



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Análise integrada de dados de
Gamaespectrometria e Sensoriamento
Remoto no estudo morfoestrutural da
região de Bom Jardim de Goiás – GO**

Alexandre Messias Reis

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO n° 166

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS &
GEODINÂMICA**

Brasília, julho de 2019



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Análise integrada de dados de Gamaespectrometria e Sensoriamento Remoto no estudo morfoestrutural da região de Bom Jardim de Goiás – GO

Alexandre Messias Reis

Dissertação de mestrado apresentada
junto ao curso de Pós-Graduação em
Geociências Aplicadas & Geodinâmica –
Área de concentração em
Geoprocessamento e Análise Ambiental,
para obtenção do título de Mestre em
Geociências Aplicadas

Orientadora: Profa. Dra. Julia Barbosa Curto Ma
Co-Orientador: Prof. Dr. Hildor José Seer



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Análise integrada de dados de
Gamaespectrometria e Sensoriamento
Remoto no estudo morfoestrutural da
região de Bom Jardim de Goiás – GO**

Alexandre Messias Reis

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS APLICADAS & GEODINÂMICA**

Orientadora: Profa. Dra. Julia Barbosa Curto Ma

Co-Orientador: Prof. Dr. Hildor José Seer

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Julia Barbosa Curto Ma (Orientadora) - UnB

Prof. Dr. Eduardo Salamuni – (UFPR)

Prof. Augusto César Bittencourt Pires (IG/UnB)

Brasília, julho de 2019

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à Universidade de Brasília por possibilitar que transformações de vida através da educação e pesquisa sejam possíveis.

Ao Instituto de Geociências por ser um lar para mim e para tantos outros geocientistas.

À CAPES e à FAP-DF por possibilitar esse trabalho, dando incentivo financeiro à pesquisa. À GEOSOFT pelo uso acadêmico do Oasis Montaj, à ESRI pelo uso acadêmico do ARCGIS e ENVI.

Agradeço a Banca Examinadora por doarem um pouco de seu tempo e conhecimento para o meu desenvolvimento pessoal e da minha pesquisa.

Ao meu co-orientador, Hildor José Seer por ter sido um suporte essencial nessa empreitada, pela sua grande sabedoria, pelo apoio durante o trabalho de campo, pelas histórias e pela amizade e auxílio que sempre me foi dado.

Em especial a minha orientadora Julia Curto, por ter sempre sido uma grande inspiração durante todo o processo de elaboração desse trabalho, sempre me auxiliando, sempre me puxando a orelha e por ter me dedicado uma parte do tempo de sua vida compartilhando sabedoria e conhecimento. Sempre serei grato pela enorme contribuição a minha vida acadêmica.

Aos meus amigos, em especial Arthur, Bela, Chervin, Felipe, Gabriel, Jetúlio, Pinheiro, Rangel, Asma, Iang, Lobinho, Diogo, Ju, Géssica e Indi. Aos meus parceiros de estrada B.S.B MC e outros grandes amigos do motociclismo.

Aos meus Pais, meus irmãos e a minha família por todo o apoio e amor que sempre tive durante toda a minha vida.

A minha companheira, Vanessa, pelas inúmeras correções, traduções, abraços, afagos e pelo apoio incondicional em todos os momentos, por ter acreditado e apostado em mim.

De todo meu coração, nada disso teria sido possível sem vocês. Obrigado.

O mundo está tão cheio de pessoas, tão cheio de pequenos milagres que eles acabam se tornando comuns e nós os esquecemos ... Eu esqueço. Olhamos continuamente para o mundo e assim ele se torna monótono sob nossas percepções. Visto por um outro ponto de vista, ele ainda pode nos tirar o fôlego. [...] Você é vida, mais rara que um quark e mais imprevisível do que qualquer sonho de Heisenberg. Venha, seque seus olhos... e vamos para casa."

- Alan Moore, In: Watchmen

ÍNDICE

Agradecimentos	iii
Lista de figuras	vii
Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Problema	3
1.3 Hipótese	4
1.4 Caracterização da Área de Estudo	4
1.4.1 Localização	4
1.4.2 Vegetação e Solos	5
1.4.3 Geomorfologia	5
2 Metodologia	7
2.1 Sensoriamento Remoto	7
2.1.1 Natureza e Fonte dos Dados	7
2.1.2. Técnicas de Processamento	8
2.1.2.1 Parâmetros Morfológicos do Relevo	8
2.1.2.2 Lineamentos e Estatística Direcional	9
2.2 Gamaespectrometria	10
2.2.1 Natureza e Fonte dos Dados	10
2.2.2 Técnicas de Processamento	10
2.2.2.1 Estatística Descritiva da Área de Estudo	11
2.2.2.2 Histogramas de Frequência	11
2.2.2.3 Análise de Matriz de Variância e Covariância	12
2.2.2.4 Assinaturas Radiométricas	13
2.2.2.5 Índices Radiométricos	15
2.3 Dados de Campo	16
2.3.1 Reconhecimento e Petrografia	17
2.3.2 Difractometria de Raios X	17
2.4 Integração de Dados	18
3 Contexto Geológico	20
3.1 Geologia Regional	20
3.1.1 Faixa Brasília	22
3.1.1.1 Arco Magmático de Arenópolis	22
3.1.2 Faixa Paraguai	26
3.1.2.1 Grupo Cuiabá	27
3.1.3 Granitos Pós Tectônicos	28
3.1.4 Bacia do Paraná	29
3.1.5 Aspectos Estruturais e Evolução Tectônica	32
3.2 Geologia Local	34
3.2.1 Caracterização das anomalias	35
3.2.2 Descrições de Campo	36
3.3.2.1 Grupo Bom Jardim	36
3.3.2.2 Grupo Cuiabá	38
3.3.2.3 Granitos Pós Tectônicos: Granito Serra Verde	42
3.3.2.4 Bacia do Paraná: Formação Furnas	43
3.3.2.5 Bacia do Paraná: Formação Vila Maria	43
3.3.2.6 Bacia do Paraná: Formação Aquidauana	45

3.2.3 Aspectos Estruturais	46
4 Resultados	48
4.1 Sensoriamento Remoto	48
4.1.1 MDE aplicado a geomorfologia	48
4.1.2 Processos Morfogenéticos	52
4.2 Processamento de dados gamaespectrométricos	53
4.2.1 Mapa ternário	54
4.2.2 Razão eTh/K	56
4.2.3 Razão eU/K	57
4.2.4 Fator F	58
4.2.5 Potássio Residual	60
4.2.6 Regressão segundo a geologia	61
4.2.7 Regressão segundo a geomorfologia e processos morfogenéticos	68
5 Artigo	70
1. Introduction	70
2. Geological Setting	71
3. Local structural set, fluid mobilization and reactivation processes	74
4. Reactivation events and basin formation	75
5. Methods: Database and Processing	76
5.1 Alos-Palsar Digital Elevation Model	76
2.4 Geophysical Database	77
2.5 Data Integration	80
6. Results	81
6.1 Geomorphometry and morphogenetic processes	81
6.2 Anomalous Potassium Trending Analysis	83
6.3 F-parameter Analysis	87
7. Discussion	88
8. Conclusion	92
9. Acknowledgments	92
10. Bibliography	92
4 Considerações Finais	97
5 Referências Bibliográficas	100

Lista de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo-----	4
Figura 1.2: Mapa de Vegetação e Solos da área-----	5
Figura 1.3: Mapa Geomorfológico da Área em escala regional -----	6

Capítulo 2

Figura 2.1: Fluxograma metodológico apresentando as etapas de elaboração da composição colorida utilizando os parâmetros morfométricos do relevo;. -----	8
Figura 2.2: Parâmetros morfométricos, a) altimetria, b) declividade e c) curvatura mínima-----	9
Figura 2.3: Fluxograma metodológico dos processamentos do banco de dados Geofísicos -----	10
Figura 2.4: Histograma de frequência da distribuição de Potássio (%), Tório (ppm) e Urânio (ppm) e curvas normais gaussianas-----	12
Figura 2.5. Fluxograma metodológico do processamento para o Potássio Anômalo (K_d) -----	16

Capítulo 3

Figura 3.1: Mapa de províncias tectônicas-----	20
Figura 3.2: Encarte tectônico da Província Tocantins-----	21
Figura 3.3: Coluna estratigráfica do Grupo Bom Jardim -----	24
Figura 3.4: Colunas estratigráficas do Grupo Cuiabá -----	28
Figura 3.5: Diagrama estratigráfico da Bacia do Paraná-----	31
Figura 3.6: Mapa Geológico da área de estudo -----	35
Figura 3.7: Mapa de pontos realizados em campo-----	36
Figura 3.8: Foto de Campo – ponto 0BJ9-----	37
Figura 3.9: Foto de Campo – ponto 0BJ8-----	37
Figura 3.10: Foto de Campo – ponto 0BJ17-----	38
Figura 3.11: Foto de Campo – ponto 0BJ21-----	39
Figura 3.12: Fotos de Campo – ponto 0BJ14B-----	40
Figura 3.13: Modelo esquemático 0BJ14B -----	41
Figura 3.14: Difractometria de Raios X 0BJ14B-----	41
Figura 3.15: Modelo esquemático de falhamento normal na formação Furnas -----	41
Figura 3.16: Fotos de Campo – ponto 0BJ27-----	42
Figura 3.17: Fotos de Campo – ponto 0BJ16-----	43
Figura 3.18: Foto de Campo – ponto 0BJ14C-----	44
Figura 3.19: Difractometria de Raios X 0BJ14C-----	44

Figura 3.20: Foto de Campo – ponto OBJ1 -----	45
Figura 3.21: Difractometria de Raios X OBJ1 -----	46
Figura 3.22: Interpretação de lineamentos a partir de relevo sombreado -----	47

Capítulo 4

Figura 4.1: Composição colorida parâmetros morfométricos -----	48
Figura 4.2: Sistema Geomorfológico em campo -----	50
Figura 4.3: Testemunho Intrabacinal -----	51
Figura 4.4: Mapa Geomorfológico da área de estudo -----	51
Figura 4.5: Mapa de processos morfogenéticos -----	53
Figura 4.6: Mapa ternário canais K, eTh e eU -----	54
Figura 4.7: Razão eTh/K -----	57
Figura 4.8: Razão eU/K -----	58
Figura 4.9: Fator F -----	59
Figura 4.10: Potássio residual calculado pela regressão dentro das unidades geológicas -----	61
Figura 4.11: Regressões lineares das unidades da bacia -----	62
Figura 4.12: Regressões lineares do embasamento -----	64
Figura 4.13: Comportamento do K residual ao redor da falha de Serra Negra -----	65
Figura 4.14: Espacialização de pontos anômalos ao gráfico de dispersão da unidade litológica correspondente a falha de Serra Negra -----	66
Figura 4.15: Concentrações isotópicas especializadas do Grupo Cuiabá -----	67
Figura 4.16: Potássio residual calculado pela regressão dentro das unidades geomorfológicas -----	68
Figura 4.17: Potássio residual calculado pela regressão dentro dos processos morfogenéticos -----	69

Lista de Tabelas

Tabela 2.1: Matriz de Variâncias-Covariâncias -----	13
Tabela 4.1: Chave de identificação de unidades geomorfológicas -----	49
Tabela 4.2: Distribuições de unidades geomorfológicas em processos morfogenéticos -----	53
Tabela 4.3: Caracterização de domínios gamaespectrométricos -----	55
Tabela 4.4: Valores padrões de eTh/K -----	5

Resumo

Padrões estruturais nas bordas das bacias sedimentares podem apresentar evidências de reativação de falhas e esclarecer as etapas no desenvolvimento do atual arcabouço geológico. As características distintivas estudadas no extremo norte da Bacia do Paraná foram analisadas através da integração de dados geológicos e produtos gerados a partir de dados de gamaespectrometria e radar.

Unidades geomorfológicas e processos morfogenéticos foram delimitados de acordo com texturas e contrastes de tonalidades obtidas por composição de cores RGB, onde a altimetria foi organizada no canal vermelho (R); inclinação em verde (G) e curvatura mínima em azul (B). As técnicas de relevo sombreado também auxiliaram na análise das variações topográficas e nos processos de classificação geomorfológica, além de fornecer suporte para a delimitação do padrão de lineamentos. No contexto norte da bacia, a análise estatística direcional dos lineamentos aponta para uma tendência N20-N60E correspondente à direção principal do Lineamento Transbrasiliano, além dos lineamentos N45-60W, que têm grande importância e presença marcada na análise.

Concentrações dos isótopos de K (K), urânio (eU) e tório (eTh) podem indicar fenômenos de hidrotermalismo e reativações tectônicas. A gamaespectrometria aérea foi empregada para corroborar, complementar e integrar a análise feita com os dados de sensoriamento remoto. A metodologia de processamento de dados de gamaespectrometria foi estabelecida em função de: 1. Identificação de domínios gama-espectrométricos no modelo RGB e sua correlação com dados geológicos. 2. Realce das diferenças nos teores dos radioelementos (K, eTh e eU) por meio das razões eTh/K e eU/K. 3. Correlação de exposição de concentração de K e eU a produtos de alteração hidrotermal por anomalias positivas de K Anômalo e Parâmetro F, que também são capazes de identificar áreas de forte ação intempérica (valores baixos).

O trabalho elucidou a importância da análise conjunta dos dados de sensoriamento remoto e gamaespectrometria, a partir da utilização de integração utilizando as técnicas fuzzy e index overlay method. O resultado obtido com essa integração de informações possibilitou um maior entendimento sobre o comportamento isotópico associado ao contexto geológico-estrutural, evolução da paisagem e dinâmica superficial da área.

PALAVRAS-CHAVE: ALOS PALSAR, GAMAESPECTROMETRIA, POTÁSSIO RESIDUAL, PARÂMETRO F, REATIVAÇÃO TECTÔNICA

Abstract

Structural patterns at sedimentary basins edges can display fault reactivation evidences and clarify the stages in the development of the current geological framework. Distinctive features studied on the northern edge of the Parana Basin were analyzed by integrating gamma spectrometry and radar data.

Geomorphological units were delimited according to textures and contrast of shades obtained by RGB color composition, in which altimetry was arranged in the red channel (R); slope in green (G), and minimum curvature in blue (B). Hill-shading techniques also enhance topographic variations and geomorphological assortment processes, supporting the outline of a lineament pattern. In the northern basin context, the directional statistical analysis of the lineaments points to a NE-SW trend, corresponding to the main direction of the Transbrasilian Lineament, besides the NW-SE guidelines that have great importance and marked presence in the analysis.

Estimated concentrations of potassium (K), uranium (eU) and thorium (eTh) isotopes may indicate phenomena of hydrothermalism and tectonic reactivations. The gamma spectrometry was used to corroborate, complement and integrate the analysis made with the remote sensing data. The gamma spectrometry data processing methodology was established as a function of: 1. Identification of gamma-spectrometric domains in the RGB model and its correlation with geological data. 2. Enhancement of the differences in the contents of the radioelements (K, eTh and eU) by the eTh / K and eU / K ratios. 3. Correlation of concentration exposure of K and eU to hydrothermal alteration products by positive anomalies of residual K and Parameter F, which are also able to identify areas of strong interperic action (low values).

The work elucidates the importance of the joint analysis of remote sensing and gamma spectrometry data, from the use of integration using the fuzzy and index overlay method. The result obtained with this information integration made possible a better understanding of the isotopic behavior associated to the surface dynamics, landscape evolution and geological-structural context of the area.

KEYWORDS: ALOS PALSAR, GAMMA RAY SPECTROMETRY, ANOMALOUS POTASSIUM, F-PARAMETER, TECTONIC REACTIVATION

1 INTRODUÇÃO

A partir de estudos geofísicos na região norte da Bacia do Paraná (Curto *et al.*, 2015), ocorrências singulares de feições tectônicas foram identificadas na região de Bom Jardim de Goiás – GO, Torixoréu – MT e Barra do Garças – MT. Essa região é marcada pela ocorrência de uma zona de transcorrência continental, o Lineamento Transbrasiliano - LTB (Schobbenhaus, 1975), cuja complexa estruturação participa do ponto de encontro tríplice entre a Bacia do Paraná, Faixa Paraguai e Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992).

O sensoriamento remoto foi amplamente utilizado nas décadas de 80 e 90 para o mapeamento estrutural da Bacia do Paraná, com pesquisas realizadas em escala regional (Soares *et al.*, 1982; Machado, 1990; Soares, 1991; Zalán *et al.*, 1991; Marques *et al.*, 1993), sem maiores detalhamentos no limite norte da bacia e em sua interação com o LTB e embasamento. A crescente disponibilidade gratuita de dados de sensoriamento remoto e geofísica de maior resolução mostra a potencialidade de se desenvolver método de processamento e integração de dados, aplicadas ao mapeamento estrutural em áreas com carência de trabalhos em escalas de semi-detálhe a detalhe (>1:50.000).

Apesar de alguns estudos de maior escala terem sido conduzidos em Bom Jardim de Goiás e Torixoréu, como Seer (1985) e Andrade *et al.* (2012), a caracterização de indicadores de reativação e da evolução da paisagem na região permanece incompleta. A possibilidade de identificar essas feições com uso de dados de sensoriamento remoto e geofísica é a motivação da presente pesquisa.

A gamaespectrometria é um método raso e a importância de se trabalhar com ela associada a dados de radar é ímpar, pois permite um foco sobre os fenômenos atuantes na esculturação da paisagem de forma rasa, focando na superfície e não em subsuperfície, permitindo interpretar a tectônica de maneira mais superficial.

Espera-se alcançar maior entendimento dos eventos tectônicos desde o Paleozoico-Mesozoico aos mais recentes (Pleistoceno ao presente) na evolução geológica ao norte da Bacia do Paraná. Além disso, o estudo foca no desenvolvimento de um

método de processamento, análise e interpretação integrado de dados de radar e gamaespectrométricos, aplicada ao problema geológico supracitado.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste projeto de pesquisa é contribuir com o desenvolvimento metodológico de processamento e integração de dados para auxiliar no entendimento estrutural e morfotectônico de uma região de grande importância tectônica no contexto da evolução da Plataforma Sul-Americana. Por meio da descrição morfoestrutural da região de Bom Jardim de Goiás, é possível registrar as evidências de reativação e alcançar maior entendimento da influência dos últimos eventos tectônicos na evolução geológica e construção da paisagem da borda norte da Bacia do Paraná, em seu limite com as faixas móveis Brasília e Paraguai. Para isso, foi necessário o uso de modelos digitais de elevação e dados gamaespectrométricos disponíveis nas bases de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), além da base de dados geológicos obtidos na literatura (Seer, 1985, Schobbenhaus *et al.*, 2004, Andrade, 2012 e Curto *et al.*, 2015) e em trabalho de campo, que auxiliaram na interpretação das informações geradas. Nesse sentido, visava-se alcançar os seguintes objetivos específicos:

- Realizar compartimentação geomorfológica da área de estudo, utilizando dados de sensoriamento remoto.
- Compor um mapa de processos morfogenéticos para entender melhor a esculturação da paisagem e dos processos atuantes.
- Identificar a partir dos processamentos de Potássio Residual e Fator F, possíveis reativações tectônicas relacionadas a enriquecimentos de K e hidrotermalismo.
- Analisar e discriminar lineamentos observados em produtos gerados a partir do processamento e integração de dados do sensor Alos Palsar e gamaespectrometria.
- Caracterizar, em trabalhos de campo, evidências estruturais de reativação tectônica.
- Interpretar a tectônica da região com base em análise quantitativa e qualitativa de elementos interpretados, integrados a dados geológicos em ambiente de SIG (Sistema de Informação Geográfica).

- Desenvolver e comparar modelos de análise integrada das informações obtidas a fim de contribuir com novas abordagens no campo de integração de dados de Geofísica e Sensoriamento Remoto.

1.2 Problema

A borda norte da Bacia do Paraná possui uma configuração assimétrica, bastante peculiar em relação ao restante da bacia, a qual segue uma forma ovalada, típica de bacias tipo SAG. O embasamento, composto pelo Arco Magmático de Arenópolis (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 2000) e a Faixa Paraguai (Almeida, 1985; Boggiani e Alvarenga, 2004) impõe particularidades estruturais à origem e evolução da bacia, parcialmente obscurecidas pela cobertura sedimentar e reveladas com o suporte de dados geofísicos (Bologna *et al.*, 2013; Curto *et al.*, 2014, 2015). Além da influência estrutural do embasamento Proterozoico, o surgimento de novas estruturas em eventos tectônicos ao longo do Paleozoico-Mezozoico condicionou a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, configurando falhas geológicas na borda da bacia.

Em Curto *et al.* (2015) foram obtidas medidas estruturais relacionadas à direção de juntas e falhas, tal como atitude de falhas e camadas na área de estudo. As direções preferenciais são N45-60E, N25-30E, N50W, N80E-N80W e N10W. Andrade *et al.* (2012) mapearam a região de Bom Jardim de Goiás e Baliza/Torixoréu, na divisa de Goiás e Mato Grosso. Os autores descrevem falhas com orientações entre N60°E – EW, que mostram rejeitos verticais superiores a 500 m, e falhas N65°-75°W, que não sofreram significativos movimentos após o Permo-carbonífero.

Atualmente, a região ainda mostra sinais de reativação (Rocha *et al.*, 2011; Assumpção e Sacek, 2013), observados em registros sísmicos na região de Araguaiana/MT, entre 1996 e 1998. Hasui (1990) aponta como indicadores de atividades tectônicas recentes e reativações de (i) falhas que afetam bacias terciárias, rochas sedimentares e magmáticas do Neógeno e sedimentos flúvio-coluviais; e (ii) processos morfogenéticos, como o balizamento nas superfícies de erosão, movimento de solos e evolução da rede de drenagem. Para alcançar esse entendimento, o presente trabalho apresenta uma metodologia de processamento e integração de dados para a identificação e análise de morfoestruturas associadas à evolução da paisagem da bacia e de seu embasamento.

1.3 Hipótese

A utilização de técnicas de integração de dados (sensoriamento remoto, geofísica e mapeamento geológico) pode evidenciar feições de reativação de falhas, auxiliando na interpretação da evolução tectônica da área de estudo.

1.4 Caracterização da Área de Estudo

Os limites da área de estudo foram definidos a partir da possibilidade de integração dos dados disponíveis de sensoriamento remoto, geofísicos e geológicos, de forma a caracterizar a borda da bacia e sua relação tectônica com as rochas do embasamento.

1.4.1 Localização

A área de estudo (Figura 1.1) envolve parte dos municípios de Bom Jardim de Goiás, Piranhas, Baliza e Caiapônia, no estado de Goiás. A principal estrada de acesso à região é a BR-158, a noroeste da área de estudo. A rodovia GO-194 encontra-se a oeste da área.

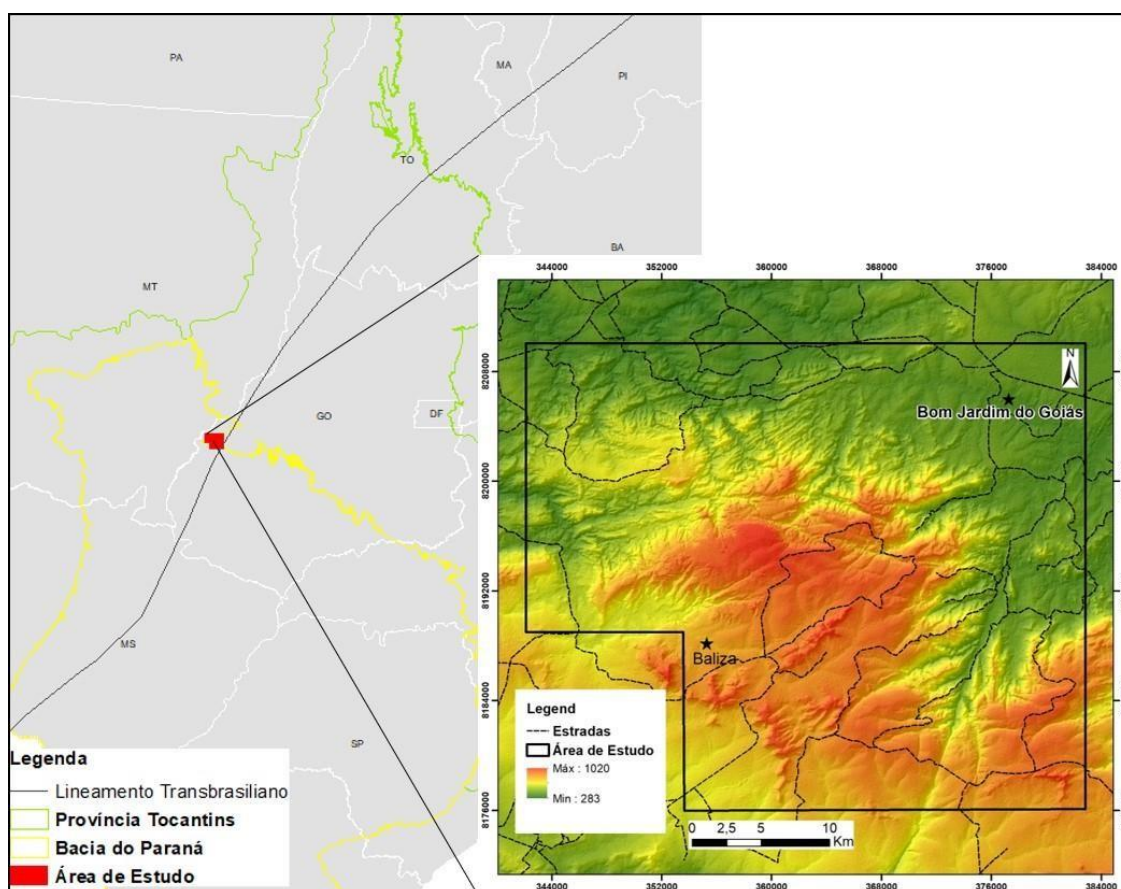


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo.

1.4.2 Vegetação e Solos

A vegetação predominante na área é composta por cerrados *strictu-sensu*, rupestres, com presença de matas de galeria. Além de florestas semidecíduais aluviais e vegetações secundárias com presença de palmeiras, há presença de formações campestres que são utilizadas para atividades agropastoris. Em relação ao solo, a área é coberta em sua maior parte por argissolos, neossolos e latossolos (Figura 1.2) (MacroZEE, 2014).

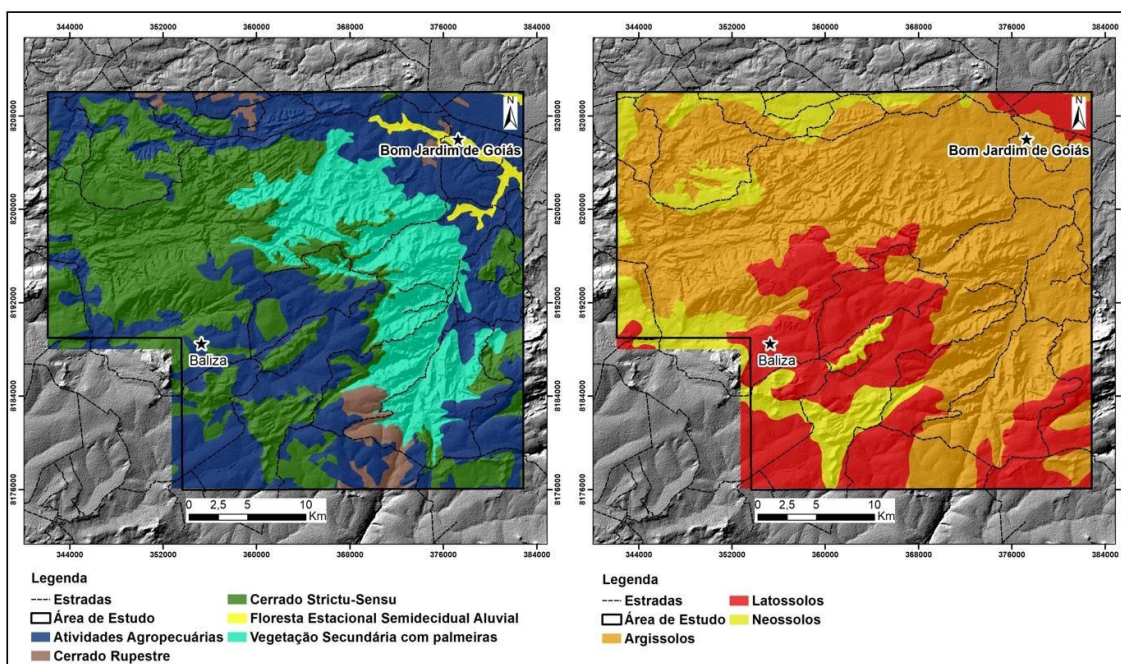
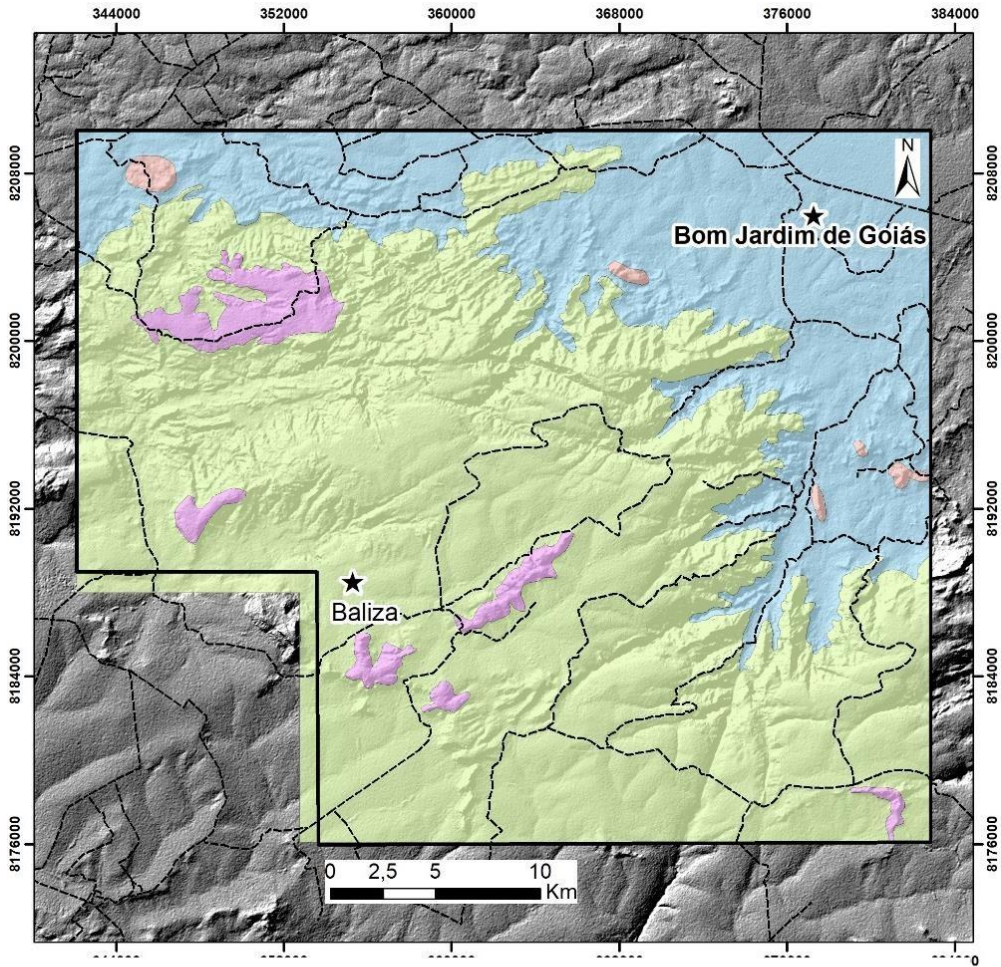


Figura 1.2: À esquerda: Mapa de vegetação da área 1:250.00; À direita: Mapa de solos 1:250.000. Adaptados de MacroZEE (2014).

1.4.3 Geomorfologia

A área está inserida no contexto do domínio morfoestrutural dos Planaltos, com estruturas sedimentares concordantes na região das superfícies aplainadas. Há também a presença dos planaltos setentrionais da Bacia do Paraná nas unidades Planalto dos Guimarães e Superfície do Araguaia, que correspondem a dissecações estruturais, dissecações homogêneas tabulares, pediplanos degradados inundados e pediplanos retocados desnudados (Figura 1.3) (MacroZEE, 2014).



Legenda

- Estradas
- ▭ Área de Estudo
- DISSECAÇÃO ESTRUTURAL (De)
- DISSECAÇÃO HOMOGÊNEA TABULAR (Dt)
- PEDIPLANO DEGRADADO INUMADO (Pgi)
- PEDIPLANO RETOCADO DESNUDADO (Pru)

Figura 1.3: Modelos geomorfológicos da área de estudo: dissecações e pediplanos.

2 METODOLOGIA

Esse estudo utilizou os *softwares* ArcMap 10.5 e Oasis Montaj 8.5 para o processamento dos dados, obtidos de forma gratuita. Os dados de Sensoriamento Remoto foram utilizados para a extração de unidades geomorfológicas e lineamentos, que foram informações essenciais para a análise proposta no trabalho. Na geofísica, foram utilizados apenas dados de gamaespectrometria, pois a proposta do trabalho é trabalhar com a dinâmica superficial rasa. Os dados foram filtrados e neles foram realizados os seguintes procedimentos: Composição ternária dos isótopos utilizando os canais RGB, para identificar os padrões composicionais da área; Razões entre bandas, com a finalidade de elucidar determinados isótopos com o objetivo de subsidiar as interpretações; Fator F e Potássio residual, utilizados para determinar a ocorrência de hidrotermalismo relacionado a possíveis reativações tectônicas. Para a integração dos dados, foi utilizado o *software* ArcMap 10.5.

2.1 SENSORIAMENTO REMOTO

2.1.1 Natureza e Fonte dos Dados

Os dados de Sensoriamento Remoto do presente trabalho são oriundos do Modelo Digital de Elevação do sensor ALOS/PALSAR e foram utilizados para análise geomorfológica e obtenção de lineamentos estruturais.

O satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite) foi lançado em 24 de janeiro de 2006 pela Japan Aerospace Exploration Agency – JAXA, no centro espacial de Tanegashima (Japão) e entrou na fase operacional de fornecimento de dados ao público em 24 de outubro de 2006. O PALSAR, desenvolvido por um projeto conjunto entre a JAXA e o JAROS (Japan Resources Observation System Organization), é um sensor microondas ativo que opera na frequência da banda L, capaz de adquirir imagens diurnas ou noturnas e em quaisquer condições atmosféricas. Por ser um radar de abertura sintética (SAR), o PALSAR possui resolução espacial que varia de 10 a 100 metros com opção de polarimetria e dois modos de observação, o modo Fine com resolução espacial de até 10 m e o ScanSAR, capaz de imagear largas faixas de observação que variam de 205 a 350 km (dependendo do número de varreduras) ao custo de uma menor resolução espacial. No estudo apresentado a imagem utilizada foi o ALOS PALSAR RTC, que é o Modelo Digital de Elevação (MDE) disponibilizado.

2.1.2 Técnicas de Processamento

No processamento do Modelo Digital de Elevação - ALOS/PALSAR, aplicou-se a técnica de composição RGB usando parâmetros morfométricos do relevo com o objetivo de realçar feições que são evidenciadas a partir do realce derivado, para então realizar a compartimentação geomorfológica. Em seguida, a técnica de relevo sombreado permitiu a extração de lineamentos da área de estudo.

2.1.2.1 Parâmetros Morfológicos do Relevo

O método aplicado para a elaboração dos dados morfométricos do relevo seguiu a ordem de etapas mostrada no fluxograma abaixo (Figura 2.1)

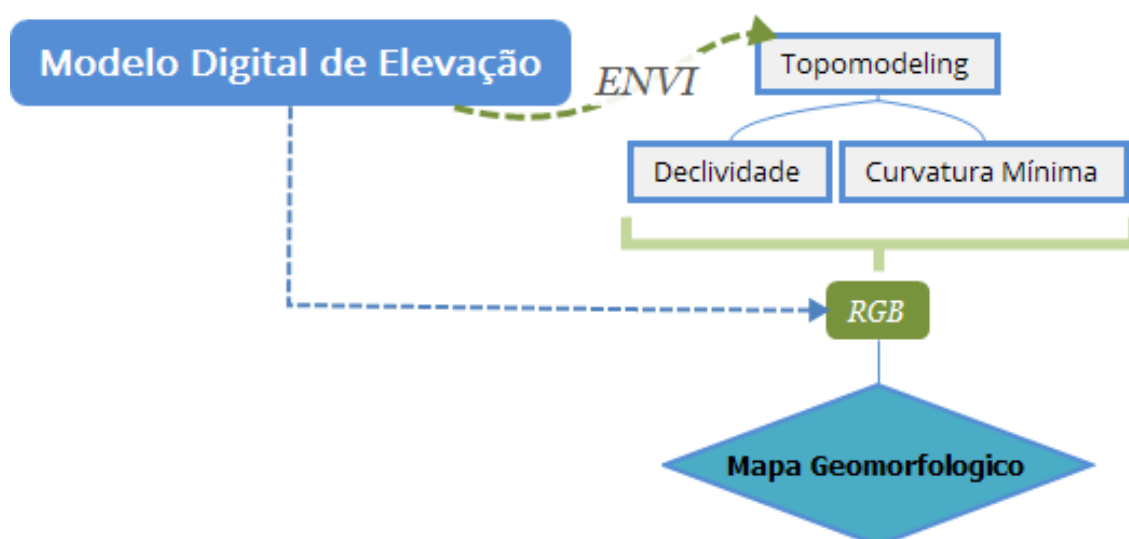


Figura 2.1: Fluxograma metodológico apresentando as etapas de elaboração da composição colorida utilizando os parâmetros morfométricos do relevo; R: Altimetria, G: Declividade, B: Curvatura Mínima.

Dentre as diferentes técnicas para confecção dos mapas de relevo, o método de composição colorida (Castro, 2009; Hermuche, 2002; Passo, 2010) realça as feições do relevo, possibilitando a interpretação e facilitando a delimitação de unidades geomorfológicas. Esse método associa parâmetros morfométricos às três cores primárias: vermelho (R), verde (G) e azul (B), preenchidos, respectivamente pelos dados brutos do MDE e suas derivadas, declividade e a curvatura mínima (Figura 2.2). Essa combinação de cores RGB reúne componentes mais expressivos do relevo, onde a altimetria se expressa em áreas mais elevadas e com menos influência das outras duas. A declividade

é realçada predominantemente onde as diferenças de altitude entre os pixels são maiores. A curvatura evidencia feições onde há concavidade, sendo excepcional para delimitar os encaixes do relevo. Essa técnica consiste na disposição das informações contidas nas imagens em cada canal de cor, visando o melhor realce dos dados (Meneses *et al.* 2012). A partir da composição colorida das variáveis morfométricas em RGB, os padrões de cor, textura e forma são analisados e vetorizados por meio de digitalização manual.

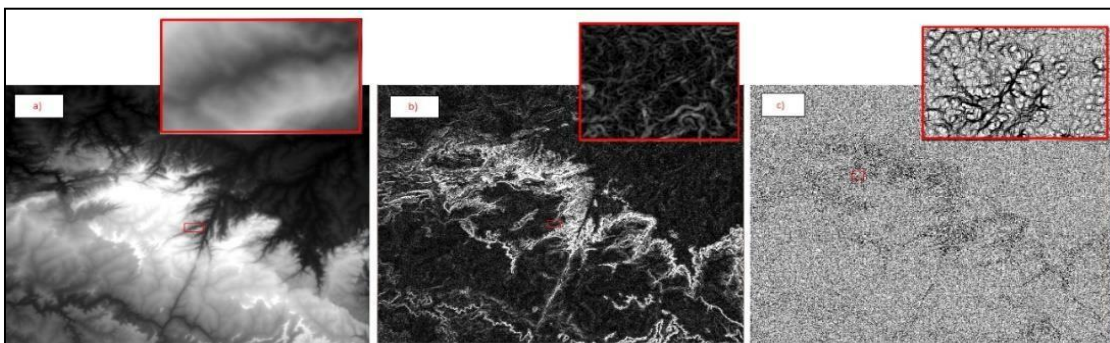


Figura 2.2: Parâmetros morfométricos, a) altimetria, b) declividade e c) curvatura mínima

Os valores relacionados às variáveis mencionadas são em parte obtidos por meio de índices morfométricos que podem auxiliar em análises morfotectônicas, embora outras causas possam também estar envolvidas (Andrades Filho, 2010). A quantificação da morfologia do terreno e a morfometria permitem caracterizar ambientes distintos.

2.1.2.2 Lineamentos e Estatística Direcional

Ao se aplicar a técnica de relevo sombreado no Modelo Digital de Elevação foi possível realizar a análise de lineamentos. Mapas de relevo sombreado constituem uma forma efetiva de criar uma aparência, ou percepção, tridimensional em mapas bidimensionais. As feições de lineamentos são evidenciadas pela textura observada, que é gerada por uma simulação de inclinação e azimute da posição do Sol.

A escolha dos azimutes de iluminação foi proposta de acordo com Wise *et al.* (1985), que sugerem que o relevo é mais claramente visualizado quando iluminado a partir de uma direção ortogonal à tendência principal de lineamentos.

Após a vetorização dos lineamentos da área de estudo, foi realizada a estatística direcional. Os dados calculados e dispostos em forma de roseta representam as direções principais dos lineamentos interpretados. O método empregado visa estudar os

parâmetros morfológicos como marcador de possíveis eventos tectônicos relacionados às feições morfoestruturais.

2.2 GAMAESPECTROMETRIA

2.2.1 Natureza e fonte dos dados

Os dados gamaespectrométricos foram adquiridos pela Lasa Engenharia e Prospecções S.A e gerenciados pela CPRM no projeto de levantamento aerogeofísico 3009 (2004 - Levantamento Arco Magmático de Arenópolis), em convênio com o Governo do Estado de Goiás. O levantamento totalizou 135.756,53km de perfis, em altura de voo de 100 m, com direção de linhas de voo N-S, em espaçamento de 500m. As linhas de controle possuem 5.000 m de espaçamento na direção E-W, com tempo de integração Gama de 1s (LASA, 2004).

2.2.2 Técnicas de processamento

As etapas do pré-processamento foram realizadas pela Lasa Engenharia e Prospecção S.A. As explicações em maior detalhe estão disponibilizadas no relatório do aerolevanteamento. O processamento foi realizado em plataforma digital utilizando os *softwares* Oasis Montaj 9.4 e ArcMap 10.2 e seguiram as etapas descritas no fluxograma da Figura 2.3.

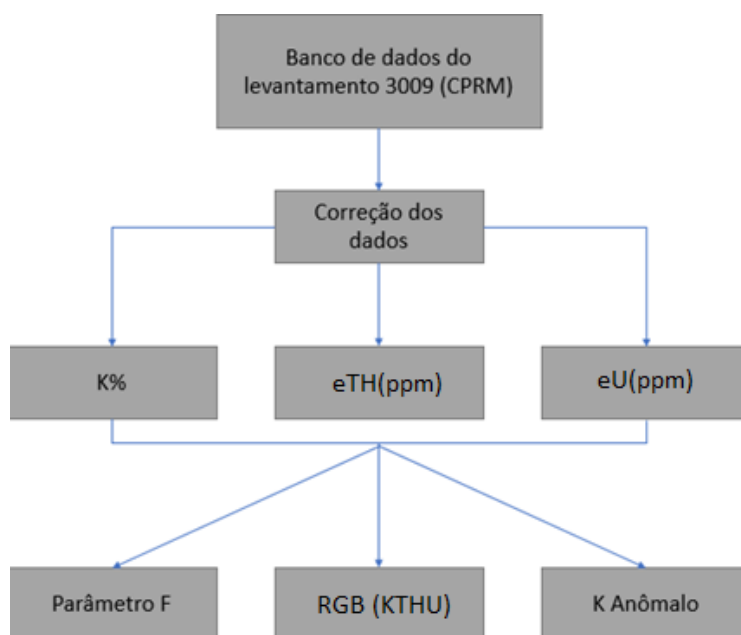


Figura 2.3: Fluxograma metodológico dos processamentos do banco de dados do levantamento.

O banco de dados foi redimensionado de forma a cobrir exclusivamente a área de

estudo, reduzindo o grande volume de dados para processamento. Devido a problemas de calibração, ou processo de correção inadequada dos dados, concentrações negativas de radioelementos são observadas. Esse problema foi minimizado seguindo o método adotado por Nigro (2014), que consiste em analisar as médias do banco para os canais de eU (ppm), K(%) e eTh (ppm) e a média global de cada um desses elementos: 2,7 ppm, 2,3% e 12 ppm (IAEA, 2013), respectivamente. Após a análise, é somada a esses canais uma constante correspondente à diferença entre a média global e a média dos radioelementos no banco de dados do aerolevante. Para a normalização dos dados, os valores negativos restantes foram analisados a fim de identificar concentrações espaciais que poderiam representar anomalias. Os valores gamaespectrométricos que continuaram negativos foram considerados dados espúrios e removidos do banco de dados. Os canais foram reinterpolados através do algoritmo de mínima curvatura (Briggs, 1974), que é um método rápido e eficiente para grandes conjuntos de dados.

2.2.2.1 Estatística descritiva da área de estudo

A estatística descritiva é uma importante ferramenta para o melhor entendimento da distribuição e comportamento e identificação gráfica das concentrações dos dados, assim como onde estão distribuídos os principais valores anômalos. Tais dados foram dispostos na forma de histograma, com o número de classes definidas pela regra de Sturges (Sturges, 1926). A matriz de variância e covariância permite entender o comportamento dos radioelementos quando relacionados.

2.2.2.2 Histogramas de Frequência

O histograma mostra a capacidade de distribuição dos dados amostrais. Cada barra no histograma representa a frequência de dados dentro de um intervalo pré-definido de acordo com os valores totais da análise. A Figura 2.4 exhibe o padrão de distribuição histogrâmica de dados dos três parâmetros registrados na gamaespectrometria (K, eTh e eU), indicando a heterogeneidade amostral da área.

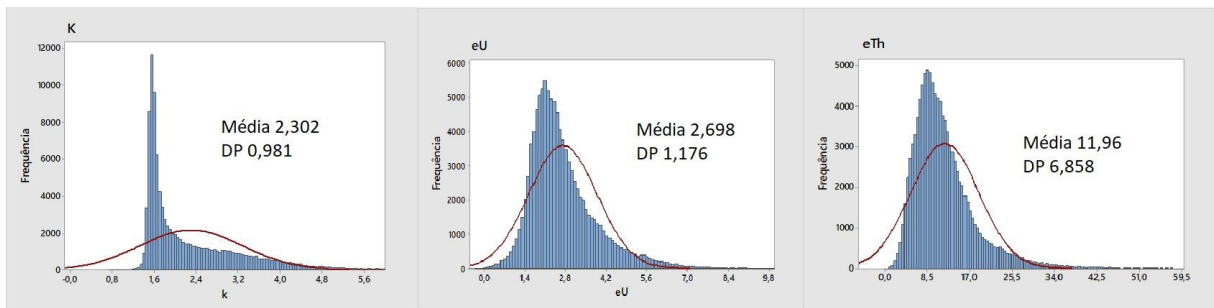


Figura 2.4: Histograma de frequência da distribuição de Potássio (%), Tório (ppm) e Urânio (ppm) e curvas normais gaussianas.

2.2.2.3 Análise de Matriz de Variância e Covariância

A matriz de variância e covariância é uma matriz quadrada que contém as variâncias e covariâncias associadas aos 3 canais (eU, eTh e K). Os elementos diagonais da matriz contêm os desvios das variáveis e aqueles fora da diagonal contêm as covariâncias entre todos os possíveis pares de variáveis. Essa técnica facilita o entendimento de como os dados se relacionam entre si e em que intensidade essa relação ocorre (Landim, 2011). Após uma primeira abordagem foi realizada uma análise de correlação, utilizando-se os coeficientes de Pearson.

O coeficiente de correlação Pearson (r) varia de -1 a 1. O sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a força da relação entre as variáveis. Uma correlação perfeita (-1 ou 1) indica que o escore de uma variável pode ser determinado exatamente ao se saber o escore da outra. No outro oposto, uma correlação de valor zero indica que não há relação linear entre as variáveis (Figueiredo Filho, 2009).

Por sua vez, a variância nos permite analisar a dispersão dos valores dentro de cada classe, enquanto a covariância nos permite analisar os graus de dependência entre as variáveis. As análises de variância e covariância são importantes para entender como e comportam os isótopos em relação a área de estudo e também suas interações conjuntas. A análise de correlação é importante para que possamos identificar o grau de dependência entre as variáveis.

Os dados mencionados podem ser sintetizados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Matriz de Variâncias-Covariâncias*

Matriz de Variâncias-Covariâncias			
	K%	eU	eTh
K%	0,96294969*		
eU	0,470846**	1,382976*	
eTh	3,548613**	5,626841**	47,032164*
Média	2,302	2,698	11,96
Variância	0,96294969	1,382976	47,032164
Desvio Padrão	0,9813	1,176	6,858
Correlação (Pearson)			
	K%	eU	
eU	0,408		
eTh	0,527	0,698	

*Variância de K%, eU e eTh; **Respectivas covariâncias.

As análises da matriz nos mostram que na área há uma correlação próxima de 70% entre tório e urânio, 52% entre K e tório e uma baixa correlação entre K e urânio de 40%. A variância do tório indica uma alta dispersão dos dados na área, ou seja, as concentrações não são homogêneas. Diferentemente, os canais de urânio e K apresentam valores de variância mais próximos às suas médias, indicando variações mais concentradas em um *background* mais homogêneo.

2.2.3.4 Assinaturas radiométricas

Após a preparação dos dados, foram geradas razões entre os canais K, eTh e eU a fim de realçar as pseudo-concentrações dos elementos e investigar a composição das rochas.

Potássio (K)

Segundo Dickson e Scott (1977), o K (K) é o radionuclídeo majoritário na crosta terrestre (aproximadamente 2,35%). De química simples, sua principal ocorrência em rochas está associada aos feldspatos potássicos e micas. O comportamento do K perante o intemperismo determina os teores do radioelemento em rochas intemperizadas e nos solos. No intemperismo, a maior parte do K dos minerais primários é removida. O K liberado durante a ação intempérica (Wilford, 1997) pode participar da formação de minerais como ilita ou ser adsorvido em menores quantidades em outras argilas. Praticamente ausente em minerais máficos, o K apresenta valores baixos em rochas máficas.

De acordo com a Figura 2.4, o K (%) possui média de 2,302 compatível com o valor médio global de concentração de K na crosta (IAEA, 2003).

Tório (eTh)

Dentre os três elementos alvo da gamaespectrometria, o tório (eTh) é o que apresenta menor mobilidade geoquímica (Adams e Gasparini, 1970). Sendo também componente minoritário (12ppm) na crosta terrestre, ele ocorre no estado de valência +4 e apresenta baixa solubilidade, exceto quando em soluções ácidas (Dickson e Scott, 1997). Pode apresentar-se em níveis maiores que 1.000 ppm nos minerais alanita, monazita, xenotímio e zircão. Valores elevados de eTh podem estar associados com a presença de minerais pesados, por serem estáveis durante o intemperismo, e conseqüentemente permanecerem nestes depósitos (Dickson e Scott, 1997).

De acordo com a Figura 2.4, o eTh (ppm) possui média 11,96 ppm, valor dentro do limite encontrado na média global da crosta terrestre que está entre 8-12 ppm.

Urânio (eU)

Os compostos de urânio são muito solúveis em água quando oxidados e insolúveis quando reduzidos. Elemento minoritário na crosta terrestre (concentração aproximada de 3ppm), apresenta-se predominantemente nos estados de valência ⁺⁴ e ⁺⁶. A mobilidade do estado ⁺⁶ é modificada pela adsorção de óxidos hidratados de ferro, colóides e argilominerais, bem como pela redução de minerais do ⁺⁴ em ambientes redutores (Dickson e Scott, 1997). Em unidades próximas da superfície, ricas em fosfatos, argilas e matéria orgânica, o urânio pode ser relativamente imóvel (Rigoti, 2001). Uma vez liberado da estrutura cristalina dos minerais, o urânio pode ser precipitado em condições redutoras. O elemento pode ser retido em minerais de argila e óxidos de ferro, além de carbonatos, óxidos e silicatos (uraninita, uranotorita e em minerais de zircão, monazita e xenotímio) (Dickson e Scott, 1997).

Interpretar o grau de intemperismo e inferir taxas de processo a partir de respostas de raios gama requer uma compreensão das características do radioelemento da rocha mãe e do material intemperizado (Wilford, 1997). Portanto, deve-se ter cuidado ao usar tais relacionamentos, porque outras regiões podem diferir, dependendo do tipo de base e do histórico de intemperismo, devendo ser utilizado em conjunto com as análises morfogenéticas para melhor compreensão da distribuição de elementos em relação aos processos sofridos na esculturação da paisagem.

De acordo com a Figura 2.4, o eU (ppm) possui média 2,7 ppm compatível com a média global da crosta terrestre que está entre 2-3 ppm.

2.2.3.5 Índices Radiométricos

Potássio Anômalo e Fator F

O método do K anômalo (K_d) foi desenvolvida por Saunders (1994) e posteriormente utilizada por Pires (1995) com o objetivo de realçar acúmulos residuais de K associados ao hidrotermalismo. Essa técnica busca evidenciar acúmulos anômalos de K provocados por alterações composicionais das rochas originais, condicionadas por intemperismo, hidrotermalismo, esculturação da paisagem ou outros processos geológicos e geomorfológicos.

O elemento químico eTh é um marcador geológico resistato e seus valores são utilizados para prever os valores de K ideais para determinado litotipo, sendo esta dependência (K por eTh) representada por uma função linear. Segundo o fluxograma (Figura 2.5), a regressão linear gerada a partir dos dados corrigidos descreve a equação do K ideal (K_i) (Eq. I), enquanto a diferença entre o valor de K corrigido e o valor de K ideal (obtido da reta) é chamado K anômalo ou residual (K_d) (Eq. II). A forma mais eficiente para elaborar o processamento de K_d é segmentar a análise de forma a realiza-la em cada unidade (Curto, 2011), seja geológica ou geomorfológica, a fim de restringir *backgrounds* que podem gerar interferências nos valores anômalos de cada uma delas. A concentração de K é afetada pelo meio – pelas litologias adjacentes – e se dá em função das dinâmicas de áreas-fonte e áreas de deposição, além dos contatos litológicos.

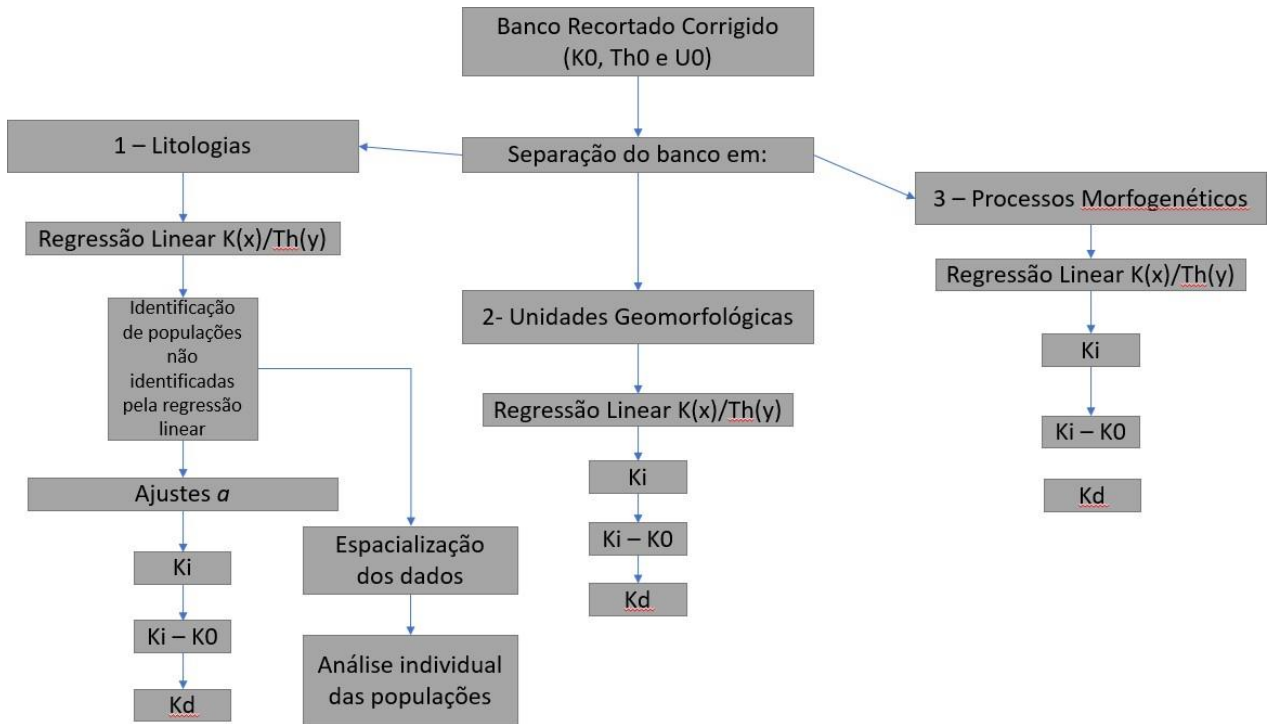
O contexto geológico heterogêneo da área de estudo permite determinados ajustes no coeficiente linear da reta devido à sua similaridade composicional com os valores médios crustais. Os ajustes correspondem aos valores médios globais litológicos utilizados pelo IAEA (2003).

$$K_i = a + b \cdot Th \text{ (Eq. I)}$$

Onde a é o coeficiente linear e b o coeficiente angular.

$$K_d = \frac{(K_i - K_s)}{K_d} \text{ (Eq. II)}$$

Onde K_d é o desvio observado de K e K_i é o valor ideal.



* Ki: K ideal; Kd: K anômalo; a: coeficiente linear.

Figura 2.5: Fluxograma metodológico do processamento para o Potássio Anômalo (K_d)

O Fator F (Gnojek, 1985) permite o realce do enriquecimento de Potássio e Urânio em relação ao Tório. Essa técnica é utilizada para a identificação de alterações na rocha. A equação utilizada é definida por:

$$F = \frac{K \cdot eU}{eTh} \text{ (Eq. III)}$$

Áreas com baixos valores de F tendem a apresentar fortes intemperismos e alta lixiviação de Potássio, ao contrário de áreas onde há enriquecimento de Urânio e Potássio que apresentam maiores valores de F e consequentemente nos levam a discussão de alterações mais intensas, como processos hidrotermais.

2.3 DADOS DE CAMPO

O objetivo do trabalho de campo foi identificar feições pertinentes na etapa de processamento e permitir posteriormente a análise integrada. A partir da análise e discussões em campo, foi possível refinar a metodologia com o propósito de integrar os dados de forma mais precisa.

O trabalho de campo foi desenvolvido através da escolha sistemática de pontos de interesse segundo as imagens previamente geradas de K Anômalo e mapas litológicos

disponíveis. A descrição petrográfica e a obtenção de dados estruturais permitiram o detalhamento do arcabouço lito-estrutural da área em maior escala, juntamente com as informações de aspectos fisiográficos e geomorfológicos. Os registros incluem entradas no *software* Clinofieldmove, caderneta de campo e registros fotográficos.

A coleta e catalogação de amostras para laminação e a análise difratométrica de raios X permitiram a identificação mineralógica e o entendimento das assembleias minerais ocorrentes nos diferentes contextos geológicos, visando especialmente o estudo do comportamento de minerais potássicos na região.

Os critérios usados para a descrição petrográfica foram: rochas sedimentares descritas segundo Folk (1959) e Dunham (1972) e rochas ígneas descritas segundo Streckeisen (1976), padronizadas posteriormente pela IUGS (1972- International Union of Geological Sciences).

2.3.1 Reconhecimento e Petrografia

Para o reconhecimento geológico da região, os litotipos de interesse foram descritos por meio de análise macroscópica em campo e suas respectivas amostras foram coletadas para análises em laboratório.

As medidas estruturais de foliação, acamamento e lineações foram tomadas em formato *dip-direction*, considerando a declinação magnética da região de Bom Jardim de Goiás.

Difratogramas de Raios-X

A difratometria de Raios-X teve como objetivo identificar argilominerais de K e inferir possíveis processos de enriquecimento deste elemento.

As amostras foram preparadas respeitando as instruções normativas de laboratório, seguindo sequencialmente as etapas de fragmentação, pulverização das rochas e solos e acondicionamento no porta-amostras com a superfície nivelada, considerando ainda o fator de orientação preferencial. A identificação de uma amostra é alcançada pelo método comparativo, ao confrontar o difratograma obtido com padrões de referência, disponíveis em bancos de dados de DRX. Neste procedimento, os picos mais intensos de cada composto cristalino presente no banco de dados são comparados aos picos do difratograma da amostra. Terminado o processo de busca e comparação, os resultados são expressos em ordem decrescente de pontuação. A coincidência de valores, ou a quase

coincidência, leva à caracterização do mineral (Kahn, 2000).

2.4 INTEGRAÇÃO DE DADOS

Para a investigação conjunta das informações, foram utilizados dados e instrumentos multifontes com o intuito de integração qualitativa e visual (como, por exemplo, sobreposição espacial dos dados). O processo é acompanhado de análise matemática por algoritmos, como a IOM lógica booleana e a lógica *fuzzy*.

A IOM lógica booleana é uma das ferramentas mais usadas na manipulação de dados numéricos, tendo como características a simplicidade dos modelos e a fácil aplicabilidade. A cada mapa é atribuído um peso, podendo ser considerado um nível de evidência. Os vários níveis de evidência são combinados para suportar uma hipótese. Os dados são cruzados para determinar se existe um conjunto de situações para os quais os critérios são satisfeitos em apenas uma combinação, resultando em valores binários 1 (SIM) ou 0 (NÃO). Nesse tipo de lógica não é permitido análises intermediárias (Braghin, 1998).

A Lógica Fuzzy, também chamada de Lógica Multivalorada, foi primeiramente introduzida em 1930 pelo filósofo e lógico polonês Jan Lukasiewicz. Para muitos pesquisadores (Cox, 1994; Fang, 1997), um benefício significativo dos modelamentos baseados nesta técnica é a habilidade de codificação de conhecimentos inexatos, numa forma que se aproxima muito aos processos de decisão. Os sistemas de inferências baseados nessa técnica possibilitam, assim, a captura do conhecimento próximo ao “modelo cognitivo” utilizado na análise de problemas.

Por ser considerada como um conjunto de princípios matemáticos para a representação do conhecimento baseado no grau de pertinência dos termos (graus de verdade), a vantagem de usar a Lógica Fuzzy reside na possibilidade de avaliar os dados geológicos continuamente, e não através de limites rígidos, como em conjuntos de dados estáticos (Bonham-Carter, 1994).

No ambiente de sistemas de informação geográfica, a Lógica Fuzzy baseia-se na simplificação de dados rasterizados ao agregar pesos dos dados a serem integrados, ou seja, em graus de variabilidade entre 0 (pertinência ausente) e 1 (pertinência total). As fronteiras de conjuntos clássicos são bem determinadas, isto é, dado qualquer conjunto, é possível

caracterizá-lo a partir de seus elementos, determinando se os mesmos pertencem ao conjunto ou ao seu complementar. Desse modo, a partir de pequenas perturbações em um elemento de um conjunto clássico, pode-se ter uma drástica mudança, de modo que este deixe de pertencer a este conjunto. Na prática, isso nem sempre ocorre, fazendo-se necessário utilizar a subjetividade que aparece em problemas reais para fazer com que essa transição, de um conjunto para um outro, se torne mais suave (Wasques, 2015).

A aplicação subjetiva das funções de pertinência fuzzy permite a modificação do mapa em dados ordenados ou intervalares, gerando as possibilidades fuzzy (An *et al.*, 1991; Bonham-Carter, 1994).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

A base de dados geológicos da área de estudo foi composta a partir de estudos regionais, com ênfase em trabalhos feitos em escalas de maior detalhe (Seer, 1985; Curto, 2015), além de

reconhecimento de campo, realizado durante o presente trabalho.

3.1 GEOLOGIA REGIONAL

A região de estudo (Figura 3.1) está inserida na província estrutural Tocantins (Almeida *et al.*, 1977) e compreende terrenos situados na borda oeste do Arco Magmático de Arenópolis (Pimentel *et al.* 2000), entre a Faixa de Dobramentos Paraguai (Almeida, 1964; Alvarenga & Trompette, 1992, 1993; Alvarenga *et al.*, 2000) e a Bacia do Paraná (Milani, 2007; Zalan *et al.*, 1990; Assine, 1996; Milani & Ramos, 1998). As rochas do Arco são, em parte, cortadas por falhas transcorrentes que integram o Lineamento Transbrasiliano, de direção geral N30°- 45°E (Seer, 1985; Oliveira, 2000).

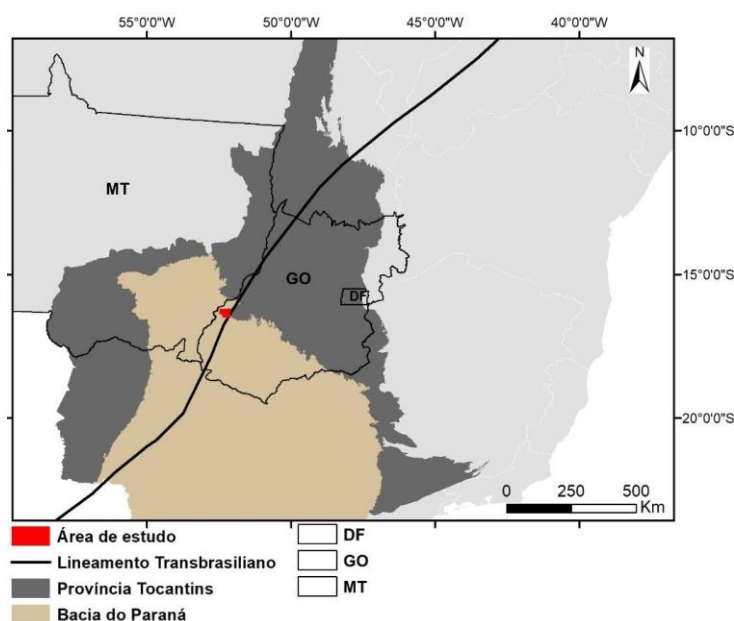


Figura 3.1: Mapa de províncias tectônicas, com destaque para a área de estudo em vermelho e para o Lineamento Transbrasiliano em preto.

A Província Tocantins foi formada durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, na amalgamação do Gondwana Ocidental, pelas colisões entre os blocos cratônicos Amazônico, São Francisco e Paranapanema (Brito Neves *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 1998). O processo de subducção resultou na formação de arcos de ilhas, que, ao sofrerem colisões continente-arco e continente-continente, deram origem às faixas orogênicas Brasília, Paraguai-Araguaia, estabelecidas às margens do Cráton São Francisco e do Cráton Amazônico (Figura 3.2). (Almeida, 1977; 1981; Almeida & Hasui 1984, Trompette, 1994; Unrug 1992).

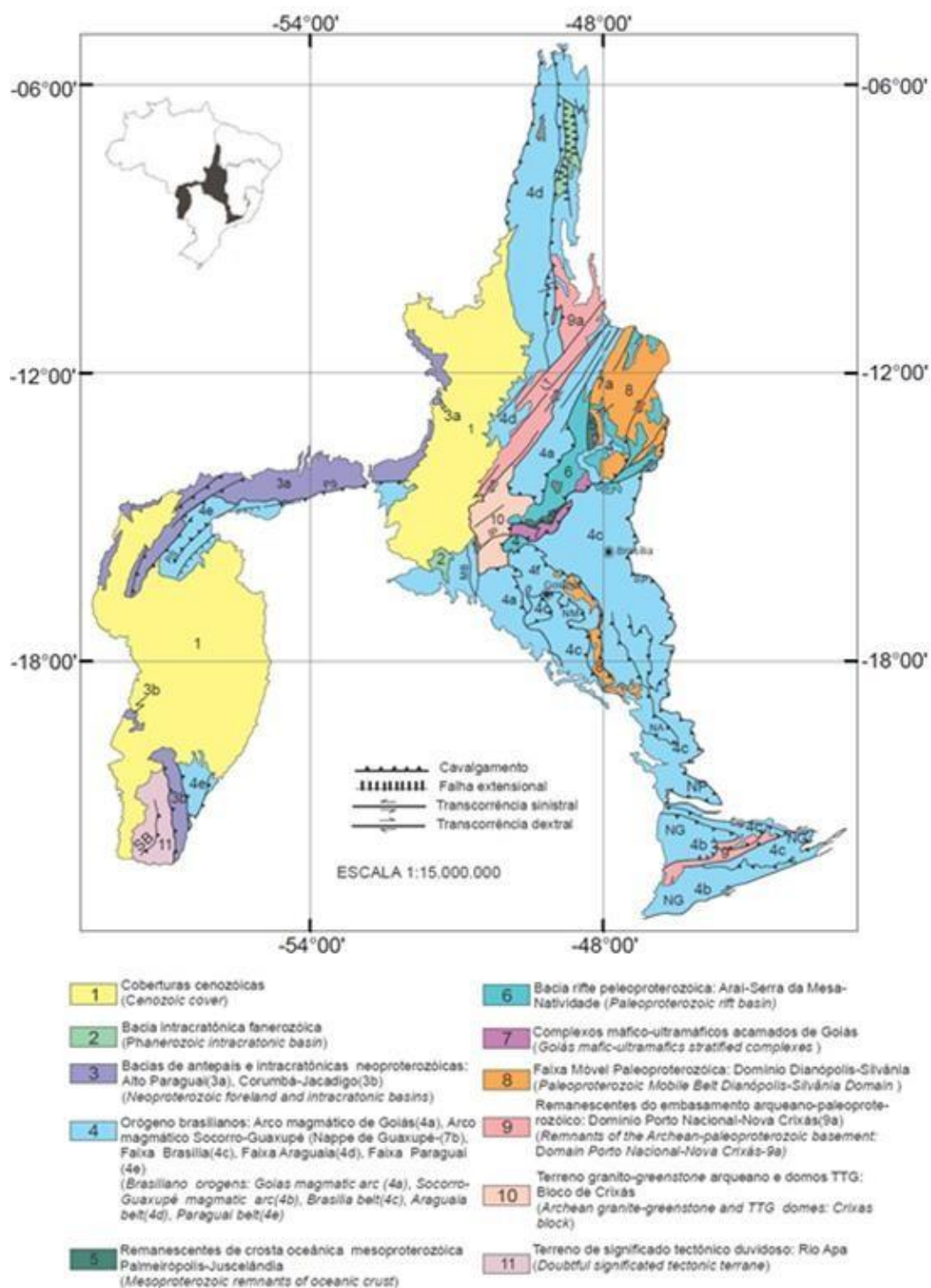


Figura 3.2: Encarte tectônico da Província Tocantins, fonte: Delgado *et al.* (2003).

3.1.1 Faixa Brasília

A Faixa Brasília compreende um cinturão de dobramentos de idade neoproterozoica que ocorre na borda ocidental do Cráton do São Francisco, estendendo-se por mais de 1000 km por parte dos estados de Tocantins, Goiás e Minas Gerais. O aumento da deformação e do grau de metamorfismo de leste para oeste evidencia uma vergência em direção ao Cráton São Francisco (Fonseca *et al.*, 1995; Dardenne, 2000). A Faixa Brasília pode ser subdividida em dois domínios estruturais: domínio interno, com unidades alóctones fortemente dobradas, apresentando médio a alto grau de metamorfismo; e domínio externo, com estrutura de dobras e empurrões, com médio a baixo grau de metamorfismo (Fuck *et al.*, 1994). O arco magmático está incluso no domínio interno da Faixa. Os principais compartimentos da faixa, do mais antigo para o mais novo, são: Maciço de Goiás, embasamento paleoproterozoico, Arco Magmático de Goiás e coberturas sedimentares fanerozoicas (Pimentel, 2016). A área de estudo inclui unidades da porção sul do Arco, denominado Arco de Arenópolis (Pimentel & Fuck, 1992).

3.1.1.1 Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás, constituído por crosta juvenil neoproterozoica, é dividido em dois segmentos principais: Arco de Arenópolis, na parte sul, e Arco de Mara Rosa, a norte (Pimentel *et al.*, 2000). O primeiro apresenta rochas tonalíticas a granodioríticas, pré-colisionais, metaluminosas e típicas de ambiente de arco de ilha. Nas associações supracrustais, predominam rochas vulcânicas dacíticas a andesíticas sobre as rochas sedimentares de origem detrítica. Também ocorrem intrusões máfico-ultramáficas e granitos alcalinos pós- a tardi-orogênicos ricos em K, de idades entre o Neoproterozoico e início do Paleozoico. São ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos, unidades supracrustais e granitos dos tipos I e A, tardi a pós-orogênicos associados a corpos máficos e ultramáficos. A maioria das intrusões está relacionada a granitos cujo magma foi derivado da fusão de rochas do arco (Amaro, 1989; Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 2000).

O Arco Magmático de Arenópolis está em contato com a Faixa Paraguai, a oeste, e com o Maciço de Goiás, a leste. Ao final do Ciclo Brasileiro, há cerca de 600 Ma, desenvolveram-se importantes zonas de cisalhamento transcorrentes que fazem parte do Lineamento Transbrasileiro, de forma que as unidades ortognaissicas e rochas

supracrustais estão justapostas ao longo de zonas de cisalhamento com direções NNE e NNW. Posteriormente, encerraram-se os eventos no Arco e houve soerguimento regional e magmatismo pós-orogênico (Pimentel *et al.*, 2000). As reativações tectônicas fanerozoicas que afetaram o Arco configuraram parte do embasamento da Bacia do Paraná na região de estudo.

Grupo Bom Jardim de Goiás

O Grupo Bom Jardim de Goiás está inserido no Arco Magmático de Arenópolis, onde também se encontram expostas as sequências vulcanossedimentares de Arenópolis, Iporá, Amorinópolis e Jaupaci (dispostas de oeste para leste). Bom Jardim de Goiás, presente na área de estudo, é uma das sequências vulcanossedimentares cálcio-alcalinas completas do arco (Pimentel 1985; Pimentel & Fuck 1987; Amaro, 1989; Moura, 2007). As rochas do Grupo Bom Jardim de Goiás estão limitadas a nordeste pelo Complexo Granito-Gnáissico, por falha; a sudeste, com o Granito Serra Negra; a oeste, com as rochas metassedimentares relacionadas ao Grupo Cuiabá, por meio da Falha Serra Negra e com o Granito Macacos, por falha. A sul, encontram-se encobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Seer, 1985).

As rochas metavulcânicas e subvulcânicas associadas possuem composição que varia de basaltos toleíticos a riolitos, metamorfizados em fácies xisto verde e anfibolito. Nas unidades superiores dessas sequências são identificadas principalmente rochas metassedimentares detríticas (Seer, 1985; Pimentel & Fuck, 1986). Inicialmente, foi atribuída idade de 711 ± 53 Ma (K-Ar em rocha total em metabasalto) ao Grupo Bom Jardim por Fragomeni & Costa (1976), situando-a na base do Grupo Cuiabá. Ianhez *et al.* (1984) chegaram a relacionar o conjunto total das rochas a *greenstone belts* arqueanos, mas posteriormente, Pimentel *et al.* (1991) determinaram idades entre 933 e 587 Ma, utilizando o método eU-Pb em zircão e titanita.

Após as contribuições de Marques *et al.* (1980), referentes à natureza do magma primário e à evolução segundo trends toleíticos e calci-alcalinos, Seer (1985) redefiniu o conjunto de rochas elevando-o a Grupo Bom Jardim de Goiás. O autor propôs as seguintes subdivisões estratigráficas: Formação Córrego da Furna, Formação Córrego da Aldeia, Formação Córrego do Urubu, Formação Aldeinho e Formação Morro Selado (Figura 3.3).

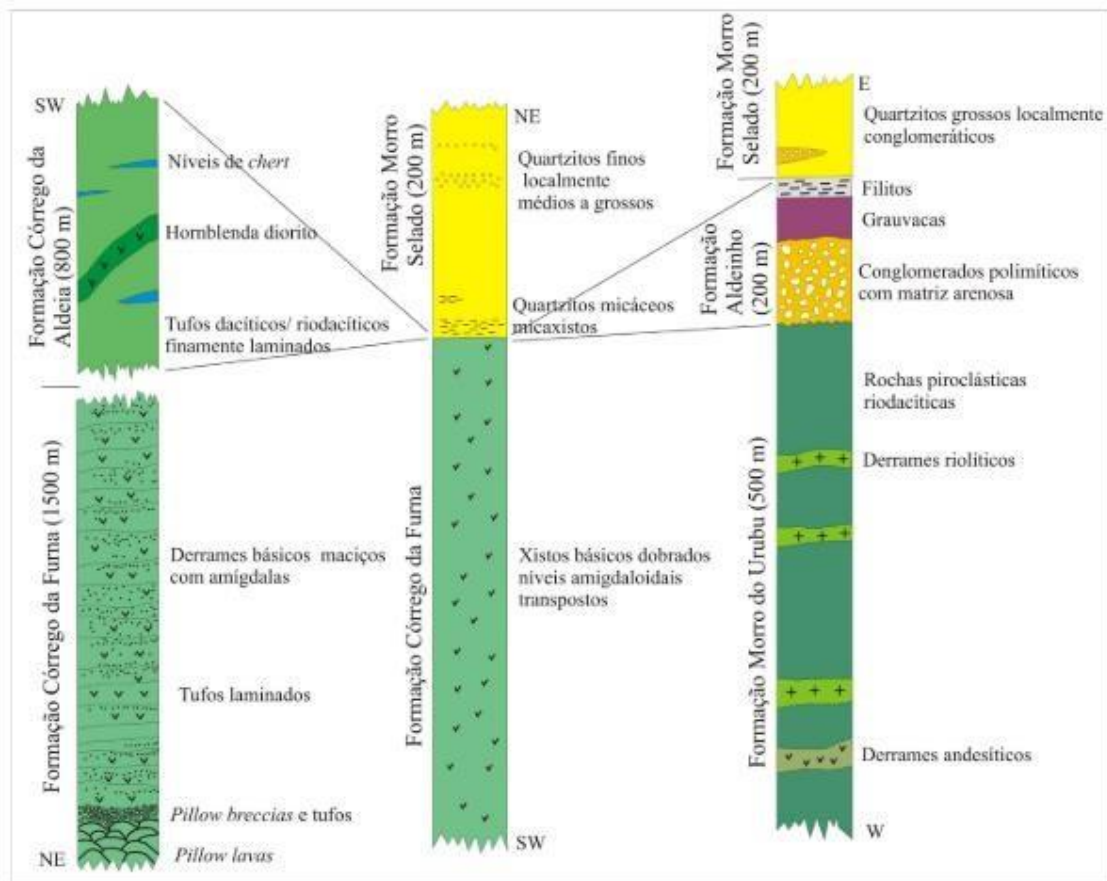


Figura 3.3: Coluna estratigráfica do Grupo Bom Jardim de Goiás. Espessuras estimadas (Seer, 1985). Retirado de Guimarães (2007).

i. Formação Córrego da Furna

A Formação Córrego da Furna foi definida como uma sequência de derrames basálticos - andesíticos e rochas piroclásticas básicas. Seer (1985) descreveu, da base para o topo, *pillow* lavas e *pillow* brechas com tufos básicos grossos, derrames maciços e tufos finos laminados. O autor ainda reconhece nesta formação tufos básicos que ocorrem como blocos e seixos nas proximidades das *pillow* lavas no córrego da Furna. Os tufos finos e laminados são observados com intercalações de lavas ricas em amígdalas. Os derrames maciços são predominantes sobre as demais litologias e são comumente ricos em amígdalas.

ii. Formação Córrego da Aldeia

A Formação Córrego da Aldeia foi definida como constituída por tufos finos de composição dacítica, finamente laminados, de cor cinza acastanhada. Mais raramente podem ocorrer tufos afaníticos, tufos grossos, lapilli tufos, lâminas de chert e corpos dioríticos intrusivos. Seer (1985) observou nos tufos feições de acamamento gradacional e contatos bruscos, lâminas de chert com espessuras milimétricas, diques de hornblenda dioritos, além de grande quantidade de vênulas que os cortam, em geral, constituídas por quartzo, actinolita, carbonato, calcopirita, pirita, pirrotita, hematita e magnetita. Estas vênulas provocam forte alteração nos tufos mudando a cor original (de castanha para rosa e branco).

iii. Formação Morro do Urubu

Esta formação constitui-se principalmente de rochas metapiroclásticas ácidas com derrames metarriolíticos associados. As rochas piroclásticas, em geral lapillitos e aglomerados com tufos e tufos lapillíticos em menor proporção, são mal selecionadas, encontrando-se bombas e blocos em meio a matriz tufácea grossa a lapillítica. As bombas são arredondadas, fusiformes, com terminações retorcidas. Os blocos são angulosos e os lapillis geralmente arredondados, ambos compostos por riolitos (Seer, 1985). As rochas desta formação estão bem preservadas, mas localmente encontram-se intensamente foliadas e metamorfizadas para fácies xisto verde (Seer, 1985).

iv. Formação Aldeinho

A Formação Aldeinho, segundo Seer (1985), é uma seqüência de metaconglomerados polimíticos, metasubarcóseos, metagrauvas, metassiltitos e filitos interdigitados lateral e verticalmente. Os metaconglomerados polimíticos são imaturos composicionalmente. Contêm blocos de até um metro de diâmetro, são mal estratificados e compostos por fragmentos de granito isótopo, granito orientado, granodiorito, riolito, rochas vulcânicas intermediárias e básicas, arenito, siltito, argilito, quartzo, feldspatos e micas, além de gnaisses e xistos. A matriz é arenosa com alguma contribuição de argila (Seer, 1985). Os metasubarcóseos têm coloração rosa a violeta, causada por oxidação de minerais de ferro, e formam estratos de poucos metros de espessura. As metagrauvas

afloram como camadas de poucos centímetros a poucos metros de espessura, e possuem cor esverdeada quando inalteradas. Para o topo estratigráfico predominam metassiltitos e filitos quase sempre intemperizados (Seer, 1985).

v. *Formação Morro Selado*

Esta é a formação mais jovem do Grupo Bom Jardim de Goiás e é representada por xistos, ortoquartzitos e metaconglomerados. Seus afloramentos ocorrem ao longo das cristas de morros e dão sustentação ao relevo. Configuram as grandes dobras da região. Os ortoquartzitos são médios a grossos, com termos finos em menor proporção, possuem marcas de onda simétricas e assimétricas bem preservadas, com comprimentos de onda que variam de 3 a 4 cm e amplitude de no máximo 1 cm. Lentes de metaconglomerados ocorrem associadas e chegam a atingir 1 m de comprimento.

A camada de micaxistos ocorre em quase todo o contato com as rochas metavulcânicas da Formação Córrego da Furna. É bastante delgada, não ultrapassando três metros de espessura, podendo desaparecer em alguns locais (Seer, 1985).

3.1.2 **Faixa Paraguai**

A Faixa Paraguai é uma unidade tectônica neoproterozoica situada à margem sudeste do Cráton Amazônico e leste do Bloco do Rio Apa (Almeida, 1964). Seus limites são recobertos pelas bacias sedimentares fanerozoicas do Paraná, Parecis e Pantanal. Apresenta geometria em forma de arco com concavidade voltada para SE, orientada na direção NE-SW na sua porção Norte e N-S na porção Sul, com extensão e largura média de 1500 e 300 km, respectivamente. Ao sul, a Faixa Paraguai ramifica-se na direção NW- SE, estendendo-se de Corumbá até a Bolívia na forma de um sinclinal, denominado Faixa Tucavaca, interpretado como aulacógeno (Alvarenga *et al.*, 2000).

A espessa sequência sedimentar da Faixa Paraguai inclui depósitos glaciomarinheiros, turbidíticos, carbonáticos e siliciclásticos, resultado de uma sedimentação em margem passiva, seguidas de uma fase compressiva que culminou na inversão da bacia e estabelecimento de bacia *foreland* registrada nos estágios finais de sedimentação (Almeida, 1974; Alvarenga & Trompette, 1992, 1993; Alvarenga *et al.*, 2000)

A faixa é dividida, da base para o topo, em três unidades: Grupo Cuiabá (de origem glacial); Grupo Corumbá (essencialmente carbonático) e Grupo Alto Paraguai (arenitos e arcóseos). Tais rochas contêm registros dos eventos glaciais globais Neoproterozóicos, incluindo sedimentação que avançou até o limite Neoproterozóico-Cambriano Inferior. (Alvarenga *et al.*, 2000; 2007, 2008)

3.1.2.1 Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá foi previamente descrito por Almeida (1964) como rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico cortadas por veio de quartzo, tais rochas sofreram metamorfismo durante a deformação da Faixa Paraguai, além de conter pequenas contribuições químicas e vulcânicas. Está inserido nas unidades basais da Faixa Paraguai Norte (Formação Puga, Grupos Cuiabá e Araras), caracterizado como um ambiente de margem passiva (Alvarenga & Trompette, 1992), com sedimentos provenientes principalmente do Cráton Amazônico.

A Faixa Paraguai Norte é formada por quatro grandes sucessões estratigráficas (Alvarenga, 1988, 1990; Lacerda Filho *et al.*, 2004; Dantas *et al.*, 2009), designadas da base para o topo por: Grupo Cuiabá, unidade mais antiga, composta por uma sequência de metassedimentos dobrados, subdividida em nove subunidades litoestratigráficas (Luz *et al.*, 1980), podendo ser interpretada como uma sequência turbidítica formada por sedimentos pelíticos, detríticos e pefíticos, depositados provavelmente durante o período glacial Criogeniano (670-630 Ma) (Alvarenga, 1990), associados a depósitos glacio- marinhos (Alvarenga, 1985; Alvarenga & Trompette, 1988);

Alvarenga (1988) considera as rochas do Grupo Cuiabá e as rochas sedimentares da Zona externa da Faixa Paraguai como partes da mesma bacia, na qual as unidades inferior e média representariam as subunidades propostas por Luz *et al.* (1980). No conjunto sedimentar do Grupo Cuiabá, foram identificadas três unidades principais, as quais se distinguem por importantes discordâncias, podendo ser propostas como unidades litoestratigráficas formais. Sendo o Grupo Cuiabá dividido neste caso, da base para o topo nas formações Campina de Pedras, Acorizal e Coxipó (Tokashiki *et al.* 2006) (Figura 3.4).

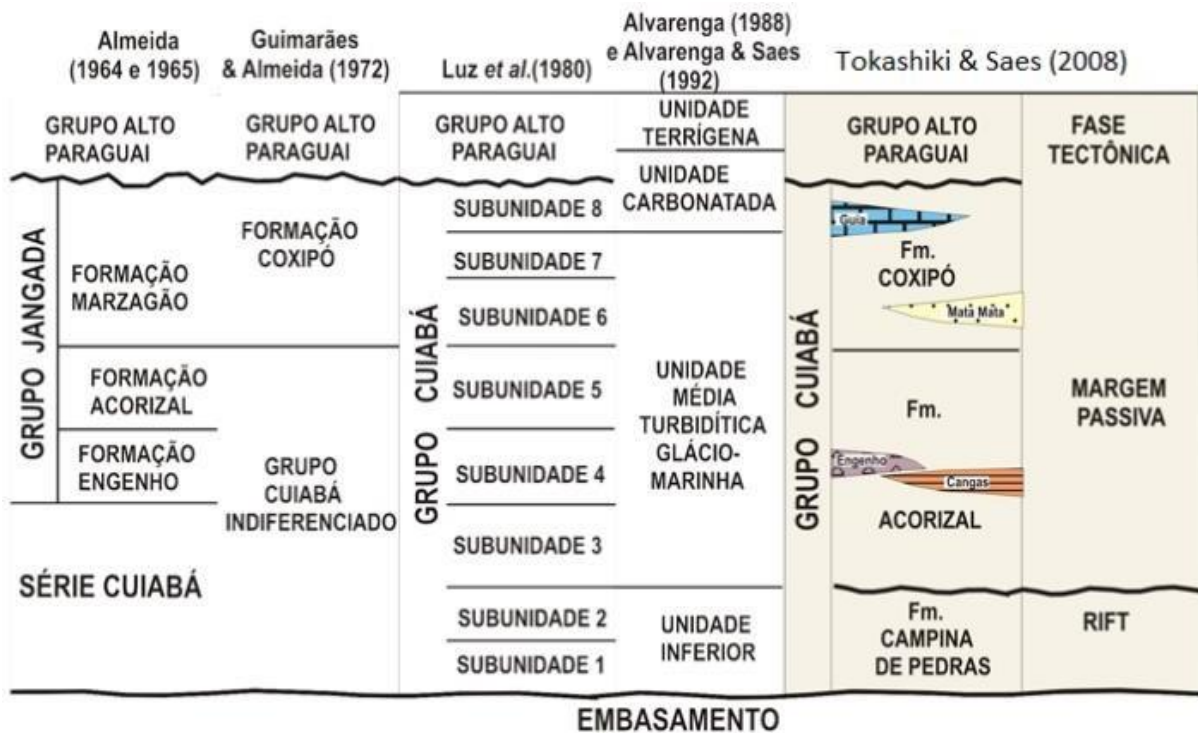


Figura 3.4: Colunas estratigráficas propostas para o Grupo Cuiabá comparadas a subdivisão adotada por Tokashiki & Saes.

Segundo Seer (1985), o Grupo Cuiabá na área de estudo é representado por rochas metassedimentares detríticas, filitos e xistos e quartzitos subordinados. Os filitos são cinza claro a castanho e possuem clivagem ardosiana, crenulações e veios de quartzo de várias gerações e com espessuras variáveis. O xisto é subdividido em muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto e muscovita-biotita xisto e são cinza claro a cinza acastanhado quando inalterados. Os quartzitos são cinza claro, cinza acastanhado a cinza esverdeado. Compreendem biotita quartzitos e, em menor proporção, biotita-muscovita quartzitos, clorita-muscovita quartzitos e quartzitos feldspáticos.

3.1.3 Granitos Pós-Tectônicos

Na região de estudo são conhecidos três corpos de granito: Serra Negra, Macacos e Serra Verde. Enquanto os dois primeiros intrudem no Arco Magmático de Arenópolis, o último intrude no Grupo Cuiabá. O Granito Serra Negra ocorre imediatamente a oeste da cidade de Piranhas. Os dois outros corpos, de menor extensão, estão localizados a sudoeste da cidade de Bom Jardim de Goiás.

As intrusões graníticas que ocorrem na região de estudo formam grandes corpos cálcio-alcalinos ricos em K, os quais compreendem predominantemente biotita granitos

isótopos e equigranulares. (Pimentel *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2000). Na região de Arenópolis, Pimentel *et al.* (2000) sugeriram dois episódios de magmatismo granítico pós-Brasiliiano: de 590 a 560 Ma e 508 a 485 Ma, de forma que os granitos Serra Negra e Iporá, mais jovens, são classificados como granitos do tipo A.

Granito Serra Negra

O Granito Serra Negra representa atualmente o termo principal da suíte intrusiva homônima, composta por corpos graníticos de caráter pós-tectônico de tendência alcalina. O principal corpo encontra-se próximo aos limites da sequência metavulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás, enquanto outros, de dimensões mais reduzidas, situam-se no centro-norte, alojados no Complexo Granitóide-Gnáissico e nas rochas supracrustais da sequência metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas (Oliveira, 2000).

Granito Macacos

O granito Macacos é representado por biotita sienogranito (Guimarães *et al.*, 2012) intrusivo nos xistos do Grupo Cuiabá, sin a pós-tectônico com o granito da Suíte Serra Negra, possui veios pegmatíticos e é milonitizado pela Falha Serra Negra (Seer, 1985).

Granito Serra Verde

O granito Serra Verde apresenta como litotipos predominantes biotita– sienogranito e muscovita-biotita-sienogranito, sendo litologicamente correspondente ao Granito São Vicente (Alvarenga *et al.* 2000; Moura 2007). Ainda segundo Moura (2007), a idade do Granito Serra Verde corresponde a 550 ± 12 Ma., sugerindo que o corpo se alojou na fase tardia de deformação das rochas da Faixa Paraguai. Na área de estudo, a intrusão do Granito Serra Verde provocou aquecimento no filito gerando metamorfismo de contato, cujas evidências afloram em forma de blocos e lajedos. Uma porção mais fina desse hornfels é encontrada na região central da área, aflorando em forma de blocos in situ à margem do Córrego Bom Jardim, com presença de xistosidade reliquiar.

3.1.4 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano, cujo contorno foi definido por limites erosivos relacionados em grande parte à história geotectônica meso-cenozoica do continente. Sua área total se aproxima de 1,5 milhão de km² e seu registro estratigráfico compreende um pacote com espessura total em torno dos sete mil metros. O flanco

leste da bacia, e também a área do presente trabalho, foi profundamente modelado pela erosão em função do soerguimento crustal associado ao rifte do Atlântico sul, tendo a remoção de seção sedimentar sido estimada em até 2500 metros (Milani, 2007; Zalan *et al.*, 1990; Assine, 1996; Milani & Ramos, 1998).

Milani (2007) descreve as três primeiras superseqüências como sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas.

Na área de estudo, ocorrem as formações Vila Maria (Grupo Rio Ivaí, Siluriano); formações Furnas e Ponta Grossa (Grupo Paraná, Devoniano) e a formação Aquidauana (Grupo Itararé, Permiano). O diagrama estratigráfico da Bacia do Paraná pode ser observado na Figura 3.5.

Formação Vila Maria

Faria & Reis Neto (1978) definiram e cartografaram pioneiramente a Formação Vila Maria, recoberta pela Formação Furnas por contato gradacional concordante cobrindo discordantemente as unidades mais antigas. Na base ocorrem diamictitos arroxeados e microconglomerados, seguindo-se, em direção ao topo, arenitos cinza, siltitos e folhelhos micáceos de cores rosadas a avermelhadas. Os litotipos representam depósitos de sistemas glaciais, os quais teriam sido os agentes de dispersão regional de diamantes, que, em retrabalhamento posterior, teriam sido redepositados na Formação Furnas.

Formação Furnas

A Formação Furnas é representada por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas. Para o topo, arenitos médios a grossos passam a dominar. Em subsuperfície, a porção mais superior da Formação Furnas mostra um aumento contínuo de argilosidade, evidenciando uma passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa (Assine, 1996). Segundo Assine *et al.* (1994), a Formação Furnas foi gradualmente sobreposta por sedimentos litorâneos e marinhos de água rasa, num intervalo definido como a base de um grande ciclo transgressivo-regressivo.

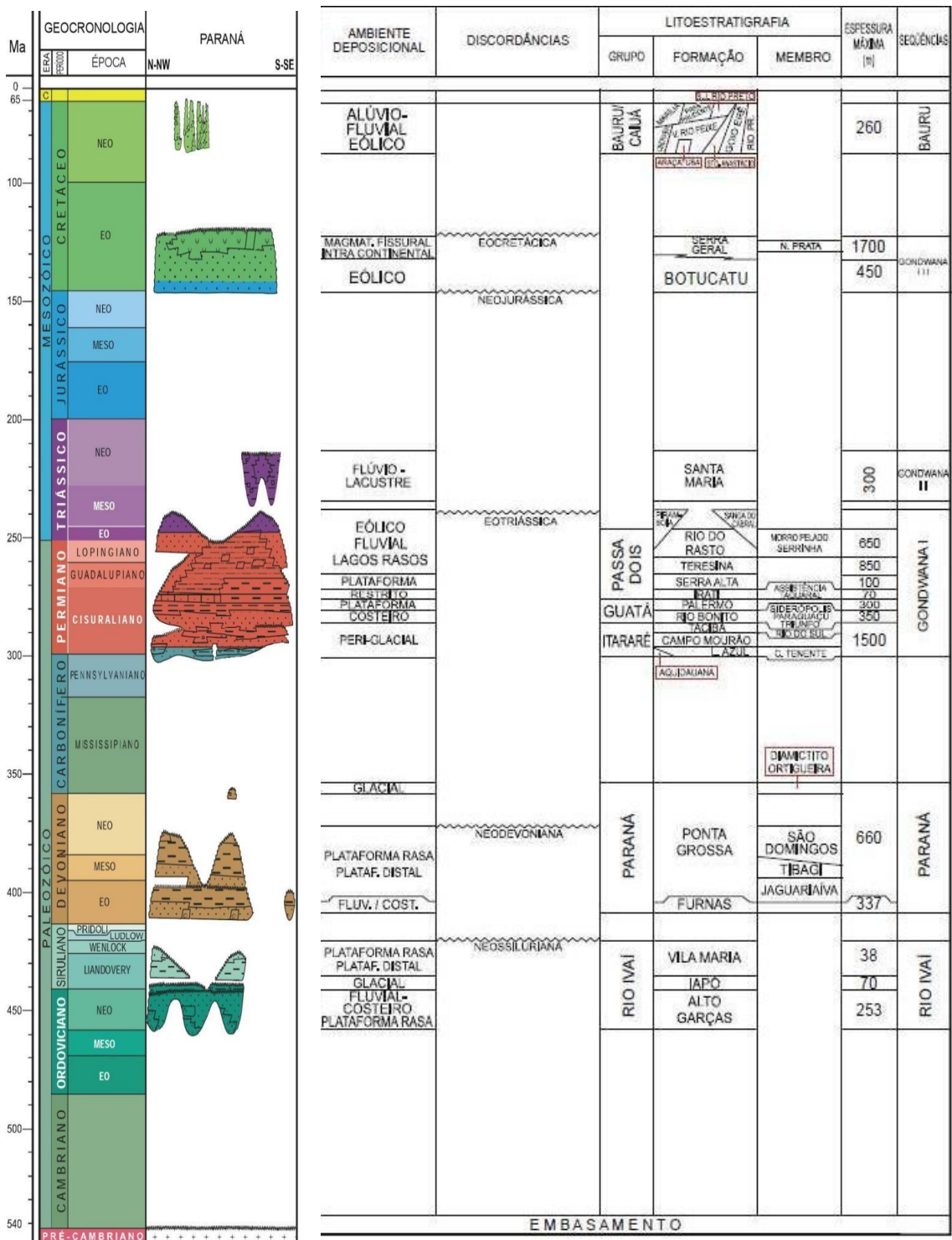


Figura 3.5: Diagrama estratigráfico da Bacia do Paraná, retirado de Milani (2007).

Formação Ponta Grossa

É constituída predominantemente por arenitos finos, contendo níveis centimétricos de conglomerados, que passam, em direção ao topo, a siltitos e folhelhos e, localmente, a delgados níveis de argilitos. Exibe contato concordante e/ou por falha de gravidade com a Formação

Furnas e discordante erosional com a Formação Aquidauana. O ambiente de deposição é considerado como tendo sido marinho transgressivo de águas rasas, com gradações para águas mais profundas, sítios estes refletidos na acumulação de clásticos finos na base e de siltitos e folhelhos no topo (Ianhez *et al.* 1983).

Formação Aquidauana

A sedimentação da Formação Aquidauana ocorreu no Carbonífero. Sá & Marques (1986) propõem que teriam se originado a partir da lavagem de depósitos glaciais e flúvio-glaciais, em ambiente continental periglacial, tendo por base a cor vermelha dos sedimentos, as estruturas sedimentares, os diamictitos e tilitos e a grande variação vertical e horizontal de fácies.

3.1.5 Aspectos Estruturais e Evolução Tectônica

De forma geral, as rochas do arco são cortadas por falhas transcorrentes que integram o Lineamento Transbrasiliano, de direção geral N45°E (Seer, 1985). O sistema de falhas transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano – LTB (Schobbenhaus *et al.*, 1975) corresponde ao último evento tectônico relacionado à Orogenia Brasileiro-Pan Africana (Marini *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 2010). A extensão do LTB no continente Africano é reconhecida como zona de cisalhamento Hoggar 4°50'- Kandi (Caby *et al.*, 1981; Caby, 1989, Cordani *et al.*, 2003; Arthaud *et al.*, 2008), que se prolonga desde a região central da Argélia até a costa do Togo (região do golfo da Guiné), local onde, no supercontinente Pangea, apresentava continuidade com a zona de cisalhamento Sobral- Pedro II (norte do Ceará). Já sua extensão meridional tem sido recentemente inferida por diversos autores (Ramos e Vujovich, 1993; Milani e Ramos, 1998; Feng *et al.*, 2004; Rapela *et al.*, 2007; Ramos *et al.*, 2010).

Vidotti *et al.* (2011) sugerem o traçado geral do LTB ao longo do Plataforma Sul-Americana. Por meio da modelagem de velocidade de ondas S, Feng *et al.* (2004) reconhecem uma extensão sudoeste do LTB, com certa curvatura na direção oeste, abrangendo a Faixa Paraguai e a porção sul da Bacia do Pantanal. Segundo Curto (2015), diferenças mecânicas e estruturas brasileiras preexistentes no paleocontinente Amazônico e provenientes do esforço regional causado pela convergência do Bloco Paranapanema a sudeste induziram a predominância de estruturas do LTB consistentes com as de direção geral da porção norte da Faixa Paraguai. Segundo Cordani *et al.* (2009), o LTB continua a leste do Bloco Rio Apa. Estruturações NE-SW, que controlam o pacote mais antigo da Bacia do Paraná, prosseguem

através do Paraguai até a Faixa Pampeana Oriental (Ramos e Vujovich, 1993; Rapela *et al.*, 2007) e ao longo da Bacia Las Brenãs (Milani e Ramos, 1998).

A cinemática predominante do LTB possui caráter de transcorrência destal, como observado na região de Bom Jardim de Goiás (Pimentel e Fuck, 1992). Com base nos indicadores cinemáticos e no deslocamento relativo do Granito Macacos, Seer (1985) inferiu cinemática sinistral para este trecho da falha. Entretanto, a configuração do LTB não é unidirecional. Ramificações estruturais ocorrem no noroeste da Bacia do Paraná. A orientação primária do lineamento na área é N30°E, atribuída ao lineamento Serra Negra (Curto *et al.*, 2015), separando dois blocos crustais principais. O bloco a oeste é composto pela Faixa Paraguai estabelecida na margem do paleocontinente amazônico e o bloco a leste inclui o Arco Magmático de Goiás e rochas do embasamento que se estendem a sudeste, o Bloco Paranapanema. Direções N-60°E e N70°E, associados à transcorrência N30°E, também marcam componentes distensionais superimpostos, reativados no Fanerozóico, como falhas normais ou direcionais (Curto *et al.*, 2015).

Pequenos corpos graníticos alongados e deformados mostram foliação milonítica NNW-NNE sub-vertical, interrompendo estruturas deformacionais anteriores. O caráter dúctil-rúptil deste sistema é observado próximo a Bom Jardim de Goiás na Falha Serra Negra, que separa o Grupo Cuiabá de sequência metavulcanossedimentar associada ao Arco Magmático de Arenópolis e desloca o granito Macacos em aproximadamente 8 km (Seer, 1985; Pimentel e Fuck, 1992; Curto, 2015).

Por sua vez, a implantação da Bacia do Paraná ocorreu na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, induzidas pela reativação de descontinuidades brasilianas (Zalán *et al.*, 1991; Milani, 1997). Segundo Zalán *et al.* (1991) e Milani (1997), o primeiro evento distensivo (Ordoviciano - Siluriano) reflete os sinais iniciais da reativação das zonas de fraqueza, predominantemente transcorrentes. Durante o Ordoviciano ao Cretáceo, a evolução geológica da Bacia do Paraná foi influenciada pela geodinâmica do domínio sul-ocidental do Gondwana. Esta foi uma região continuamente submetida, durante praticamente todo o Fanerozoico, a esforços de natureza compressiva derivados da relação de convergência mantida entre o bloco síalico gondwânico e a litosfera oceânica do Panthalassa. Repetidamente durante sua história geológica, a Bacia do Paraná experimentou ciclos de subsidência acelerada induzidos por episódios orogênicos (Milani & Ramos, 1998).

Segundo Curto *et al.* (2015), a reativação do Jurássico-Cretáceo foi de suma importância para a configuração geomorfológica atual da bacia, resultante de três efeitos principais: soerguimento, reativação e instalação de novos depocentros. Estruturas associadas a

lineamentos (denominados Baliza e General Carneiro) definem limites da bacia com direções N60°-70°E. Essas estruturas, em conjunto com lineamentos N50°W e N80°E-N80°W, balizam a região caracterizada pelo soerguimento pelo qual o Arco Magmático de Arenópolis foi condicionado a partir do Jurássico, na estrutura denominada Arco Bom Jardim de Goiás. Assim como a intrusão de rochas alcalinas do Cretáceo Superior nos arcos de Ponta Grossa e Alto Paranaíba, a Província Alcalina de Goiás foi alojada no Arco Bom Jardim de Goiás.

Os estudos de Pimentel & Fuck (1987) em rochas metavulcânicas e metaplutônicas na região de Arenópolis e Piranhas confirmam que a evolução do Grupo Bom Jardim de Goiás está relacionada ao desenvolvimento de um arco magmático (600 Ma), corroborando a interpretação de Seer (1985) acerca da evolução do arcabouço geológico da região. Segundo o autor, as rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim de Goiás formaram-se primeiramente em ambiente subaquoso e depois em ambiente subaéreo. A presença de brechas, tufos básicos grossos, tufos andesíticos e dacíticos, aglomerados riolíticos e lapillitos infere que os processos vulcânicos tenham sido explosivos. Após o vulcanismo ativo, houve período de calma tectônica na qual ocorreu sedimentação terrígena, havendo sedimentação de argilitos, quartzos arenitos e de ortoconglomerados.

O Grupo Cuiabá, de idade ± 900 a 600 Ma, representa metapelitos, quartzitos, diamictitos e conglomerados depositados em ambiente essencialmente marinho distal e proximal, com raros depósitos continentais. Todas estas rochas foram metamorfisadas no contexto do Ciclo Brasileiro Pan Africano (Alvarenga, 1984, 1988, 1990).

O Grupo Bom Jardim de Goiás e o Grupo Cuiabá foram intensamente dobrados e metamorfisados durante a colisão Brasileira. Em Bom Jardim de Goiás, o metamorfismo fez com que rochas atingissem a zona da biotita do fácies xisto verde, com desenvolvimento local de granada (Seer, 1985).

3.2 GEOLOGIA LOCAL

A pesquisa feita em campo teve como finalidade principal a checagem de anomalias de K residual identificadas por meio do processamento de imagens no contexto geológico-estrutural das unidades da área de estudo. Além da identificação de feições características descritas na literatura (Seer, 1985) como estruturas reativadas. Desta forma, as descrições desse tópico apresentam-se da unidade mais antiga para a mais nova. Procurou-se explicar a relevância da anomalia perante o contexto geológico como um todo, abordando também a dinâmica de esculturação da paisagem, as alterações petrográficas e as estruturas geradoras de anomalias,

avaliando como os processos de esculturação da paisagem promoveram a remobilização de elementos químicos.

3.2.1 Caracterização das anomalias

Os dados de campo foram coletados em pontos específicos, relacionados às anomalias identificadas na imagem de K_d (Capítulo 5). Os pontos foram nomeados com a nomenclatura OBJ-X (Figuras 3.6 e 3.7). Amostras selecionadas foram submetidas às análises de Difractometria de Raios X e Microscopia Óptica para investigação mineralógica mais detalhada. A seleção ocorreu em função da assembleia observada em campo e da representatividade diante do contexto anômalo, englobando também outros fatores, como nível de intemperismo das rochas, extensão do afloramento (disponibilidade de rochas) e indícios de hidrotermalismo.

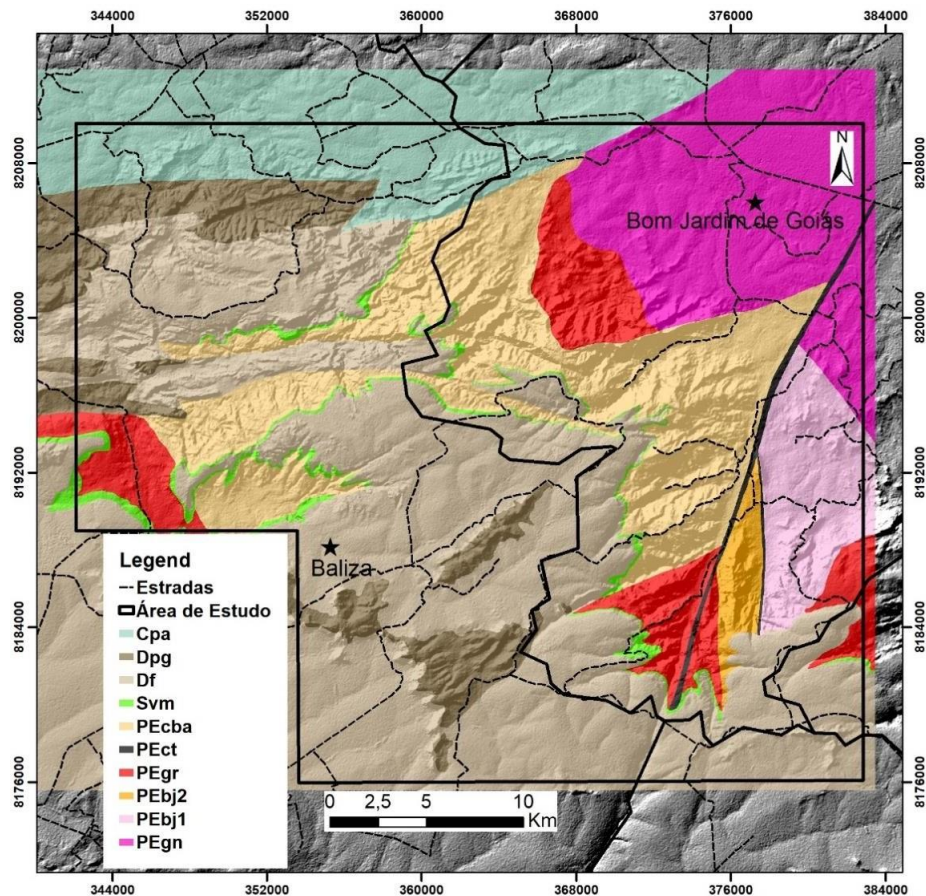


Figura 3.6: Mapa Geológico da área de estudo. Unidades do embasamento da bacia: PEgn – Embasamento Gnaissico; PEbj 1 e 2 – Grupo Bom Jardim; PEgr – Intrusões Pós-tectônicas; PEct – Falha de Serra Negra; PEcba – Grupo Cuiabá; Unidades da Bacia do Paraná: Svm- Formação Vila Maria/Iapó; Df – Formação Furnas; Dpg – Formação Ponta Grossa; Cpa – Formação Aquidauana.

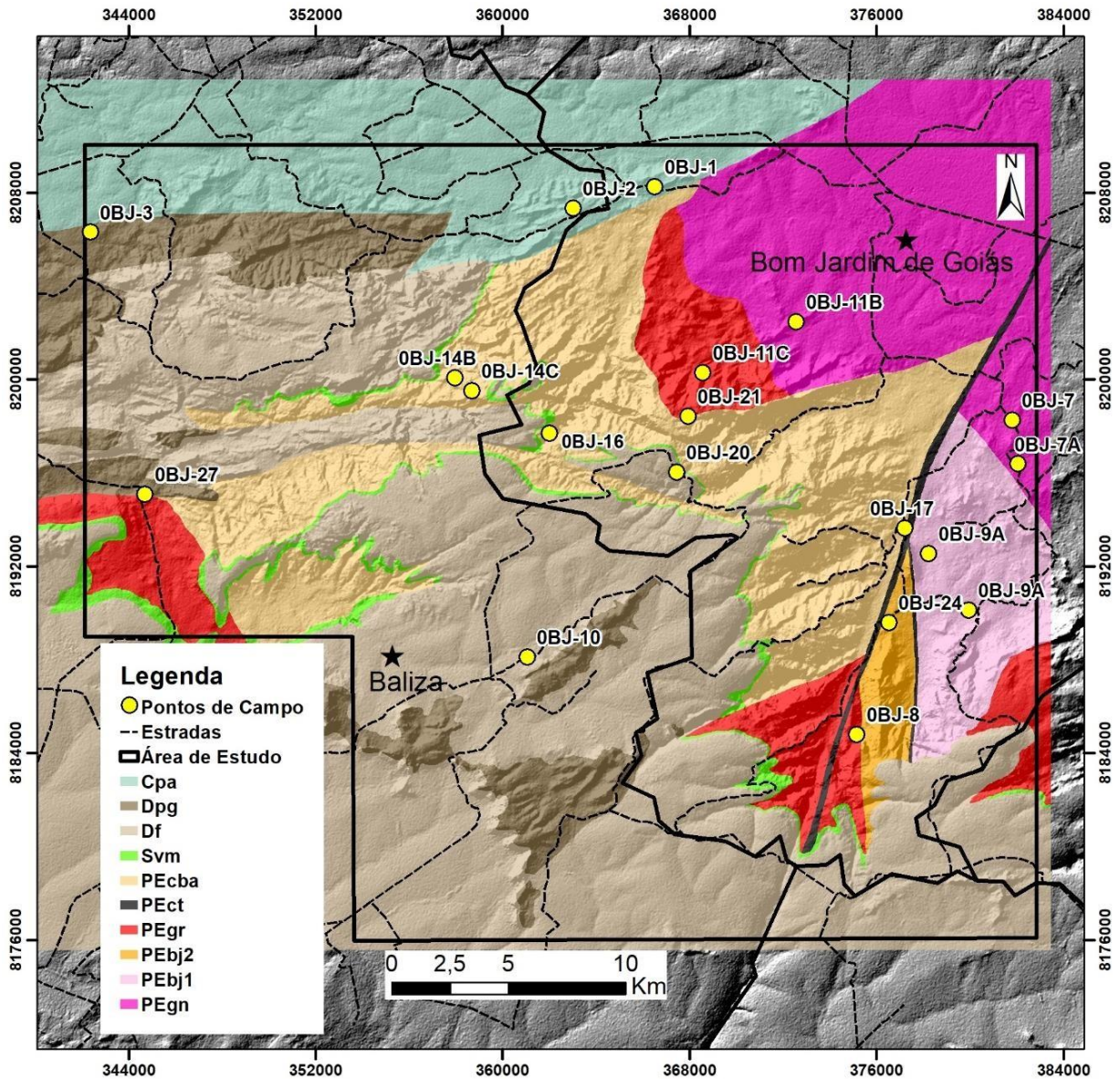


Figura 3.7: Mapa geológico da área de estudo, com sobreposição dos pontos realizados em campo.

3.2.2 Descrições de Campo

3.3.2.1 Grupo Bom Jardim

Ponto OBJ9

No ponto OBJ9, as rochas do Grupo Bom Jardim foram encontradas em drenagem seca (Figura 3.8a), onde são observados blocos rolados de composição vulcânica (Metabasaltos, metaandesitos, metadacitos e metariolitos, com vesículas; dentro das vesículas, há cristais milimétricos de pirita) (Figura 3.8b). A direção preferencial dos cristais pode indicar fluxo magmático preferencial. No mesmo local encontram-se também afloramentos métricos de basaltos/riolitos in situ. Há ainda blocos soltos constituídos por brechas provenientes de diversas unidades geológicas do Grupo Bom Jardim de Goiás.



Figura 3.8: (a) Drenagem seca do Córrego da Aldeia, no Ponto OBJ9. (b) Basaltos do ponto OBJ9.

Ponto OBJ8

O ponto OBJ8 apresenta blocos de conglomerados em latossolo vermelho magnético (Figura 3.9), oriundos também dos litotipos do Grupo Bom Jardim. É possível verificar fragmentos de rochas vulcânicas nos metassedimentos conglomeráticos deste ponto, que está geograficamente próximo à falha de Serra Negra.



Figura 3.9: Fragmentos minerais do latossolo vermelho magnético.

Já o ponto OBJ17 (Figura 3.10) está localizado dentro dos domínios da Falha Serra Negra, que divide O Grupo Bom Jardim e o Grupo Cuiabá. Foram encontrados crostas lateríticas e filitos alaranjados coberto por colúvios, além de blocos rolados de material brechado e blocos de quartzo branco-esverdeados com turmalina. A presença de turmalina associada ao quartzo pode ser considerada indicativo de hidrotermalismo, dado o contexto de falha. O filito apresenta veios de quartzo cortando a foliação.



Figura 3.10: Veios de quartzo com turmalina do ponto OBJ17.

3.3.2.2 Grupo Cuiabá

Lentes do Grupo Cuiabá em contato do arco magmático são observadas no ponto OBJ11(B-C): o granito-tonalito de granulação fina assinala possível borda de corpo, situado ao lado de siltitos crenulados do Grupo Cuiabá, que apresentam cisalhamento dextral e duas direções de clivagem (Figura 3.11a). No contexto são observados veios de quartzo com leve magnetismo (Figura 3.11b). O cisalhamento e a presença dos granito-tonalitos subsidiam as concentrações anômalas de K. Nos arredores, o ponto OBJ21 apresenta veios sulfetados (Figura 3.11c). As falhas medidas no ponto OBJ11 tem as seguintes medidas: 106/76 (sinistral); 81/67 sinistral; 22/78 dextral; 28/77 dextral; 36/78 dextral; 203/71 dextral.

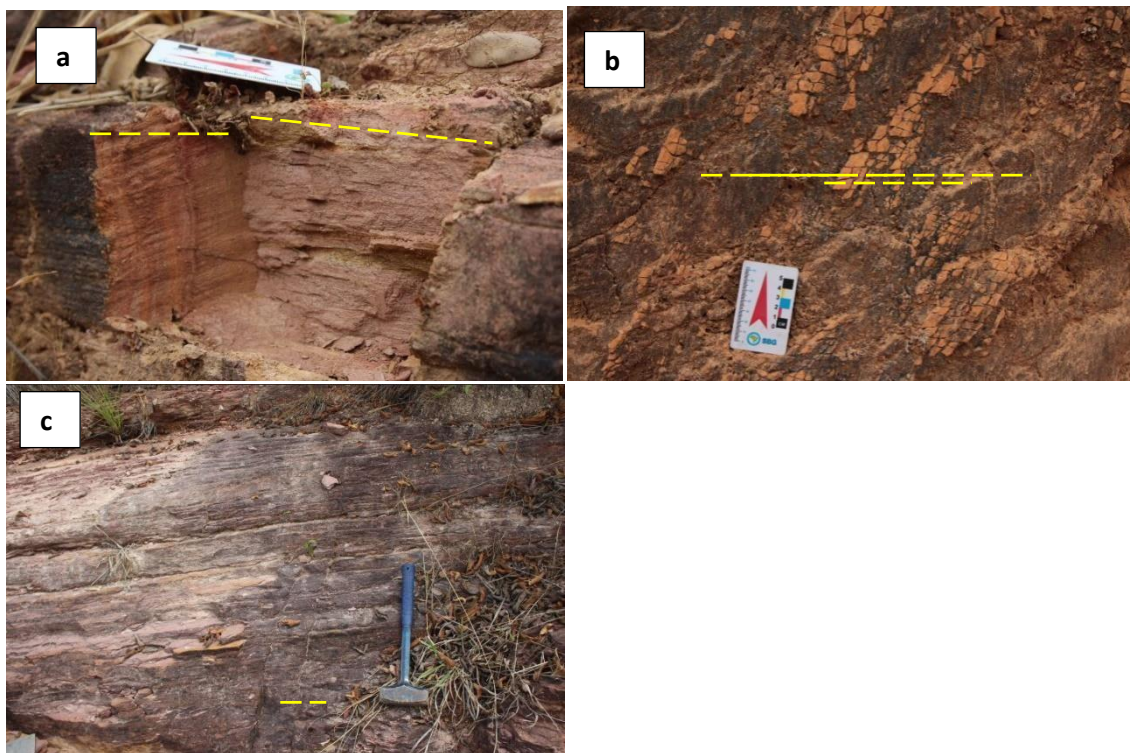


Figura 3.11: (a) As duas direções de clivagem do siltito do Grupo Cuiabá. (b) Sequencia de veios de quartzo no afloramento do ponto (c) O ponto BJ21 apresenta veios de quartzos com sulfetos cortam os filitos siltosos do Grupo Cuiabá.

O ponto 0BJ14B retrata processos de natureza extensional, como por exemplo a deformação impressa em camadas mais competentes e rúpteis em forma de boudins (Figura 3.12a), estirados dentro de material rochoso mais dúctil e que se escoou (Figura 3.13).

As brechas inconsolidadas desse afloramento estão localizadas próximas do contato entre os filitos do Grupo Cuiabá e os arenitos da Formação Vila Maria. Duas sequências distintas de veios de quartzo cortam o filito do ponto 0BJ14B (Figura 3.12b). Tal configuração pode assinalar dois eventos distintos. As dobras de arraste identificadas no afloramento podem revelar tectonismo recente, considerando-se a presença de materiais não muito competentes. A brecha de falha inconsolidada também enquadra-se como evidência de tectonismo recente (de menor temperatura e pressão), devido a sua natureza mais extensional. Além disso, a foliação ondulada é cortada por veios de quartzo com óxidos de manganês e hematita.

A 100 metros do paredão principal do afloramento, é possível observar as camadas sedimentares da Formação Vila Maria, que estão no mesmo nível dos xistos do Grupo

Cuiabá, indicando falhamento normal com descida do bloco sedimentar em relação aos xistos (Figura 3.12c).



Figura 3.12: (a) boudin (b) veios de quartzo (c) As camadas sedimentares do ponto OBJ14B estão no mesmo nível dos xistos do Grupo Cuiabá, indicando falhamento normal com descida do bloco sedimentar em relação aos xistos.

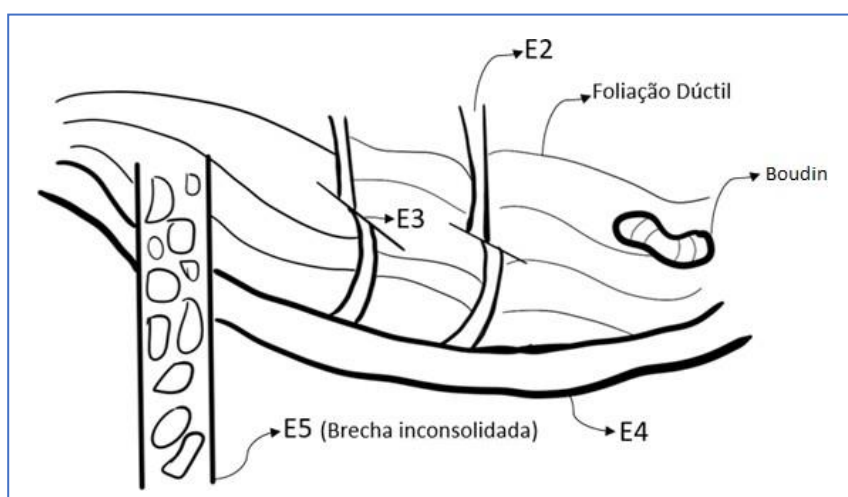


Figura 3.13: Modelo esquemático do ponto OBJ14-b evidenciando a relação e a ordem de eventos vista em campo.

As análises de difratometria de Raios-X correspondentes às brechas inconsolidadas apontaram presença de muscovita no material inconsolidado. O episódio de metamorfismo de

baixo grau nas rochas adjacentes está relacionado ao enriquecimento do material inconsolidado em muscovita (Figura 3.14).

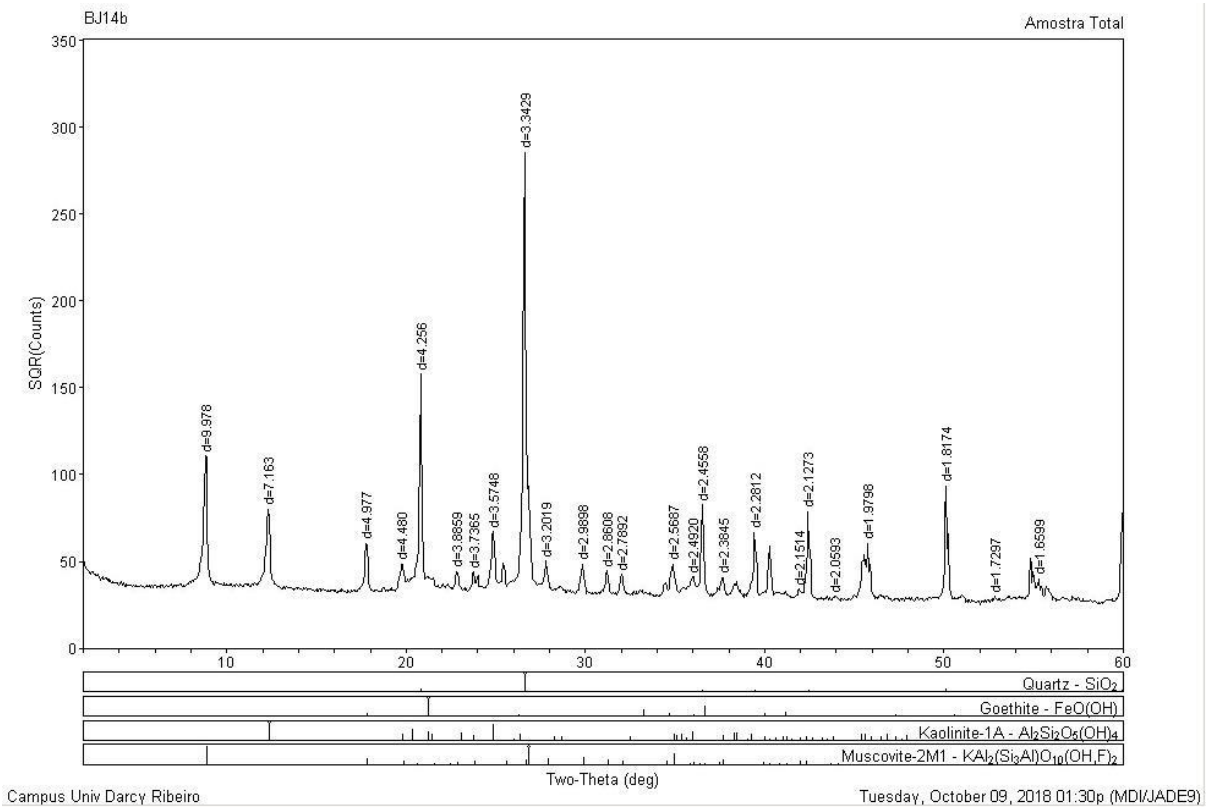


Figura 3.14: Difratometria de Raios X da amostra do ponto 0BJ14B.

O ponto 0BJ20 traz outros indícios de anomalia de K anômalo controlada pela geomorfologia, com indicadores que sugerem deslocamento da Formação Furnas, por ação de falhamento normal (Figura 3.15).

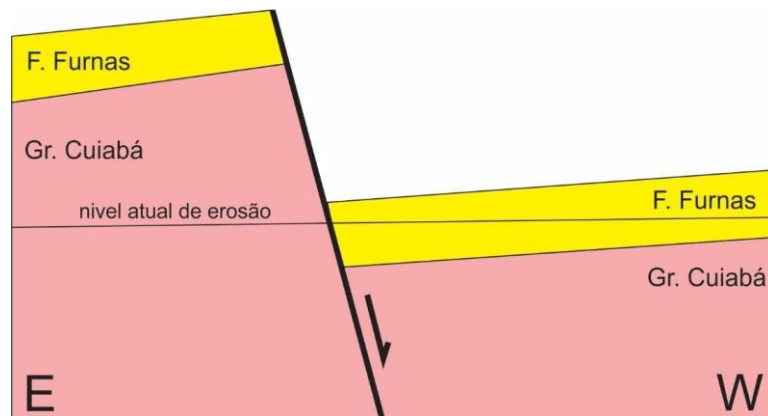


Figura 3.15: Modelo esquemático da descontinuidade da chapada da Formação Furnas, com falhamento normal.

3.3.2.3 Granitos Pós Tectônicos: Granito Serra Verde

O ponto 0BJ27 corresponde aos afloramentos do Granito Serra Verde. São morros formados por lajedos de granito de coloração rosa (Figura 3.16a), cortados por veios pegmatíticos de direções preferenciais E-W e NE-SW. Os veios são compostos por cristais de feldspato potássico que chegam a ser centimétricos (Figura 3.16b). Além de indicar um ambiente magmático cujo resfriamento lento proporcionou altas taxas de crescimento para os cristais, também indicam uma concentração acima do comum de K, o que condiz com a anomalia alta mesmo em um *background* naturalmente rico em potás



Figura 3.16: (a) Lajedos do Granito Serra Verde. (b) Blocos do granito apresentando cristais centimétricos de Feldspato Potássico.

O mesmo fenômeno se repete no ponto 0BJ24, onde se encontram blocos do Granito Macacos, com cristais centimétricos de feldspato potássico, além das grauvacas do Grupo Bom Jardim, que são bastante fragmentadas, apesar de estarem *in situ*. As grauvacas apresentam foliação com direção 087/74.

3.3.2.4 Bacia do Paraná: Formação Furnas

No ponto 0BJ16, a tectônica local provoca uma falha normal, que acabou por posicionar as camadas do filito do Grupo Cuiabá acima dos conglomerados da Formação Furnas. O filito apresenta crenulação tarditectônica (Figura 3.17).

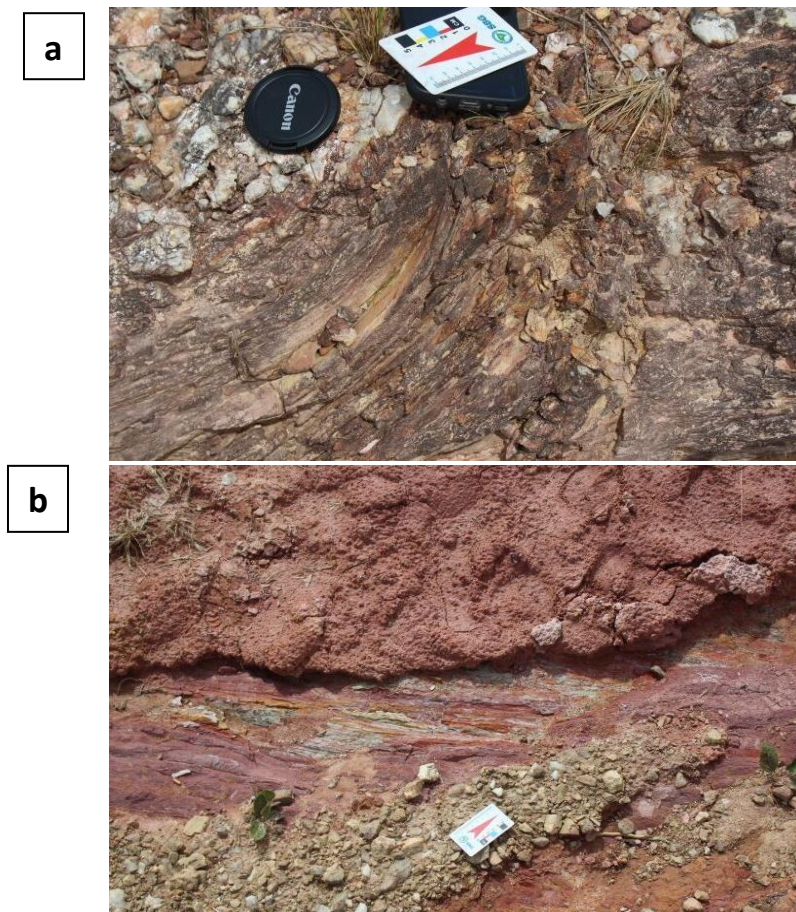


Figura 3.17: (a) Filitos do Grupo Cuiabá crenulados. (b) Filito no contexto de brechas inconsolidadas com presença de muscovita residual e caulinita.

3.3.2.5 Bacia do Paraná: Formação Vila Maria

Em possível contato da Formação Vila Maria com as rochas do Grupo Cuiabá, o ponto 0BJ14C é caracterizado pela presença de arenito pintalgado (pequenas concreções ferruginosas)

com cristais de pirita (Figura 3.18). O litotipo apresenta fraturas extensionais na direção 330° e que estão preenchidas por argilas.



Figura 3.18: Arenito pintalgado com fraturas preenchidas por material branco muito fino (muscovita), Fm. Vila Maria.

As análises de difratometria (Figura 3.19) novamente assinalam a presença de muscovita. A amostra 0BJ14C provavelmente passou por processos de lixiviação semelhantes aos das crostas lateríticas encontradas na Formação Aquidauana, onde o enriquecimento também favoreceria a formação de pequenas concreções ferruginosas.

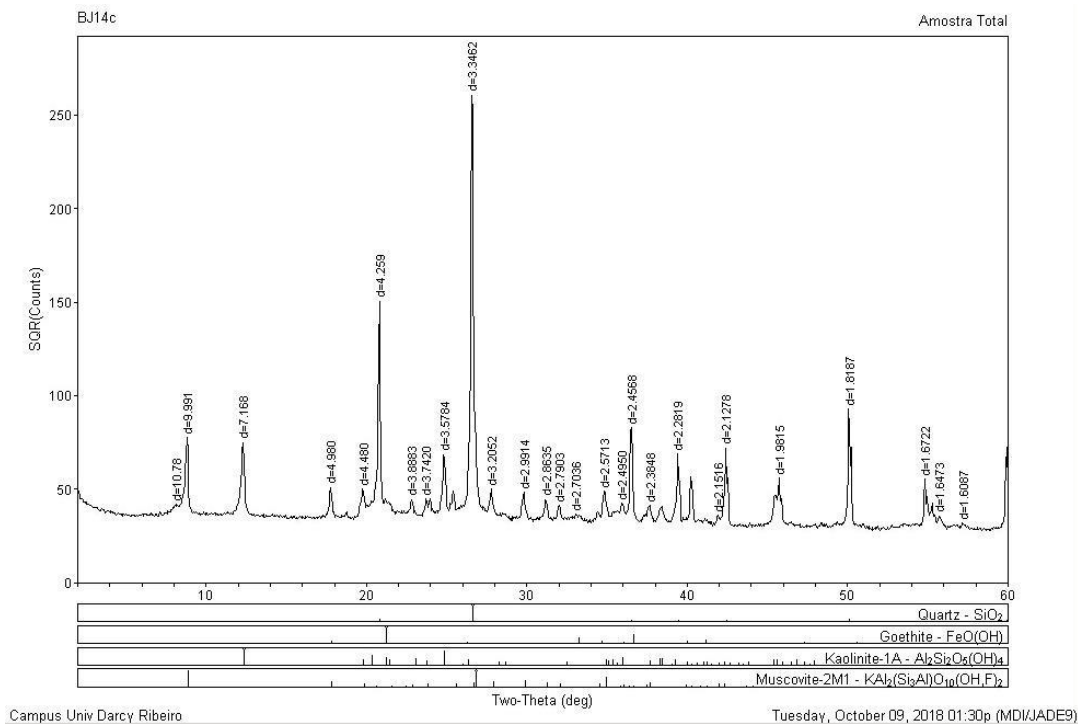


Figura 3.19: Difractometria de Raios X da amostra do ponto 0BJ14C.

3.3.2.6 Bacia do Paraná: Formação Aquidauana

Os pontos OBJ1 e OBJ2 ilustram processos lateríticos. A análise de Raios-X (Figura 3.21) das crostas lateríticas pertencentes à Formação Aquidauana (Figura 3.20) revela a presença de illita, explicando a concentração anômala de K em relação ao *background*.

A Illita é um mineral secundário, oriundo do intemperismo de material rico em muscovita – nesse caso, os arenitos da Formação Aquidauana. Os processos lateríticos, por serem superficiais, são caracterizados pela lixiviação de elementos químicos, principalmente o ferro e alumínio que, ao serem concentrados, compõem as crostas. Tais processos remobilizam também o K, o que pode justificar a concentração anômala. Nos pontos BJ1 e BJ2, há exposição de arenito fino da Formação Aquidauana, com leve basculamento e fraturamentos em diversas direções. As fraturas principais observadas têm direção média de 203/65. O teor de ferro desse litotipo é elevado. Nos arredores, a crosta laterítica estratificada apresenta magnetismo.



Figura 3.20: (a) Arenito da Formação Aquidauana apresenta falhamento normal, observa-se o bloco da esquerda abatido em relação ao da direita.

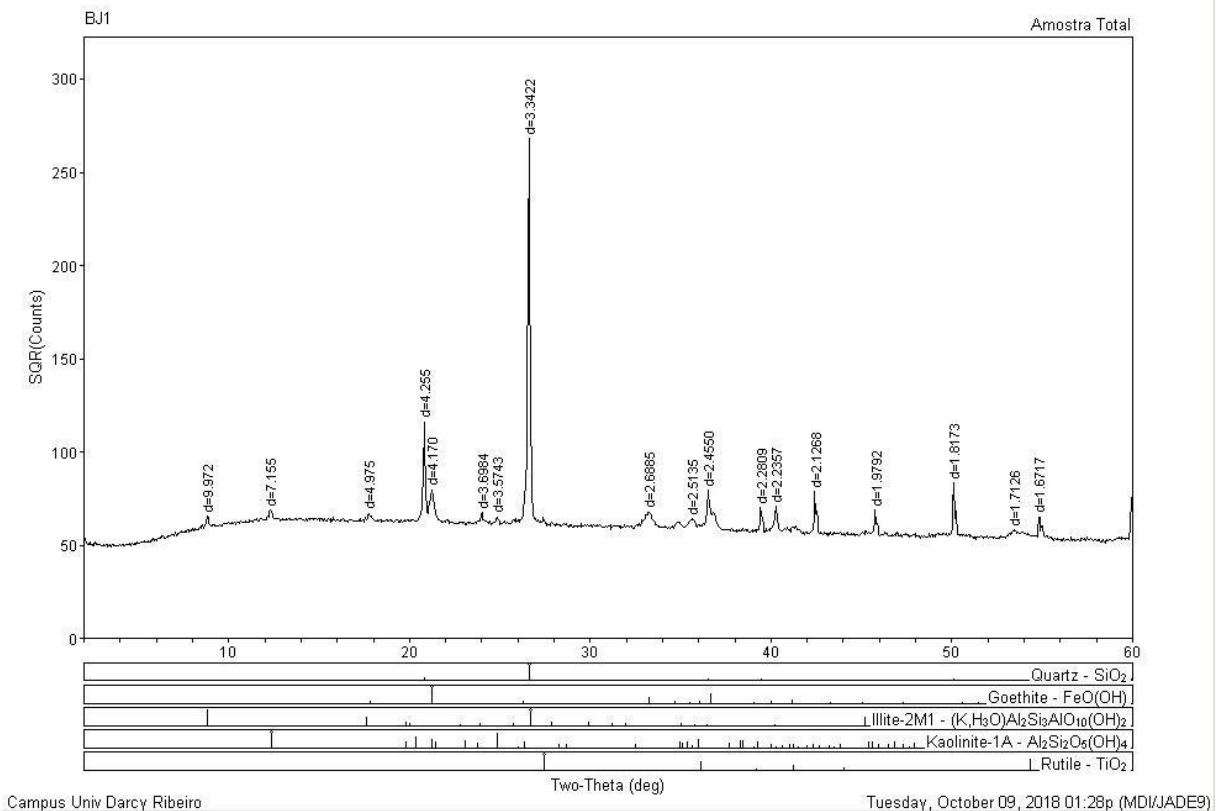


Figura 3.21: Difratoograma de raios X da amostra OBJ1

3.2.3 Aspectos estruturais da área Análise de Lineamentos

O Modelo Digital de Elevação forneceu dados para a análise de lineamentos ao se aplicar a técnica de relevo sombreado. As feições de lineamentos são evidenciadas pela textura observada, que é gerada por uma simulação azimutal da posição do Sol, provendo tridimensionalidade à imagem. Foram identificadas 342 linhas marcadas ao longo de quebras de relevo, que, posteriormente, foram dispostas em um diagrama de roseta (Figura 3.22).

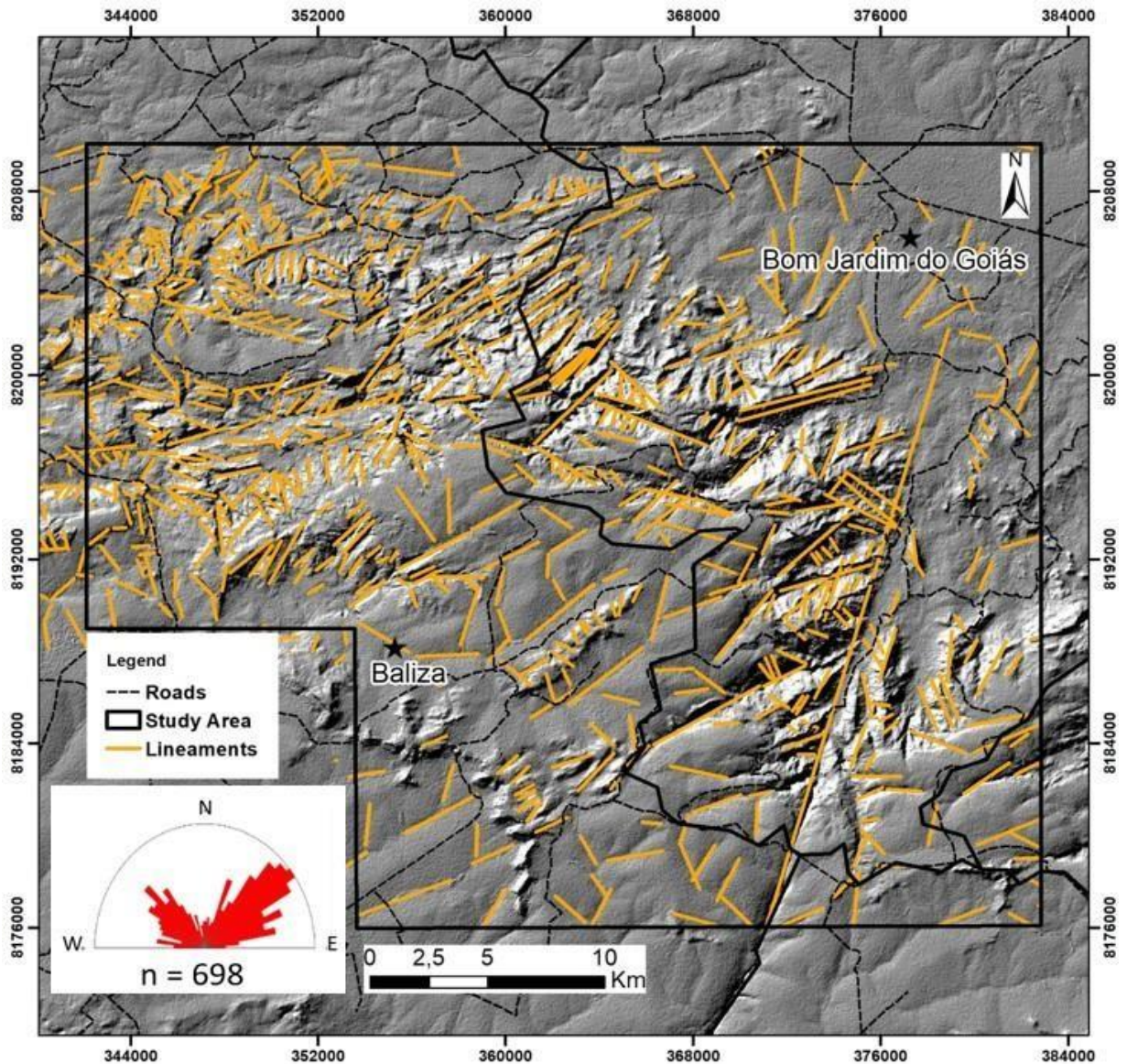


Figura 3.22: Lineamentos interpretados (traços laranjados) utilizando dados de relevo sombreado do sensor ALOS PALSAR e roseta direcional indicando a concentração de populações de direções encontradas.

O diagrama de roseta mostra que as direções dos lineamentos seguem em sua maioria uma tendência SW-NE, coincidente com as direções predominantes na Orogênese Brasileira. Todavia, os lineamentos de direção NW-SE também são importantes, responsáveis por gerar estruturas de par conjugado em blocos da área, com expressão geomorfológica. Os dados obtidos pela interpretação do MDT podem ser correlacionados com lineamentos regionais como, por exemplo, a expressão dos lineamentos na mesma direção da falha de serra negra e os lineamentos perpendiculares identificados por Barros *et al*, 1982. As direções fortemente marcadas (N40-60W e N40-70E) no diagrama, mostram direções comprovadamente reativadas identificadas por Seer (1985).

4 RESULTADOS

Os resultados desse trabalho são apresentados em duas partes: A primeira corresponde aos produtos primários confeccionados, tais como razões gamaespectrométricas, mapa de parâmetros morfogenéticos e extração de lineamentos. A segunda diz respeito aos produtos apresentados no artigo (Capítulo 5), cujo escopo envolve apresentar os resultados da integração de dados proposta.

4.1 Sensoriamento Remoto

4.1.1 MDE aplicado a Geomorfologia

O Modelo Digital de Elevação (MDE) representa uma determinada superfície em uma estrutura matemática possibilitando uma visualização tridimensional e a extração de informações derivadas (Teixeira *et al*, 1992). O uso dos dados altimétricos do MDE combinados com suas informações derivadas (declividade e curvatura mínima) permitiram a elaboração dos mapas de parâmetros morfométricos do relevo.

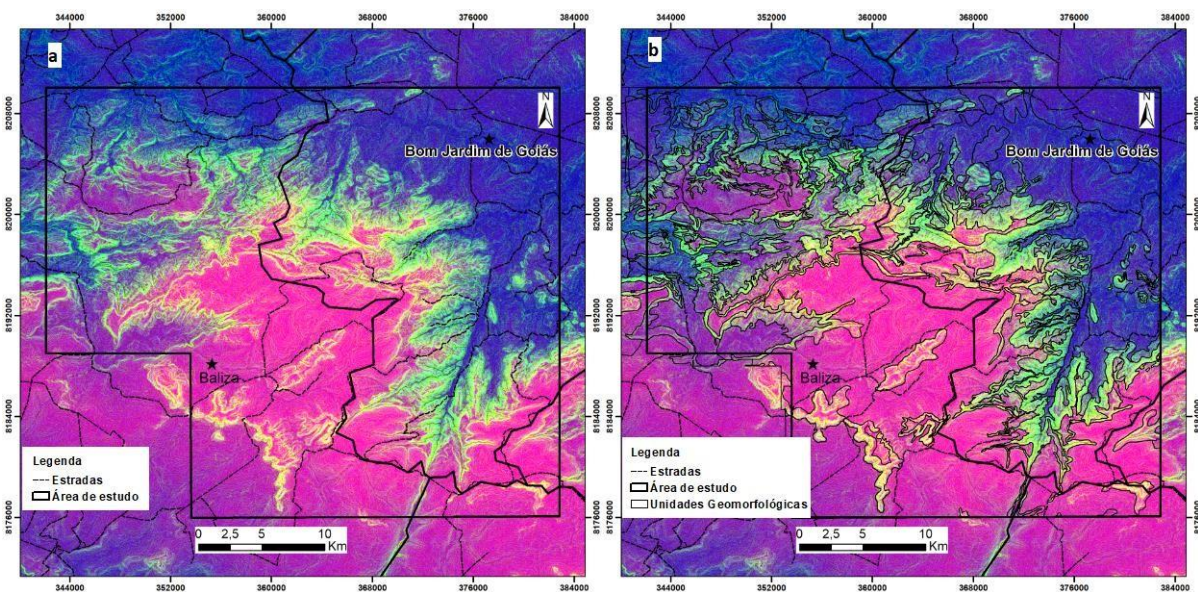


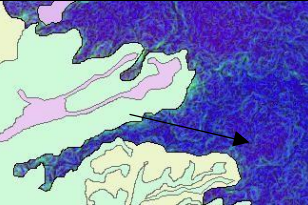
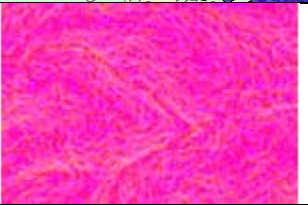
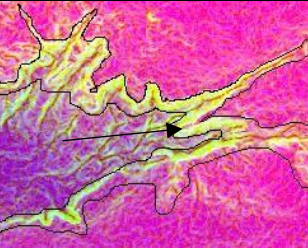
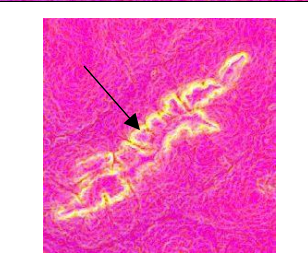
Figura 4.1: Composição colorida RGB (R;Altimetria, G: Declividade, B: Curvatura Mínima) utilizando parâmetros morfométricos do relevo em a) e separação das unidades geomorfológicas em b).

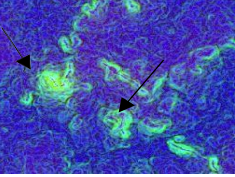
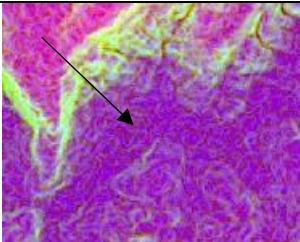
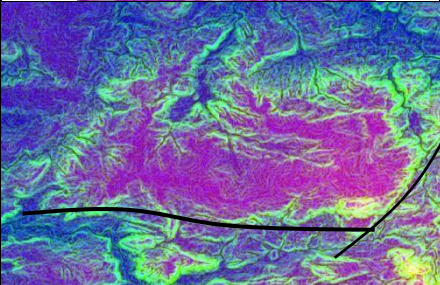
A vetorização digital em tela permitiu separar zonas com características morfométricas semelhantes. Com o suporte de dados observados em campo, as zonas são

classificadas segundo unidades geomorfológicas adotadas pelo Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009) e adaptações para as particularidades da área, identificadas e interpretadas segundo padrões de cores e texturas da imagem em composição colorida acima (Figura 4.1).

Os critérios utilizados para classificação e delimitação das unidades geomorfológicas, segundo (IBGE, 2009), foram validados posteriormente em campo (Tabela 4.1). As unidades geomorfológicas identificadas são as Planícies Dissecadas, Chapadas, Frente de Recuo Erosivo, Rampas de Colúvio, Testemunhos Residuais Intrabaciais e Extrabaciais e um Bloco encaixado tectonicamente com características específicas.

Tabela 4.1: Chave de identificação de unidades geomorfológicas embasada em dos padrões de relevo

<p>1) Planícies Dissecadas</p>	<p>Esse padrão de cores nos mostra um relevo dissecado erodido (em roxo), com vales encaixados nas partes mais azuladas.</p>	
<p>2) Chapadas</p>	<p>As chapadas são as áreas mais altas e planas da área, onde há pouca variação de declividade. Se encontram no contexto de rochas intrabaciais.</p>	
<p>3) Frentes de Recuo Erosivo</p>	<p>As frentes de recuo erosivo seguram o relevo da chapada e são onde ocorre a maior erosão que é depositada nas rampas de colúvio, sempre estão nas bordas da chapada.</p>	
<p>4) Testemunhos Residuais Intrabaciais</p>	<p>São compostos por elevações dentro da bacia, onde tem contexto geológico diferente, indentificando unidades que foram erodidas e que restaram pequenos testemunhos.</p>	

<p>5) Testemunhos Residuais Extrabacinais</p>	<p>São compostos por pequenos testemunhos nas planícies dissecadas.</p>	
<p>6) Rampas de Colúvio</p>	<p>As áreas em roxo indicam as rampas de colúvio que recebem a deposição erosiva das frentes de recuo, os sedimentos são posteriormente depositados nas planícies.</p>	
<p>7) Bloco Encaixado</p>	<p>Bloco encaixado tectonicamente, apesar das semelhanças com as chapadas se difere pelo encaixe tectônico das drenagens que o cercam.</p>	

Em campo, as unidades da classificação geomorfológica podem ser observadas nas figuras 4.2 e 4.3



Figura 4.2: É possível visualizar o sistema geomorfológico composto por Chapada (em vermelho), Frente de Recuo Erosivo (Amarelo), Rampa de Colúvio (Verde) e Planícies Dissecadas (Roxo).



Figura 4.3: Testemunho intrabacinal. Observa-se as camadas deposicionais que indicam rochas sedimentares da própria bacia.

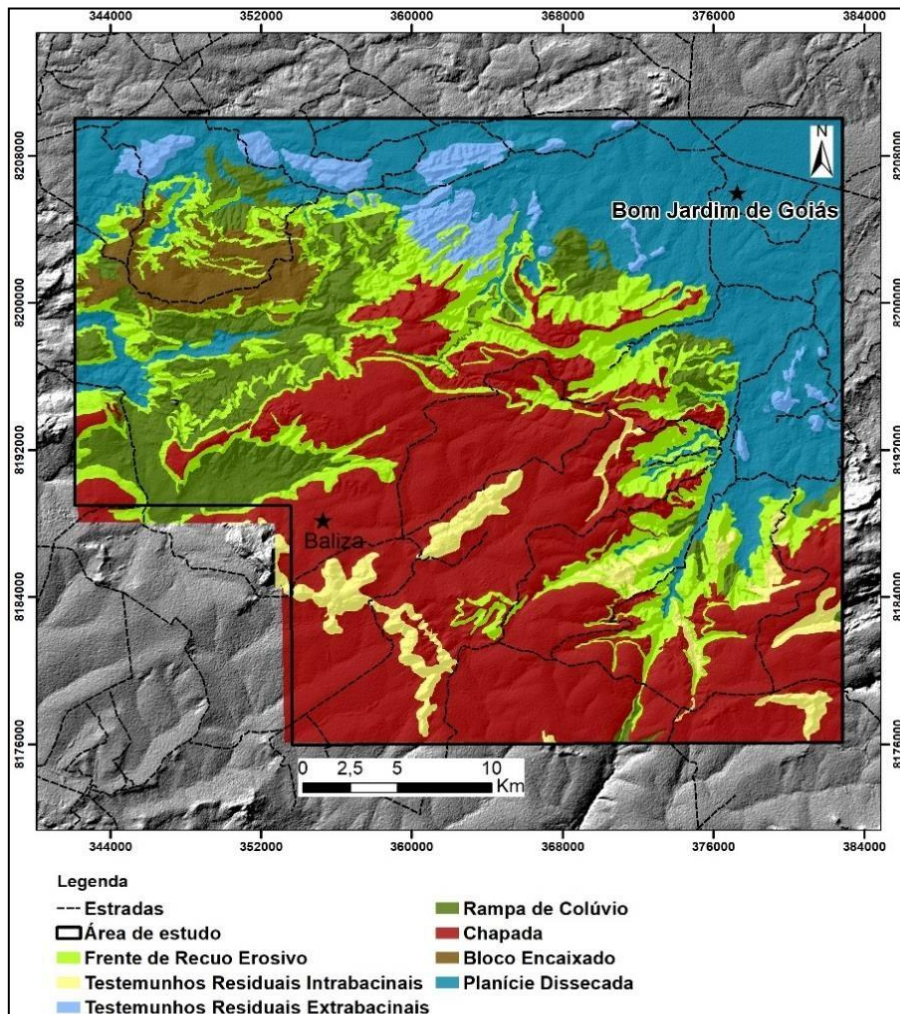


Figura 4.4: Mapa Geomorfológico da área de estudo

As chapadas são as unidades mais predominantes, correspondendo a 448,78 km² da área de estudo. Há poucos processos morfodinâmicos, o que favorece a formação desse relevo suave a suave ondulado com altimetria elevada.

Frentes de Recuo Erosivo são as unidades onde acontecem intensos processos morfodinâmicos de esculturação da paisagem. Apresentam os maiores valores de declividade e estabelecem um limite bem demarcado entre as unidades mais estáveis dinamicamente, balizando as divisas de onde ocorre a erosão e a deposição de sedimentos provenientes das chapadas. Na área de estudo, correspondem a 212,51 km² de extensão.

As áreas deposicionais que recebem sedimentos provenientes das chapadas e das frentes de recuo erosivo são chamadas de Rampas de Colúvio, contabilizando cerca de 129,49 km². Essas áreas são planas a suave-onduladas, com inclinação mais suave do que as frentes; porém, altas o suficiente para carregar os materiais erodidos até as Planícies Dissecadas, que são unidades mais encaixadas por onde predominam as drenagens. A unidade apresenta relevo mais colinoso, com declividades pouco íngremes, e, nesse contexto, é um potencial marcador de rochas de unidades do Arco Magmático e Goiás. A área correspondente às planícies é a segunda maior da área de estudo, correspondendo a 327,97 km².

Há resquícios de unidades residuais que foram erodidas, tanto na área da bacia quanto na área das planícies dissecadas. Os Testemunhos Residuais Intrabaciais são compostos por material sedimentar resistato e estão localizados dentro das Chapadas. Essa unidade sofre pouco com processos dinâmicos, pois a gênese e a composição das rochas presentes fazem com que ela seja pouco alterada, diferentemente dos Testemunhos Residuais Extrabaciais, que são compostos por rochas ígneas ácidas fortemente intemperizadas, correspondentes a respectivamente 48,71 km² e 44,07 km² da área.

O Bloco Encaixado, apesar de ter características similares com outras unidades geomorfológicas, apresenta-se fortemente bordejado por drenagens encaixadas, configurando dinâmica tectônico-estrutural alta.

4.1.2 Processos Morfogenéticos

A área de estudo possui unidades geomorfológicas e processos morfogenéticos distintos. Tais processos podem ser classificados como Estáveis, Depositionais e Erosivos (Souza *et al.*, 2013). A seguir, o mapa da Figura 4.5 apresenta a classificação dos processos morfogenéticos da área de estudo.

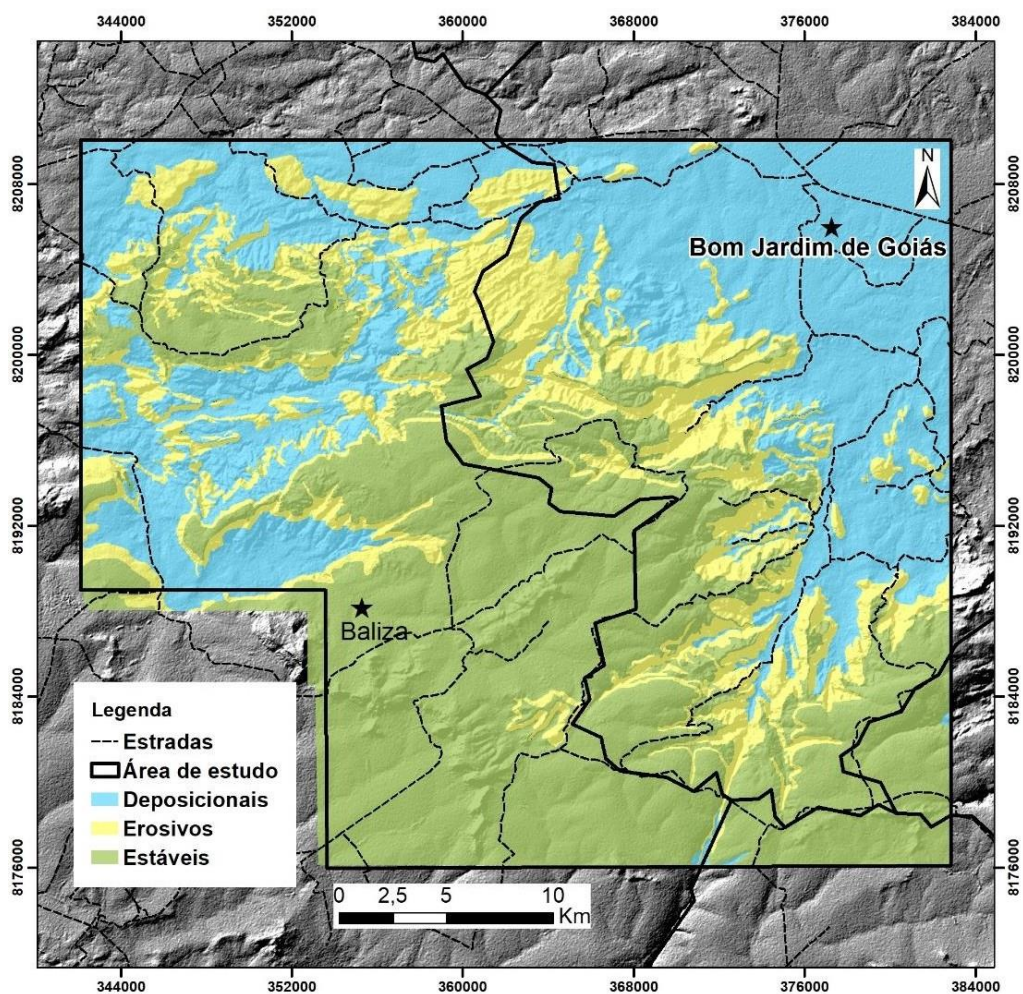


Figura 4.5: Processos morfogênicos da área de estudo.

Tabela 4.2: Tabela de distribuição de unidades geomorfológicas de acordo com seu processo morfogênico

Processos Morfogênicos	Unidades Geomorfológicas	Área
Depositionais	Rampas de Colúvio Planícies	457,47 km ²
	Dissecadas	
Erosivos	Frente de Recuo Erosivo	256,59 km ²
	Testemunhos Extrabaciais	
Estáveis	Chapadas	538,76 km ²
	Bloco Encaixado	
	Testemunhos Intrabaciais	

4.2 Processamentos dos dados gamaespectrométricos

A análise dos dados de geofísica envolve processamentos diversos e possibilita diferentes interpretações. Na análise gamaespectrométrica, priorizou-se o desenvolvimento de técnicas que pudessem gerar resultados a serem analisados de forma

integrada com os produtos gerados a partir dos dados geológicos e de sensoriamento remoto.

Índices radiométricos permitem conhecer de forma mais direta a relação entre os elementos radiométricos, que reflete o comportamento litológico-composicional da área de estudo. Foram geradas razões entre bandas de K, eTh e eU, análise de Fator F e dados de K-Residual, de forma a buscar a melhor interpretação sobre eventos atuantes na região.

4.2.1 Mapa Ternário

A composição colorida em três canais foi gerada a partir do modelo RGB, onde as respectivas cores -Vermelho, Verde e Azul- são preenchidas pelos canais de Potássio, Tório e Urânio. As cores mais claras estão associadas às altas concentrações dos respectivos elementos, enquanto as cores mais escuras estão relacionadas às baixas concentrações dos elementos. A mistura de tonalidades entre os domínios identificados na composição colorida é esperada devido a variação litológica na borda da bacia.

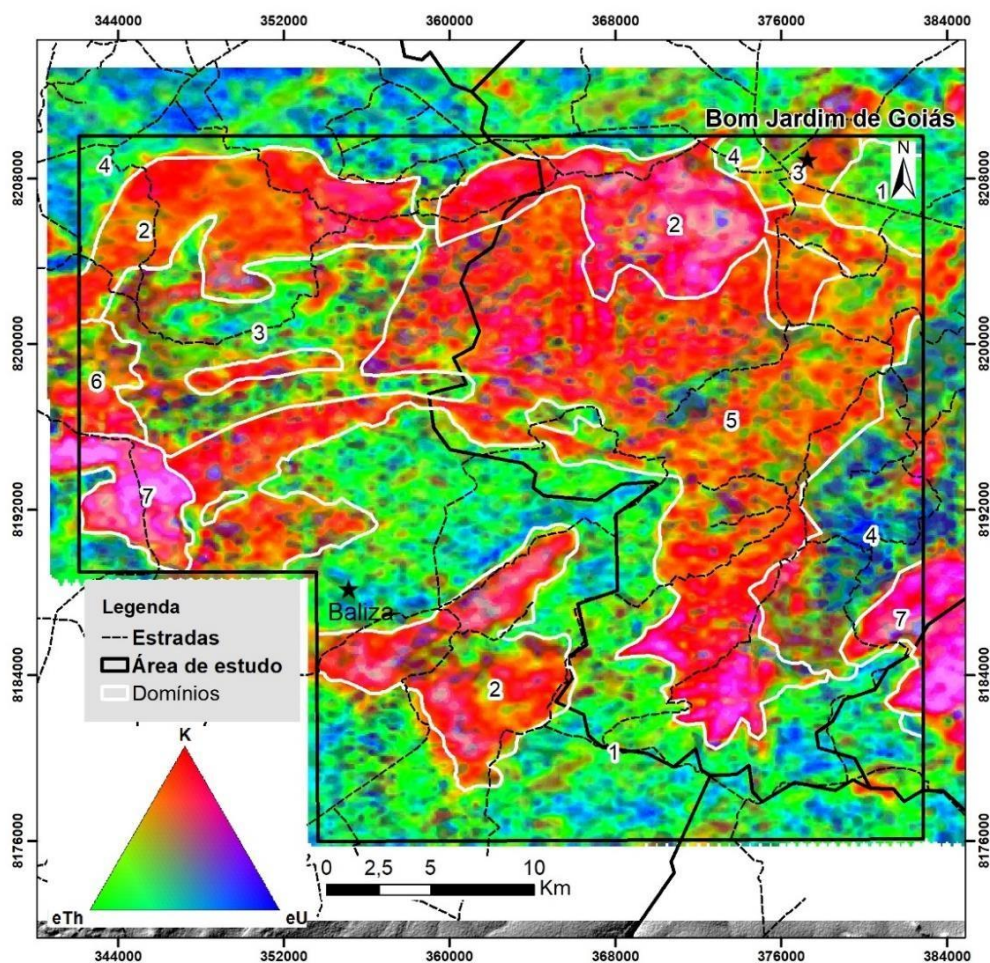


Figura 4.6: Mapa ternário RGB dos canais de K, eTh e eU respectivamente.

As análises do mapa ternário permitiram identificar a diferença de distribuição dos padrões de concentrações, identificados em 7 domínios (Figura 4.6), apresentados na tabela a seguir:

Tabela 4.3: Caracterização dos domínios gamaespectrométricos interpretados a partir do mapa ternário.

Domínio	K	eTh	eU	Características
1	Alto	Alto	Médio	Domínio representativo de unidades mais estáveis quimicamente, como o arenito Furnas e parte do embasamento heterogêneo.
2	Alto	Baixo	Baixo	Em sua maior parte, apresenta a composição isotópica predominante da Formação Ponta Grossa, o alto K e baixo tório e urânio indicam áreas mais estacionárias.
3	Médio	Médio	Médio	Esse domínio apresenta composições intermediárias de tório, urânio e K. É característico do contato do embasamento com o Grupo Cuiabá.
4	Baixo	Alto	Alto	Composta por baixos teores de K e mais elevados de tório e urânio, essa unidade é característica dos metabasaltos do Grupo Bom Jardim.
5	Baixo	Alto	Médio	O Grupo Cuiabá é o maior representante desse domínio, estando composto por níveis mais elevados de tório e intermediários de urânio. As altas concentrações de tório e urânio estão concentradas em canais retilíneos, acompanhando os lineamentos.
6	Baixo	Médio	Alto	Domínio dos arenitos da Formação Furnas, com variação isotópica;

				apresentam maiores concentrações de urânio e intermediárias de tório. Essa feição do Arenito Furnas está em contato com o Arenito Ponta Grossa e o Granito Serra Verde, o que pode explicar a variação composicional da unidade.
7	Médio	Baixo	Baixo	Tal domínio tem como representação geológica o Granito Serra Verde. Apesar de sua natureza granítica, a concentração de K é elevada somente na borda de contato com o Arenito Furnas, enquanto no restante do domínio apresenta valores baixos de K, tório e urânio.

A descrição dos domínios é de origem qualitativa, não constituindo um dado adequado para integrar matematicamente aos outros dados. É indicado para futuros mapeamentos, delimitações de unidades geológicas e reconhecimento das características químicas da área e suas relações com a influência geológica e os processos morfogenéticos.

4.2.2 Razão eTh/K

A razão de eTh/K é indicada para a análise integrada com outros processamentos. A existência de valores tabelados que indicam padrões de rochas não alteradas permite análise a partir do antagonismo de Ostrovsky (1975), que prevê, baseado na menor mobilidade geoquímica do Tório, a diminuição dos valores deste em relação ao Potássio em processos de alteração hidrotermal. Os valores discricionários para cada rocha foram definidos e tabelados pelo Ministério de Geologia da USSR (1967) (Tabela 4.4).

Tabela 4.4: Valores comuns de eTh/K em rochas inalteradas, adaptado de Gnojek, 1985.

Tipo de Rocha	Média	Variação
Intrusivas Ácidas	4.5	3.0-8.0
Intrusivas Básicas	3.5	2.5-5.0
Carbonatos/Filitos	6.0	4.0-8.0
Arenitos	4.0	2.0-10.0

Além das observações de valores brutos, é importante destacar que as anomalias com mais elevados valores possuem tendência direcional NE-SW.

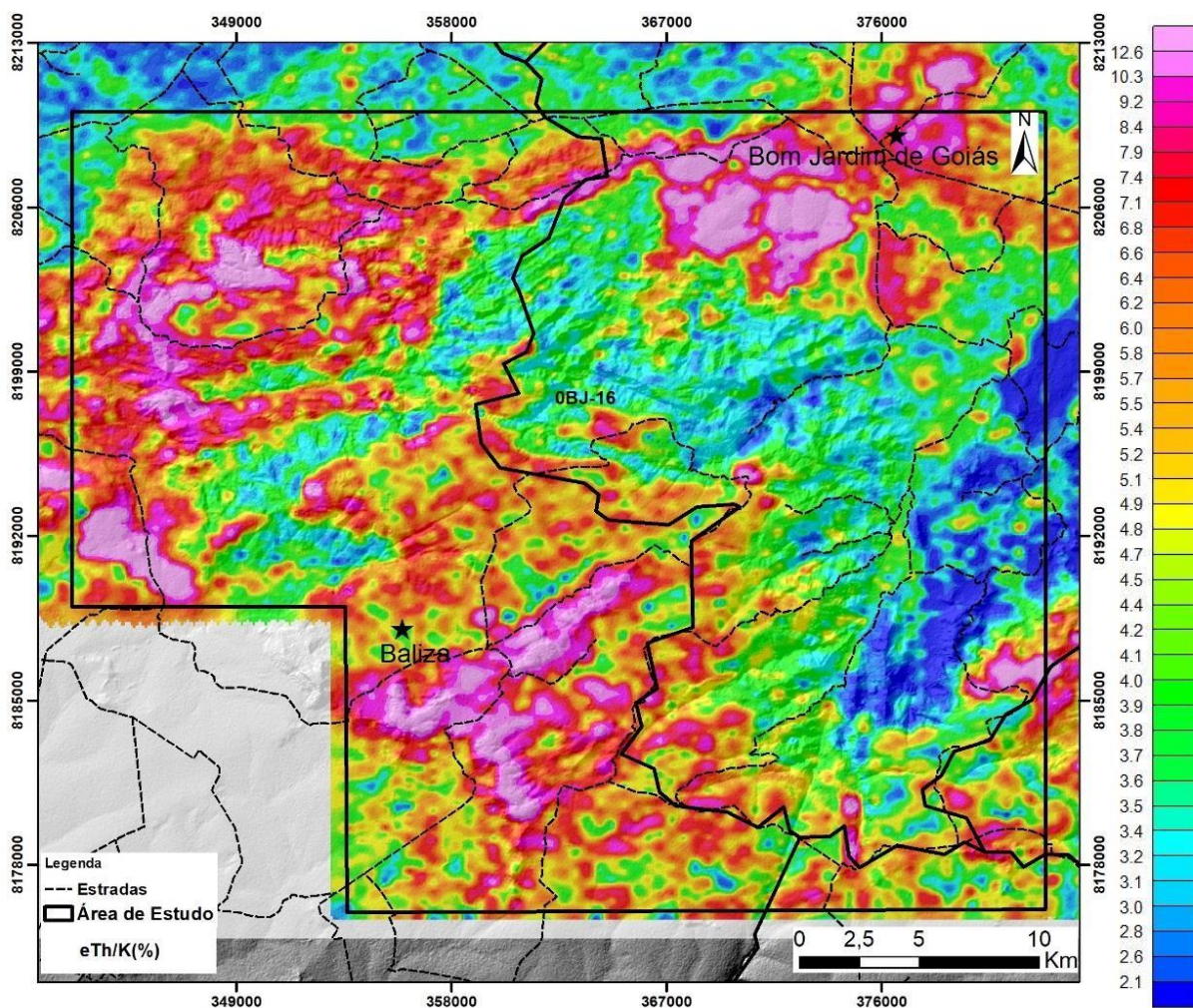


Figura 4.7: Razão eTh/K .

4.2.3 Razão eU/K

O urânio pode acompanhar o K ao longo dos processos hidrotermais. Partindo desse princípio, as razões de eU/K podem auxiliar, em seus baixos valores, a identificação de áreas com possíveis alterações hidrotermais. Na análise de razão de Urânio e Potássio, notou-se um decréscimo do valor nas áreas ao redor da falha de Serra Negra. Os valores mais altos estão em áreas mais estáveis tectonicamente.

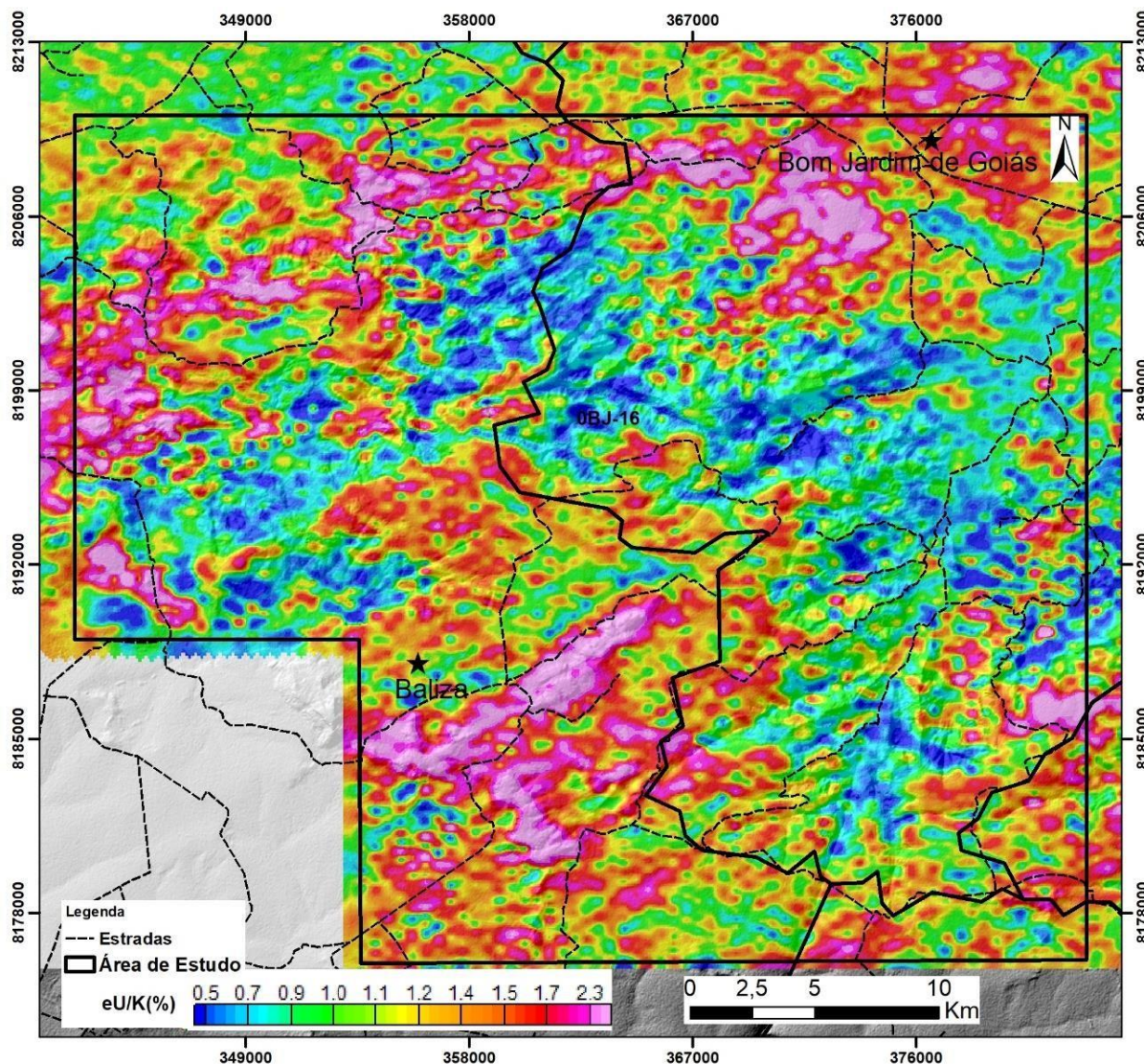


Figura 4.8: Razão eU/K.

4.2.4 Fator F

O Fator F é descrito pela equação $F = (Kx^{eU}) / eTh$ (Eq. I), onde o produto do K pela razão de eU e eTh é utilizado para identificar mudanças litológicas. Em seus valores mais altos, é possível identificar alterações hidrotermais; em contrapartida, os valores mais baixos permitem identificar ações intempéricas (Gnojek & Prichystal, 1985).

Segundo Gnojek (1985), os baixos valores de F indicam rochas pouco alteradas. Os valores muito abaixo dos valores limites (1,2 e 1,4) podem apontar que a área intra bacinal há maior ação de intemperismo físico, considerando que as rochas estão menos alteradas quimicamente do que as demais em suas adjacências. De tal forma, esse local especificamente ficou menos tempo sob intemperismo químico, mas passou por processos erosivos.

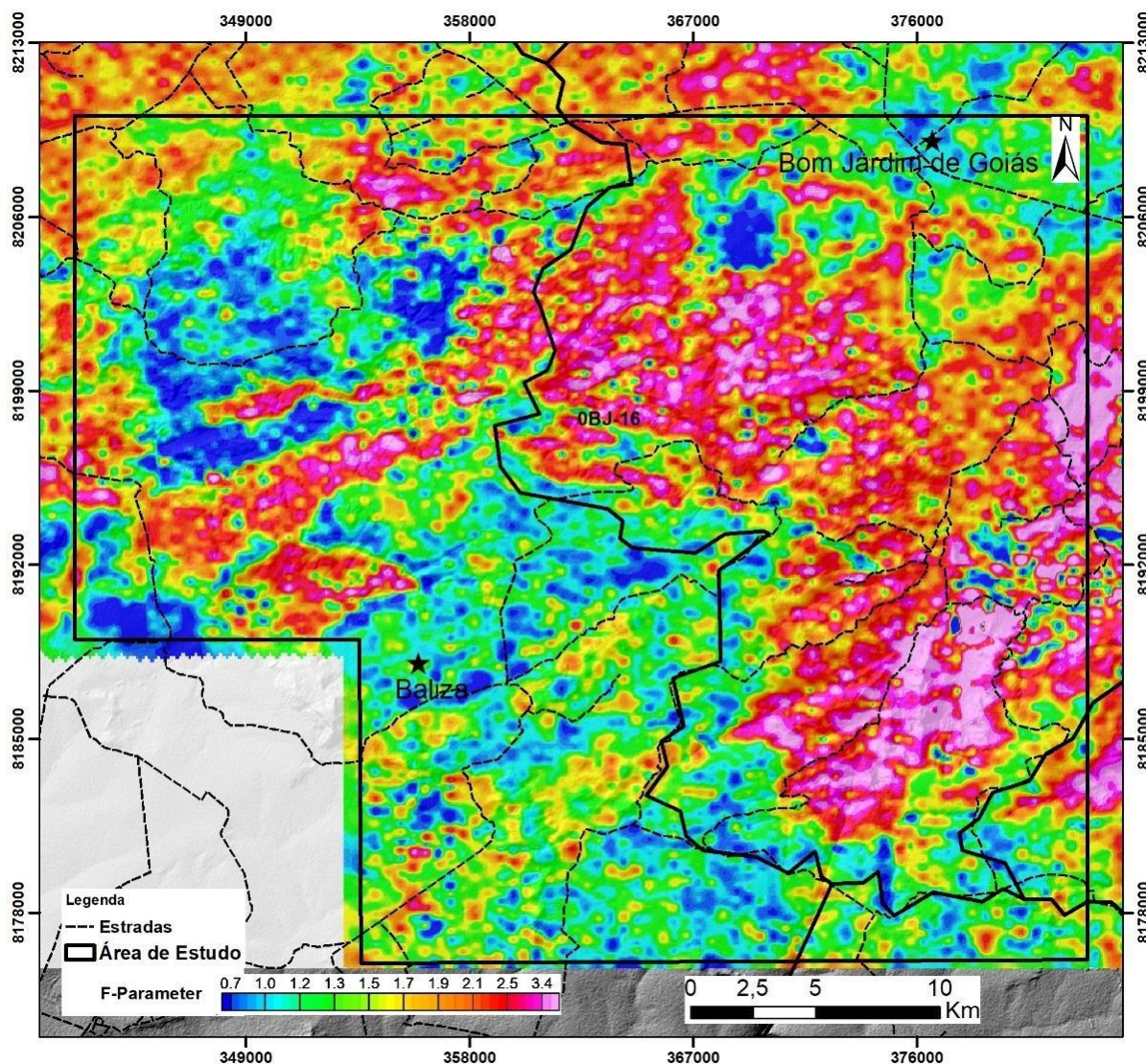


Figura 4.9: Fator F.

Onde são observados valores absolutos elevados há maior concentração de K e urânio em relação ao tório. Em tais áreas, na maioria das vezes, há a presença de hidrotermalismo associado, como observado em campo no ponto OBJ11. Da mesma forma, no ponto OBJ11C (correspondente aos litotipos do Granito Serra Verde em contato com os litotipos do Grupo Cuiabá) especula-se eventual metamorfismo de contato e percolação de fluidos. Os valores permanecem elevados na região do ponto OBJ24, onde foram observados veios pegmatíticos.

O padrão observado é o aumento da concentração de K a leste da área, principalmente nos domínios onde afloram rochas do embasamento e também ao longo da Falha de Serra Negra. Neste contexto, é possível considerar que o enriquecimento hidrotermal é proveniente do tectonismo regional e da formação do embasamento.

O empobrecimento do K, em áreas onde a estabilidade e a ação deposicional são maiores, corrobora com o desenvolvimento dos processos morfogenéticos de forma que é possível estabelecer uma relação: onde determinadas áreas, apresentam os menores valores de Fator F, os processos de alteração estão relacionados com lixiviação. Como exemplo, tem-se o ponto BJ10, que está dentro dos domínios do arenito Furnas, área plana, sem movimentação, composta por material estável.

Por outro lado, os processos erosivos estão relacionados diretamente aos altos valores de Fator F, assinalando que os processos de esculturação da paisagem podem apresentar hidrotermalismo associado.

4.2.5 Potássio Residual

A metodologia utilizada para esse processamento foi desenvolvida por Pires (1995) a partir do método utilizado por Saunders (1994). O objetivo dessa metodologia é realçar acúmulos residuais de K associados a mudanças químicas ou físicas dentro de um mesmo *background*, a partir da normalização desse radioelemento em função dos valores de tório.

$$Kd = \frac{(K_i - K_s)}{K_i} \quad (\text{Eq.2})$$

Os dados de K_d foram ajustados, visando restringir as anomalias para uma melhor interpretação. Para esse ajuste, foi realizada regressão linear em cada unidade geológica e geomorfológica, visando buscar valores acima dos esperados dentro do mesmo *background* isotópico. Os dados pós regressão podem ser visualizados na Figura 4.10.

4.2.6 Regressão segundo a Geologia

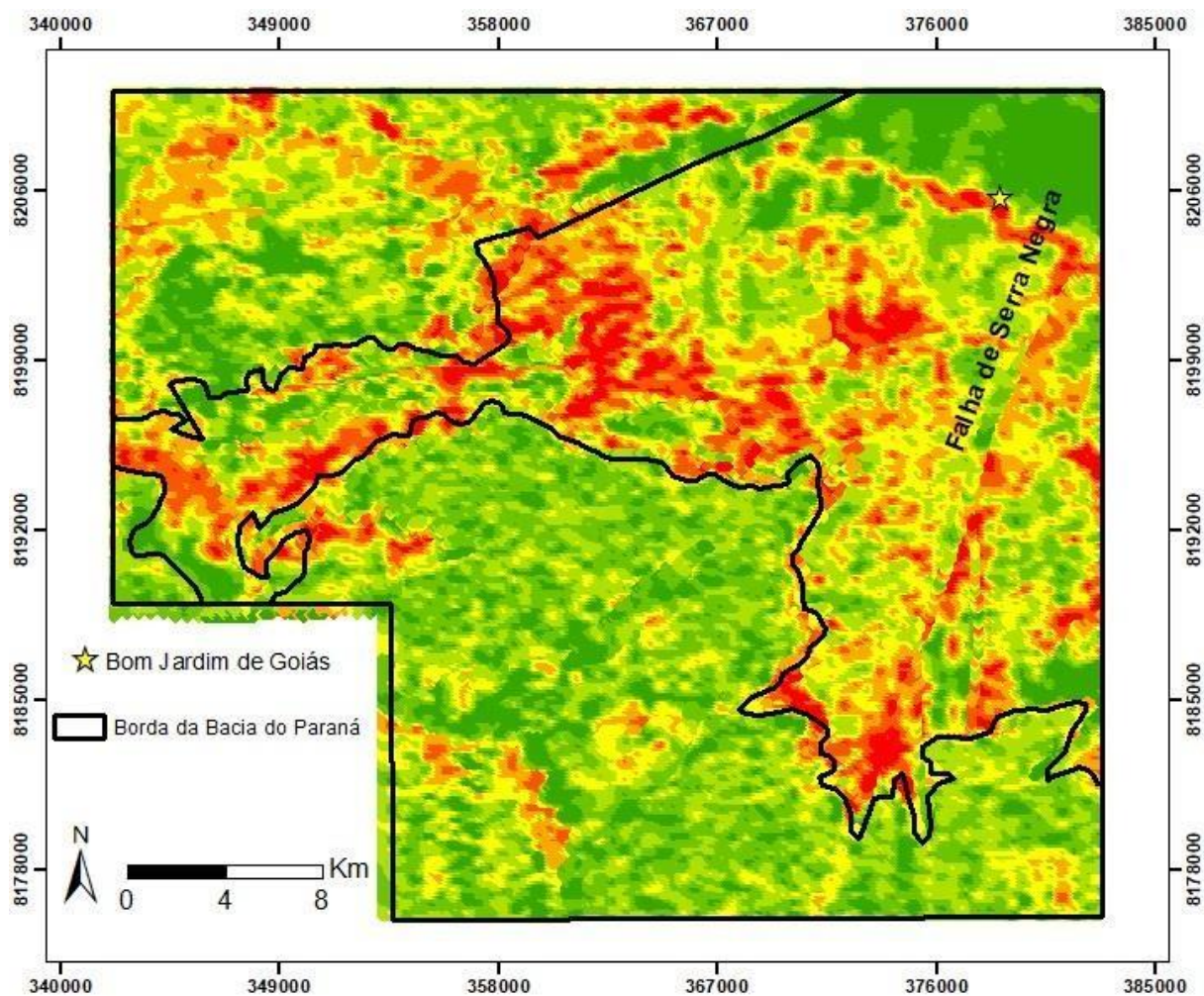


Figura 4.10: Dados de K_d a partir da regressão por unidade geológica.

A regressão dos dados de K segundo a geologia foi ajustada de acordo com os valores de coeficiente linear de cada unidade, visando a equiparação com valores médios de K da crosta. Esse ajuste foi necessário devido à natureza heterogênea da área e ao fato de que possíveis ações intempéricas poderiam mudar o comportamento médio radiométrico esperado. As regressões ajustadas são apresentadas nas figuras 4.11 e 4.12.

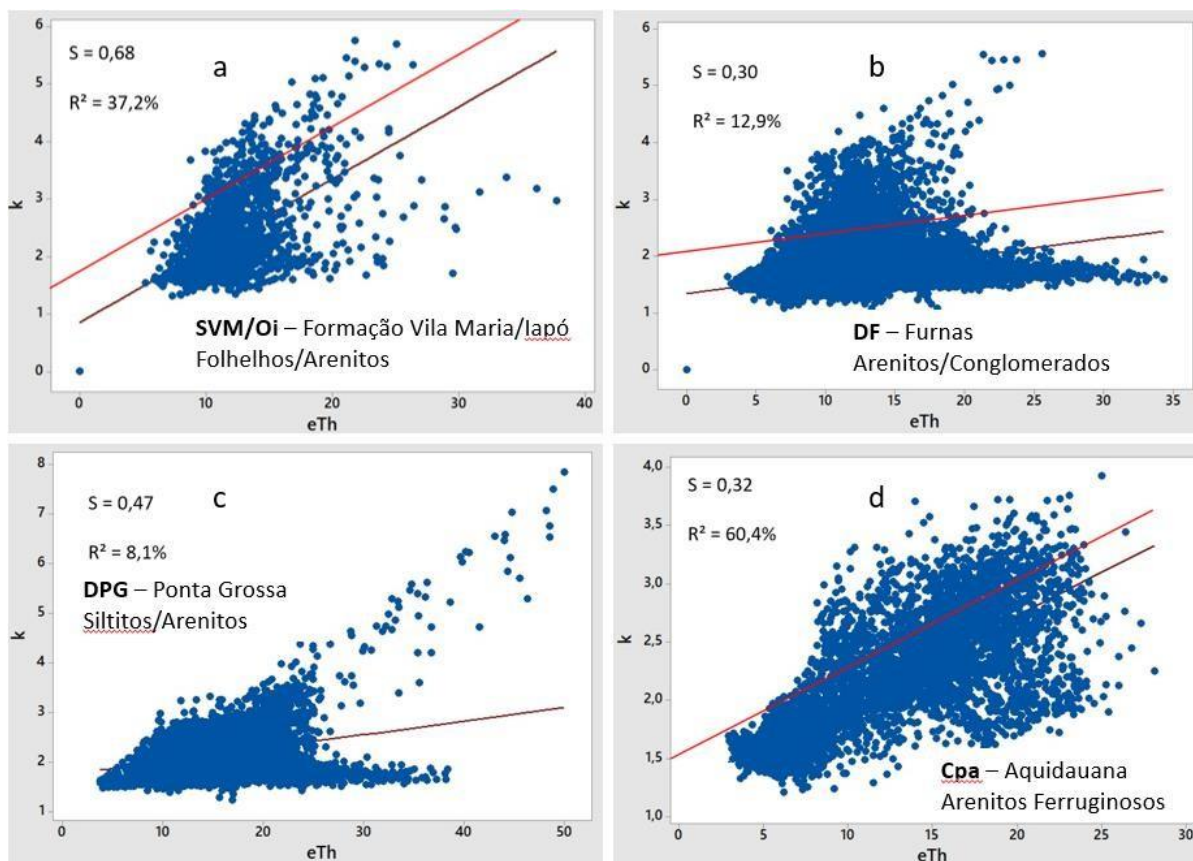


Figura 4.11: Regressões lineares e ajustes necessários para a equiparação com os valores de K médios crustais para as unidades geológicas da Bacia do Paraná. a) Folhelhos e Arenitos da Formação Vila Maria/Iapó, b) Arenitos e Conglomerados da Formação Furnas, c) Arenitos e Siltitos da Formação Ponta Grossa, d) Arenitos Ferruginosos da Formação Aquidauana.

Nem todas as unidades foram ajustadas, pois algumas já estão próximas dos valores globais. A figura 4.11 corresponde às regressões lineares das unidades da bacia. Os ajustes feitos nas unidades a,b e d reduziram os valores anômalos acima da reta de regressão, restringindo ainda mais a análise dos dados.

Formação Vila Maria/Iapó

A Formação Vila Maria/Iapó exibe gráfico de dispersão com concentração de pontos ao centro (Fig 4.11 – a), indicando que a formação possui características isotópicas parecidas. Para os dados acima da reta de regressão, os valores anômalos possuem dispersão que segue o padrão da análise como um todo.

Formação Furnas

Os dados da unidade Furnas foram ajustados para aproximadamente 2%, porém há uma baixa correlação entre K e tório, devido ao baixo coeficiente linear da reta, justificado por uma

bimodalidade dos dados. Há regiões onde a Fm. Furnas apresenta valores de K inversamente proporcionais aos de tório, enquanto outras possuem uma relação direta.

Formação Ponta Grossa

A unidade Ponta Grossa mostra uma baixa correlação entre os isótopos de K e eTh. Tal fato está correlacionado a valores dispersos que não acompanham a média geral da reta de regressão, o que pode indicar unidade com heterogeneidade composicional.

Formação Aquidauana

Os ajustes foram feitos a fim de aumentar o coeficiente linear da reta para 1,5% de K. O gráfico de dispersão apresenta concentrações anômalas em relação ao tório acima da reta ajustada. É observado que a forma de dispersão acima da reta segue um padrão uniforme com apenas algumas pequenas concentrações de pontos mais anômalos.

Embasamento Gnaissico

O Embasamento Gnáissico apresenta baixa correlação entre os isótopos analisados, apesar de indicar concentração alta de K (principalmente nos valores mais baixos de tório). Esse enriquecimento em rochas já ricas em K pode indicar presença de veios pegmatíticos gerados durante as intrusões dos corpos graníticos pós-tectônicos.

Grupo Bom Jardim 1 e 2

As unidades do Grupo Bom Jardim que faz parte do embasamento foram divididas a partir do trabalho de Andrade *et al* (2012), pois o mesmo foi realizado em maior escala e notou-se uma diferenciação bem marcada em campo. A divisão realizada não é encontrada em outras bibliografias. O Grupo Bom Jardim 1 é composto por metabasaltos na região, apresentando correlação ideal para o litotipo. Os valores iniciais de K correspondem ao ideal obtido pelo IAEA (2013), fazendo com que as anomalias sejam mais homogêneas e o gráfico mais simétrico.

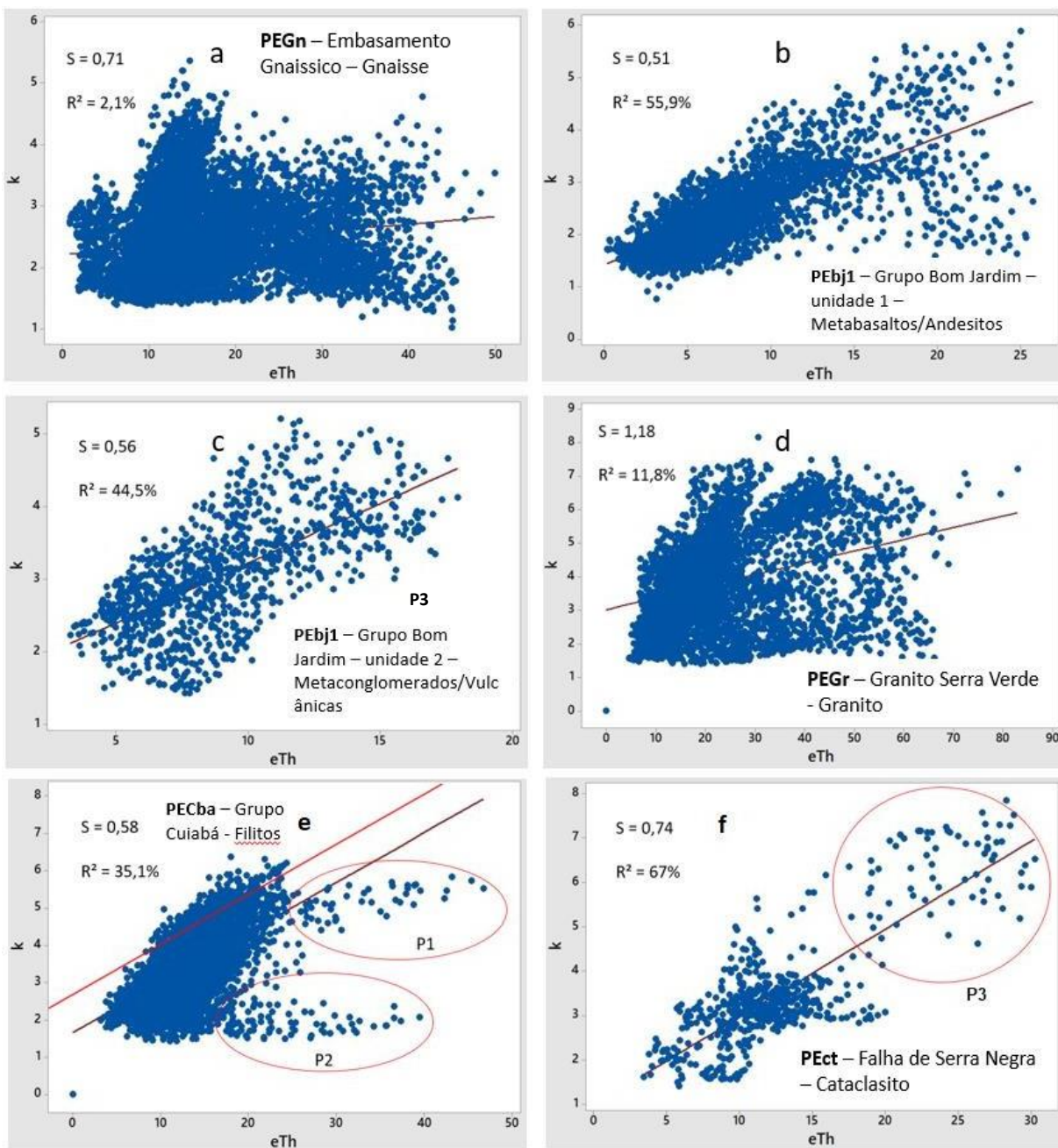


Figura 4.12: Gráficos de dispersão das unidades do embasamento e seus respectivos ajustes quando necessário. a) Embasamento Gnaissico; b e c) seqüência vulcânica sedimentar do Grupo Bom Jardim; d) Intrusão Granito Serra Verde; e) Filitos do Grupo Cuiabá, as populações P1 e P2 apresentam concentrações distintas no gráfico de dispersão e espacialmente; f) Cataclasitos da Falha de Serra Negra, a população P3 apresenta concentração espacial.

Os gráficos de dispersão das unidades 1 e 2 do Grupo Bom Jardim possuem parâmetros estatísticos próximos, apresentando valores ideais para suas respectivas litologias, possuindo correlação média a baixa nesse ambiente. A dispersão dos dados pode estar ligada às

observações encontradas em campo, pois há três variações litológicas no local, como observado em campo. Os basaltos com vesículas e precipitações de pirita representam os valores anômalos acima da curva, enquanto os afloramentos de basalto/riolito *in situ* e blocos rolados de brechas representam os pontos anômalos abaixo da curva.

Granito Serra Verde

Apesar da baixa dependência entre os isótopos de K e eTh, o Granito Serra Verde apresenta concentração dos maiores valores de K_d situados ao redor da falha de Serra Negra, principalmente nos intervalos entre 12-30ppm de eTh e valores acima de 6% de K. Os valores de K_d tendem a diminuir à medida que se afastam da falha (Figura 4.13).

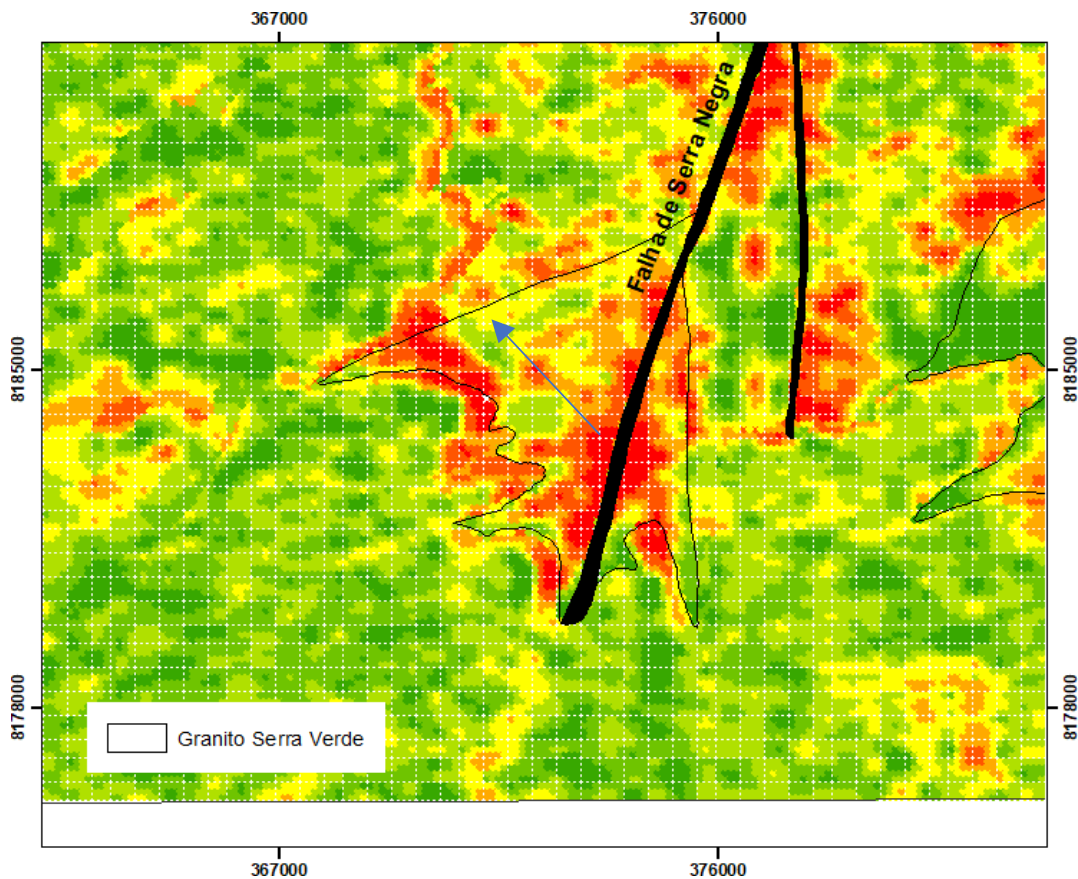


Figura 4.13: Diminuição dos valores de K_d a medida que os pontos se afastam da falha de Serra Negra.

O corpo granítico é posterior a falha, o que pode sinalizar possível reativação tectônica, com fluidos hidrotermais elevando os teores de K na área de influência da falha. A obliteração do granito e posterior intemperização do material encontrado na expressão da falha em superfície justificam as assinaturas isotópicas observadas, muito próximas às do corpo granítico, como pode ser observado nas figuras 4.14 e 4.15.

Falha de Serra Negra

A falha de Serra Negra apresenta gráfico de dispersão sem necessidade de ajuste, porém ao analisar os dados, é notado que a dispersão dos pontos apresenta a partir do aumento isotópico uma concentração nos maiores valores de K e eTh no gráfico. Foi verificado que a população (P3) desses valores dispersos estão concentrados espacialmente, como observa-se na figura 4.14, indicando possível concentração anômala.

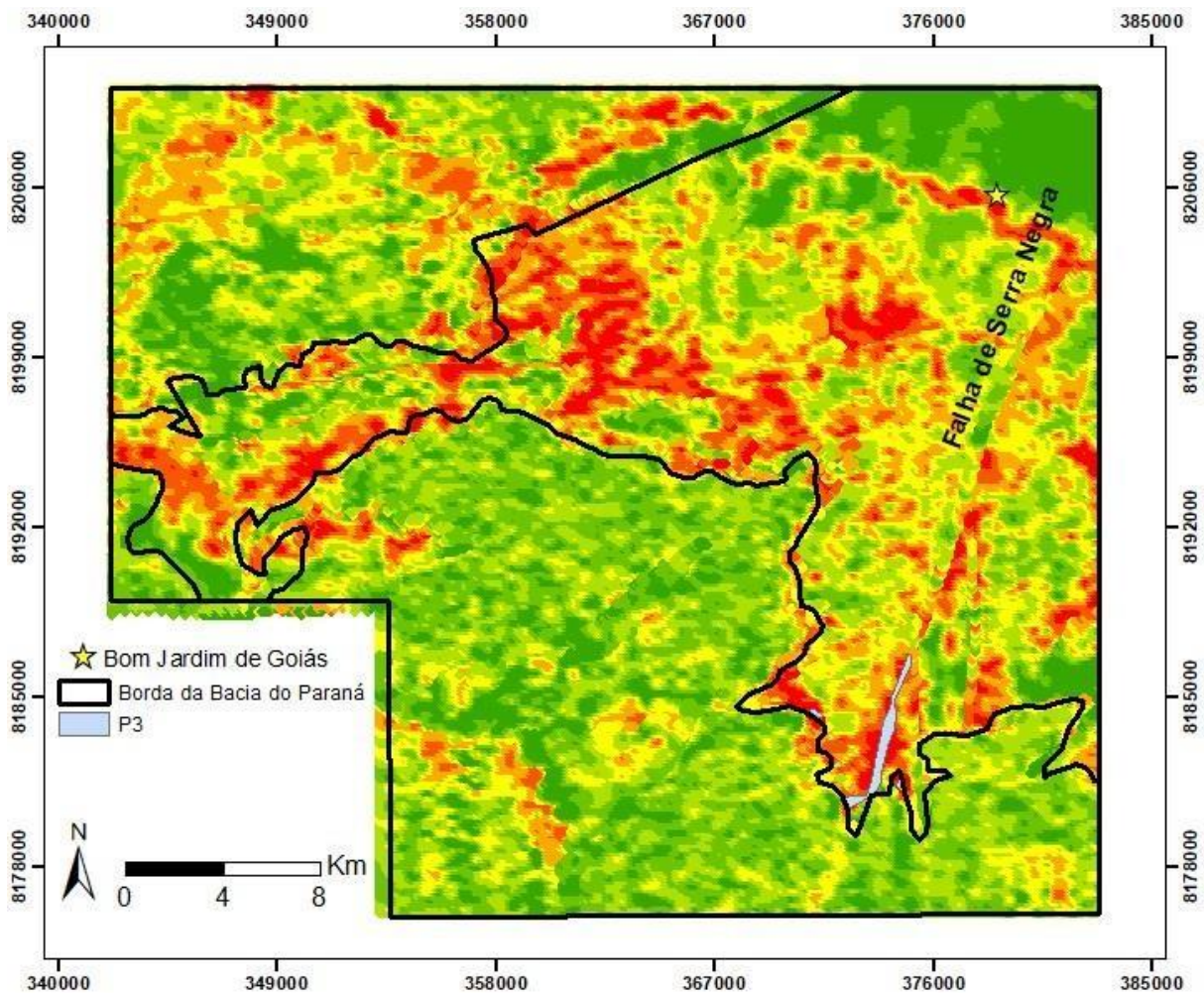


Figura 4.14: Espacialização dos pontos isolados (P3) a partir da análise do gráfico de dispersão da Falha de Serra Negra.

A disposição desses pontos sobre a falha encaixada em área de deposição próxima ao contato do embasamento com a Bacia do Paraná indica que a anomalia é causada por fontes rasas ou provenientes de deposição oriunda das frentes de recuo erosivo. Tal unidade geomorfológica circunda totalmente os pontos e possui processos erosivos atuantes, como pode ser observado nas figuras 4.1 e 4.5.

Grupo Cuiabá

O gráfico de dispersão dos filitos do Grupo Cuiabá teve seu coeficiente linear ajustado para aproximadamente 2,2, o que faz com que as áreas com valores anômalos de K acima da curva sejam muito restritas. Essa unidade possui três pontos de observação, duas populações abaixo da curva (P1 e P2) e as anomalias acima, que indicam uma heterogeneidade da análise observada na Figura 4.11.

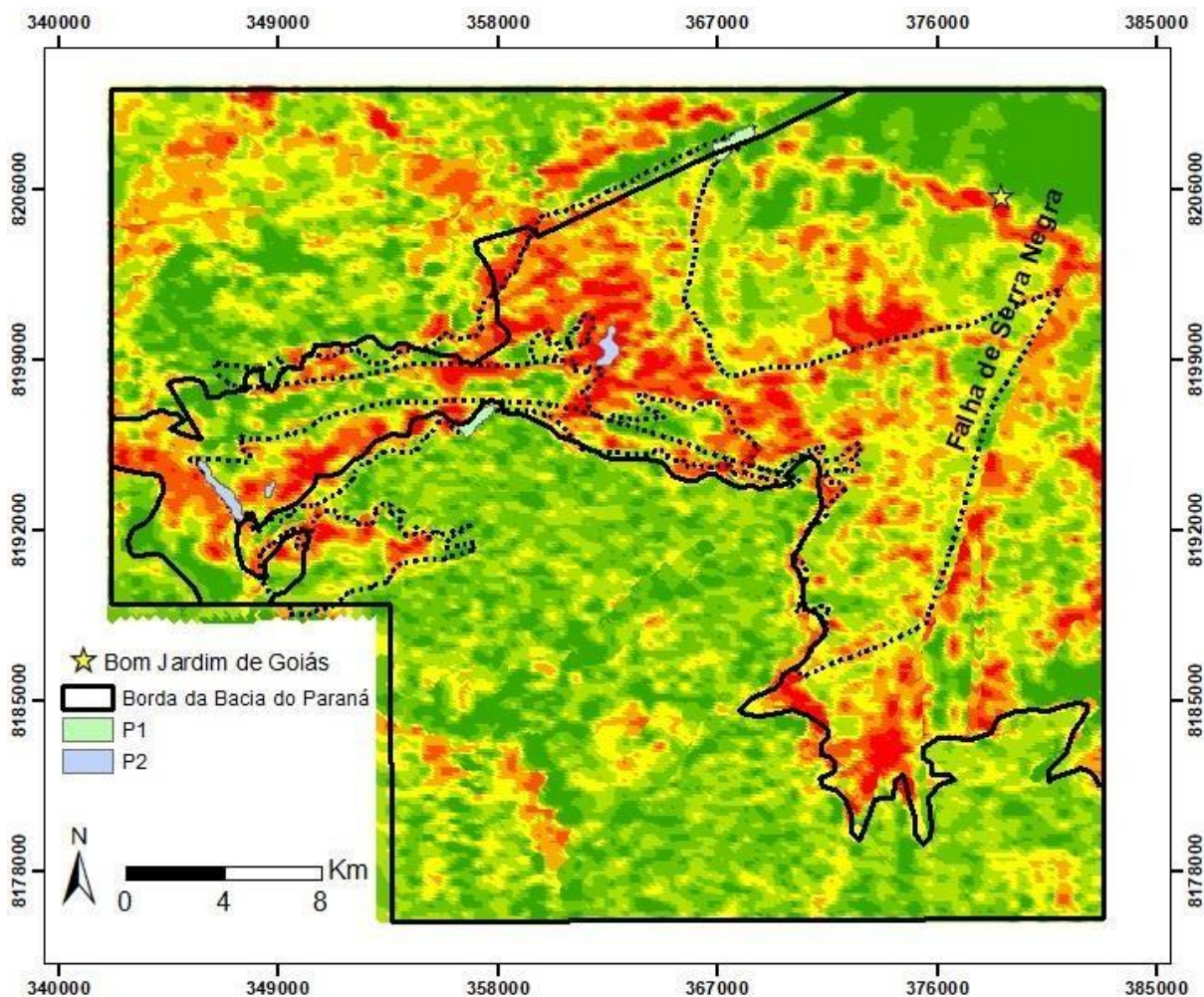


Figura 4.15: Concentrações isotópicas espacializadas das populações de dados P1 e P2 identificados na figura 5.2.6.4 e sua relação com os filitos do Grupo Cuiabá em contato com outras unidades.

As populações P1 e P2 que estão com seus pontos concentrados abaixo da reta de regressão, possuem comportamento isotópico semelhante, onde o K se mantém constante enquanto os valores de eTh aumentam. Ambas concentrações possuem agrupamento espacial como se observa na figura 4.15. As concentrações de ambas populações não são consideradas anomalias de enriquecimento, pois estão abaixo da curva. Porém são válidas de destaque pois podem indicar possível diferenciação composicional devido a ambientes diferentes dentro da

mesma unidade.

4.2.7 Regressão segundo a Geomorfologia e Processos Morfogenéticos

O mesmo procedimento de regressão foi realizado para as unidades geomorfológicas e unidades de processos morfogenéticos com o objetivo de verificar o comportamento das anomalias de K em relação a disposição da paisagem e em relação aos seus processos de esculturação da paisagem.

Os dados de K_d gerados a partir da regressão dentro das unidades de Geomorfologia podem ser vistos na Figura 4.16.

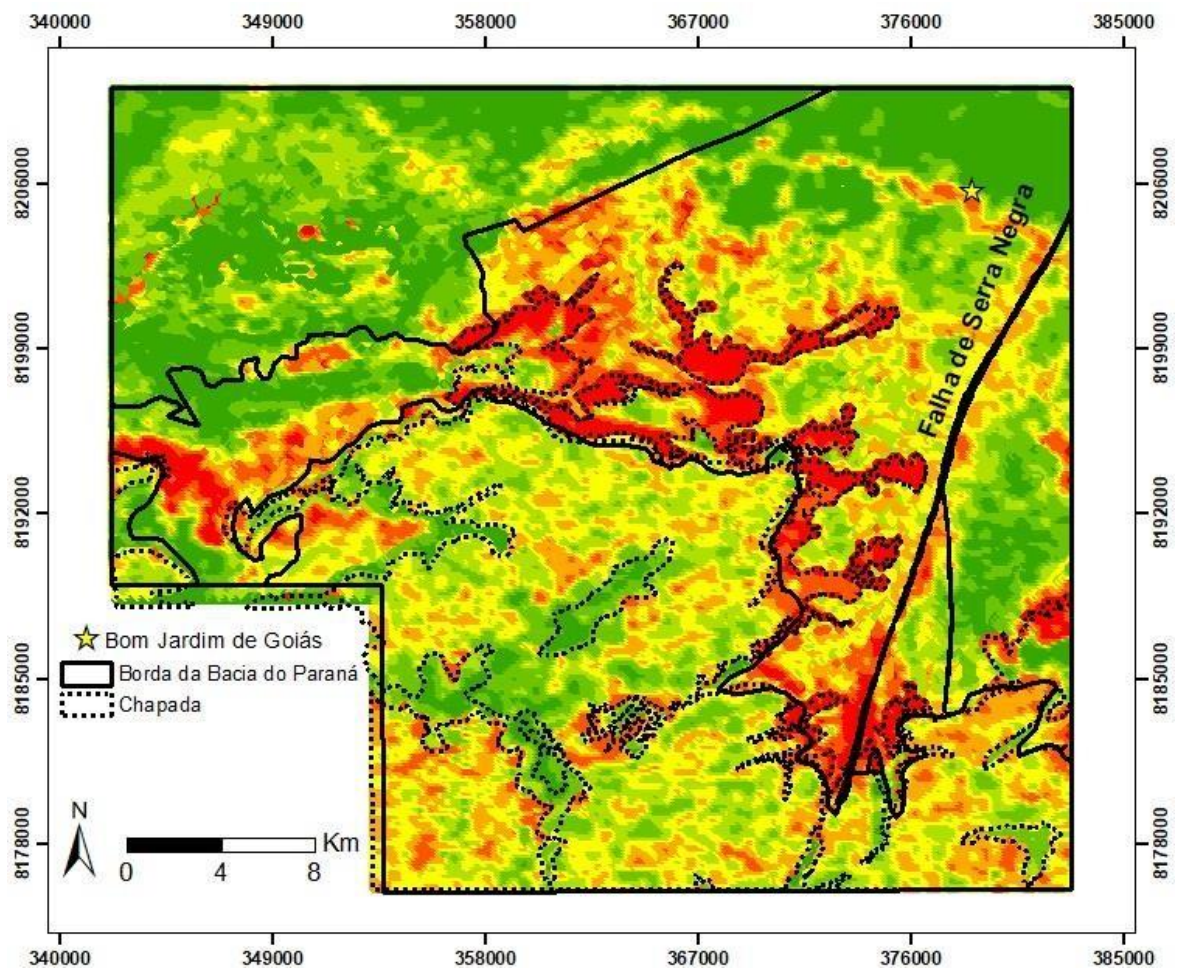


Figura 4.16: K_d realizado a partir dos dados de regressão dentro das unidades geomorfológicas, com destaque para a unidade da Chapada.

É possível observar que os maiores valores de K_d se concentram em sua maioria nas bordas das chapadas, em seus limites com as rampas de colúvio, dando indícios de que grande parte do enriquecimento se dá por acúmulo de material raso que foi mobilizado de forma física

de acordo com a esculturação da paisagem. Nota-se também que as anomalias ao redor da falha de Serra Negra, na área de influência do Granito Serra Verde, continuam com altos valores de K_d . Tal evidência indica reativação com enriquecimento de fluidos potássicos, corroborando a proposta apontada na regressão relativa às unidades geológicas.

No mapa gerado a partir dos dados de K_d regredidos dentro das unidades de processos morfogenéticos, áreas com atividade erosiva possuem maiores valores K_d , o que indica que os processos erosivos estão atuando como agentes escultores da paisagem e condicionantes de concentrações isotópicas a partir da deposição do material.

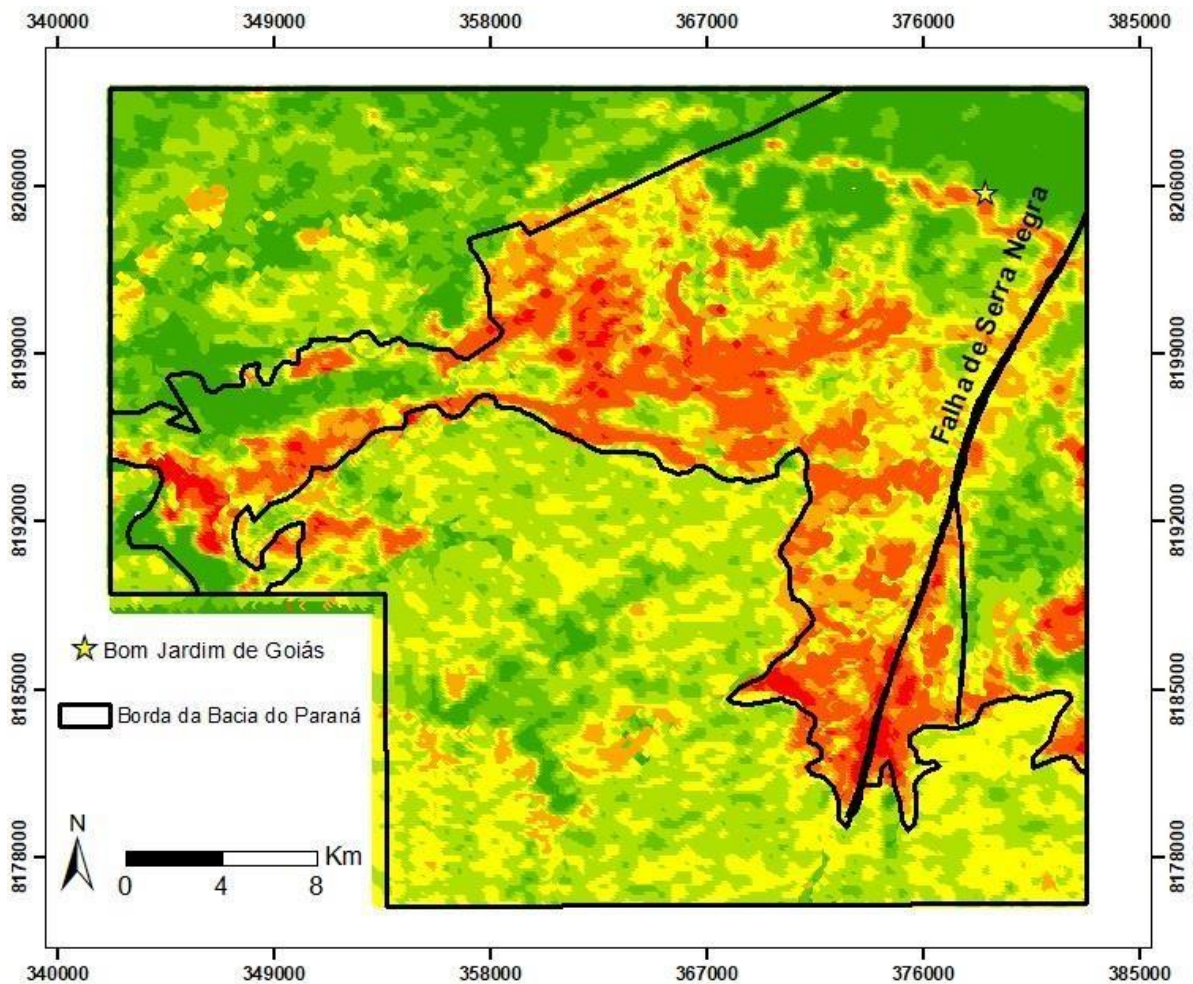


Figura 4.17: K_d realizado a partir dos dados de regressão pelos processos morfogenéticos.

Insights into reactivation and landscape development processes of the Parana basin border using geomorphometric and radiometric integrated analysis

Alexandre Messias Reis¹, Julia Barbosa Curto Ma², Hildor José Seer³

¹. Universidade de Brasília – Corresponding Author – alex.messias.reis@gmail.com –

Present Address: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília Campus Universitário Darcy Ribeiro ICC - Ala Central CEP 70.910-900 - Brasília DF

². Universidade de Brasília – julia.curto@gmail.com

³. CEFET-MG/Araxá – hidorster@gmail.com

ABSTRACT

The expression of the Transbrasiliano Lineament in the region of Bom Jardim de Goiás shows evidences of fault reactivation along NE-SW structures (main direction) and secondary directions, which are related to subsequent events. In order to study the structural framework and reactivation inputs towards tectonic events, distinctive features on the northern edge of Parana Basin were analyzed by integrating gamma spectrometry and radar data, both supported by field research. Remote sensing database was obtained by ALOS PALSAR sensor, which allowed pointing out lineaments and morphometric derivatives. Besides, morphogenic processes images were developed, attesting the importance of structural control for relief evolution and presenting lineament concentration as a function of lithological and geomorphological domains. Airborne gamma-ray spectrometry data processing was established focusing on K_d (Anomalous Potassium) and F Parameter indexes. In this context, Fuzzy Logic and Index Overlay Method provided multivalued integration, reporting hydrothermal products and weathering processes by linking anomalies of K_d and F Parameter. Thus, the synchronic interpretation of lineaments, geomorphological domains and K_d / F Parameter anomalies allowed distinguishing primary geological elements and products from surface dynamics, whose processes are related, directly or indirectly, to structural reactivation.

Key words: ALOS PALSAR, Gamma-ray Spectrometry, Anomalous Potassium, F-Parameter, Fuzzy Logic, Index Overlay Method, Tectonic Reactivation.

1. Introduction

Geophysical studies and other regional surveys developed in the northern region of the Parana Basin, Brazil, identified unique structural and tectonic features (Soares et al., 1982; Seer, 1985; Machado, 1990; Soares, 1991; Zalan et al., 1991; Marques et al., 1993). These features are characterized by an expressive magnetic signature of the Transbrasiliano Lineament (TBL)

(Vidotti et al., 2011; Curto et al. 2015), which limits major tectonic domains: Parana Basin, Arenopolis Magmatic Arc (Brasilia Belt) and the Paraguay Belt (Cordani et al., 2010). The reactivation of the TBL associated structures influenced on the development of the Parana. In this context, increasing availability of open remote sensing and high-resolution geophysical data shows the potential of applying methodologies for processing and integrating data to structural mapping in this area, where there is a lack of researches on larger scales (> 1: 50,000).

By performing quantitative and qualitative analysis on multisource data in a GIS (Geographic Information System) environment, we are able to establish a relation between radiometric signatures, geomorphic compartments and field work features of the study area. The characterization of geomorphometric features (Pike et al., 2008) allows a better understanding of posterior tectonic events from the Paleozoic-Mesozoic to the Pleistocene in the geological evolution of the northern Parana Basin, besides elucidating its consequences in the superficial dynamics and landscape development.

The main objective of this paper is to integrate airborne gamma-ray spectrometry, geological and remote sensing data to understand the geomorphometry and the structural records of northern Parana Basin border. For this, we used lineaments analysis, Factor F and Anomalous Potassium methods, managing two techniques of data integration: The first one is Index Overlay Method, which associates different weights to each input map according to their relevance in analysis. The second one is a Fuzzy modeling approach, used in order to build a solid integrated data.

2. Geological Setting

The study area includes parts of the northern Parana Basin and its basement, comprised by the Brasilia and Paraguay Neoproterozoic belts. It is located between the counties of Bom Jardim de Goiás, Piranhas, Baliza and Caiapônia, state of Goiás. The area covers the edge of the basin, at the boundary between sedimentary and basement rocks (Figure 1).

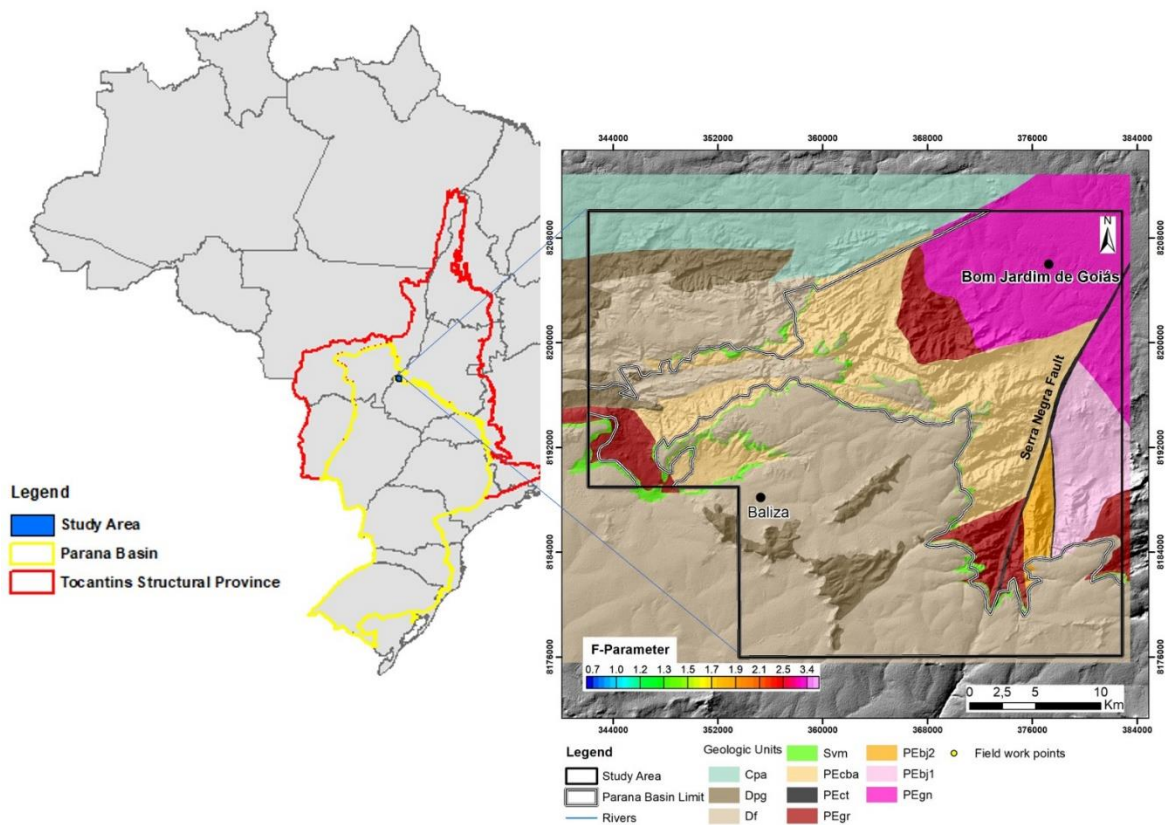


Figure 1: Geological map of study area, adapted from Andrade et al. (2012). The basement of Parana Basin is composed by PEgn: Paleoproterozoic Gneiss-basement; PEbj1 and PEbj2: Goiás Magmatic Arc Neoproterozoic units; PEgr: Post-orogenic granites; PEct: Serra Negra's Fault Cataclasites; PEcba: Cuiaba Group. The geological setting for Parana Basin is composed by: Svm: Vila Maria/Iapo Formation; Df: Furnas Formation; Dpg: Ponta Grossa Formation; Cpa: Aquidauana Formation.

Arenopolis Magmatic Arc

The Arenopolis Magmatic Arc (AMC) corresponds to the southern portion of the Goiás Magmatic Arc, which is one of the most important components of the Neoproterozoic Brasília Belt in central Brazil (Pimentel et al., 2000). The Magmatic Arc extends for several thousand kilometers. In the study area, the AMC is located to the east of the Serra Negra Fault (Seer, 1985), which is the main superficial expression of the TBL system in the study area. Metamorphism took place between 650 – 630 Ma reflecting final closure of the Goiás Ocean and continental collision (Cordani et al., 2003). The AMC is composed by orthogneiss units related to a (meta) volcanic-sedimentary sequence, suggesting an origin in a tectonic setting similar to modern volcanic arcs in a subduction zone environment. (Pimentel and Fuck, 1987; Pimentel and Fuck, 1992; Pimentel, 2016).

The Bom Jardim de Goiás Group, one of the complete volcano sedimentary calcium-alkaline sequences of the AMC, is represented in the study area by mafic to felsic volcanic

rocks close to the Serra Negra fault domain. Quartz veins with tourmaline were found in contact with the volcanic rocks, pointing out hydrothermalism characteristic of fault region.

Paraguay Belt and Cuiaba Group

The Neoproterozoic Paraguay Belt, a Pan-African-Brasiliano orogenic event, is located along the southeastern border of the Amazon. It is characterized by sedimentary low-grade metamorphic rocks subjected to polyphase deformation (Alvarenga and Trompette, 1993; Alvarenga et al., 2007). The succession recognized in the study area is located on the west of the TBL, mainly represented by the Cuiaba Group, whose rocks were deposited in a marginal basin installed in a passive limit SE of the Amazonian Craton during the Cryogenian and later deformed. The lithostratigraphic division of Cuiaba Group into the Campina de Pedras, Acorizal and Coxipo formations is described at Tokashiki (2008), including meta-rhytimites, metaconglomerates, sandstones, pelites and subordinated horizons of massive diamictites.

In the study area, pelitic metasedimentary rocks of Cuiaba Group are in contact with Arenópolis Magmatic-Arc lithotypes. They present crenulation overprinted an old foliation, shear zones and fractures. Drag folds associated with fault zones and fault gouge and cataclases are evidences of recent tectonism. Part of the Cuiaba Group was positioned at higher levels in relation to Furnas Formation by normal faults, illustrating a compositional geomorphological control.

Post Tectonic Granites

In the study area four granite bodies are known: Serra Negra, Macacos, Bom Jardim and Serra Verde. The first one intrude Arenópolis Magmatic Arc, the second intrude both this arc and Cuiabá Group and the last ones intrude Cuiabá Group. The granitic intrusions that occur in the study region form large K-rich calcium alkaline bodies, which predominantly comprise biotite isotropic and equigranular granites. (Pimentel et al., 1999; Pimentel et al., 2000). In Arenópolis, Pimentel et al. (2000) suggested two episodes of post-tectonic granite magmatism in this context: from 590 to 560 Ma and 508 to 485 Ma. The younger Serra Negra and Ipora granites are classified as Type-A granites.

The granitic intrusions found in the study area are part of large calcium-alkaline bodies rich in potassium. Pegmatitic veins show centimetric K-feldspar crystals. The magmatic high concentration of potassium influences the geological context, even in a background naturally rich in potassium.

Transbrasiliano Lineament - TBL

Magmatic arc rocks are affected by Transbrasiliano Lineament - TBL faults, mostly on N45°E direction (Seer, 1985). This transcurrent fault system (Schobbenhaus et al., 1975) corresponds to the final stage of the Brasiliano-Pan African Orogeny (Marini et al., 1984a, b; Cordani et al., 2010b). The predominant kinematics of TBL is dextral (Pimentel and Fuck, 1992). However, its configuration is not unidirectional. Based on kinematic indicators and relative displacement of Macacos Granite, Seer (1985) inferred sinistral kinematics for this zone. N60°E and N70°E directions also mark superimposed distension components, normal and directional faults reactivated in Phanerozoic (Curto et al., 2015).

Parana Basin

The Parana basin is a large intracratonic basin in South America, developed entirely on continental crust and filled with sedimentary and volcanic rocks ranging in age from Silurian to Cretaceous. It covers an area of more than 1,000,000 km² in Brazilian territory and reaches depths of 7000 m (Zalan et al., 1987; Milani et al., 2007). The depositional record reflects the high latitude positioning of the basin throughout much of the Palaeozoic. Five major depositional sequences (Silurian, Devonian, Permo-Carboniferous, Triassic, Juro-Cretaceous) constitute the stratigraphic framework of the basin. The first four depositional sequences are predominantly siliciclastic in nature, while the fifth contains one of the largest continental flood basalts on Earth: the Cretaceous Serra Geral tholeiitic magmatism (Zalan et al., 1991). The study area included parts of the following formations of the basin: Furnas, Aquidauana, Vila Maria And Ponta Grossa.

3. Local structural set, fluid mobilization and reactivation processes

According to Curto et al. (2014), the structural and tectonic regimes implemented in the study area refer to reactivation phases on the South American Platform, including the Cretaceous (Waldenian) event (Almeida, 1967).

Seer (1985) defines two transcurrent structures in the study area: the Serra Negra fault and the Aldeia fault, which belong to the TBL system. The first one, predominantly N25E, enters the domains of Phanerozoic sedimentary rocks, displayed as discontinuous gravitational and brittle faults. Using integrated geophysical and field-work data, Curto et al. (2014) indicate that N45-60E and N25-30E trending structures are deeper components of the TBL.

Brittle faults and joints in the basement are also related to N40-60W and N40-70E

directions. Such structures were implanted on pre-existing structures as a result of reactivations that occurred until the Mesozoic Era (Seer, 1985), partially revealed at the Carboniferous and Devonian sequences of the Parana Basin (Curto et al., 2015). The N75W to E-W family is strongly imprinted on vertical outcrops, and N10-15W joints have both vertical and subvertical dip, filled with quartz. Joint filling is also directly related to reactivations in the Aldeia Fault zone, where reactivations associated to metamorphic rock foliation are displayed at N10W direction.

Hydrothermal fluids can be part of reactivation processes (e.g.: Seer, 1985; Harcouet-Menou et al., 2009; Curto et al., 2014; Mohamed Eleraki et al., 2017; Taillefer et al., 2017) and cause the enrichment or depletion of eTh/K/eU bearing-minerals. In the NE-SW Meatiq Shear Zone regional system (Egypt), Mohamed Eleraki et al. (2017) found that the majority of the hydrothermal alteration zones are indicated at the shear contacts intersection between different lithological units. The same authors concluded that increasing Th can be interpreted as an evidence of alteration through fractures and faults and increasing K is related with weathering products, both correlated to tectonic reactivation processes.

Fault zones intersections improve fracture connections and favor the formation of efficient drains for fluid dynamics. Also, Harcouet-Menou et al. (2009) show that permeable layers and magmatic intrusions has an important role in the control of fluid flux. Taillefer et al. (2017) mention that the distribution of actual hydrothermal activity in relation to the fault scarp relief of the Eastern Pyrenees (France) suggests that footwall topography is an essential parameter allowing recharge and hydrothermal fluid circulation path. They show that fault-related topography is essential to establish fluid advection and to control the intensity of the hydrothermal activity.

4. Reactivation events and basin formation

At least three events are indicative of TBL reactivation in the Phanerozoic: The formation of the Jaibaras Basin (Oliveira, 2001) in Cambrian-Ordovician; the formation of the Agua Bonita Graben in the Silurian-Devonian; and the series of extensional structures during the opening of the Atlantic Sea in the Neocretaceous. The first sediments of the Parana Basin in the Ordovician were deposited along NE-SW oriented depocenters formed by TBL reactivated structures (Zalan et al., 1991, Curto et al., 2014). In addition, Moura (2017) pointed 450 to 429 Ma reactivations along the TBL.

The formation of the Bauru Basin illustrates and contextualizes the known Cretaceous

reactivation evidence in the Parana Basin. This basin was formed in the Neocretaceous by processes related to reactivation of precambrian basement lineaments. Settled in the north-central portion of the former Parana Basin, the basin is elongated in shape and the preferred directions for its depocenter are NNW-SSE and N-S, controlled by old basement structures and reactivated during the Upper Cretaceous (Batezelli, 2006). Near the study area, correlated local depocenters are located along the TBL structures.

According to Assine (2004), the Pantanal Basin is also a product of neotectonic reactivation along the TBL. The basin has a quaternary age (Pleistocene) and its depocenter has elongated elliptical shape structured by faults.

The Araguaia Formation of the Bananal Basin (Middle Pleistocene) is also controlled by the TBL (Sousa, 2017) so that the Araguaia River is embedded in the northern extension of the Serra Negra Fault.

In addition to the works mentioned above, Brito Neves and Fuck (2013) recorded other Phanerozoic activities in the Parana and Parnaíba basins. However, what is known about reactivations is still based on few local data, and many gaps in tectonic evolution need to be filled.

5. Methods: Database and Processing

The remote sensing database was obtained from elevation data of ALOS PALSAR sensor. It allowed the extraction of lineaments and morphometric derivatives, outlining geomorphological units and morphogenic processes. In addition, gamma-spectrometry data provided Kd and F Parameter indexes. For data integration, we used Index Overlay Method, which associates different weights to each input map according to their relevance in analysis. Later, the fuzzy modeling approach was used in order to build a solid integrated data.

5.1 Alos-Palsar Digital Elevation Model

On January 24, 2006, Advanced Land Observing Satellite (ALOS) was launched from the Tanegashima Space Center of the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA), carrying three instruments: The Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM), the Advanced Visible and Near Infrared Radiometer 2 (AVNIR-2), and the Phased-Array L-band Synthetic Aperture Radar (PALSAR). (JAXA, 2006). The PALSAR data can be used to produce digital elevation model with 12.5 meters of spatial resolution.

We have analysed digital elevation model ALOS-PALSAR data used to

geomorphometric and structural lineament analysis. Two methods have been used for remote sensing processing: the first one consists in extracted morphometric parameters combined in a color composite RGB. This colored composition was used in screen visual interpretation and allowed the identification of the geomorphological units and the morphogenic processes. The second one was used to extract lineaments in the basin edge and statistical analysis of the resulted lineaments was performed. The ENVI and ArcMap (ESRI) software were used to data processes.

Morphometric Parameters Surface

This method consists to relate altitude itself and second order derivatives, slope and curvature of the altitude surface. Those data were compiled in a colored composition RGB, as it follows: altitude in the red channel, slope in the green channel and curvature in the blue channel. This technique was used previously by Castro (2009) and Hermuche (2002), bounding geomorphological units. Our analysis was developed based on color and textures, lining off similar features by visual interpretation.

Lineament analysis and directional statistics

The Shaded Relief technique consists in a 3D terrain surface model, which uses sunlight position simulation. This method enhances the lineaments by the texture used to delineate linear features of the area. The delineated structures were used to provide a directional statistic in a wind rose diagram.

5.2 Geophysical database

The study area was included in systematic airborne geophysical survey conducted by Geological Survey of Brazil (CPRM) and the Government of the State of Goias. It was operated along parallel flight lines oriented in the N–S direction, at approximately 500m line spacing; also, with 100m ground clearance and control lines at 5000m line spacing oriented in the E-W direction.

Pre-processing

Spurious data were removed from the database, as well as inconsistent values related to acquisition errors. This correction consists in comparing the global mean of each isotope with the mean of each isotope channel. After this analysis, each channel was added by a constant

number defined by the difference between the global mean and the database mean (IAEA, 2002). In order to normalize data, negative values were selected and removed, posteriorly being interpolated by minimum curvature algorithm. The software used were Oasis Montaj 9.4 and ArcMap 10.2.

Radiometric Background

K, eTh and eU indexes have been established in order to highlights the concentration and investigate the rocks framework. Radioelements general distribution in study area is strongly related to weathering processes.

Potassium (K): Its main occurrence in rocks is associated with potassic feldspars and micas. It is practically absent in mafic minerals. Its behavior under weathering sets the radioelement content in secondary minerals and soils, since most of the potassium in the primary minerals is removed (Wilson, 2004).

Thorium (eTh): Among three target elements of gamma spectrometry, thorium has the lowest geochemical mobility (Adams and Gasparini, 1970), presenting low solubility - except when in acidic solutions (Dickson and Scott, 1997). High values of Th may be associated with remaining heavy minerals, which are stable during weathering (Dickson and Scott, 1997).

Uranium (eU): Its compounds are water soluble when oxidized and insoluble when reduced. In surface layers, rich in phosphates, clays and organic matter, uranium may be relatively immobile. Once released from the crystalline structure of the minerals, uranium can be precipitated under reducing conditions (Rigoti, 2001).

The gamma spectrometry may infer the rates at which weathering processes are occurring, but it requires an understanding of parent rock radioelements and minerals (Wilford, 1997). Such investigation must be done together with the morphogenic analyzes to better understand the distribution of radioelements in landscape modeling.

Anomalous Potassium and F-parameter

The anomalous potassium (K_d) methodology was developed by Saunders (1994) and later used by Pires (1995) to highlight anomalous potassium accumulations regarding the dynamics of source areas and depositional areas.

Considering that thorium is a resistant accessory mineral, its assembly values are used to predict potassium standard values for a given lithotype. This correlation (K-Th) is represented by a linear function, which is obtained from corrected data. These values describe the ideal potassium equation (K_i). The difference between the corrected potassium value and

the ideal potassium value (obtained from the linear function) is called Anomalous Potassium (K_d).

To process K_d , it is recommended to conduct the regression analysis in individual geological or geomorphological units of the study area. This methodology was adopted to emphasize local anomalies, regards to the regional geological background. In this way, we can restrict backgrounds that may interfere on the anomalous values. The heterogeneous geological context of the study area allows adjustments in the linear coefficient due to its compositional similarity with the average crustal values. The adjustments correspond to the overall lithological mean values used by the IAEA (2003):

$$K_i = a + b.Th \quad (\text{Eq. I})$$

where a is the linear coefficient and b is the angular coefficient.

$$K_d = \frac{(K_i - K_s)}{K_i} \quad (\text{Eq. II})$$

where K_d is the observed deviation of potassium and K_i is the ideal value.

The process flow below synthesizes the followed steps (Figure 2):

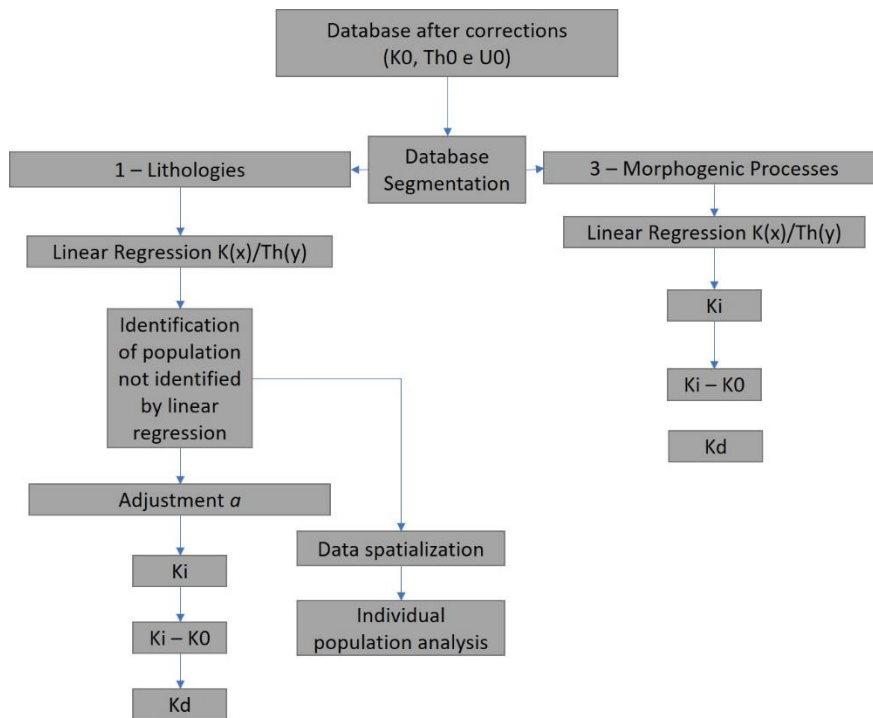


Figure 2. Process flow diagram for Anomalous Potassium (K_d). K_i is ideal potassium; K_d : anomalous potassium; a : linear coefficient.

The F-parameter (Efimov, 1978) consists of the analysis of the relation of potassium to uranium ratio by thorium. This procedure allows to identify, in its higher values, areas where rocks are chemically altered and in their lower values, areas with K-bearing minerals

weathering. The equation that defines this ratio is presented by:

$$F = K \times \frac{eU}{eTh} \quad (\text{Eq. III})$$

5.3 Data integration

For data integration, gamma spectrometry and remote sensing data were used for qualitative and visual integration (including spatial data overlap). The process is led by the Index Overlay Method and Fuzzy Logic mathematical analysis.

Index Overlay Method

The Index Overlay Method is used to integrate various data layers, where each class within each layer gives a different weight depending on its relative importance to the context (Bonham-Carter, 1994) (Figure 3). We used the Jenks optimization method to classify features using natural breaks in data values. The Jenks optimization method is also known as the goodness of variance fit (GVF) (ESRI, 2019).

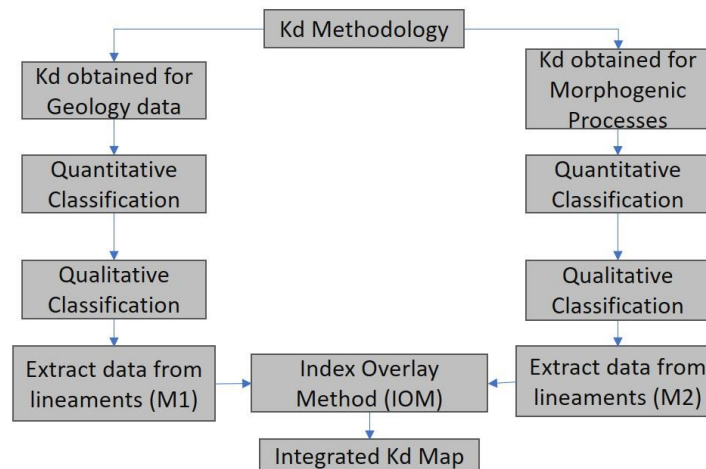


Figure 3: Process flow diagram for data integration by Index Overlay Method.

Fuzzy Logic approach

While Standard logic applies only to concepts that are completely true or completely false, Fuzzy logic is a generalization of standard logic, in which a concept can possess a degree of truth anywhere between 0.0 and 1.0, allowing a gradual transition from false to truth (referência). There is no formal basis for determining this value that is chosen experimentally. At the Fuzzy membership processes, we used the MSLARGE algorithm (ESRI), which

highlights the highest values. In merging, the fuzzy operator was the AND, considering the highest coincident values in both data (geology and morphogenic processes data) (Figure 4).

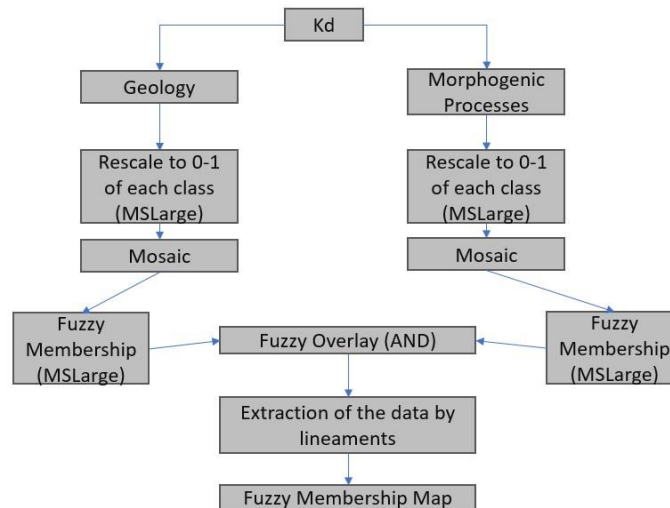


Figure 4: Process flow diagram for data integration by Fuzzy Logic approach.

6. Results

6.1 Geomorphometry and morphogenic processes

According to Economic Zoneament (MacroZEE, 2014), which has the proposal to provide regional geomorphological information in Brazil. In the study area, the geomorphology data is classified in the units Guimarães Plateau and Araguaia Surface, which correspond to structural dissections, homogeneous tabular dissections, degraded pediplane flooded and retouched pediplane stripped.

Geomorphometry, as the science of quantitative land-surface analysis is a modern, analytical-cartographic approach to representing bare-earth topography by the computer manipulation of terrain height (Pike, 2008). Altimetry, slope and minimum curvature rendered into different colors and textures on images were the basic parameters to assign geomorphology units (Figure 5).

Distinct zones were delimited by similar morphometric characteristics. Such zones were vectorized according to the compositional intensity of each class. As for example, the scarp areas were delimited by their high slope in comparison to altimetry and curvature (Figure 5).

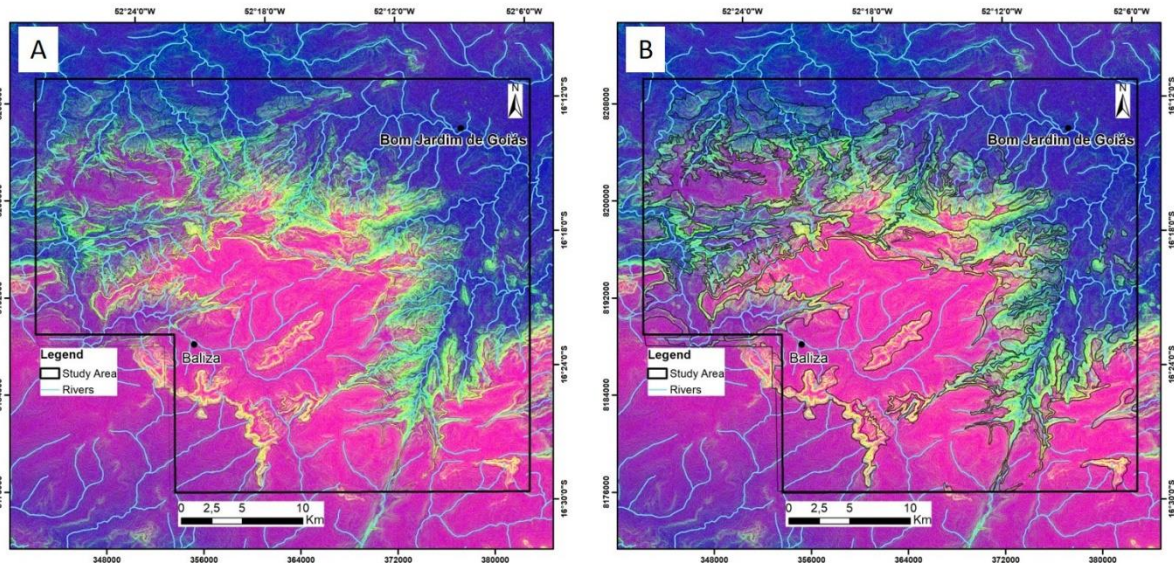


Figure 5: RGB color composition (R, Altimetry, G: Slope, B: Minimum Curvature) using morphometric relief parameters in (a) and separation of geomorphological units in (b).

The classification was made according to geomorphological units adopted by the Technical Manual of Geomorphology (IBGE, 2009). Dealing with greater detailing, field work data supported the classification and requested adaptations for area particularities, thus eight geomorphological units were delimited (Figure 6a). The geomorphological unit development has been controlled by different morphogenic processes, classified as Slow Movements, Deposition and Erosion (Figure 6b):

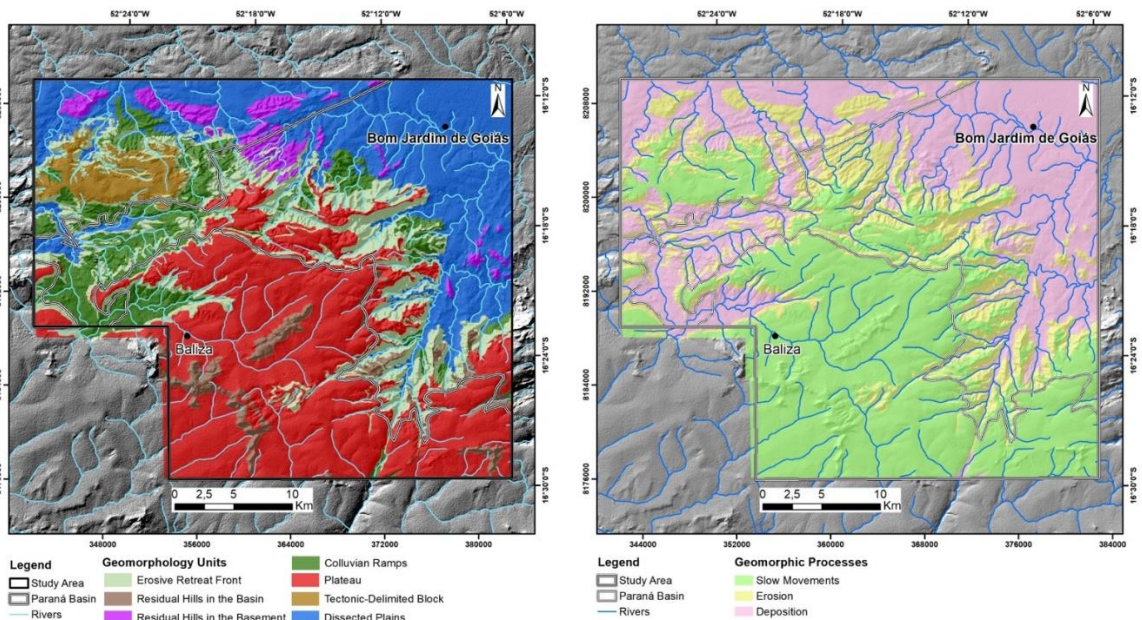


Figure 6: (a) Geomorphological map of study area. The most expressive units are Dissected Plains and Plateaus.(b): Morphogenic processes in study area.

The border of the basin presents a strong relation between the lithologic and geomorphological units. As for example, the plains and their scarps form a system where the

scarps retreat correspond mostly to the Basin boundary. It is a fact that within the same geological domain different types of relief are found, but geology is not the only factor that influences landscape. Lineaments, as the record of tectonic events, have a special relation with the accumulation of Kd.

Table 1 summarizes the data from Figure 6, considering the extent of units domains:

Table 1: Table of geomorphological units according to their morphogenic process.

Morphogenic processes	Geomorphologic Units	Area
Slow Movements	Colluvium Ramps Dissected Plains	457,47 km ²
Erosion	Scarp Retreat Residual Hills in the Basement	256,59 km ²
Deposition	Plateau Fault related Mesa Residual Hills in the Basin	538,76 km ²

6.2 Anomalous Potassium Trending Analysis

The lineaments were interpreted from the shaded relief image. For better structures identification, it was decided to demarcate only negative breaks. Different azimuth directions were used to highlight data (Figure 7):

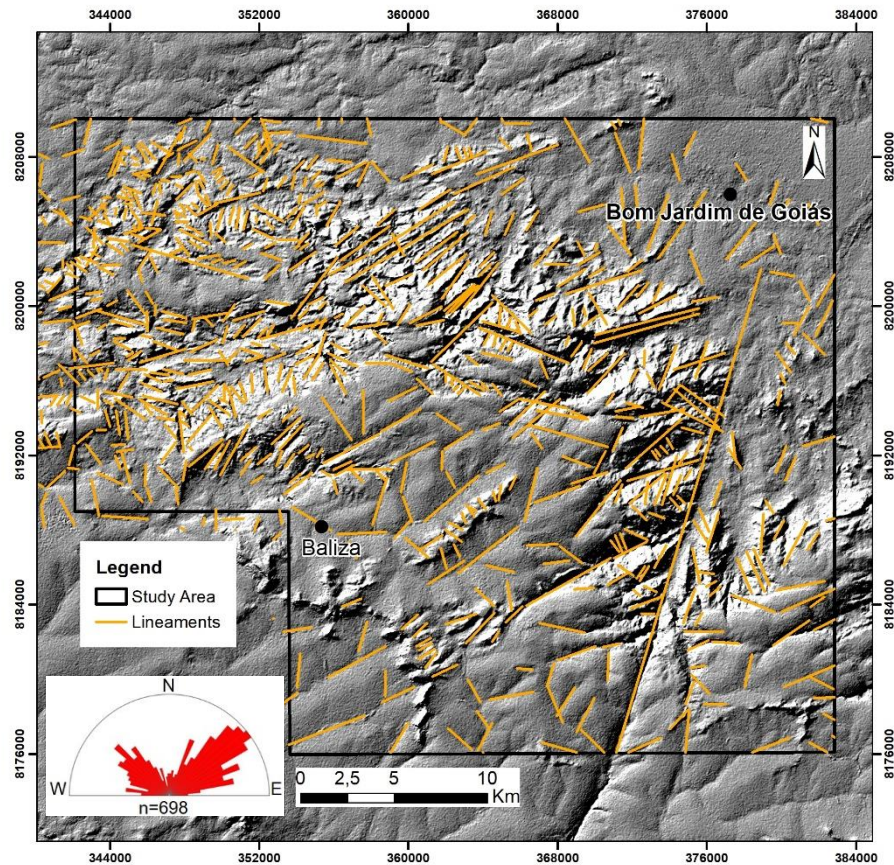


Figure 7: Yellow dashes as lineaments (698 were extracted), obtained by shaded relief data from ALOS PALSAR sensor. The directional rosette shows the lineaments directional trends.

The rosette diagram shows that lineaments follow mostly the NE-SW trend, which correspond to the predominant directions printed during Brazilian Orogeny and the TBL. However, the NW-SE direction lineaments are also important and have large distribution in the area. From this point, Integrated K_d was performed within lineaments buffers, considering a 125m margin (size of a pixel).

K_d was calculated according to lithological and morphogenic units (Figure 8). Considering that the basin border environment is very complex and heterogeneous in lithological terms, it is known that K_d values for one unit will not be considered anomalous for another, as discussed in the Database and Processing section. The three basic morphogenic processes (erosion, deposition and slow movements) can be used as a guide to understand where and how is the dynamic of potassium mobilization. The structural control of morphological processes ends up crossing both information while examining different parameters.

Using the *Jenks Optimization Methods* formula, data were reclassified into three classes (Figure 8): (a) the first one refers to low K_d values (and grouped the three lowest classes

obtained); (b) the second one refers to medium K_d values (and grouped two middle classes); (c) the latter grouped two classes with the highest values.

In both maps, most of the medium to high K values are located along lineaments in the basement. A lot of those are near the basin boundary and along Serra Negra fault, where erosion and reactivation processes are known.

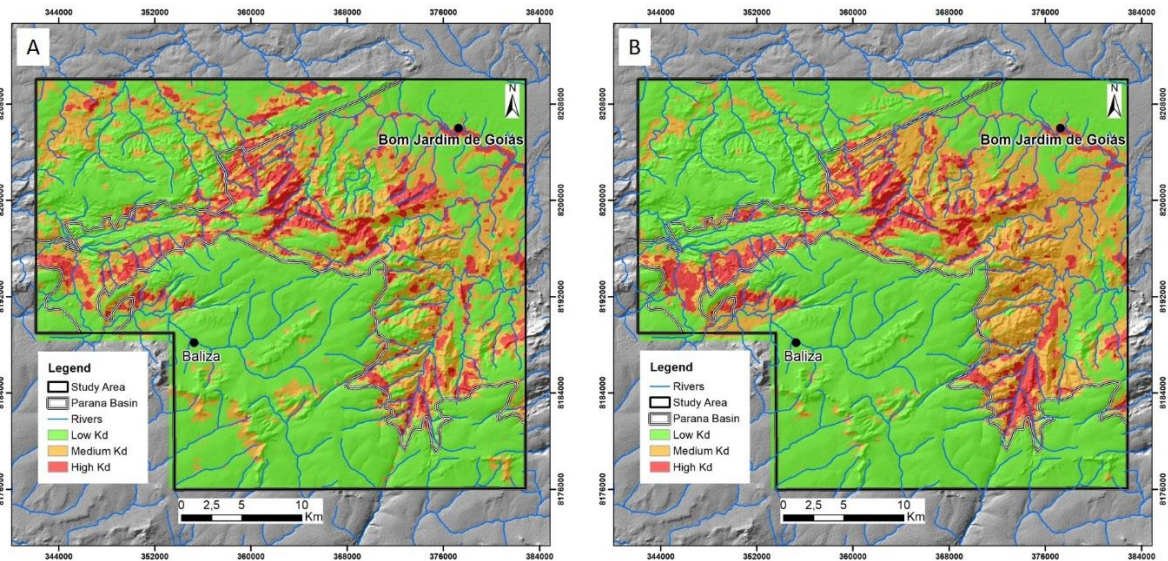


Figure 8: (a) K_d obtained from geology data; (b) K_d obtained from morphogenic processes data.

Index Overlay Method (IOM)

Geology and Morphogenic Processes data integration was performed using the *Index Overlay Method (IOM)*, which is a flexible technique and able to indicate priorities in spatial units under the same influence. We chose to assign greater weight to morphogenic processes data whereas terrain is strongly related to structural control and K_d anomalies, especially for local processes. Furthermore, a morphogenic process unit can include several lithological units. A new map was produced by the intersection of IOM resulted image and lineament buffers (Figure 9). By disregarding all the information out of buffer, the analysis becomes more restrictive.

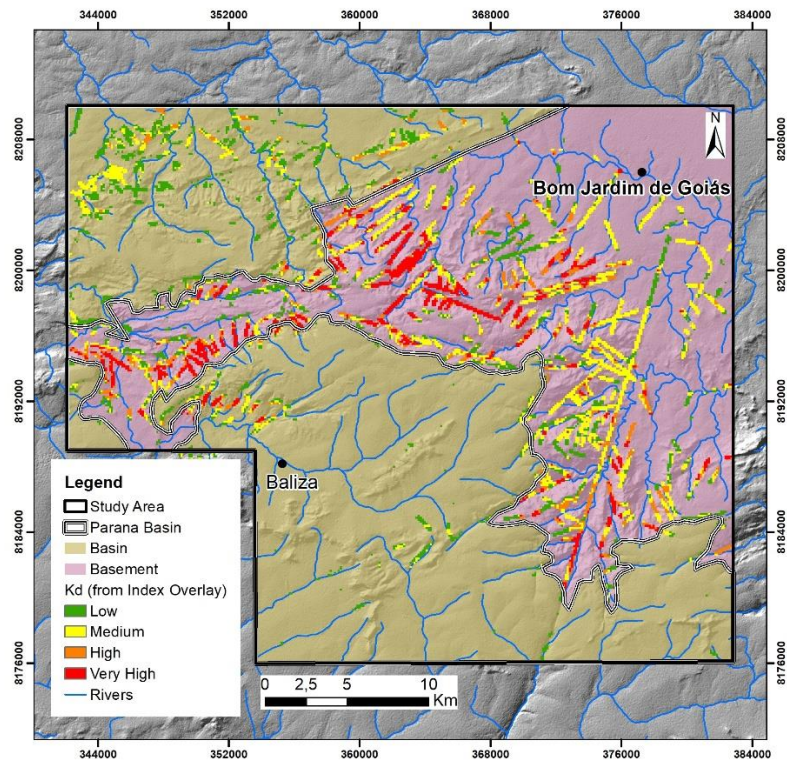


Figure 9: Index Overlay Integration showing K_d classes disposition after extraction by lineaments.

The Very High class corresponds to those that have the greatest favor to the enrichment of potassium due to the structures. The positive anomalies are located mostly along N60E, N45E and between N30W and N45W structures.

Fuzzy Logic Approach

In order to perform Fuzzy Logic, it is necessary to rescale data, since anomalous values are different for each geological or morphogenic unit. After that, the K_d Fuzzy Membership image were intersected by 125m lineament buffers, using the algorithm MSLARGE in both products (Figure 10).

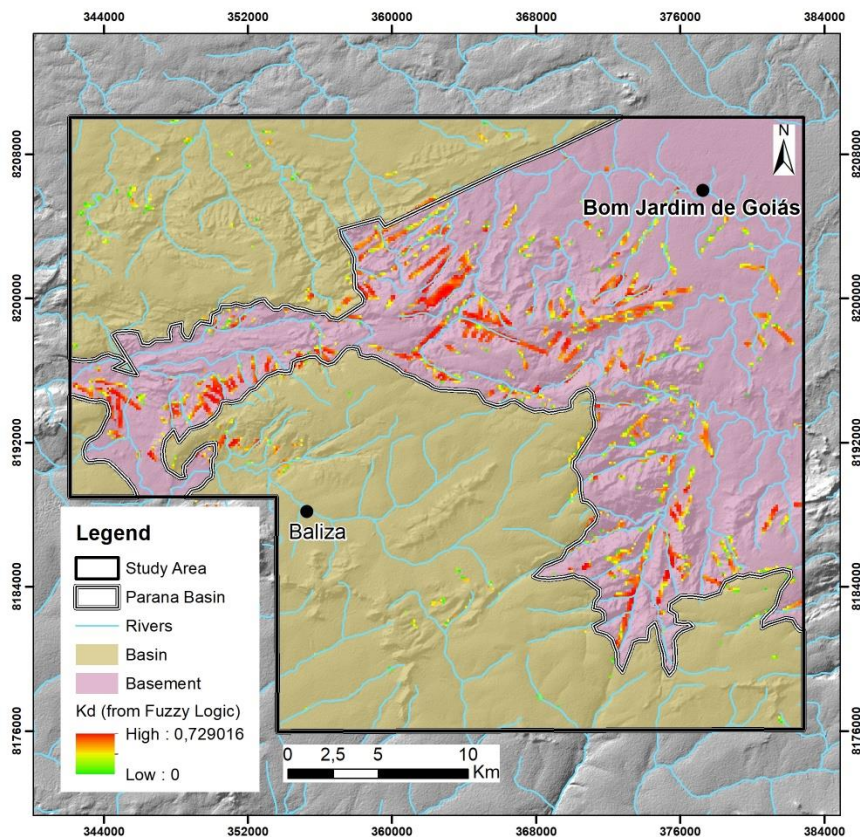


Figure 10: The disposition of Kd after extraction by lineaments; it is observed that the majority of those relief lineaments is concentrated in the sedimentary basement units (Tocantins Structural Province).

As expected, the Fuzzy Logic final product is more restrictive when compared to the IOM result. Despite of the less number of results, the Fuzzy Logic probably shows the most important lineaments with positive anomalies of the study area. But, to solve the ambiguity related to the origin of these K accumulations, the F Parameter data is used to indicate areas dominated by weathering or hydrothermal processes.

6.3 F-parameter Analysis

According to Gnojek and Prichystal (1985), low values of F-parameter indicate slightly altered rocks. For very low values (less than 1.2 and 1.4), as shown within Parana Basin (Figure 12a), it can be assumed that physical weathering and erosive processes are preminent, considering that these rocks are less chemically altered than others in their surroundings. On the other hand, where high values are observed (more than 2) there is a high concentration of potassium and uranium in regard to thorium. Hydrothermalism is expected to occur in such areas (Figure 11b).

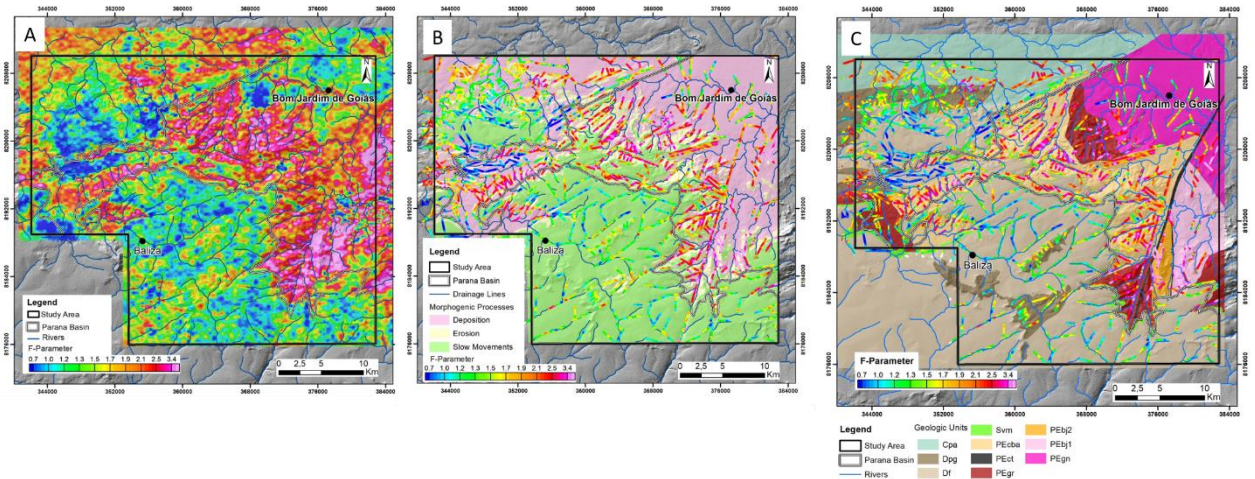


Figure 11: (a) F Parameter; (b) F Parameter on Morphogenic Processes background; (c) F Parameter on geological units background.

7. Discussion

Technically, both Index Overlay and Fuzzy Logic methods proved to be efficient and can be used as complementary. The first technique requires a smaller number of processing steps, which e.g. is not necessary to assign weights in a predetermined way. On the other hand, the second technique allows several types of observations, enabling a restrictive analysis. By using integrated geological data as a simple type of validation, the Fuzzy Logic shows more precise results in comparison with the Index Overlay results.

Our study shows three regional lineament trends: N25E, N60E and N60W. According to Seer (1985), we are able to correlate these lineaments to the structural framework generated by tectonic reactivations of the Aldeia and Serra Negra faults in the N-S and N25E directions, respectively. In larger scales, the main lineaments also include N40-60W, N40-70E, NS/ N10-15W, N10-20E, which are structural directions marked by Mesozoic subsidence. This structural set shows K, eTh and eU enrichment, mostly related to the geological units of the Cuiaba Group and the post-tectonic granite intrusions.

The results obtained by the Fuzzy Logic integration have considered gamma spectrometric responses in association to geological and structural data, highlighting potential areas for the influence of tectonism in landscape configuration and isotopic remobilization by lineaments. The high K_d values related to high F-parameter values within the structural features allow us to associate this data to with previous studies by Seer (1985), which show evidence of tectonic reactivations in the study area and its connection with the current relief setting. The distribution of the hydrothermal activity in relation to the fault scarp relief suggests that footwall topography is an essential parameter allowing recharge and hydrothermal fluid circulation path

Taillefer et al. (2017).

It is known that aspects of relief have, locally, a more direct relation with the accumulation of K_d than lithology purely. In the same lithological domain different types of Morphogenic Processes are found (the reverse is not always true). It happens because relief is also the result of a morphostructural and tectonic control, and not only lithological.

Geology and morphogenic processes bound these tectonic dynamics, since stable areas correspond to basin units where the environment is quite enduring. Likewise, Deposition unit areas correspond to basement units where tectonics have operated in an energetic way before basin formation and in reactivations in later periods.

Erosion Unit corresponds to the transitional activities, with intense erosive activity in the Slow Movement units and relocation of material in the Deposition unit areas.

In the primary tectonic analysis, morphogenesis also comprises the events that formed the Goiás Magmatic Arc and the TBL, forming the current basement configuration of the current morphogenic deposition unit basin. Occurrences subsequent to the basin formation are related to possible reactivations of old basement structures, subsidence in old lineament gutters and reactivations of shear zones that eventually “tear” the edge of the Parana basin, as seen in Seer (1985).

Gamma-spectrometry is an excellent indicator of hydrothermalism by F-Parameter analysis, which can reflect on the ratio of K abundance and Th / U or the ratio of U abundance and Th / K. The integration between K_d data and F-Parameter extracted from the lineaments shows evidence of hydrothermalism associated with possible tectonic reactivations, highlighted by the combination between high values of anomalous K and F-Parameter. Eleraki et al. (2017) also corroborates this observation, relating increased Th and K concentration to tectonic reactivation processes.

Field data and isotope analysis in the lineaments show a high concentration of K, Th and U, mainly in the basement areas. In this context, the chemical availability is more diverse due to the rock composition. Additionally, field data showed clay mineral formations and quartz intrusions with associated tourmaline that are of hydrothermal origin, which corroborates with the F-Parameter analysis.

The direct relationship between morphogenesis and gamma spectrometry is demonstrated by taking into account the dynamics and superficial analysis of the canals, derived from a shallow method. Often the morphogenic processes are responsible for the isotopic mobilization of the elements and their concentration in structural features, thus allowing the analysis of the origin of each radio element and its relations with each other. In the study area,

this is observed from the concentration of K in the depositional units, especially in areas of lineament concentrations: the channels served as channels for the concentration of K, probably from the reactivation or subsidence of these structures. Considering that K concentrations are predominantly located in the Cuiaba Group domains, the percolation of K-rich fluids in a sedimentary unit endorses the reactivation hypothesis.

In the study area we can observe that the anomalous values that indicate hydrothermalism are also concentrated in the basement, with few lineaments belonging to the basin. The areas with the highest concentration of hydrothermal activity correspond to the rocks of the Cuiaba and Bom Jardim Groups and to the granitic intrusions of the region. The distribution pattern of the lineaments does not favor any particular lithology and is thus indicative of homogeneous hydrothermal activity throughout the basement, a product of reactivations as seen in Seer (1985).

In addition to the area observations listed above, Barbuena et al. (2013) note that Kd data show well-defined lineaments with anomalous values that indicate K-rich hydrothermal alteration aligned along faults and lineaments. Similarly, Th and U accumulations are also often related to post-magmatic evidence and hydrothermal processes associated with metamorphism and geomorphological processes (Ulbrich et al., 2009; Ribeiro et al., 2013). The abundance of potassium and the eU / eTh ratio simultaneously also depends on geomorphological circumstances that favor certain geochemical behavior of the elements. By establishing relations between F Parameter, Efimov (1978) apud Gnojek and Prichystal (1985) and Kd from Saunders et al. (1994), these hydrothermal processes can be easily highlighted (Ostrovskiy, 1973; Portnov, 1987). Figures 13a and 13b show that most of the lineaments presenting high values of Fuzzy Membership of Kd integration also present high values of F Parameter.

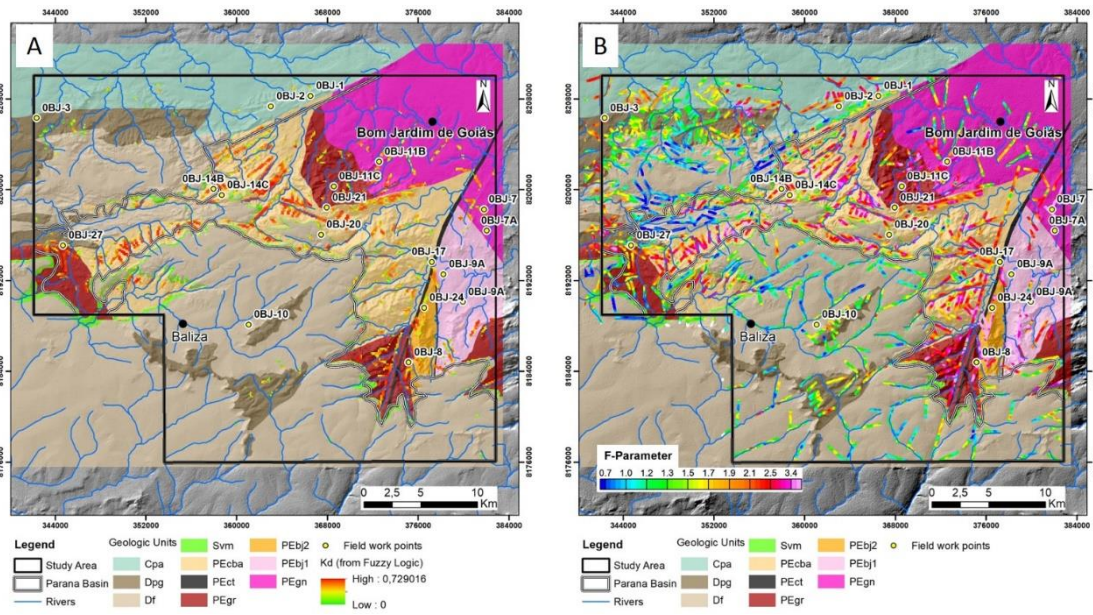


Figure 12: a) Field work points with fuzzy membership lineaments. b) Field work points with F-parameter lineaments.

The integrated use of the data generated in this work from various processes allows a more cohesive interpretation of the established correlations. Pereira and Ferreira (2018) also discussed the correlation between the Kd and F-parameter data, verifying favorable areas for hydrothermal mineralization. The analysis confirmed high favorability for areas where there is high correlation of Kd and F-parameter.

Some fault reactivation indicators after Stewart and Hancock (1994) were also found in the field, such as: drag folds, fractures filled with clay, normal faults and breccia with obliterated quartz and kaolin and displacement of Furnas Formation in relation to the Cuiaba Group due to normal faulting.

Thus, landscape evolution is conditioned by tectonics, temporal agents and fluid surface dynamics, which directly affect the isotopic composition measured in the gamma-spectrometry data. The tectonic processes that form the structures described also condition the chemical composition of the fluids, both by hydrothermal alterations and by the weathering generated by the erosive morphogenetic relief processes.

The change in surface dynamics also reflects the formation of lateritic crusts in the study area. X-ray analyzes performed in this work show laterite crusts in Aquidauana Formation contain illite, secondary mineral originated from the weathering of muscovite-rich material. These processes also remobilize K, which may result in anomalous concentration. Sandstones of Vila Maria Formation present surface accumulation of muscovite as well.

8. Conclusions

The characterization of geomorphometric features allows a better understanding of the tectonic events from the Paleozoic-Mesozoic to the Pleistocene in the geological evolution of the northern Parana Basin, besides elucidating its consequences in the superficial dynamics and the construction of the landscape. The correlation of anomalous targets to the dynamic context of landscape modeling evaluates how tectonics may have promoted the remobilization of chemical elements. Produced data demonstrate that many lineaments are located in erosive units, certifying that reactivation tectonic processes can promote anomalous concentration of potassium. Although NE-SW predominant direction of Serra Negra Fault is broadly observed, NW-SE lines are also noticed, pointing out that structures can act together in terrain dynamics and obliterated sediment deposits. We also show the comparison between two techniques of data integration. Mathematically distinct and complementary methods work as a double validation that there was, in fact, reactivation events in the study area.

9. ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful for the sponsorship of UNB, Universidade de Brasília; and to CAPES, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior for the providing the scholarship. we also thank CPRM, Serviço Geológico do Brasil, for providing geophysical data for academic purposes; Geosoft for providing the software Oasis Montaj 8.1; The Applied Geoscience Program for use of their facilities.

10. BIBLIOGRAPHY

A

- Adams J. A. S., Gasparini P. 1970. Gamma-ray spectrometry of rocks. New York: Elsevier. 295.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim, 241, 36.
- Alvarenga C. J. S. and Trompette R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da Região de Cuiabá. Rev. Bras. Geociênc. 23, 18–30.
- Alvarenga C. J. S., Figueiredo M. F., Babinski M. and Pinho F. E. C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay Belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. Journal of South American Earth Science, 23, 236–241.
- Assine M. L. 2004. A bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds) Geologia do continente sul-americano:

evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida., pp., 61-74.

B

Barbuena D., Souza Filho C.R., Leite E.P., Miguel Junior E., Assis R.R., Xavier R.P., Ferreira F.J.F., Barros, A.J.P. 2013. Airborne Geophysical Data Analysis Applied To Geological Interpretation In The Alta Floresta Gold Province, Mt. In: Brazilian Journal of Geophysics. 31, 1.

Batezelli A., Saad A.R., Perinotto J.A. de J., Fulfaro V.J. 2006. Análise Estratigráfica Aplicada à Reconstrução Paleogeográfica da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). Rev. Bras. de Geol., 36, 253-268

Bonham-Carter G. F. 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists – Modelling with GIS (Computer Methods in the Geosciences 13). Pergamon Press, New York.

Brito Neves, B.B. e Fuck, R.A., 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American plataform. Journal of South American Earth Sciences, 47, 72-89.

C

Castro K.B., Martins E.S., Gomes M.P., Reatto A., Lopes C.A., Passo D.P., Lima L.A.S., Cardoso W.S., Carvalho Junior O.A., Gomes R.A.T. 2010. Caracterização geomorfológica do município de Luís Eduardo Magalhães, Oeste Baiano, escala 1:100.000. Embrapa Cerrados, Planaltina, Boletim de pesquisa. 288, 33.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., D’Agrella Filho, M.S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. Gondwana Research. 6, 275–284.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., Thomaz Filho A., 2010. Estudo preliminar de integração do Pré- Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). Boletim de Geociências da PETROBRAS, 17, 205-219.

Curto J.B., Vidotti R. M., Fuck R.A., Blakely R.J., Alvarenga C.J. S., Dantas E.L. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 119, 1544-1562.

Curto J.B. 2015. O lineamento transbrasiliano na Bacia do Paraná: compartimentação crustal do embasamento e reativações fanerozóicas. 2015. 16, 184.

D

Dickson B. L., Scott K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 187-200.

E

Eleraki, M., Ghieth, B., Rahman, N., Zamzam, S. (2017). Hydrothermal Zones Detection Using Airborne Magnetic and Gamma Ray Spectrometric Data of Mafic/Ultramafic Rocks at Gabal El-Rubshi Area, Central Eastern Desert (CED), Egypt. Natural and Applied Sciences. 11, 182-196.

ESRI, 2019. FAQ: What is the Jenks optimization method. <https://support.esri.com/en/technical-article/000006743> (Acessed 27 June 2019)

Efimov A. V. 1978. Multiplikativniyi pokazatel dlja vydelenija endogennykh rud aerogamma-spectrometriceskim dannym. Metody rudnoj geofiziki. Leningrado, Naucno-proizvodstvennoje objedinenie geofizica, 59–68.

G

Gnojek I., Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). 23, 491-502.

H

Harcouet-Menou, V., Guillou-Frottier, L., Bonneville, A., Adler, P., Mourzenko, V. 2009. Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones: Insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana. *Geofluids*. 9, 116-137.

Hermuche P. M., Guimarães R.F., Carvalho A.P.F., Martins E.S., Fukss D., Carvalho Junior O. A., Santos N.B.F., Reatto A. 2002. Morfometria como Suporte para Elaboração de Mapas Pedológicos: I. Bacias Hidrográficas Assimétricas. Embrapa Cerrados, Planaltina, Documento 68, 25.

I

IAEA. 2002. Specialized software utilities for gamma ray spectrometry Final report of a coordinated research project 1996–2000 Physics Section International Atomic Energy Agency Wagramer Strasse 5 P.O. Box 100 A-1400 Vienna, Austria.

IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. In: International Atomic Energy Agency (Bulletin).

IBGE, 2009. Manual Técnico em Geomorfologia. In: Manuais Técnicos em Geociências, 5.

M

Machado C. C., Souza A. P. 1990. Impacto ambiental das estradas florestais: causas e controle. Viçosa, SIF. 1. 1-12.

Macrozoneamento Agroecológico e Econômico do Estado de Goiás. 2014 Produto I, III, V.(2014). <http://www.sieg.go.gov.br/RGG/MacroZAEe/pdf> (Accessed in 27 June 2019).

Marini J.O., Fuck R.A.; Danni J.M.C; Dardenne M.A.; Loguercio S.O.C.; Ramalho R., 1984. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás, in: Schobbenhaus, C. (Ed.). *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, Escala 1: 2.500.000, MME-DNPM, pp. 251-303

Marques A., Zanotto O.A., França A.B., Astolfi M.A.M., Paula O.B. 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Relatório Interno PETROBRÁS/ NEXPAR,1, 87.

Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B., 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15, 265-287.

Moura, A. C. de Almeida. 2017. Datação 40 Ar/ 39 Ar em zonas de cisalhamento ao longo do Lineamento Transbrasileiro: evolução e reativação. 2017. 4, 119.

O

Oliveira D. C. 2001. Reavaliação da evolução tectonomagmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Act Geol Hisp* 36, 53-95.

Ostrovskiy E. Y. 1973. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, 17, 461-468.

P

Pereira, B. M.; Ferreira, F. J. F. 2018. Recognition of gold mineralization favorability zones through airborne gamma-ray spectrometry and magnetometry in brusque and Botuverá region, southern Brazil. **Brazilian Journal of Geophysics**. 36, 361-374.

Pimentel M.M., Fuck R.A., 1987. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 415-425.

Pimentel M.M. and Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, *Revista Brasileira de Geociências* 20, 375-379.

Pimentel M.M., Fuck R.A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Centro-Oeste. 15, 1-22.

Pimentel M. M.; Fuck R. A.; Fischel D. P. 1999. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Revista Brasileira de Geociências, 29, 271-276.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. pp, 195– 229.

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, 35-39.

Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. Brazilian Journal of Geology, 46, 67-82.

Pike R.J., Evans I.S., Heng T. 2008. Geomorphometry: A Brief Guide. Developments in Soil Science, 33, 1-f.

Pires A. C. B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, 25, 61-68.

Portnov, A. M., 1987. Specialization of rocks toward potassium and thorium in relation to mineralization. International Geology Review. 29, 326-344.

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

Rigoti A. 2001. Exploração geofísica por métodos magnetométricos. ADIMB, Universidade Federal do Paraná. 52, 1-f..

S

Saunders D. F., Branch J. F., Thompson C. K. 1994. Tests of Australian aerial radiometric data for use in petroleum reconnaissance, Geophysics, 59, 411-419.

Schobbenhaus, C. et al., 1975. Texto Explicativo, Folha Goiás SD.22, in: Schobbenhaus, C (Ed.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Brasília, DNPM, 99.

Seer H.J. 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás. 181, 1-f.

Soares P.C., Barcellos P.E., Csordas S.M. 1982. Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. Anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. 1, 143-167.

SOUSA, E. M. 2017. Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do Bananal e reativações transbrasilianas. 2017. 14, 89.

Stewart I.S., Hancock P.L. 1994. Neotectonics. Hancock, C.L.(Ed.) Continental deformation. Pergamon Press. 1, 370-410.

T

Taillefer, A. et al. 2017. Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France). Geofluids, 19, 1-f.

Tokashiki C. C., Saes G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 661-675.

U

Ulbrich H.H.G.J., Ulbrich M.N.C., Ferreira F.J.F., Alves L.S., Guimarães G.B., Fruchting A. 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. *Geologia USP: Série Científica*, 9, 33-53.

V

Vidotti R.M., Curto J.B., Fuck R.A., Dantas E.L., Almeida T. 2011. Magnetic expression of the Transbrasiliano Lineament, Brazil. Abstracts of the American Geophysical Union Fall Meeting, 17, 1-f.

W

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

Wilson M. 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: Processes, products and rates. *Clay Minerals*, 39, 233-266.

Z

Zalán P.V., Wolf S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, Curitiba, 3, 441-447.

Zalán P.V., Wolf S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. Ulbrich, H., Rocha Campos, A. C. (eds.) *Gondwana Seven. Proceedings*. 1, 83-117.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em relação a técnicas de processamento de sensoriamento remoto:

- Os dados do modelo digital de elevação do sensor ALOS PALSAR se mostraram eficientes para a compartimentação do relevo em unidades geomorfológicas, bem como para a extração de lineamentos.
- As razões isotópicas entre os canais serviram para subsidiar as análises de Fator F e Potássio Residual, uma vez que são bases para a identificação de acréscimos ou decréscimos superficiais dos valores dos isótopos analisados.
- Os processamentos de Potássio Residual e Fator F utilizando a gamaespectrometria foram essenciais para a análise integrativa com o sensoriamento remoto e o campo, à partir da análise foi possível a definição de lineamentos com enriquecimento superficial de K e outros elementos, permitindo alcançar interpretações com foco em reativação tectônica, intemperismo e hidrotermalismo associado.
- A técnica de integração Index Overlay Model permitiu a caracterização qualitativa do Potássio Residual e uma análise mais clara ao longo dos lineamentos.
- A integração pela lógica fuzzy permitiu uma análise restritiva dos dados, gerando uma pertinência relacionada a altas concentrações de K associada a lineamentos. Os cálculos matemáticos mais complexos e análise mais refinada dos dados geofísicos, torna a análise a partir da lógica fuzzy mais quantitativa e eficiente.

Em relação aos aspectos morfoestruturais e tectônicos na borda da bacia:

- A análise integrada dos dados mostra que há evidências de eventos tectônicos que atuam diretamente na esculturação constante da paisagem, a partir da presença conjunta de concentrações anômalas de K associado a lineamentos, evidência em campo de brecha inconsolidada e de fraturas preenchidas por argilominerais.
- O fato de os dados indicarem hidrotermalismo associado a feições erosivas como as frentes de recuo erosivo indica reativação tectônica atuante principalmente no contato da bacia com o embasamento.

Recomendações para futuros trabalhos

- O processamento e integração dos dados previamente possibilita melhor escolha dos pontos de campo, para uma melhor validação da hipótese e para a aplicação da metodologia presente nesse trabalho em outras áreas.
- A metodologia precisa ser aplicada em outras áreas para uma maior consistência e confiabilidade de informações geradas.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Adams J. A. S., Gasparini P. 1970. Gamma-ray spectrometry of rocks. New York: Elsevier. 295 p.
- Almeida F. F. M. 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia 215, p. 1-54. 1964a.
- Almeida F. F. M. 1964. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. Notas Prel. e Est. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia Rio de Janeiro 117, p. 1-11. 1964b.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 11 -17.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4):349-364. Almeida F.F.M., 1981. Província Tocantins: Setor Sudoeste, in: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Blücher, São Paulo, pp. 265-281.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins - setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. eds. O Pré-Cambriano do BraS11. São Paulo, Ed. Blücher. p. 265-281
- Almeida F. F. M.; Hasui Y. 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher. 378 p.
- Almeida F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMP. GEOL. CENTRO- OESTE, 2. Goiânia, 1986. Atas... Goiânia, SBG. p. 3-14.
- Alvarenga C.J.S. 1985. Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. p. 256-266.
- Alvarenga C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozoico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. Rev. Bras. Geoc., 18:323- 327.
- Alvarenga C.J.S. 1990. Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Trans1tion Chaîne-Craton: Exemple de Ia Chaîne Paraguai d 'age proterozoique supérieur, Mato Grosso, BrÉS11. Marseille. 177 p. '(These Doct. Sei. Univ. Aix-Marseille III).
- Alvarenga C. J. S. & Trompette R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record-Proj. 260. Cuiabá 1988. Abstracts and Field Trip... Cuiabá, IGCP-UNESCO/UFMT. p. 31-44.
- Alvarenga C. J. S. & Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Late Proterozoic of Paraguay Belt (Mato Grosso, Brasil). Palaeogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol., 92: 85-105.

- Alvarenga C. J. S. & Trompette R. 1993. Evolução tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da Região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geociênc.* 23, 18–30.
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A. V; Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: *Tectonic Evolution of South America*, p. 183–193, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress.
- Alvarenga C. J. S., Figueiredo M. F., Babinski M. & Pinho F. E. C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay Belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 23, 236–241.
- Alvarenga C. J. S.; Dardenne M. A. *et al.* 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonate in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, 13, 469–479.
- Amaro V. 1989. Geologia e Petrologia da Seqüência Metavulcânica de Jaupaci-GO e Lineamentos Associados. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB. 237p.
- An P., Moon W.M., Rencz A. 1991. Application of fuzzy set theory to integrated mineral exploration. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 27(1): 1-11.
- Andrade A.P.eU., Alvarenga C.J.S., Fuck R.A., 2012. Influência do Lineamento Transbrasiliano na borda norte da Bacia do Paraná, divisa Mato Grosso – Goiás, in: *Anais do Congresso de Geologia*, 46, SBG.
- Andrades Filho C.O. Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD. 2010. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 150f.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa, in: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society of London, 294, London, pp. 49-67.
- Assine M.L., 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré- carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Assine M.L., Soares P.C., Milani E.J., 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 24, 02, 77-89
- Assumpção M. & Sacek V. 2013. Intra-plate seismicity and flexural stresses in Central Brazil. *Geophysical Research Letters*. 40. 487-491. 10.1002/grl.50142.

B

Bandeira J.; McGee B.; Nogueira A. C. R.; Collins A. S.; Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research* 21:323-340.

Barbosa O. 1979. Litologia, ambiente e mineralização do Grupo Bom Jardim de Goiás. 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos. Recife, p. 267.

Barbuena D., Souza Filho C.R., Leite E.P., Miguel Junior E., Assis R.R., Xavier R.P., Ferreira F.J.F., Barros, A.J.P. 2013. Airborne Geophysical Data Analysis Applied To Geological Interpretation In The Alta Floresta Gold Province, Mt. In: *Brazilian Journal of Geophysics*. V.31, n.1.

Boggiani P.C. & Alvarenga C.J.S. 2004. Faixa Paraguai. In: V. Mantesso Neto A., Bartorelli C., Dal Ré B., Brito Neves B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Africano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, Beca, p. 114-121.

Bologna M. S., Nunes H. O., Padilha A. L., Vitorello I., Pádua M. B. 2013. Anomalous electrical structure in the northwestern Parana Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics, *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 42, pp 74–82.

Bonham-Carter G. F. 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists – Modelling with GIS (Computer Methods in the Geosciences 13)*. Pergamon Press, New York.

Braghin M.A. 1998. Utilização das logicas booleana e fuzzy para análise metalogenética na Folha Pilar do Sul (SP) via sistema de informações geográficas. [135]f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, SP.

Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39: 39-48.

Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22, 03, 155-166.

C

Caby R., Bertrand J.M., Black R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara, in: Kroner, A. (Ed.). *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier. pp. 407-434

Caby R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic Rift. *Geological Society of America Special Papers*, 230, 145– 158

Castro K.B., Martins E.S., Gomes M.P., Reatto A., Lopes C.A., Passo D.P., Lima L.A.S., Cardoso W.S., Carvalho Junior O.A., Gomes R.A.T. 2010. Caracterização geomorfológica do município de Luís Eduardo Magalhães, Oeste Baiano, escala 1:100.000. *Embrapa Cerrados, Planaltina, Boletim de pesquisa n° 288*, 33p.

Chen, D. Q., Preston, D. S. e Xia, W. 2013. Enhancing Hospital supply chain performance: a relational view and empirical test. *Journal of Operations Management*, v.31, p. 391-408.

Cordani eU.G., Brito Neves B.B., D'Agrella Filho, M.S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, 6, 2, 275–284.

Cordani eU.G., Teixeira W., D'Agrella Filho M.S., Trindade R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15, 396-407.

Cordani eU.G., Brito Neves B.B., Thomaz Filho A., 2010. Estudo preliminar de integração do Pré- Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 17, 205-219.

Cox E. 1994. *The Fuzzy Systems Handbook: a practioner's guide to building, using and maintaining fuzzy systems*, New York: Academic Press.

Curto J.B., Vidotti R. M., Fuck R.A., Blakely R.J., Alvarenga C.J. S., Dantas E.L. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* , v. 119, p. 1544-1562.

Curto J.B. 2015. O lineamento transbrasiliano na Bacia do Paraná: compartimentação crustal do embasamento e reativações fanerozóicas. 2015. xvi, 184 f., il. Tese (Doutorado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília.

D

Dantas E. L.; Alvarenga C.J. S.; Santos R. V. & Pimentel M. M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, 170, 1–12

Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In.: *Tectonic Evolution of South America*. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro. p.231-263.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heinick, C.A., 2003. Província Tocantins, in: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Rio de Janeiro, pp. 281-292.

Dickson B. L., Scott K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, n. 2, p. 187-200.

E

ESRI, 2019. FAQ: What is the Jenks optimization method? Disponível em: <https://support.esri.com/en/technical-article/000006743>

F

Fang, J. H. Fuzzy logic and Geology. In: *Geotimes – News and Trends in Geoscience*. (42): 23 – 26, 1997. Goodchild, M. A spatial analytical perspective on Geographical Information Systems. In: *International Journal of Geographical Information Systems*, (4): 327 – 334, 1987.

Faria A., Reis Neto J.M. 1978. Nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas no sudoeste de Goiás. In *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30. Recife, 1978. Resumo tpus Conuniutções... Recife, SBG p. 136-137.

Feng M., Assumpção M.S., Van Der Lee S., 2004. Group-velocity tomography and lithospheric Svelocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 315–331.

Figueiredo M. F; Babinski M.; Alvarenga C. J. S.; Pinho F. E. C. 2004. Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay belt, Brazil: evidence of a new glaciation?. In: *Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW- Gondwana*, 1, Extended Abstracts, IGCP Project 478, Second Meeting, Brazil, p. 18–19.

Figueiredo M. F; Babinski M.; Alvarenga C. J. S.; Pinho F. E. C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação Formação Serra Azul. *Geologia USP*, 8, 65–75.

Figueiredo Filho D.B., Silva Junior J.A. 2009. Desvendando os Mistérios do Coeficiente de Correlação de Pearson. In: *Revista Política Hoje*, Vol. 18, n. 1.

Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. 1ª edição. São Paulo: Oficina de Textos. 584p.

Fonseca M.A., Dardenne M.A. & Uhlein A. 1995. Faixa Brasília, Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4):267- 278.

Fragomeni P.R.P. & Costa S.A.G. 1976. Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás-Base do Grupo Cuiabá. 29º Congresso Brasileiro de Geologia. Resumos. Ouro Preto-MG.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Silva L.J.H.D.R., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins, in: *Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, SBG, Balneário Camboriú, 215-216.

G

Gnojek I., Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma- ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). In: *Geoexploration* 23(4):491- 502.

Godoy A. M.; Pinho F. E. C.; Manzano J. C.; Araújo L. M. B.; Silva J. A.; Figueiredo M. 2010. Estudos Isotópicos das Rochas Granitoides Neoproterozoicas da Faixa de Dobramento Paraguai. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 40 (3): 380–391..

Guimarães S.B. 2007. Petrologia e metalogenia do depósito de cobre Bom Jardim de Goiás (GO). 2007. 108 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília.

H

Hasui Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no SE do Brasil., Belo Horizonte, Anais, 11:1-31.

Hermuche P. M., Guimarães R.F., Carvalho A.P.F., Martins E.S., Fukss D. & Carvalho Junior O. A., Santos N.B.F. & Reatto A. 2002. Morfometria como Suporte para Elaboração de Mapas Pedológicos: I. Bacias Hidrográficas Assimétricas. Embrapa Cerrados, Planaltina, Documento 68, 25p.

I

IAEA. 2002. Specialized software utilities for gamma ray spectrometry Final report of a coordinated research project 1996–2000 Physics Section International Atomic Energy Agency Wagramer Strasse 5 P.O. Box 100 A-1400 Vienna, Austria.

IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. In: International Atomic Energy Agency (Bulletin).

Ianhez A.C., Simões M.A., Luz D.S. 1984. Grupos Dois Irmãos e Amarinópolis - duas novas seqüências vulcano-sedimentares no sudoeste de Goiás. 33º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 6, p. 2577-2589.

IBGE, 2009. Manual Técnico em Geomorfologia. In: Manuais Técnicos em Geociências, nº 5. 2ª edição.

J

Jorge V., Marino D.M., Lopes E.F., Spode F.D., Moreira J.S., Ruiz A.S., Faria D.A. 2017. Geologia e Petrografia das Rochas do Grupo Cuiabá Aflorantes na Região de Bom Jardim de Goiás-GO. In: XV Simposio de Geologia do Centro Oeste – Avanços na Geologia do Brasil Central. Goiania.

K

Kahn H. 2000. Difração Laser. In: Seminário Malvern de Técnicas de Caracterização de Partículas. Vol 7-8. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo.

L

LASA Engenharia e Prospecções S.A. 2004. Relatório Final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométrico do estado de Goiás – Arco Magmático de Arenópolis. v.I. 142p.

Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.O., Albuquerque M.C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia. Mapas Geológicos Estaduais, Esc. 1:1.000.000, Goiânia, CPRM (Convênio CPRM/SICME). 200p. il., mapas.

Landim P.M.B. 2011. Análise estatística de dados geológicos multivariados. Oficina de Textos. 1ª edição.

Luz J.S., Oliveira A.M.; Souza J.O.; Motta J.F.M., Tanno L.C.; Carmo L.S.; Souza N.B. 1980. Projeto Coxipó. Goiânia, DNPM/ CPRM. v. 1, 136 p. (Relatório Final).

M

Machado C. C., Souza A. P. 1990. Impacto ambiental das estradas florestais: causas e controle. Viçosa, SIF. p. 1-12 (Boletim Técnico, 1).

Marini J.O., Fuck R.A.; Danni J.M.C; Dardenne M.A.; Loguercio S.O.C.; Ramalho R., 1984. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás, in: Schobbenhaus, C. (Ed.). Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, Escala 1: 2.500.000, MME-DNPM, pp. 251-303

Marques V.J., Guimarães M.T., Costa S.A. 1980. Aplicação de estudos petroquímicos à pesquisa mineral de suítes vulcanogênicas em Bom Jardim de Goiás. 31º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, SBG, v.4, p.2082-2103

Marques A., Zanotto O.A., França A.B., Astolfi M.A.M., Paula O.B. 1993. Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná. Curitiba: PETROBRÁS/ NEXPAR, 87 p. (relatório interno).

McGee B., Collins A. S., Trindade R. I. F. 2015. Age and Provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. Bull. Geol. Soc. Am., 127: 76-86.

McGee B., Collins A. S., Trindade R. I. F., Jourdan F. 2015 b. Investigating mid- Ediacarian glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. International Association of Sedimentologists, Sedimentology, 62: 130-154.

Meneses P. R., Almeida T. (Organizadores). 2012. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. [s.l.] UnB.

Milani E.J., Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28, 4, 527-544.

Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B., 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15, 2, 265-287.

Moura C.O. 2007. Geologia do sudoeste do estado de Goiás: integração de dados geológicos e aerogeofísicos de alta densidade. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 149 p.

N

Nogueira A. C. R.; Riccomini C.; Sial A. N.; Moura C. A. V. & Fairchild T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, 31, 613–616.

Nogueira A. C. R.; Riccomini, C.; Sial A. N.; Moura C. A. V.; Trindade R. I. F. & Fairchild T. R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 80, 168–190.

O

Oliveira I.W.B. 2000. Cobre de Bom Jardim – Estado de Goiás. Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, n o 03. CPRM, Goiânia, 15p.

Ostrovskiy E. Y. 1973. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, 17, p. 461-468.

P

Pimentel M.M., 1985. A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-GO: Petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 187p.

Pimentel M.M., Fuck R.A., 1986. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 217-223.

Pimentel M.M., Fuck R.A., 1987. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 415-425.

Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.

Pimentel M.M., Fuck R.A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Centro-Oeste*, n.15, p.1-22.

Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J., 1991. eU-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52, 321-335.

Pimentel M. M.; Fuck R. A.; Junges S. 1998. New Sm-Nd isotopic constraints for the age of metamorphic events in the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998.Ouro Preto. Anais...Ouro Preto. p. 50-52.

Pimentel M. M.; Fuck R. A.; Fischel D. P. 1999. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do complexo Anápolis-Itaçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 271-276.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, eU.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. 195– 229.

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, 35-39.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia D.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):35-39.

Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. In: *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl 1): 67-82, June 2016.

Pike R.J., Evans I.S., Heng T. 2008. *Geomorphometry: A Brief Guide*. *Developments in Soil Science*, Volume 33.

Pires A. C. B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás- Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 61-68.

R

Ramos L.N.R. A. 2010. Dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico e à exploração de ouro na região de Fazenda Nova, porção leste do arco magmático de Arenópolis-GO. Universidade de Brasília (Dissertação de Mestrado) 148pp.

Ramos V.A, Vujovicha, G., Martino, R., Otamendic, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50, 243–255.

Ramos V.A., Vujovich G.I., 1993. Alternativas de la evolución del borde occidental de America del Sur durante el Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 3, 194- 200.

Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C., Fanning C.M., Baldo E.G., Gondlez Casado J.M., Galindo C., Dahlquist J., 2007. The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83, 1-2, 49–82

Ribeiro V.B.; Mantovani M.S.M., Louro V.H.A. 2013. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terra e Didática*, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2013.

Rigoti A. 2001. Exploração geofísica por métodos magnetométricos. ADIMB, Universidade Federal do Paraná. 52p.

S

Sá A. M.; Marques V. J. 1986. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SE.22.V-B - Iporá. Escala 1:250 000. Brasília: MME/DNPM/CPRM. 16p.

Saunders D. F., Branch J. F., Thompson C. K. 1994. Tests of Australian aerial radiometric data for use in petroleum reconnaissance, *Geophysics*, 59:411-419.

Schobbenhaus, C. *et al.*, 1975. Texto Explicativo, Folha Goiás SD.22, in: Schobbenhaus, C (Ed.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Brasília, DNPM, 99p.

Seer H.J. 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goias. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. 181p.

Soares P.C., Barcellos P.E., Csordas S.M. 1982. Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1982. Anais... p. 143-167.

Soares P.C. 1991. Tectônica Sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – Controles. Thesis (concurso ao cargo de professor titular), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 131p.

Souza-Sena J.P., Martins E.S., Couto Junior A.F., Reatto A., Vasconcelos V., Gomes, M.P., Carvalho Junior O.A., Reis, A.M. 2013. Mapeamento Geomorfológico da bacia hidrográfica do rio São Bartolomeu, escala 1:100.000. In: Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento Embrapa, nº 314.

Stewart I.S., Hancock P.L. 1994. Neotectonics. In.: HANCOCK, C.L.(Ed.) Continental deformation. Pergamon Press. p.370-410. Portnov, 1987

Streckeisen A.L. 1976. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 107, 144-240

Sturges H.A. 1926. The choice of a class interval. *Journal of the American Statistical Association*. V. 21(153). p. 65-66.

T

Teixeira A. L. A., Moretti E., Christofolletti A. Introdução aos Sistemas de informação geográfica. Rio Claro: Ed. do Autor, 1992. 80p.

Tokashiki C. C., Saes G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), 661-675.

Tokashiki C.C.; Freitas E.M.; Saes G.S. 2006. Evolução Tectono-sedimentar e Subdivisão Litoestratigráfica do Grupo Cuiabá na Região da Baixada Cuiabana, Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43. Aracajú, SE. Anais. SBG. 102p.

Trompette R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African- Brasileiro Aggregation of South America and Africa. Balkema, 352 pg.

Trompette R., Alvarenga C.J.S. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileiro de Geociências*, 23(1):18-30.

eU

Uhlein A., Fonseca M.A., Seer H.J., Dardenne M.A. 2012. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília. *Geonomos*, 20(2), 1-14.

Ulbrich H.H.G.J., Ulbrich M.N.C., Ferreira F.J.F., Alves L.S., Guimarães G.B., Fruchting A. 2009. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, eTh e eU. *Geologia USP: Série Científica*, 9(1):33-53.

Unrug R. 1992. The Supercontinent Cycle and Gondwana land assembly: component crátons and the timing of suturing events. *Journal of Geody Namics*, 16:215-240.

V

Vidotti R.M., Curto J.B., Fuck R.A., Dantas E.L., Almeida T., 2011. Magnetic expression of the Transbrasiliano Lineament, Brazil. Abstracts of the American Geophysical Union Fall Meeting, 17, AGU, San Francisco

W

Wasques V. F. 2015. Lógica Fuzzy aplicada à geologia. 118 f. Dissertação - (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2015. Disponível em

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

Wilson M. 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: Processes, products and rates. *Clay Minerals*, 39(3), 233-266. doi:10.1180/0009855043930133

Wise D. eU., Funicello R., Parotto M., Salvini F. 1985. Topographic lineament swarms: clues to their origin from domain analysis of Italy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 952–967.

Z

Zalán P.V., Wolf S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas*, 3:441-447.

Zalán P.V., Wolf S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *ULBRICH, H., ROCHA CAMPOS, A. C. (eds.) Gondwana Seven. Proceedings. São Paulo, 1991. p.83- 117.*