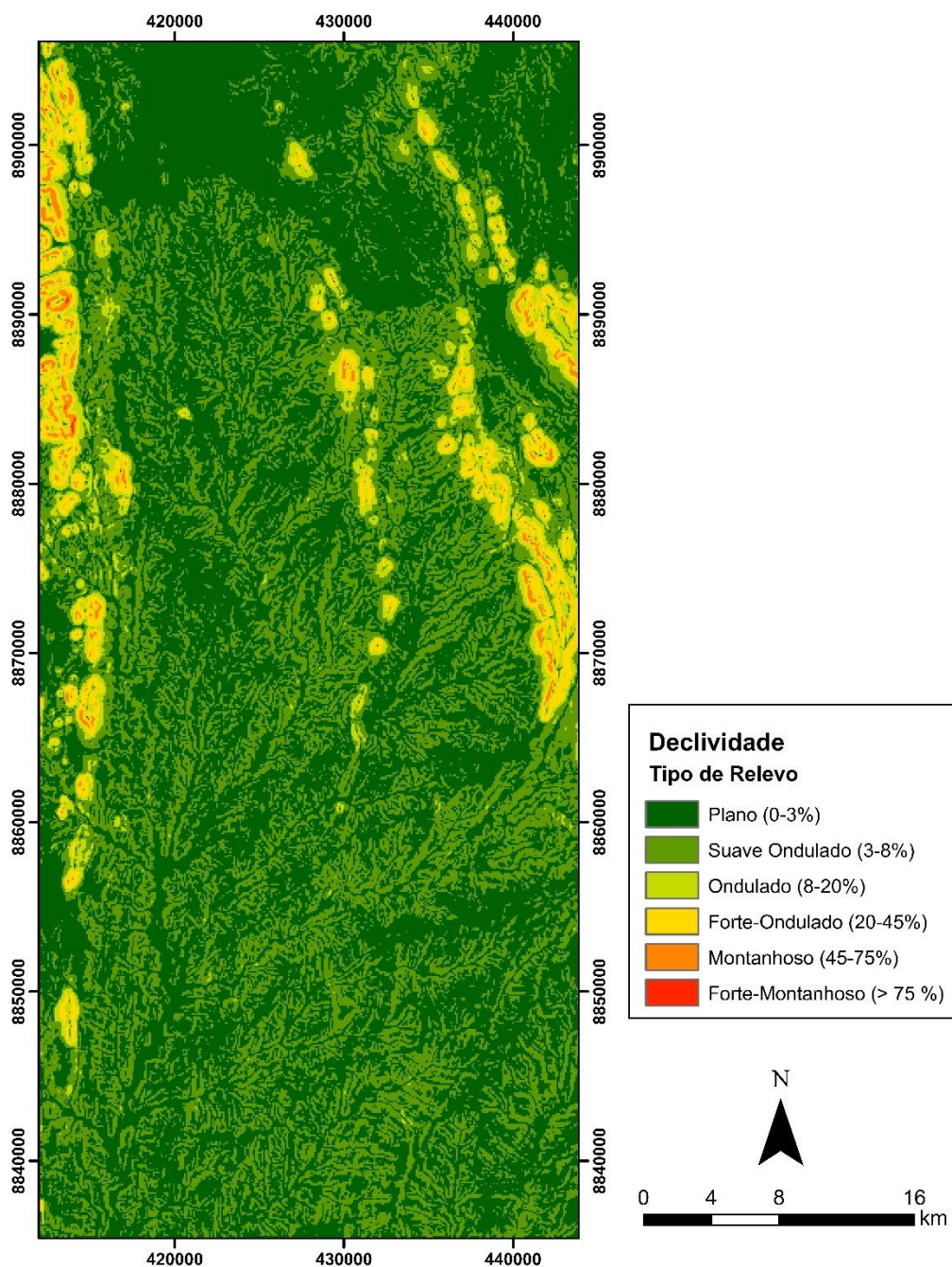


Figura 13- Mapa de declividade da área de estudo, extraído do SRTM. Gerado pelo software ArcGis.

O mapa ternário, gerado posteriormente, permite evidenciar anomalias de dois ou dos três radioelementos. Esse mapa associa cores a cada canal medido, podendo ser no padrão CMY, onde o K é representado na cor ciano, o eTh em magenta e o eU em amarelo, ou no padrão RGB, com o K na cor vermelha, o eTh na cor verde e eU no azul. Esses dois padrões se diferenciam porque o RGB evidencia partes com alta contagem de elementos, com as máximas concentrações dos três canais expressadas

pela cor branca e as mínimas pela cor preta, enquanto que o CMY separa melhor regiões com baixa contagem de elementos, com as maiores concentrações resultando na cor preta e as menores na cor branca.

O mapa ternário RGB mostrou melhor resolução, sendo usado para a interpretação através da compartimentação da área de estudo em domínios gamaespectrométricos, onde oito domínios foram identificados (A-H) (Figura 14)

O domínio “A” contém teores muito altos pra K e muito baixo para eU e eTh. Esse domínio corresponde ao Sienito Itiúba, classificado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) como sienito a alcali-feldspato sienito, grossos a porfíricos, por isso o elevado teor de K. Também contribui para esses altos valores a declividade da região, já que este domínio faz parte da Serra de Itiúba, o que pode evidenciar os radioelementos presentes na litologia.

O domínio “B” contém teores altos de eTh, moderados de eU e muito baixos de K, com algumas porções com baixa contagem para os três elementos. O domínio compreende uma região bastante plana, favorável à pedogênese, que mobiliza o K. A laterização, por exemplo, preserva somente o conteúdo de eTh e eU, demonstrando cores verde-azuladas na imagem ternária. A coloração preta que aparece em algumas porções é relativa à baixa concentração dos três elementos, correlacionado com os mármorees presentes na região, mas também podendo ser associado às rochas ultramáficas.

O domínio “C” mostra altos teores de K, eTh e eU. Esse domínio está em uma região de relevo plano, com a litologia representada por ortognaisses migmatizados. A pedogênese pode ter alterado a concentração dos elementos, porém os altos teores dos três radioelementos podem estar associados a alguma litologia indiferenciada ou a uma porção de composição distinta no ortognaisse.

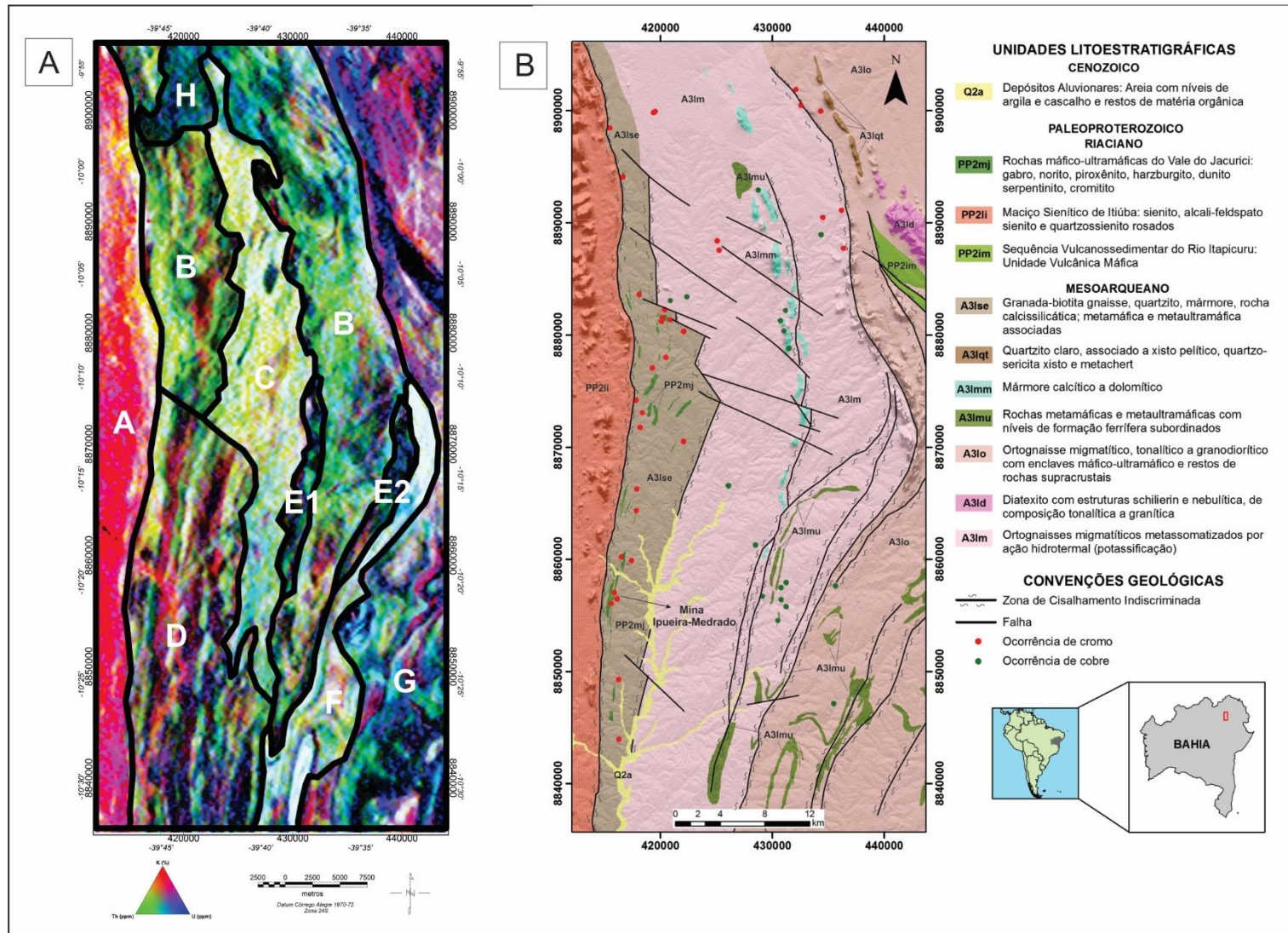
O “domínio” D contém teores altos de eTh e K, e baixos de eU. Essa região é caracterizada por grande heterogeneidade litológica, então altos teores de K podem estar relacionados tanto a corpos graníticos indiferenciados quanto à potassificação que atinge a área. As partes que possuem cores pretas podem ser associadas a mármorees e rochas ultramáficas. Não se pode descartar também a influência dos depósitos aluvionares que são coincidentes em alguns trechos com os altos valores de K.

O domínio “E” contém valores muito baixos para os três elementos, possuindo coloração preta. O domínio E1 é associado a mármore e rochas máfico-ultramáficas. O domínio E2 está indiferenciado, como parte dos ortognaisses migmatíticos, porém pode haver presença de corpos máfico-ultramáficos, baseado nas características em comum com o domínio E1.

O domínio “F” possui concentração alta para os três elementos. Esse domínio está localizado sobre uma zona de cisalhamento, que pode ter concentrado os radioelementos.

O domínio “G” possui valores muito altos de K e moderados de eTh e eU. É composto por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e marcado pelo relevo com declividade mais alta em sua parte norte. Possui alguns trechos de coloração preta, que são associados às rochas máfico-ultramáficas.

O “domínio H” contém altos valores de eU e eTh e muito baixo de K. O relevo é bastante plano e apesar de estar em uma região com grande heterogeneidade litológica, pode-se associar essas concentrações de elementos a alterações pedogenéticas.



A análise da litologia pelos dados gamaespectrométricos possui muitos obstáculos, devido ao comportamento dos elementos durante os processos intempéricos. De forma geral, o conteúdo de K, Th e U aumenta quanto maior for a quantidade de sílica nas rochas ígneas (Dickson & Scott, 1997), porém, devido à grande variação existente dos radioelementos dentro de cada classe de rocha, não é possível identificar com exatidão o tipo litológico.

Em áreas fortemente erodidas, com maior declividade, a resposta radiométrica reflete a composição mineralógica do substrato ou de camadas pouco intemperizadas, enquanto que regiões mais planas ou estáveis apresentam contagens mais baixas dos elementos, associadas às áreas de solo (Wilford *et al.*, 1997), que por estarem sujeitas a alterações químicas e físicas, podem não representar a composição da rocha.

O potássio se concentra principalmente nos feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio) e nas micas (biotita e muscovita), sendo assim ausente em rochas máficas. Durante o intemperismo pode ser capturado em argilo-minerais como a illita e montmorilonita. O tório (Th) está presente nos minerais alanita, monazita, xenotímio e zircão, a níveis muito altos. A monazita e o zircão são estáveis durante o intemperismo e podem se acumular em depósitos arenosos de minerais pesados. O tório liberado pela quebra mineral durante o intemperismo pode ser retido em óxidos ou hidróxidos de ferro ou titânio e em argilas. O urânio está presente nas rochas em minerais a base de óxidos e silicatados, como a uraninita e uranotorita, e em minerais como a monazita, o xenotímio e o zircão. Durante o intemperismo pode ser retido em óxidos de ferro autigênicos e argilominerais, ou precipitado sob condições redutoras, formando depósitos de urânio. (Dickson & Scott, 1997).

Em alterações hidrotermais, o K é mais mobilizado em relação ao Th e U. A área de estudo possui partes com potassificação, e mapas razões K/eTh e K/eU (Figura 15) foram analisados na tentativa de localizar essa alteração hidrotermal. Os resultados obtidos não foram satisfatórios, visto que a área mais propensa à potassificação, na porção sul e ao lado do corpo sienítico Itiúba, é marcada por depósitos aluvionares recentes e grande heterogeneidade litológica.

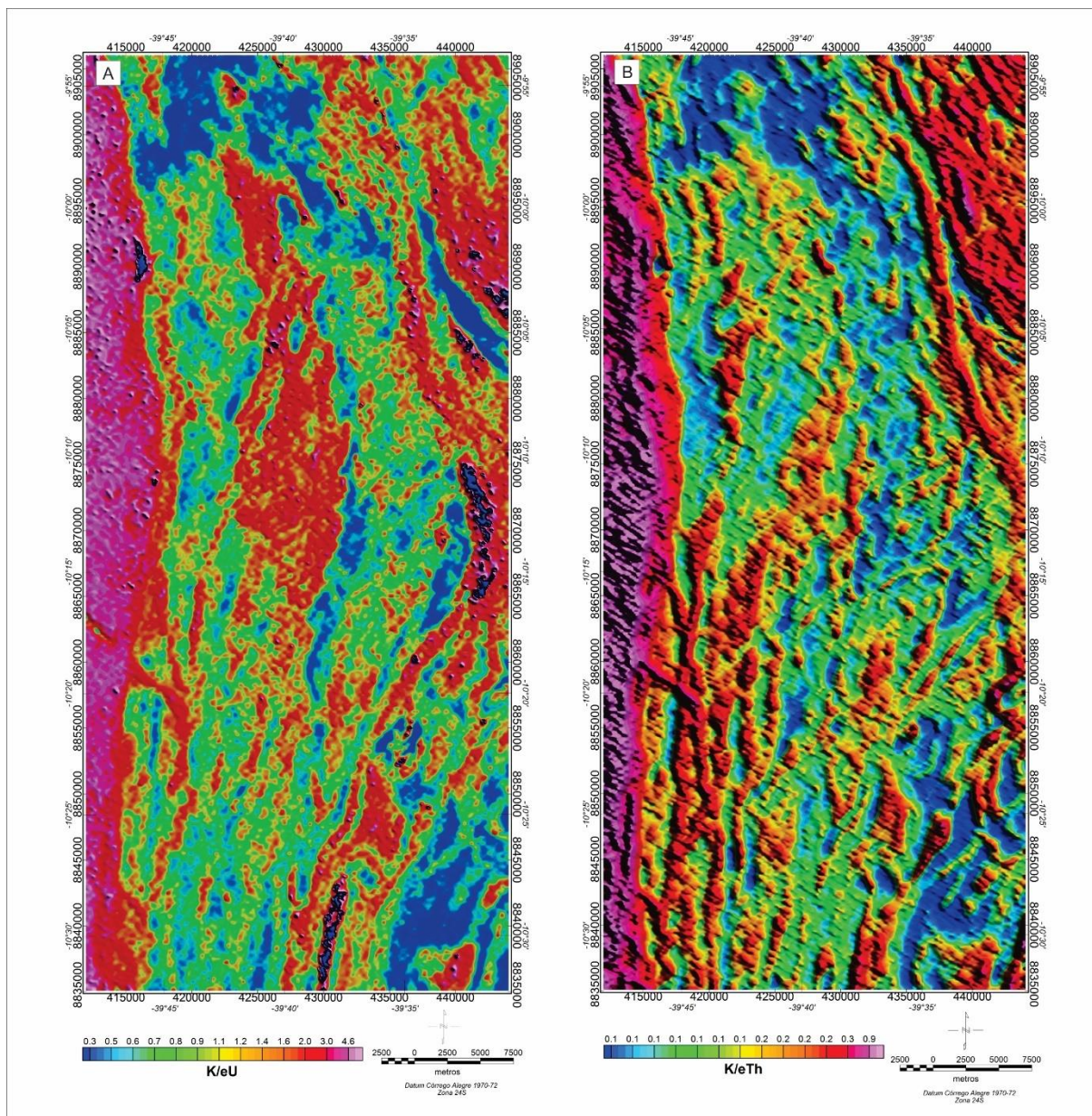


Figura 15 - Mapas de razões K/eU (A) e K/eTh (B), realçados com sombreamento a 45° . Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

4.2 Magnetometria

A partir da remoção do IGRF do campo magnético total regional pode se obter o campo magnético anômalo, objeto de interesse na investigação magnetométrica. O mapa de campo magnético anômalo (CMA) (Figura 16A) é geralmente usado para a avaliação das anomalias e comparação com as feições geológicas da área. Neste trabalho, esse mapa foi utilizado como base para o refinamento dos dados através da aplicação de filtros específicos. As anomalias são apresentadas em forma de dipolos,

devido à inclinação do campo magnético na região, o que pode dificultar a associação com litologias e estruturas.

Para a melhor correlação das anomalias, foi gerado o mapa com redução ao polo (Figura 16B), que transforma as anomalias em monopolares, simétricas, permitindo a centralização destas sobre as fontes, através do recálculo da inclinação do campo magnético induzido a 90° .

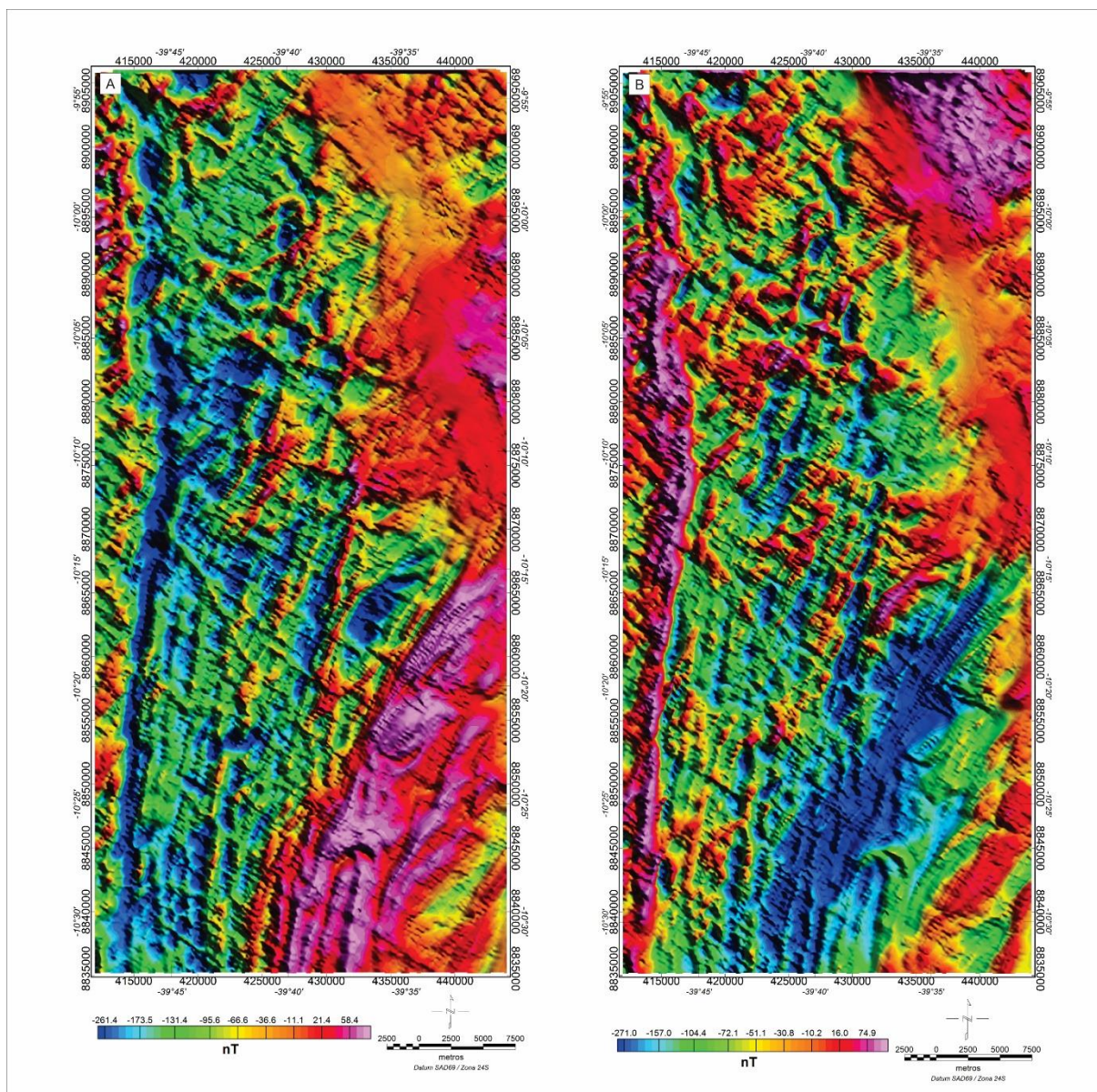


Figura 16 - Mapas do Campo Magnético Anômalo sem filtro (A) e com filtro de Redução ao Polo (B), realçados com sombreamento a 45° . Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

A região foi separada em três domínios magnetométricos (Figura 17), nomeados de A a C, de acordo com a intensidade do campo magnético anômalo.

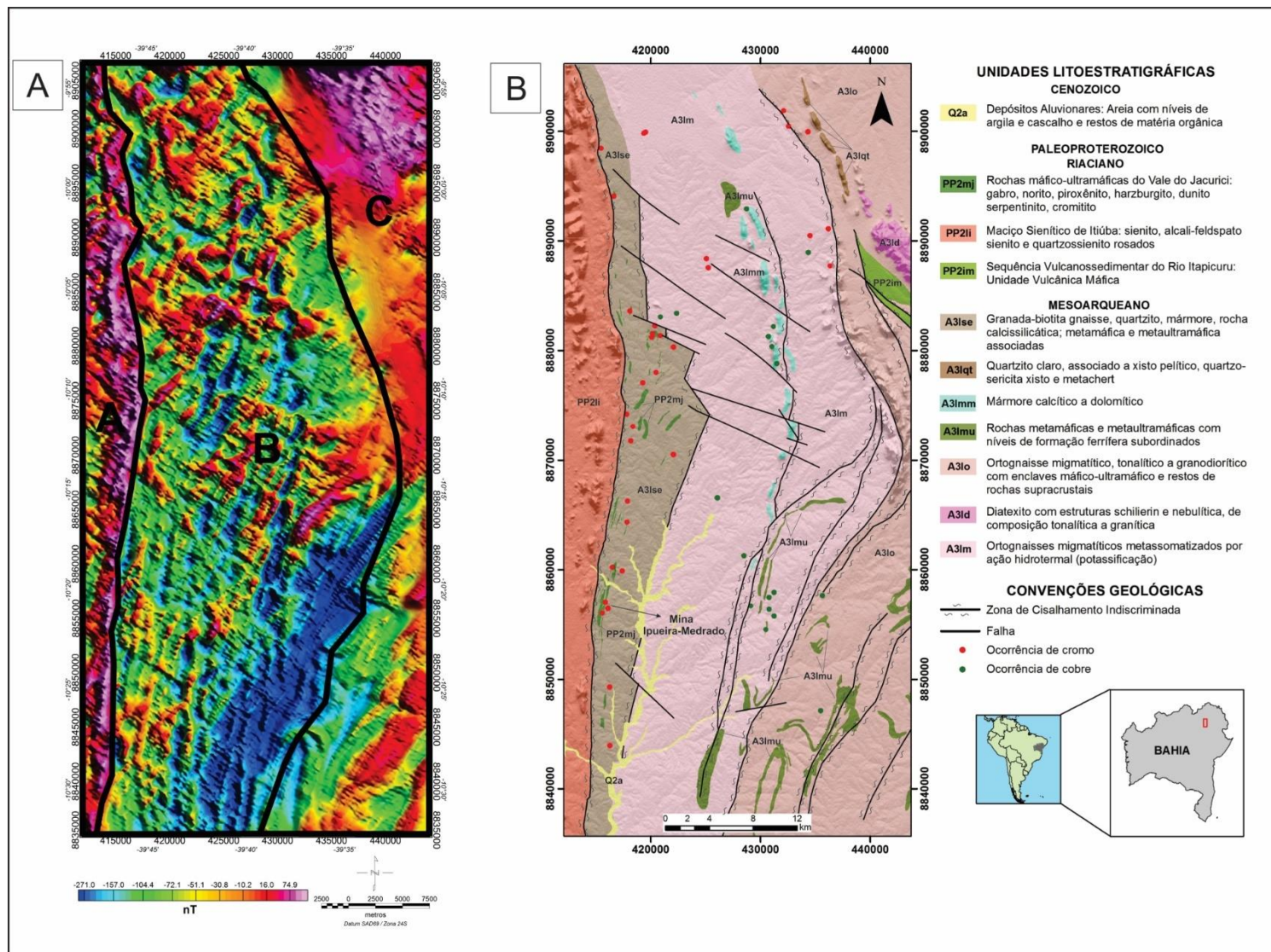


Figura 17- (A) Mapa do Campo Magnético Anômalo com Redução ao Polo, separado em três domínios magnetométricos (A-C), realçado com sombreamento a 45°, gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft. (B) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).

O domínio “A” possui alto magnetismo localizado na borda do Sienito Itiúba. Essa litologia não apresenta valores altos de magnetização, como representado em seu interior, porém a borda desse corpo está delimitada por uma zona de cisalhamento ao lado de rochas com grande heterogeneidade litológica, incluindo as rochas máfico-ultramáficas do Complexo do Jacurici.

O domínio “B” possui magnetismo moderado e baixo gradiente magnético. É formado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e também por rochas máfico-ultramáficas. Esse domínio é caracterizado por uma resposta magnética totalmente diferente dos demais.

O domínio “C” é marcado pela diversidade da resposta magnética, variando de magnetismo muito baixo a alto. Os baixos magnéticos são em partes associados a mármore e, no contato sul com o domínio B, a zonas de cisalhamento. Os altos magnéticos são correlacionados às rochas máfico-ultramáficas, mas também possuem uma grande distribuição onde não há diferenciação litológica, representado apenas como ortognaisses migmatíticos.

O mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) (Figura 18) é caracterizado, no domínio B, por altas amplitudes magnéticas, algumas correlacionáveis ao corpo cromitífero Ipueira-Medrado. Existem outros altos magnéticos nesse domínio que são relacionados, em parte, às rochas máfico-ultramáficas, mas também a porções indiferenciadas dentro dos ortognaisses migmatíticos. As baixas amplitudes magnéticas marcam o limite dos domínios B e C, e estão, à norte, entres duas zonas de cisalhamento indiscriminadas, com altos topográficos formados por quartzito.

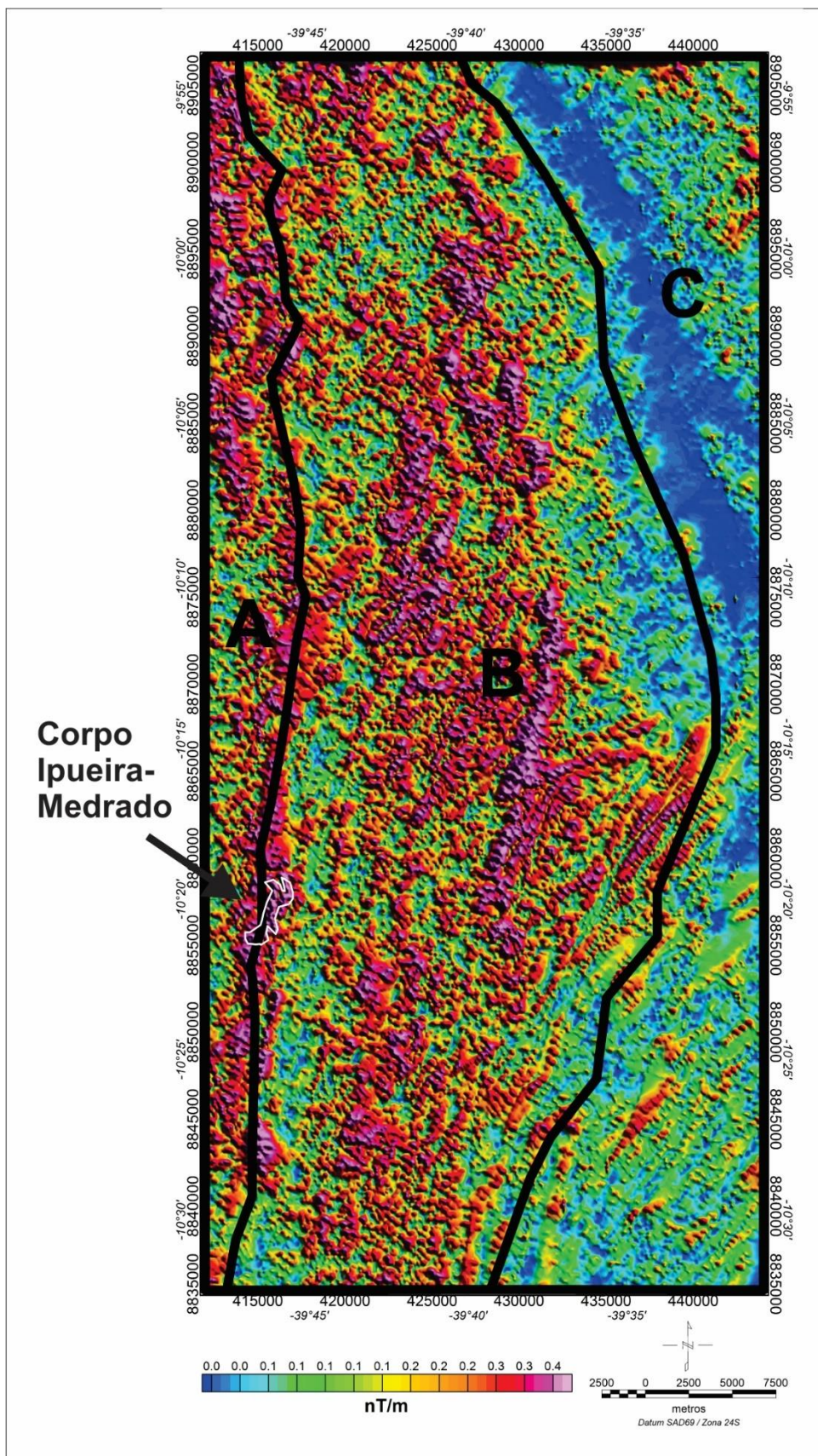


Figura 18 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), sobreposto pelos domínios magnetométricos e com o corpo cromitífero Ipueira-Medrado destacado. Realçado com sombreamento a 45°. Gerado pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

A partir da análise dos domínios, sobre o mapa de CMA, foi gerado o mapa de continuação para cima, que atenua os pequenos comprimentos de onda associados às fontes rasas, transferindo a altitude de onde foram coletados os dados. Para efeito comparativo, foram elaborados mapas de continuação de 250 metros e 500 metros (Figura 19), no intuito de observar a continuidade das feições. A análise do espectro de potência discutida anteriormente (item 3.2.3) identificou fontes com profundidades médias de até 4,7 km, porém o parâmetro de 500 metros foi estabelecido devido à limitação gráfica em representar maiores profundidade, que causou enormes distorções na interpolação dos dados. Em conjunto foi aplicado o filtro de redução ao polo.

As áreas correspondentes aos domínios “A” e “B” não mostraram mudanças significativas com o filtro de continuação para cima, evidenciando corpos ou estruturas com maiores profundidades. No domínio C algumas fontes com alta magnetização desapareceram ou foram atenuadas.

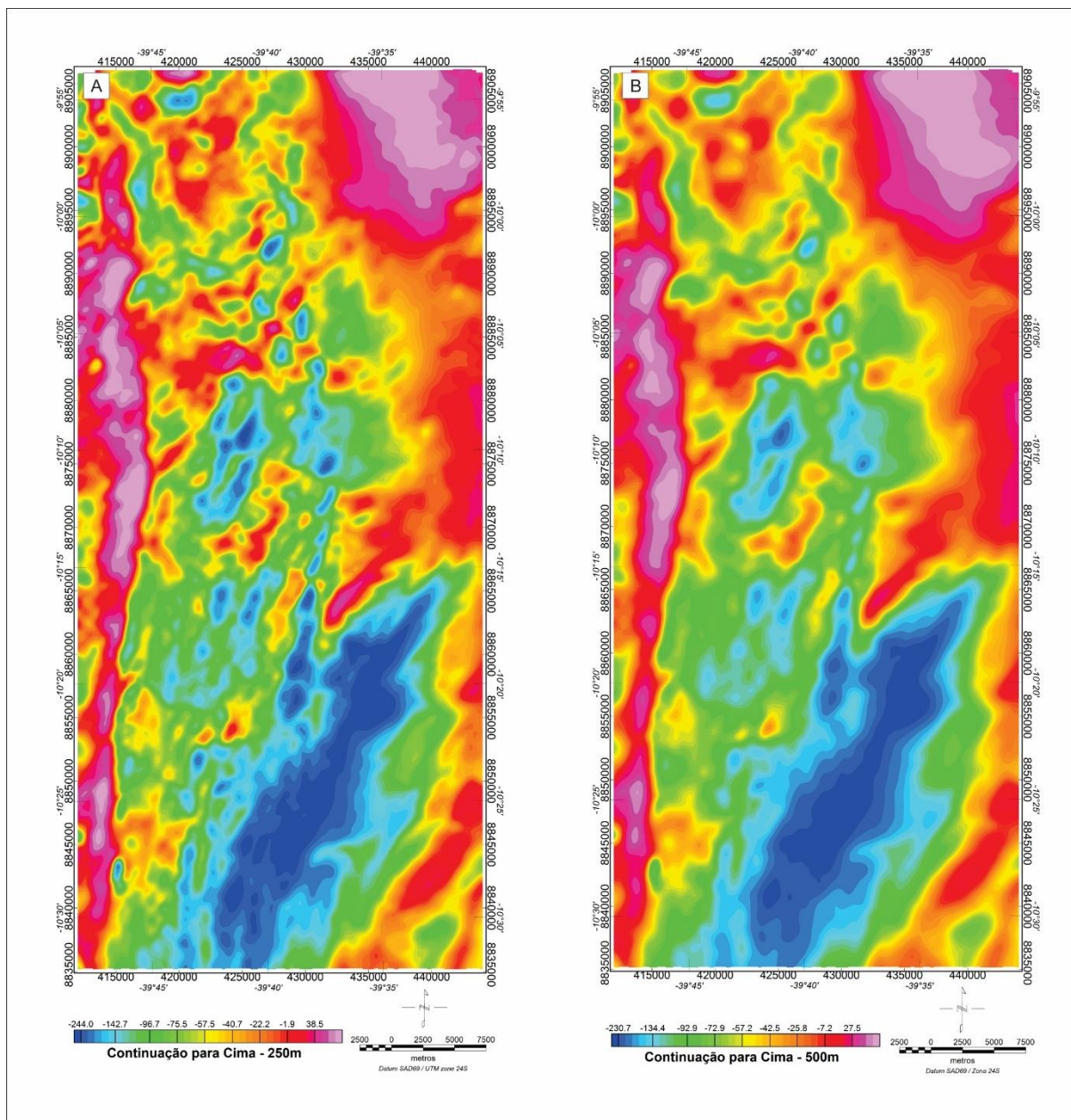


Figura 19 - Mapas de Campo Magnético Anômalo com filtro de Continuação para Cima de 250 metros (A) e 500 metros (B). Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft

4.3 Índice Máfico

O Índice Máfico (IM), por juntar os dados gamaespectrométricos e magnetométricos, permite avaliar os corpos máfico-ultramáficos reduzindo a influência de alterações superficiais. O mapa gerado possibilitou a observação de feições com intensidade de campo magnético alto nas porções correspondentes aos domínios gamaespectrométricos B, E, G, H e aos domínios magnetométricos B e C (Figura 20).

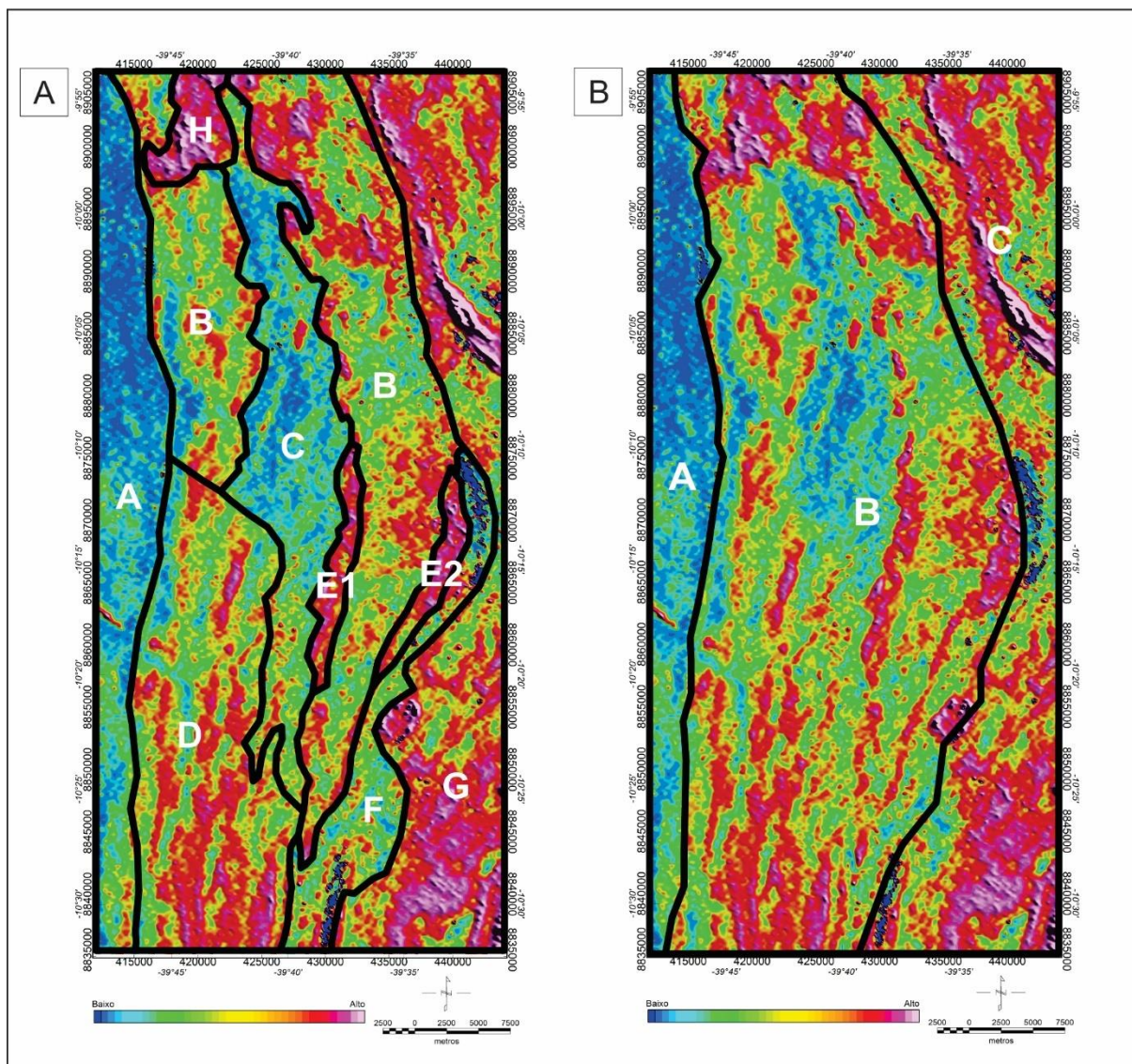


Figura 20 - Mapas de Índice Máfico sobrepostos pelos domínios gamaespectrométricos (A) e pelos domínios magnetométricos (B). Realçados com sombreamento a 45°. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft.

4.4 Integração dos Dados

A análise conjunta dos mapas (Figura 21) permitiu a melhor caracterização da área. O domínio magnetométrico “A” coincide com o domínio gamaespectrométrico “A”, representados pelo Sienito Itiúba. Esse corpo é limitado por zonas de cisalhamento, que alteram suas características de borda, onde são identificados altos magnéticos e trechos com maior declividade.

O domínio magnetométrico “B” é correlacionado a seis domínios gamaespectrométricos (B, C, D, E, F, H). Esse trecho possui grande heterogeneidade

litológica, confirmada pelo alto gradiente de intensidade magnética e diferentes concentrações dos radioelementos. Pôde-se identificar duas regiões que apresentam alta magnetização e baixa contagem de radioelementos, observáveis principalmente no mapa de índice máfico, correspondentes aos domínios gamaespectrométricos “D” e “E”, que se mostraram áreas propícias à ocorrência de rochas máfico-ultramáficas.

O domínio magnetométrico “C” corresponde aproximadamente ao domínio gamaespectrométrico “G”. É possível observar na área um baixo gradiente magnético, bem diferente das outras regiões da área de estudo, refletindo inclusive nos corpos máfico-ultramáficos discriminados pela CPRM, pois esses não possuem alta magnetização, característico desse tipo litológico. Essas feições são mais evidentes quando observado o mapa magnético de amplitude do sinal analítico (ASA), no qual não é possível delimitar nenhum grande corpo, contrariando o que é demonstrado no mapa geológico. Os limites desses domínios são marcados por zonas de cisalhamento, que coincidem com a magnetização muito baixa e a mudança na concentração dos radioelementos. O índice máfico é muito alto na porção norte dessa área e coincide com rochas metavulcânicas máficas relacionadas à Sequência Vulcanossedimentar do Rio Itapicuru.

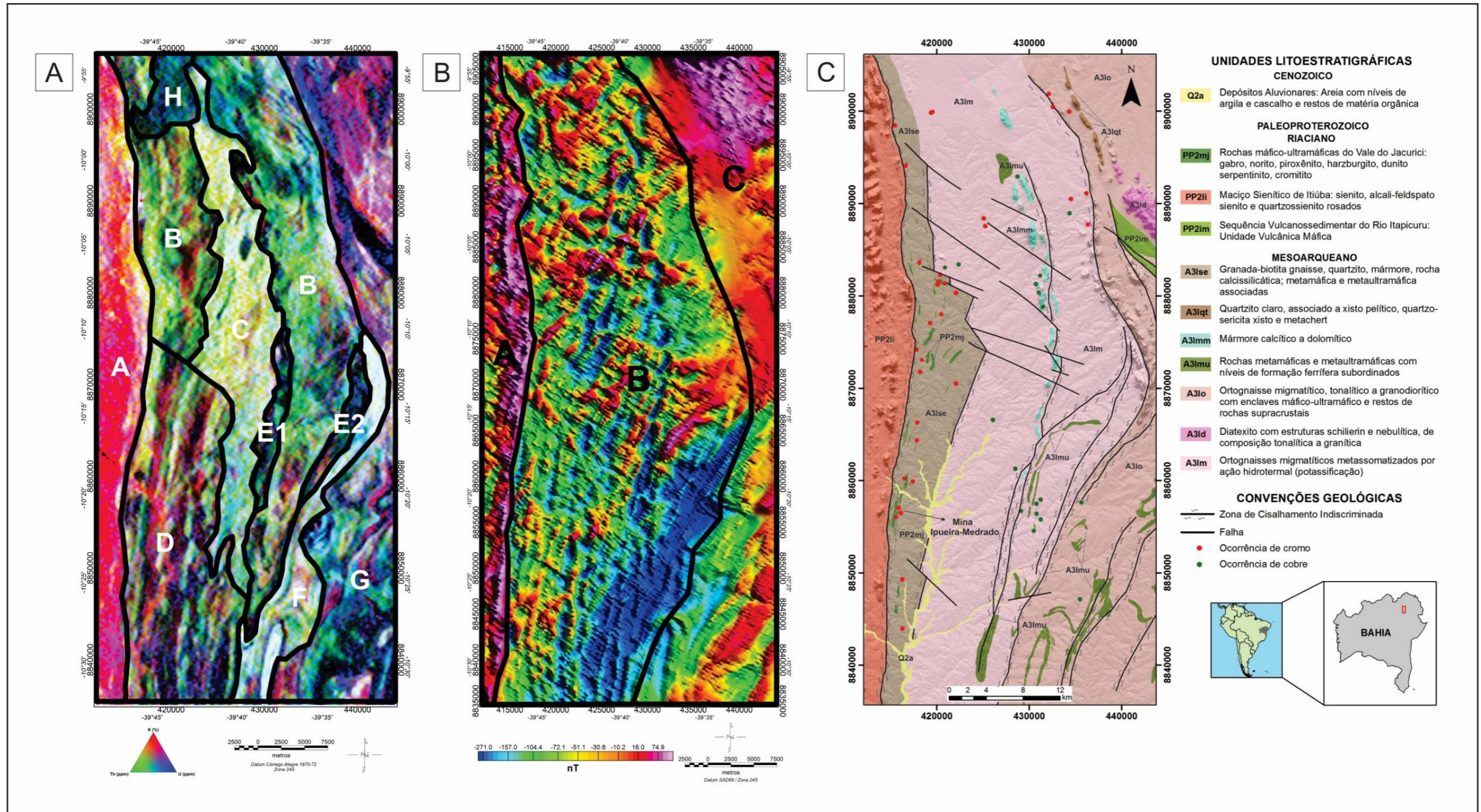


Figura 21 - (A) Mapa radiométrico Ternário RGB subdivido nos oito domínios gamaespectrométricos. (B) Mapa magnético do Campo Magnético Anômalo com filtro de Redução ao Polo, demarcado com os três domínios magnetométricos. Gerados pelo software Oasis Montaj, Geosoft. (C) Mapa geológico da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).

5. CONCLUSÕES

A correlação dos dados aéreos magnetométricos e gamaespectrométricos integrados à geologia se mostrou muito eficaz, pois possibilitou identificar características importantes na área de estudo que podem contribuir com a geologia da região. Foi possível separar essa região em três áreas distintas.

A primeira área, em que se localiza o Sienito Itiúba, correspondente ao domínio magnetométrico “A” e ao domínio gamaespectrométrico “A”, mostrou feições geofísicas que permitem correlacionar o limite do corpo sienítico ao observado no mapa geológico.

A segunda área é subdividida em duas litologias principais, os granada-biotita gnaisses e os ortognaisses migmatizados, correspondendo ao domínio magnetométrico “B” e aos domínios gamaespectrométricos “B”, “C”, “D”, “E”, “F”, “H”. Apesar da heterogeneidade litológica, tanto os dados magnéticos quanto os radiométricos não mostraram características que permitam separar essas duas litologias. Na região correspondente ao domínio gamaespectrométrico “D” e “E”, pode-se notar vários corpos com alta magnetização e baixa contagem para os três radioelementos, que permitem associá-los às rochas máfico-ultramáficas. O trecho que corresponde ao domínio gamaespectrométrico “E1” pode ser destacado, pois, além das características geofísicas, demonstrou feições geológicas parecidas com o principal corpo mineralizado do Complexo Jacurici, o Ipueira-Medrado, como a presença de mármore associado às rochas máfico-ultramáficas. Além disso, foram identificados pela CPRM ocorrências de mineralização de cobre nessa região, colocando a área em evidência para investigações futuras.

A terceira área é classificada como ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, correspondendo ao domínio magnetométrico “C” e ao domínio gamaespectrométrico “G”. Essa região pode ser considerada como pertencente a outro contexto geológico, pois demonstra feições geofísicas muito diferentes das demais, como uma mudança brusca nas concentrações dos radioelementos e gradiente magnético muito baixo. Também nessa porção, as rochas máfico-ultramáficas mapeadas pela CPRM mostraram características bem distintas quando comparadas àquelas do Complexo Jacurici, como magnetização relativamente baixa. De acordo com as feições

observadas, esse terreno pode estabelecer o limite de abrangência dos corpos máfico-ultramáficos do Complexo.

As questões levantadas nesse trabalho são originadas de métodos indiretos de investigação associados a algumas informações geológicas conhecidas. Os resultados obtidos possuem certas limitações, e todas as propostas apresentadas necessitam de investigação *in situ* para sua validação.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Ed. Beca, p. 17–35.

Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B. & Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco -uma revisão. *In: Dominguez J.M.L. & Missi A. (Eds.) O Cráton do São Francisco.* Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.

Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira.* Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36p.

Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 1 (1): 13-21.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349–364.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B. & Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.

Angelim, L.A.S & Silva Filho, M.A. 1993. Compartimentação geotectônica do Cráton do São Francisco na região de Sobradinho, Bahia. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 2, 1993, Salvador. Anais... Salvador, SBG, SGM, p. 221-223.

Barbosa, I.O. 2012. Modelo de depósito do Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia, GO, com base em dados multitemáticos. Brasília, 107p. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de Brasília.

Barbosa de Deus, P. & Viana, J.S. 1982. Jacurici Valley Chromite District. *In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis*, 1982, Salvador. Abstract Excursions. Salvador, SME, p. 97-107.

Barbosa, J.S.F & Dominguez, J.M.L. 1996. *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo.* Salvador: SICM, SGM, 382p.

Barbosa, J.S.F, Cruz, S.C.P & Souza, J.S. 2012. Terrenos metamórficos do embasamento. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L. & Souza J.S. (Eds.). Geologia da Bahia: pesquisa e atualização.* Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, p.101-201.

Barbosa, J. S. F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74: 343-359.

Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133:1-27.

Cameron, E.N. 1977. Chromite in the central sector of the eastern Bushveld Complex, South Africa. *American Mineralogist*, 62:1082-1096.

Cameron, E.N. 1980. Evolution of the lower Critical Zone, central sector, eastern Bushveld Complex, and its chromite deposits. *Economic Geology*, 75:845-871.

- Cameron, E.N. 1982. The Upper Critical Zone of the eastern Bushveld Complex—precursor of the Merensky Reef. *Economic Geology*, 77:1307-1327.
- Carvalho Filho, A.R., Queiroz, E.T. & Leahy, G.A.S. 1986. Jazida de cromita de Pedras Pretas, município de Santa Luz, Bahia. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (Coord.). *Principais depósitos de minerais do Brasil*. Brasília: DNPM, v.2, p. 235-248.
- Cordani, U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. São Paulo, 98p. Tese de Livre-Docência, Universidade de São Paulo.
- CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 2014. *Carta geológica preliminar das folhas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V)*. Salvador, Superintendência Regional – CPRM, escala 1:100.000.
- Davison, I., Teixeira, J.B.G., Silva, M.G., Rocha Neto, M.B. & Matos, F.M.V. 1988. The Itapicuru Belt, Bahia, Brasil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian. Research.*, 44:1-17.
- Dickson, B.L. & Scott, K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 187-200.
- Dransfield, M., Buckingham, M. & van Kann F. 1994. Lithological mapping by correlation magnetic and gravity gradient airborne measurements. *Exploration Geophysics*, 25(1): 25–30.
- GEOSOFT. Geosoft Incorporated. 2010. Processamento de dados de campos potenciais no domínio da frequência extensão para o Oasis Montaj v7.1. Toronto, Geosoft, 76p.
- Hasui, Y. 2012. Cráton São Francisco. In: Hasui, Y., Carneiro, C.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (Eds.). *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p.200-227.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. 2009. *Geofísica de Exploração*. Tradução: Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo, Oficina de textos, 438p.
- Kishida, A. 1979. Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia. Salvador, 98p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- Kosin, M., Guimarães, J.T. & Abram, M.B. 1999. *Folha Aracaju SW, folha SC.24-Y*. Salvador, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Kosin, M., Melo, R.C., Souza, J.D., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. & Leite, C.M.M. 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (1-Suplemento): 15-26.
- LASA Prospecções. 2002. *Projeto Levantamento Aerogeofísico da Área Riacho Seco – Andorinha, Relatório final*. Rio de Janeiro, SICM/CBPM, 44p.
- Leal, A.B.M., Barbosa, J.S.F. & Corrêa-Gomes, L.C. 2012. Corpos Máficos-Ultramáficos. In: Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, S.J.F., Correa Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Souza J.S. (Eds.). *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, p. 443-482.
- Lindenmayer, Z.G. 1981. Evolução geológica do vale do Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: Inda, H.A.V., Marinho, M.M., Duarte, F.B. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SGM/CPM, v.4, p. 72–110.
- Mantovani, M. & Marangoni, Y. 2013. *Processamento e interpretação de dados magnetométricos, gravimétricos e radiométricos*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 63p.
- Marinho, M.M., Rocha, G.M.F., Deus, P.B. & Viana, J.S. 1986. Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jacurici-Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1986, Goiânia. Anais... Goiânia, SBG, v.1, p. 2074-2088.

- Marques, J. C. & Ferreira Filho, C. F. 2003. The Chromite Deposit of the Ipueira-Medrado Sill, São Francisco Craton, Bahia State, Brazil. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 98: 87-108.
- Mascarenhas, J.H. 1979. Estruturas do tipo *greenstone belt* no leste da Bahia. In: Inda, H.A.V (Org.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador: COM, v. 2, p. 25-53.
- McNaughton, N.J., Oliveira, E. P., Armstrong, R. & Fletcher, I. 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraiba, Medrado and S. José do Jacuibe mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curacá orogen, São Francisco craton, Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, Salvador, v. 1, p.1-1.
- Melo, R.C. 1991. *Pintadas, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia*. Brasília, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 173p.
- Melo, R.C., Loureiro, H.S.C. & Pereira L.H.M. 1995. *Serrinha, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia, escala 1:250.000*. Brasília, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 80p.
- Moraes, A.C., Martins, A.A.M & Sampaio, A.R. 1980. *Projeto Brumado-Caetitê: relatório final, 1ª fase*. Salvador, Convênio DNPM/CPRM, v.1.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3): 507-517.
- Nabighian M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1): 85-92.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J. & McNaughton, N.J. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Boletim Geologia USP, Série Científica*, 4: 41-53.
- Oliveira, E. P., Mello, E. F. & McNaughton, N. 2002b. Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(3): 284-298.
- Oliveira, E.P, Mello, E., McNaughton, N.J. & Armstrong, R. 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Cráton, Brazil. In: Kusky, T.M., Zhai, M.G., Xiao,W. *The evolving continents: understanding processes of continental growth*. London: Geological Society (Geological Society. Special Publication, 338), p.263-286.
- Oliveira E.P., Mello E.F., McNaughton N. & Choudhuri A. 2002a. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais...João Pessoa, 522p.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N. & Pimentel M. 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic belts in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their tectonic significance for orogeny-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128:143-165
- Pires, A.C.B & Moraes, R.A.V. 2006. New processing technologies applied do airborne geophysical data: impact on interpretation. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, SIMEXMIN, 2, Ouro Preto, MG.
- Ramos, L.N.R.A. 2010. Dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico e à exploração de ouro na região de fazenda nova, porção leste

do arco magmático de Arenópolis-GO. Brasília, 165p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

Ribeiro, V. B. & Mantovani, M.S. M. 2011. Campo Gravimétrico do Complexo Alcalino de Tapira – MG: comparação entre técnicas de interpolação e de separação regional-residual. *Revista Brasileira de Geofísica*, 29 (3): 463-485

Ribeiro, V. B., Mantovani, M. S. M. & Louro, V. H. A. 2013. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didática*, 10: 29-51.

Rios D.C. 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica. Salvador, 233p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Davis W.J., Rosa, M.L.S. & Dickin, A.P. 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite–greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U–Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research* 170: 175-201.

Sabaté, P., Marinho, M.M., Vidal, P. & Caen-Vachette, M. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, 83: 325-338.

Santos, R.A. & Souza, J.D. 1985. *Projeto mapas metalogênicos e de previsão de recursos minerais: Serrinha, folha SC.24-Y-D*. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM/CPRM.

Silva, M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, estado da Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, 1992, São Paulo. Anais, Resumos expandidos, SBG, v.2, p.181-182.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C. & Fletcher, I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. *In: ISGAM - International Symposium Granites and Assoc. Mineralizations*, 2, 1997, Salvador. Anais... Salvador, p.282-283.

Silveira, C. J. S., Frantz, J. C., Marques, J. C., Queiroz, W. J. A., Ross, S. & Peixoto, V. M. 2015. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 453-474.

Soares M.S. 2001. Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e aerogamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. Porto Alegre, 187p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação de Eng. de Minas, Metalúrgica e Materiais, Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Tauxe, L. 2005. Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 247–261.

Teixeira, L.R. 1997. O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador – Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogênico. Salvador, 202p. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M. & Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos D.A. (Eds.) Tectonic evolution of South America*. International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101-137.

Telford, W.M, Geldart L.P. & Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University, 2nd Ed., 770p.

TOPODATA. 2008. *Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil*. São José dos Campos, INPE. Disponível em: < <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> >. Acesso em: 20 out. 2016.

Vasconcellos, R.M., Metelo, M.J., Motta A.C.M. & Gomes R.D. 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM, 165p.

Wilford, J. R., Bierwirth, P. N. & Craig, M. A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics*, 17(2): 201-216.