



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOFÍSICA APLICADA

ASSINATURA GEOFÍSICA DAS ROCHAS ALCALINAS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

LORENA MALTA FEITOZA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 16

Brasília – DF
2011



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOFÍSICA APLICADA

ASSINATURA GEOFÍSICA DAS ROCHAS ALCALINAS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

LORENA MALTA FEITOZA

Orientador:

Prof. Dra. Adriana Chatack Carmelo (UnB)

Co-Orientador:

Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires (UnB)

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (UFPR)

Prof. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo (UnB)

Brasília – DF

2011

“O grande momento de prazer da descoberta não é tanto o produto final. É a aventura humana”

(Carla Rubbia).

A vitória

Quer vencer os desafios? Confie em Deus

Quer ser bom no que faz? Pratique!

Quer alcançar o objetivo? Persista

Quer crescer? Tenha raízes

Quer ver resultados? Persevere

Quer ser feliz? Esqueça o passado

Quer falar bem? Escute melhor

Quer aprender? Persista em ler

Quer realização pessoal? Sirva

Quer fazer a diferença? Pague o preço

A vitória é dos que lutam, dos que agem, dos que “saem do ponto”.

A vitória é dos que se arriscam para alcançar o alto da montanha.

Seja humilde, principalmente nas vitórias.

À minha querida família (pai, mãe e irmãs).

À Adriana Chatack Carmelo pela sua primeira orientação.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram diretamente e indiretamente para a realização de mais um sonho.

À minha família que tanto amo, Marivaldo Feitoza (pai), Rosa Malta Feitoza (mãe), Loriane Cadidja Malta Feitoza (irmã) e Lorrane Aesha Malta Feitoza (irmã), por permanecerem sempre ao meu lado.

À minha avó e tia, Francisca Malta e Lourdes Malta, pelo carinho e incentivo.

Aos tios, tias, primos, primas, pela torcida.

À minha querida amiga de infância Wanda Meira, pelo carinho e apoio. Uma pessoa que levarei para sempre em meu coração. Obrigada amiga por tudo.

À professora Adriana Chatack Carmelo, pela confiança, paciência, ensinamentos e amizade.

Ao professor Augusto César Pires, por todos os ensinamentos, objetividade e apoio.

À amiga geóloga Mônica Elizetti de Freitas, pela ajuda, amizade, conselhos e indicação.

À professora Mônica Giannoccaro Von Huelsen, pelo grande apoio e sugestões.

Ao professor José Oswaldo de Araújo Filho, por todos os ensinamentos e gentilezas.

Aos professores José Eduardo Soares, Marcelo Rocha, Weliton Borges, Luciano Sares da Cunha, Catarina Toledo, Marcos Ianniruberto, Roberta Vidotti, Valmir Souza, Elton Dantas, Edi Guimarães e Lucieth Vieira.

Ao amigo geólogo Saulo Carreiro, pela ajuda, companheirismo e pela troca de idéias geofísicas e geológicas.

Aos amigos e colegas da Pós-graduação e graduação da UnB Marta Jácomo, Raphaela Passos, Eduardo Sobral, Rômulo Matos, Loiane Moraes, Vinícius Guimarães, Icília Feitosa, Paulo Sérgio Mendes, Lindaray Costa, Rafael Grudka. Obrigada por oferecer um pouco do tempo de vocês em prol a ajudar uma amiga.

Aos amigos Leonardo de Moura, Noelia Mejia, Renata Teixeira, Julia Curto, Diogo Orphão, Ana Paula Ribeiro, Daniely Moreira, Patrícia Fernandes, Cibele Tunussi, Alany Ribeiro, Agnel Bengala, Umberto Filho, Eduardo Seimetz e Chris Fianco. Obrigada pelo incentivo.

Aos funcionários da UnB Sergião, Dona Fátima, Renato, Shirley, Hudson, Péricles, Rogério, Helen e Stela.

Aos amigos de longa data e que tanto amo, Eliud Silva, Chrisley Melo, Christianne Braga, Gisele Carioca, Jhonny Vieira, Lilian Leandro, Leon Cerqueira, Renata Coutinho, Rodrigo Brandão, Ruy Lima, Safira, Samiraluz Campos e Tiago Garcia.

À amiga geóloga Moeme Máximo, pela ajuda e disposição na finalização da dissertação.

Aos queridos e eternos Clauzionor Silva, Rutenio Araujo, Solange Costa e João Carvalho. Obrigada pelos ensinamentos, confiança e apoio.

Ao Seu Wilton e Seu Gilberto pela permissão para trabalhar em suas fazendas.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado.

À SIC/SGM juntamente com CPRM pela disponibilidade dos dados aerogeofísicos.

Ao Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação (DPP), pela infra-estrutura e apoio financeiro.

Ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências (LGA/IG/UnB) pelo apoio logístico e empréstimo dos equipamentos.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) pelo apoio logístico.

À Empresa LASA Engenharia e Prospecção S.A. pela calibração do gamaespectrômetro, em especial ao André Rabelo e Francisco Matheus.

A Deus por tudo e a Nossa Mãe do Céu por sempre interceder.

RESUMO

As rochas alcalinas da região de Iporá (Goiás) fazem parte da Província Alcalina de Goiás (PAGO) e vêm sendo estudadas desde o fim da década de 1960. Essa região foi afetada por importantes eventos de magmatismo alcalino durante o Cretáceo Superior, em particular, em regiões submetidas a arqueamentos crustais, condicionadas por falhamentos regionais com direção preferencial NW–SE. Esse ambiente inclui desde complexos máfico–ultramáficos alcalinos, rochas alcalinas subvulcânicas e vulcânicas. Esta pesquisa incide no estudo da porção norte da Província Alcalina de Goiás com área-alvo o Complexo Alcalino Fazenda Buriti, que é constituído por diferentes litotipos como: associação gabro–essexítica, nefelina sienito, microsienito, diques de basanito e sieno–diorito. As propriedades petroquímicas apresentadas por esses litotipos definem um padrão magnético anômalo que é característico das intrusões, em forma elipsoidal, na região. Esse comportamento magnético apresenta valores de campo variado que permite a individualização dos litotipos que constituem o Complexo. A gamaespectrometria mostra as diferenças composicionais das rochas do Complexo, com anomalias em forma elipsoidal e concentrações de radioelementos caracterizadas por valores intermediários a baixos. Desta forma, esta pesquisa fornece subsídios para um melhor entendimento da porção norte da Província Alcalina de Goiás, a partir da resposta geofísica integrada aos dados geológicos tendo como área alvo o Complexo Alcalino Fazenda Buriti.

ABSTRACT

The alkaline rocks of Ipora region, part of the Goiás Alkaline Province (GAP) that includes mafic-ltramafic alkaline complexes, subvolcanic and volcanic alkaline rocks, have been studied since the late 1960's. This region was affected by important events of alkaline magmatism during Late Cretaceous, in particular those areas submitted to crustal upwelling controlled by NW-SE trending regional faults. The study area is inserted in the northern portion of the GAP, but the target area is the Fazenda Buriti Alkaline Complex. This Complex is made up of different rock types such as essexite-gabbro association, nepheline syenite, microsyenite, basanite dikes and syeno-diorite. The petrochemical properties of these rocks define an anomalous ellipsoidal shape magnetic pattern typical of the region. This magnetic behaviour shows a variety of field values that allows individualization of rocks that make up the complex. The gamma-ray spectrometry shows that the rocks constituting the Alkaline Complex present medium to low values concentrations of the three elements K, eTh, and eU. These gamma-ray signatures indicate compositional differences from the Intrusive Plutonic Complex. Therefore, this research in the Fazenda Buriti Alkaline Complex provides insights for a better understanding of the northern portion of geophysical behaviour to geological data.

SUMÁRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO	27
1.1 APRESENTAÇÃO	28
1.2 OBJETIVOS	30
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	31
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS ABORDADOS	31
Capítulo 2 – AMBIÊNCIA GEOLÓGICA	34
2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS	35
2.2 FAIXA BRASÍLIA	38
2.2.1 Arco Magmático de Goiás	39
2.3 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS	41
Capítulo 3 – DADOS GEOFÍSICOS: PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO. 48	
3.1 GEOFÍSICA AÉREA	49
3.1.1 Conceitos Básicos de Magnetometria	49
3.1.2 Conceitos Básicos de Gamaespectrometria	54
3.1.3 Levantamento Aéreo da Área de Estudo	62
3.1.4 Pré – Processamento dos Dados	69
3.1.5 Processamento dos Dados	74
3.2 GEOFÍSICA TERRESTRE	77
3.2.1 Conceitos Básicos de Magnetometria	77
3.2.2 Conceitos Básicos de Gamaespectrometria	79
3.2.3 Geofísica Terrestre da Área de Estudo	79
3.2.4 Processamento dos Dados	84
3.3 GEOFÍSICA DE LABORATÓRIO	84
3.3.1. Susceptibilidade Magnética	84

3.3.2 Aquisição dos Dados de Susceptibilidade.....	87
3.3.3 Processamento	89
3.4 CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS AÉREOS.....	89
3.4.1. Dados Magnetométricos.....	90
3.4.2 Dados Gamaespectrométricos	100
3.5 CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS TERRESTRES E DE LABORATÓRIOS.....	108
Capítulo 4 – COMPLEXOS ALCALINOS FAZENDA BURITI E DIORAMA: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA	113
4.1 MÉTODOS	115
4.2 GEOLOGIA DA ÁREA	116
4.2.1 Aspectos de Campo das Rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e suas Encaixantes.....	116
4.3 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO FAZENDA BURITI E SUAS ENCAIXANTES	123
4.3.1 Granito Iporá	123
4.3.2 Intrusão Principal	124
4.3.3 Intrusão Microsienítica.....	125
4.3.4 Diques.....	126
4.4 GEOQUÍMICA.....	132
4.4.1. Complexo Alcalino Fazenda Buriti.....	132
4.4.2 Granito Iporá	139
4.5 DISCUSSÕES	142
Capítulo 5 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS 146	
5.1 ANÁLISE DE INTEGRAÇÃO DO COMPLEXO ALCALINO FAZENDA BURITI.....	147
5.1.1 Informações geológicas e geofísicas	148
5.1.2 Interpretação das Informações Integradas	153

5.2 COMPARAÇÃO DO COMPORTAMENTO GEOFÍSICO DO COMPLEXO FAZENDA BURITI E DEMAIS COMPLEXOS ALCALINOS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS.....	157
5.3 COMPORTAMENTO GEOFÍSICO CARACTERÍSTICO DAS ALCALINAS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS.....	163
Capítulo 6 CONCLUSÕES	165
Referências Bibliográficas	167
Anexo I.....	175
Anexo II	1758

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (CPRM 2008).	31
Figura 2.1 – Mapa esquemático com os principais elementos do sistema orogenético Pan Africano/Brasiliano (Kröner 1980 <i>in</i> Rodrigues 1996).	36
Figura 2.2 – Mapa esquemático de parte da Província Tocantins (Fuck <i>et al.</i> 1994). Em destaque a área de estudo.	37
Figura 2.3 – Mapa da distribuição das províncias alcalinas cretáceas na margem da Bacia do Paraná, destacando a Província Alcalina de Goiás (Ulbrich & Gomes 1981 <i>in</i> Junqueira–Brod <i>et al.</i> 2002).	41
Figura 2.4 – Mapa geológico da Província Alcalina de Goiás (PAGO) mostrando as rochas vulcânicas, na porção sul, sub-vulcânicas e plutônicas na porção norte (Modificado de Lacerda Filho <i>et al.</i> 2000). Em detalhe a porção norte da PAGO referente a área de estudo.	44
Figura 3.1 – Diagrama ternário ilustrando as abundâncias relativas de ^{238}U , ^{232}Th e o ^{40}K em diferente tipos de rochas (Wollenberg 1977).	55
Figura 3.2 – Variação no conteúdo médio de K, Th e U nas rochas ígneas com o aumento do conteúdo de SiO_2 (Dickson & Scott 1997).	62
Figura 3.3 – (a, b) Localização da área do Projeto de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa (LASA 2004). (c) Esquema das linhas de voo com espaçamento de 0,5 km e de controle em 5,0 km, com direções N–S e E–W.	64
Figura 3.4 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada radioelemento (IAEA 2003).	69
Figura 3.5 – Fluxograma de atividades para obtenção dos produtos aeromagnetométricos.	71
Figura 3.6 – Fluxograma de atividades para obtenção dos produtos aerogamaespectrométricos.	74
Figura 3.7 – Representação gráfica das janelas de energia utilizadas em espectrometria gama (Lovborg & Mose 1987 <i>in</i> Carlos 2006).	80
Figura 3.8 – (a) Calibração do gamaespectrômetro realizada na Empresa LASA Engenharia e Prospecção S.A. (b) Bloco de urânio, (c) tório e (d) <i>background</i>	81
Figura 3.9 – Mapa de localização das áreas dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama com pontos de investigação em campo baseada na imagem aerogamaespectrométrica do canal do K (%).	82

Figura 3.10 – (a, b) Levantamento magnetométrico e (c, d) gamaespectrométrico terrestre.....	83
Figura 3.11 – Medidas de susceptibilidade magnética realizadas em amostras de afloramento do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e do Complexo Alcalino Diorama. O aparelho utilizado foi o <i>Hand–Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S+Multi Parameter Probe</i> , desenvolvida pela <i>GDD Instrumentations Inc.</i> ..	88
Figura 3.12 – Aparelho para medição de susceptibilidade magnética, <i>Hand–Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S+Multi Parameter Probe</i>	89
Figura 3.14 – (a) Espectro de potência do campo magnético anômalo, com suas respectivas (b) profundidades estimadas da área de estudo.	92
Figura 3.15 – (a) Imagem do Campo Magnético Anômalo–CMA. Imagens das Derivadas: (b) Componente Dx, (c) Componente Dy e (d) Componente Dz.....	95
Figura 3.16 – (a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico–ASA. (b) Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total–AGHT. (c) Imagem da Inclinação do Sinal Analítico–ISA. (d) Lineamentos extraídos da imagem ISA.....	96
Figura 3.17 – Imagens da Continuação Ascendente do Campo Magnético Anômalo (CNUP) a partir de (a) 500 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m e (d) 4000 m de distância da superfície.	99
Figura 3.18 – (a) Imagem da Susceptibilidade Aparente–SUS. (b) Imagem deconvolução de Euler com índice estrutural = 2, tamanho da janela de = 7 x e tolerância de 5 %.	100
Figura 3.19 – Imagens dos radioelementos: (a) K – %, (b) eU – ppm, (c) eTh – ppm e (d) Modelo Digital de elevação.	104
Figura 3.20 – Imagens das razões dos três radioelementos: (a) eTh/K, (b) eTh/eU e (c) eU/K.	106
Figura 3.21 – Imagens ternárias (a) RGB/KeTheU e (b) CMY/KeTheU.	108
Figura 3.22 – Gráfico de espalhamento: (a) K (%) vs. Susceptibilidade (SI), (b) eTh (ppm) vs. Susceptibilidade (SI), (c) eU (ppm) vs. Susceptibilidade (SI). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro – Essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques.....	112
Figura 4.1 – Mapa de localização dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti (sudoeste) e Diorama (noroeste). Em detalhe os Complexos no produto ASA com seus respectivos pontos de campo.	114

- Figura 4.12 – Diagrama de classificação SiO_2 vs. álcalis (Cox *et al.* 1979) do Complexo Alcalino Fazenda Buriti com dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro–essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques; ◇ = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1. 132
- Figura 4.13 – Diagramas binários de SiO_2 vs. maiores. Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro–essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1..... 133
- Figura 4.14 – Diagrama Na_2O vs. K_2O (Poucllet 1980) referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com os dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro–essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques; ◇ = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1..... 134
- Figura 4.15 – Diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com os dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro–essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques; ◇ = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1..... 135
- Figura 4.16 – Diagrama SiO_2 vs. elementos traço referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro–essexítica; ■ = nefelina sienito; ● = microsienito; ◆ = diques. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1..... 136
- Figura 4.17 – (a) Diagramas de ETR normalizados a condrito (Boynton 1984). (b) Concentrações de elementos traço normalizados a condrito (Thompson 1982), para os principais tipos de rochas amostradas no Complexo Alcalino Fazenda Buriti: Essa disposição dos diagramas permite a comparação. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1. 138
- Figura 4.18 – Diagrama de classificação SiO_2 vs. álcalis (Cox *et al.* 1979) dos granitos encontrados na região de Diorama e na porção leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Símbolos: ✖ = Granito Iporá da porção leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti (FB40C fenitizado)..... 139
- Figura 4.19 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ mostra os dados dos granitos plotados com os dados das rochas alcalinas (gabróicas e diques máficos). Símbolos: ◆ = Rochas Alcalinas; ■ e ✖ = Granitos..... 140
- Figura 4.20 – Comparação entre os granitos e as rochas alcalinas. Símbolos: ◆ = Rochas Alcalinas; ■ e ✖ = Granitos..... 141
- Figura 4.21 – *Spidergrams* para Elementos Terras Raras normalizados a condrito (Boynton 1984). Símbolos: ✖ granitos, em destaque em vermelho o Granito Iporá fenitizado. 142

Figura 5.1 – Mapa de localização da área alvo, Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com pontos de investigação em campo.	147
Figura 5.2 – Fluxograma resumido da integração das informações utilizadas.....	148
Figura 5.4 – (a) Espectro de potência do campo magnético anômalo do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com suas respectivas (b) profundidades estimadas da área de estudo.....	150
Figura 5.5 – (a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico com (b) curvas de isovalores. (c) Imagem Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Pólo.....	151
Figura 5.6 – (a) Imagem do canal do K (%), (b) Imagem do canal do eTh (ppm), (c) Imagem do canal do eU (ppm) e (d) Imagem do Modelo Digital do Terreno.	153
Figura 5.7 – Diagramas de FeO – TiO ₂ – Fe ₂ O ₃ mostrando o comportamento magnético das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti (Cerqueira 1995).....	154
Figura 5.8 – Mapa de Unidades Geofísicas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com base no produto ASA, canais K e eTh e no mapa geológico de Cerqueira (1995).	156
Figura 5.9 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) ASA da porção norte da Província Alcalina de Goiás. (c) ASA do Complexo Fazenda Buriti. (d) ASA do Complexo Arenópolis. (e) ASA do Complexo Montes Claros de Goiás. (f) ASA do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.	159
Figura 5.10 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM). (b) canal do K (%) porção norte da Província Alcalina de Góias. (c) K (%) do Complexo Fazenda Buriti. (d) canal do K (%) do Complexo Arenópolis. (e) canal do K (%) do Complexo Montes Claros. (f) canal do K (%) do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.	160
Figura 5.11 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) canal do eTh (ppm) da porção norte da Província Alcalina de Goiás. (c) canal do eTh (ppm) do Complexo Fazenda Buriti. (d) canal do eTh (ppm) do Complexo Arenópolis. (e) canal do eTh (ppm) do Complexo Montes Claros. (f) canal do eTh (ppm) do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.	161

Figura 5.12 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) ISA da porção norte da Província Alcalina de Goiás. (c) ISA do Complexo Fazenda Buriti. (d) ISA do Complexo Arenópolis. (e) ISA do Complexo Montes Claros. (f) ISA do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis. 162

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Série do decaimento radioativo do ^{238}U (Minty 1997).	57
Tabela 3.2 – Série do decaimento radioativo do ^{232}Th (Minty 1997).	58
Tabela 3.3 – Teores de radioelementos em rochas e solos na Austrália (Dickson & Scott 1997).	61
Tabela 3.4 – Dados do levantamento aerogeofísico do Projeto de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa (CPRM 2008).	65
Tabela 3.5 – Susceptibilidade de rochas (Telford et al. 1976).	86
Tabela 3.6 – Tabela de valores dos dados de magnetometria e gamaespectrometria terrestre e de susceptibilidade magnética.	110
Tabela 4.1 – Análise química das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Simbologia: FB4 = Teralito; FB6 = Nefelina Sienito; FB12 = Teralito; FB13 = Gabro Alcalino; FB15 = Teralito; FB19 = Microsienito; FB22 = Nefelina Sienito; FB40B = Dique de Sieno – diorito; FB6B = Dique de Basanito; FB9B = Dique de Basanito....	143
Tabela 4.2 – Análise química dos granitos das regiões de Iporá e Diorama (Granito Iporá)	144

Capítulo 1

Introdução

1.1 APRESENTAÇÃO

As rochas alcalinas da região sudoeste do Estado de Goiás fazem parte da Província Alcalina de Goiás (PAGO) e vêm sendo estudadas desde o fim da década de 1960.

A região foi afetada por importantes eventos de magmatismo alcalino durante o Cretáceo, em particular, em regiões submetidas a arqueamentos crustais, condicionadas por falhamentos regionais com direção preferencial NW–SE (Cerqueira 1995). Esse ambiente inclui desde complexos máficos–ultramáficos alcalinos (norte), rochas alcalinas subvulcânicas (centro) e vulcânicas (sul) (Junqueira–Brod 2003). Essas rochas alcalinas estão distribuídas em torno da Bacia do Paraná e compreendem as Províncias Ígneas de Poxoréu, Alto do Paranaíba, Iporá, Serra do Mar, Ponta Grossa (Gibson *et al.* 1995; Gibson *et al.* 1997; Thompson *et al.* 1998).

Almeida (1967, 1983, 1986) relacionou este magmatismo alcalino a um evento extensional da abertura do oceano Atlântico Sul, denominado reativação Wealdeniana. Este evento extensional se caracteriza em dois estágios: a formação de rochas alcalinas contemporâneas aos derrames de basaltos continentais (Formação Serra Geral), no Cretáceo Inferior, e, o outro, a formação das províncias alcalinas no Cretáceo Superior (Junqueira–Brod 2003).

De acordo com Brod *et al.* (2005) as rochas alcalinas encontradas na porção norte da Província Alcalina de Goiás, foram designadas inicialmente por Guimarães *et al.* (1968) como Grupo Iporá. Bez *et al.* (1971) acrescentaram a este grupo as vulcânicas alcalinas de Santo Antônio da Barra, definindo o acréscimo de Distrito Vulcânico de Rio Verde. Almeida (1983) agrupou as ocorrências de rochas alcalinas das margens da Bacia do Paraná em diferentes províncias designando as de Goiás como Província Ígnea de Rio Verde–Ípora. Lacerda Filho *et al.* (2000) sugerem o nome de Província Alcalina do Sul de Goiás. Sgarbi & Gaspar (2002) consideram as Províncias Ígneas do Alto Paranaíba (Almeida 1983; Gibson *et al.* 1995) e a Rio Verde–Iporá agrupadas, denominando de Província Alcalina Minas–Goiás, dividida em quatro subprovíncias, Mata da Corda, Alto Paranaíba, Iporá e Santo Antônio da Barra. Gaspar *et al.* (2003) baseados em dados de isotópicos, consideram que as rochas que ocorrem no oeste de Minas Gerais e próximo a Catalão (GO) são pertencentes a Província Ígnea do Alto

Paranaíba, mantendo a nomenclatura anterior, e as rochas da região de Iporá e Rio Verde são designadas Província Alcalina de Goiás (PAGO).

Estudos mais recentes como Sgarbi *et al.* (2004), apresentando datações U–Pb em perovskita, caracterizaram as rochas kamafugíticas do Complexo Santo Antônio da Barra (sul da PAGO) como mais velhas (88–90 M.a.) do que aquelas da região de Mata da Corda, Província Ígnea do Alto do Paranaíba–PIAP (80–81 M.a. e 75–76 M.a.). Esta foi a primeira evidência concreta de um aumento de idade na direção oeste, o que estaria relacionado ao deslocamento da pluma mantélica de Trindade, na borda da Bacia do Paraná.

Gibson *et al.* (1997) propuseram a existência de uma pluma mantélica de Trindade com intensa atividade magmática alcalina. Esse impacto inicial teria ocorrido sobre a região de Iporá espalhando-se e gerando as outras províncias ígneas pela ascensão do magma, especialmente em regiões com afinamento litosférico.

Interpretações de outros autores, utilizando resultados de tomografia sísmica, sugerem também que o magmatismo alcalino está associado ao impacto de plumas mantélicas. A maioria das anomalias de baixa velocidade predomina em áreas das principais províncias alcalinas do Cretáceo Superior (VanDecar *et al.* 1995; Schimmel *et al.* 2003; Escalante 2002; Rocha 2003; Rocha 2008).

Em trabalho de abrangência mais local, Danni (1978) relata que os eventos tectono–magnéticos que afetaram a região de Iporá se caracterizam por duas etapas. O primeiro evento está relacionado às intrusões zonadas do tipo central, caracterizadas pela série de diferenciação magmática dunitos – peridotitos – piroxenitos – gabros alcalinos – nefelina sienitos. Datações, pelo método K–Ar, indicam idades entre 75 e 81 M.a. em rocha total (Danni 1974). O segundo evento tectono–magnético está associado à reativação dos sistemas de falhas que controlam a instalação dos corpos relacionados ao primeiro evento, sendo caracterizado por intrusões subvulcânicas, como soleiras e diques de lamprófiros, nefelinitos e analcimitos, com idades entre 58 e 60 M.a. (Danni 1974).

Grande parte dos trabalhos realizados na área até o momento enfoca o mapeamento, a caracterização e a datação destas rochas. Entretanto, poucos foram aqueles que utilizaram parâmetros geofísicos para identificar e avaliar as rochas alcalinas, determinando as características gamaespectrométricas, magnetométricas e as propriedades físicas, integrando-as com dados geológicos da área. Os dados

gamaespectrométricos representam respostas dos materiais até cerca de 0,5 m da superfície. Enquanto, os dados magnéticos indicam a somatória de respostas da intensidade do campo magnético em diferentes profundidades (Blum 1995).

Desta forma, esta pesquisa tem como objetivo principal determinar a assinatura geofísica das rochas alcalinas e contribuir para o mapeamento geológico da região da Província Alcalina de Goiás. Pretende-se assim fornecer subsídios para o entendimento geológico da Província Alcalina de Goiás e para a identificação de áreas com potencialidade mineral da região sudoeste do Estado de Goiás.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa consiste na utilização de dados gamaespectrométricos e magnetométricos para identificar respostas geofísicas das rochas alcalinas encontradas na região sudeste de Goiás em conjunto com a integração de dados petrofísicos e geológicos. Assim, será possível contribuir para o avanço do conhecimento tectono–magmático da porção norte da Província Alcalina de Goiás, bem como apresentar novas informações que possam ser adicionadas ao arcabouço geológico–geotectônico da região sudoeste de Goiás. As metas referentes a esse objetivo são:

- i)* processar e analisar dados aerogeofísicos com o propósito de determinar e correlacionar às características magnéticas e gamaespectrométricas referentes às rochas alcalinas, selecionando assim, áreas–alvos na área de estudo para melhor detalhamento;
- ii)* determinar as propriedades físicas a partir de respostas de susceptibilidade magnética e gamaespectrometria terrestre das rochas na área;
- iii)* caracterizar a petrografia dos principais litotipos coletados na etapa de campo;
- iv)* classificar e caracterizar os principais litotipos identificados na petrografia com base em análise química de elementos maiores e traço;
- v)* integrar os dados geofísicos, geológicos, petrográficos e geoquímicos para avaliar o comportamento dos principais litotipos;
- vi)* avaliar os resultados e a metodologia dessa investigação para localizar e caracterizar as rochas alcalinas da porção norte da Província Alcalina de Goiás, no sudoeste do Estado de Goiás.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área estudada está limitada pelos paralelos 15°30'S e 16°30'S e pelos meridianos 51°40'W e 51°W, correspondente a cerca de 13.000 km². Está localizada na porção sudoeste do Estado de Goiás, ao longo da faixa que se estende das regiões de Jacilândia (nordeste) até Amorinópolis (sudeste) distante a 400 km de Brasília (Figura 1.1).

O acesso, a partir de Brasília, é realizado pela rodovia BR-060, até Goiânia, seguindo pela GO-060 a cidade de Iporá. A área é cortada de leste a oeste pela rodovia GO-060 e, de sul a norte, pela GO-174. Inúmeras vias secundárias não pavimentadas cobrem a região.

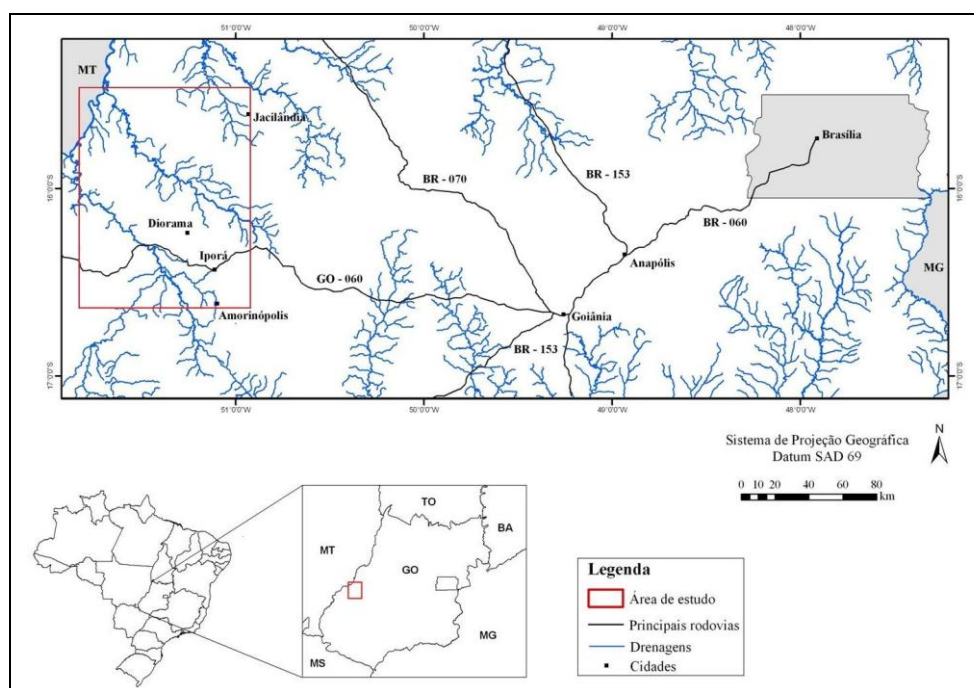


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (CPRM 2008).

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS ABORDADOS

A pesquisa iniciou com o levantamento preliminar de informações relacionadas à geologia do Estado de Goiás e a evolução geológica da Província Alcalina de Goiás. Aplicaram-se métodos e técnicas de tratamento envolvendo análise de dados gamaespectrométricos, magnetométricos e de propriedades físicas de rochas para a definição das assinaturas geofísica dos Complexos Alcalinos. As principais fontes de

informações usadas foram disponibilizadas pela CPRM/SIC, a partir do Projeto Geologia do Estado de Goiás e do Distrito Federal (CPRM 2008), em escala 1:500.000, em formato digital, texto e mapas. Também, foram obtidas informações em escala de maior detalhe de diferentes litotipos que foram caracterizados por estudos petrográficos (Cerqueira 1995; Danni 1974), bem como informações geoquímicas de toda Província Alcalina (Brod *et al.* 2005). Esse levantamento de informações estendeu-se durante todas as etapas de estudo.

O banco de dados aerogeofísicos utilizado é do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa: Arco de Arenópolis–Sequência Juscelândia, disponível no acervo do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB). O processamento dos dados geofísicos foi realizado a partir do *software* Oasis Montaj–v. 7.1.1 (Geosoft® 2008).

Os produtos (malhas aerogeofísicas) foram integrados em ambiente de sistema de informações geográficas–SIG a partir do *software* ArcGis–v. 9.2 (ESRI® 2006) e gerados mapas temáticos relacionados com as informações geológicas e feições estruturais existentes. Essas informações foram usadas no planejamento das atividades de campo. Ambos os *software* são licenciados pelo Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA/IG/UnB).

As atividades de campo foram desenvolvidas em duas etapas: etapa de reconhecimento realizada em agosto de 2009, e etapa de mapeamento, levantamento geofísico terrestre e coleta de dados realizada em setembro de 2010. A segunda etapa de trabalho de campo foi destinada a investigação de áreas selecionadas como áreas–alvo (anomalias) a partir dos dados aerogeofísicos. Essa atividade de campo constou de observações em pontos, checagens e medições magnetométricas e gamaespectrométricas das áreas–alvo, utilizando os equipamentos magnetômetros G–856 (*Geometrics*) e GSM–19 (*GEM Systems*) e gamaespectrômetro portátil GR–320 (*Exploranium*). Foram coletadas amostras durante os trabalhos de campo para estudos petrográficos e químicos para identificação de associações minerais e medições das propriedades físicas de rochas, utilizando o equipamento *Hand–Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP–EM2S Multi Parameter Probe (Instrumentation GDD)* para medições da susceptibilidade magnética. Os equipamentos são pertencentes ao Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB) e ao Laboratório de Geofísica do

Departamento de Geologia Geral da Universidade Federal de Mato Grosso (DGG/ICET/UFMT). Os estudos petrográficos consistiram nas descrições de lâminas delgadas e polidas utilizando o microscópio petrográfico *Olimpus BX51*, realizado no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). Para o estudo geoquímico as amostras representativas dos principais litotipos foram analisadas pelo *Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltda.*

Capítulo 2
Ambiência Geológica

Durante o Neoproterozóico ocorreram importantes eventos tectônicos que originaram as etapas de rifteamento e dispersão de fragmentos continentais (Tafrogênese Toniana, *ca.* 900–800 M.a.), seguida por uma convergência continuada de expressivos fragmentos continentais previamente dispersos (Almeida *et al.* 2000). Esta última etapa resultou na aglutinação do supercontinente Gondwana (Unrug 1997). Entretanto, estas etapas não foram sincrônicas nas várias faixas orogênicas decorrentes, pois mostram superposições no tempo (Almeida *et al.* 2000).

A aglutinação do Gondwana ocidental iniciou-se a partir da Tafrogênese Toniana e perdurou até 520 M.a. (Trompette 1994). Unrug (1997) e Alkmim *et al.* (2005) caracterizaram o Gondwana, por meio de reconstruções paleogeográficas, como um mosaico formado por fragmentos continentais antigos, denominados de crátons ou blocos cratônicos sin-brasileiros, cimentados por faixas orogênicas Neoproterozóicas.

O Evento Pan Africano, correlacionado na América do Sul ao Ciclo Brasileiro, afetou parte significativa dos continentes africano e sul-americano (Figura 2.1), especialmente no Brasil. Este evento tem sido empregado para definir os eventos tectônicos envolvidos na formação das faixas Pan Africana/Brasileira, englobando desde a sedimentação, magmatismo até o metamorfismo e deformação das rochas (Porada 1989). A duração do evento é de mais de 500 M.a. e são identificadas manifestações ígneas relacionadas que datam de 1100 M.a. (Porada 1989).

2.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A área de estudo está inserida na Província Tocantins, porção sul do Arco Magmático de Goiás, denominado Arco de Arenópolis (Figura 2.2).

A Província Tocantins é um sistema orogênico Neoproterozóico situado entre os crátons Amazônico e São Francisco (Almeida *et al.* 1977; 1981; Almeida & Hasui 1981) e desenvolvido no contexto dos eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana, no final do Neoproterozóico. Localizada na região central do Brasil, a Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977) abrange principalmente os estados de Goiás, Tocantins e Mato Grosso e, em menores proporções, Minas Gerais e Pará.

A Província é recoberta pelos sedimentos Fanerozóicos das bacias do Parnaíba (norte) e Paraná (sul). A oeste bordeja o Cráton Amazônico e, a leste, o Cráton do São

Francisco. Apresenta direção geral norte-sul com cerca de 2000 km de comprimento e até 800 km de largura.

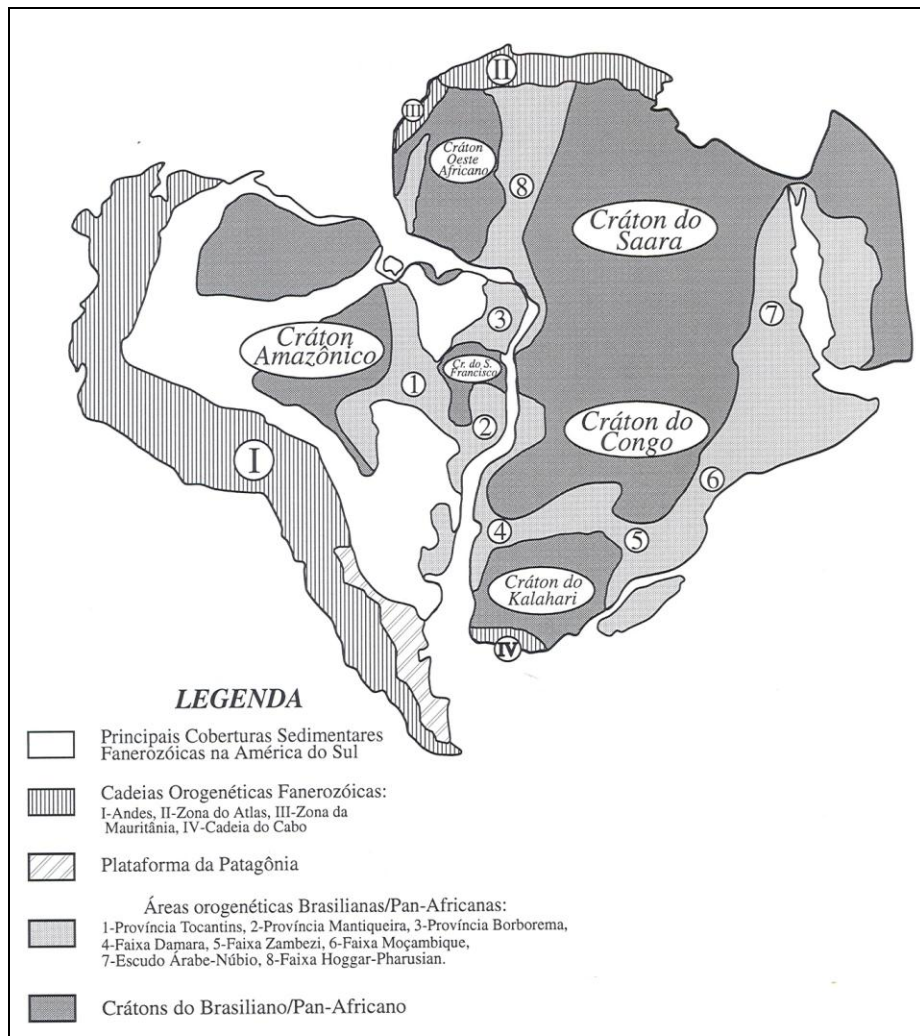


Figura 2.1 – Mapa esquemático com os principais elementos do sistema orogenético Pan Africano/Brasiliano (Kröner 1980 *in* Rodrigues 1996).

A Província Tocantins é composta por três regiões estruturalmente distintas (Almeida *et al.* 1977): *i*) a oeste as faixas Paraguai e Araguaia, hoje são consideradas faixas independentes; *ii*) ao centro, o Maciço de Goiás; e *iii*) a leste, as faixas de dobramentos Uruaçu e Brasília.

Fuck. (1994) incluem, a leste, porções ocidentais do Cráton do São Francisco e identificam o Arco Magmático de Goiás. Fuck (1994) e Fuck *et al.* (1994) subdividem a Província Tocantins em Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás e as faixas Araguaia e Paraguai (Figura 2.2).

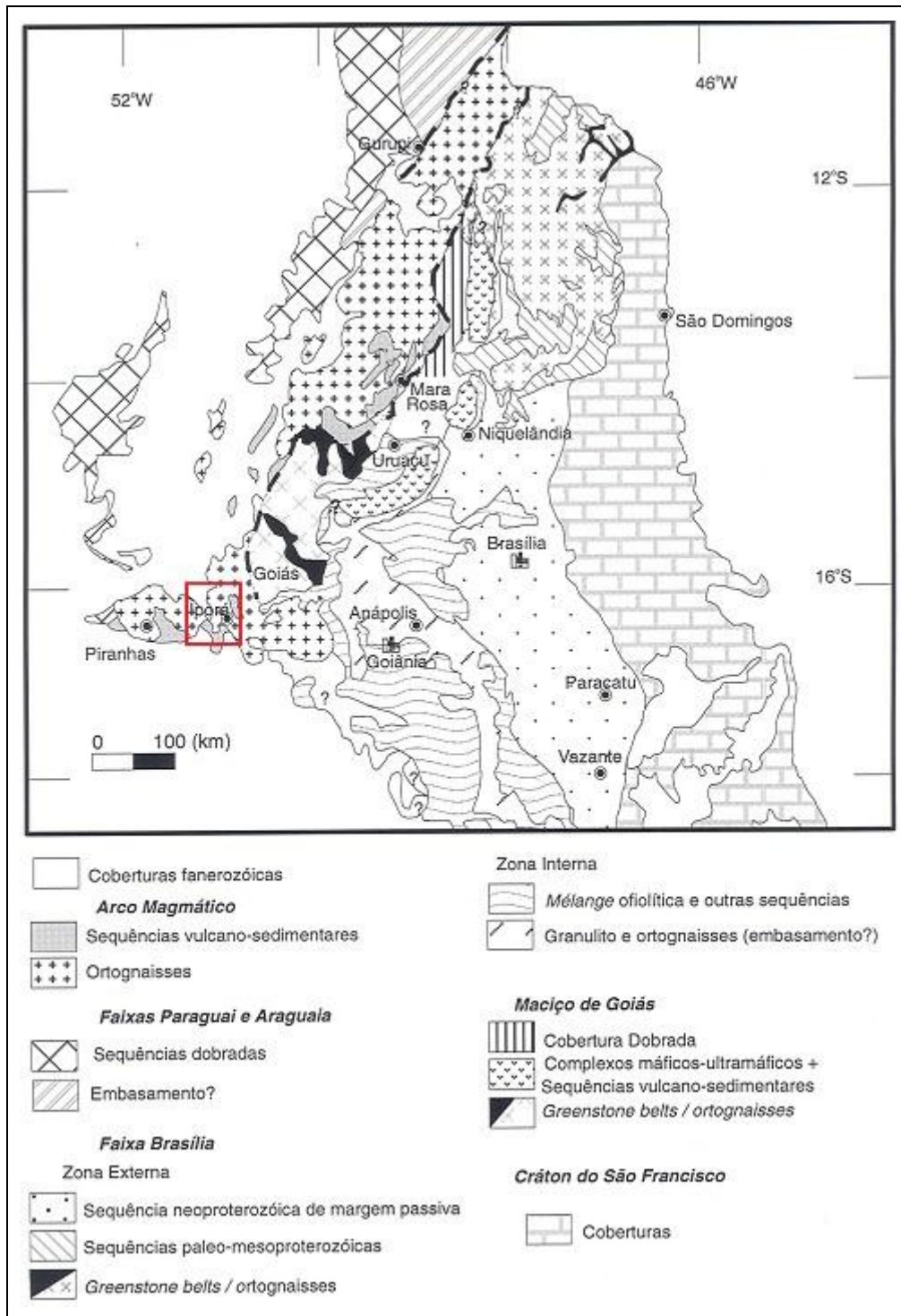


Figura 2.2 – Mapa esquemático de parte da Província Tocantins (Fuck *et al.* 1994). Em destaque a área de estudo.

2.2 FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília (Marini *et al.* 1981; Fuck 1994; Dardenne 2000) constitui importante unidade geotectônica Neoproterozóica, definida como o conjunto de terrenos que compreende um cinturão de dobras e falhas de empurrão de escala crustal que convergiram para leste, contra o Cráton do São Francisco (Almeida *et al.* 1977; Dardenne 2000).

A Faixa Brasília define um orógeno completo, com metamorfismo crescente de leste para oeste e transporte tectônico no sentido contrário, o que permitiu dividir em zonas cratônicas, externa e interna formado por: *i*) Arco Magmático de Goiás, subdividido nos arcos de Mara Rosa, ao norte e Arenópolis ao sul, caracterizados como arcos de ilha Neoproterozóicos juvenis; *ii*) Maciço de Goiás, um bloco exótico acrescido à faixa na Orogênese Brasileira, composto por terrenos granito-*greenstone* arqueanos e intrusões máfica-ultramáficas acamadadas Meso-Neoproterozóicas associadas a sequências supracrustais de mesma idade; *iii*) Núcleo Metamórfico de alto grau, representado por rochas de naturezas distintas e diversificadas, que incluem metassedimentos, granitóides e intrusões máfica-ultramáficas acamadadas, granulitizadas no evento tectono-termal Brasileiro, integrando o Complexo Anápolis-Itauçu; *iv*) Cinturão de dobras e empurrões constituído por espessas sequências de margem passiva representada pelos grupos Bambuí, Paranoá, Vazante, Canastra, Ibiá e Araxá. As sequências tipo *rift* são definidas pelos grupos Araí e Natividade. O Grupo Araxá se destaca por constituir uma *mélange* ofiolítica, com quantidade significativa de metabasaltos de assinatura toleítica na base, sobrepostos por rochas metassedimentares predominantemente pelíticas e químicas, ambos em fácies anfíbolito e xisto verde (Fuck *et al.* 1994).

A compartimentação tectônica da Faixa Brasília, de acordo com as variações longitudinais, é marcada por dois segmentos principais de orientações distintas e estilos metamórficos-deformacionais contrastantes: um cinturão ao norte, chamado Faixa Brasília Setentrional de orientação NE, justaposto ao outro, localizado a sul, conhecido como Faixa Brasília Meridional de orientação NW (Almeida 2000). Esses dois segmentos se encontram na altura do paralelo de Brasília formando a Megaflexura dos Pirineus, marcada por lineamentos de orientação E-W. A Sintaxe dos Pirineus consiste em uma estrutura côncava e reflete a interseção entre os dois segmentos (Valeriano *et*

al. 2004 *in* Almeida 2004; Araújo Filho 1999). Estes cinturões, de idades e estilos tectônicos distintos, indicam a ocorrência sequencial de duas fases de deformação não-coaxiais associadas à Orogenia Brasileira, ocorrida provavelmente por volta de 650–600 M.a. (Araújo Filho 1999). Na área da Sintaxe dos Pireneus, estruturas deformacionais presentes na Faixa Brasília Setentrional são mais jovens e se sobrepõem às estruturas relacionadas ao empilhamento de *nappes* observado na Faixa Brasília Meridional. Seguindo essa conceituação, a descrição da Faixa Brasília se iniciará abaixo pela compartimentação do segmento meridional, seguido pelo setentrional, e finalmente pelos terrenos acrescionários que colidiram contra a margem passiva sanfranciscana: o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás.

O Arco Magmático de Goiás, situado na porção ocidental da Faixa Brasília, limitando-se com o Maciço de Goiás pelas falhas Rio dos Bois, Mandinópolis e Moiporá–Novo Brasil. É o resultado da acreção de sistemas de arcos de ilha à margem ocidental do Cráton São Francisco entre aproximadamente 890 e 600 M.a. (Pimentel & Fuck 1992; Pimentel *et al.* 2000b, 2004). No Arco de Arenópolis, as rochas supracrustais são reunidas na Sequência Metavulcano–Sedimentar de Arenópolis e, no Arco de Mara Rosa, nas Sequências de Mara Rosa e Santa Terezinha (Pimentel *et al.* 2004).

2.2.1 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás localiza-se na porção oeste e norte do estado de Goiás estendendo-se até o estado do Tocantins e desaparece sob a Bacia Fanerozóica Parnaíba. Pimentel & Fuck (1992) subdividem o Arco Magmático de Goiás em dois principais segmentos que se estende de Porangatu–Mara Rosa (norte) e Buriti Alegre–Bom Jardim de Goiás (sul), denominados de Arco Arenópolis na porção sul e o Arco Mara Rosa na porção norte. A área de estudo está localizada na porção sul do Arco Magmático de Goiás, no Arco de Arenópolis como mostra a figura 2.2.

O Arco Magmático de Goiás é constituído por crosta juvenil Neoproterozóica e representa o testemunho da fase pré-colisional, durante a qual a subducção de litosfera oceânica desenvolveu ortogneisses originados de rochas plutônicas de arcos de ilhas e cordilheiranos, associados a outros gnaisses representantes de sequências vulcanossedimentares. As rochas vulcanossedimentares metamorfizadas e os

ortognaisses de composição tonalítica, são pertencentes ao Arco de Mara Rosa, e as tonalítica a granodiorítica, ao Arco de Arenópolis. Pimentel *et al.* (2000) descreveram ainda, intrusões graníticas de natureza tardi a pós-tectônica, a maioria das quais típicos leucogranitos com duas micas no Arco de Mara Rosa, e granitos cujo magma foi derivado da fusão de rochas no Arco de Arenópolis. Além de pequenos corpos intrusivos de natureza máfica-ultramáfica.

De acordo com Pimentel *et al.* (2000), a evolução do Arco Magmático de Goiás iniciou entre 900 a 850 M.a., com a formação de arcos de ilha intra-oceânicos, caracterizando rochas vulcânicas cálcio-alcalinas e corpos plutônicos tonalíticos-granodioríticos. O primeiro evento metamórfico de alto grau ocorreu entre 770–760 M.a., referente à colisão entre o Arco Magmático de Goiás e o Maciço de Goiás com o Cráton São Francisco. Entre 670–600 M.a., houve intensa atividade ígnea e tectônica que alojou inúmeros corpos tonalíticos – granodioríticos – graníticos além de corpos máficos-ultramáficos acamadados. O segundo evento metamórfico ocorreu entre 630–600 M.a., representando a colisão final entre o Cráton Amazônico e o Cráton São Francisco, formando a Faixa Brasília. Há cerca de 600 M.a., no final do Ciclo Brasileiro, desenvolveram-se importantes zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N45°–80°W e N30°–50°E, e falhas de cavalgamento com direções N30°–50°E e NS (Pimentel *et al.* 1997b), fazendo parte do Lineamento Transbrasileiro. Posteriormente, encerraram-se os eventos no Arco Magmático de Goiás e houve soerguimento regional e magmatismo pós-orogênico.

O Arco Magmático de Arenópolis caracteriza-se como a porção sul do Arco Magmático de Goiás estendendo-se desde as proximidades de Bom Jardim de Goiás (oeste), até a cidade de Buriti Alegre (sudeste). É formado por ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos, unidades supracrustais e granitos dos tipos I e A, tardi a pós-orogênicos associados a corpos máficos e ultramáficos (Pimentel & Fuck 1992b).

Os ortognaisses (metatonalito e metagranodiorito), denominados Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã, Firminópolis e Turvânia, apresentam metamorfismo de fácies anfíbolito e exibem texturas e estruturas plutônicas bem preservadas, como enclaves máficos, texturas porfiríticas e feições de mistura de magmas. Determinações isotópicas U–Pb em zircão indicam idades entre 940 e 630 M.a. para os ortognaisses (Pimentel *et al.* 1996a).

As seqüências vulcanossedimentares, de oeste para leste, são Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis e Jaupaci. Essas são constituídas por rochas metavulcânicas com subvulcânicas associadas, de composições variando de basaltos toleíticos a riolitos, metamorizados em fácies xisto verde e anfibolito (Pimentel *et al.* 1996a).

As intrusões graníticas Serra Negra, Serra do Iran, Caiapó, Iporá, Israelândia e Serra do Impertinente formam grandes corpos cálcio–alcalinos ricos em K, os quais são biotita granitos isotrópicos e equigranulares. Às vezes, contêm hornblenda e apresentam fácies porfiríticas (Pimentel *et al.* 1999; Pimentel *et al.* 2000b).

Pimentel *et al.* (2000) sugeriram dois episódios de magmatismo granítico pós–Brasiliano, de 590 a 560 M.a. e 508 a 485 M.a. Os granitos mais antigos são similares a granitos do tipo I (Granitos Caiapó, Serra do Iram, Israelândia e Serra do Impertinente), enquanto os mais jovens são alcalinos, característicos de granitos do tipo A (Granitos Serra Negra e Iporá).

2.3 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

A Província Alcalina de Goiás (PAGO), localizada na borda NNE da Bacia do Paraná (Figura 2.3), compreende uma diversificada associação de rochas alcalinas, resultantes de eventos magmáticos que afetaram a Plataforma Brasileira durante o Mesozóico (Almeida 1972). Hasui *et al.* (1971) relacionaram a presença das rochas alcalinas com a tectônica rígida de flexurização das bordas da Bacia do Paraná durante a reativação da Plataforma Brasileira.

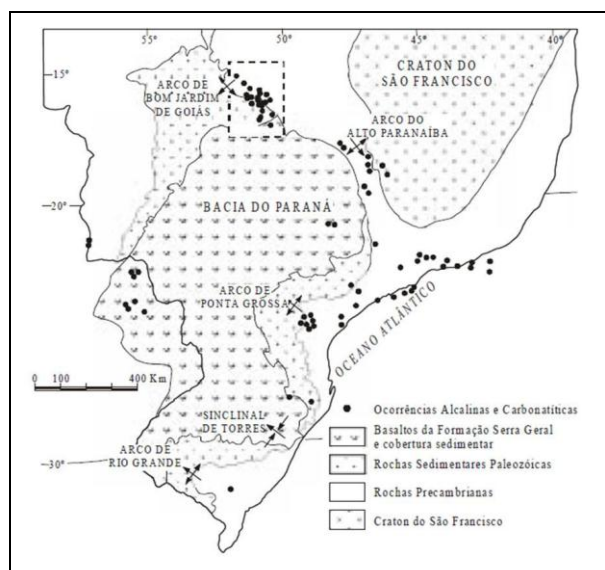


Figura 2.3 – Mapa da distribuição das províncias alcalinas cretáceas na margem da Bacia do Paraná, destacando a Província Alcalina de Goiás (Ulbrich & Gomes 1981 in Junqueira–Brod *et al.* 2002).

Almeida (1967) associou o magmatismo alcalino a um evento tectônico extensional (reativação Wealdeniana), que conduziu em um primeiro estágio, no Cretáceo Inferior, à formação de rochas alcalinas contemporâneas aos derrames de basaltos continentais da Formação Serra Geral (basaltos do Paraná). Um segundo estágio ocorreu no Cretáceo Superior, associado com evento tectônico caracterizado por zonas de falha reativadas, através da ascensão dos magmas alcalinos, representando uma expressão interna da abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida 1983, 1986). Apesar de considerar essas ocorrências como oriunda da reativação de zonas de fraqueza crustal durante o deslocamento da placa no Mesozóico, chama a atenção para a ausência de elementos seguros que comprovem que as intrusões alcalinas se situem em extensões continentais de fraturas ou alinhamentos oceânicos, uma vez que suas orientações são discordantes (Almeida 1983, 1986).

Guimarães *et al.* (1968) definiu primeiramente como Grupo Iporá rochas alcalinas encontradas na porção norte da Província Alcalina de Goiás, que compreende uma diversificada associação de rochas de filiação alcalina intrusivas em rochas do Pré-cambriano e do Paleozóico na região homônima, incluindo uma variedade de tipos litológicos como rochas vulcânicas (dominantes na porção sul da Província), sub-vulcânicas e plutônicas (porção norte) (Bez *et al.* 1971; Danni 1978; Barbour *et al.* 1979; Gaspar & Danni 1981; Danni & Gaspar 1992; Danni *et al.* 1992; Junqueira-Brod *et al.* 2002; Brod *et al.* 2005).

Desde a descoberta de rochas de filiação alcalina intrusivas em rochas do Pré-cambriano e do Paleozóico, diversos projetos de levantamento geológico foram executados, especialmente com finalidade de avaliar o potencial econômico das mesmas. Os principais projetos realizados foram: Alcalinas (Pena & Figueiredo 1972), Goiânia II (Pena 1974) e Piranhas (Faria *et al.* 1975).

A Província Alcalina de Goiás é considerada como abrangendo desde as rochas da região de Araguaiana-Santa Fé, na porção norte, até a região de Santo Antônio da Barra-Rio Verde, na porção sul (Figura 2.4), ao longo de um *trend* com direção N30W e cerca de 250 km de comprimento por 70 km de largura, cuja direção coincide com um *trend* de falhas do embasamento (Brod *et al.* 2005).

As principais estruturas Pré-cambrianas relacionadas com a ascensão do magma alcalino durante Cretáceo Superior são o Arco de Bom Jardim de Goiás, uma anticlinal regional com caimento de eixo para S80W (Pena 1974), e o Lineamento

Transbrasiliiano, um sistema de falhas com direção geral NE (Schbhenhaus *et al.* 1975). Uma tectônica de *rift* afetou a porção centro–norte da região durante o Cretáceo Superior (Almeida 1983) e originou o Graben do Caiapó (Brod *et al.* 2005). Bez *et al.* (1971) acrescentaram a este grupo as vulcânicas alcalinas de Santo Antônio da Barra, definindo o acréscimo de Distrito Vulcânico de Rio Verde. Almeida (1983) agrupou as rochas alcalinas da borda da Bacia do Paraná em diferentes Províncias, designando aquelas que ocorrem em Goiás de Província Rio Verde–Iporá. Enquanto Lacerda Filho *et al.* (2000) referem-se a estas rochas como Província Alcalina do Sul de Goiás. Gaspar *et al.* (2000) retomam o conceito de Províncias distintas e designando as rochas da região que ocorrem no sudoeste de Goiás como Província Alcalina de Goiás. A partir de dados isotópicos, Gaspar *et al.* (2003) consideram que as rochas pertencentes a Província Ígnea do Alto Paranaíba, que ocorrem no oeste de Minas Gerais e próximo a Catalão (GO), mantendo a nomenclatura anterior, e as rochas da região de Iporá e Rio Verde são designadas Província Alcalina de Goiás (PAGO). Sgarbi *et al.* (2004) com base em datação U–Pb em perovskita, caracterizaram as rochas kamafugíticas do Complexo Santo Antônio da Barra, na porção sul da Província Alcalina de Goiás, como mais velhas (88–90 M.a.) do que aquelas da região de Mata da Corda, Província Ígnea do Alto do Paranaíba–PIAP (80–81 M.a. e 75–76 M.a.), proporcionando a primeira evidência concreta de um aumento de idade na direção oeste, relacionado ao deslocamento da pluma mantélica de Trindade na porção norte da Bacia do Paraná.

Gibson *et al.* (1995, 1997) sugerem que a principal causa para o magmatismo em Goiás, está associada com a existência da Pluma de Trindade sob a região de Iporá, gerando as outras províncias ígneas pela ascensão do magma, especialmente em regiões com afinamento litosférico. VanDecar *et al.* (1995), utilizando dados de tomografia sísmica, relacionam o magmatismo com a Pluma de Tristão da Cunha, que impactou sob a região durante o Cretáceo Inferior. Já Assumpção *et al.* (2004) definiram a existência da Pluma de Trindade sob a região de Iporá no Cretáceo Superior.

A Província Alcalina de Goiás é constituída por 11 (onze) Complexos, abrangendo complexos plutônicos (norte), subvulcânicos (centro) e piroclásticos (sul) (Lacerda Filho *et al.* 2000; Brod *et al.* 2005): Morro do Engenho, Santa Fé, Montes Claros, Córrego dos Bois, Morro do Macaco, Fazenda Buriti, Arenópolis, Diorama, Amarinópolis, Santo Antônio da Barra e Águas Emendadas. Em seguida, serão

abordadas as principais características de cada Complexo Alcalino com base em Brod *et al.* (2005).

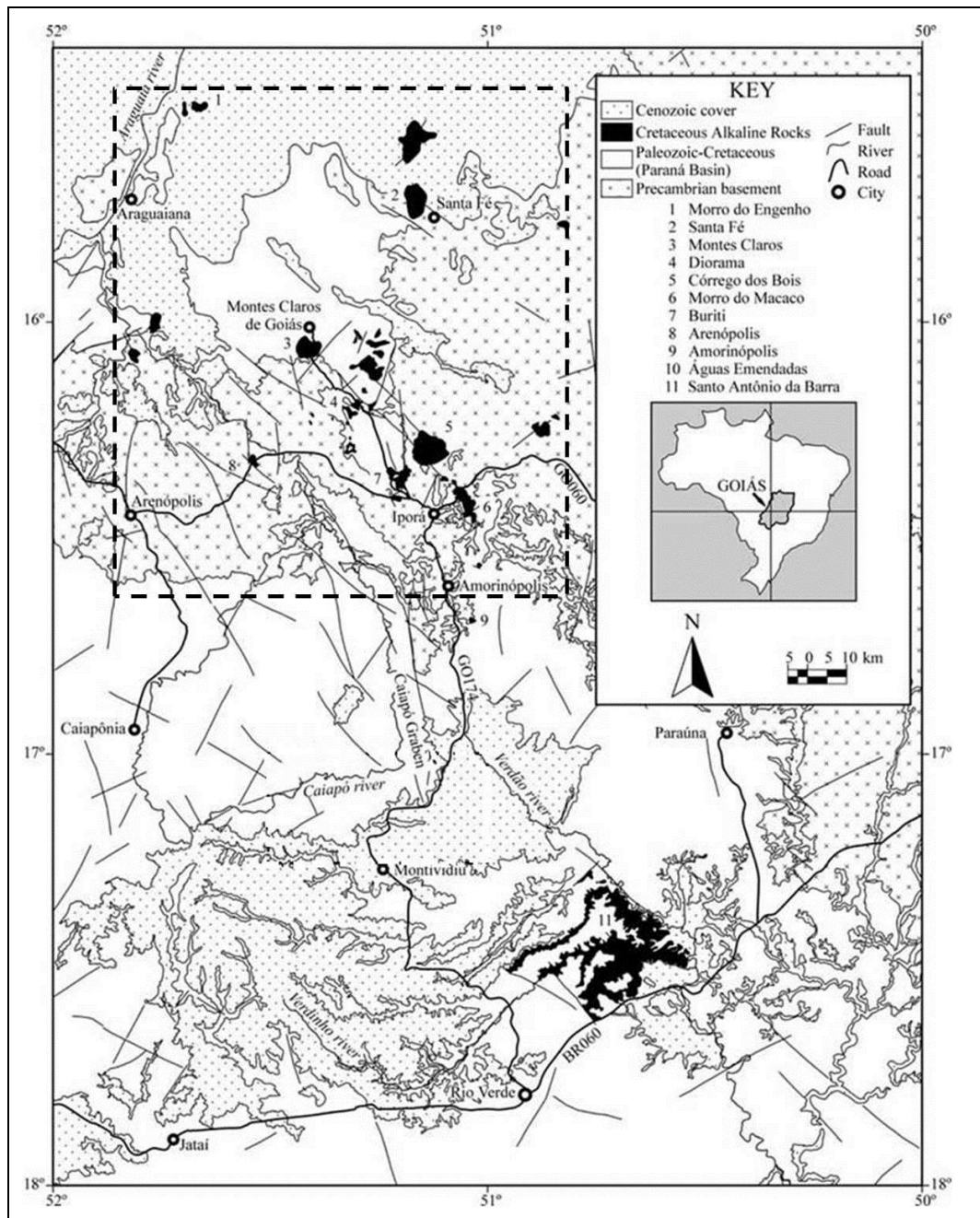


Figura 2.4 – Mapa geológico da Província Alcalina de Goiás (PAGO) mostrando as rochas vulcânicas, na porção sul, sub-vulcânicas e plutônicas na porção norte (Modificado de Lacerda Filho *et al.* 2000). Em detalhe a porção norte da PAGO referente a área de estudo.

O limite noroeste da Província Alcalina de Goiás é marcado pelo Complexo Morro do Engenho. Segundo Pena (1974) este Complexo apresenta corpo central constituído por dunitos, envolvido por clinopiroxenitos, peridotitos, gabros alcalinos e

nefelina sienitos, tem aproximadamente 5 km de diâmetro e intrude na Formação Furnas da Bacia de Paraná.

O Complexo Máfico–Ultramáfico Alcalino Santa Fé é formado por um corpo elíptico com eixo maior (N–S) de aproximadamente 9,5 km e 6,5 km de largura, constituído por dunito no centro, seguido de clinopiroxenito, peridotito alcalino, gabro e sienito nas bordas. Também são encontrados diques de lamprófito e fonólito (Barbour *et al.* 1979). Sonoki & Garda (1988) utilizando o método K–Ar, obtiveram idade de $86,7 \pm 1,8$ M.a.

O Complexo Montes Claros está situado nas proximidades da cidade de Montes Claros, Goiás, porção noroeste da Província Alcalina de Goiás. É uma intrusão composta de 50 km², compreendendo principalmente dunitos, peridotitos, piroxenitos, gabros alcalinos, nefelina sienitos, intrusivos na Formação Furnas e em gnaisses Pré-cambrianos (Pena 1975). Os diques de monchiquitos e de outras rochas alcalinas são encontrados neste Complexo (Bez *et al.* 1971; Woolley 1987).

Próximo da cidade de Iporá duas intrusões foram descritas por Danni (1978). O Complexo Córrego dos Bois é composto por dois domos que cobre uma área aproximada de 33 km². Esses domos são formados por dunitos no centro do Complexo envolvidos por wehrlitos, olivina piroxenitos e websteritos. São ocorrentes uma intrusão estreita e descontínua de nefelina sienito com anéis de olivina gabro alcalino, teralitos e essexitos e diques de sienito que cortam o Complexo e suas encaixantes. A outra é a intrusão do Complexo Morro do Macaco, localizado na porção central da Província Alcalina de Goiás. Compreende quatro domos, compostos por dunito, wehrlito, olivina piroxenito e clinopiroxenito, do centro para as bordas. E na porção oeste, estes domos são constituídos por sienitos.

O Complexo Fazenda Buriti está situado próximo a cidade de Iporá, ocupando uma área de 35 km². As rochas alcalinas presentes na região são exclusivamente intrusivas e constituídas por clinopiroxenitos, melagabros, sieno–gabros, olivina sienitos, dunitos, peridotitos, piroxenitos, essexitos, teralitos, gabros alcalinos, nefelina sienitos, fonólitos, traquitos, lamprófitos e produtos resultantes de processos de fenitização (Danni 1974, 1978).

Na região de Iporá, Danni (1978) constatou a existência de dois eventos tectono–magmáticos. O primeiro evento está relacionado às intrusões zonadas do tipo central, caracterizadas pela série de diferenciação magmática dunitos – peridotitos – piroxenitos

– gabros alcalinos – nefelina sienitos. A geocronologia, pelo método em K–Ar indica idades entre 75 e 81 M.a. (Danni 1974). O segundo evento está associado à reativação dos sistemas de falhas que controlam a instalação dos corpos relacionados ao primeiro evento, sendo caracterizado por intrusões subvulcânicas, como soleiras e diques de lamprófiros, nefelinitos e analcimitos, com idades de *ca.* 60 Ma (Danni 1974).

O Complexo Arenópolis abrange uma área de 12 km² compreendendo uma intrusão elíptica alongada para N–S, com eixo maior medindo aproximadamente 6 km. Apresenta três conjuntos litológicos distintos, um constituído de olivina piroxenito circundado por gabro. Outro é composto por melteigitos com faixas de ijolitos e piroxenitos, e, o terceiro, por nefelina sienitos, com diques de microsienito e microfoiaito (Brod *et al.* 2005).

Além destas intrusões ocorre uma série de corpos menores, na porção norte da Província, de expressão regional pouco significativa (Pena & Figueiredo 1972; Pena 1974; Woolley 1987; Lacerda Filho *et al.* 2000).

Intrusões subvulcânicas, diques, *plugs* e *sills* de picrito alcalino são comumente encontrados na porção norte da Província Alcalina de Goiás, próximo a cidade de Diorama, entre Iporá e Montes Claros. Os diques têm, em geral, poucos metros de largura e dezenas de metros de extensão, e preenchem fraturas de direção N30W e N50E, no embasamento Pré–cambriano. Os *sills* se encontram normalmente alojados em estratos da Bacia do Paraná e são geralmente menores que 5 m de espessura podendo se estender lateralmente por até 500 m (Junqueira–Brod *et al.* 2002). Têm um aspecto homogêneo, sem indicação visível de diferenciação. Os *plugs* são de forma cilíndrica e pode ter 200 m de diâmetro (Danni 1994). Com base em xenólitos destas rochas, Danni *et al.* (1992) e Danni (1994) sugerem que o magma parental de intrusões zonadas, como a do Morro do Macaco, seja de composição picrítica alcalina (Junqueira–Brod *et al.* 2002).

Próximo da cidade de Amarinópolis ocorre uma associação subvulcânica, compreendendo uma intrusão cilíndrica, com cerca de 1200 m de diâmetro, de composição basanítica a tefrítica, produto de magmatismo ultrabásico alcalino perpotássico a sódico–potássico (Danni 1985). Apresentam diques radiais e anelares de olivina leucita melanefelinitos, melanalcinitos e olivina nefelina melaleucititos que precederam a intrusão principal (Danni 1985; Junqueira–Brod *et al.* 2002).

Outra associação vulcânica–subvulcânica ocorre na região de Águas Emendadas, na porção centro–sul da Província, constituída por rochas alcalinas vulcânicas e subvulcânicas rasas, compondo pequenos derrames, diques, *plugs* e diatremas que consistem de kamafugitos, leucitos e basanitos (Junqueira–Brod *et al.* 2002).

As rochas da região de Santo Antônio da Barra incluem rochas vulcânicas (derrames) com raras intercalações piroclásticas, representando a manifestação vulcânica de volume mais expressivo na Província Alcalina de Goiás, com volume estimado de 23 km³ (Junqueira–Brod *et al.* 2002).

Gaspar (1977) e Moraes (1984) descreveram estas rochas como analcimitos, olivina analcimitos, brechas analcimíticas e piroclásticas carbonatíticas. Gaspar & Danni (1981) interpretaram as rochas de Santo Antônio da Barra como de afinidade nefelinítica. Moraes (1984, 1988) sugere uma afinidade kamafugítica, com base em geoquímica de rocha total, semelhanças petrográficas com kamafugitos de Uganda e presença de melilita em alguns derrames. Sgarbi *et al.* (1998) e Sgarbi & Gaspar (2002) descrevem a presença de kalsilita nas lavas e destacam que minerais originalmente descritos como analcita derivam da alteração de leucita e classificam as rochas vulcânicas da área como mafuritos e uganditos. Gaspar *et al.* (2000) caracterizam o magmatismo da Província Alcalina de Goiás como kamafugítico, com idade média de 85 M.a.

Capítulo 3

**Dados Geofísicos: Processamento e
Interpretação**

A área de estudo, porção norte da Província Alcalina de Goiás (PAGO), é constituída por rochas alcalinas extrusivas e intrusivas com variados litotipos que estão relacionados a eventos tectono–magmáticos do Cretáceo Superior, condicionadas por falhamentos regionais com direção NW–SE (Danni 1974).

A assinatura geofísica destas rochas é fortemente magnética, caracterizando o magnetismo como propriedade física relevante na área. O estudo e medição das propriedades físicas do meio podem levar a discriminar domínios, identificar estruturas e localizar bens minerais. Neste contexto, a geofísica foi aplicada para investigar as rochas alcalinas que se apresentam em diferentes litotipos e com propriedades físicas específicas.

Nesta pesquisa foram empregados os métodos magnetométrico e gamaespectrométrico para caracterizar o padrão geofísico das rochas alcalinas. A magnetometria é utilizada para investigar corpos anômalos em profundidades (subsuperfície). Sobretudo, este método fornece indicações sobre falhamentos que deslocam blocos de mesma susceptibilidade magnética. A gamaespectrometria se destaca nas investigações rasas (superfície), fornecendo semelhança considerável com aqueles resultados obtidos com o mapeamento geológico (geoquímico). Como estas rochas diferem em uma ou mais propriedades, a utilização dos dois métodos simultaneamente diminui as ambiguidades intrínsecas a eles.

A seguir, serão apresentadas as características dos métodos empregados (magnetometria e gamaespectrometria) e os dados geofísicos (aéreos, terrestres e de laboratório) que caracterizaram as rochas alcalinas da porção norte da Província.

3.1 GEOFÍSICA AÉREA

3.1.1 Conceitos Básicos de Magnetometria

O comportamento magnético dos materiais terrestres foi observado pelos chineses muitos séculos a.C. A noção de que a própria Terra comporta-se como um ímã, só foi apresentada, segundo uma base científica, por William Gilbert, em 1600 (Luiz & Silva 1995).

William Gilbert (1544–1603) fez a primeira investigação do magnetismo terrestre. Em seu livro *De Magnete* mostrou que o campo magnético terrestre pode ser

aproximado pelo campo de um ímã situado na direção geral N–S, proximamente paralelo ao eixo de rotação da Terra (Harman & Mitton 2002).

O método magnetométrico foi um dos primeiros métodos geofísicos a ser empregado em prospecção. As primeiras medidas sistemáticas datam de 1640 e foram realizadas na Suécia, tendo como objetivo a detecção de depósitos de ferro. Estas medidas consistiram na observação da variação da declinação magnética pelo uso de bússolas náuticas (Luiz & Silva 1995). Em 1870, o método de observação magnética foi aperfeiçoado com a construção de instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo magnético e da sua inclinação. Atualmente, medidas muito precisas da intensidade do campo e das suas componentes são realizadas com instrumentos chamados magnetômetros (Luiz & Silva 1995).

Diversos estudos mostram que o campo magnético observado na superfície da Terra, ou nas suas proximidades, tem fontes predominantemente internas (Luiz & Silva 1995).

O campo magnético é gerado no núcleo externo da Terra, constituído por Fe–Ni em estado de fusão. Na década de 1940, W. M. Elsasser e Sir Edward Bullard apresentaram a Teoria do Dínamo onde os materiais condutores de eletricidade são atraídos pela força gravitacional, adquirindo movimentos convectivos e criando correntes elétricas responsáveis pela formação do campo magnético terrestre. As correntes elétricas são mantidas pelo movimento de partículas no núcleo externo. Tanto a variação secular do campo magnético terrestre, como as suas inversões de polaridade, podem ser explicadas pela Teoria do Dínamo. É possível determinar o campo magnético de cada ponto da superfície da Terra pela sua direção e intensidade, a partir da linha tangente à linha de força imaginária que passa por este ponto (Luiz & Silva 1995).

O campo magnético pode ser representado por um vetor subdividido em três componentes principais (Telford *et al.* 1976):

- Campo magnético principal, originado no interior da Terra;
- Campo magnético externo, produzido por fontes magnéticas externas à crosta terrestre, principalmente por efeitos indutivos de circulação de correntes elétricas na ionosfera;
- Anomalias regionais, originadas pelas heterogeneidades da crosta terrestre que correspondem às variações do campo magnético principal.

A magnetometria usa a medição do campo magnético da Terra para auxiliar na investigação geológica com base nas anomalias do campo magnético resultantes das propriedades magnéticas das rochas, em subsuperfície, acima da temperatura *Curie** (Blum 1995).

As concentrações de minerais magnéticos nas rochas produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra como intensidade, declinação e inclinação (Luiz & Silva 1995). É um método potencial, portanto não há necessidade deste ser excitado.

Embora a maior parte dos minerais formadores de rochas não seja magnética, certos litotipos contêm minerais magnéticos o suficiente para produzir anomalias magnéticas significativas. Os minerais magnéticos responsáveis pelas distorções do campo magnético terrestre são a magnetita, a pirrotita e a ilmenita (Luiz & Silva 1995). Estes minerais podem indiretamente fornecer informações sobre a distribuição de minerais não magnéticos que economicamente são importantes (calcopirita, galena, asbesto e calcocita). Além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ainda ser usadas na identificação de contatos geológicos e estruturas como falhas e dobras (Luiz & Silva 1995).

Medidas efetuadas na superfície da Terra sugerem que o campo magnético terrestre pode ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. Este aponta para o sul geográfico e se localiza sobre o eixo que forma um ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$ com o eixo de rotação da Terra. O eixo do dipolo terrestre intercepta a superfície da Terra determinando os polos geomagnéticos ($78,5^\circ\text{N}-69^\circ\text{W}$ e $78,5^\circ\text{S}-111^\circ\text{E}$) (Luiz & Silva 1995).

O campo magnético da Terra é caracterizado em qualquer ponto da superfície pelos elementos: componentes horizontal, componente vertical, ângulo de inclinação com o plano horizontal, ângulo de declinação. O campo magnético, as componentes horizontal e vertical e o ângulo de inclinação estão todos contidos em um mesmo plano vertical (Luiz & Silva 1995).

* Temperatura de *Curie*: o aumento de temperatura altera as propriedades magnéticas dos minerais, provocando o desordenamento de seus domínios magnéticos. Quando certa temperatura (T_c) é atingida e ultrapassada, o material perde a magnetização. A temperatura (T_c) é chamada de Temperatura *Curie* ou Ponto *Curie*. Cada mineral magnético possui sua T_c característica de acordo com a sua composição, a magnetita pura possui $T_c = 580^\circ\text{C}$ (Nagata 1961).

O campo magnético terrestre e os seus elementos são submetidos às variações ao longo do tempo. Gellibrand (1634) observou mudanças no valor da declinação magnética em Londres, após comparar suas medidas com medidas efetuadas em 1580 e 1622 por Jacobs (1963), este tipo de variação recebe a denominação de variação secular (Luiz & Silva 1995).

A intensidade do campo magnético terrestre varia aproximadamente de 0,3 oersted no equador magnético a 0,6 oersted nos polos. Em prospecção, as anomalias magnéticas apresentam amplitudes muito menores do que os valores normais do campo magnético terrestre (entre 50×10^{-5} e 5000×10^{-5} oersted). Por este motivo, a unidade oersted não é conveniente para representar os valores do campo medidos em prospecção, assim é substituída pelo submúltiplo nanotesla (nT) do S.I. Esta unidade equivale a 10^{-5} oersted. Anteriormente, o submúltiplo mais empregado era o gama (γ) do cgs, cujo valor é o mesmo do nanotesla (Luiz & Silva 1995).

Magnetismo dos Materiais

As substâncias ou materiais terrestres não representam o mesmo comportamento magnético quando submetidas a um campo magnético. As substâncias que são repelidas são denominadas de diamagnéticas, enquanto as que são atraídas recebem o nome de paramagnéticas. Em certas condições, estas substâncias podem apresentar magnetização espontânea e estão associadas aos maiores valores de atração. Neste caso, elas passam a ser denominadas de substâncias ferromagnéticas (Nagata 1961).

As substâncias diamagnéticas, quando submetidas a um campo magnético, adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo, por isto são repelidas. A fraca intensidade da magnetização provém do pequeno valor de susceptibilidade magnética destas substâncias, enquanto o sentido contrário ao do campo permite que se atribua um sinal negativo à sua susceptibilidade (Luiz & Silva 1995).

No caso das substâncias paramagnéticas a magnetização é ainda fraca, devido à baixa susceptibilidade, e o seu sentido é igual ao do campo, produzindo a atração e caracterizando a susceptibilidade com o sinal positivo (Nagata 1961).

As substâncias ferromagnéticas têm susceptibilidade magnética muito elevada e positiva, o que lhes permite uma magnetização com intensidade muito forte, no mesmo sentido do campo. Tanto nas substâncias diamagnéticas, como nas paramagnéticas, a

susceptibilidade é constante. Nas substâncias ferromagnéticas ela não é constante, mas depende da intensidade do campo externo (Nagata 1961).

A intensidade de magnetização que se observa nas rochas pode ser classificada em dois tipos: magnetização induzida e magnetização residual remanescente ou remanente. A magnetização induzida é provocada pelo campo atual da Terra, enquanto a magnetização remanescente é adquirida ao longo da história geológica, desde a formação da rocha (Luiz & Silva 1995). O conhecimento das causas dessa magnetização é muito importante, principalmente para estudos de paleomagnetismo.

De acordo com Misener (1982), a intensidade de magnetização não é fixa em relação ao tempo e ao espaço, interessando mais as variações espaciais da intensidade de magnetização para os estudos geofísicos, a qual pode ser identificada e removida durante as etapas de compilação dos dados (Luiz & Silva 1995).

Susceptibilidade das Rochas e Minerais

A susceptibilidade magnética das rochas depende, principalmente, da quantidade e tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos. Os minerais ferromagnéticos ocorrem nas rochas comumente na forma de grãos finos dispersos em uma matriz de minerais paramagnéticos e diamagnéticos (Luiz & Silva 1995). Devido à presença dos minerais ferromagnéticos, as rochas mostram características similares às destes minerais, como a *histerese**. A sua intensidade de magnetização não é tão elevada quanto à dos minerais ferromagnéticos tomados isoladamente (Luiz & Silva 1995).

* *Histerese*: é a tendência de um material de conservar suas propriedades na ausência de um estímulo que as gerou. Este fenômeno ocorre somente com os materiais ferromagnéticos (Luiz & Silva 1995). Colocando-se um material ferromagnético, que não esteja magnetizado, na presença de um campo externo, cuja intensidade é aumentada gradativamente a partir de zero, o aumento do campo magnético externo causa um aumento no campo magnético induzido, segundo uma relação não linear, que é representada por uma curva (Luiz & Silva 1995).

3.1.2 Conceitos Básicos de Gamaespectrometria

A história da radiação iniciou em 1895, por Röntgen estudando experimentalmente os raios-X (Martins 1998).

Usualmente considera-se que a radioatividade foi descoberta acidentalmente por Henri Becquerel (1852–1908) em 1896, estudando a radiação emitida por sais fluorescentes ativados por luz solar. As amostras de sulfato de urânio e potássio estavam em uma sala escura, envolvidas em um papel espesso e próximas a placas fotográficas. Quando as placas foram reveladas elas pareciam ter sido expostas à luz, mesmo que estivessem totalmente protegidas dela. Becquerel constatou que os efeitos inesperados só poderiam ser devido aos raios emanados espontaneamente pelos sais de urânio, excitados ou não pela luz. E que os sais de urânio, protegidos durante meses de todas as radiações excitantes conhecidas, emitiam ainda radiações penetrantes sem atenuações significativas. A partir daí, a emissão da radiação foi observada em outras amostras, ao lado do sal de urânio (Ferreira & Souza 2002; Martins 1998, 2003).

Ernest Rutherford continuou os estudos realizados por Becquerel e constatou a existência de dois tipos de radiação provenientes do urânio: uma facilmente absorvida e outra mais penetrativa, denominando-as respectivamente de alfa (α) e beta (β). Em 1900, Paul Villard identificou um terceiro tipo de radiação, a radiação gama (γ) (Jácomo 2010).

Atualmente, são conhecidos centenas de isótopos radioativos provenientes de diferentes elementos, devido à instabilidade do núcleo dos átomos que apresenta excesso de energia (IAEA 2003). Alguns isótopos desintegram-se espontaneamente emitindo partículas e radiação eletromagnética que podem ser detectadas, permitindo a identificação do material que as produziu (IAEA 2003).

A pesquisa de minerais radioativos tornou-se importante nas últimas décadas devido à crescente demanda por combustíveis nucleares, tornando-se necessários estudos gamaespectrométricos. O método gamaespectrométrico é extremamente útil no mapeamento geológico, pois diferentes litotipos podem ser reconhecidos por suas distintas assinaturas radioativas (Moxham 1963; Pires & Harthill 1989). Existem mais de 50 isótopos radioativos de ocorrência natural, mas a maioria é rara ou fracamente radioativa. Os elementos de maior interesse em exploração são o urânio (^{238}U), o tório (^{232}Th) e o potássio (^{40}K). Esse último isótopo é bastante comum em rochas formadoras

da crosta terrestre e sua concentração é medida em porcentagem (%). Entretanto, as concentrações de U e Th estão associadas aos minerais acessórios e são medidas em parte por milhão (ppm) (Figura 3.1).

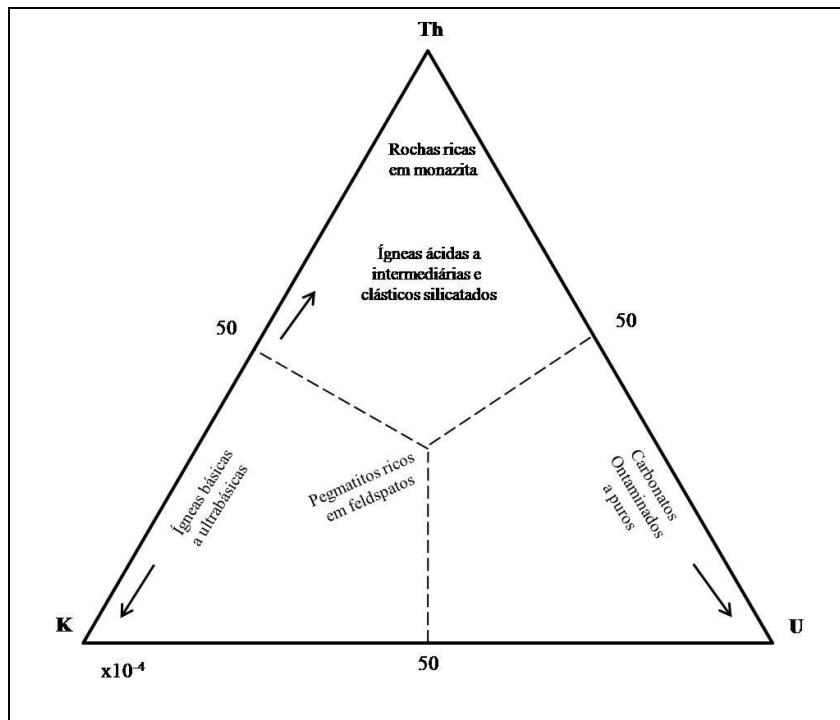


Figura 3.1 – Diagrama ternário ilustrando as abundâncias relativas de ^{238}U , ^{232}Th e o ^{40}K em diferente tipos de rochas (Wollenberg 1977).

Decaimento Radioativo

Elementos cujos núcleos atômicos contêm o mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons são chamados isótopos. Eles são formas do mesmo elemento com diferentes pesos atômicos. Uma notação convencional para descrever um elemento **A** em termos de seu número atômico *n* e peso atômico *w* é ^w_nA . Certos isótopos são instáveis e se desintegram espontaneamente formando outros elementos (Kearey *et al.* 2002).

De acordo com Kaplan (1978), o decaimento radioativo é um processo estatístico em que o número de átomos que se desintegra por unidade de tempo é proporcional ao número de átomos presentes. Alguns nuclídeos são radioativos e decaem produzindo outros nuclídeos. Os mais importantes para pesquisa geológica são os três radionuclídeos ^{40}K , ^{238}U (^{235}U) e ^{232}Th .

Arya (1966) classifica as radiações de substâncias radioativas naturais em três diferentes tipos, dependendo de suas energias penetrativas (Ferreira & Souza 2002). O

primeiro tipo, as partículas alfa (α), são núcleos de hélio que são emitidos do núcleo durante certas desintegrações. Têm uma penetração de apenas alguns centímetros no ar, sendo praticamente nula nas rochas (Kearey *et al.* 2002). O segundo tipo, as partículas beta (β), são elétrons que podem ser emitidos quando um nêutron se divide em um próton e um elétron durante o processo de desintegração. O próton permanece no núcleo, de modo que o peso atômico permanece o mesmo, mas o número atômico aumenta em um e formar um novo elemento. Sua absorção completa se dá em cerca de 1 m no ar e a penetração é praticamente desprezível nas rochas (Kearey *et al.* 2002). O terceiro tipo, os raios gama (γ), são um tipo de radiação eletromagnética liberada por núcleos excitados durante processos de desintegração. Eles são caracterizados por frequências mais altas que 10^{16} Hz, diferindo das radiações raios – X por apresentarem energia mais alta ou comprimentos de onda (λ) menores (Kearey *et al.* 2002).

Além dessas emissões, outro processo ocorre em alguns elementos radioativos com liberação de energia na forma de raios gama. Este processo é denominado captura K e ocorre quando um elétron da camada mais interna (K) penetra no núcleo. O número atômico decresce e é formado um novo elemento (Kearey *et al.* 2002).

Essas emissões radioativas têm propriedades de penetração muito diferentes. As partículas alfa são bloqueadas por uma folha de papel, as partículas beta são interrompidas por uma camada de alumínio com poucos milímetros de espessura e os raios gama são apreendidos somente por camadas constituídas de chumbo com vários centímetros de espessura (Kearey *et al.* 2002). Assim, apenas a radiação de raios gama é usada em levantamentos aerotransportados.

Existem séries radioativas de urânio e tório cujos pais são, $^{238}_{92}\text{U}$ ($^{235}_{92}\text{U}$) e $^{232}_{90}\text{Th}$. Todos eles decaem para finalmente se estabilizar como isótopos de chumbo ($^{206}_{82}\text{Pb}$ e $^{208}_{82}\text{Pb}$), passando por isótopos filhos, intermediários (Tabelas 3.1 e 3.2). Na série do ^{40}K , 89% dos isótopos decaem por emissão β para ^{40}Ca e 11% para ^{40}Ar , a partir de captura K (Kearey *et al.* 2002).

De acordo com Minty (1997), os três radioelementos ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th são os únicos elementos de ocorrência natural com radioisótopos que produzem raios gama com energia e intensidade suficientes para serem medidos em levantamentos aerogamaespectrométricos.

O potássio é um elemento litófilo, volátil e é monovalente sob condições naturais. Sua abundância na crosta superior é de 2,33% em peso. A maior parte ocorre

em álcali-feldspatos e micas em rochas félsicas, principalmente em granitóides. Rochas máficas e ultramáficas possuem concentrações bem menores (Dickson & Scott 1997). A série dos minerais feldspatos, feldspatóides (leucita e nefelina) e as micas (biotita e muscovita) contêm quase todo o potássio das rochas metamórficas e magmáticas (Dickson & Scott 1997).

Tabela 3.1 – Série do decaimento radioativo do ^{238}U (Minty 1997).

<i>Nuclídeo</i>	<i>Meia vida</i>	<i>Eα (MeV)</i>	<i>Eβ (MeV)</i>	<i>Eγ (MeV)</i>
$^{238}\text{U} \downarrow$	4,46x10 ⁹ anos	4,15/4,19		
^{234}Th	24,1 dias		0,103/0,191	0,063/0,093
^{234}Pa	1,18 meses		2,29	0,765/1,00
^{234}Pa	6,7 horas		0,53/0,191	0,10/0,7/090
^{234}U	2,48x10 ⁵ ano	4,72/4,77		0,053
^{230}Th	7,52x10 ⁴ anos	4,62/4,68		0,068/0,142
^{226}Ra	1602 anos	4,60/4,78		0,18
^{222}Rn	3,82 dias	5,49		0,51
^{218}Po	3,05 meses	6,11	0,33	
^{214}Pb	26,8 meses		1,03	0,29/0,35
^{218}At	2 Segundos	6,65/6,70	0,67	
^{214}Bi	19,7 meses	5,61	3,26	0,60/1,12/1,76
^{214}Po	164 μ segundos	7,83		0,79
^{210}Tl	1,32 meses		2,3	0,296/0,79/1,31
^{210}Pb	~ 22 anos	3,7	0,01/0,06	0,04
^{210}Bi	5,02 dias	4,93/4,89/4,59	1,15	
^{210}Po	138,3 dias	5,3		0,8
^{206}Tl	4,19 meses		1,52	
^{206}Pb	estável			

O tório é um elemento actínídeo com um estado de tetravalente em solução e com evidência de estados de valência menores quando no estado sólido. A solubilidade

de complexos de tório é geralmente baixa, exceto em soluções ácidas (Dickson & Scott 1997). Pode ser dissolvido em soluções ácidas e sua solubilidade é realçada por ácidos húmicos. É o elemento pai de uma série de decaimento da qual os raios gama mais energéticos (2,62 MeV) são emitidos pelo isótopo filho ^{208}Tl . A abundância do tório na crosta da Terra é baixa, com uma média de 12 ppm, constituindo minerais acessórios como zircão, monazita, alanita, apatita e xenotímeo (Dickson & Scott 1997).

O fracionamento químico entre membros das séries do urânio e tório ocorre durante processos magmáticos, resultando em desequilíbrio radioativo entre U^{238} e Th^{230} , e Th^{230} e Ra^{226} , nas séries de decaimento em rochas vulcânicas (Dickson & Scott 1997).

Tabela 3.2 – Série do decaimento radioativo do ^{232}Th (Minty 1997).

<i>Nuclídeo</i>	<i>Meia vida</i>	<i>Eα (MeV)</i>	<i>Eβ (MeV)</i>	<i>Eγ (MeV)</i>
$^{232}\text{Th} \downarrow$	1,39x10 ¹⁰ anos	3,95/4,01		
^{228}Ra	5,75 anos		0,055	
^{228}Ac	6,13 horas		2,11	0,34/0,908/0,96
^{228}Th	1,913 horas	5,34/5,42		0,08/0,21
^{224}Ra	3,64 dias	5,45/5,68		0,241
^{220}Rn	55,6 segundos	6,3		
^{216}Po	0,145 segundos	6,78		
^{212}Pb	10,64 horas		0,58	0,239/0,300
^{212}Bi	60,5 meses	6,05/6,09	2,25	0,04/0,727/1,62
^{212}Po	304 nanoseg.	8,78		
^{208}Tl	3,1 meses		1,8	0,511/0,582/0,860/2,614
^{208}Pb	estável			

O urânio é um metal reativo com abundância média de 3 ppm na crosta. Este elemento apresenta estado de valência U^{4+} nas rochas ígneas, com propriedades cristalógicas parecidas com as do Th^{4+} e dos elementos de terras raras leves, o que explica a geoquímica coerente de U, Th e terras raras leves em rochas ígneas. Esta coerência é perdida em condições hidrotermais e supergênicas onde o urânio é

parcialmente ou totalmente oxidado para U^{6+} , formando complexos solúveis com os ânions $(CO_3)^{2-}$, $(SO_4)^{2-}$ e $(PO)^{3-}$. O urânio ocorre nas rochas como óxidos (uraninita) e silicatos (uranotorita), e principalmente em minerais acessórios como a monazita, o xenotímeo e o zircão (Dickson & Scott 1997).

Vale ressaltar que a geoquímica do elemento rádio (Ra) também deve ser considerada, pois os isótopos deste elemento são membros das séries de decaimento do U como do Th e sua mobilidade pode ser uma fonte de desequilíbrio em ambas as séries (Dickson & Scott 1997).

Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solos

Rochas ígneas apresentam variações quanto aos teores de potássio, urânio e tório. O mais abundante dos três elementos é o potássio que é encontrado em feldspatos alcalinos e micas. Urânio e tório, quando presentes em rochas ígneas, estão principalmente associados a minerais moderadamente radioativos ou ocorrem nos interstícios de minerais ou inclusões fluidas. Assim, teores de radionuclídeos em rochas ácidas (3,5 % K; 4,1 ppm U; 21,9 ppm Th) são maiores do que em rochas ultrabásicas (0,01 % K; 0,007–0,8 ppm U; 0,02–3,4 ppm Th) (Saundres 1976 *in* Souza 1998).

Dickson & Scott (1997) analisaram o conteúdo dos radioelementos de rochas e solos na Austrália (Tabela 3.3) por gamaespectrometria de laboratório. Ressaltam que dentro de um dado tipo de rocha, existe uma ampla variação das concentrações dos radioelementos.

A figura 3.2 mostra que as concentrações dos radioelementos têm um aumento no conteúdo médio com um aumento de SiO_2 , isto acontece devido às elevadas cargas e raios dos íons Th^{4+} e U^{4+} que os exclui nas substituições de íons maiores no processo de cristalização dos primeiros minerais formadores de rocha. Portanto, eles são constituintes dos minerais acessórios, tais como zircão, alanita e monazita. O potássio também é altamente incompatível no início do processo de cristalização magmática (Dickson & Scott 1997). Ainda na figura 3.2, as rochas félsicas apresentam maiores teores do que as rochas básicas e ultrabásicas. Geralmente, o Th mostra um aumento muito maior do que o U e razões como Th/U podem ser usadas para investigar o grau de diferenciação no contexto de suítes ígneas. As rochas formadas nos últimos estágios de diferenciação magmática tendem a concentrar U e Th (Dickson & Scott 1997).

O método gamaespectrométrico tem sido aplicado com sucesso no mapeamento de unidades litológicas. Em solos, o conteúdo médio de K e Th reflete o conteúdo médio destes nas rochas das quais foram derivados, o mesmo não ocorrendo para o elemento U. Porém, as diferenças em concentração de radioelementos no solo são relativamente pequenas (Dickson & Scott 1997–Tabela 3.3). Em geral, uma estratégia útil para o mapeamento geológico é primeiro delimitar as unidades litológicas maiores e, então, realçar os padrões dos radioelementos dentro das unidades individuais, auxiliando o mapeamento em detalhe ou na subdivisão de unidades litológicas (Dickson & Scott 1997).

A gamaespectrometria é ferramenta muito útil para o mapeamento de variações composicionais sutis em suítes ígneas (Broome *et al.* 1987; Charbonneau 1991; Gossens 1992; Schetselaar 2002). Padrões de zoneamento em granitos têm sido comumente reconhecidos em levantamentos gamaespectrométricos, muitos dos quais não foram reconhecidos por mapeamento convencional de campo (Broome *et al.* 1987; Schetselaar 2002). Isto se deve ao fato da maior parte dos radioelementos em rochas ígneas ocorrer em minerais acessórios. Feições de zoneamento em corpos graníticos que são formados por cristalização fracionada mostram um aumento gradual em K e Th da margem para o centro. Isto é devido ao conteúdo de SiO₂ gradualmente aumentar e o índice máfico diminuir (Dickson & Scott 1997).

Tabela 3.3 – Teores de radioelementos em rochas e solos na Austrália (Dickson & Scott 1997).

<i>Tipo de rocha</i>		<i>Rocha</i>			<i>Solo</i>		
		<i>K (%)</i>	<i>U (ppm)</i>	<i>Th (ppm)</i>	<i>K (%)</i>	<i>U (ppm)</i>	<i>Th (ppm)</i>
	Granitóides	0,3-4,5 (2,4)	0,4-7,8 (3,3)	2,3-4,5 (16,0)	0,4-3,9 (2,1)	0,5-7,8 (2,7)	2-37 (13)
	Rochas gnáissicas	2,4-3,8 (2,4)	2,1-3,6 (2,5)	18,0-55,0 (15,0)	0,7-1,9 (1,3)	1,6-3,8 (2,2)	6-19 (12)
	Pegmatitos	2,6-5,5 (3,7)	0,3-1,0 (0,7)	0,3-9,6 (2,0)			
Intrusivas	Aplitos	0,6-4,0 (2,4)	1,0-8,0 (3,3)	3,0-20,0 (7,0)			
	Quartzo- feldspatos pórfiros	1,0-5,0 (2,9)	1,3-2,9 (1,7)	6,0-14,0 (13,0)			
	Intrusivas intermediárias	0,7-5,6 (2,7)	0,1-1,2 (0,8)	0,8-6,1 (2,4)	0,7-3,4 (1,6)	1,5-2,3 (1,9)	2,9-8,4 (5,6)
	Intrusivas máficas	0,1-0,8 (0,4)	0,0-1,1 (0,3)	0,0-3,1 (1,2)			
	Vulcânicas félsicas	2,0-4,4 (3,7)	1,4-13 (2,4)	13,0-28,0 (17,0)	1,8-3,2 (2,4)	1,3-2,4 (2,1)	10-18 (13)
	Vulcânicas intermediárias	1,8-4,1 (2,7)	0,9-5,6 (2,3)	1,5-15,0 (9,0)	1,0-2,7 (1,9)	1,2-3,6 (2,1)	4-17 (10)
Extrusivas	Andesitos com K - baixos	0,7-0,9 (0,8)	1,0-2,5 (1,6)	3,0-8,0 (5,0)	0,8-1,5 (1,1)	1,2-1,5 (1,3)	4-6 (5)
	Vulcânicas máficas	0,3-1,3 (0,9)	0,3-1,3 (0,7)	2,0-5,0 (3,0)	0,2-1,4 (0,7)	0,6-2,5 (1,6)	3,3-13 (7,9)
	Vulcânicas ultramáficas	0,2-0,9 (0,4)	0,3-0,9 (0,6)	0,0-4,0 (1,2)	0,6	2	6
	Folhelhos do Arqueano	0,4-1,6 (0,9)	0,3-1,3 (0,9)	1,0-5,0 (2,7)	0,8	1,2	3
Sedimentares	Outros folhelhos	0,1-4,0 (2,6)	1,6-3,8 (2,6)	10,0-55,0 (19,0)	0,7-3,0 (1,5)	1,2-5 (2,3)	6-19 (13)
	Arenitos	0,0-5,5 (1,8)	0,7-5,1 (2,3)	4,0-22,0 (12,0)	0,1-2,4 (1,3)	1,2-4,4 (2,1)	7-18 (11)
	Carbonatos	0,0-0,5 (0,2)	0,4-2,9 (1,4)	0-2,9 (1,4)			

Lorena Malta Feitoza

A correlação positiva entre o conteúdo de SiO₂ e os radioelementos termina nos últimos estágios de diferenciação magmática, quando são formados pegmatitos e aplitos altamente félsicos (concentração potencialmente elevada de U). Contudo, estas fases magmáticas finais podem ser muito restritas espacialmente para serem detectadas por levantamentos aerogamaespectrométricos (Dickson & Scott 1997).

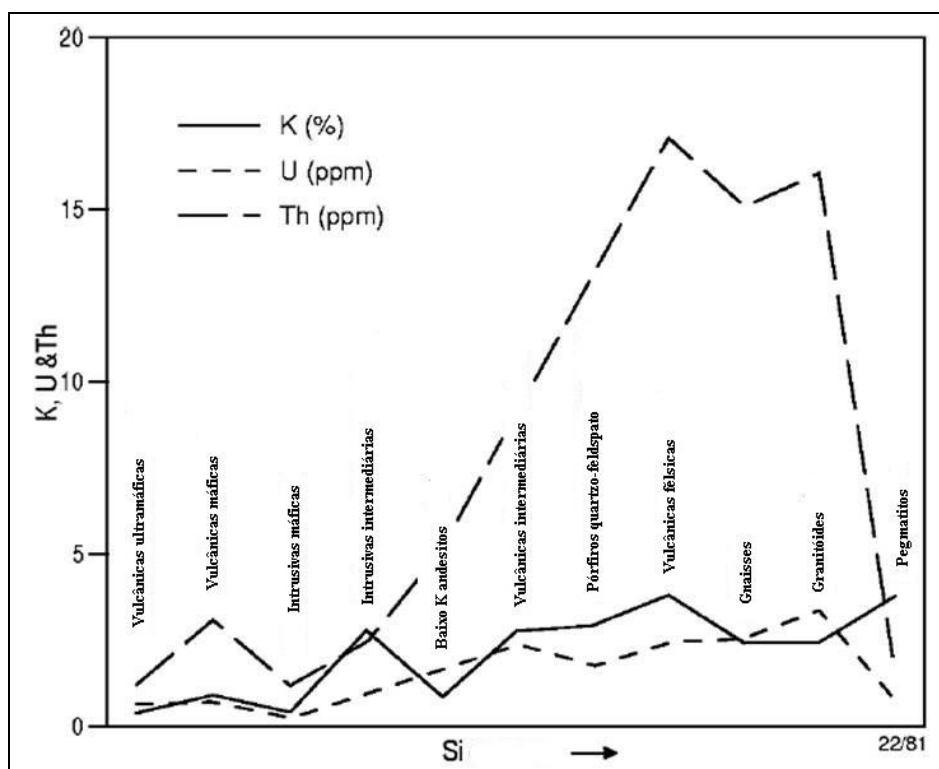


Figura 3.2 – Variação no conteúdo médio de K, Th e U nas rochas ígneas com o aumento do conteúdo de SiO₂ (Dickson & Scott 1997).

Estudos petrográficos a partir de seções delgadas são úteis para estabelecer os modos de ocorrência e associações texturais dos minerais de K, Th e U, que em combinação com elementos traços, tornam mais claros as associações petrogenéticas dos radioelementos.

3.1.3 Levantamento Aéreo da Área de Estudo

Em levantamentos aéreos, o levantamento magnetométrico é uma técnica bastante empregada em termos da extensão de linhas levantadas (Paterson & Reeves 1985). Os levantamentos aeromagnéticos são realizados com sensor rebocado num suporte conhecido como pássaro (*bird*), projetado para que o instrumento não seja submetido aos efeitos magnéticos da aeronave, ou fixados num cabo (*stinger*) na sua

cauda. Neste caso, é necessária a instalação de bobinas dentro do avião para compensar o campo magnético por ele gerado (Kearey *et al.* 2002).

O levantamento aeromagnetométrico é rápido e de preço acessível, custando geralmente cerca de 40% menos, por quilômetro linear, que um levantamento terrestre. Grandes áreas podem ser rapidamente recobertas sem o custo de uma equipe de campo e podem ser obtidos dados em áreas de difícil acesso (Kearey *et al.* 2002).

Nos levantamentos aerogamaespectrométricos, cristais de iodeto de sódio com tálio–NaI(Tl) são usados como detectores. São transparentes, com alta densidade (3,66 g/cm³) e podem ser manufaturados em grandes volumes. Tem eficiência de detecção de até 100% para raios gama de baixa energia e valor menor para energias maiores. Os grandes volumes de cristal são uma vantagem para tempos curtos de medição (IAEA 2003).

As medições gamaespectrométricas são geralmente realizadas em conjunto com leituras magnetométricas e eletromagnetométricas, fornecendo conjuntos de dados adicionais a um mínimo custo extra (Kearey *et al.* 2002).

Origem dos Dados

Para esta Dissertação, foram utilizados dados do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa: Arco Magmático de Arenópolis: Complexo Anápolis–Itauçu–Sequência Vulcano–Sedimentar de Juscelândia, realizado em 2004, disponível no acervo do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB).

O Projeto Arco Magmático de Arenópolis é resultado do convênio entre o Estado de Goiás, Secretária de Indústria e Comércio e Secretária de Geologia e Mineração–SIC/SGM, e o Ministério de Minas e Energia, representado pela Secretária de Geologia e Transformação Mineral–SGM, com participação do SGB/CPRM (CPRM 2008). O referido Projeto teve como principal objetivo oferecer suporte técnico e incentivo ao desenvolvimento do setor mineral a partir do conhecimento de propriedades geofísicas dos ambientes geológicos de Goiás.

A área do levantamento está localizada no centro–oeste do Brasil, parte central do Estado de Goiás (Figura 3.3), com recobrindo 135.756,53 km de perfis magnetométricos e gamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de voo espaçadas em 0,5 km e de controle em 5,0 km, orientadas nas direções N–S e E–W,

Lorena Malta Feitoza

perfazendo uma área de 58.834 km². A altura de voo foi de 100 m sobre o terreno para as duas aeronaves utilizadas. No período entre 03/07/2004 e 22/09/2004, a aeronave *Cessna*, modelo *Titan* 404, prefixo PT-FZN voou à velocidade aproximada de 290 km/h. Entre 19/06/2004 e 24/11/2004, a aeronave *Piper*, modelo *Navajo* PA-31, prefixo PT-WOT voou com velocidade média de 290 km/h e executou a finalização da etapa de aquisição de dados do projeto. A tabela 3.4 apresenta as principais características e informações técnicas dos métodos utilizados no aerolevantamento de acordo com o Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados (LASA 2004).

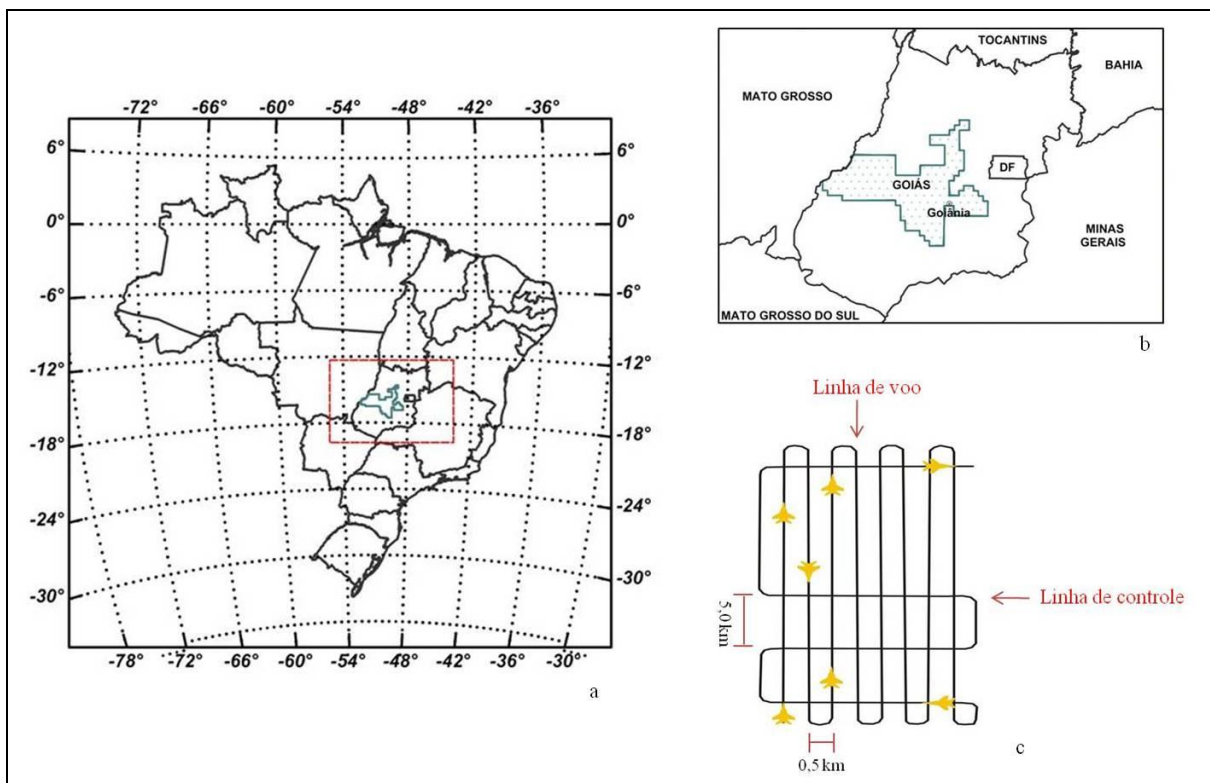


Figura 3.3 – (a, b) Localização da área do Projeto de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa (LASA 2004). (c) Esquema das linhas de voo com espaçamento de 0,5 km e de controle em 5,0 km, com direções N–S e E–W.

Na tabela 3.4 mostra os parâmetros utilizados no Projeto.

Tabela 3.4 – Dados do levantamento aerogeofísico do Projeto de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa (CPRM 2008).

<i>Projeto</i>	<i>Arco de Arenópolis – Sequência Juscelândia</i>
Código CPRM	3009
Coordenadas	-52,50° a -48,25° e -14,62° a -17,75°
Datum	SAD 69
Métodos	Magnetometria e Gamaespectrometria
Contratante	Governo do Estado de Goiás/ SIC- MME/ CPRM
Contratado	LASA Engenharia e Prospecções S.A.
Período	03/07 a 24/11/2004
Total de Perfis	135.756,53 km
Intervalo de Amostragem	0,1 s (magnetometria) e 1,0 s (gamaespectrometria)
Altura de Vôo	100 m
Área Total	58.834 km ²
Direção LV	N-S
Espaçamento LV	0,5 km
Direção LC	E-W
Espaçamento LC	5 km
Tempo de Integração Gama	1 s
Produtos	Registros digitais e fitas de vídeo

Ao longo dos perfis do levantamento foram realizadas dez leituras do aeromagnetômetro e uma leitura do aerogamaespectrômetro por segundo, posicionadas com sistema de observação de satélite GPS, com precisão superior a 10 m. Duas estações fixas para controle da variação diurna do campo magnético terrestre foram instaladas (LASA 2004).

A calibração do sistema detector aerogamaespectrométrico foi realizada em duas etapas. A primeira, estática, com emprego de fontes padronizadas (tanques de calibração ou *calibration pads* para o *background*, potássio, tório e urânio). A calibração dinâmica sobre a pista de calibração dinâmica (*dynamic calibration range–DCR*) que resultou de levantamento terrestre (LASA 2004).

O processamento dos dados foi desenvolvido no escritório sede da LASA Engenharia e Prospecções S.A. (RJ), a partir da aplicação das rotinas do sistema Geosoft Oasis Montaj (v. 5.1.8), utilizado para a compilação das informações coletadas e apresentação dos resultados na forma de mapas nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, arquivos de banco de dados e *grids* (LASA 2004).

Para a aquisição dos dados, o sistema aeromagnético é acoplado a um sensor de vapor de césio montado na cauda da aeronave, tipo *stinger*. O sinal é recebido por um pré-amplificador, localizado na base do cone de cauda da aeronave, e enviado ao sistema de aquisição/compensação aeromagnética contido nos sistemas de aquisição, com a resolução de 0,001 nT, faixa de 20000–95000 nT e a montagem *stinger*. Os dados magnetométricos foram adquiridos com o magnetômetro *Scintrex CS-2* a vapor de césio (LASA 2004).

Os dados aerogamaespectrométricos foram adquiridos com o gamaespectrômetro *Exploranium*, modelo GR-820, de 256 canais espectrais, onde o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado individualmente para determinação precisa dos fotopicos de potássio, tório e urânio. As radiações gama detectadas são somadas e as leituras reduzidas a uma única saída de 256 canais espectrais. O sistema detector é constituído por três conjuntos de cristais de iodeto de sódio (NaI) sendo dois de 1024 polegadas cúbicas e um de 512 polegadas cúbicas, totalizando 2560 polegadas cúbicas de detectores voltados para baixo. Dois cristais, de 256 polegadas cúbicas cada, são voltados para cima, totalizando 512 polegadas cúbicas. O detector monitora as radiações decorrentes da influência do radônio na faixa energética do canal do urânio (1,66 a 1,86 MeV) (LASA 2004).

Instrumento para Medição Magnetométrica e Gamaespectrométrica

As primeiras medidas magnéticas foram realizadas com bússolas náuticas e geológicas para localização de minerais magnéticos, com objetivo de observar perturbações dos valores normais de declinação e inclinação do campo magnético (Luiz & Silva 1995).

Instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo foram desenvolvidos e denominados de variômetros magnéticos. Os mais conhecidos são as balanças horizontal e vertical de Schmidt (Luiz & Silva 1995).

Os variômetros são instrumentos mecânicos constituídos por agulhas magnetizadas que podem girar em torno de um eixo horizontal, pela ação do campo magnético. Os ângulos de rotação são proporcionais às variações do campo e, por serem muito pequenos, só podem ser observados por meio de sistemas mecânico e óptico de elevada precisão (Luiz & Silva 1995).

Os magnetômetros que registram o valor da intensidade do campo ou de suas componentes surgiram após a Segunda Guerra Mundial. Estes podem ser dos tipos de saturação (*flux-gate*), precessão nuclear ou precessão de prótons, bombeamento ótico e supercondutividade (*Squid*) (Luiz & Silva 1995).

Nesta pesquisa foi utilizado o magnetômetro de precessão de prótons, sendo o magnetômetro mais usado atualmente. O dispositivo sensor do magnetômetro é um recipiente preenchido com um líquido rico em átomos de hidrogênio, como querosene ou água, envolto por uma bobina. Os núcleos de hidrogênio (prótons) agem como pequenos dipolos e normalmente se alinham paralelamente ao campo geomagnético. A bobina é submetida a uma corrente que gera um campo magnético, 50 a 100 vezes maior que o campo geomagnético, e em uma direção diferente, fazendo com que os prótons se realinhem nessa nova direção. A corrente é desligada de modo que o campo polarizado seja rapidamente removido. Os prótons retornam ao seu alinhamento original, por precessão, com um período de aproximadamente 0,5 ms, levando de 1 a 3 s para adquirir sua orientação original (Kearey *et al.* 2002). Levantamentos aéreos com magnetômetros de prótons podem ter uma leve desvantagem, pois as leituras não são contínuas em razão do período finito de ciclo. Pequenas anomalias podem ser ignoradas, uma vez que uma aeronave percorre uma distância significativa entre as medidas discretas, espaçadas por intervalos de poucos segundos. O magnetômetro de prótons é sensível a gradientes magnéticos acentuados, que podem fazer com que os prótons entrem em precessão em diferentes partes do sensor, segundo taxas diferentes, com o conseqüente efeito adverso sobre a intensidade do sinal de precessão (Kearey *et al.* 2002).

Para medição de radioatividade existem vários tipos de detectores cujos resultados são convencionalmente apresentados como o número de contagem de emissões num período fixo de tempo separando radiações gama em duas ou mais componentes de energia. O decaimento radioativo é um processo aleatório que segue uma distribuição de *Poisson* com o tempo, de forma que a contagem adequada dos

tempos é importante para que o erro estatístico dos eventos de decaimento seja mantido num nível aceitável (Kearey *et al.* 2002). A unidade padrão da radiação gama é o Röentgen (R). Isso corresponde à quantidade de radiação que produziria $2,083 \times 10^{15}$ pares de íons por metro cúbico à temperatura e pressão padrão. As anomalias de radiação são geralmente expressas em μR por hora (Kearey *et al.* 2002).

Nesta pesquisa foi utilizado o gamaespectrômetro de raios gama que usam os detectores de NaI(Tl). Esse instrumento é uma extensão do contador de cintilação que permite a identificação do elemento fonte. Isso é possível porque o espectro de raios gama de ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th contém picos que representam estágios em sua série de decaimento. Uma vez que, quanto mais alta a frequência da radiação gama, maior seu conteúdo de energia. É usual expressar o espectro em termos de níveis de energia (Kearey *et al.* 2002).

Atualmente nos levantamentos aéreos são utilizados seis detectores (dois detectores apontados para cima–*upward looking* e quatro apontados para baixo–*downward looking*) prismáticos de 4”x4”x16” (10 cm x 10 cm x 40 cm) acoplados a tubos fotomultiplicadores e estes por sua vez estão ligados ao pré–amplificador. Quanto maior o volume do conjunto de detectores, maior será a capacidade de resolução da área estudada. Para mapeamentos regionais são utilizados modernos gamaespectrômetros multicanais e o volume do detector pode variar de 16–50 L e o intervalo de amostragem é de 1 amostra por segundo (Carlos 2006).

Os gamaespectrômetros armazenam as medidas dos raios gama nas janelas do ^{40}K em 1460 keV, do ^{214}Bi em 1760 keV e do ^{208}Tl em 2615 keV (Carlos 2006). A janela de contagem total é usada para monitorar os níveis de radioatividade geral. A figura 3.4 apresenta um espectro típico de aerolevanteamento.

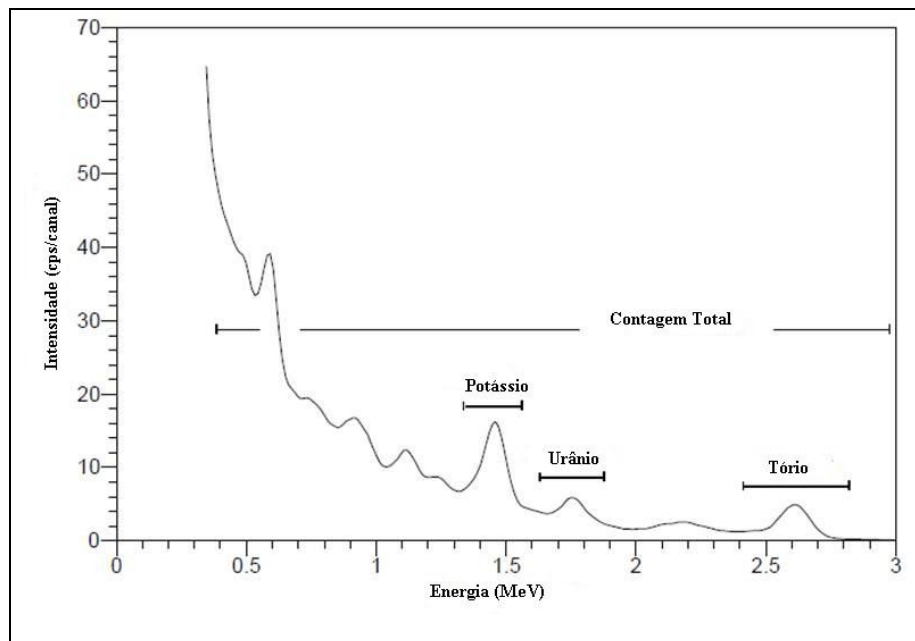


Figura 3.4 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada radioelemento (IAEA 2003).

Segundo Grasty *et al.* (1985), a radioatividade total é obtida por meio da medida de todos os raios gama detectada por uma janela do gamaespectrômetro estabelecida para contagem total, na faixa de 0,5 a 3 MeV. Um processo de calibração permite que a quantidade da radiação, medida em cintilações por segundo (cps), seja expressa em percentagem para o elemento K ou em ppm, para eTh e eU.

3.1.4 Pré – Processamento dos Dados

Os estudos aerogeofísicos são ferramentas que auxiliam e complementam o conhecimento dos diversos litotipos que constituem a crosta da Terra, superfície e subsuperfície, uma vez que esses nem sempre se apresentam em afloramentos. A escolha da técnica mais apropriada para a identificação das anomalias aerogeofísicas e a correlação com as informações geológicas, dependerá do tipo de dado que será avaliado. A teoria e as principais características de cada método foram baseadas nos trabalhos de Luiz & Silva (1995), Minty (1997), Blum (1999), dentre outros.

A aquisição e o pré-processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás–1ª Etapa foram disponibilizados no relatório final do levantamento realizado pela empresa LASA Engenharia e Prospecção S.A. (LASA 2004).

Os dados brutos foram gravados em formato binário pela aeronave, convertidos para ASCII e regravados em formato XYZ. A partir dos dados brutos, foi gerado o banco de dados no Oasis Montaj com informações da intensidade total do campo magnético, valores dos canais gamaespectrométricos, altura, altitude de voo, entre outros.

Dados Magnetométricos

Os valores obtidos pelo levantamento aeromagnetométrico passaram por remoção da variação magnética, tais como correções atribuídas à variação diurna do campo magnético, a erros de paralaxe e a diferenças topográficas e geomagnéticas da área do levantamento. A seguir serão apresentadas as principais correções:

- Variação Diurna: em aerolevantamentos um magnetômetro é deixado fixo em terra, registrado intervalos regulares. É realizada a partir da distribuição da discrepância entre as medidas obtidas nos pontos da intercessão das linhas de voo com as linhas de controle, após serem eliminados os efeitos produzidos por erros nos posicionamentos horizontal e vertical das linhas. O procedimento geral consiste em estimar a variação diurna em cada linha de voo, presumindo que essa variação seja suave e pode ser representado por um polinômio, cujos coeficientes podem ser obtidos por meio da minimização das discrepâncias medidas nos pontos de intercessão das linhas de voo com as linhas de controle (Foster *et al.* 1970; Yarger *et al.* 1978 in Luiz & Silva 1995). Deste modo, as medidas obtidas na estação base localizada em terra são usadas para verificar se a variação diurna do campo é realmente suave e para detectar tempestades magnéticas (Luiz & Silva 1995).

- Correção Geomagnética: remove o efeito de um campo geomagnético de referência dos dados do levantamento usando o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). O IGRF é a representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra ou campo principal. É o campo que se origina pela Terra, excetuando os campos causados por materiais magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos a Terra (Luiz & Silva 1995).

Com intuito de melhorar a qualidade dos produtos, foi realizada uma análise da consistência dos dados, a partir da observação da presença de valores extrapolados ou

anômalos, quando comparados com os demais valores. A estatística do banco de dados foi avaliada e constatada que não havia valores anômalos, o que garantiu a consistência do banco de dados. Depois dessa análise, os dados foram interpolados em malha regular e determinado o tamanho da célula unitária e, posteriormente, micronivelados. A figura 3.5 mostra o fluxograma de atividades realizadas para o processamento dos dados aeromagnetométricos.

O resultado da interpolação depende da escolha do algoritmo que será usado na seleção dos dados em volta do ponto que está sendo estimado. De acordo com Luyendyk (1997), o algoritmo adequado deve manter os valores dos pontos originais ao mesmo tempo em que produz uma superfície contínua e suave. Devido à densidade de amostragem ao longo das linhas de voo ser muito maior do que as linhas de controle, filtros anti-falseamento (*anti-aliasing*) são geralmente aplicados ao longo das linhas de voo para obter um conteúdo comparável de frequência espacial em ambas as direções.

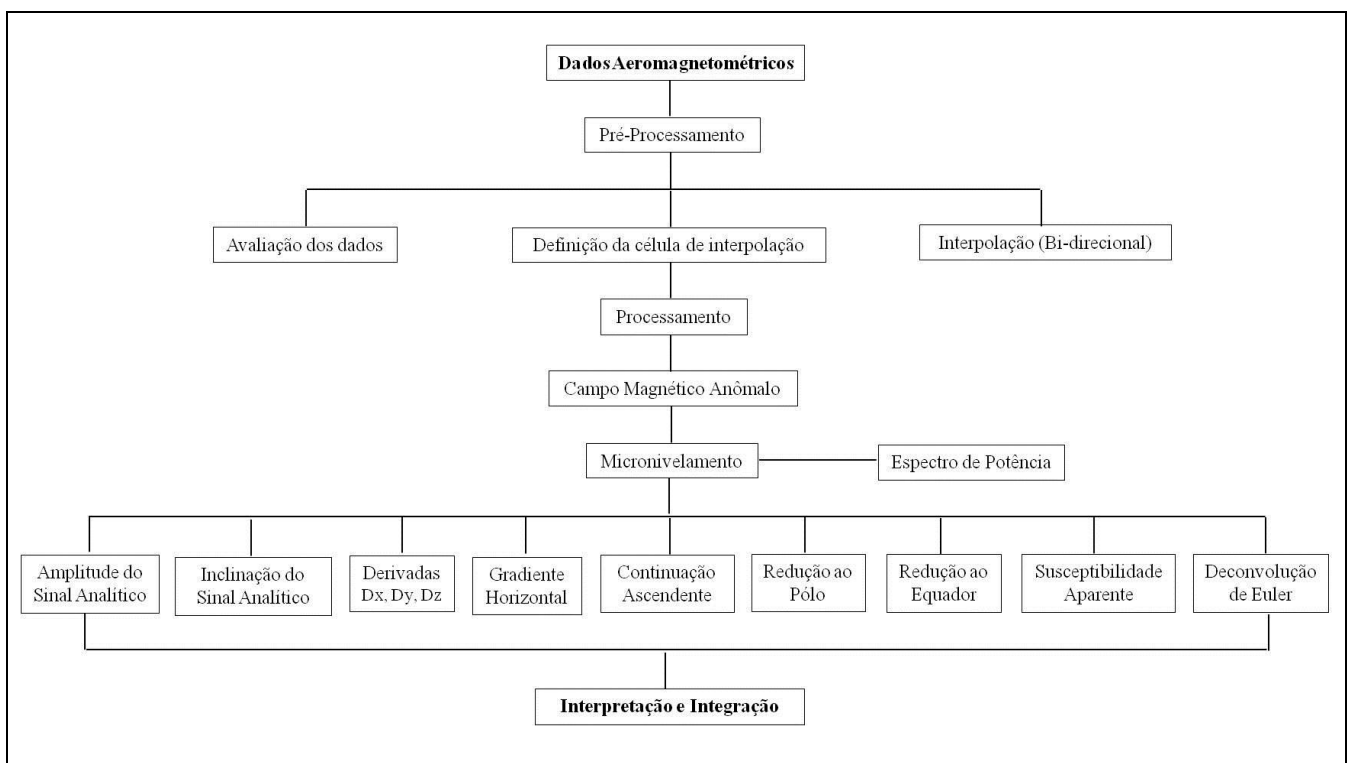


Figura 3.5 – Fluxograma de atividades para obtenção dos produtos aeromagnetométricos.

O algoritmo utilizado foi o bi-direcional, pois é um algoritmo eficiente que explora a correlação linha a linha dos dados, aplicando interpolação com *splines* cúbicos perpendiculares a direção das linhas de voo. Os dados foram interpolados ao longo das

linhas de voo, em um intervalo igual ao espaçamento da célula definido para os dados, e foi aplicado um filtro passa-baixa para remover picos e prevenir o falseamento.

Esses valores foram interpolados transversalmente à direção de voo, com um espaçamento igual ao tamanho da célula. Esse método é indicado para interpolar dados que estejam em linhas aproximadamente paralelas, pois é uma operação rápida para dados distribuídos desta forma e tende a intensificar tendências perpendiculares às direções das linhas de voo (Geosoft 2004). A vantagem apresentada é a possibilidade de processar um número ilimitado de dados e a desvantagem é a impossibilidade de ser utilizado para dados com distribuição aleatória (Geosoft 2004).

A escolha do método de interpolação foi definida a partir da análise do resultado apresentado onde os dados, para um tamanho de célula de 100 m. Para dados aéreos, uma célula deve considerar valores que estejam no intervalo de 1/4 a 1/8 do espaçamento médio entre as linhas de voo (Vasconcelos *et al.* 1990). A geração da grade usou apenas os dados das linhas de voo. As linhas de controle foram retiradas a fim de evitar feições falseadas. Evitando perdas de informação e recupera a totalidade da frequência, com comprimento de onda igual a duas vezes à distância entre sucessivas. Outro problema é o surgimento do falseamento (*aliasing*), em que as anomalias com comprimento de ondas menores do que as resoluções espaciais aparecem superpostas aos sinais medidos.

Dados Gamaespectrométricos

Os dados gamaespectrométricos apresentam respostas dos materiais em superfície, até uma profundidade aproximada de 0,5 m, caracterizando-se como um método que mostra relação direta com a composição dos diferentes litotipos e as concentrações dos radioelementos K, Th e U (IAEA 2003).

Na aerogamaespectrometria, são necessárias algumas correções como: redução da radiação de fundo atmosférico (*background*), correção do efeito *Compton*, correção altimétrica, correção do tempo morto, correção do erro de paralaxe e conversão dos dados corrigidos em concentrações (% e ppm). Além de efeitos ambientais, predomina o Efeito *Compton* atuante no intervalo espectral definido pelos picos de interesse na prospecção geológica (1,46 MeV e 2,62 MeV). Entende-se por Efeito *Compton* a incidência de um fóton de raio gama, sobre um elétron livre, produzindo transferência

e/ou espalhamento de certa quantidade de energia, o que causa interferência em janelas espectrais de baixa energia (IAEA 2003).

Killeen (1979) propôs, para eliminar estas interferências, à utilização do *stripping factor* para a calibragem da constante que é empregada para o cálculo da concentração de radioelementos, por meio da expressão:

Concentração de radioelementos = (constante) x (intensidade de raio gama).

A radiação de *background* é toda e qualquer radiação detectada pelo espectrômetro de raio gama não originada a partir da fonte analisada, no caso a litosfera. Neste caso, considera-se que os dados corrigidos do *background* quando são eliminadas as interferências de raio gama que possam ter sido originadas por outras fontes radioativas (Danrley 1991).

As interações das janelas de energias do K, Th e U, indicam que os *stripping factor* utilizados para remover as interferências são geralmente considerados muito pequenos ou iguais à zero, sendo esses ignorados. Apenas quando a concentração de urânio for muito alta, o *stripping factor* será necessário, assumindo o valor de 0,005 (Killeen 1979).

Com o objetivo de melhorar a qualidade dos dados gamaespectrométricos, foram aplicados os mesmo procedimentos utilizados nos dados aeromagnetométricos. Envolvendo avaliação dos dados e interpolação. A figura 3.6 mostra o fluxograma das atividades realizadas para o processamento dos dados aerogamaespectrométricos.

Nos dados aerogamaespectrométricos foram necessárias algumas correções particulares, observando a presença de valores negativos ou de valores que parecem absurdos.

Os canais K, eTh e eU do banco de dados mostraram alguns valores negativos devido a não efetiva correção atmosférica e/ou calibração dos instrumentos. Para resolver esse problema a correção dos dados foi baseada nas médias de cada radioelemento, que juntamente com a geologia da área, foram analisados e comparados com o trabalho de Dickson & Scott (1997), o qual relata a distribuição dos radioelementos nas rochas australianas. Os dados corrigidos foram obtidos pelos valores do desvio padrão de cada radioelemento, no qual valores originais dos radioelementos foram somados com seus respectivos valores de desvio padrão. No entanto, o Th por apresentar o desvio padrão relativamente alto (8.7), sua soma foi obtida com 1/4 do seu desvio padrão (2.2). Na correção desses dados os valores mínimos de K, eTh e eU

apresentaram-se negativos, o que os invalidou e assim foram transformados em *dummies*.

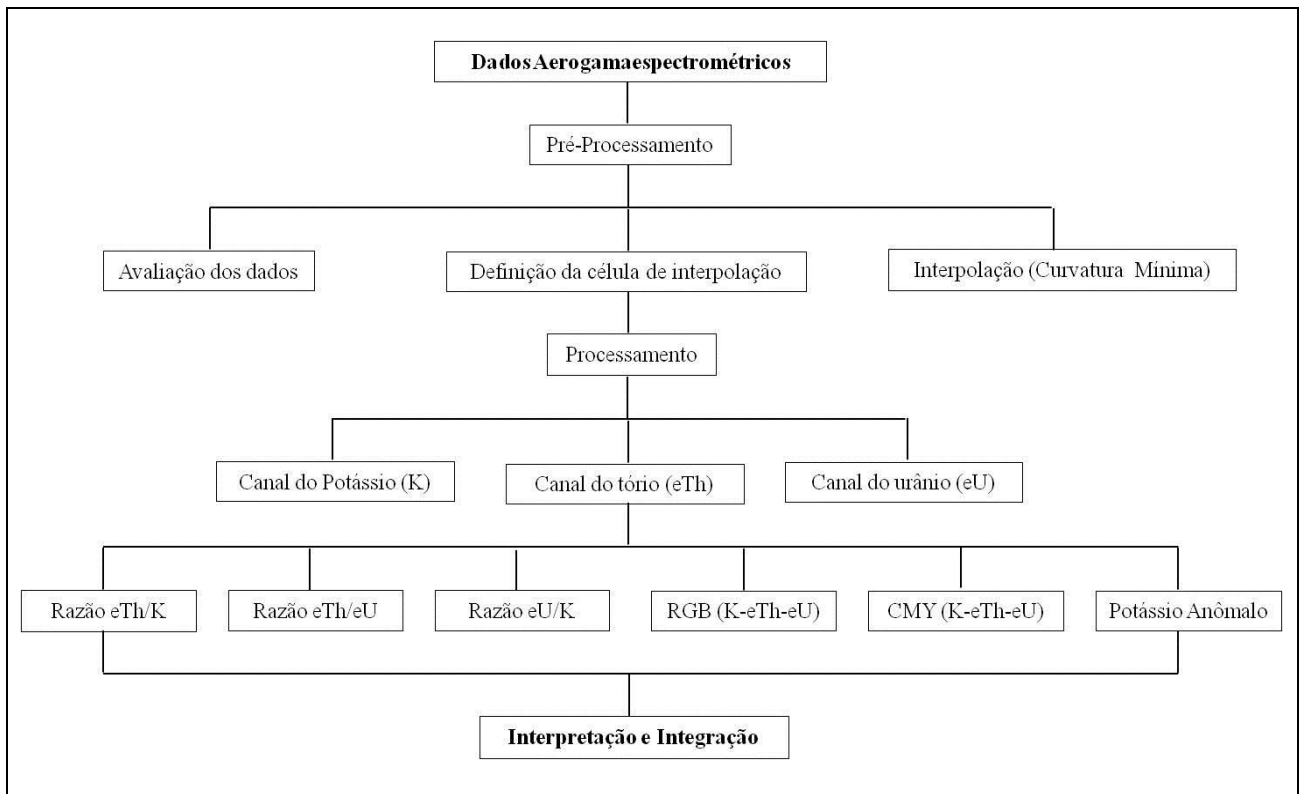


Figura 3.6 – Fluxograma de atividades para obtenção dos produtos aerogamaespectrométricos.

Após a correção dos dados gamaespectrométricos, definiu-se o método de interpolação por curvatura mínima transformando os dados em malha regular. O método de interpolação por curvatura mínima, o mais usado para dados gamaespectrométricos, gera uma superfície análoga a uma placa fina e linearmente elástica deformada, a qual é ajustada aos dados com uma “quantidade mínima de flexão” (Briggs 1974; Swain 1976). A escolha do método de interpolação foi definida por apresentar a melhor representação dos dados para um tamanho de célula de 100 m.

3.1.5 Processamento dos Dados

Para o processamento dos dados foram empregadas diversas etapas, após a geração das imagens-base do campo magnético anômalo (CMA) e dos canais dos três radioelementos (K, eTh e eU), a partir do *software* Oasis Montaj–versão 7.1.1 (Geosoft® 2008). A etapa de integração dos dados foi realizada em ambiente SIG com a aplicação do *software* ArcGis–versão 9.2 (ESRI® 2006). Ambos os *software* possuem

Lorena Malta Feitoza

licenças registradas no Laboratório de Geofísica Aplicada, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB).

Dados Magnetométricos

Os dados magnetométricos apresentam pequenos erros de nivelamento. Green (1983) ressalta que em muitos casos, eles podem possuir magnitudes maiores do que os efeitos das variações diurnas e para corrigir esses desnivelamentos é necessário realizar o micronivelamento. Minty (1991) observou que o nivelamento convencional dos dados magnéticos, usando linhas de voo transversais, está sujeito a erros de diversas origens, sugerindo um método que reduz o efeito desses erros. Com o objetivo de reduzir os erros e melhorar a qualidade do nivelamento aplicou-se então a técnica de micronivelamento proposta por Minty (1991). A técnica consiste na aplicação de filtros simples e diferentes em duas direções ortogonais de uma malha, mais precisamente na direção da linha de voo e perpendicularmente. Para a realização do micronivelamento, utilizou-se a rotina desenvolvida por Blum (1999) *microlevel.gs*, realizada da seguinte maneira: aplica-se um filtro passa-baixa na malha A (original) na direção das linhas de voo e o resultado é guardado na malha B (o comprimento de onda é no mínimo duas vezes a distância das linhas de voo). Em seguida, utilizou-se um filtro passa-alta sobre malha B na direção perpendicular as linhas de voo, guardando o resultado na malha C (o comprimento de onda é no mínimo a distância das linhas de controle). E por fim, a malha C foi subtraída com a malha A, pois a malha C contém erros residuais que devem ser retirados. Após a subtração, obtêm-se a malha final (malha D) com os valores corrigidos.

De acordo com Carvalho (2006), a vantagem da aplicação da técnica de micronivelamento é que o espectro de frequência dos dados não é afetado. Entretanto, nem sempre esta técnica fornece resultados satisfatórios, devido às limitações matemáticas dos filtros e aos erros residuais dentro de um conjunto de dados que apresenta grande variação de valores.

Com a finalidade de realçar e melhorar a visualização das anomalias magnéticas oriundas das rochas alcalinas foram gerados novos produtos a partir do campo magnético anômalo (CMA). Segundo Blum (1999), esses produtos podem ser definidos como uma representação bidimensional da propriedade física ou campo magnético medido em função de sua posição espacial (coordenadas X e Y), sendo essa

Lorena Malta Feitoza

representação feita por valores digitais. Os valores digitais (inteiros ou discretos) são mostrados em níveis de cinza ou cores. Cada nível de cinza ou cor representa uma pequena área limitada pelas dimensões da cela unitária uma malha de distribuição regular. Estas podem ser realçadas com objetivo de melhorar feições, por meio de manipulação de contraste, de filtragem espacial, sombreamento ou mesmo pela sobreposição de um mapa de contorno. Os produtos gerados estão relacionados a seguir:

- Campo Magnético Total (CMT);
- Campo Magnético Anômalo (CMA);
- Amplitude do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo (ASA);
- Inclinação do Sinal Analítico do Campo Magnético Anômalo (ISA);
- Derivadas Horizontais (Dx e Dy) e Derivada Vertical (Dz) do Campo Magnético Anômalo;
- Amplitude do Gradiente Horizontal Total do Campo Magnético Anômalo (AGHT);
- Campo Magnético Anômalo Continuado, 500 m, 1000 m, 2000 m e 4000 m (CNUP);
- Susceptibilidade Aparente do Campo Magnético Anômalo (SUS);
- Deconvolução de Euler (DE).

Os produtos gerados foram produzidos a partir do banco de dados cortado com o polígono da área referente a porção norte da Província Alcalino de Goiás. Posteriormente, foram efetuados novos recortes do banco de dados para análise individual de cada Complexo Alcalino.

Após a geração dos produtos aeromagnetométricos, alguns produtos foram filtrados, filtro *Hanning* 3x3, com objetivo de reduzir os sinais de alta frequência.

Dados Gamaespectrométricos

A partir da avaliação e correções dos dados originais foram gerados produtos para a interpretação aerogamaespectrométrica. Os produtos são os seguintes:

- Imagens dos canais de potássio (K), urânio (eU) e tório (eTh);
- Imagens das razões eTh/K, eTh/eU, eU/K;
- Imagens ternárias compostas RGB (K eTh eU) e CMY (K eTh eU);
- Imagem com enriquecimento de potássio (potássio anômalo);

- Imagens dos canais de K, eU e eTh normalizados;
- Modelo Digital do Terreno (MDT).

Assim como nos produtos aeromagnetométricos, os produtos aerogamaespectrométricos foram gerados a partir do banco de dados da área geral, destacando toda a porção norte da Província Alcalino de Goiás, e posteriormente recortes do banco de dados para análise individual dos Complexos Alcalinos. E para eliminar altas frequências e possíveis ruídos, o filtro *Hanning* 3x3 foi novamente aplicado.

3.2 GEOFÍSICA TERRESTRE

Na geofísica terrestre os trabalhos são realizados *in situ* conduzidos sobre a superfície do terreno ou ao longo de furos de sondagem. Os levantamentos são realizados comumente a pé, sendo os equipamentos de medição (sensores ou receptores) e/ou de produção do campo físico a ser utilizado (transmissores) e de registro dos dados (registradores), com um ou mais operadores (Luiz & Silva 1995).

No item anterior (3.1), Geofísica Aérea, foram abordados conceitos e características dos métodos magnetométricos e gamaespectrométricos, bem como suas principais atividades de rotina para a realização do levantamento, os quais são aplicáveis para os métodos terrestre. A seguir, serão apresentadas as principais características do levantamento magnetométrico e gamaespectrométrico terrestre.

3.2.1 Conceitos Básicos de Magnetometria

Os levantamentos magnéticos terrestres são geralmente realizados em áreas pequenas, sobre um alvo previamente definido. O espaçamento entre as estações é geralmente da ordem de 10 a 100 m, embora espaçamentos menores possam ser empregados onde os gradientes magnéticos forem altos. As leituras não devem ser feitas nas proximidades de objetos metálicos que possam perturbar o campo magnético local, como linhas de trem, carros, estradas, cercas e casas. Por razões similares, os operadores de magnetômetros não devem carregar objetos metálicos (Luiz & Silva 1995).

Durante levantamentos magnéticos terrestres, são medidos principalmente valores absolutos do campo magnético (campo total) ou da sua componente vertical. É comum o uso de dois magnetômetros, um deles permanece em um ponto fixo

denominado de estação base, enquanto o outro é usado no levantamento propriamente dito. O magnetômetro da estação base registra as variações temporais do campo (variação diurna) que serão usadas para corrigir os valores medidos pelo magnetômetro itinerante. Além do registro do campo magnético, à hora de cada medida também é registrada (Luiz & Silva 1995).

Para os magnetômetros com medidas na forma digital, é necessário efetuar de 3 a 5 medidas em cada ponto, a fim de se obter confiabilidade no valor do campo medido. As medidas são confiáveis quando mostram repetibilidade ou discrepância máxima de 2 nT a 3 nT. Valores muito discrepantes podem ser causados por mau funcionamento do equipamento, gradientes magnéticos muito fortes ou por tempestades magnéticas e meteorológicas (Luiz & Silva 1995).

As medidas magnéticas terrestres são muito rápidas, um operador treinado pode realizar as medidas em uma estação em menos do que 10 segundos. Em um dia de trabalho é possível medir cerca de 150 estações espaçadas de 50 m ou 600 estações de 10 m. Entretanto, esse rendimento pode cair à metade em áreas de difícil acesso (Luiz & Silva 1995).

Os dados magnéticos logo após coletados passam, quase sempre, por um processo de tratamento que inclui (Luiz & Silva 1995):

- Correções para eliminar as variações devidas a causas não geológicas, como a variação diurna e o desnível dos pontos de amostragem;
- Filtragem para eliminar efeitos indesejáveis, como os produzidos por heterogeneidades próximas da superfície ou a interferência entre fontes rasas e profundas.

Em relação à correção diurna no levantamento terrestre, dois procedimentos podem ser empregados, dependerá da disponibilidade de um ou dois magnetômetros. Com dois magnetômetros, a correção do valor medido em uma determinada estação é feita somando-se ou subtraindo-se ao mesmo a variação do campo observada no magnetômetro fixo, considerando horário da medida realizada. O valor será somado, se o campo magnético na estação fixa diminui em relação ao primeiro medido naquele dia ou o valor será diminuído, no caso inverso. Quando é utilizado apenas um magnetômetro, uma estação do levantamento é recuperada periodicamente, intervalos de 2 a 3 horas, e a variação nas medidas obtidas nessa estação, serão distribuídas linearmente com o tempo (Luiz & Silva 1995).

3.2.2 Conceitos Básicos de Gamaespectrometria

Os levantamentos gamaespectrométricos terrestre não são comumente empregados quanto os outros métodos geofísicos. A aplicação mais comum da técnica é a perfilagem geofísica de poço (Kearey *et al.* 2002).

Até a década de 1950, não era possível distinguir as diferentes energias das radiações gama (Bristow 1979 *in* Souza 1998). O detector padrão, contador Geiger–Muller indicava somente a contagem total, não discriminando as energias correspondentes ao potássio, ao urânio e ao tório. Com o surgimento do detector de iodeto de sódio (NaI), ativado a tálio (TI), tornou-se possível registrar pulsos de saída, proporcionais a energia da radiação gama detectada. Com adição de circuitos eletrônicos capazes de selecionar e ler os pulsos e acordo com suas amplitudes, foi possível separar os três radioelementos de acordo com suas energias gama (Souza 1998).

Para o levantamento gamaespectrométrico terrestre, foi utilizado o gamaespectrômetro de raios gama, já descrito acima.

A figura 3.7 apresenta as janelas padrões utilizada em gamaespectrometria terrestres (Lovborg & Mose 1987 *in* Carlos 2006). Uma forma de janelamento em que os intervalos entre níveis superior e inferior de energia são fixados fornece uma maneira de discriminar entre diferentes fontes. O espectro de raios gama do ^{40}K , ^{238}U e ^{232}Th fornece uma discriminação da fonte, 1,46; 1,76 e 2,62 MeV (Kearey *et al.* 2002). Este tipo de detector mede diretamente os elementos de interesse (K, eU e eTh) não necessitando de coleta de amostras (Carlos 2006).

3.2.3 Geofísica Terrestre da Área de Estudo

Os levantamentos terrestres são aplicados com intuito de se obter informações que auxiliam e complementam o entendimento dos dados obtidos por levantamentos aéreos, bem como para o conhecimento do comportamento dos corpos alcalinos em superfície e subsuperfície. Nesta pesquisa foram realizadas medidas magnetométrica e gamaespectrométrica terrestre em diversos pontos selecionados nos complexos alcalinos da Fazenda Buriti e Diorama. Esses Complexos foram escolhidos devido à limitação de custeio para o trabalho de campo, as informações petrográficas e geoquímicas do

Complexo da Fazenda Buriti disponibilizada por Cerqueira (1995) e a proximidade físico entre os Complexos (distância de 30 km, aproximadamente).

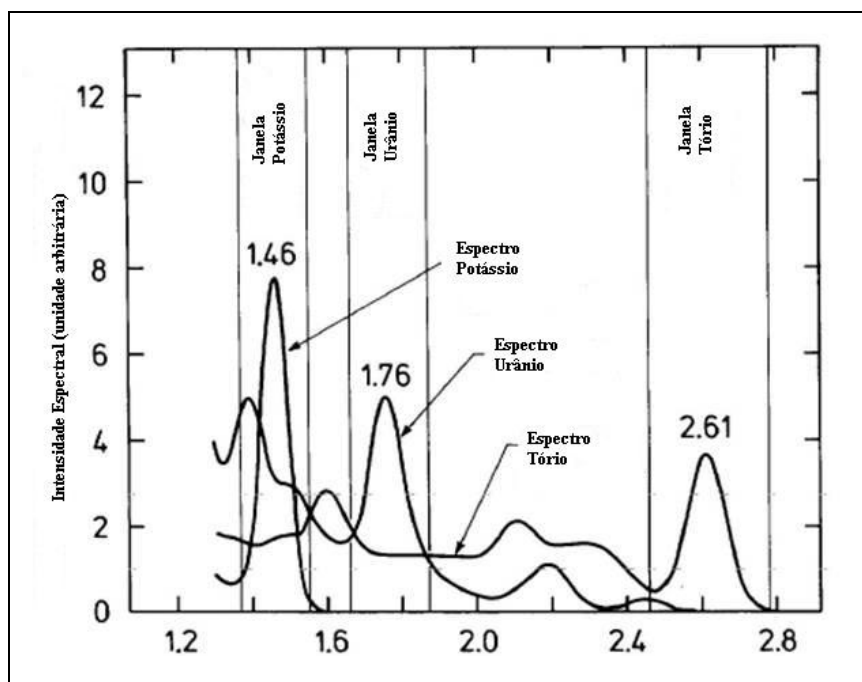


Figura 3.7 – Representação gráfica das janelas de energia utilizadas em espectrometria gama (Lovborg & Mose 1987 in Carlos 2006).

Para maior segurança e confiabilidade dos dados gamaespectrométricos terrestres, foi realizada calibração do gamaespectrômetro portátil GR-320. A calibração é empregada para um ajuste do equipamento, de modo que esse obtenha dados com maior precisão das concentrações dos radioelementos (Carlos 2006). A calibração do gamaespectrômetro foi realizada com emprego de fontes padronizadas, conhecidas, constituídas por blocos de concreto (*pads*) com respostas radiométricas para os radioelementos potássio (^{40}K), tório (^{232}Th) e urânio (^{238}U) e do *background* (Figura 3.8). Os dados medidos referentes à calibração estão em anexo (Anexo I). O equipamento foi calibrado na Empresa LASA Engenharia e Prospecção S.A., localizada no aeroporto de Jacarepaguá, Rio de Janeiro, no dia 20 de julho de 2010.



Figura 3.8 – (a) Calibração do gamaespectrômetro realizada na Empresa LASA Engenharia e Prospecção S.A. (b) Bloco de urânio, (c) tório e (d) *background*.

Origem dos Dados

As medidas de magnetometria e gamaespectrometria terrestre foram obtidas sobre rochas frescas, por meio de medidas em afloramentos, nos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama, resultando em 31 medições magnetométricas e 47 medições gamaespectrométricas, essas medidas de campo foram selecionadas a partir da imagem aerogeofísica do canal do K de acordo com valores de concentrações altos, intermediários e baixos (Figura 3.9). O estudo de geofísica terrestre nestes dois Complexos foi realizado como checagem em campo, posicionado por meio de GPS da marca *Garmin*, modelo *Map Source*, para avaliação dos resultados do levantamento aéreo (Figura 3.10).

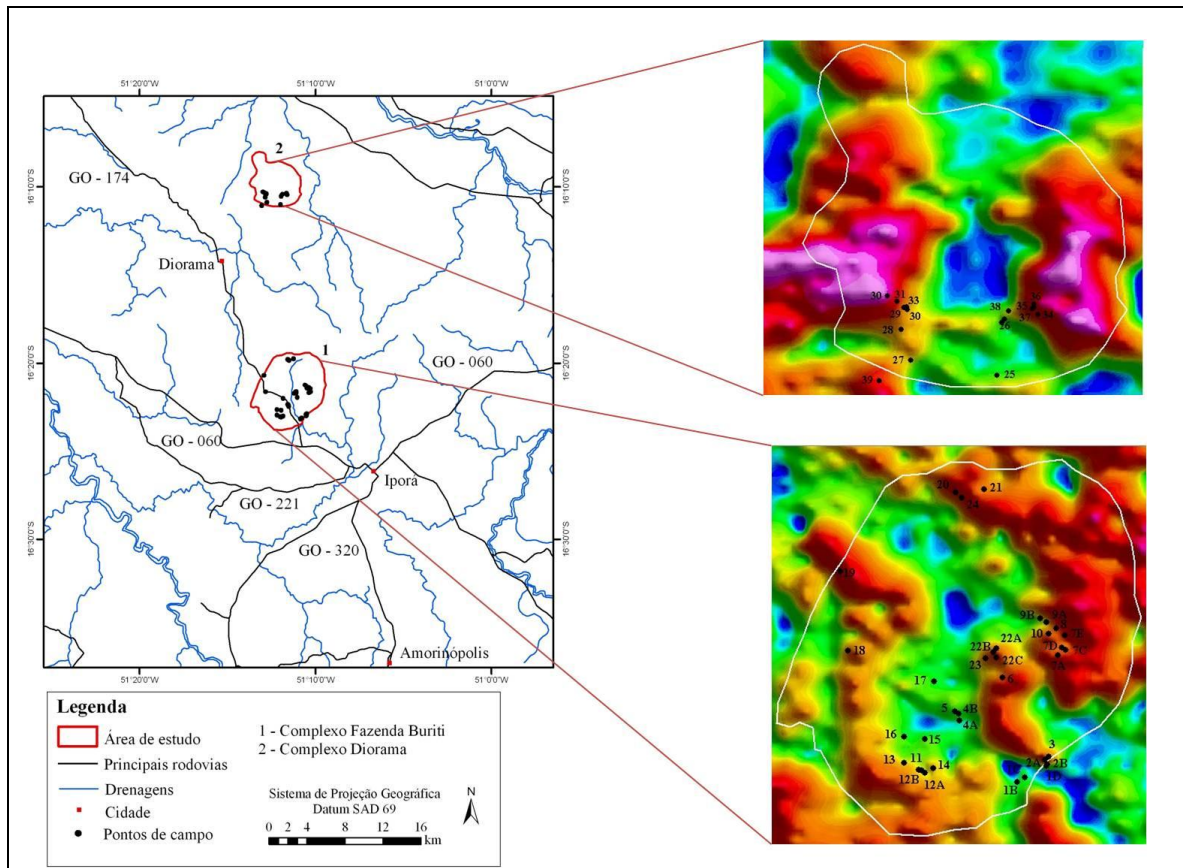


Figura 3.9 – Mapa de localização das áreas dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama com pontos de investigação em campo baseada na imagem aerogamaespectrométrica do canal do K (%).

Para as medidas magnetométricas e gamaespectrométricas terrestres, foram utilizados magnetômetros G-856 (*Geometrics*) e GSM-19 (*GEM Systems*), ambos de precessão de prótons, e gamaespectrômetro portátil GR-320 versão 3.02 (*Exploranium*), de raios gama. O magnetômetro modelo GSM-19 foi disponibilizado pelo Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Geral da Universidade Federal de Mato Grosso (DGG/ICET/UFMT) e os demais equipamentos (magnetômetro modelo G-856 e o gamaespectrômetro portátil GR-320) são do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB).

Os dados terrestres foram obtidos em campo como pontos de checagem. Os levantamentos magnetométricos e gamaespectrométricos seguiram o mesmo trajeto. Entretanto, as leituras magnetométricas não foram feitas próximas de objetos metálicos para que não houvesse perturbações no campo magnético local.



Figura 3.10 – (a, b) Levantamento magnetométrico e (c, d) gamaespectrométrico terrestre.

O magnetômetro da estação base registrou o campo magnético em intervalos regulares de 15 minutos, enquanto o outro mediu o campo em diversos pontos. Ambos sempre registrando a hora da leitura. Para obter confiabilidade no valor dos dados magnetométricos foram realizadas 5 medidas em cada ponto. Entretanto, em alguns pontos as medidas foram feitas em até 10 vezes, pois as mesmas se apresentaram discrepantes.

Nos últimos pontos de checagem em campo, foi utilizada a configuração de gradiômetro, que resulta em duas medidas em um mesmo ponto, porém em alturas diferentes. Para esse levantamento a altura foi equivalente a 96,2 cm.

Ao início de cada levantamento gamaespectrométrico, foram realizadas medidas em pequenas drenagens, corpo d'água, a fim de ter valores de referência para o *background* da área. As medidas feitas nas rochas seguiram um padrão de altura entre o aparelho e as rochas, 42 cm acima da superfície, permanecendo sempre constantes. Esse padrão foi utilizado para minimizar os efeitos de variações locais e distribuição de radioelementos.

De acordo com Lovborg & Mose (1987), o tempo necessário para uma medida depende da radioatividade da fonte e da precisão da medição. Os autores obtiveram

Lorena Malta Feitoza

equações fornecendo o tempo de contagem para estimativas de K, Th e U em um detector GR-320, de 350 cm³ de NaI (Tl), com 10 % de erro para várias razões de K, Th e U nas rochas. Sugerindo assim, 2 minutos para rochas radioatividade elevada e 6 minutos para radioatividade baixa. Com isso, o tempo para cada medida do levantamento gamaespectrométrico foi definido em 5 minutos.

3.2.4 Processamento dos Dados

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram transferidos e armazenados em disco rígido, de onde foi possível extrair as informações necessárias para o estudo. Os dados foram corrigidos para eliminar as variações diurnas com utilização do *software* MagLoc. Todavia, os dados magnetométricos foram detalhadamente investigados, pois em alguns pontos de campo, o equipamento mediu valores absurdos ou até mesmo valores iguais a zero. Esses valores foram descartados para melhor confiabilidade dos dados e nos indicarão possíveis anomalias magnéticas oriundas de rochas básicas, gabros.

A unidade de medida utilizada para os dados gamaespectrométricos terrestre foi em porcentagem (%) para o canal do potássio, e partes por milhão (ppm) para os canais do urânio e tório, registrado nas janelas de energia para K, eU e eTh com o tempo de contagem em 5 minutos.

3.3 GEOFÍSICA DE LABORATÓRIO

Além das medidas gamaespectrométricas e magnetométricas terrestres foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética em todas as rochas amostradas em campo, com intuito de auxiliar a interpretação dos dados magnéticos. Isto porque a magnetização das rochas possui sempre uma componente induzida, que depende da susceptibilidade magnética e é paralela ao campo magnético atual, podendo ainda apresentar uma componente remanescente relacionada à sua história geológica.

3.3.1. Susceptibilidade Magnética

A susceptibilidade é determinada na presença de um campo externo. É a medida de quanto um material é susceptível de vir a ser magnetizado. Quando um material

qualquer é submetido ao efeito de um campo (H), ele adquire uma intensidade de magnetização ou imantação (M), proporcional ao campo (Jácomo 2010):

$$M = kH$$

Onde:

k = susceptibilidade magnética do material.

A susceptibilidade não tem unidade, existe um valor numérico compatível com o Sistema Internacional de Unidades (S.I.). Esse valor pode ser constante para determinados tipos de material, mas pode traduzir a forma como a magnetização responde a um corpo aplicado em outros tipos. Em alguns materiais, a susceptibilidade é positiva e em outros é negativa. O sinal positivo ou negativo reflete o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo (Jácomo 2010).

A susceptibilidade magnética da rocha depende da quantidade do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes. As rochas sedimentares são as que apresentam os menores valores de susceptibilidade magnética, com valores geralmente inferiores a 50×10^{-6} no sistema cgs. Nas rochas vulcânicas, a susceptibilidade magnética varia entre 100×10^{-6} e 10000×10^{-6} , no sistema cgs, enquanto as plutônicas apresentam variação de 100×10^{-6} a 5000×10^{-6} a 5000×10^{-6} (Nagata 1961). As rochas metamórficas apresentam valores dentro da faixa de 10×10^{-6} a 500×10^{-6} , no sistema cgs. As rochas máficas são as que apresentam maiores valores de susceptibilidade magnética, pois a quantidade de ferro é maior. Em rochas ígneas félsicas a susceptibilidade é 2500×10^{-6} no sistema cgs, enquanto nas ígneas máficas o valor é 5000×10^{-6} (Wright 1981).

De acordo com Wright (1981), a susceptibilidade magnética de uma rocha pode ser estimada em função do volume de magnetita onde 1 % de magnetita é responsável por uma susceptibilidade magnética de 3000×10^{-6} , no sistema cgs. A tabela 3.5 mostra valores de susceptibilidade magnética de diversas rochas e minerais.

Tabela 3.5 – Susceptibilidade de rochas (Telford et al. 1976).

<i>Rochas</i>	<i>Varição x106 emu</i>	<i>Média x106 emu</i>
<i>Sedimentares</i>		
Dolomita	0 - 75	10
Calcário	2 - 280	25
Arenito	0 - 1660	30
Folhelho	5 - 1480	50
<i>Metamórficas</i>		
Anfibolito		60
Xisto	25 - 240	120
Filito		130
Gnaisse	10 - 2000	
Quartzito		350
Ardósia	0 - 3000	500
<i>Ígneas</i>		
Granito	0 - 4000	200
Riolito	20 - 3000	
Dolerito	100 - 3000	1400
Diabásio	80 - 13000	4500
Gabro	80 - 7200	6000
Basalto	20 - 14500	6000
Diorito	50 - 10000	7000
Piroxenito		10500
Peridotito	7600 - 15600	13000
Andesito		13500

Instrumento para Mediação de Susceptibilidade Magnética

O instrumento utilizado para medir a susceptibilidade magnética das rochas e minerais é denominado susceptímetro, empregando quase sempre um sistema indutivo (Luiz & Silva 1995).

O sensor desses instrumentos é composto por um núcleo, em forma de U, de material de elevada permeabilidade magnética, enrolado por uma bobina. Passando uma corrente alternada pela bobina, desenvolve-se o fluxo de um campo magnético oscilante através do sistema sensor-amostra. Quando a amostra de rocha contendo minerais magnéticos é trazida para as proximidades do sensor, há uma diminuição no valor da relutância magnética (equivalente magnético da resistência dos circuitos elétricos) no sistema sensor-amostra, pois a presença da amostra facilita o fluxo magnético. A diminuição da relutância provoca um aumento da indutância do sistema que pode ser detectada e medida como uma variação de voltagem, em uma escala numérica do instrumento (Luiz & Silva 1995).

Os valores numéricos fornecidos pelo instrumento devem ser posteriormente transformados em valores de susceptibilidade, por meio de uma curva padrão construída pelo fabricante do equipamento, a partir de medidas em amostras de susceptibilidade conhecida. A frequência de oscilação no sistema indutor deve ser pequena (inferior a 5000 Hz), a fim de que os efeitos gerados pela condutividade elétrica da amostra sejam minimizados (Luiz & Silva 1995).

3.3.2 Aquisição dos Dados de Susceptibilidade

A técnica empregada para medição de susceptibilidade magnética é rápida e pode ser realizada no campo, em afloramentos e em laboratório, em amostras de afloramentos e testemunhos de sondagem. Para esta pesquisa, foram medidas amostras dos litotipos dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama. As medições foram realizadas em ambiente aberto (UnB) para que não houvesse contaminação nos valores de susceptibilidade (Figura 3.11).



Figura 3.11 – Medidas de susceptibilidade magnética realizadas em amostras de afloramento do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e do Complexo Alcalino Diorama. O aparelho utilizado foi o *Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S+Multi Parameter Probe*, desenvolvida pela *GDD Instrumentations Inc.*

Origem dos Dados

Concentrações significativas de minerais magnéticos ocorrem nos complexos alcalinos, em alguns casos contendo grandes quantidades de magnetita.

Os dados de susceptibilidade magnética foram obtidos sobre amostras e medidas em laboratório. O aparelho utilizado foi o *Hand-Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S+Multi Parameter Probe*, desenvolvida pela *GDD Instrumentations Inc.*, do Laboratório de Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (LGA/IG/UnB) (Figura 3.12).

Antes de começar das medições de susceptibilidade, o equipamento permaneceu ligado por 1 hora para calibração, como descrito em seu manual. Foram definidas nomenclaturas para cada medição e salvas em arquivos digitais. As medidas foram realizadas em todas as amostras coletadas no campo, equivalente ao número de 32 amostras. Foram feitas três leituras para cada amostra sempre em contato direto com o aparelho. O sensor foi reinicializado automaticamente a cada 60 segundos e exposto ao ar por cerca de 3 segundos, a fim de diminuir o *drift*. Esse procedimento é importante para reduzir erros causados por variações no tempo ou outra causa externa.



Figura 3.12 – Aparelho para medição de susceptibilidade magnética, *Hand–Held Conductivity & Magnetic Susceptibility Meter DDD MPP-EM2S+Multi Parameter Probe*.

3.3.3 Processamento

Os dados medidos em laboratório foram transferidos para um computador por meio de um cabo USB, utilizando o *software* MPP_PC extraíndo informações do MPP_EMS2 diretamente do computador.

3.4 CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS AÉREOS

A interpretação é uma das etapas principais no estudo de produtos derivados de um banco de dados aerogeofísico, pois é quando o dado é transformado em informação e passa a se apresentar com conteúdo significativo para a análise e solução de determinada questão.

As interpretações podem ser qualitativas ou quantitativas. O método qualitativo inicia-se com a análise dos sinais em mapa ou imagem, com definição de domínios ou áreas (textura, truncamento de feições e anomalias isoladas) e quando são estimadas, no caso dos estudos aeromagnetométricos, as profundidades de fontes magnéticas pela aplicação de fórmulas práticas. Em seguida, é analisado o espectro de potência, para separação e caracterização das fontes dos sinais e, finalmente, a separação do dado regional/residual (processo que pode ser considerado quantitativo). Depois, essa informação é comparada com curvas e mapas padrão (que pode ser tanto qualitativa

quanto quantitativa). A interpretação quantitativa é realizada automaticamente ou a partir de inversões e modelagens. As interpretações automáticas abrangem deconvoluções (Werner e Euler), sinais analíticos, filtragens passa–alta e passa–baixa, continuações, derivadas, entre outros. E por fim, as interpretações obtidas a partir de inversões e modelagens apresentam características do material/meio pela estimativa da propriedade física (susceptibilidade e densidade aparentes) e a estimativa da geometria dos corpos causadores de anomalias isoladas (Blum 1999).

3.4.1. Dados Magnetométricos

Diversas técnicas de processamento foram aplicadas aos dados aeromagnetométricos com objetivo de realçar estruturas dos corpos, em forma circular, caracterizando as intrusões dos Complexos Alcalinos (Figura 3.13) e permitindo a discriminação das assinaturas magnéticas para melhor interpretação. Desta forma, foram gerados diversos mapas e imagens a partir dos dados originais.

O espectro de potência do campo magnético anômalo mostra a variação da potência do sinal de acordo com o número de onda (ou frequência espacial). Para a área em estudo o número de onda limite é o de *Nyquist*, a partir da qual a potência refere-se a ruídos aleatórios (Costa 2005).

Esse método foi desenvolvido por Bhattacharyya (1966) e modificado por Spector & Grant (1970), determinando a profundidade do topo da fonte magnética a partir da declinação da curva do espectro da potência radial médio da anomalia. A distribuição das frequências é registrada por segmentos da reta cujas inclinações estão relacionadas à profundidade dessas fontes.

A fim de estabelecer a profundidade das fontes magnéticas e o comportamento das rochas em subsuperfície, fez-se necessário analisar o comportamento entre a frequência e a profundidade das fontes, por meio do espectro de potência. O espectro de potência de toda a área de estudo é apresentado na Figura 3.14a, b.

Foram individualizados três intervalos distintos da esquerda para a direita. O primeiro intervalo corresponde às fontes profundas com média de 3,8 km. O segundo intervalo representa fontes intermediárias com profundidade média de 2,8 km. O terceiro corresponde às fontes rasas com profundidade média de 1,2 km (Figura 3.14b).

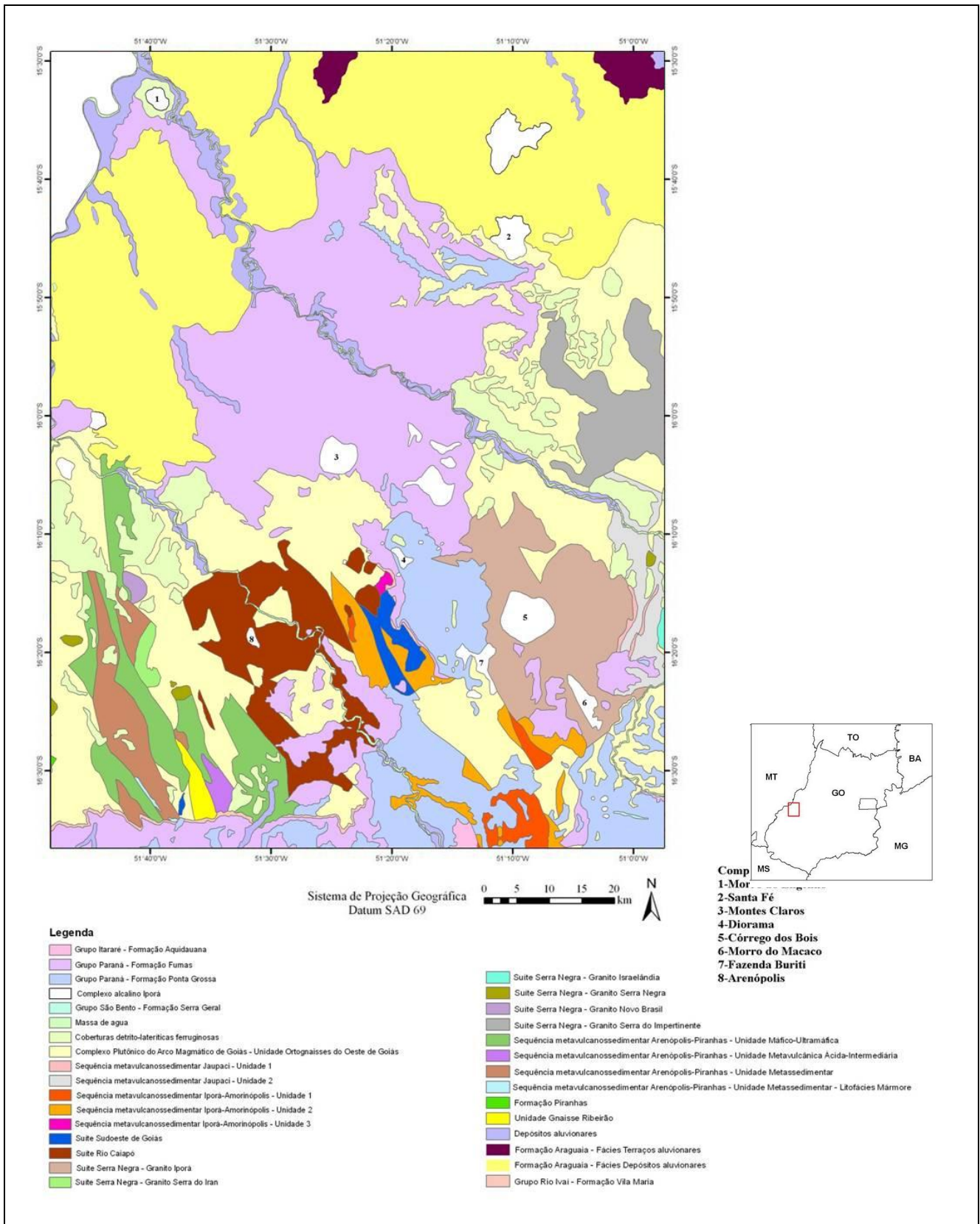


Figura 3.13 – Mapa geológico da porção norte da PAGO empregado para comparação dos dados aerogeofísicos referente as rochas alcalinas (CPRM 2008).

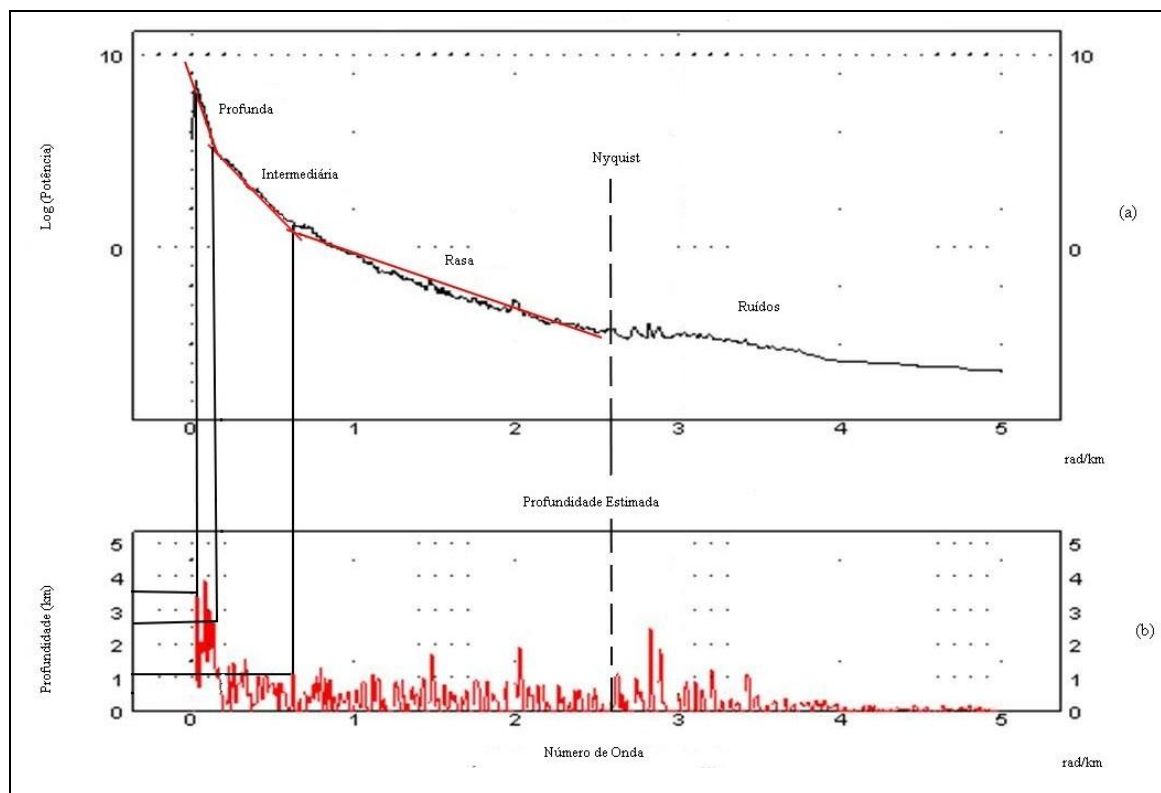


Figura 3.14 – (a) Espectro de potência do campo magnético anômalo, com suas respectivas (b) profundidades estimadas da área de estudo.

Campo Magnético Anômalo (CMA)

A imagem do campo magnético anômalo apresenta anomalias sempre como duas respostas, um alto e um baixo. Esse caráter dipolar pode dificultar em parte a interpretação, mas auxilia na identificação das feições anômalas dipolares e na estruturação geral da área. A imagem do campo magnético anômalo (Figura 3.15a) apresenta nove anomalias circulares dipolares típicas com diâmetros na faixa de 7 km a 25 km. Sete dessas definem principalmente um lineamento magnético com direção NW–SE e, subordinadamente, caracterizam um lineamento com direção NE–SW. Este produto foi fundamental na pesquisa, pois a partir de sua análise, foi possível associar as feições anômalas dipolares como intrusões alcalinas que constituem a área de estudo.

Derivadas Horizontal (Dx e Dy) e Vertical (Dz)

As derivadas horizontais são usadas no intuito de realçar os gradientes horizontais e, por conseguinte, as possíveis fontes das anomalias representadas. São

aplicadas para criar imagens sombreadas e em alguns algoritmos como o sinal analítico (Geosoft 1994; Blum 1999).

A derivada vertical amplifica a informação de comprimentos de ondas curtos em detrimento dos comprimentos longos. Em geral, a primeira ou a segunda derivada acentuam os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos. Pode ser aplicado como um filtro passa-baixa para remover o ruído de número de onda grande (Geosoft 1994; Blum 1999).

A figura 3.15d mostra a área da porção norte da Província Alcalina de Goiás com o realce das altas frequências resultando em informações dos contatos, descontinuidades e lineamentos magnéticos, esses nas direções NW–SE e NE–SW, principalmente. Também, são observadas as nove anomalias magnéticas que dominam a área de estudo a partir do comportamento das fontes em profundidades mais rasas.

Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

A amplitude do sinal analítico apresenta a assinatura das fontes magnéticas, com realce das feições anômalas dos corpos, e permite demarcar mais precisamente a posição horizontal das fontes do campo magnético. O produto resulta da derivada de três gradientes ortogonais do campo magnético (Roest *et al.* 1992). Além de posicionar as fontes em sua máxima amplitude, pode melhor representar os contatos entre as feições anômalas e o meio magnético circundante (Figura 3.16a). O produto ASA transforma os dados anômalos em uma anomalia monopolar, tornando possível identificar os valores correspondentes à magnitude das fontes do campo magnético. Na área de estudo as nove principais anomalias apresentam formas circulares e elípticas, com tamanhos variados, diâmetros variam de 5 km a 12 km. As feições anômalas mostram valores de amplitude do campo magnético de 0,24 a 0,31 nT/m, nas bordas, e 0,45 a 0,88 nT/m, no centro (Figura 3.16a).

Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT)

A imagem da amplitude do gradiente horizontal total revela os picos, em uma análise pontual, que estão acima dos limites das fontes causadoras de anomalias, o que torna a visualização mais abrangente. Indica mudanças laterais abruptas, distinguindo

mudanças dos litotipos e estruturas presentes na área (Blum 1999). É gerada a partir das derivadas x e y:

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]}$$

Onde:

∂x = derivada na direção x

∂y = derivada na direção y

G = campo magnético medido

As assinaturas das fontes magnéticas apresentadas pela imagem AGHT (Figura 3.16b) é muito semelhante aquelas mostradas pelo produto ASA (Figura 3.16a), com destaque para o comportamento magnético das nove anomalias em formas circulares e elípticas que dominam a área de estudo.

Inclinação do Sinal Analítico (ISA)

A inclinação do sinal analítico marca o comportamento espacial do vetor do sinal analítico no plano vertical que contém a resultante de sua componente horizontal (Blakely 1996). É uma estimativa do mergulho da fonte causadora e conseqüentemente o contraste localizado de diferentes susceptibilidades (Blum 1999). O ângulo formado entre os cocientes resultantes da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal. As imagens ISA mostram as feições lineares da fábrica ou relevo magnético, possibilitando melhor identificação dessas. A imagem do ISA apresenta feições lineares que estão em três principais direções (E–W, NW–SE e NE–SW) que definem os lineamentos magnéticos presentes na área. São observadas nove feições circulares e elípticas que ocorrem balizando os lineamentos magnéticos (Figura 3.16c).

Na região central predomina o sistema orientado E–W e NW–SE, cortando outros com direção NE–SW. Na porção sul, predomina o sistema com direção NE–SW e secundariamente, NW–SE. São destacadas feições circulares orientadas na direção preferencial NW–SE. Estão presentes dois tipos de relevo magnético na área, onde o de textura movimentada predomina e, o de textura lisa ocorre localizadamente envolvendo as feições circulares (Figura 3.16c, d).

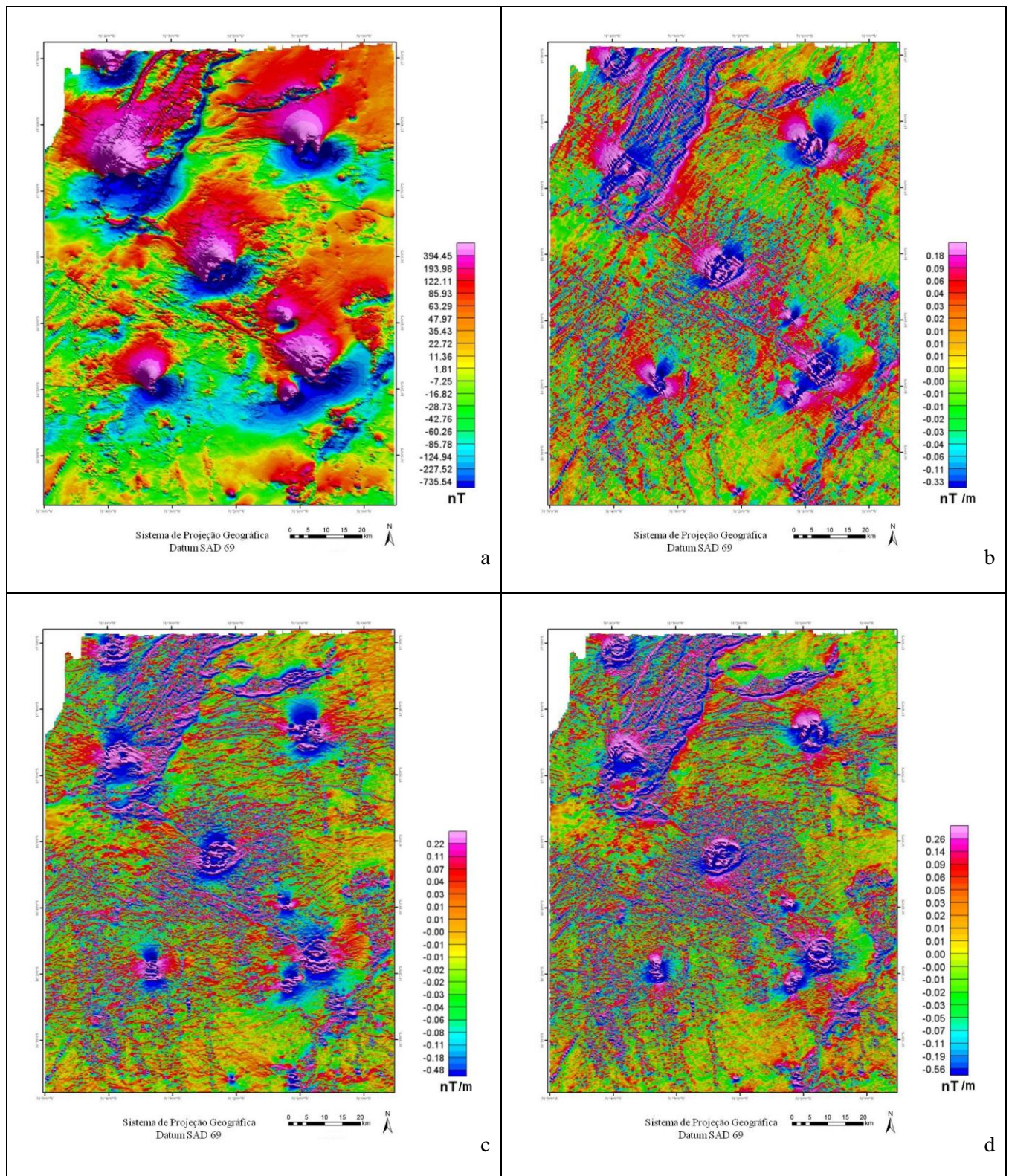


Figura 3.15 – (a) Imagem do Campo Magnético Anômalo–CMA. Imagens das Derivadas: (b) Componente Dx, (c) Componente Dy e (d) Componente Dz.

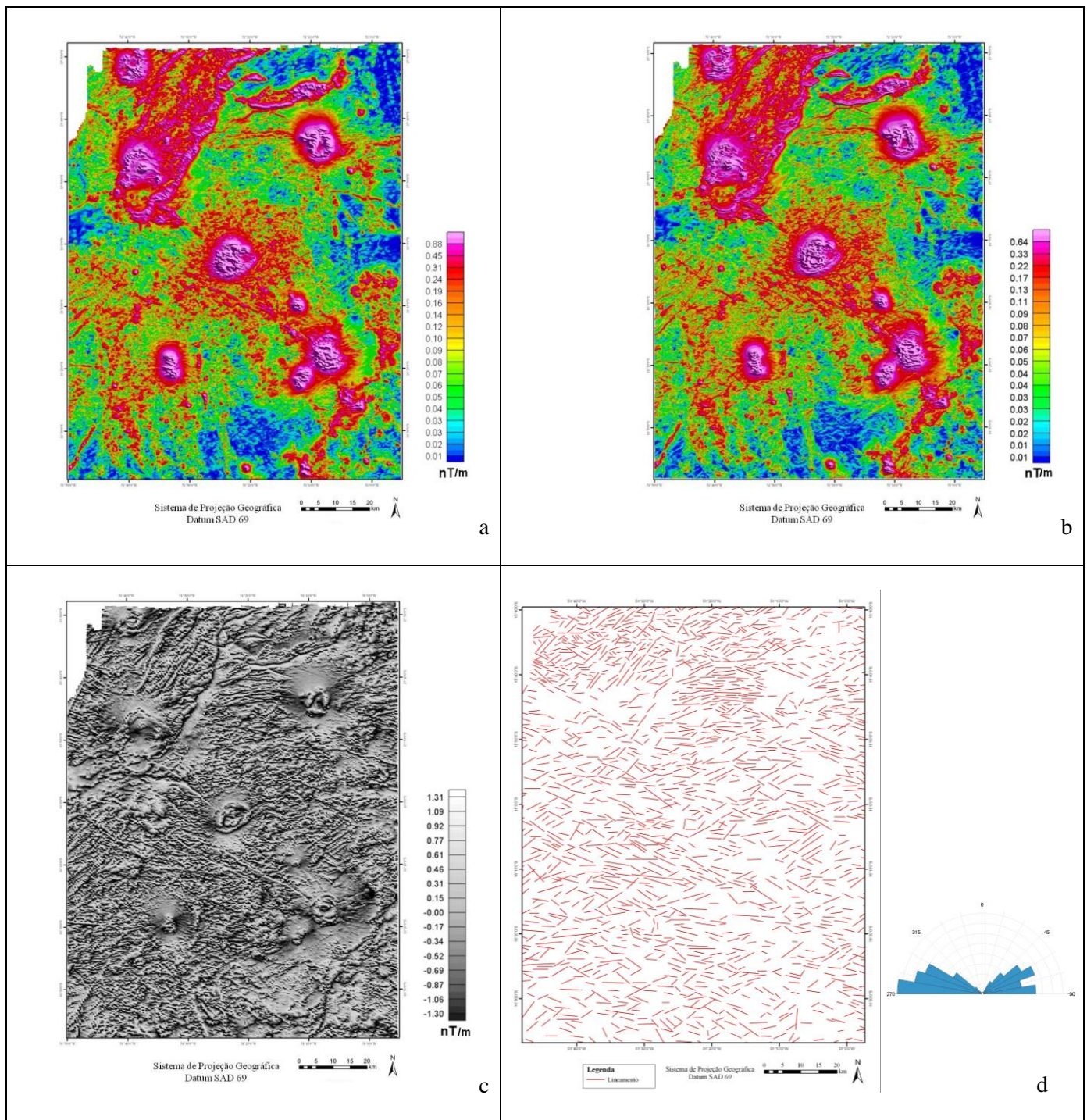


Figura 3.16 – (a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico–ASA. (b) Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total–AGHT. (c) Imagem da Inclinação do Sinal Analítico–ISA. (d) Lineamentos extraídos da imagem ISA.

Continuação Ascendente (CNUP)

O estudo do comportamento do campo magnético oriundo de fontes profundas apresenta resultados mais eficientes com base nas análises de produtos como os que removem ou minimizam os efeitos provocados por ruídos ou fontes magnéticas rasas. A continuação ascendente é considerada um filtro de limpeza por agir como um passa-baixa. Por causa disso, é usado para remover ou minimizar os efeitos de fontes rasas e ruídos (Geosoft 1994).

Nestas imagens são verificadas diminuições graduais das intensidades do campo magnético em relação ao CMA e as assinaturas magnéticas destacadas são geradas por comprimentos de onda maiores. Essas diminuições graduais ocorrem devido à perda das frequências espaciais mais elevadas, diminuindo a energia total do espectro.

Para os produtos CNUP, foram determinadas as profundidades de investigação com relação às fontes magnéticas, tendo como base as informações de profundidades obtidas a partir do espectro de potência (Figura 3.13). Foram geradas imagens a partir de 500 m, 1000 m, 2000 m e 4000 m de distância da superfície. Com isto foi possível analisar o comportamento das fontes magnéticas em diferentes profundidades. Essas imagens mostram dipolos caracterizados por assinaturas que variam de intensidades altas (366 nT a 226 nT) a baixas do campo magnético (-628 nT a -219 nT).

As nove anomalias apresentam importantes assinaturas magnéticas, caracterizando alta intensidade magnética da fonte do campo nas diferentes profundidades (Figura 3.17) e alinhadas principalmente na direção NW-SE. Na região sudeste, na imagem de 2000 m e 4000 m de distância da superfície (Figura 3.17c, d) as assinaturas do campo magnético apresentam respostas com intensidades mais baixas, devido ao distanciamento das fontes magnéticas. Isto indica que as principais anomalias presentes na porção norte da Província Alcalina de Goiás possuem fontes magnéticas mais profundas, caracterizando um relevo magnético mais movimentado devido às altas frequências.

Susceptibilidade Aparente (SUS)

É um filtro composto que reduz ao pólo, faz a continuação descendente até a fonte, corrige o efeito geométrico de um modelo prismático vertical com seção quadrada e divide pelo campo magnético total para resultar na susceptibilidade (Blum

1999). O filtro necessita a remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), ou seja, que se trate de um campo anômalo, que não haja magnetização remanescente ou que ela seja conhecida e supõe que toda a resposta magnética seja gerada por um conjunto de prismas verticais de seção quadrada e profundidade infinita (Geosoft 1994). Na imagem da susceptibilidade magnética (Figura 3.18a) são ressaltadas as assinaturas de mais alta frequência, o que possibilita uma melhor discriminação das anomalias magnéticas.

Deconvolução de Euler (DE)

É uma técnica utilizada para a interpretação quantitativa em três dimensões de um conjunto de anomalias, pois relaciona as derivadas horizontal e vertical com a posição da fonte causadora da anomalia, posicionando-a nas dimensões x, y e z em coordenadas definidas. É um procedimento que integra a localização das fontes magnéticas por meio da relação de homogeneidade de Euler para campos potenciais (Blakely 1996).

Equação de Euler:

$$(x - x_0) \partial T / \partial x + (y - y_0) \partial T / \partial y + (z - z_0) \partial T / \partial z = N(B - T)$$

Onde:

T = campo regional
B = campo observado
N = índice estrutural

O cálculo das dimensões (x, y e z) das fontes é realizado para diferentes grupos de índices estruturais, que representam a homogeneização das equações de Euler. Os índices estruturais adicionados do posicionamento (x, y e z) das fontes permitem caracterizar estruturas magnéticas com feições geológicas correlacionadas (contatos, falhas, diques, soleiras, *pipes* e batólitos) (Chiarini 2007). O índice estrutural 0 (zero) está associado às estruturas planares, o índice estrutural 1 às lineares, o índice estrutural 2 aos corpos bidimensionais e o índice estrutural 3 aos corpos tridimensionais (Geosoft 2004). Para um resultado apropriado é necessário realizar a permutação dos parâmetros interativos do *software* até que se atinja uma imagem com resposta coerente com os dados magnéticos.

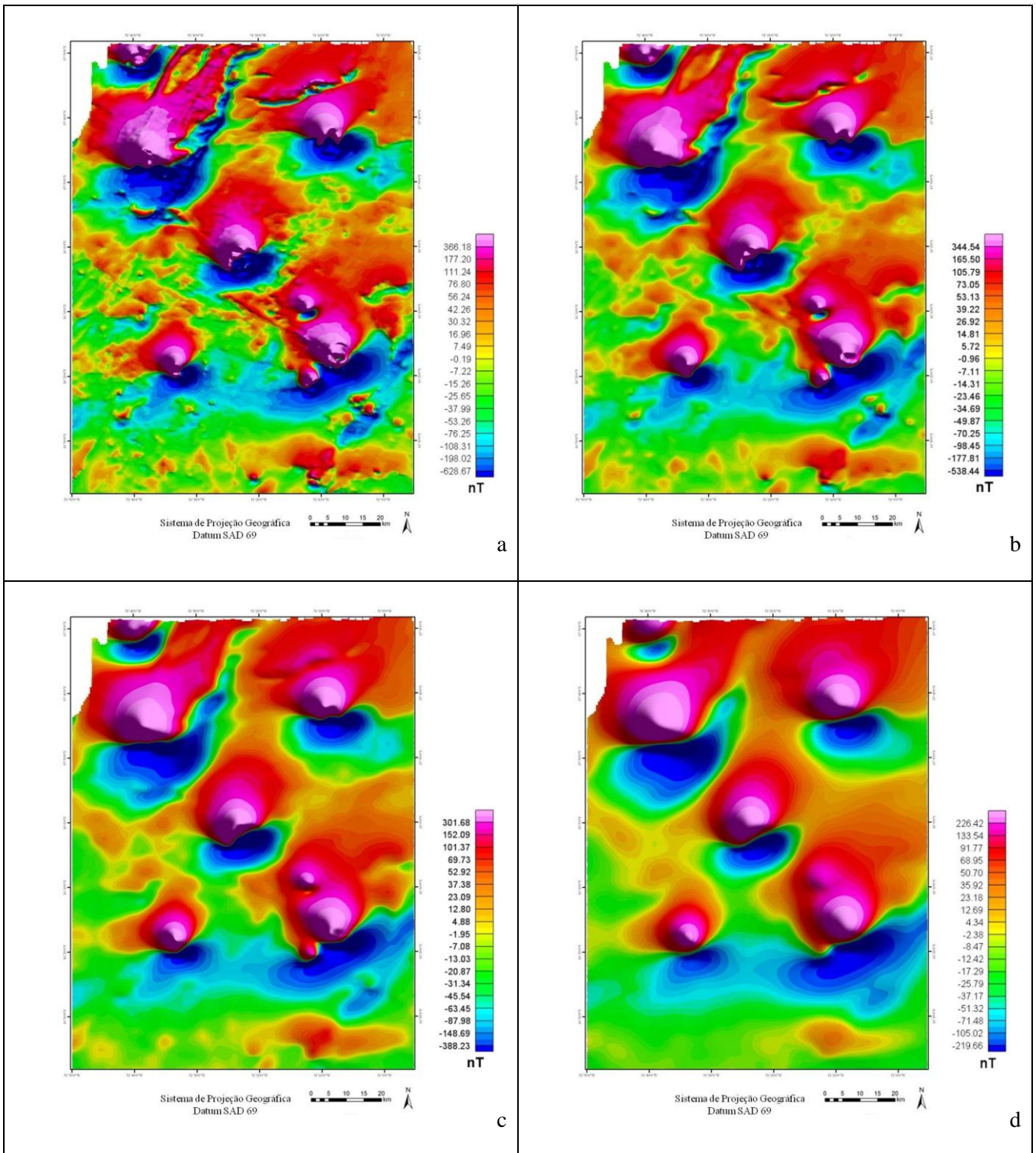


Figura 3.17 – Imagens da Continuação Ascendente do Campo Magnético Anômalo (CNUP) a partir de (a) 500 m, (b) 1000 m, (c) 2000 m e (d) 4000 m de distância da superfície.

Para a área de estudo, o índice estrutural mais adequado para a deconvolução de Euler é o 2, baseado na forma circular das intrusões alcalinas. O tamanho da janela de cálculo (j) foi de 7 vezes o tamanho da célula quadrática ($l=100$ m) e a tolerância (t) foi

5 %. Após várias tentativas com outros índices, foram definidos os índices acima citados como aqueles que apresentaram resultados mais expressivos com a caracterização das profundidades das fontes magnéticas, de acordo com as fontes locais (Figura 3.18b).

A imagem da deconvolução de Euler (Figura 3.18b) mostra a geometria e profundidade das fontes magnéticas relacionadas às nove anomalias magnéticas referentes às intrusões alcalinas da área de estudo. A geometria é definida por feições com forma circular e as profundidades variam de 950 a 290 m, predominando nas bordas as profundidades mais rasas (magenta, 800 m) e no centro as maiores profundidades (azul, 300 m). As anomalias apresentam alinhamento principal na direção NW–SE e, subordinadamente, NE–SW.

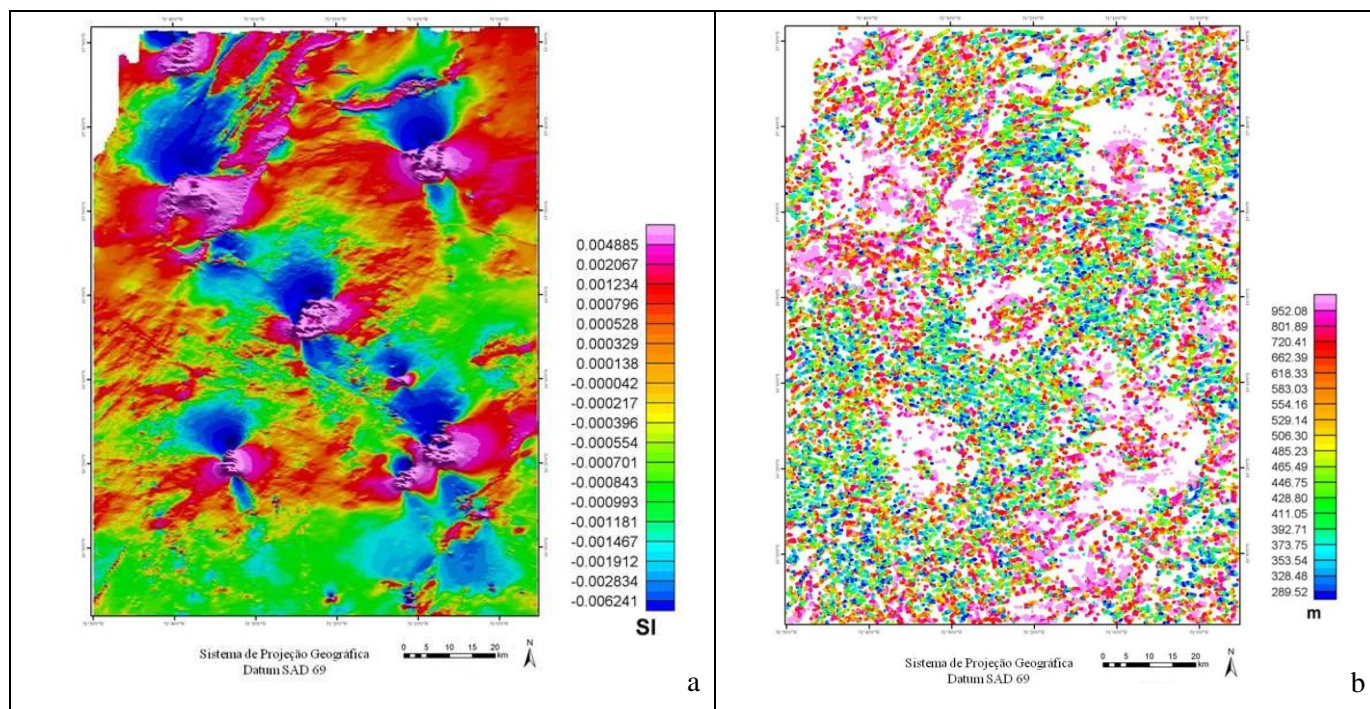


Figura 3.18 – (a) Imagem da Susceptibilidade Aparente–SUS. (b) Imagem deconvolução de Euler com índice estrutural = 2, tamanho da janela de = 7 x e tolerância de 5 %.

3.4.2 Dados Gamaespectrométricos

As variações relativas nas concentrações dos radioelementos na crosta é o cerne da interpretação de imagens aerogamaespectrométricas. As concentrações dos radioelementos permite uma maior seletividade na interpretação, bem como também, a compreensão do conceito de desequilíbrio que ocorre quando um ou mais produtos são, completamente ou parcialmente, removidos ou adicionados ao sistema, devido a

mecanismos químicos ou físicos (Wilford *et al.* 1997), levando em consideração as medidas das concentrações não representadas pelos litotipos.

As concentrações geoquímicas superficiais dos radioisótopos tendem a se refletir nos levantamentos aéreos, principalmente, potássio e o tório. O mesmo não ocorre com o urânio, devido à ocorrência de radônio na atmosfera, o qual é também um produto da cadeia de decaimento do urânio. Essa baixa correlação do elemento U pode explicar os valores baixos desse normalmente medidos nos levantamentos aerogamaespectrométricos, bem como alto nível de ruído nesse canal (Dickson & Scott 1997).

Desta forma, os dados de aerogamaespectrométricos auxiliam em mapeamento geológico, permitindo obter informações sobre unidades litoestruturais aflorantes.

A seguir, são apresentadas as imagens gamaespectrométricos geradas nesta pesquisa e suas interpretações qualitativa e semi-quantitativa.

Canal do Potássio (K)

A imagem do canal do potássio apresenta assinaturas com concentrações variando de altas (magenta, 5,15 %) a baixas (azul, 1,23 %) (Figura 3.19a). As áreas com concentrações anômalas do potássio (3,15 % a 5 %) são observadas nas porções leste, sudeste e sudoeste da área de estudo. A resposta do potássio mostra também o comportamento diferenciado, quando comparada com as demais imagens de eU e eTh, devido ao caráter móvel desse elemento.

Nas regiões central, sudoeste e sudeste da área, feições circulares são caracterizadas por apresentar concentrações com valores intermediários (1,35 %) a baixos (1,25 %) de potássio, sendo suas bordas definidas por concentrações elevadas de potássio. Lineamentos gamaespectrométricos, com direção NW-SE, são bem destacadas nessa imagem (Figura 3.19a).

Em geral, as regiões de topografia mais elevada (720 m a 420 m) apresentam níveis radioativos mais altos, provavelmente devido aos litotipos encontrados na área de estudo. A imagem do canal de potássio comparada ao modelo digital de elevação de terreno (Figura 3.19d) mostra que as altas concentrações desse radioelemento não estão necessariamente relacionadas com elevadas altitudes do terreno, como é observado nas regiões norte, oeste, sul e sudoeste da área de estudo. A presença de concentrações com altos valores de potássio em regiões constituídas pela rede de drenagem indicando

Lorena Malta Feitoza

grande mobilidade geoquímica que esse elemento apresenta, com provável ação de lixiviação.

Canal do Urânio (eU)

O canal de urânio apresenta problemas com a detecção das concentrações e na obtenção em uma imagem coerente de suas assinaturas devido a sua alta instabilidade geoquímica e ao baixo teor desse radioelemento em rochas da crosta terrestre. Também não se correlaciona bem com as medidas aérea, apresentando nível de ruído bem alto (Figura 3.19b).

As concentrações mais elevadas (magenta) desse radioelemento (5 ppm) são observadas nas regiões leste e sudeste, e em alguns locais na região central da área. Nas regiões norte e noroeste, há predominância de baixas concentrações (azul) desse radioelemento (1,70 ppm). São definidos lineamentos gamaespectrométricos com direção predominante NW–SE.

Feições com formas circulares são raras na área (Figura 3.19b), mas podem ser observadas na região sudeste onde são definidas por concentrações baixas (1,57 ppm) e intermediárias (2,30 ppm), mas apresentando bordas com altas concentrações de urânio (4 ppm).

Canal do Tório (eTh)

As maiores concentrações do radioelemento tório (26,88 ppm a 18 ppm) se encontram em regiões com topografia mais elevada (600 m a 450 m), quando comparada com a imagem do modelo digital de elevação de terreno, indicando sua característica geoquímica de pouca mobilidade (Figuras 3.19c, d). Esse comportamento geoquímico auxilia na caracterização das unidades gamaespectrométricas com definição de concentrações de valores altos (magenta, 26 ppm a 17 ppm), intermediários (verde, 10,55 ppm a 8,50 ppm) e baixos (azul, 6 ppm a 5,26 ppm) associados ao relevo e diferentes litotipos.

No geral, a área de estudo é caracterizada por altas concentração de eTh, principalmente na porção leste. Predominam baixas concentrações desse elemento na porção sul da área. Os lineamentos gamaespectrométricos definidos por eTh apresentam direção preferencial NW–SE (Figuras 3.19c).

Nas regiões central e sudeste (Figuras 3.19c), são observadas duas feições em formas circulares bem demarcadas. Essas feições são definidas por concentrações de valores intermediários a baixos e limitados por concentrações altas.

Modelo Digital do Terreno (MDT)

A imagem do modelo digital de elevação do terreno (Figura 3.19d) mostra a topografia da área de estudo. As altitudes mais elevadas (marrom claro, 729 m a 455 m) se destacam nas regiões central e sul da área e as mais baixas, a norte (azul, 272 m a 350 m). Quando comparada com as imagens dos canais gamaespectrométricos, a imagem MDT mostra topografia elevada associada a concentrações elevadas dos três radioelementos, nas regiões leste e sudeste da área de estudo. Na região sul, as imagens de urânio e tório mostram concentrações com valores altos a intermediários associados à topografia elevada. Já a rede de drenagem apresenta resposta com concentrações baixas de tório e urânio e altas concentrações de potássio, devido ao comportamento geoquímico desses.

Razões eTh/K , eTh/eU e eU/K

As razões foram aplicadas com objetivo de realçar as concentrações de um radioelemento em relação às concentrações de outro, possibilitando visualizar contrastes. São usados também para realce de regiões onde atuaram processos de alteração hidrotermal e, secundariamente, pelo enriquecimento de potássio (Carvalho 2006).

A razão entre as concentrações de eTh/K (Figura 3.20a) tendem a mostrar zonas em que ocorre concentração ou empobrecimento de tório, sem, contudo, ter havido enriquecimento em potássio. A partir disso, as áreas onde as concentrações de tório são mais elevadas que às do potássio apresentam valores mais altos dessa razão.

As áreas onde as concentrações de tório são baixas, na figura 3.20a, são encontrados valores da razão eTh/K baixos (azul, 2,21 a 3). E os valores com elevadas concentrações desta razão (magenta, 13,60 a 10) estão, em sua maioria, localizadas nas regiões central, nordeste e sudeste da área.

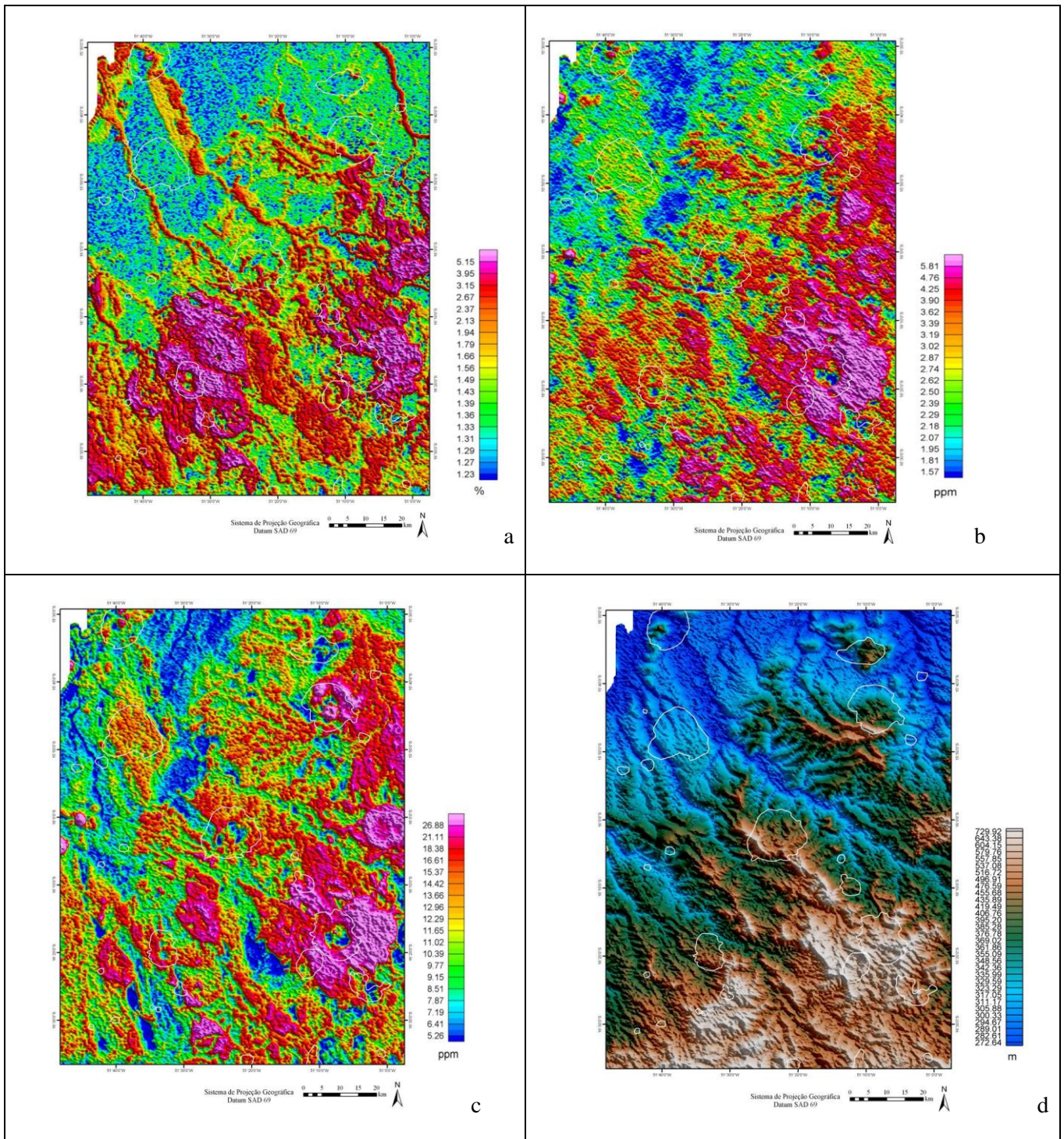


Figura 3.19 – Imagens dos radioelementos: (a) K – %, (b) eU – ppm, (c) eTh – ppm e (d) Modelo Digital de elevação.

A razão entre as concentrações de eTh e eU (Figura 3.20b) tendem a mostrar zonas onde ocorreu concentração ou empobrecimento de tório, sem, contudo, ter havido enriquecimento em urânio. Entretanto, a imagem da razão eTh/eU apresenta

característica dispersiva desses radioelementos onde ocorrem altas concentrações dessa razão nas porções central e nordeste da área.

A razão eU/K (Figura 3.20c) mostra concentração ou empobrecimento de urânio, sem ter havido enriquecimento em potássio. A imagem da razão eU/K apresenta altas concentrações de urânio nas regiões nordeste e sudeste da área de estudo, com predominância de baixas concentrações na porção sudoeste.

As feições, em forma circular, não estão bem definidas nas imagens das razões. Na imagem da razão eTh/K , as feições circulares estão localizadas nas porções central e sudeste, caracterizadas por valores com concentrações baixas a intermediárias. Nas razões eTh/eU e eU/K , essas feições ocorrem somente na porção sudeste.

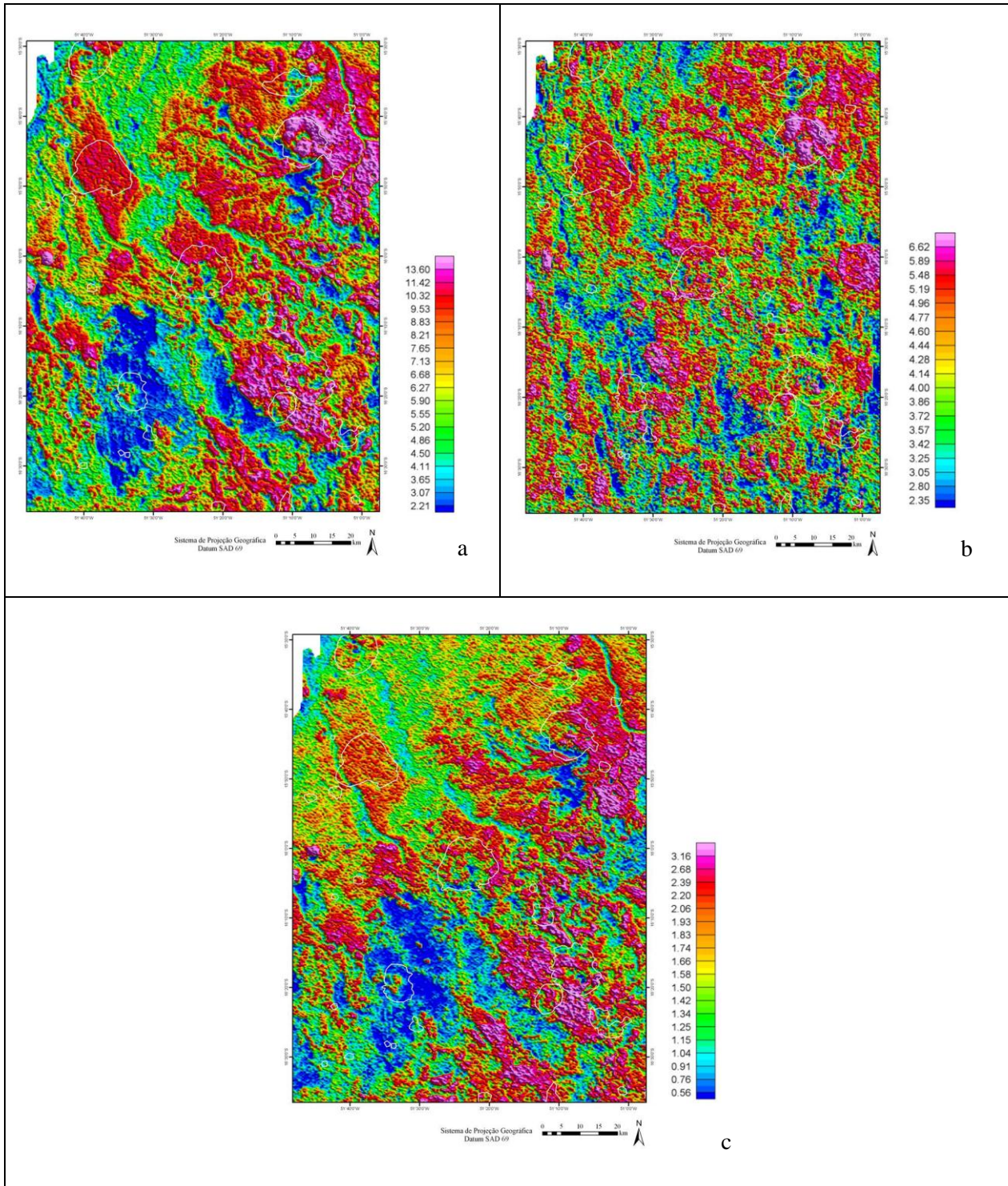


Figura 3.20 – Imagens das razões dos três radioelementos: (a) eTh/K, (b) eTh/eU e (c) eU/K.

Composições em Falsa Cor (RGB/KeTheU e CMY/KeTheU)

A composição ternária consiste de uma técnica básica de realce que combina três imagens quaisquer, associando as três cores primárias vermelho, verde e azul (R–red,

G–*green*, B–*blue*), ou as três cores primárias dos pigmentos ciano, magenta e amarelo (C–*cyan*, M–*magenta*, Y–*yellow*), com as informações de radiação eletromagnética, por exemplo, para melhor interpretação das características da área de interesse.

A imagem ternária RGB/K–*red*, eTh–*green*, eU–*blue* corrobora com as associações da análise dos canais dos radioelementos. A cor branca encontrada em maior proporção, na porção leste da área, representa a concentração elevada de tório, urânio e potássio, enquanto o preto equivale à menor contribuição dos três radioelementos, o que é observado na porção norte da área. Algumas feições, em forma circular, são destacadas nas porções central e sudeste da área e representadas pela cor preta, equivalente à menor contribuição dos três radioelementos (Figura 3.21a).

A imagem ternária CMY/K–*cyan*, eTh–*magenta*, eU–*yellow*) completa as observações obtidas a partir da imagem RGB, onde o preto (porção leste) representa a contribuição elevada de tório, urânio e potássio, enquanto o branco (porção norte) equivale à menor contribuição dos três radioelementos (Figura 3.21b).

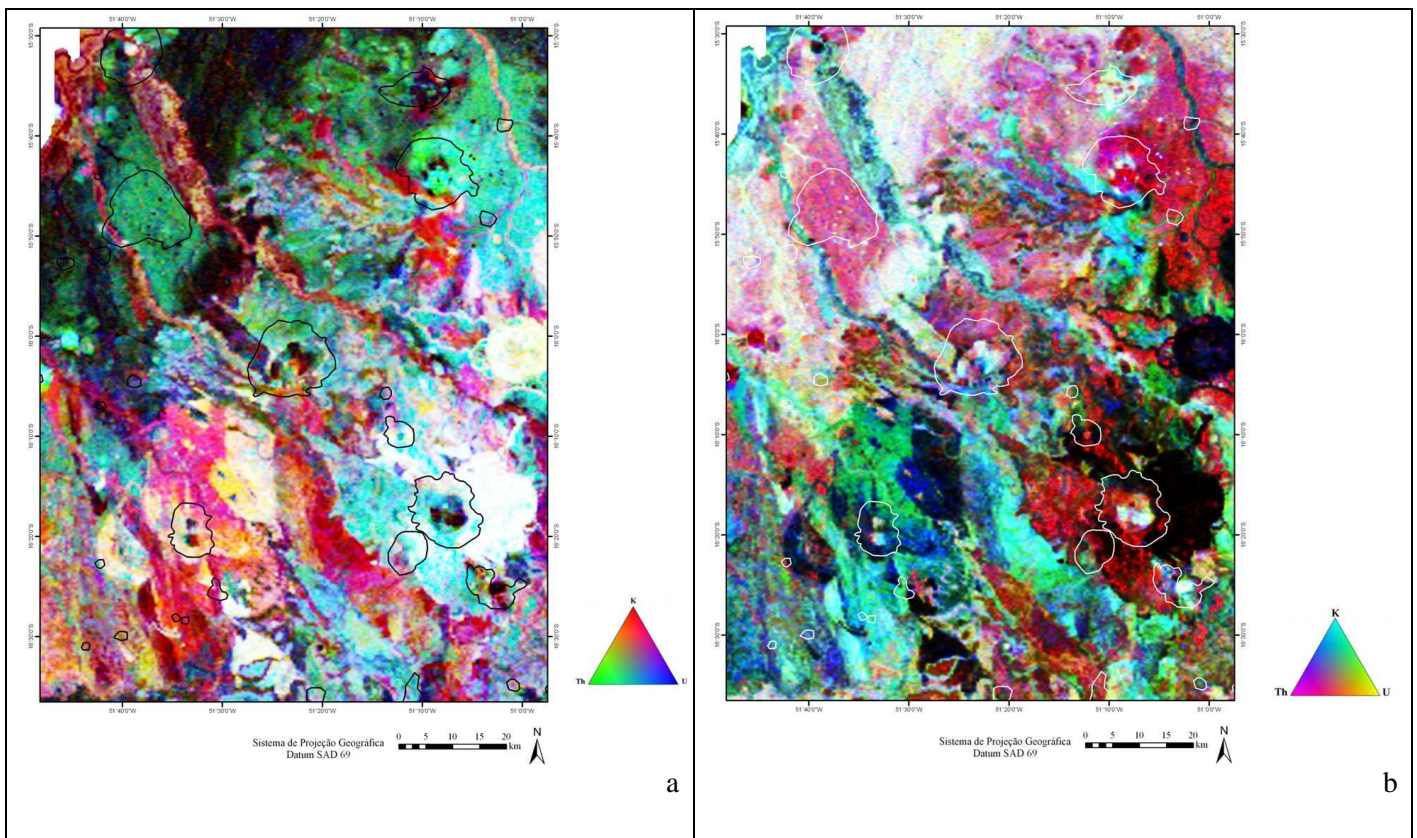


Figura 3.21 – Imagens ternárias (a) RGB/KeTheU e (b) CMY/KeTheU.

3.5 CARACTERIZAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS TERRESTRES E DE LABORATÓRIOS

A interpretação das medidas de geofísica terrestre (magnetometria e gamaespectrometria) e das medidas de susceptibilidade magnética, realizadas em laboratório, foi uma etapa importante no estudo dos produtos aerogeofísicos, pois são aplicados com intuito de se obter informações que auxiliam e complementam o entendimento dos dados aéreos.

As medidas magnetométricas e gamaespectrométricas terrestre foram realizadas nos complexos alcalinos da Fazenda Buriti e Diorama, em pontos selecionados a partir das informações das concentrações do canal de potássio, o qual foi subdividido em alto, intermediário e baixo. Entretanto, os dados utilizados são alusivos aos litotipos do Complexo Alcalino Fazenda Buriti por se tratar de uma amostragem mais representativa das rochas alcalinas.

Os dados magnetométricos terrestres foram usados para caracterizar os diferentes litotipos com relação a essa propriedade física. Entretanto, algumas rochas

apresentam forte anomalia de campo magnético na área o que, em alguns casos, determinou um comportamento errático dos magnetômetros, devido ao grande valor do desvio padrão do campo magnético na área. Assim, os pontos que apresentaram valores coerentes de campo magnético na região não são representativos para a escala desta pesquisa. A tabela 3.6 mostra os valores de intensidade do campo magnético obtidos no trabalho de campo.

A análise dos dados (Tabela 3.6) gamaespectrométricos terrestres e de susceptibilidade magnética foram analisados em conjunto sob forma de gráfico. Foram gerados três gráficos que apresentam as medidas gamaespectrométricas dos três radioelementos (K, eTh, eU) vs. susceptibilidade magnética (Figura 3.22). O comportamento geral dos litotipos do Complexo Fazenda Buriti são semelhantes em todos os gráficos de espalhamento (K vs. SUS, eTh vs. SUS, eU vs. SUS), indicando uma individualização desses litotipos em quatro famílias distintas devido suas propriedades físicas.

A primeira família (FB22 e FB6) apresenta altas concentrações de K (%), eTh (ppm) e eU (ppm) em relação à susceptibilidade magnética (SI). No gráfico de K(%) vs. SUS (SI) (Figura 3.21a), o valor do K é 5% e da susceptibilidade varia de 10 a 30 SI. No gráfico de eTh (ppm) vs. SUS (SI) (Figura 3.22b), o valor de eTh é 38 ppm com a susceptibilidade variando de 10 a 35 SI. No gráfico de eU (ppm) vs. SUS (SI) (Figura 3.22c), o valor de eU varia de 6,7 ppm a 8,2 ppm e a susceptibilidade de 10 a 37 SI.

A segunda família (FB6B e FB19) apresenta o comportamento intermediário em relação a primeira e a terceira família. No gráfico de K (%) vs. SUS (SI) (Figura 3.22d), o valor de K varia de 3,8 a 4,2 % e a susceptibilidade é 40 SI. No gráfico de eTh (ppm) vs. susceptibilidade (SI) (Figura 3.22e), o valor de eTh varia de 7 a 12 ppm e a susceptibilidade é 40 SI. No gráfico de eU vs. susceptibilidade (SI) (Figura 3.22f), o valor de eU varia de 2,8 a 7 ppm e a susceptibilidade é 40 SI.

Tabela 3.6 – Tabela de valores dos dados de magnetometria e gamaespectrometria terrestre e de susceptibilidade magnética.

Pontos em campo	Rochas (petrologia/geoquímica)	Medidas Gamaespectrométricas				Medidas Magnetométricas	Medidas de Susceptibilidade-SI ($\times 10^{-3}$)
		TOT	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)		
FB4A	Teralito	12.9	1.6	6.0	1.7	20853	69.0
FB6	Nefelina sienito	52.61	5.1	38.6	8.3	27077	31.2
FB6	Dique (basanito)	46.5	4.2	37.4	6.8		39.9
FB9B	Dique (basanito)	30.4	3.3	17.5	4.9	20868	102
FB12A	Teralito	17.5	2.2	9.1	2.0		64.3
FB13	Gabro alcalino	13.3	1.8	6.7	1.2		86.0
FB15	Teralito						86.5
FB18	Traquito						1.5
FB19	Microsienito	27.0	3.8	12.8	2.9	26131	38.7
FB22	Nefelina sienito	50.4	5.1	38.1	6.7	21966	9.2
FB23	Nefelina sienito	52.3	6.2	33.3	7.9	27077	31.2
FB24	Arenito	34.2	3.9	21.1	5.4	20820	0.1
D38	Dique	42.4	3.8	34.5	6.7	11195	30.5
D38	Dique					30333	20.2
FB40	Dique (sieno-diorito)						2.2
FB40	Granito fenitizado	39.0	4.8	21.1	5.6	17083	4.9

Nos gráficos, a terceira família (FB4, FB12 e FB13) é caracterizada por apresentar concentrações baixas de K(%), eTh (ppm) e eU (ppm) e alta susceptibilidade magnética (SI). No gráfico de K (%) vs. SUS (SI) (Figura 3.22g) a concentração de K varia de 0,5 a 2 % e a susceptibilidade fica em torno de 75 SI. No gráfico de eTh vs. SUS (SI) (Figura 3.22h), as concentrações de eTh chegam até 10 ppm e a susceptibilidade média é 75 SI. No gráfico de eU vs. SUS (SI) (Figura 3.22i), as concentrações de eU variam de 1,3 a 2 ppm e a susceptibilidade é 75 SI.

Nos gráficos, a quarta família (FB9B) é mostrada com comportamento diferenciado para eTh (ppm) quando comparado aos gráficos de K (%) e eU (ppm), e a

susceptibilidade é alta em todos os gráficos. No gráfico de K(%) vs. SUS (SI) (Figura 3.22j), a concentração de K é 3,3 % e a susceptibilidade é 105 SI. No gráfico de eTh (ppm) vs. SUS (SI) (Figura 3.22l), a concentração de eTh é baixa, 5 ppm, e a susceptibilidade é 105 SI. No gráfico de eU (ppm) vs. SUS (SI) (Figura 3.22m) a concentração de eU é 4,7 ppm e a susceptibilidade é 105 SI.

Os valores dos três radioelementos vs. susceptibilidade magnética são inversamente correlacionáveis na primeira e terceira família, ou seja, quanto menor a susceptibilidade magnética maior será a concentração dos três radioelementos e vice-versa. Na segunda e quarta família essa regra não é aplicada.

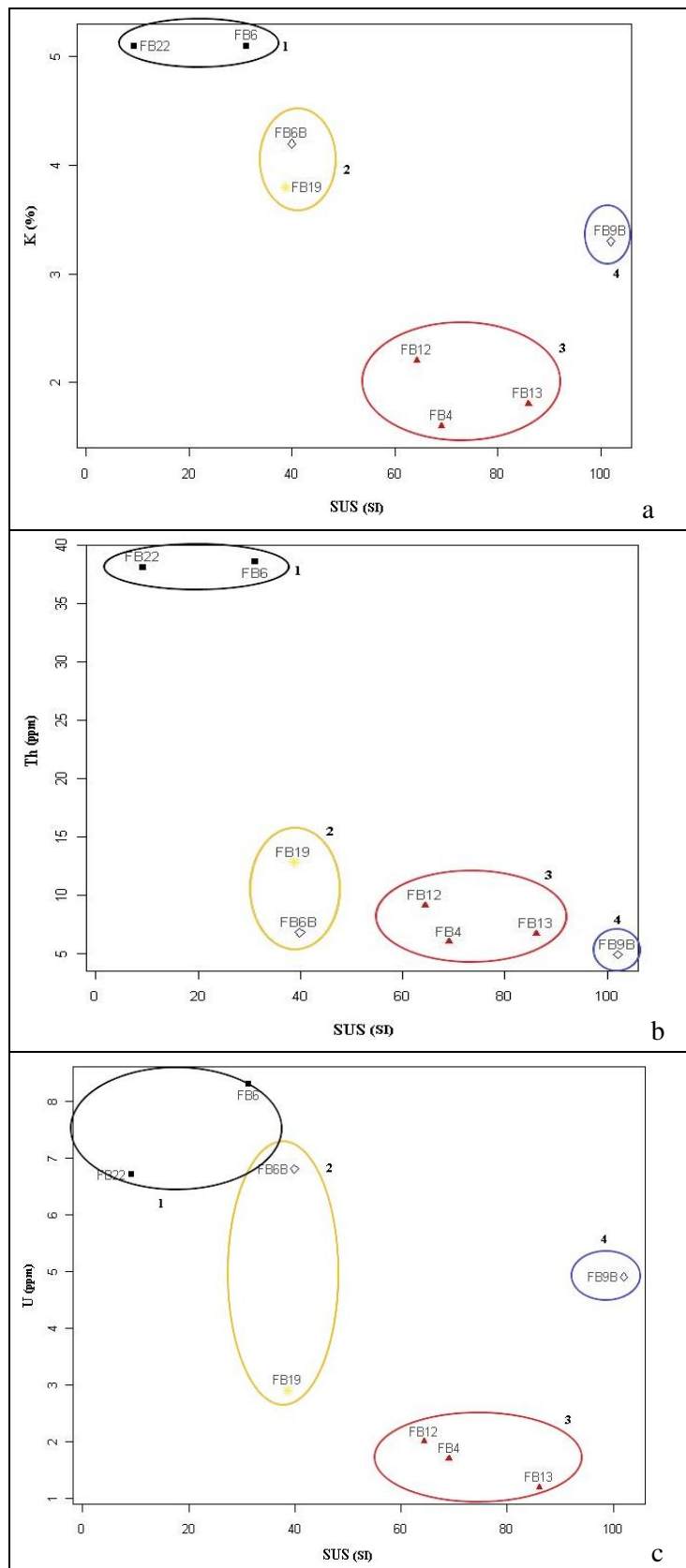


Figura 3.22 – Gráfico de espalhamento: (a) K (%) vs. Susceptibilidade (SI), (b) eTh (ppm) vs. Susceptibilidade (SI), (c) eU (ppm) vs. Susceptibilidade (SI). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro – essexítica; ■ = nefelina sienito; ◆ = microsienito; ◇ = diques.

Lorena Malta Feitoza

Capítulo 4

**Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e
Diorama: Petrografia e Geoquímica**

Ênfase especial foi dedicada ao estudo das rochas dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama, pois apresentam características nitidamente plutônicas. Ambos Complexos estão localizados na porção centro-leste da área de estudo (Figura 4.1). O Complexo Alcalino Fazenda Buriti se encontra localizado próximo a cidade de Iporá e o Complexo Alcalino Diorama, da cidade homônima. De acordo com Cerqueira (1995), o Complexo Alcalino Fazenda Buriti é constituído por associação gabro-essexítica, nefelina sienitos, traquitos e diques alcalinos. Próximo a cidade de Diorama são comuns intrusões subvulcânicas, diques, *plugs* e *sills* de picritos (Brod *et al.* 2005). Quanto às encaixantes, os estudos dados da literatura restringiram-se aos do Granito Iporá.

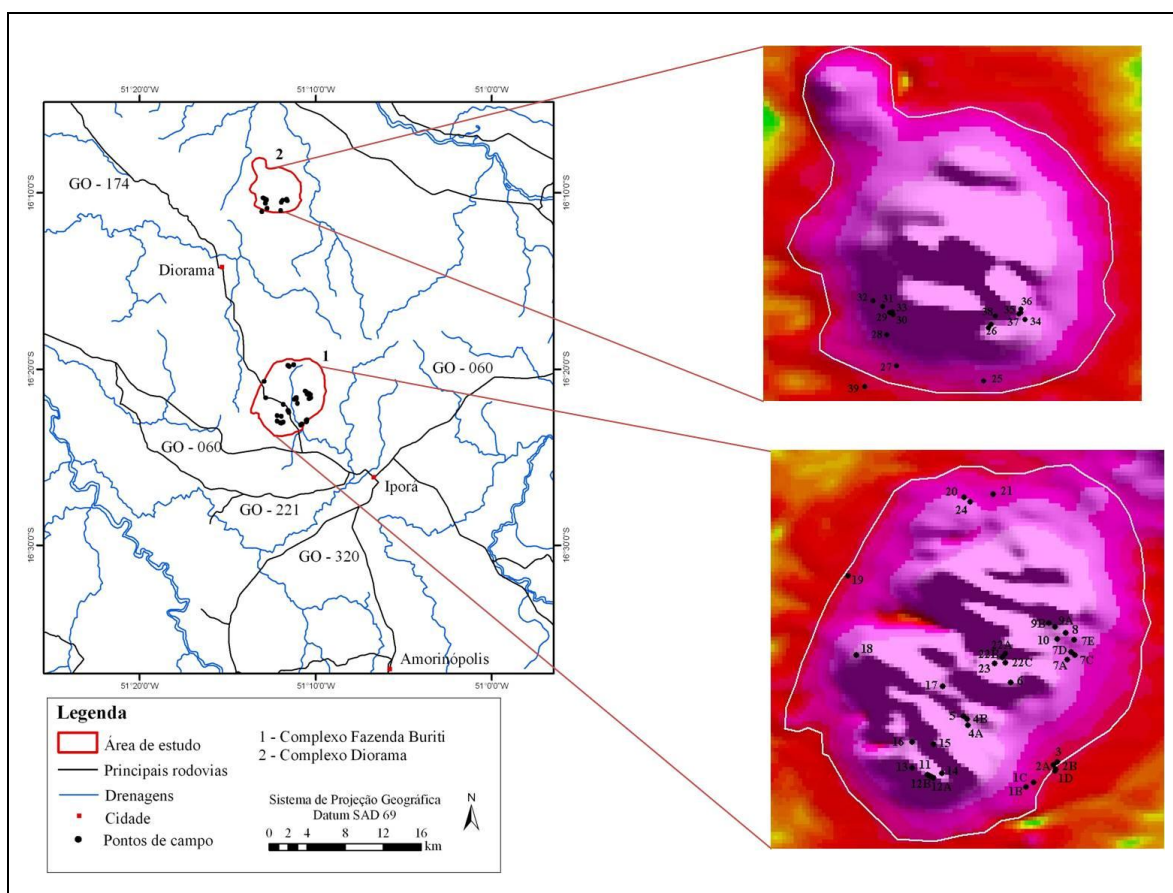


Figura 4.1 – Mapa de localização dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti (sudoeste) e Diorama (noroeste). Em detalhe os Complexos no produto ASA com seus respectivos pontos de campo.

Os estudos geoquímicos foram focados em elementos maiores e traço, a partir dos resultados das análises modais, avaliando a distribuição das amostras em vários diagramas de classificação/nomenclatura existentes na literatura.

Vale ressaltar que o estudo realizado em campo caracterizou esses dois Complexos devido aos poucos dias em campo, proximidades destes corpos e trabalhos detalhados referentes ao Complexo Alcalino Fazenda Buriti. No total foram investigados 40 pontos de campo, sendo 27 na região do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e 13 na região de Diorama, entre estas foram também investigadas a rocha encaixante referente ao Granito Iporá.

As rochas de ambos Complexos foram classificadas com base em estudos petrográficos e geoquímicos, e integradas com os dados geofísicos para obtenção das respostas gamaespectrométricas e magnetométricas e possivelmente, associar com as demais rochas da porção norte da Província Alcalina de Goiás (PAGO).

4.1 MÉTODOS

As amostras obtidas durante os trabalhos de campo foram preparadas para estudos petrográficos e químicos. Lâminas delgadas e polidas foram descritas utilizando estudo de seções delgadas e polidas ao microscópio petrográfico *Olimpus BX51* de luz transmitida e refletida, realizado no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). O trabalho de campo teve como apoio e auxílio financeiro o Laboratório de Geofísica Aplicada (LGA/IG/UnB) e o Instituto de Geociências (IG/UnB).

As amostras representativas dos principais litotipos foram analisadas pelo *Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltda* e os dados estão apresentados nas tabelas 4.1. e 4.2. Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP–AES após fusão por meta/tetraborato de lítio e digestão por ácido nítrico diluído. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso antes e após as amostras serem aquecidas a 1000°C. Carbono e enxofre foram analisados no *Leco*. Elementos terras raras e refratários foram determinados por ICP_MS seguindo mesmo procedimento dos maiores. Metais de base e preciosos foram submetidos à digestão por água régia e dosados no ICP_MS.

Os estudos petrográficos e geoquímicos foram realizados com intuito de confirmar os litotipos existentes nos Complexos. Os dados petrográficos e geoquímicos referentes ao Complexo Alcalino Fazenda Buriti foram integrados com os dados de Cerqueira (1995) para melhor suporte no avanço do reconhecimento desses litotipos.

4.2 GEOLOGIA DA ÁREA

A porção norte da Província Alcalina de Goiás (PAGO) compreende uma diversificada associação de rochas alcalinas, constituindo os representantes plutônicos das fases do magmatismo Cretáceo na região sudoeste de Goiás. Integrada à Província, os Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama se destacam neste trabalho. Entretanto, o Complexo Alcalino Fazenda Buriti foi utilizado como referência, pois neste, foram obtidas informações de maior detalhe dos diferentes litotipos caracterizados por estudos petrográficos e petroquímicos e que podem ser comparados com dados de estudos petrológicos publicados (Cerqueira 1995; Danni 1974; Brod *et al.* 2005).

O Complexo Alcalino Fazenda Buriti está limitado pelo Granito Iporá, na porção leste, pelos arenitos das Formações Furnas e Ponta Grossa, na porção norte/noroeste, e contato por falha com ortognaisses miloníticos Pré-Cambrianos na porção sul/sudeste. O Complexo Alcalino Diorama faz contato com Granito Iporá na porção leste e com os arenitos das Formações Furnas e Ponta Grossa na porção norte/noroeste.

Dados de geocronologia, utilizando o método K/Ar em biotita de um nefelina melamonzogabro do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, forneceu idade de 86 M.a. ($\pm 1,4$ M.a.), posicionando a época deste magmatismo no Cretáceo Superior (Cerqueira 1995), de modo análogo as idades obtidas para as demais rochas alcalinas da região (Danni 1974).

O Granito Iporá é um corpo de dimensões batolíticas, de caráter pós-tectônico, no entanto sua exposição na área estudada é restrita. Possui várias fácies, inclusive, granitos com textura *rapakivi*, mas a rocha que melhor representa o corpo é o biotita granito vermelho a róseo, com granulação variando de média a grossa, rico em feldspato potássico, podendo ser classificado como alcaligranito, granito ou quartzo monzonito (Fuck & Pimentel 1987). Sua idade foi definida como sendo de 512 ± 20 M.a. (Pimentel *et al.* 1985).

4.2.1 Aspectos de Campo das Rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e suas Encaixantes

Na área estudada, o Granito Iporá aflora em áreas aplainadas ou serra, na forma de blocos e lajedos (Figura 4.2a). Caracteriza-se pela coloração vermelha a rósea,

granulação variando de média a grossa e pode conter fenocristais de feldspatos (Figura 4.2b). Em alguns locais da área, o granito é seccionado por diques de sieno–diorito (Figura 4.2c). Nestes casos, o granito apresenta uma descoloração, atingindo uma cor branca–acinzentada devido à processos de fenitização (Figura 4.2d). A fenitização pode ser observada no contato com as rochas alcalinas do Complexo, caracterizada por uma descoloração progressiva em direção ao contato. Segundo Cerqueira (1995), a auréola de fenitização que pode atingir cerca de 300 m de largura.

As amostras das rochas da intrusão principal restringiram-se apenas as do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, pois no Complexo Alcalino Diorama os afloramentos são escassos e durante os trabalhos de campo somente foram encontradas amostras da rocha encaixante, o Granito Iporá.

Os afloramentos do Complexo Alcalino Fazenda Buriti são descontínuos constituídos por blocos de rochas maciças que podem formar pequenas serras isoladas em áreas tipicamente planas (Figura 4.3a), caracterizadas por solo argiloso de cor vermelho intenso. As rochas do corpo principal do Complexo apresentam, no geral, magnetização elevada, coloração escura, granulação grossa, algumas com fenocristais de minerais máficos (Figura 4.3b). A ocorrência de diques máficos cortando as rochas gabróicas, podem ser frequentemente observados no campo.

Os nefelina sienitos, integram a intrusão principal do Complexo Alcalino Fazenda Buriti juntamente com as rochas gabróicas, estão localizadas na porção central e leste do Complexo. Afloram como grandes blocos de coloração branca com aproximadamente 10 m de altura (Figura 4.4a). São magnéticos e possuem granulação grossa com variações distintas (Figura 4.4b). Nessas rochas, por vezes, o feldspato potássico se destaca pelo fenômeno da labradorescência (Figura 4.4c). Diques de basanita seccionam essas rochas (Figura 4.4d).

As rochas da intrusão microsienítica estão localizadas na porção noroeste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Ocorre como uma intrusão isolada (Figura 4.5a) com aproximadamente 3 km² composta por blocos de rochas maciças e está alojada em arenitos das Formações Furnas e Ponta Grossa. Apresenta coloração cinza escuro, granulação fina e magnetização, sendo comum a presença de xenocristais de quartzo levemente orientados, tabulares arredondados (Figura 4.5b).

Os diques são encontrados seccionando as rochas dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama, e no Granito Iporá com direções N80°E, N40°E, NS,

caracterizando zonas de fraquezas ocorrentes do alojamento das rochas dos Complexos. Nos Complexos foram encontrados diques de basanitos (Figura 4.6b) e no Granito Iporá diques de sieno–diorito e fonolito tefrítico (Figura 4.6a). Variam de 0,30 cm a 1,50 m de largura, caracterizados pela textura afaníticas e coloração escura (Figura 4.6). Alguns diques apresentam fenocristais de plagioclásio e magnetização distinta.

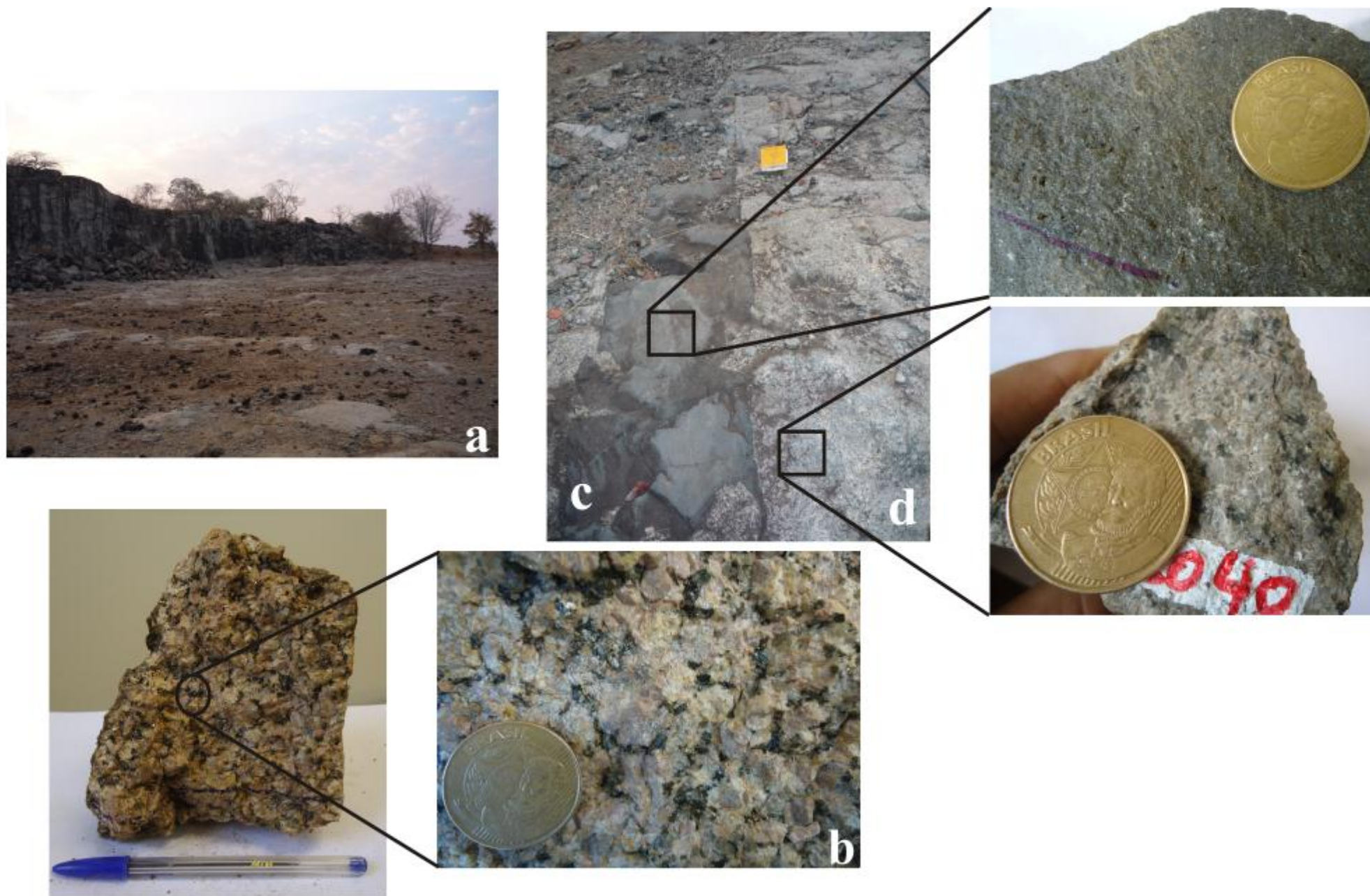


Figura 4.2 - Aspectos de campo do Granito Iporá. (a) Afloramento; (b) Fenocristais de feldspato; (c) Dique de sieno-diorito seccionando o (d) Granito Iporá fenitizado.



Figura 4.3 - Aspectos de campo das rochas gabróicas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. (a) Afloramento; (b) Fenocristais de minerais máficos.



Figura 4.4 - Aspectos de campo do nefelina sienito. (a) Afloramento; (b) Variação granulométrica; (c) Coloração branca apresentando labradorescência devido ao feldspato potássico; (d) Diques de basanita.



Figura 4.5 - Aspectos de campo da intrusão microsienítica. (a) Afloramento; (b) Coloração cinza escuro e granulação fina com xenocristais de quartzo.

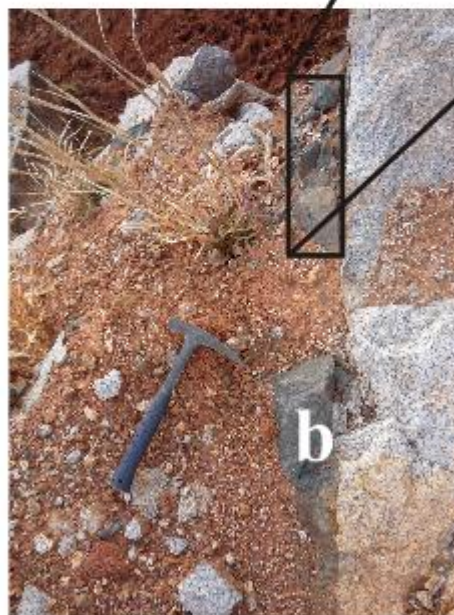


Figura 4.6 - Aspectos gerais de campo dos diques. (a) Dique de sieno-diorito seccionando o Granito Iporá; (b) Dique de basanita seccionando as rochas nefelina sienito.

4.3 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO FAZENDA BURITI E SUAS ENCAIXANTES

O estudo petrográfico é a base para o desenvolvimento de investigações petrológicas e geoquímicas. A identificação e quantificação das fases minerais e relações texturais/estruturais, fornecem indicações sobre a evolução magmática e prováveis fontes.

Para caracterização petrográfica foram descritas em detalhe 27 lâminas, sendo 16 do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e 11 das rochas encaixantes do Complexo Alcalino Diorama. Entretanto, foram atribuídos pontos de campo e descrições petrográficas do trabalho de Cerqueira (1995) referentes ao Complexo Alcalino Fazenda Buriti. A nomenclatura utilizada para a caracterização destas foi à classificação sugerida por Le Maitre *et al.* (2002).

Nas descrições petrográficas abordou-se as principais diferenças texturais e mineralógicas que ocorrem nas rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti e nas rochas encaixantes do Complexo Alcalino Diorama, o Granito Iporá.

4.3.1 Granito Iporá

O granito é composto basicamente por feldspato alcalino micropertítico, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, e, em quantidade acessório, zircão, opacos (magnetita) e monazita. Foram encontrados dois tipos principais: granitos com anfibólio e biotita e granito com biotita.

No geral, os granitos estudados apresentam granulação grossa, textura variando de porfirítica a equigranular (Figura 4.7a).

O plagioclásio apresenta forma tabular a anédrico de 1 mm a 4 mm, parcialmente saussuritizado com alguns cristais com núcleo mais alterado e as bordas mais limpas (antipertítico). O feldspato potássico exibe um aspecto pertítico e parcialmente sericitizado, por vezes geminados e zonados com bordas limpas. A biotita ocorre intersticial na matriz e associada com magnetita e anfibólio. O anfibólio ocorre contornado por biotita (Figura 4.7b), e por vezes aparentando ser mais tardio possuindo minerais recristalizados (Figura 4.7c).

A fenitização nestas rochas é caracterizada pela alteração parcial da biotita, para magnetita e anfibólio (afverdsonita) e/ou piroxênio sódico (aegirina) (Figura 4.7d).

4.3.2 Intrusão Principal

As rochas alcalinas ocorrem predominantemente como corpos intrusivos arredondados que variam de básicos a ácidos. Associados a estas rochas, são encontrados diques alcalinos, que por sua vez, também estão nas rochas encaixantes. A intrusão principal do Complexo Alcalino Fazenda Buriti foi subdividida por Cerqueira (1995) em associação gabro–essexítica e nefelina sienito, denominação que será seguida neste trabalho a partir da classificação de Cox *et al.* (1979).

Associação Gabro–essexítica

As rochas gabróicas amostradas na área podem ser subdivididas, de forma geral, em gabros alcalinos com olivina e sem olivina, algumas amostras tendem para gabros (*strictu sensu*). Todas as amostras caracterizam-se pela magnetização, granulação grossa e proporção de máficos acima de 30 %.

Nos teralitos, a olivina e o clinopiroxênio são cumulus, com plagioclásio e nefelina intercumulus. A olivina ocorre isolada ou inclusa no centro do clinopiroxênio (augita), em cristais que variam de 120 μm a 1,2 mm. Os cristais de augita são subédricos, prismáticos com terminações piramidais, estão geminados, fraturados e possuem inclusões de olivina, magnetita e anfibólio em menor proporção (Figura 4.8b).

Os minerais opacos podem atingir 10 % a 15 % da proporção modal da rocha. São cristais de magnetita com intercrescimentos e exsoluções com ilmenita e ilmeno–rutilo. A textura mais comum são intercrescimentos em treliça, mas em algumas amostras a ilmenita separa em porções bem definidas, dentro de um mesmo grão.

Os gabros contem os mesmos minerais máficos, mas distinguem-se pela ausência de nefelina e menor quantidade de anfibólio. Os cristais de clinopiroxênio são subédricos, zonados com bordas com coloração rosada. Por vezes, a biotita ocorre na borda da magnetita (Figura 4.8c). A magnetita é anédrica, arredondada com golfos de corrosão.

Nefelina Sienitos

Os nefelina sienitos estão localizados na porção central e leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Essas rochas possuem granulação média a grossa, textura equigranular (Figura 4.9b) e são constituídas essencialmente por feldspato potássico, anfibólio, plagioclásio, nefelina e titanita. Apatita e opacos ocorrem em quantidades menores (Figura 4.9c).

Os feldspatos potássicos são tabulares, variam de anédricos a subédricos e possuem micropertitas. O plagioclásio ocorre como ripas subédricas de tamanho menor que o feldspato alcalino. A nefelina é intersticial, possui aspecto mais limpo, mas algumas vezes pode estar parcialmente alterada.

Os minerais máficos presentes são o anfibólio, clinopiroxênio e biotita (Figura 4.9d). O clinopiroxênio é subédrico e intersticial (Figura 4.9e). O principal mineral máfico é o anfibólio, variando de euédrico a subédrico, com feições de corrosão e forte pleocroísmo variando de verde claro, verde acastanhado a marrom escuro. Pode conter inclusões de pequenos cristais de clinopiroxênio (Figura 4.9f) opacos, titanita e apatita. A titanita ocorre em proporções variadas podendo atingir 7 % modal, geralmente é euédrica com hábito navicular. A apatita ocorre associada aos outros minerais máficos, inclusa ou ao redor, na forma de pequenos cristais prismáticos a aciculares. Magnetita aparece em quantidades acessórias. Carbonato pode ser encontrado em algumas amostras como produto de alteração do plagioclásio.

4.3.3 Intrusão Microsienítica

O microsienito apresenta textura porfirítica fina, composto basicamente por feldspato alcalino, plagioclásio, anfibólio, quartzo, nefelina e biotita subordinada. Ocorre também, apatita, carbonato e opacos (magnetita e ilmenita).

Os cristais de feldspato e plagioclásio são subédricos, levemente alterados e zonados. Por vezes, apresentam inclusões de apatita e opacos (Figura 4.10b). O anfibólio marrom com forte pleocroísmo para marrom avermelhado, identificado como kaersurtita, varia de euédrico a subédrico, contendo inclusões de apatita e opacos. A biotita ocorre subordinada e parcialmente cloritizada. Magnetita e ilmenita ocorrem em pequenas quantidades.

Em algumas amostras foram encontradas amígdalas, arredondadas ou poligonais, com até 2 mm de diâmetro, preenchidas principalmente por carbonato, contendo ainda quartzo, apatita, magnetita e clorita.

4.3.4 Diques

Os diques de basanita seccionam principalmente os nefelina sienitos e rochas da associação gabro–essexítica. São porfiríticos com matriz afanítica, contendo fenocristais de clinopiroxênio, plagioclásio, opacos e nefelina. Os fenocristais de clinopiroxênio (augita) variam de 0,5 a 9 mm de comprimento, subédricos a arredondados, estão fraturados e possuem inclusões de opacos, apatita e olivina (Figura 4.11b). Ocorrem isolados ou aglomerados, são geminados e zonados, com bordas de coloração mais rosada. Os fenocristais de olivina variam de euédricos a anédricos, podem ocorrer isolados ou associados ao clinopiroxênio, com fraturas preenchidas por minerais de alteração e feições de absorção.

A matriz é muito fina, composta por ripas de plagioclásio, anfibólio, biotita, com carbonatos subordinados (Figura 4.11c). Algumas amostras desses minerais possuem certa orientação, sugerindo textura de fluxo.

Os diques de composição intermediária variam de diorito a sieno–diorito e foram encontrados na rocha encaixante, seccionando o Granito Iporá. Caracterizam-se por textura porfirítica, matriz afanítica, com fenocristais de plagioclásio, anfibólio, magnetita e apatita. A matriz é muito fina composta por agulhas de anfibólio marrom. As porções mais claras da matriz são constituídas por ripas de plagioclásio e apatita. Os minerais opacos (magnetita), ocorrem como minúsculos pontos.

O dique de traquiandesito caracteriza-se por matriz com textura traquítica contornando fenocristais de feldspato alcalino. Estes fenocristais podem atingir 1 cm de comprimento, são subédricos, prismáticos, zonados, com geminação *Carlsbard*, bordas mais alteradas e pertitas em filetes. Microfenocristais de anfibólio, magnetita, nefelina e apatita também são observadas. O anfibólio é euédrico, geminado, com feições de corrosão. No centro, possui inclusões de opacos nas clivagens e aspecto limpo de coloração verde claro, na borda. A matriz é formada por cerca de 90 % por plagioclásio, com anfibólio, apatita, magnetita e nefelina.

O dique de fonolito tefrítico é constituído por fenocristais subédricos de plagioclásio com bordas de feldspato potássico, anfibólio (kaersurtita) e opacos. Restos

de nefelina são encontrados em cristais com alteração para pseudoleucita. A matriz é fina, felsítica, com porções de desvitrificação marrons. É constituída por feldspatos e opacos com microfenocristais de apatita, nefelina e anfibólio. Os fenocristais de opacos são anédricos, constituídos por magnetita e ilmenita com finas exsoluções de ilmenorutilo. O anfibólio possui bordas com inúmeras pequenas inclusões de opacos e apatita. O dique de fonolito tefrítico secciona o Granito Iporá.

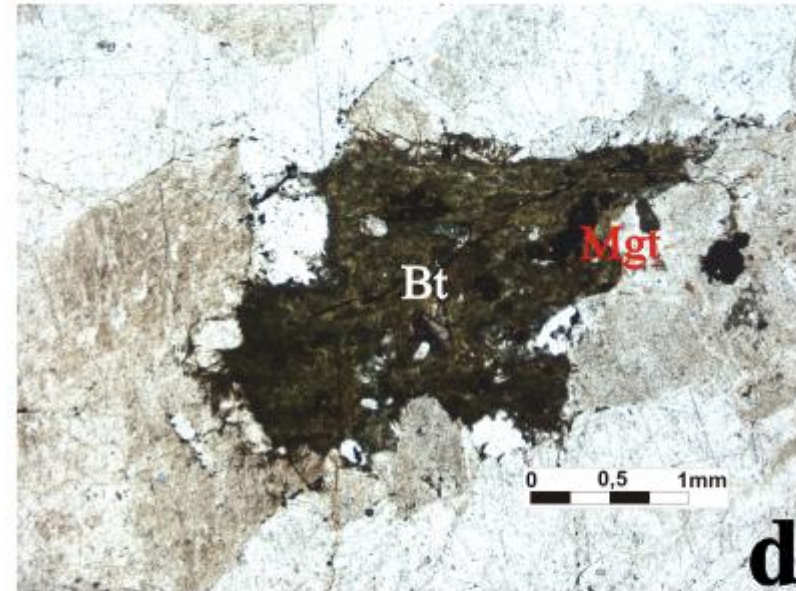
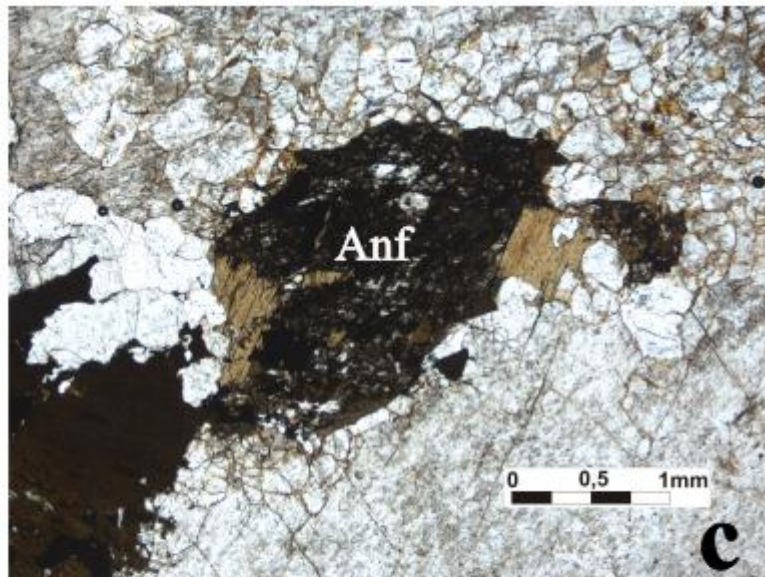
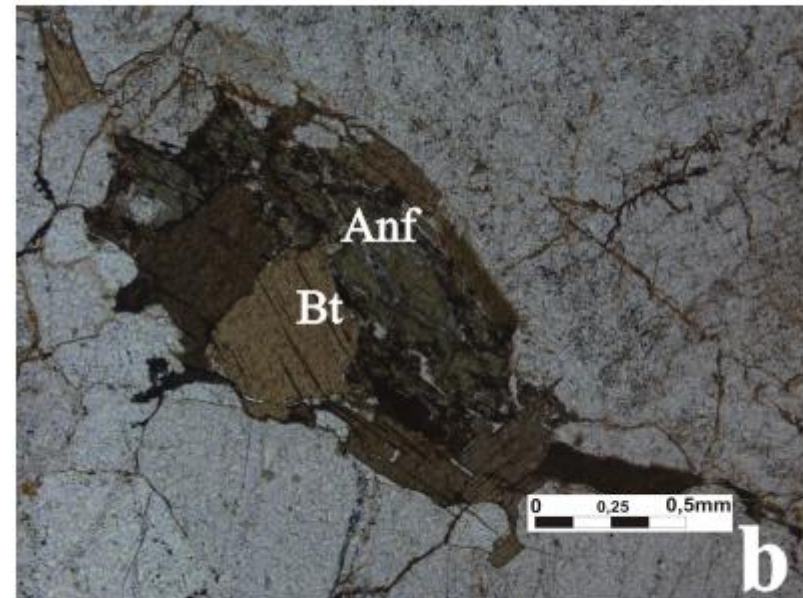


Figura 4.7 - Aspectos macroscópico e microscópico do Granito Iporá. (a) Amostra do Granito Iporá; (b) Anfibólio no centro contornado por biotita; (c) por vezes aparentando ser mais tardio possuindo minerais recristalizados; (d) Característica do processo de fenitização. Legenda: Anf = anfibólio, Bt = biotita, Mgt = Magnetita.

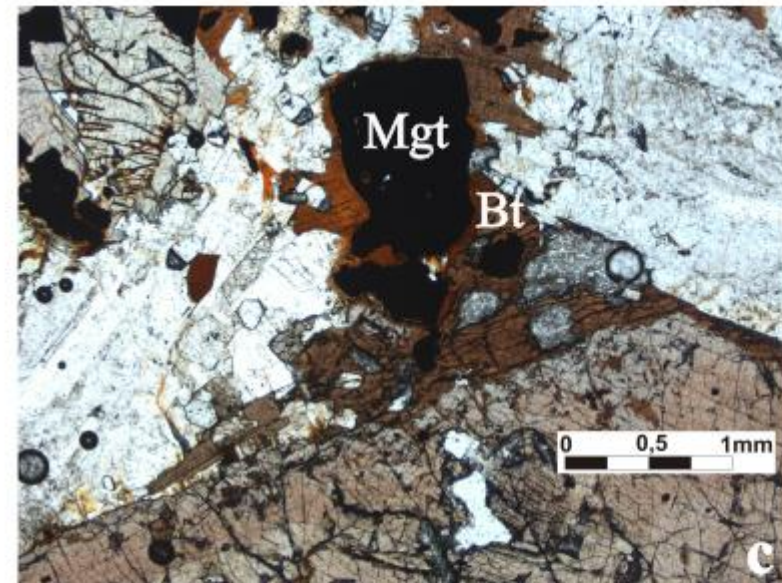
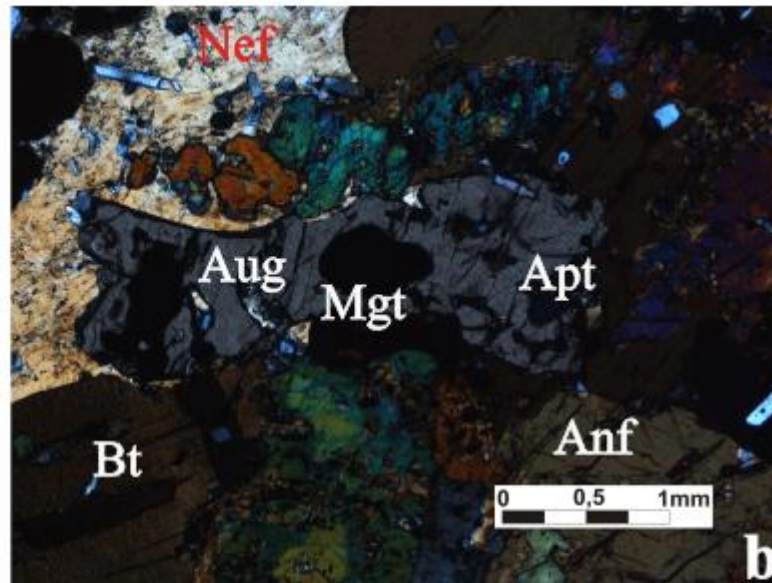
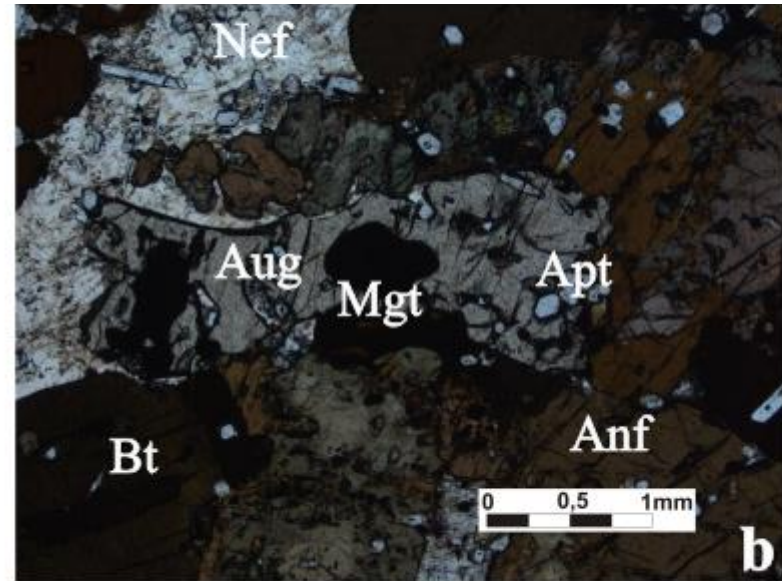


Figura 4.8 - Aspectos macroscópico e microscópico das rochas gabróicas. (a) Amostra do Teralito; (b) Cristais de augita, magnetita, biotita e apatita como acessórios; (c) Gabro alcalino com biotita nas bordas da magnetita. Legenda: Anf = anfíbólio, Bt = biotita, Mgt = Magnetita, Aug = augita, Nef = nefelina, Apt = apatita

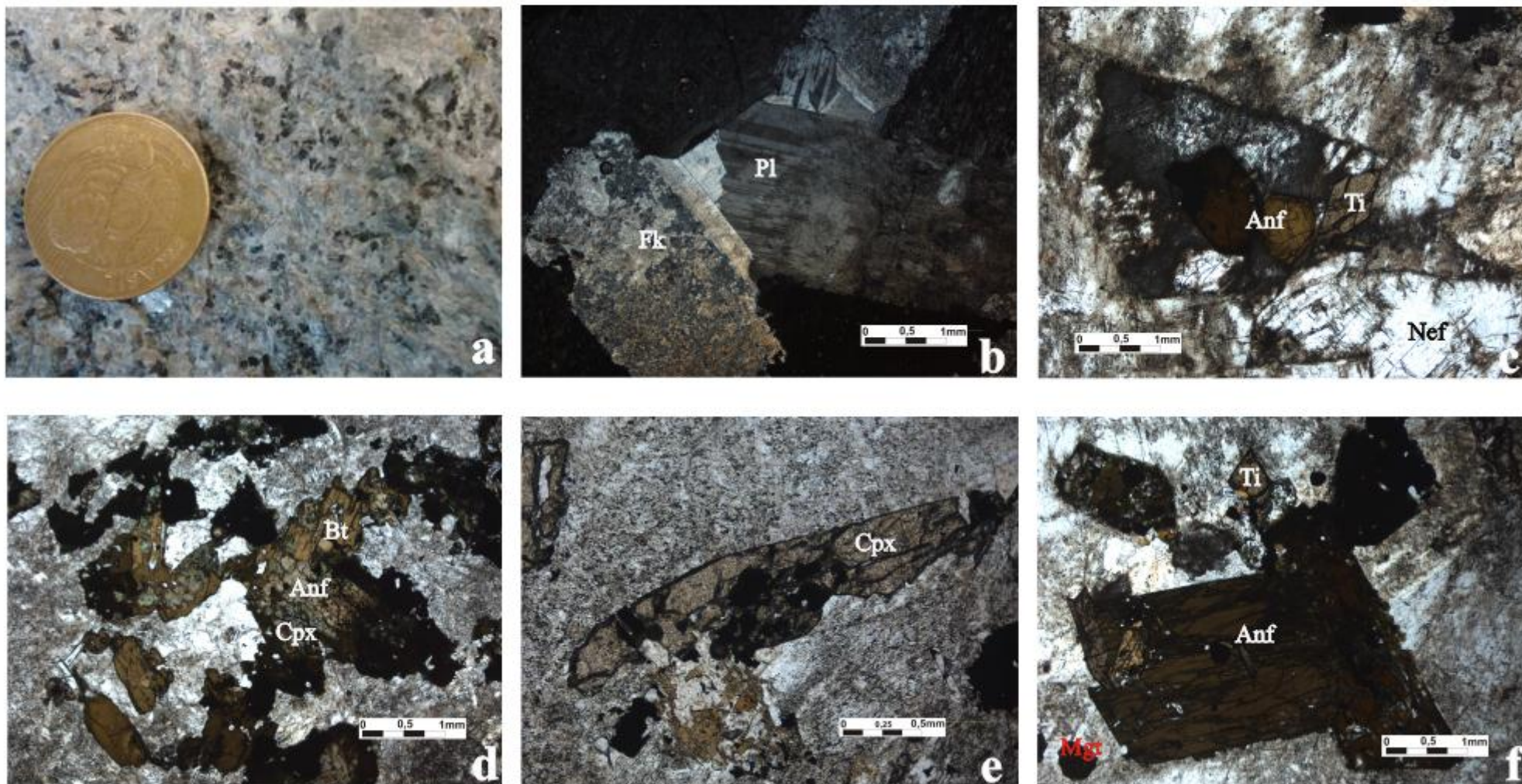


Figura 4.9 - Aspectos macroscópico e microscópico da Nefelina Sienito. (a) Amostra da Nefelina Sienito; (b) Matriz com granulação grossa formada por cristais tabulares; (c) Anfibólio com forma euédricos a subédricos, nefelina com faces preservadas e titanita bem desenvolvida; (d) Clinopiroxênio e anfibólio; (e) Clinopiroxênio com golfos de corrosão; (f) Anfibólio com forte pleocroísmo, apresentando inclusões de clinopiroxênio, titanita e opacos. Legenda: Anf = anfibólio, Bt = biotita, Mgt = Magnetita, Pl = plagioclásio, FK = feldspato,

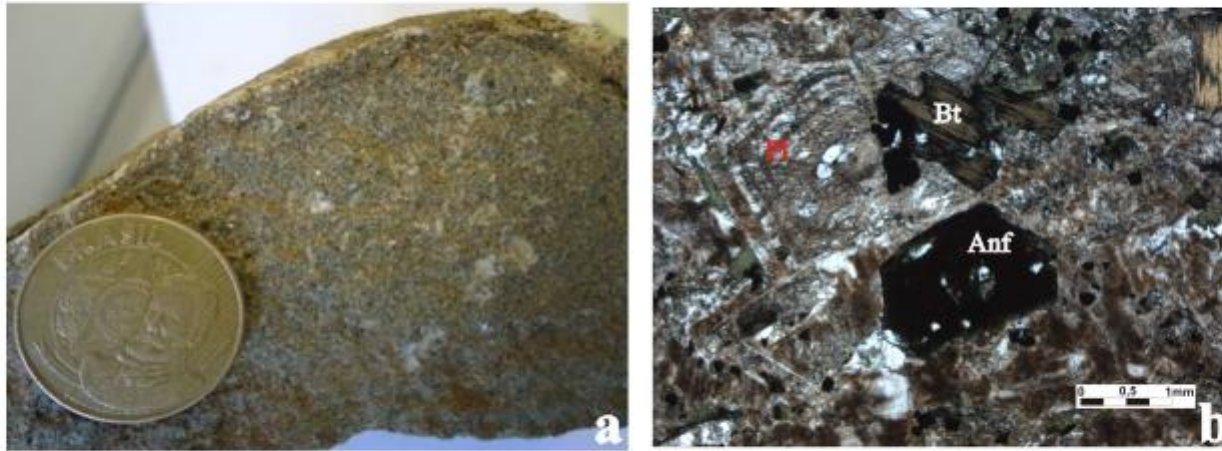


Figura 4.10 - Aspectos macroscópico e microscópico da intrusão Microsienítica. (a) Amostra do microsienito; (b) Cristais de plagioclásio zonados com inclusões de apatita e opacos, anfibólio marrom com inclusões de apatita e opacos, biotita parcialmente cloritizada. Legenda: Anf= anfibólio, Bt= biotita, Pl= plagioclásio.

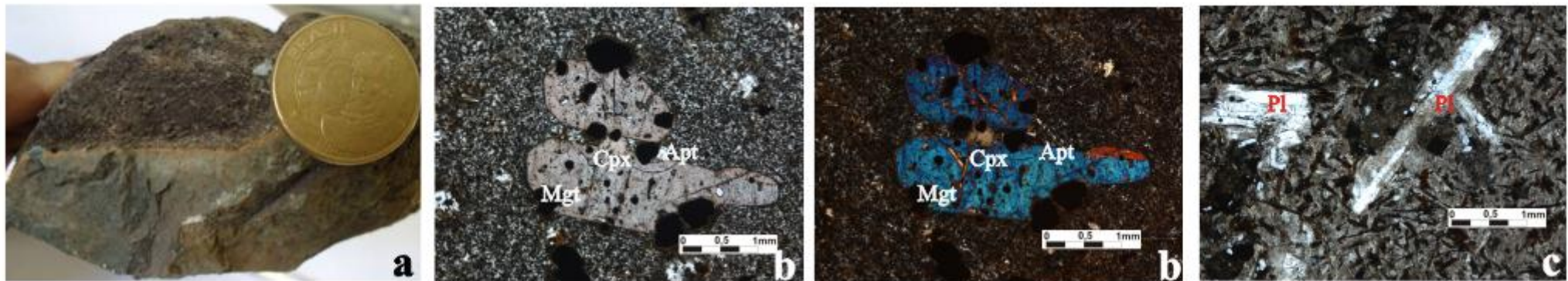


Figura 4.11 - Aspectos macroscópico e microscópico dos diques. (a) Amostra de dique basianito. (b) Fenocristais de clinopiroxênio com inclusões de magnetita e apatita; (c) Matriz muito fina composta por ripas de plagioclásio, anfibólio e biotita. Legenda: Mgt = Magnetita, Pl = plagioclásio, cpx = clinopiroxênio, Apt = apatita.

4.4 GEOQUÍMICA

4.4.1. Complexo Alcalino Fazenda Buriti

As tabelas 4.1 e 4.2 apresentam os resultados das análises químicas para elementos maiores, menores e traço das rochas dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama, respectivamente. Para efeito de comparação foram utilizados os dados geoquímicos de Cerqueira (1995).

As rochas alcalinas amostradas indicam composição variando de teralito e gabro alcalino a nefelina sienito, como mostrado na figura 4.12 (Cox *et al.* 1979). Os dados de Cerqueira (1995) usados para comparação indicam a mesma tendência de evolução acima da linha de tendência que separa as séries alcalina da subalcalina.

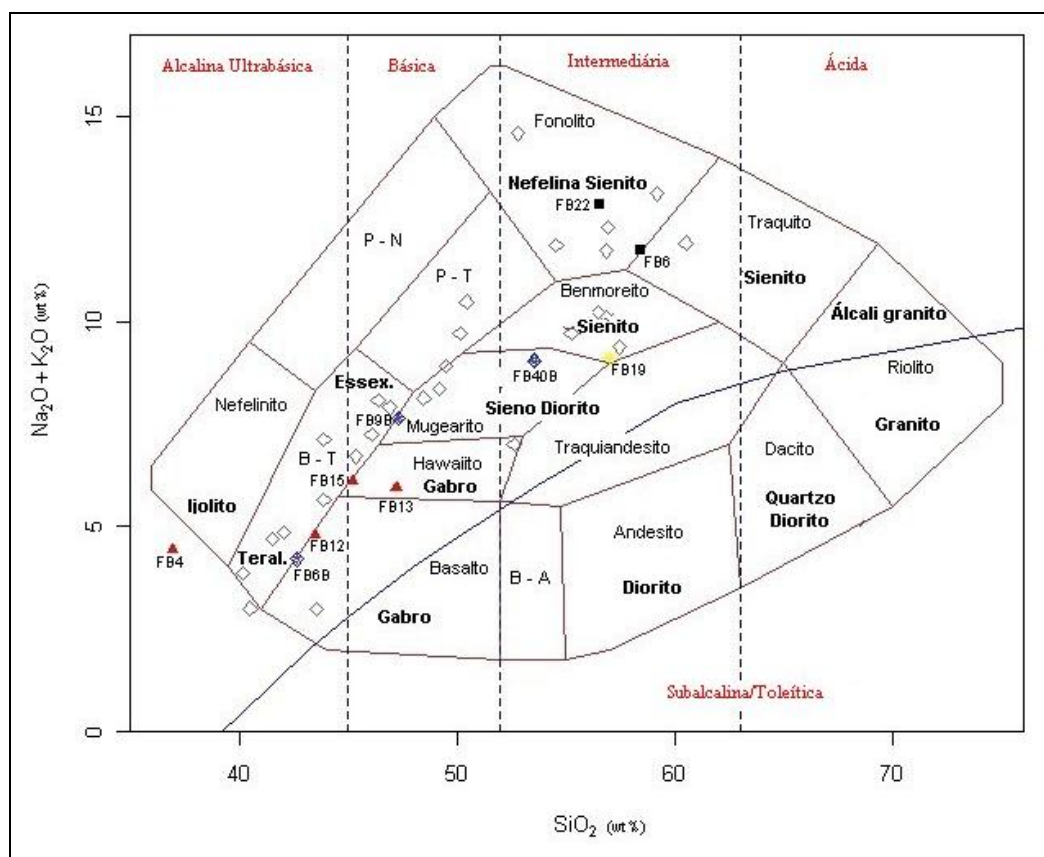


Figura 4.12 – Diagrama de classificação SiO_2 vs. álcalis (Cox *et al.* 1979) do Complexo Alcalino Fazenda Buriti com dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: ▲ = rochas da associação gabro-essexítica; ■ = nefelina sienito; ◆ = microsienito; ◆ = diques; ◇ = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

A evolução dos termos mais básicos para os ácidos das rochas dos Complexos pode ser observada nos diagramas binários, tipo Harker, SiO_2 vs. maiores (Figura 4.13). Importante ressaltar que nestes diagramas foram plotados tanto os dados das rochas que compõem a intrusão principal quanto os diques. Esses diagramas binários mostram uma tendência de evolução das rochas dos complexos alcalinos. Há uma correlação positiva clara entre o aumento de sílica com enriquecimento em Al, Na e K e correlação inversa entre SiO_2 e Mg, Ca, Ti e Fe. A maior dispersão foi encontrada em relação ao P, mas já esperado devido à variação da quantidade modal de apatita observada na petrografia. (Figura 4.13).

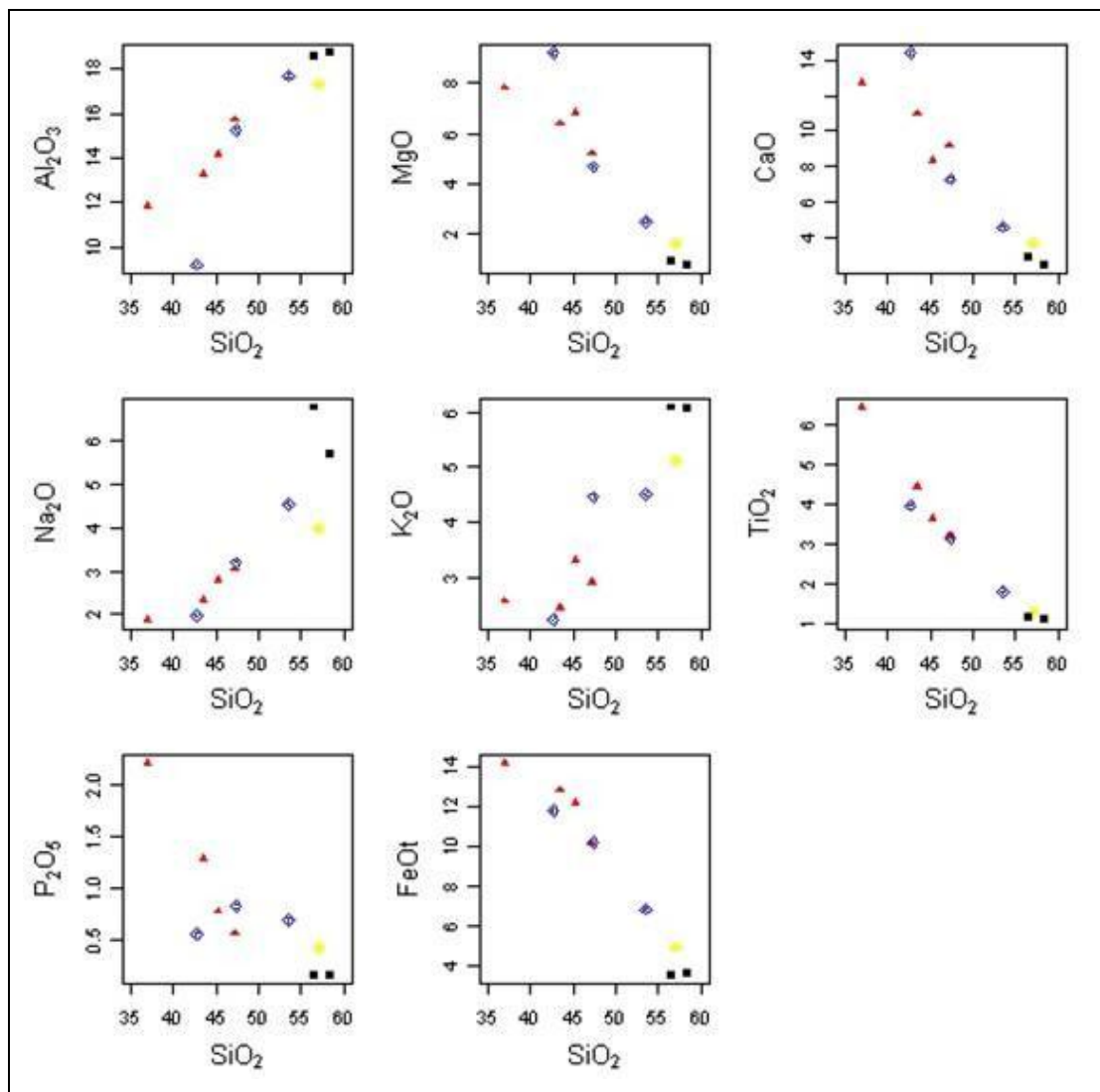


Figura 4.13 – Diagramas binários de SiO_2 vs. maiores. Símbolos: \blacktriangle = rochas da associação gabro–essexítica; \blacksquare = nefelina sienito; \bullet = microsienito; \blacklozenge = diques. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

O caráter potássico das rochas pode ser observado no diagrama Na_2O vs. K_2O (Poucllet 1980) (Figura 4.14). No geral, os resultados das análises situam-se no campo das séries potássicas e cálcicas evoluindo em direção as séries potássicas. A correlação positiva entre estes óxidos mostram, também, um enriquecimento progressivo em álcalis com a diferenciação das rochas da associação gabro–essexítica.

O diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (Figura 4.15) evidencia um fracionamento magmático governado pelo cálcio, o que, associado às evidências de análises texturais, aponta para a atenuação de processos de acumulação de clinopiroxênio e plagioclásio, com a obtenção de líquidos residuais que favoreceram a cristalização crescente de feldspato potássico, nas rochas integrantes da associação gabro–essexítica (Cerqueira 1995). Nota-se ainda, uma ligeira tendência potássica para as rochas do Complexo.

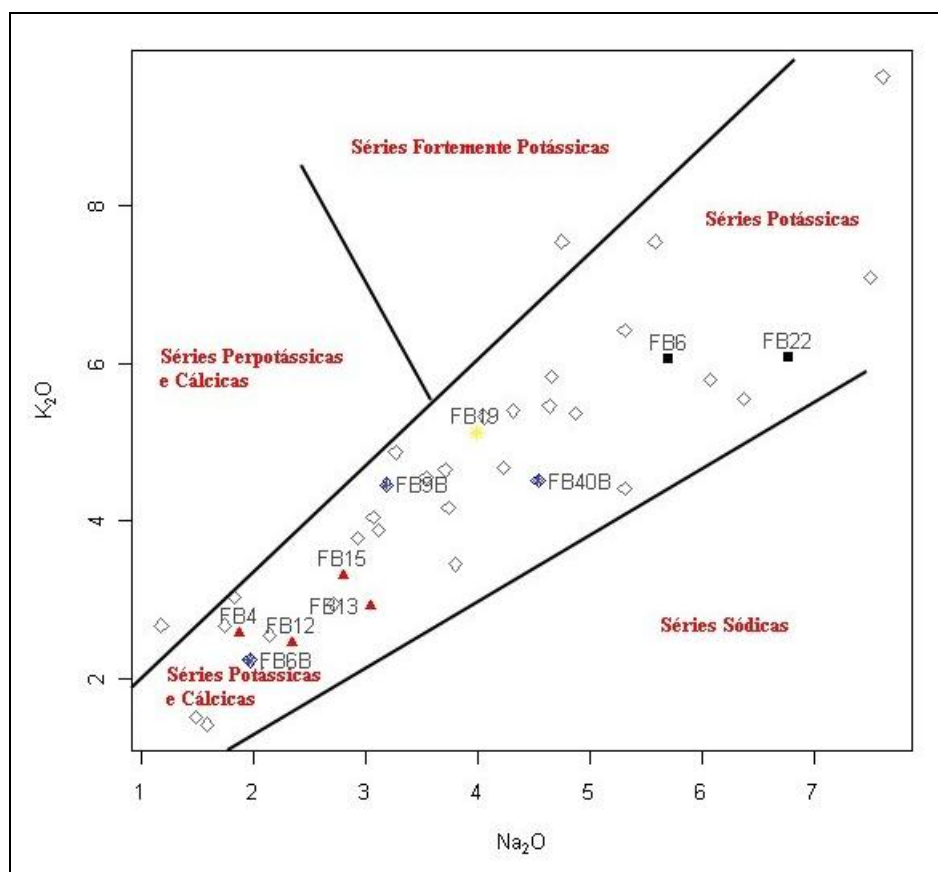


Figura 4.14 – Diagrama Na_2O vs. K_2O (Poucllet 1980) referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com os dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: \blacktriangle = rochas da associação gabro–essexítica; \blacksquare = nefelina sienito; \bullet = microsienito; \blacklozenge = diques; \diamond = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

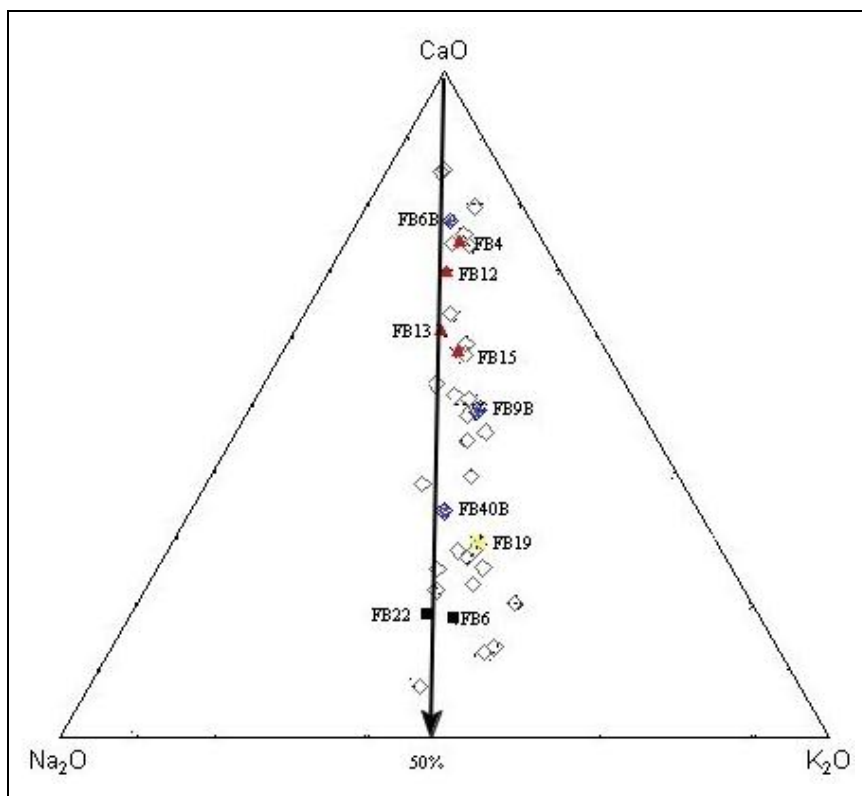


Figura 4.15 – Diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com os dados integrados de Cerqueira (1995). Símbolos: \blacktriangle = rochas da associação gabro–essexítica; \blacksquare = nefelina sienito; \star = microsienito; \blacklozenge = diques; \diamond = Cerqueira (1995). As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

A figura 4.16 mostra os diagramas tipo Harker de SiO_2 vs. elementos traço das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Nos diagramas Ba e Rb vs. SiO_2 , observa-se dois grupos bem distintos: as rochas gabróicas e os sienitos, onde há aumento na proporção de feldspato alcalino. A dispersão nos valores de Sr reflete principalmente a variação da proporção de plagioclásio. O Zr também apresenta uma tendência geral positiva, comprovando a evolução sugerida nos diagramas de elementos maiores (Figura 4.16).

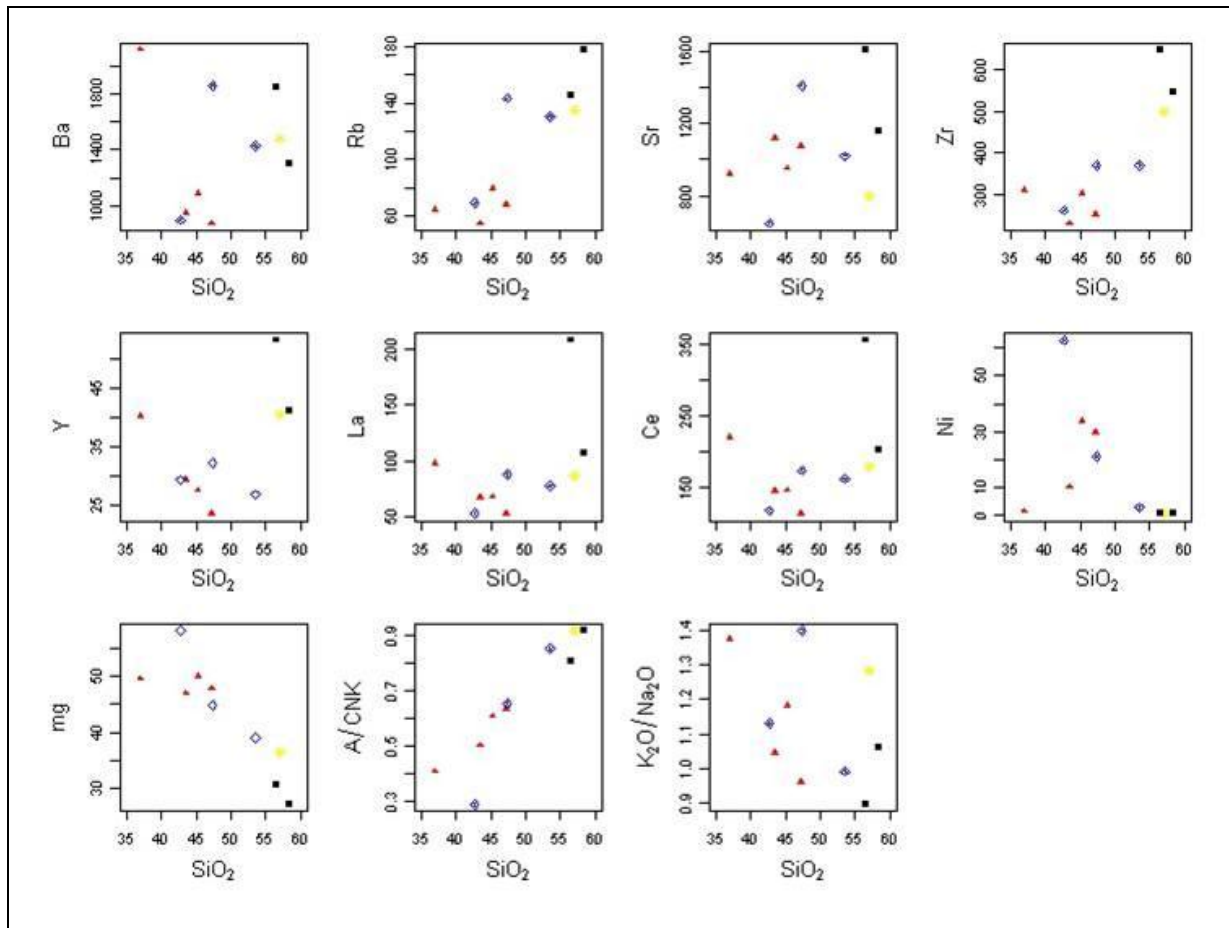


Figura 4.16 – Diagrama SiO_2 vs. elementos traço referentes às rochas do Complexo Fazenda Buriti com Símbolos: \blacktriangle = rochas da associação gabro-essexítica; \blacksquare = nefelina sienito; \star = microsienito; \blacklozenge = diques. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

Os principais tipos de rochas analisadas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti foram agrupados pelas semelhanças químicas, e os conteúdos dos Elementos Terras Raras (ETR) e dos principais elementos traço são mostrados na figura 4.17. Essa disposição dos diagramas permite a comparação das tendências e se a evolução sugerida nos diagramas anteriores é observada.

Os padrões dos ETR são muito semelhantes para todos os tipos de rochas, com enriquecimento em ETR leves e fracionamento para os pesados. Somente o microsienito possui uma leve anomalia negativa em Eu. Este fracionamento dos ETR leves para os pesados, ocorrendo inclusive nos nefelina sienitos pode ser explicado pela presença do anfibólio. Vale ressaltar que os diques cortam as rochas plutônicas do Complexo, sendo considerados mais jovens, relacionados ao magmatismo do final do Cretáceo (Danni 1974).

Os diagramas de elementos traço normalizados a condrito mostram diferenças mais visíveis, embora o padrão geral seja o mesmo, enriquecimento nos elementos incompatíveis, e empobrecimento nos mais compatíveis. As rochas máficas mostram padrão convexo com enriquecimento em Th, Ta, La, Ce e pequena anomalia negativa em Sr. Os nefelina sienitos possuem picos negativos de K (suave), Sr, e acentuados em P e Ti. O microsienito difere pela falta do padrão arredondado inicial, que é quebrado por anomalias negativas de Th, Nb, Sr, P e Ti (Figura 4.17).

A anomalia negativa em P e Ti nos sienitos e microsienito pode ser explicada diminuição da proporção de apatita nestas rochas. Também há tendência a diminuição da quantidade de ilmenita e ilmeno-rutilo, que ocorriam junto com a magnetita nas rochas mais máficas, chegando a representar 10% da proporção modal das rochas, caindo para quantidades acessórias nas rochas mais félsicas.

De forma geral, os padrões tanto de ETR quanto dos elementos traço são muito semelhantes aos descritos na literatura para rochas da Província Alcalina de Goiás (Brod *et al.* 2005), quanto do Alto Parnaíba (Brod *et al.* 2005).

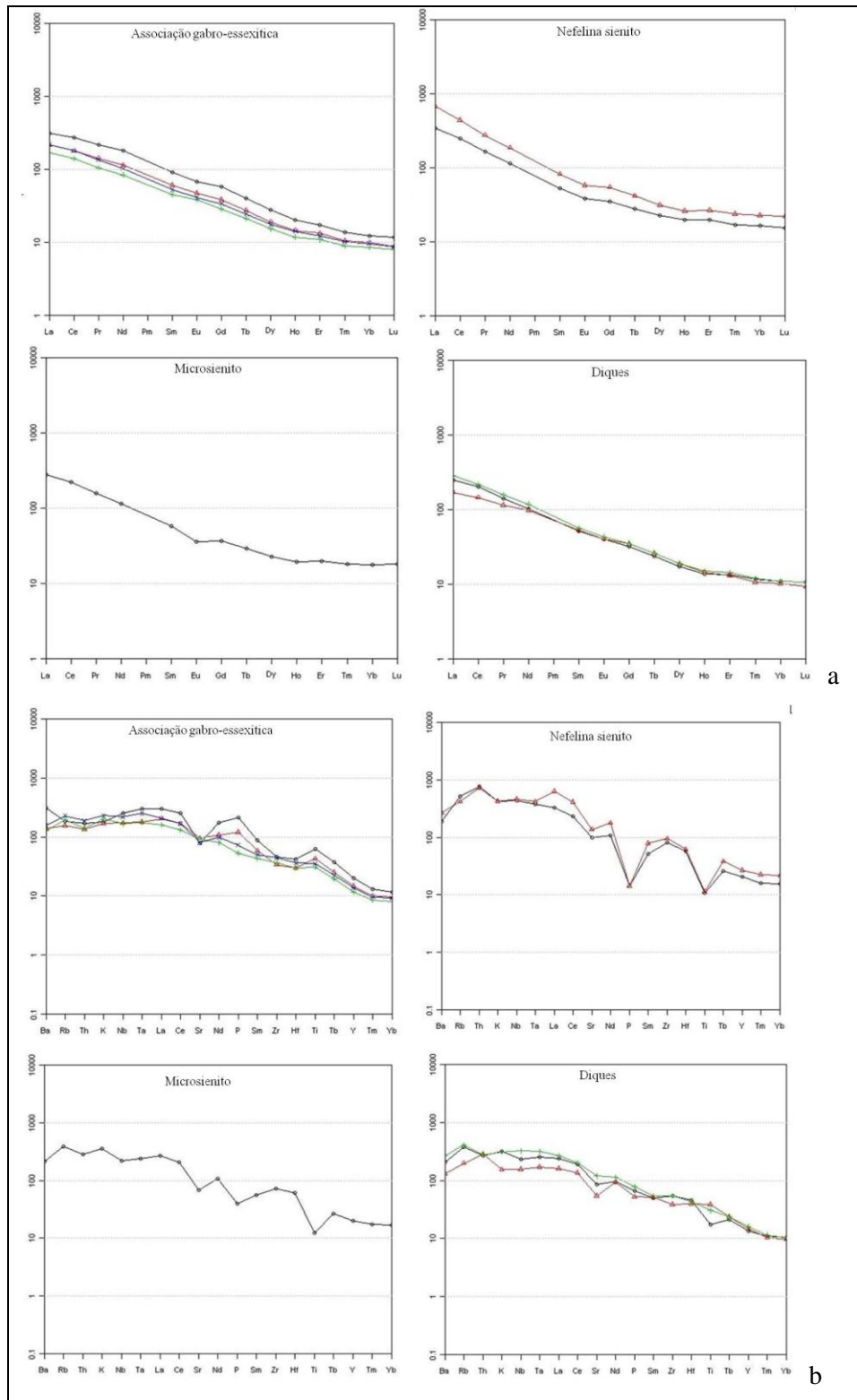


Figura 4.17 – (a) Diagramas de ETR normalizados a condrito (Boynton 1984). (b) Concentrações de elementos traço normalizados a condrito (Thompson 1982), para os principais tipos de rochas amostradas no Complexo Alcalino Fazenda Buriti: Essa disposição dos diagramas permite a comparação. As rochas estão enumeradas de acordo com a tabela 4.1.

4.4.2 Granito Iporá

Com intuito de comparar as variações químicas das rochas alcalinas com as encaixantes, foram realizadas análises químicas nos granitos. Como a maior parte das amostras foi coletada na porção leste das intrusões dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti e Diorama, somente o Granito Iporá foi analisado. Na região de Iporá, na porção leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, o Granito Iporá encontra-se fenitizado (amostra FB40C). Com isso, objetivou então, observar diferenças deste granito. Dependendo do grau de fenitização, são observadas quedas na porcentagem de SiO_2 e aumentos em Na_2O e/ou K_2O na rocha fenitizada (Figura 4.18), quando comparada com a rocha normal. Entretanto, não foram observadas diferenças entre as análises. Como estas variações não foram detectadas, uma explicação razoável seria a pequena intensidade do processo atuante nesta rocha, de tal modo que não houve mudanças químicas significantes em termos de elementos maiores.

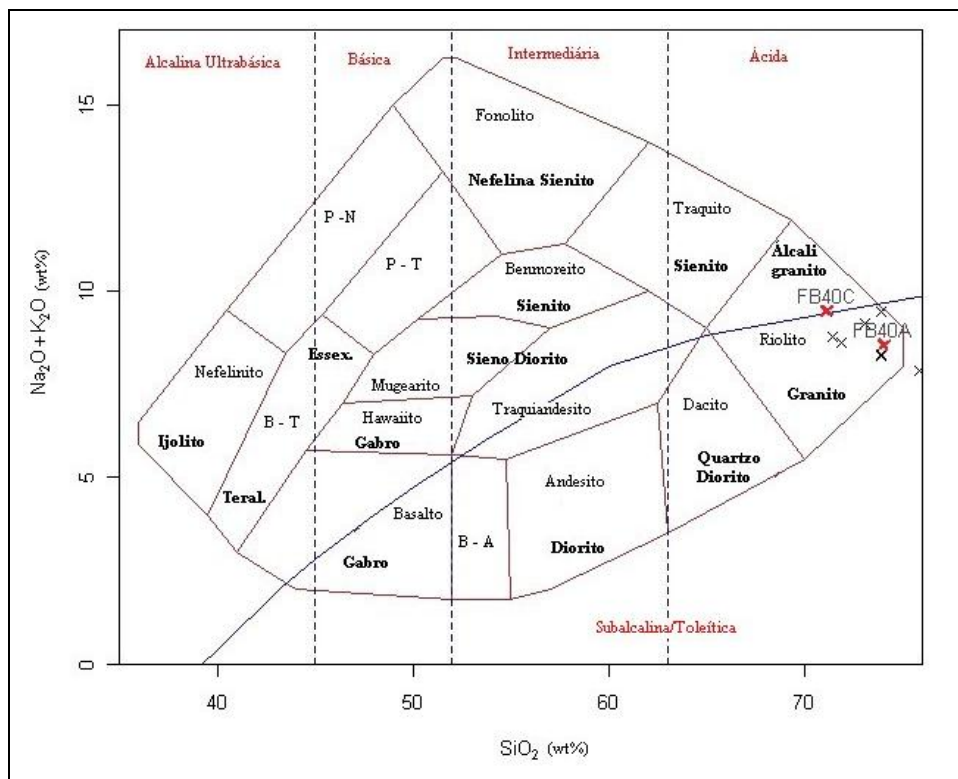


Figura 4.18 – Diagrama de classificação SiO_2 vs. álcalis (Cox *et al.* 1979) dos granitos encontrados na região de Diorama e na porção leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Símbolos: **x** = Granito Iporá da porção leste do Complexo Alcalino Fazenda Buriti (FB40C fenitizado).

No diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 4.19) os dados dos granitos foram plotados juntamente com os dados das rochas alcalinas (gabróicas e diques máficos), mostrando que ambos apresentam parcial superposição de campos, porção central do gráfico. O gráfico apresenta rochas alcalinas com baixo, médio e alto K, devido as diferenças petroquímicas mostradas por esses litotipos a partir dos minerais constituintes.

Utilizando ainda a comparação das principais características químicas entre os granitos e as rochas alcalinas, observa-se que os granitos são mais ricos em SiO_2 , Th, U e Y, mais pobres em Fe, Mg, Ca, Ti, P, Nb e Sr. As principais diferenças são ilustradas na Figura 4.20.

O diagrama de ETR normalizado a condrito exibe uma tendência destes granitos, com ligeiro enriquecimento em ETR leves e acentuada anomalia negativa em Eu. O granito fenitizado apresenta o mesmo comportamento destes conjuntos de rochas graníticas, mostrando que o processo de fenitização foi parcial e não alterou os resultados dos elementos traço (Figura 4.21).

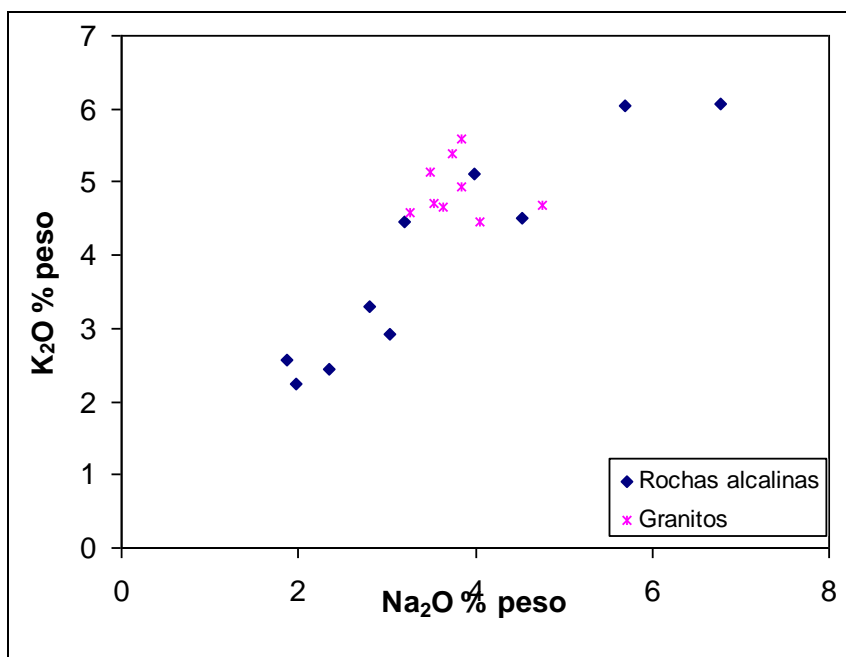


Figura 4.19 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ mostra os dados dos granitos plotados com os dados das rochas alcalinas (gabróicas e diques máficos). Símbolos: \blacklozenge = Rochas Alcalinas; \ast = Granitos.

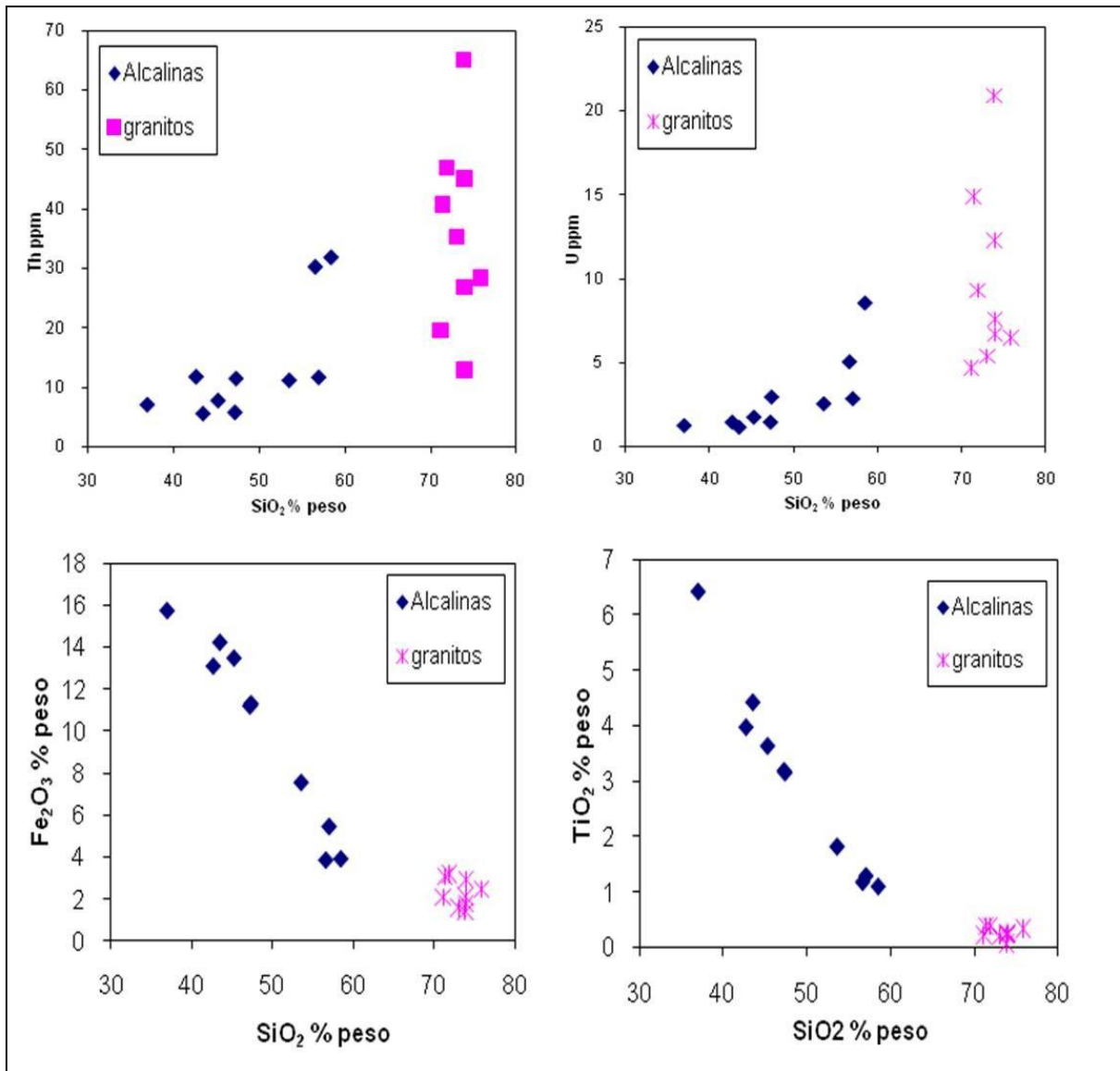


Figura 4.20 – Comparação entre os granitos e as rochas alcalinas. Símbolos: \blacklozenge = Rochas Alcalinas; \blacksquare e \ast = Granitos.

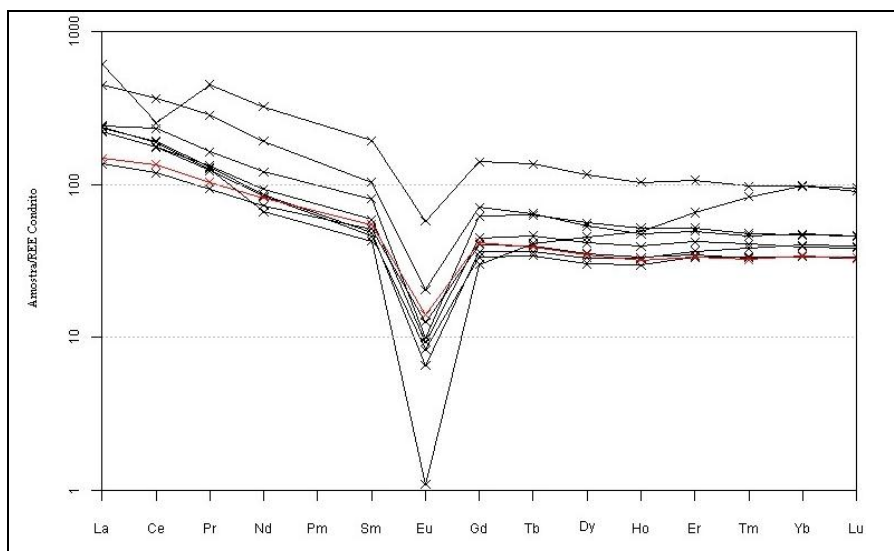


Figura 4.21 – *Spidergrams* para Elementos Terras Raras normalizados a condrito (Boynton 1984). Símbolos: × granitos, em destaque em vermelho o Granito Iporá fenitizado.

4.5 DISCUSSÕES

Todos os diagramas de elementos maiores e alguns traço mostram uma tendência evolutiva das rochas alcalinas mais máficas para as ácidas. Isto poderia ser explicado pelo processo de fracionamento magmático, como sugerido por Danni (1974), a cristalização fracionada.

Nos diagramas interpretados as rochas da associação gabro–essexítica seguem um *trend* de diferenciação indicando para uma origem a partir de cristalização fracionada, governada principalmente pela cristalização de olivina – clinopiroxênio – plagioclásio e, conseqüentemente, dando origem a líquidos progressivamente mais enriquecido em álcalis e alumínio, o que favoreceu a maior cristalização de feldspato potássico e de feldspatóides nas fácies mais diferenciadas (sieníticas e essexíticas) (Cerqueira 1995).

De modo geral as rochas pertencentes ao Complexo Alcalino Fazenda Buriti são insaturadas em sílica. Entretanto, os microsienitos apresentam um caráter mais saturado, provavelmente como conseqüência de processos de contaminação pelos arenitos das Formações Furnas e Ponta Grossa, uma vez que apresentam nefelina em suas composições.

O diagrama do tipo *Spidergrams* para Elementos Terras Raras normalizados a condrito mostra um enriquecimento relativo em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados.

Tabela 4.1 – Análise química das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti. Simbologia: FB4 = Teralito; FB6 = Nefelina Sienito; FB12 = Teralito; FB13 = Gabro Alcalino; FB15 = Teralito; FB19 = Microsienito; FB22 = Nefelina Sienito; FB40B = Dique de Sieno – diorito; FB6B = Dique de Basanito; FB9B = Dique de Basanito.

	FB4	FB6	FB6B	FB9B	FB12	FB13	FB15	FB19	FB22	FB40B
SiO₂	36.95	58.43	42.66	47.33	43.47	47.20	45.23	56,98	56,58	53.53
Al₂O₃	11.83	18.74	9.22	15.23	13.28	15,73	14.17	17.33	18.58	17.70
Fe₂O₃	15.78	3.95	13.14	11.34	14.27	11.24	13.52	5.49	3.89	7.59
MgO	7.83	0.74	9.24	4.66	6.38	5.20	6.83	1.58	0.86	2.44
CaO	12.71	2.52	14.41	7.31	10.99	9.19	8.34	3.75	2.91	4.63
Na₂O	1.87	5,7	1.97	3.19	2.34	3.04	2.80	3.99	6.77	4.54
K₂O	2.57	6.05	2.23	4.46	2.45	2.92	3.31	5.12	6.08	4.51
TiO₂	6.43	1.10	3.98	3.16	4.43	3.19	3.64	1.29	1.18	1.82
P₂O₅	2.21	0.15	0.55	0.82	1.28	0.56	0.77	0.42	0.15	0.69
MnO	0.23	0.13	0.21	0.20	0.21	0.17	0.21	0.14	0.14	0.15
Cr₂O₃	<0.002	<0.002	0.035	0.011	0.007	0.011	0.012	<0.002	<0.002	<0.002
Sc	22	2	42	16	27	20	21	5	2	7
LOI	0.9	2.1	1.9	1.7	0.4	1.1	0.7	3.5	2.2	2.0
Sum	99.31	99.55	99,51	99.39	99.51	99.57	99.51	99.59	99.38	99.57
Ba	2112	1304	899	1853	952	875	1085	1479	1844	1427
Be	2	6	3	3	1	1	2	3	6	3
Co	54.1	3.6	53.0	31.4	53.5	40.9	51.4	5.6	4.1	15.7
Cs	0.8	4,4	2.3	4.0	0.8	1.5	1.7	0.9	3.4	2.0
Ga	18.5	24.5	17.6	20.2	18,2	20.5	19.7	20.8	24.2	20.3
Hf	8.4	11.5	7.9	8.7	5.9	6.0	7.2	12.0	12.4	9.2
Nb	88.7	151.6	54.6	112.7	60.5	58.4	76.1	77.0	159.7	81.1
Rb	64.6	177.6	69.0	143.5	54.7	68.1	79.4	134.7	145.2	130.3
Sn	2	3	2	3	2	2	2	3	3	3
Sr	917.2	1153.3	646.7	1410.4	1118.3	1074.1	949.9	795.7	1607.4	1017.5
Ta	5.9	7.6	3.4	6.3	3.6	3.5	5.0	4.7	8.3	5.1
Th	7.2	32.0	11.9	11.6	5.7	5.9	7.9	11.8	30.4	11.3
U	1.3	8.6	1.5	3.0	1.2	1.5	1.8	2.9	5.1	2.6
V	533	60	426	239	443	297	337	52	62	102
W	0.6	4.1	2.5	2.0	0.8	0.8	1.0	1.0	3.7	1.6
Zr	310.7	547.2	262.6	371.2	231.4	251.1	302.6	499.6	648.0	371.2
Y	40.1	41.0	29.2	32.2	29.2	23.4	27.4	40.4	53.2	26.7
La	97.5	107.0	52.9	87.6	66.8	52.7	67.8	86.8	207.7	77.6
Ce	220.0	202.9	117.4	173.8	144.4	113.3	145.8	178.8	355.2	162.4
Pr	26.42	20.29	14.06	19.16	17.30	12.75	16.47	19.42	33.55	17.25
Nd	109.2	68.0	59.0	70.7	68.1	50.2	61.4	68.4	111.8	60.7
Sm	17.76	10.31	10.38	11.04	11.90	8.77	10.26	11.19	16.06	10.05
Eu	5.02	2.84	2.99	3.20	3.48	2.84	3.00	2.62	4.25	2.96
Gd	15.10	9.02	9.06	9.19	10.04	7.43	8.78	9.45	14.16	8.30
Tb	1.93	1.34	1.24	1.25	1.31	1.02	1.17	1.38	1.98	1.12
Dy	9.01	7.33	6.09	6.19	6.19	4.95	5.70	7.33	10.12	5.63

Lorena Malta Feitoza

Ho	1.47	1.44	1.04	1.08	1.05	0.85	1.02	1.39	1.88	0.99
Er	3.67	4.13	2.78	3.04	2.81	2.29	2.57	4.13	5.60	2.86
Tm	0.45	0.55	0.35	0.39	0.34	0.29	0.33	0.59	0.77	0.38
Yb	2.57	3.46	2.13	2.30	2.08	1.79	2.02	3.68	4.75	2.29
Lu	0.38	0.50	0.30	0.35	0.28	0.26	0.28	0.58	0.71	0.35
C/TOT	0.02	0.20	0.13	0.10	0.04	0.04	0.03	0.46	0.22	0.24
S/TOT	0.24	0.02	0.10	0.03	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02
Mo	0.8	13.0	1.3	3.1	1.3	1.6	1.6	1.8	6.8	4.0
Cu	15.7	4.0	65.3	25.5	8.4	63.3	36.2	1.5	4.5	8.9
Pb	1.4	8.2	7.9	3.8	1.2	1.4	0.8	4.8	19.5	4.1
Zn	56	68	64	67	49	43	53	78	52	66
Ni	1.2	0.5	62.8	20.9	10.0	29.5	33.8	0.5	0.4	2.6
As	1.1	2.6	1.7	1.0	0.6	<0.5	0.6	<0.5	2.2	3.5
Cd	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	2.0	<0.5	4.0	2.5	<0.5	0.9	<0.5	0.9	0.6	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	0.4	0.3	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Tabela 4.2 – Análise química dos granitos das regiões de Iporá e Diorama (Granito Iporá)

	D25	D28	D30	D31	D32	D36	D38	FB40A	FB40C
SiO₂	71.41	73.90	75.86	73.93	73.87	71.90	73.05	73.96	71.13
Al₂O₃	14.09	12.89	11.79	13.79	13.69	13.48	13.65	12.66	15.09
Fe₂O₃	3.09	2.11	2.45	1.79	1.39	3.18	1.59	2.92	2.07
MgO	0.32	0.24	0.26	0.22	0.03	0.27	0.14	0.23	0.20
CaO	0.59	0.79	0.61	0.55	0.45	0.70	0.86	0.27	0.58
Na₂O	3.85	3.64	3.26	3.53	3.85	3.50	3.73	4.06	4.75
K₂O	4.94	4.67	4.59	4.72	5.59	5.13	5.39	4.46	4.68
TiO₂	0.38	0.24	0.34	0.23	0.07	0.38	0.20	0.26	0.22
P₂O₅	0.08	0.05	0.07	0.05	0.02	0.09	0.05	0.06	0.04
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.08	0.05	0.05
Cr₂O₃	<0.002	0.004	<0.002	0.003	<0.002	0.003	<0.002	0.002	0.002
Sc	3	2	3	3	<1	<1	2	2	2
LOI	1.0	1.3	0.6	1.0	0.9	1.1	1.2	1.0	1.1
Sum	99.78	99.88	99.87	99.84	99.92	99.80	99.89	99.88	99.88
Ba	291	343	344	464	45	304	368	423	412
Be	7	8	5	10	4	5	7	5	3
Co	4.0	1.5	2.2	2.4	0.3	2.4	1.9	1.3	1.3
Cs	6.1	12.9	5.7	7.5	3.6	2.7	4.8	2.2	3.0
Ga	25.9	22.9	22.3	22.7	32.5	25.7	23.8	23.1	22.4

Lorena Malta Feitoza

Hf	10.3	9.5	9.4	8.4	14.8	19.0	7.4	9.6	11.2
Nb	51.8	38.7	44.4	37.4	80.9	42.7	33.8	31.0	30.1
Rb	293.4	304.2	206.0	312.3	295.9	160.2	279.0	161.4	163.1
Sn	11	14	10	10	6	6	8	6	4
Sr	63.7	68.5	65.7	88.7	13.6	62.7	82.9	59.9	43.0
Ta	3.4	3.7	3.4	4.2	4.4	2.5	2.8	2.2	2.0
Th	40.8	45.1	28.5	26.9	65.1	46.9	35.3	13.0	19.6
U	14.9	12.3	6.5	7.6	20.9	9.3	5.4	6.7	4.7
V	18	16	16	16	10	15	19	10	<8
W	1.6	8.0	1.2	1.4	2.6	0.6	1.8	1.4	0.6
Zr	299.2	261.5	302.4	217.9	195.4	683.5	218.1	336.6	385.0
Y	244.8	82.7	86.8	116.8	127.3	101.7	69.0	65.0	64.3
La	190.3	72.7	68.9	138.2	73.7	74.9	69.4	42.2	46.0
Ce	204.0	154.6	142.3	294.9	152.2	187.4	141.1	96.3	109.0
Pr	54.73	15.76	16.13	34.72	15.46	19.90	14.97	11.38	12.60
Nd	194.3	51.3	56.0	115.5	39.7	72.7	50.3	43.6	49.1
Sm	37.79	9.37	11.48	20.09	8.30	15.66	8.91	9.97	10.63
Eu	4.22	0.48	0.68	1.51	0.08	0.73	0.61	0.92	1.03
Gd	36.39	9.35	11.59	18.38	7.73	16.07	8.68	10.50	10.78
Tb	6.45	1.72	2.18	3.06	1.94	2.98	1.62	1.89	1.85
Dy	37.32	10.64	13.38	17.25	14.55	18.03	9.75	11.36	11.21
Ho	7.41	2.36	2.83	3.40	3.56	3.74	2.12	2.39	2.30
Er	22.33	7.68	8.86	10.36	13.75	10.87	6.99	7.22	7.06
Tm	3.15	1.24	1.32	1.49	2.69	1.55	1.09	1.07	1.05
Yb	20.33	8.39	8.15	9.92	20.52	9.71	7.02	7.03	7.15
Lu	2.91	1.27	1.24	1.47	3.06	1.49	1.06	1.07	1.06
C/TOT	0.03	0.02	<0.02	<0.02	0.06	0.06	0.09	0.03	0.08
S/TOT	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02
Mo	6.8	2.0	1.7	2.7	1.3	3.7	1.2	21.0	0.2
Cu	2.0	2.2	1.5	0.9	3.3	3.1	6.1	6.5	4.4
Pb	10.5	11.1	5.7	6.8	14.4	6.3	8.9	7.9	3.0
Zn	83	43	61	49	52	79	33	53	67
Ni	1.4	1.3	1.4	1.3	0.4	1.1	0.7	0.9	0.8
As	3.2	1.1	<0.5	<0.5	2.0	<0.5	<0.5	0.9	0.7
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1
Bi	<0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	<0.1	0.4	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	1.6	1.9	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0.5	0.4	0.2	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.2
Se	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

Capítulo 5

**Integração dos Dados e Discussão dos
Resultados**

Os produtos gerados nesta pesquisa trazem informações novas para a caracterização do padrão geofísico das rochas que constituem a Província Alcalina de Goiás. As feições anômalas de magnetometria e gamaespectrometria associadas aos estudos petroquímicos apresentam importantes informações ao conhecimento geológico da Província.

Este capítulo apresenta uma discussão e análise das informações dos capítulos 3 e 4, com base no exame da resposta geofísica e petroquímica dos litotipos do Complexo Alcalino da Fazenda Buriti. Este Complexo foi escolhido como área alvo (Figura 5.1) para o estudo petrográfico e geoquímico e definido como área padrão para os demais Complexos que constituem a porção norte da Província Alcalina de Goiás.

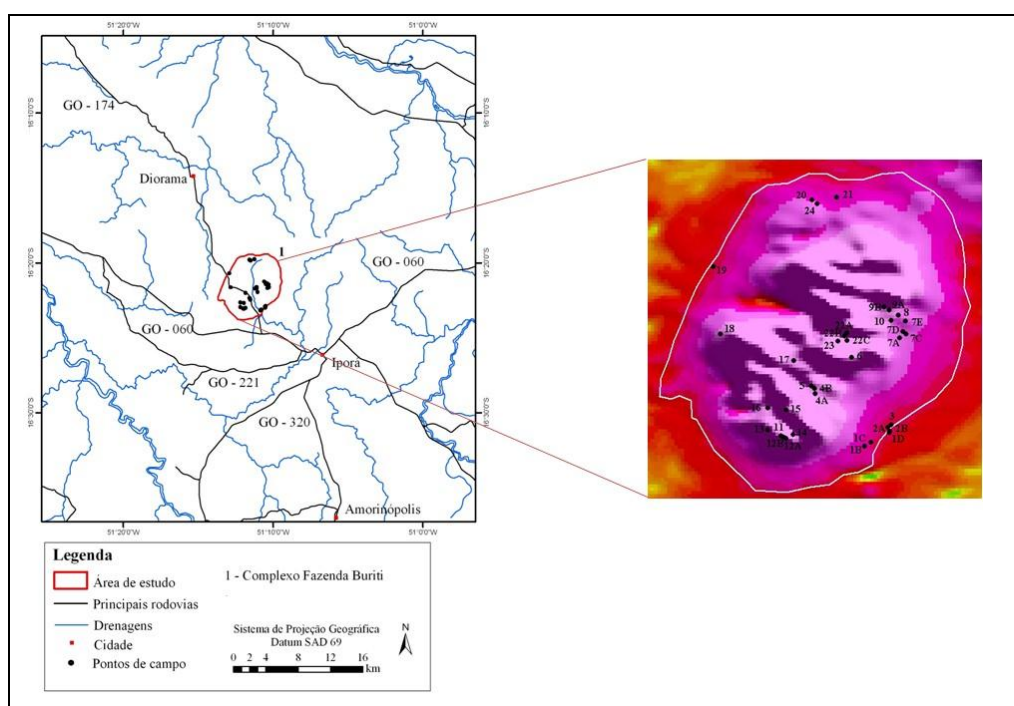


Figura 5.1 – Mapa de localização da área alvo, Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com pontos de investigação em campo.

5.1 ANÁLISE DE INTEGRAÇÃO DO COMPLEXO ALCALINO FAZENDA BURITI

A integração dos dados foi realizada em duas etapas que caracterizam as principais informações obtidas e discutidas ao longo desta dissertação (Figura 5.2): *i*) geofísica, Capítulo 3 (métodos magnetométrico e gamaespectrométrico); e *ii*) geologia, Capítulo 4 (petrografia e geoquímica). Posteriormente, foram analisadas as respostas

das propriedades geofísicas da porção norte da Província Alcalina de Goiás e a geologia caracterizada para o Complexo Alcalino Fazenda Buriti.

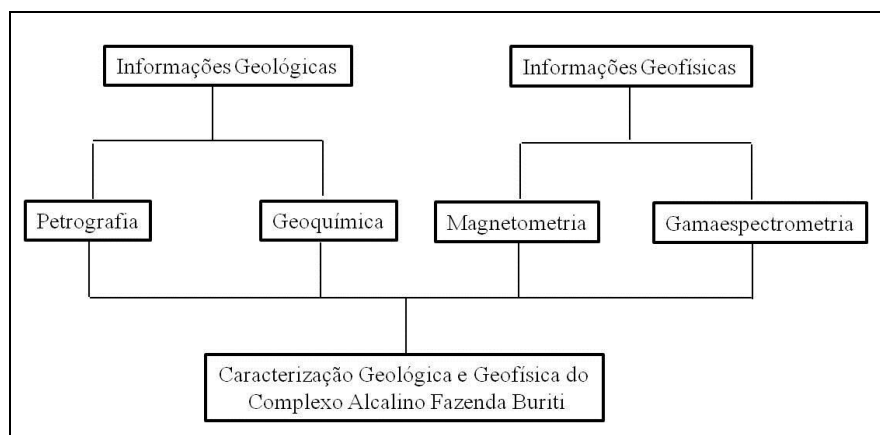


Figura 5.2 – Fluxograma resumido da integração das informações utilizadas.

5.1.1 Informações geológicas e geofísicas

As rochas alcalinas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti foram selecionadas como padrão para os diferentes litotipos encontrados na porção norte da Província Alcalina de Goiás, tendo como base os dados petrográficos e geoquímicos obtidos nesta pesquisa e nas informações de Cerqueira (1995), com escala de 1:25.000 (Figura 5.3).

O Complexo é marcado pela existência de dois eventos tectono–magmáticos (Danni 1978). O primeiro evento está relacionado às intrusões zonadas do tipo central, caracterizadas pela série de diferenciação magmática dunitos – peridotitos – piroxenitos – gabros alcalinos – nefelina sienitos com idades entre 75 e 81 M.a. (Danni 1974). O segundo evento está associado à reativação dos sistemas de falhas que controlam a instalação dos corpos relacionados ao primeiro evento, sendo caracterizado por intrusões subvulcânicas, como soleiras e diques de lamprófiros, nefelinitos e analcimitos, com idades entre 58 e 60 M.a. (Danni 1974).

Os produtos magnetométricos do Complexo Alcalino Fazenda Buriti possibilitou a investigação de fontes magnéticas e o comportamento das rochas em subsuperfície. As profundidades localizadas foram de até 1,6 km, segundo os dados obtidos pelo espectro de potência da área (Figura 5.4a). O espectro de potência foi individualizando em três intervalos distintos: *i*) o primeiro intervalo corresponde às fontes profundas com média de 1,6 km; *ii*) o segundo intervalo representa fontes intermediárias com profundidade

média de 0,4 km; e *iii*) terceiro corresponde às fontes rasas com profundidade média de 0,25 km (Figura 5.4b).

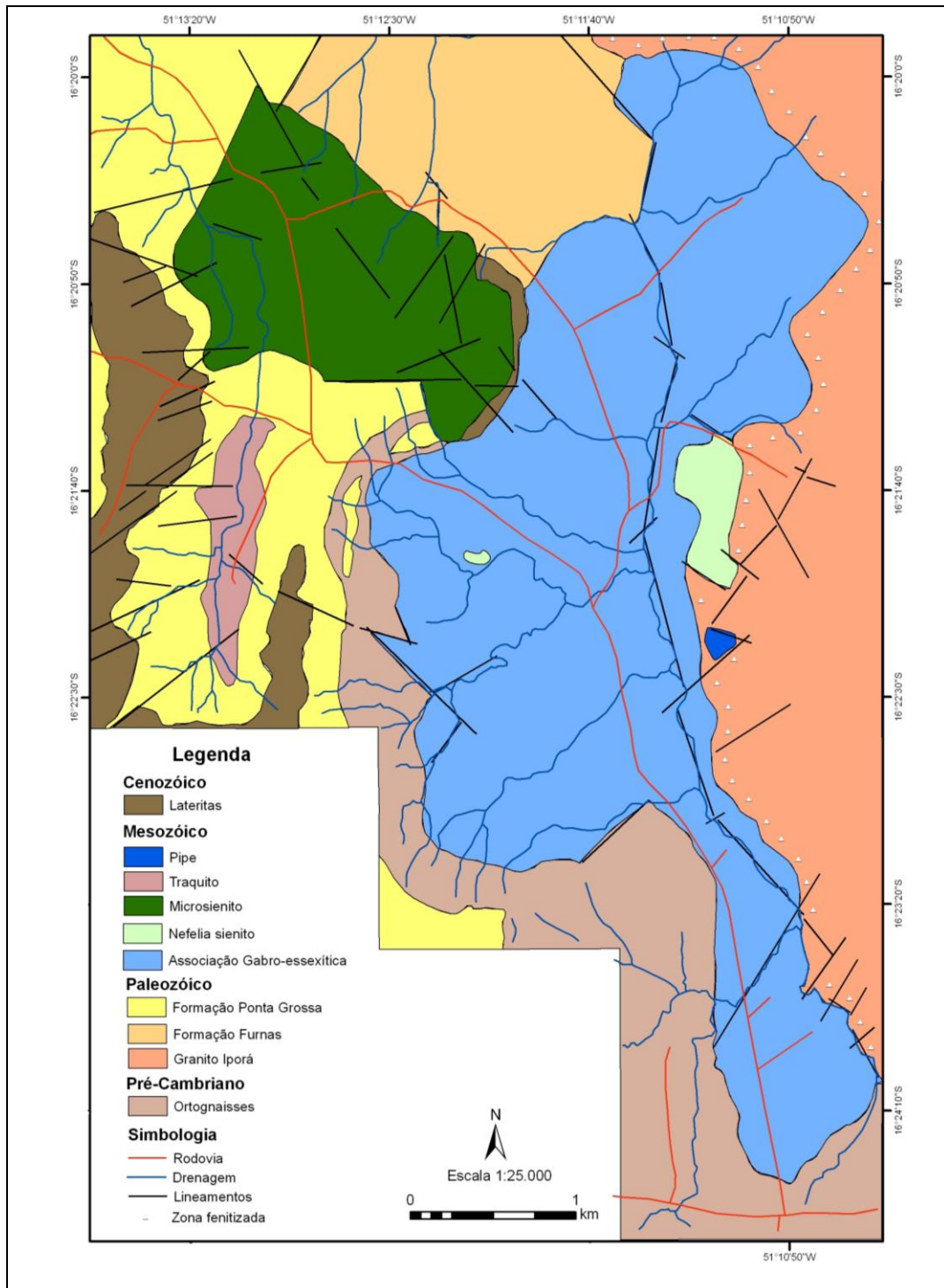


Figura 5.3 – Mapa Geológico do Complexo Alcalino Fazenda Buriti (Cerqueira 1995).

A resposta magnetométrica do Complexo Alcalino Fazenda Buriti permitiu a delimitação de uma intrusão na forma elipsoidal, com eixos nas direções NE–SW e

NW–SE de 7 km e 5 km, respectivamente (Figura 5.5a). A intrusão é caracterizada por assinaturas magnéticas realçadas por faixas que apresentam valores de amplitude do campo magnético variando de 1,7 a 1,0 nT/m, nas bordas, e 5,0 a 2,8 nT/m, no centro (Figura 5.5a).

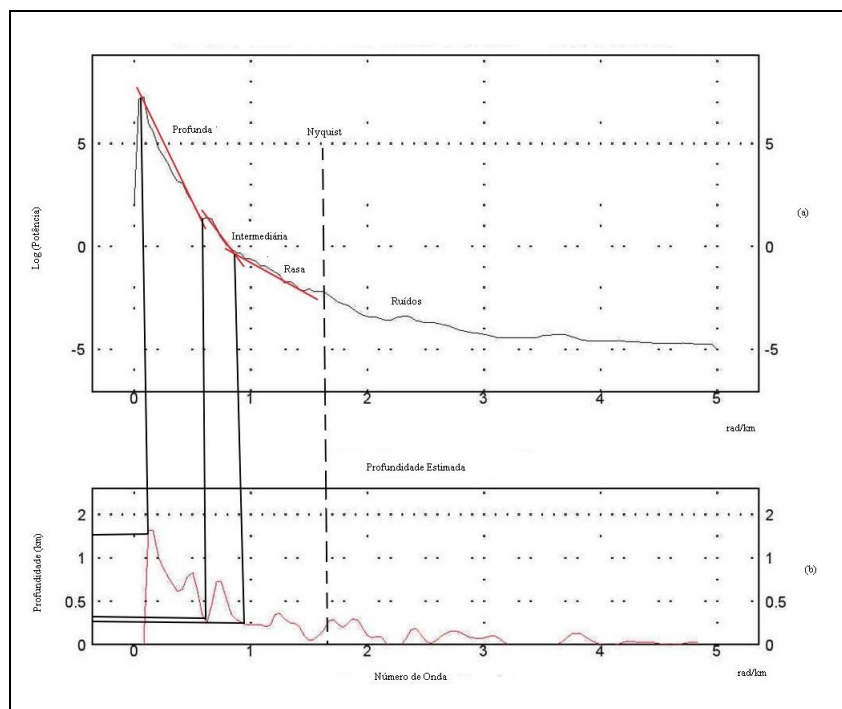


Figura 5.4 – (a) Espectro de potência do campo magnético anômalo do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com suas respectivas (b) profundidades estimadas da área de estudo.

No centro do Complexo, os gradientes do campo magnético são mais altos que os gradientes das bordas (Figura 5.5b). A faixa limítrofe, definida por valores de amplitude do campo magnético intermediários a baixos, é caracterizada pela resposta das rochas encaixantes, granitos e rochas sedimentares (Figura 5.5a, b).

A imagem do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Pólo (REDP) apresenta o Complexo como uma anomalia dipolar, com forma elíptica, orientada com eixo principal na direção NE–SW (Figura 5.5c). A magnetização é definida por assinaturas com valores positivos localizados ao norte (tons magentas) e valores negativos ao sul (tons azuis). Isso mostra que a região foi afetada por magnetização remanescente (Figura 5.5c).

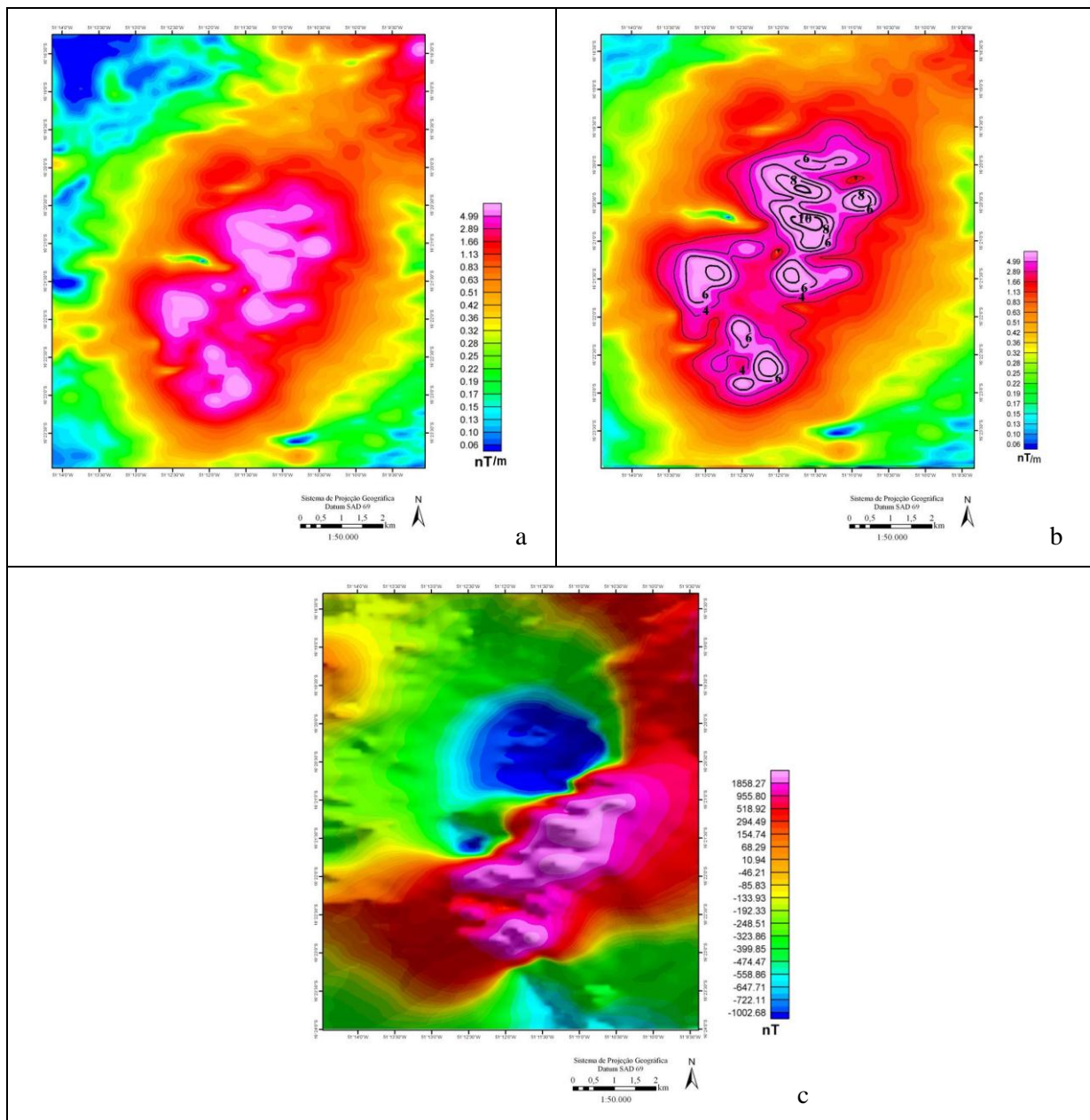


Figura 5.5 – (a) Imagem da Amplitude do Sinal Analítico com (b) curvas de isovalores. (c) Imagem Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Pólo.

A gamaespectrometria mostra as diferenças composicionais das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com concentrações de radioelementos caracterizadas por valores intermediários a baixos (Figura 5.6). A imagem do K (%) mostra valores de concentrações que predominam na faixa de 1,2 % a 2,5 % (Figura 5.6a). As assinaturas de eTh e eU definem o Complexo com concentrações de valores baixos, 7,0 ppm (eTh) e 2,0 ppm (eU) (Figuras 5.6b, c). Isto advém do comportamento geoquímico dos radioelementos (eTh e eU) que não participam do processo de

cristalização das rochas mais primitivas (gabros–essexíticos), as quais são os principais litotipos constituintes da intrusão alcalina. As mais elevadas concentrações dos três radioelementos decorrem da presença de litotipos mais evoluídos na área, como os granitos encaixantes que afloram a leste do Complexo.

O modelo digital do terreno (Figura 5.6d) mostra as rochas gabróicas com relevo baixo, mas são limitadas por relevo alto constituído pelas rochas encaixantes a leste, Granito Iporá, e a oeste pelos ortognaisses.

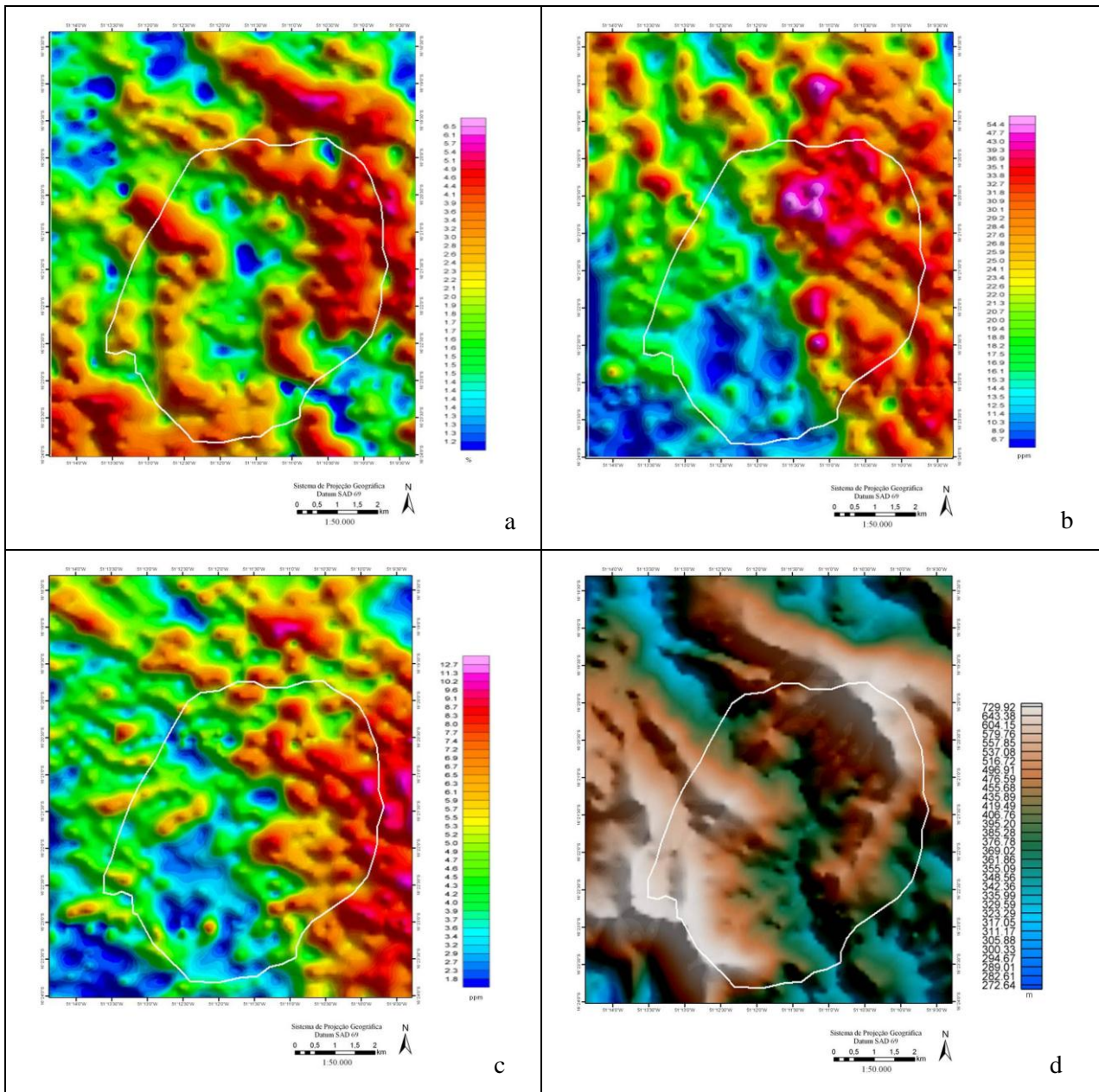


Figura 5.6 – (a) Imagem do canal do K (%), (b) Imagem do canal do eTh (ppm), (c) Imagem do canal do eU (ppm) e (d) Imagem do Modelo Digital do Terreno.

5.1.2 Interpretação das Informações Integradas

As rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti apresentam assinaturas geofísicas muito bem definidas por suas propriedades magnetométricas e gamaespectrométricas.

O Complexo se destaca pela assinatura magnetométrica de altos valores, em uma feição elipsoidal (Figura 5.5a, b) que apresentam gradientes altos no centro e mais

baixos nas bordas (Figura 5.5b), possibilitando à individualização de diferentes litotipos. Essas assinaturas magnetométricas se destacam devido à presença de cristais de magnetita, com intercrescimentos e exsoluções com ilmenita e ilmeno-rutilo, que constituem os litotipos gabróicos. Cerqueira (1995) apresenta dois diagramas de FeO – TiO₂ – Fe₂O₃ que mostram a presença de óxidos de titano–magnetita com ilmenita referentes as rochas alcalinas do Complexo (Figura 5.7a, b). Esses gráficos indicam um *trend* magnético definido pelas rochas alcalinas, corroborando com o padrão magnetométrico anômalo apresentado pelo Complexo Alcalino Fazenda Buriti. As rochas encaixantes, Granito Iporá (leste) e ortognaisses Pré-Cambrianos (oeste/sudoeste), são definidas por valores de campo magnético intermediários a baixos.

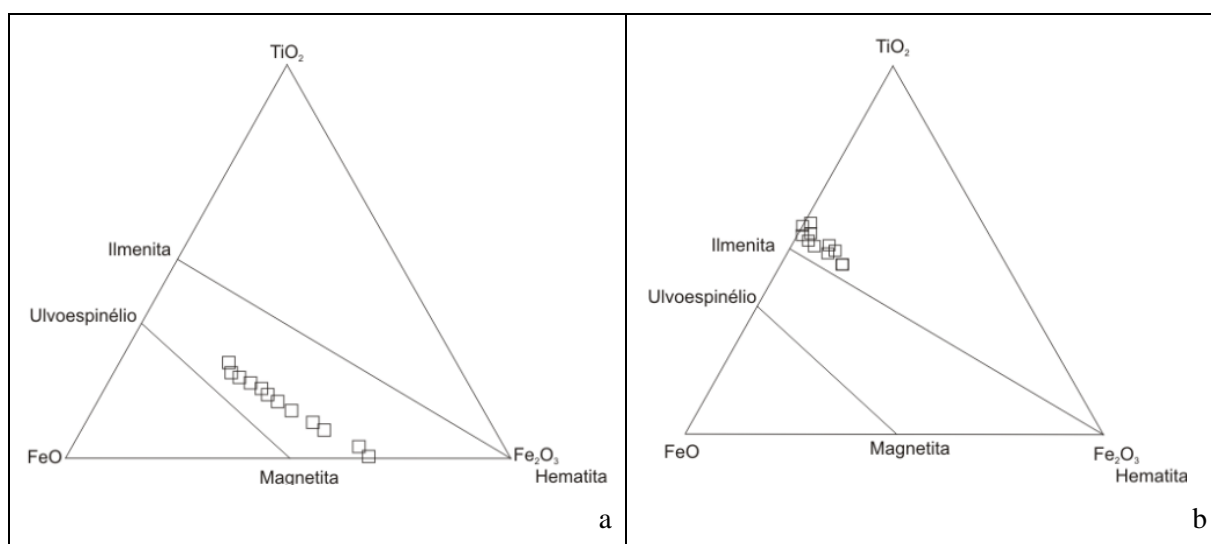


Figura 5.7 – Diagramas de FeO – TiO₂ – Fe₂O₃ mostrando o comportamento magnético das rochas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti (Cerqueira 1995).

As diferenças litogeoquímicas da área do Complexo Alcalino Fazenda Buriti são mostradas a partir das variações das concentrações dos radioelementos (K, eTh e eU).

Os litotipos pertencentes ao Complexo apresentam concentrações de K, eTh e eU com concentrações de valores intermediários a baixos, para a associação gabro–essexítica, e altos, para os nefelina sienitos e microsienitos. Esses valores de concentrações evidenciam um fracionamento magmático governado pelo cálcio com uma ligeira tendência potássica apresentado no diagrama ternário Na₂O – CaO – K₂O comentado no capítulo 4. No geral, essas rochas apresentam caráter potássico e cálcico evoluindo em direção ao caráter mais potássico. Também, indicam um enriquecimento

progressivo em álcalis a partir da diferenciação dos litotipos da associação gabro–essexítica.

Concentrações de valores altos de K ocorrem no contato do Complexo com os litotipos mais evoluídos presentes na área, como os granitos e os ortognaisses encaixantes. Esse contato é definido por processo metassomático de fenitização que gera uma auréola com assinatura gamaespectrométrica com concentrações de valores altos de K. Esse aumento de K acontece devido à formação de biotita promovida pelo aporte desse elemento químico. A alta concentração de K em contato com as rochas do Complexo é um forte indício para o mapeamento dessas rochas.

A integração dos dados geofísicos e geológicos resultou na geração do mapa de unidades geofísicas (Figura 5.8), baseado na integração dos canais radiométricos (K e eTh), no produto ASA e na geologia, escala de 1:25.000 (Cerqueira 1995).

A associação gabro–essexítica apresenta concentrações com baixos valores de K e eTh (Figura 5.6a, b), enquanto o produto ASA mostra assinatura magnética alta (Figura 5.5a). A resolução dos dados aerogamaespectrométricos não permitiu que os litotipos que constituem o Complexo fossem discriminados em função das respostas dos radioelementos. Entretanto, na porção nordeste do Complexo é possível distinguir parte da associação gabro–essexítica com respostas de K (concentrações intermediárias a baixas), eTh (concentrações com valores altos) e assinatura das fontes magnéticas com alto valor, na imagem ASA. Essa resposta geofísica dessa porção da associação pode caracterizar uma possível diferenciação mais evoluída dos litotipos que formam a intrusão alcalina.

Os nefelina sienitos se caracterizam pelo alto valor de concentração de K, eTh (Figura 5.6a, b) e alta magnetização (Figura 5.5a). O *sill* traquito e o pipe de brecha não foram observados no trabalho de campo. Entretanto, nos produtos aerogeofísicos, a resposta do *sill* se caracteriza pela alta concentração de K (Figura 5.6a) e o pipe de brecha pela alta concentração de eTh (Figura 5.6b).

O Granito Iporá apresenta alta concentração de K e eTh (Figura 5.6a, b), e os ortognaisses alta concentração de K e concentração intermediária de eTh (Figura 5.6a, b). Contudo, os comportamentos dessas rochas encaixantes são bem distintos dos litotipos que constituem o Complexo, devido aos processos evolutivos, a composição mineralógica e química.

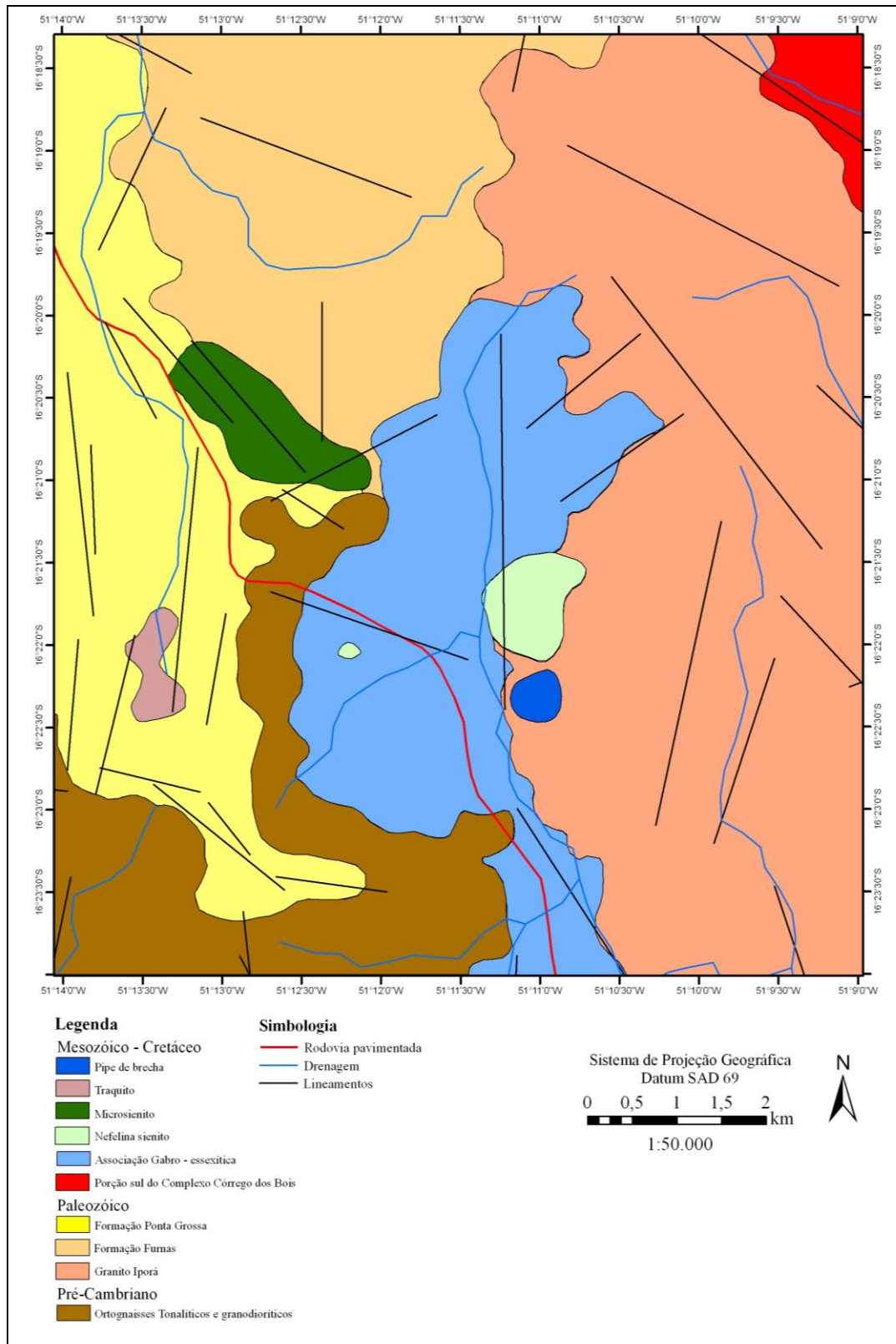


Figura 5.8 – Mapa de Unidades Geofísicas do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, com base no produto ASA, canais K e eTh e no mapa geológico de Cerqueira (1995).

5.2 COMPARAÇÃO DO COMPORTAMENTO GEOFÍSICO DO COMPLEXO FAZENDA BURITI E DEMAIS COMPLEXOS ALCALINOS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

A integração das informações gerou produtos que definem os Complexos da porção norte da Província Alcalina de Goiás a partir do conhecimento litogeoquímico e geofísico do Complexo Alcalino Fazenda Buriti.

As assinaturas magnetométricas das intrusões alcalinas possibilitaram a caracterização de nove corpos referentes aos Complexos Alcalinos, a identificação de corpos não aflorantes (porção noroeste) e de outros corpos com dimensões menores (porção sul, sudoeste). Esses corpos são definidos por fontes magnéticas localizadas em profundidades de até 3,8 km (Figura 3.14) e eixos maiores variando de 3 a 13 km (Figura 5.9b). O comportamento magnetométrico é similar para todas as intrusões da porção norte da Província, sendo definido por anomalias com assinaturas de alto valor de campo magnético. As feições, em geral, apresentam forma elipsoidal, secundariamente circular, com o centro definido por valores de amplitude do campo aproximado de 0,88 nT/m e nas bordas do corpo os valores de amplitude variam de 0,30 nT/m e 0,45 nT/m (Figura 5.9b).

A figura 5.9 (c, d, e, f) mostra a resposta das fontes do campo magnético para os Complexos Alcalinos Fazenda Buriti, Arenópolis, Montes Claros e Santa Fé, Complexos-alvos. É observado um padrão magnetométrico muito similar para os quatro Complexos, com o centro das intrusões definidos por valores de amplitude muito altos (10 nT/m a 6,0 nT/m) e as bordas determinadas por valores de amplitude altos (4,0 nT/m e 3,0 nT/m).

Como é observado no item 5.1, o Complexo Alcalino Fazenda Buriti apresenta um padrão magnetométrico direto com os litotipos que constituem a associação gabro-essexítica presente na porção central da anomalia. De acordo com a resposta magnetométrica dos outros três Complexos Alcalinos (Figura 5.9 d, e, f) ser muito próxima àquela apresentada pelo Complexo Alcalino Fazenda Buriti, é possível atribuir a esses uma diferenciação de litotipos próximas as da associação gabro-essexítica, com presença de magnetita.

A porção norte da Província Alcalina de Goiás e os quatro Complexos-alvos são mostrados a partir das variações dos litotipos segundo as concentrações de K e eTh (Figuras 5.10 e 5.11). As diferenças litogeoquímicas são realçadas para as áreas internas

e externas dos Complexos. As médias concentrações de K (%) para os centros das intrusões são de valores baixos (0,5 % a 1,1 %). As bordas das anomalias apresentam valores altos, 3,1 % a 6,5 % (granitos e ortognaisses), e intermediários, 2,0 % a 2,5 %, (depósitos sedimentares) (CPRM 2008). O contraste entre essas duas áreas dos Complexos, porção interna (baixos valores) e porção externa (altos valores), é realçado pela elevada diferenciação da resposta gamaespectrométrica de K (%).

A figura 5.12 (b, c, d, e, f) mostra as feições em forma elipsoidal e circular que balizam os lineamentos magnéticos. Essas feições são realçadas por apresentarem dois tipos de relevo magnético em contato: *i*) textura movimentada, predominante, e *ii*) textura lisa, localizada, que envolve as feições anômalas. Os lineamentos magnéticos representam direção NE–SW, E–W, principalmente, e direção NW–SE, subordinadamente. Tais feições magnéticas são oriundas de fontes localizadas em profundidades que variam de 3,8 km a 1,2 km (Figura 3.14) e são relacionadas aos lineamentos de superfície, pois apresentam as mesmas direções. Tais feições estruturais são o Lineamento Transbrasiliano (NE–SW) e o Lineamento Azimute 125 (NW–SE).

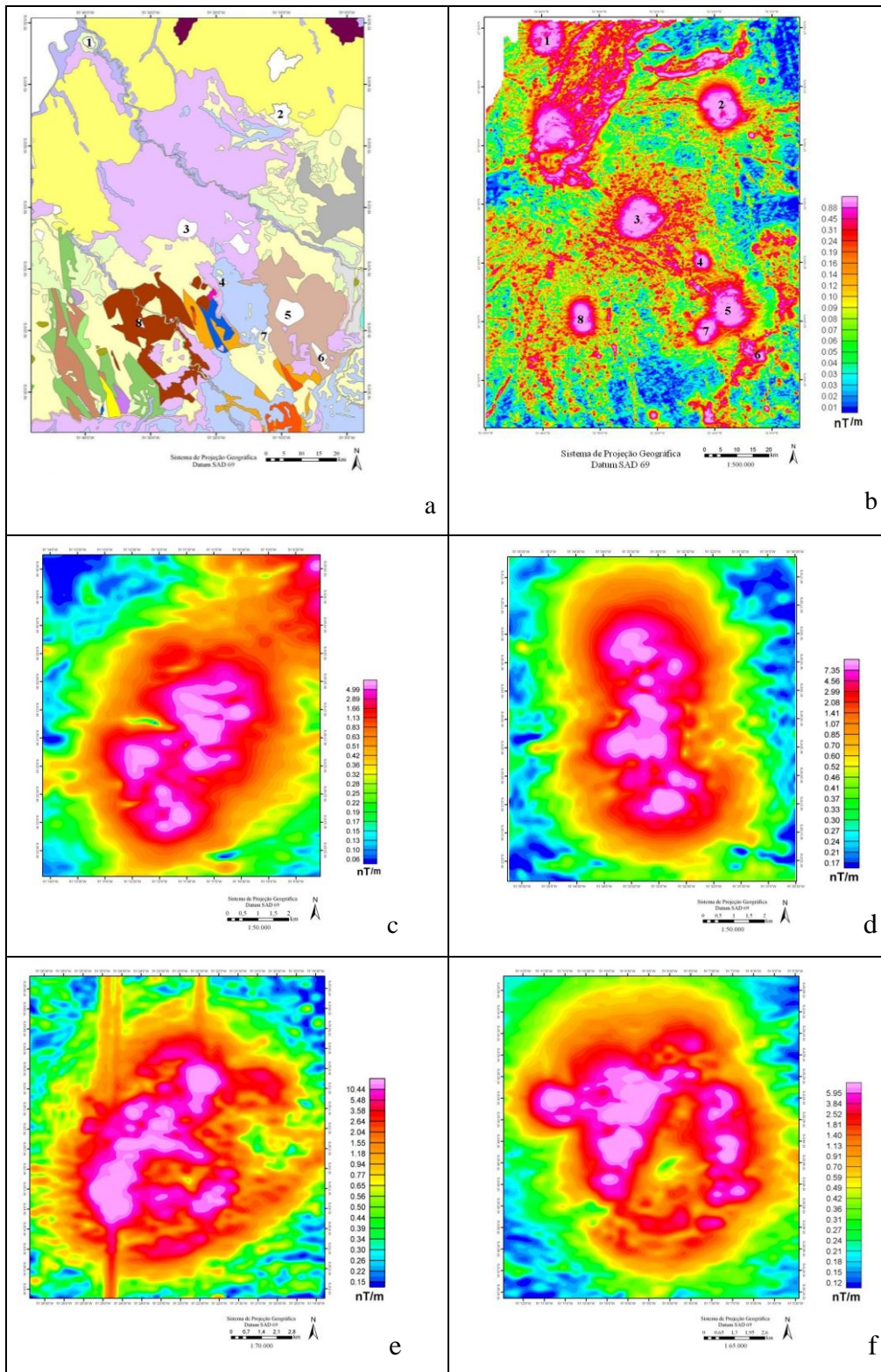


Figura 5.9 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) ASA da porção norte da PAGO. (c) ASA do Complexo Fazenda Buriti. (d) ASA do Complexo Arenópolis. (e) ASA do Complexo Montes Claros de Goiás. (f) ASA do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.

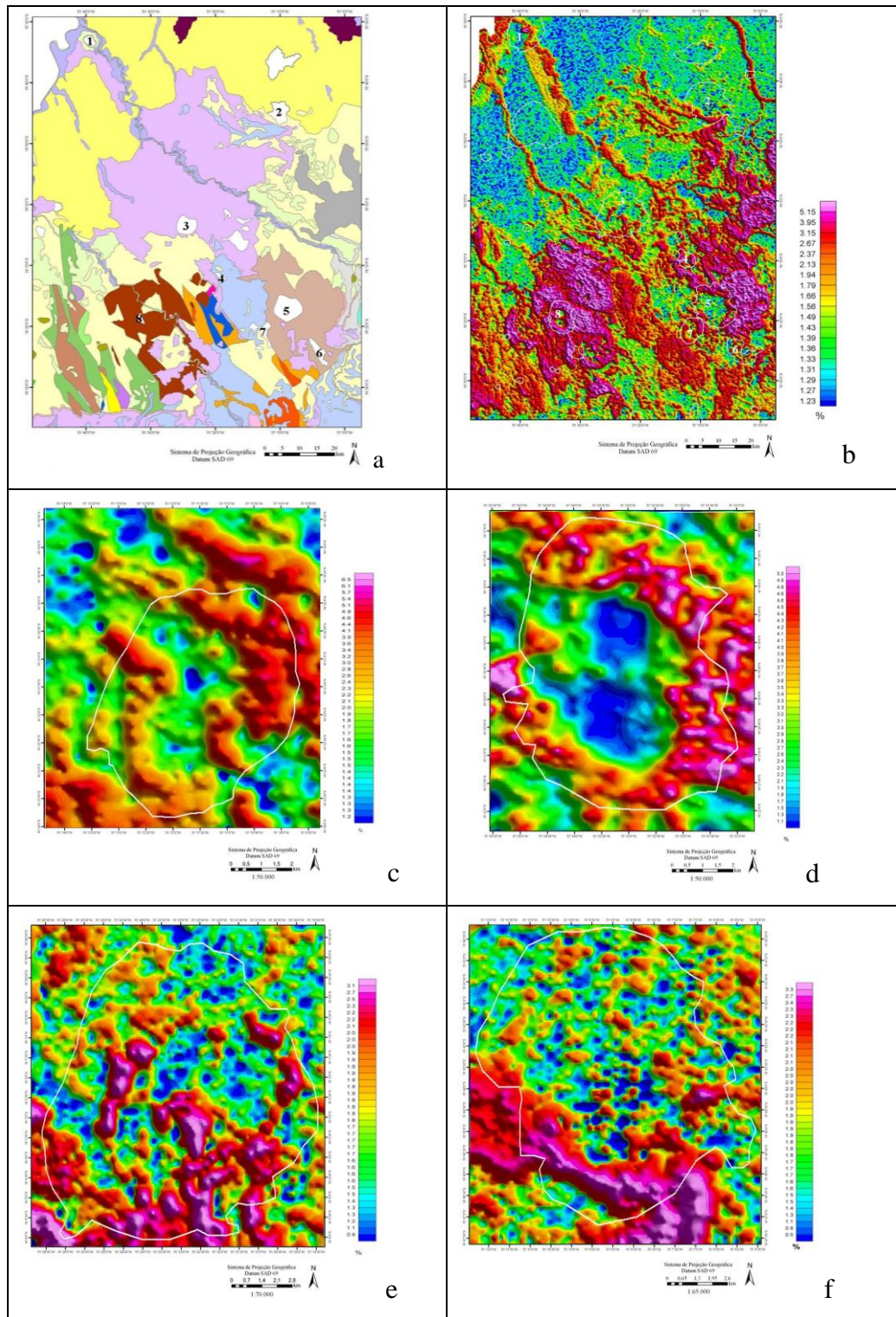


Figura 5.10 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM). (b) canal do K (%) porção norte da PAGO. (c) K (%) do Complexo Fazenda Buriti. (d) canal do K (%) do Complexo Arenópolis. (e) canal do K (%) do Complexo Montes Claros. (f) canal do K (%) do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.

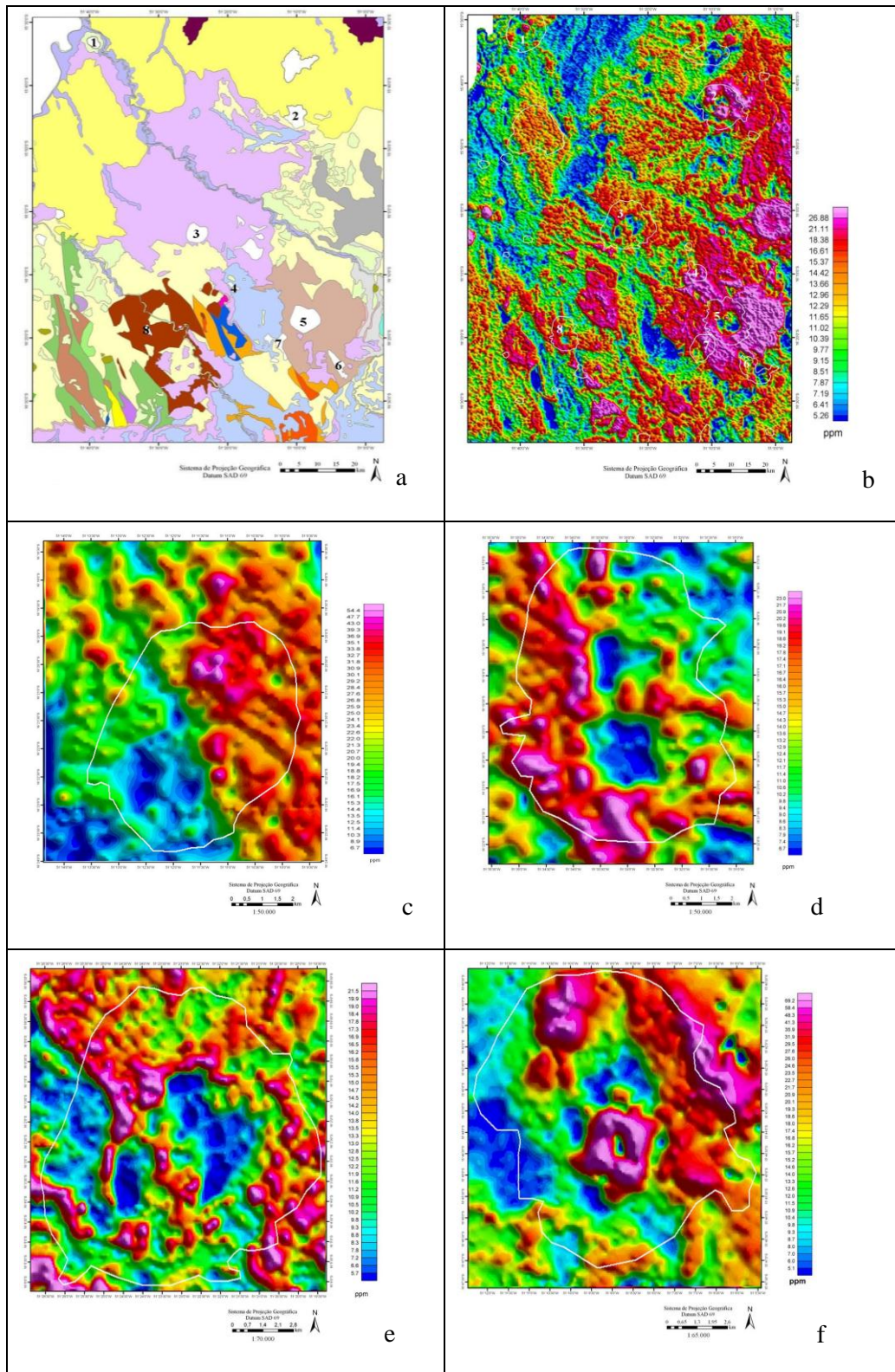


Figura 5.11 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) canal do eTh (ppm) da porção norte da PAGO. (c) canal do eTh (ppm) do Complexo Fazenda Buriti. (d) canal do eTh (ppm) do Complexo Arenópolis. (e) canal do eTh (ppm) do Complexo Montes Claros. (f) canal do eTh (ppm) do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.

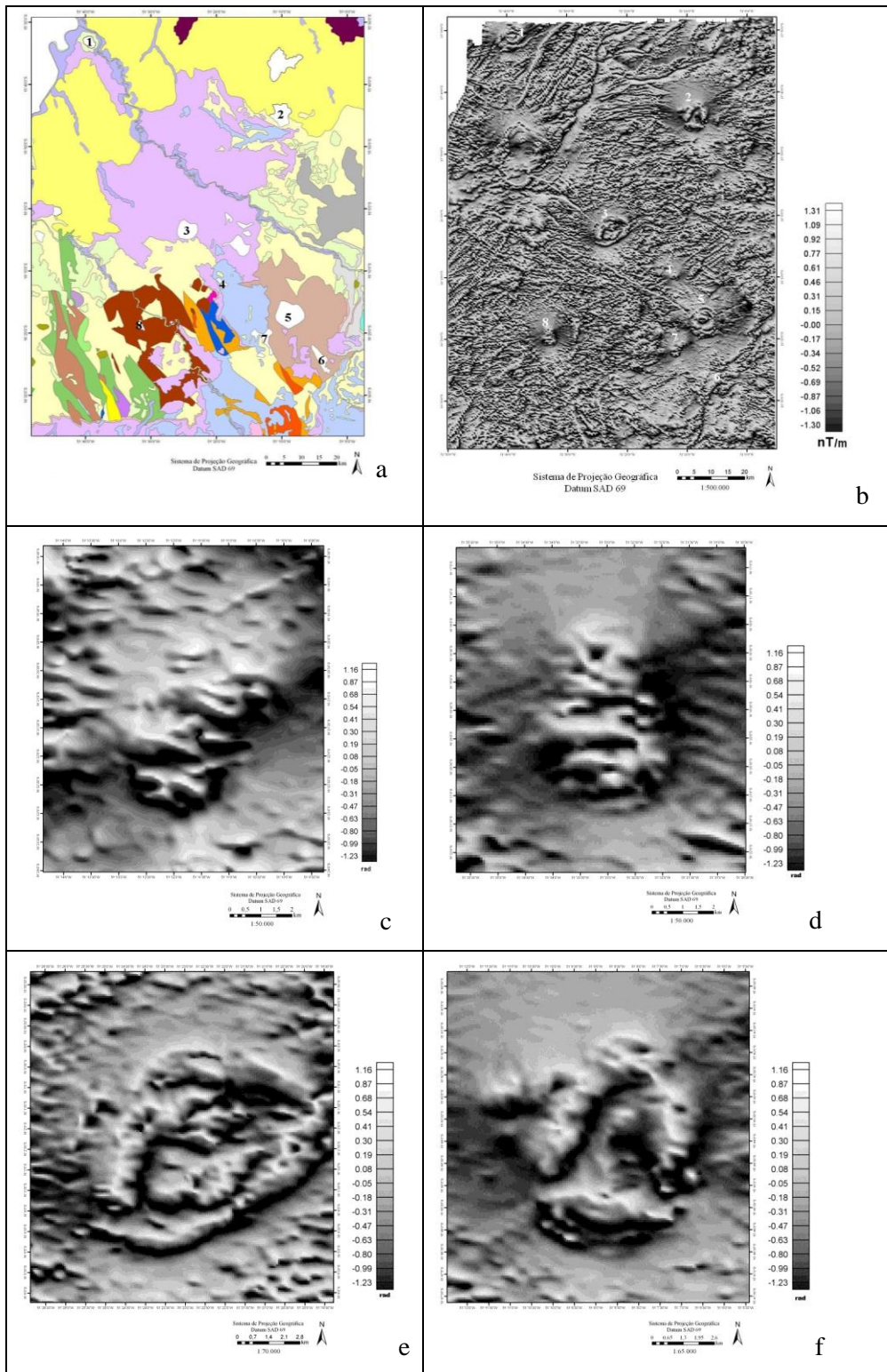


Figura 5.12 – (a) Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2008). (b) ISA da porção norte da Província Alcalina de Goiás. (c) ISA do Complexo Fazenda Buriti. (d) ISA do Complexo Arenópolis. (e) ISA do Complexo Montes Claros. (f) ISA do Complexo Santa Fé. Legenda: 1 = Complexo Morro do Engenho, 2 = Complexo Santa Fé, 3 = Complexo Montes Claros, 4 = Complexo Diorama, 5 = Complexo Córrego dos Bois, 6 = Complexo Morro do Macaco, 7 = Complexo Fazenda Buriti, 8 = Complexo Arenópolis.

A região de estudo, a Província Alcalina de Goiás é caracterizada por depósitos de níquel, cobre, ouro e diamante. A figura 5.13 mostra a associação dos depósitos com os Complexos a partir do produto ASA.

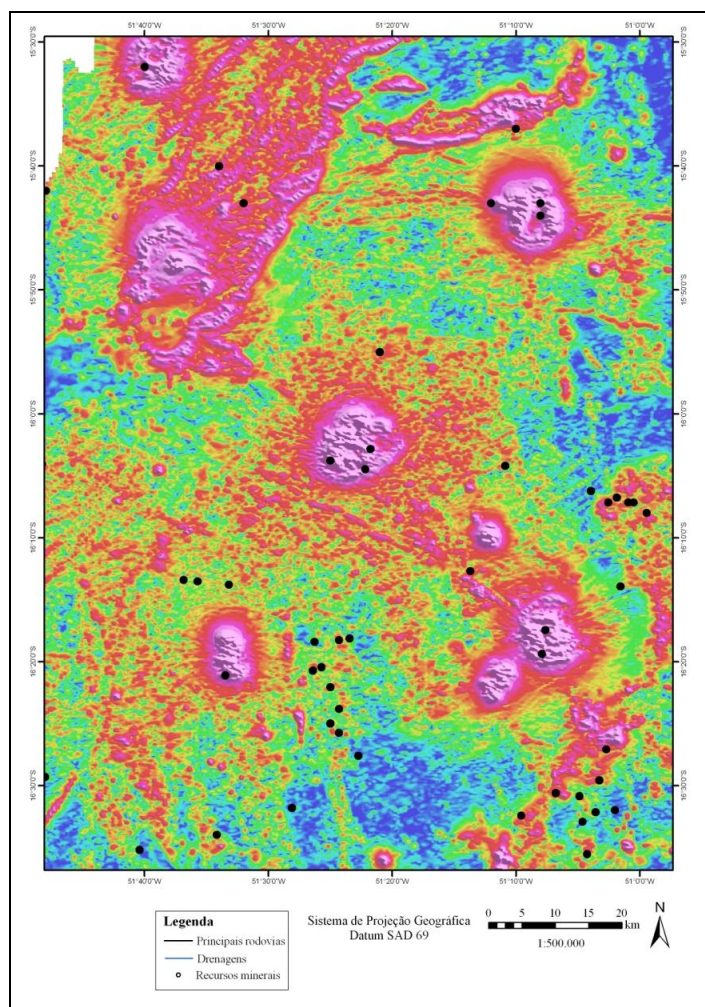


Figura 5.13 – Imagem ASA mostrando o potencial mineral da porção norte Província Alcalina de Goiás (CPRM 2008).

5.3 COMPORTAMENTO GEOFÍSICO CARACTERÍSTICO DAS ALCALINAS DA PORÇÃO NORTE DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

A tabela 5.1 mostra as principais características geofísicas associadas aos litotipos presentes nos quatro Complexos Alcalinos (Fazenda Buriti, Arenópolis, Montes Claros e Santa Fé). Essas informações são importantes porque são elementos indicadores que definem ou apontam para a presença das intrusões alcalinas. São feições com padrões geofísicos marcantes que podem ser atribuídos aos Complexos Alcalinos na porção norte da Província Alcalina de Goiás.

Tabela 5.1 – Indicadores Geofísicos dos Complexos Alcalinos Fazenda Buriti, Arenópolis, Montes Claros e Santa Fé (Brod *et al.* 2005; Danni 1974, 1978; Cerqueira 1995). 1 = Rochas da Associação gabro–essexítica; 2 = Rochas Nefelina sienito.

	<i>Fazenda Buriti</i>	<i>Arenópolis</i>	<i>Montes Claros</i>	<i>Santa Fé</i>
K (%)	Baixo ¹	Baixo ¹	Baixo ¹	Baixo ¹
	Alto ²	Alto ²	Alto ²	Alto ²
eTh (ppm)	Baixo ¹	Baixo ¹	Baixo ¹	Baixo ¹
	Alto ²	Alto ²	Alto ²	Alto ²
Asa (nT/ m)	Muito alto ¹	Muito alto ¹	Muito alto ¹	Muito alto ¹
	Alto ²	Alto ²	Alto ²	Alto ²
ISA (rad)	Corpo elipsoidal ^{1,2}	Corpo elipsoidal ^{1,2}	Corpo circular ^{1,2}	Corpo circular ^{1,2}
Litotipos da intrusão principal	Associação gabro – Essexítica ¹	Olivina piroxenito, gabro, melteigito, ijolito, piroxenito ¹	Piroxenito, gabro alcalino ¹	Clinopiroxenito, gabro ¹
	Nefelina sienito ²	Nefelina sienito ²	Nefelina sienito ²	Sienito ²

Capítulo 6
Conclusões

As assinaturas magnetométricas das rochas da Província Alcalina de Goiás são fortemente magnéticas, em particular o Complexo Alcalino Fazenda Buriti com possível discriminação dos litotipos, em função da presença de magnetita que constitui as rochas pertencentes à associação gabro–essexítica. O centro da associação alcalina apresenta zonas com diferentes intensidades de assinaturas magnéticas anômalas.

A anomalia atribuída ao Complexo Alcalino Fazenda Buriti, em forma elipsoidal, é realçada pelo contraste magnético existente entre os litotipos da intrusão e das rochas encaixantes, que apresentam assinaturas definidas por valores de campo magnético intermediário a baixo.

A Magnetometria foi aplicada com a obtenção de resultados relevantes no estudo do padrão magnético na porção norte da Província Alcalina de Goiás e no auxílio do mapeamento de diferenças composicionais associadas aos litotipos que constituem o corpo anômalo em subsuperfície. Caracterizando-se como ferramenta decisiva no mapeamento.

A Gamaespectrometria permite a identificação das intrusões alcalinas a partir das assinaturas de baixas concentrações que são representadas pela associação gabro–essexítica. O litotipo alcalino nefelina sienito apresenta alta concentração dos radioelementos devido a sua mineralogia que indica seu processo de formação mais evoluído. Também, o contraste geofísico existente entre os litotipos que constituem a intrusão alcalina e as encaixantes corrobora com a definição da assinatura geofísica dos Complexos da Província Alcalina de Goiás.

O padrão geofísico das alcalinas, definido pelos comportamentos magnetométrico e gamaespectrométrico, é ferramenta preponderante para o mapeamento dos litotipos das intrusões que constituem a Província Alcalina de Goiás.

Assim, é recomendável o uso dessa metodologia para o mapeamento dos litotipos das intrusões alcalinas que constituem a Província Alcalina de Goiás, pois a magnetometria e a gamaespectrometria oferecem suporte no mapeamento geológico da região, em escala de semi–detalhe, com baixo custo e rapidez.

Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M. (1967). Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia 241, 36p.

Almeida, F.F.M.; Hasui Y.; Neves B.B.B.; Fuck R.A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, *Anais*, p. 363-391.

Almeida F.F.M. (1981). O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In*: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, *Anais*, p. 1-10.

Almeida, F.F.M. (1983). Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13, 139-158.

Almeida, F.F.M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 325-349.

Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. (2000). The origin and evolution of the South American Plataform. *Earth-Science Review*, **50**: 77-111.

Araújo D.P. & Oga D.P. (1993). Projeto Amarinópolis. Área III. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).

Araújo Filho J.O. & Kuyumijan R.M. (1996). Regional distribution and regional control of gold occurrences / deposits in the Goiás massif and Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**.

Assumpção, M; An, M.; Bianchi, M.; França, G.S.L.; Rocha, M.; Barbosa, J.R.; Berrocal, J (2004a). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography, *Tectonophysics*, 388 (1-4 SPEC. ISS): 173-185.

Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbosa, J.R.; Rocha, M.; Barros, L.V. (2004b). Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots, *Geophysical Journal International*, 159 (1): 390-399.

Barbour, A.P., Girardi, V.A.V., Kawashita, K. & Souza, A.M.S. (1979). Geocronologia do complexo máfico-ultramáfico alcalino de Santa Fé, Goiás. Boletim do Instituto de Geociências da USP 10, 11-18.

Bez, L., Guimarães, J.E & Guimarães, D. (1971). Distrito vulcânico de Rio Verde. XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Anais 2, 121-128.

Bhattacharyya, B.K. (1966). Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to rectangular prismatic body. Geophysics, 31: 97-121.

Blum, M.L.B. (1995). Superfície Curie da Região Central de Goiás e Relações com a Geologia, Geotectônica e Recursos Minerais. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília (IG).

Blum, M.L.B. (1999). Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 229 p.

Brod, J.A.; Barbosa, E.S.R.; Junqueira – Brod, T.C.; Gaspar, J.C; Diniz – Pinto, H.S; Sgarbi, P.B.A; Petrinovic, I.A. (2005). The Late – Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil.

Cerqueira, M. (1995). Geologia e Evolução Petrológica do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, Iporá – Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. Disponível em <http://www.cprm.gov.br>. Acessado em 14 agosto de 2009.

Danni, J.C.M. (1974). Geologie des complexes ultrabasiques alcalins de la region d'Iporá, Goiás (Bresil). Thèse, Université Sud – Centre d'Orsay, Paris, 101 p.

Danni, J.C.M. (1978). Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Iporá region, southwest Goiás, Brazil. *In*: International Symposium on Carbonatites, 1, p.149-167.

Danni, J.C.M. & Gaspar, J.C. (1992). Mineralogia e química do katungito de Amarinópolis, Goiás. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Anais, pp. 85-86.

Danni, J.C.M., Silva, A.J.G.C., Campos, J.E.G. & Cerqueira, M.R.S. (1992). Picritos alcalinos do sul de Goiás: características mineralógicas e geoquímicas. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Anais, p. 89.

ESRI. 2006. ArcGis – Versão 9.2.

Escalante, C. (2002) Tomografia sísmica do manto superior sob o Sudeste e Centro Oeste do Brasil, Dissert. de Mestrado, IAG/USP, São Paulo, Brasil.

Faria A., Andrade G.F., Hirson J.R., Veloso, J.A.V., Fonseca M.R.C.B., Marini O.J., Fuck R.A. (1975). Projeto Piranhas. Relatório de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 143p.

Fuck R.A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: Simpósio Geologia do Centro-Oeste*, 4, *Atas*, p. 184-187.

Gaspar, J.C. & Danni, J.C.M. (1981). Aspectos petrográficos e vulcanológicos da província alcalina-carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 11, 74-83.

Gaspar, J.C., Brod, J.A., Sgarbi, P.B.A., Junqueira-Brod, T.C. & Araújo, A.L.N. (2000). A review of the Cretaceous alkaline magmatism in Western Minas Gerais and Southern Goiás. *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstracts, CD-ROM*.

Gaspar, J.C., Araújo, A.L.N., Carlson, R.W., Sichel, S.E., Brod, J.A., Sgarbi, P.B.A. & Danni, J.C.M. (2003). Mantle xenoliths and new constraints on the origin of alkaline ultrapotassic rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Province, Brazil. *8th International Kimberlite Conference, Victoria, CD-ROM, FLA 0337*, pp. 1-5.

GEOSOFT. (2008). OASIS Montaj – Versão 7.1.1., Inc. Toronto.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. & Mitchell, J.G. (1995a). The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology* 36, 189-229.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P. & Leonardos, O.H. (1997). Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 303-314.

Guimarães, G., Glaser, I. & Marques, V.L. (1968). Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporá, Goiás. *Revista de Mineração Metalurgia* 48, 11-15.

Hasui, Y., Cartner-Dyer, R.E. & Iwanuch, W. (1971). Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO. XXV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, Anais, pp. 253-258.

Jácomo, M. H. (2010). Associação de Magnetometria, Gamaespectrometria, Geoquímica e Petrografia para Modelamento Tridimensional da Mineralização de Níobio do Depósito Morro do Padre, Goiás, Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília (IG).

Junqueira-Brod, T.C., Roig, H.L., Gaspar, J.C., Brod, J.A. & Meneses, P.R. (2002). A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 559-566.

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2009). *Geofísica de Exploração*. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo.

Kuyumijan R.M. (1998). Mafic dike swarms of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 45-50.

Lacerda Filho J.V.; Rezende A.; Silva A. (2000). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500000 (mapa) 2ª Edição. CPRM/METAGO/UnB, 184p.

Lasa Engenharia e Prospecções (2004). Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 1ª Etapa. Arco Magmático de Arenópolis, Complexo Anápolis – Itauçu, Sequência Vulcano – Sedimentar de Juscelândia. Volume I. Texto Técnico.

Luiz Gouvêa, J.; Costa e Silva, L.M. (1995). Geofísica de Prospecção. Belém. EDUFPA.

Minty, B.R.S. (1991). Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.* 22: 591-592.

Nagata, T. (1961). *Rock Magnetism*. Tokyo.

Nettleton L.L. (1976). *Gravity and Magnetics in oil prospecting*. 1 ed. Califórnia, San Diego, p. 464.

Pena G.S. & Figueiredo A.J.A. (1972). Projeto Alcalinas. DNPM/CPRM. 142p.

Pena, G.S. (1974). Geologia da Área do Projeto Goiânia II, Sudoeste de Goiás. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Anais 4, 37-50.

Pereira G.V., Júnior Freitas L.R.C., Junqueira T.C. B. (1993). Projeto Amarinópolis. Área 1. Relatório de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. (inédito).

Pimentel M.M. & Fuck R.A. (1992). Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 359-375.

Pimentel M.M., Fuck R.A. (1996). Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, 80: 217-238.

Pimentel M.M. & Whitehouse M.J, Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. (1997). The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 81: 299-310.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, 46: 463-483.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 035-039.

Porada H. (1989) - Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial African and Eastern Brazil. *Prec. Res.*, 44 (2):103-136.

Rocha, M. P. (2003) Ampliação da Tomografia Sísmica do Manto Superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P, Dissert. de Mestrado, IAG/USP, São Paulo, Brasil.

Rocha, M.P. (2008). Tomografia Sísmica com ondas P e S para o Estudo do Manto Superior no Brasil, Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, Brasil.

RSI (*Research System Inc.*). (2007). ENVI: Environment for Visualizing Images. Versão 4.5.

Schimmel, M.; Assumpção, M. e VanDecar, J. (2003) Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions, *J. Geophys. Res.*, 108 (B4).

Schobbenhaus, C., Ribeiro, C.L., Oliva, L.A., Takanohashi, J.T., Lindenmayer, Z.G., Vasconcelos, J.B. & Orlandi, V. (1975). Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Goiás (SD.22). DNPM/MME, Brasília, 114p.

Sgarbi, P.B.A. & Gaspar, J.C. (2002). Geochemistry of Santo Antônio da Barra kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 14, 889-901.

Sgarbi, P.B.A., Heaman, L.M. & Gaspar, J.C. (2004). U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South America Earth Sciences* 16, 715-724.

SIC/ SGM – SECRETÁRIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO DE ESTADO DE

GOIÁS/ SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO. Disponível em <http://www.sic.goias.gov.br/sgm>. Acessado em 03 setembro de 2009.

Spector, A. & Grant, F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2): 293-302.

Trompette R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Van Decar, J.C., James, D.E. & Assumpção, M. (1995). Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature* 378, 25-31.

Anexo I

Medidas Gama GR 320 (IG/UnB) - Calibração (20/07/2010 - FUGRO)					
Medidas	Material	TOT	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
1	Pad (BG)	14.8 ppm	1.9 %	1.4 ppm	8.7 ppm
2	K	38.8 ppm	8.4 %	1.3 ppm	7.5 ppm
3	U	63.0 ppm	1.9 %	41.4 ppm	9.2 ppm
4	Th	79.8 ppm	2.0 %	3.9 ppm	121.1 ppm
5	Pad (BG)	15.0 ppm / 1921	1.9 % / 457	1.4 ppm / 63	8.3 ppm / 72
6	K	39.3 ppm / 5026	8.6 % / 1803	1.2 ppm / 58	8.0 ppm / 69
7	U	63.4 ppm / 8112	1.9 % / 1307	42.6 ppm / 922	9.2 ppm / 115
8	Th	80.3 ppm / 10273	1.9 % / 1160	2.7 ppm / 586	125.1 ppm / 1069
9	Pad (BG)	15.4 ppm / 1975	1.8 % / 457	1.6 ppm / 72	9.1 ppm / 79

Dado GR 320 - UnB



IMPORTANT NOTICE

This GSC report describes the construction and analyses of transportable pads which were manufactured in 1988 and 1989. The pads provided, were manufactured in 1994, and do not have the same concentrations as given in the GSC report. However, their construction, testing and analyses followed the same procedures. The concentrations of your pads are given in the file STANDARD.DAT on the accompanying diskette which is required to run the calibration program PADWIN. The specifications and concentrations of your pads are as follows:

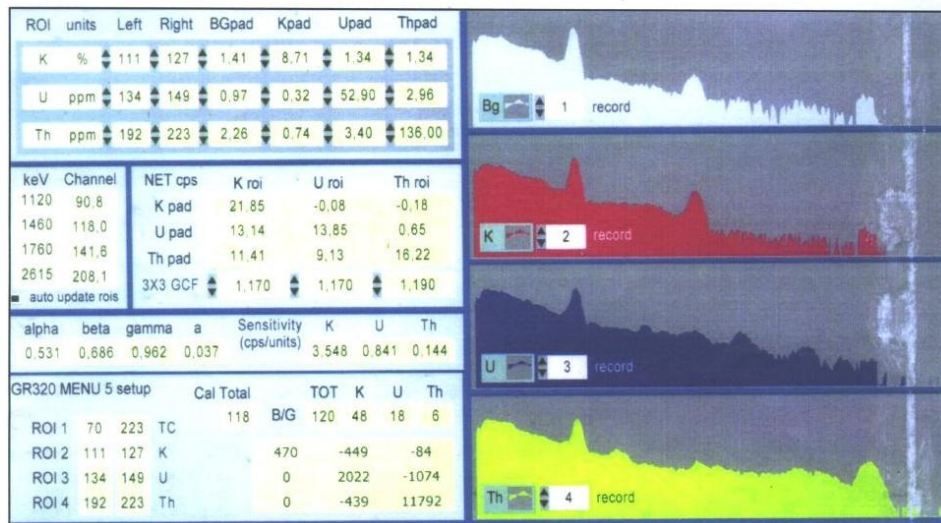
SPECIFICATIONS OF TRANSPORTABLE CALIBRATION PADS PROVIDED

Pad	Serial #	Weight (Kg)	Density (gm/cm ³)	Percent of Infinite Source	Geometric Correction Factor
Blank	B4-94	670	2.23	---	---
K-Pad	K4-94	600	2.00	85.7	1.17
U-Pad	U4-94	660	2.20	85.7	1.17
T-Pad	T4-94	680	2.26	84.1	1.19

CONCENTRATIONS OF TRANSPORTABLE PADS PROVIDED

Pad	K(pct)	eU(ppm)	eTh(ppm)
Blank	1.41 +/- 0.01	0.97 +/- 0.03	2.26 +/- 0.10
K-Pad	8.71 +/- 0.09	0.32 +/- 0.02	0.74 +/- 0.10
U-Pad	1.34 +/- 0.02	52.9 +/- 1.0	3.40 +/- 0.14
T-Pad	1.34 +/- 0.02	2.96 +/- 0.06	136.0 +/- 2.1

Dado referencial - FUGRO



Anexo II

Longitude	Latitude	Pontos	Localização		Tipo de rocha	Petroquímica	Gama terrestre			Mag terrestre	SUS - SI (x10-3)	
							TOT (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)			
-50,93987	-16,42402	1 - A	Ponto 1 - A - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,18101	-16,38596	1 - B	Ponto 1 - B - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,17951	-16,38503	1 - C	Ponto 1 - C - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,17540	-16,38278	1 - D	Ponto 1 - D - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,17522	-16,38251	2 - A	Ponto 2 - A - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada						13.7	
-51,17564	-16,38159	2 - B	Ponto 2 - B - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,17489	-16,38107	3	Ponto 3 - Faz. Córrego de Meio (S. Sinvaldo)		Alterada							
-51,19228	-16,37400	4 - A	Ponto 4 - A - Estrada p Diorama GO 060		Teralito	Sim - FB4	12.9	1.6	1.7	6.0	20853	69.0
-51,19244	-16,37271	4 - B	Ponto 4 - B - Estrada p Diorama GO 060		Teralito						20841	
-51,19312	-16,37218	5	Ponto 5 - Estrada p Diorama GO 060		Alterada Nefelina							
-51,18394	-16,36565	6	Ponto 6 - Pedreira		sienito	Sim - FB6	52.61	5.1	8.3	38.6	27077	31.2
-51,18394	-16,36565	6B	Ponto 6B - Pedreira		(basanito)	Sim - FB6B	46.5	4.2	6.8	37.4		39.9
-51,17304	-16,36123	7 - A	Ponto 7 - A - Faz. S. Gilberto		Granito						21408	0.7
-51,17304	-16,36123	7 - B	Ponto 7 - B - Faz. S. Gilberto		Granito						21256	
-51,17156	-16,36025	7 - C	Ponto 7 - C - Faz. S. Gilberto		Granito						20365	4.3

-51,17234	-16,35974	7 - D	Ponto 7 - D - Faz. S. Gilberto	Granito							21452	
-51,17172	-16,35735	7 - E	Ponto 7 - E - Faz. S. Gilberto	Granito							20504	
-51,17338	-16,35606	8	Ponto 8 - Faz. S. Gilberto	Dique	Sim - FB8						21241	134
-51,17537	-16,35485	9 - A	Ponto 9 - A - Faz. S. Gilberto	Granito							22395	
-51,17656	-16,35409	9 - B	Ponto 9 - B - Faz. S. Gilberto	Dique (basanito)	Sim - FB9B	30.4	3.3	4.9	17.5		20868	102
-51,17488	-16,35715	10	Ponto 10 - Faz. S. Gilberto	Granito							23808	
-51,20013	-16,38365	11	Ponto 11 - Faz. D. Luzia da Silva	Teralito								67.6
-51,19900	-16,38420	12 - A	Ponto 12 - A - Faz. D. Luzia da Silva	Teralito	Sim - FB12	17.5	2.2	2.0	9.1			64.3
-51,19956	-16,38380	12 - B	Ponto 12 - B - Faz. D. Luzia da Silva	Teralito Gabro								
-51,20307	-16,38219	13	Ponto 13 - Faz. S. Antônio	alcalino	Sim - FB13	13.3	1.8	1.2	6.7			86.0
-51,19741	-16,38327	14	Ponto 14	Alterada								
-51,19904	-16,37762	15	Ponto 15 - Fazenda próximo ao bambuzão	Teralito	Sim - FB15							86.5
-51,20309	-16,37718	16	Ponto 16 - Região de pasto (fazenda)	Solo								
-51,19722	-16,36644	17	Ponto 17 -Estrada p Diorama GO 060	Granito								
-51,21395	-16,36035	18	Ponto 18 -Estrada p Diorama GO 060	Traquito	Sim - FB18							1.5
-51,21554	-16,34493	19	Ponto 19 -Estrada p Fazendas (região de Iporá)	Microsienito	Sim - FB19	27.0	3.8	2.9	12.8		26131	38.7
-51,19308	-16,32954	20	Ponto 20 -Estrada p Fazendas (região de Iporá)	Arenito								0.0
-51,18744	-16,32897	21	Ponto 21 -Estrada p Fazendas (região de Iporá)	Arenito								2.1
-51,18505	-16,35994	22 - A	Ponto 22 - A - Faz. S. Gilberto	Granito							19676	

-51,18569	-16,36067	22 - B	Ponto 22 - B - Faz. S.Gilberto	Granito							20088	
-51,18505	-16,36173	22 - C	Ponto 22 - C - Faz. S. Gilberto	Nefelina sienito	Sim - FB22	50.4	5.1	6.7	38.1	26135		9.2
-51,18711	-16,36190	23	Ponto 23 - Pedreira	Nefelina sienito		52.3	6.2	7.9	33.3	27077		
-51,19185	-16,33052	24	Ponto 24 - Estrada p Fazendas (região de Diorama)	Arenito		34.2	3.9	5.4	21.1	20820		0.1
-51,19979	-16,18332	25	Ponto 25 - Estrada p Fazendas (região de Diorama)	Granito	Sim - D25							5.5
-51,19872	-16,17483	26	Ponto 26A - Estrada p Fazendas (região de Diorama)	Dique	Sim - D26A							40.1
-51,19872	-16,17483	26	Ponto 26B - Estrada p Fazendas (região de Diorama)	Granito	Sim - D26B							16.4
-51,21290	-16,18101	27	Ponto 27 - Faz. S. Wilton	Granito								
-51,21431	-16,17633	28	Ponto 28 - Faz. S. Wilton	Granito	Sim - D28	30.0	2.8	6.4	25.6			0.6
-51,21395	-16,17306	29	Ponto 29 - Faz. S. Wilton	Granito		44.2	4.7	6.9	29.3			
-51,21344	-16,17296	30	Ponto 30 - Faz. S. Wilton	Granito	Sim - D30	43.8	4.4	7.4	31.9			7.3
-51,21492	-16,17210	31	Ponto 31 - Faz. S. Wilton	Granito	Sim - D31	42.3	4.1	7.0	31.0			2.3
-51,21642	-16,17123	32	Ponto 32A - Faz. S. Wilton	Granito	Sim - D32A	45.4	4.5	8.4	30.5			0.9
-51,21642	-16,17123	32	Ponto 32B - Faz. S. Wilton	Granito	Sim - D32B	45.4	4.5	8.4	30.5			3.8
-51,21342	-16,17337	33	Ponto 33 - Faz. do Rubem (Dentista)	Granito								
-51,19364	-16,17410	34	Ponto 34 - Faz. do Rubem (Dentista)	Granito							54.04166 (gradiente)	
-51,19418	-16,17306	35	Ponto 35 - Faz. do Rubem (Dentista)	Granito							226.0416 (gradiente)	
-51,19419	-16,17257	36	Ponto 36 - Faz. do Rubem (Dentista)	Granito	Sim - D36	40.9	4.6	5.7	26.0		113.6666 (gradiente)	15.1
-51,19454	-16,17321	37	Ponto 37 - Faz. do Rubem (Dentista)	Granito		27.9	1.6	6.4	24.2		20.7916 (gradiente)	

-51,19805	-16,17351	38	Ponto 38 - Faz. do Rubem (Dentista)	Dique	Sim - D37	42.4	3.8	6.7	34.5	111.9583 (gradiente)	30.5
-51,19805	-16,17351	38	Ponto 38 - Faz. do Rubem (Dentista)	Dique	Sim - D38					30.3333 (gradiente)	20.2
-51,21763	-16,18414	39	Ponto 39 - Faz. S. Wilton	Granito						1.7916 (gradiente)	
-51,19913	-16,17527	40	Ponto 40A - Pedreira da estrada	Granito roseo	Sim - D40A						1.1
-51,19913	-16,17527	40	Ponto 40B - Pedreira da estrada	Dique (sieno- diorito)	Sim - D41B						2.2
-51,19913	-16,17527	40	Ponto 40C - Pedreira da estrada	Granito finitizado	Sim - D42C	39.0	4.8	5.6	21.1	1.7083 (gradiente)	4.9