



NÚMERO: 445/2012

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DANILO BARBUENA

**PROCESSAMENTO E MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS E IMAGENS
ASTER APLICADOS À INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E PROSPECÇÃO
MINERAL NA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, MT.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS,
NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.

ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

CO-ORIENTADOR: PROF. DR. EMILSON PEREIRA LEITE

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO
DEFENDIDA PELO ALUNO DANILO BARBUENA E ORIENTADA PELO
PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO.

Orientador

Campinas/SP - 2012

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA POR
CÁSSIA RAQUEL DA SILVA – CRB8/5752 – BIBLIOTECA “CONRADO PASCHOALE” DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNICAMP

B234p Barbuena, Danilo, 1987-
Processamento e modelagem de dados geofísicos e
imagens ASTER aplicados à interpretação geológica e
prospecção mineral na Província Aurífera de Alta Floresta,
MT / Danilo Barbuena-- Campinas,SP.: [s.n.], 2012.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.
Coorientador: Emilson Pereira Leite.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

1.Ouro – Minas e Mineração – Alta Floresta (MT) 2.
Geofísica. 3. Processamento de imagens – Técnicas
digitais. I. Souza Filho, Carlos Roberto, 1965- II. Leite,
Emilson Pereira, 1975- III. Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para a Biblioteca Digital

Título em inglês: Processing and modeling of geophysical data and ASTER images applied to geological interpretation and mineral exploration in the Alta Floresta Gold Province, MT.

Palavras-chave em inglês:

Gold – Mines and mining – Alta Floresta (MT)

Geophysics

Image processing – Digital techniques

Área de concentração: Geologia de Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora:

Carlos Roberto de Souza Filho (Presidente)

Lena Virginia Soares Monteiro

Mônica Mazzini Perrotta

Data da defesa: 29-02-2012

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Danilo Barbuena

**“PROCESSAMENTO E MODELAGEM DE DADOS GEOFÍSICOS E IMAGENS ASTER
APLICADOS À INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA E PROSPECÇÃO MINERAL NA
PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, MT”**

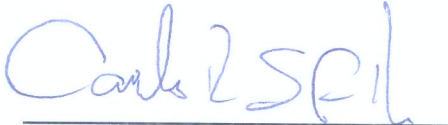
ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

CO-ORIENTADO: Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Aprovada em: 29 / 02 / 2012

EXAMINADORES:

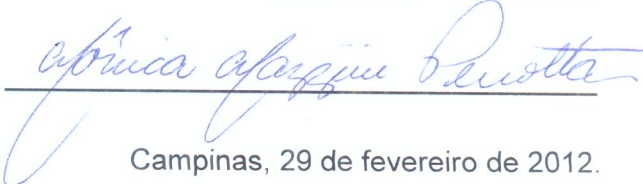
Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

 - Presidente

Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro



Dra. Mônica Mazzini Perrotta



Campinas, 29 de fevereiro de 2012.

*"O sonho obriga o homem a pensar".
Milton Santos*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, pilares sólidos da minha formação, que sempre me apoiaram em todas as minhas decisões e sempre estiveram ao meu lado, principalmente nos momentos que mais precisava.

Agradeço a toda minha família pelos bons momentos de convívio (e também os não tão bons!) que fizeram de mim o que sou hoje, e dos quais pretendo sempre recordar com imenso carinho.

À minha namorada Karina, pelo carinho e compreensão que tornaram mais fácil a trajetória até aqui, mas principalmente por sempre estar ao meu lado me apoiando e me incentivando nas minhas decisões. Obrigado linda!

Agradeço ao meu orientador Carlos Roberto de Souza Filho por ter acreditado naquele garoto de 22 anos, ajudando-o a se desenvolver como pesquisador. Obrigado pela confiança e pelo apoio, mas principalmente pelas chamadas de atenção, que foram (e ainda são!) essenciais para o meu crescimento!

Ao meu co-orientador Emilson Pereira Leite pela paciência e dedicação em me ajudar durante esses dois anos, principalmente com o processamento dos dados e as correções dos textos!

A todos os integrantes da sala 5, Lucíola, Rosa, Mari, Giu (agregada! hehe), Marquinhos, Sam e Adelson, e também aos frequentadores assíduos Cleyton e Emanuel, que como verdadeiros amigos compartilharam os melhores e piores momentos desses dois anos de mestrado, sempre contribuindo gratuitamente com opiniões e discussões essenciais para o sucesso desse trabalho!

Aos integrantes da sala 15, Zé, Madruga, Emílio, Ethiane e Brunão, pelas discussões, companheirismo e principalmente pelas risadas, que transformaram o nosso ambiente de trabalho numa verdadeira reunião de amigos!

Agradeço aos meus companheiros de república: José Henrique, Bruno, Eric (Bob), Renan, Eric, André e Felipe, e também aos que sempre estiveram presentes nas reuniões (entenda-se churrascos!) Samuel e Amarildo, que como irmãos, dividiram comigo todos os momentos desses últimos dois anos. Obrigado pelo privilégio de sua convivência, que certamente contribuiu intensamente para o meu crescimento!

Ao professor Roberto Perez Xavier pela paciência, dedicação, amizade e confiança compartilhadas desde os primeiros anos do curso. Muito Obrigado!

Ao amigo Antônio João Paes de Barros, pela paciência e esforço em me apresentar à geologia mato-grossense, especialmente por me ensinar o tão fascinante ritmo amazônico!

À professora Lena Virgínia Soares Monteiro, sempre muito solícita e atenciosa, desde os tempos de graduação. Obrigado pelas contribuições desde o início do mestrado!

Ao amigo e conterrâneo Rafael Assis, pelas longas conversas compartilhadas sobre a geologia mato-grossense.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira, à Alessandra de Barros e Silva Bongiolo e ao Luís Gustavo de Castro por me receberem tão bem no Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA/UFPR) e por compartilharem seus conhecimentos em geofísica de exploração, que foram fundamentais para a realização desse trabalho.

À METAMAT por todo o apoio logístico durante a execução da etapa de campo.

Agradeço também, fortemente, ao Dito, ao Alexandrino (Big), ao Elimar e ao Fábio por todo o auxílio durante o levantamento dos dados geofísicos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos, através do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), que proporcionou o desenvolvimento dessa pesquisa.

A todos os professores do Instituto de Geociências da UNICAMP, por terem me apresentado ao fascinante mundo da geologia.

E finalmente, a todos os funcionários do Instituto de Geociências UNICAMP, com carinho especial a Val, Gorete e Dilma, que de forma direta e/ou indireta, contribuíram na minha formação e para a conclusão de mais essa etapa da minha vida.

De coração, muito obrigado a todos!

Súmula Curricular

Danilo Barbuena

Possui graduação em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas (2009) e o título de Mestre em Geociências (geofísica e sensoriamento remoto aplicados à exploração mineral) pela Universidade Estadual de Campinas (2012). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geofísica, Sensoriamento Remoto e Metalogênese.

As atividades de pesquisa nesta temática têm se concentrado principalmente em áreas de depósitos de Au com metais de base associados que ocorrem hospedados em terrenos plutônio-vulcânicos da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Frequentemente tem desempenhado a função de monitor das disciplinas de Sistema de Informações Georreferenciadas e Geofísica.

Atualmente é bolsista CAPES (nível doutorado) do Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), com ênfase em evolução de terrenos arqueanos.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Processamento e modelagem de dados geofísicos e imagens ASTER aplicados à interpretação geológica e prospecção mineral na Província Aurífera de Alta Floresta, MT.

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Danilo Barbuena

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) situa-se na porção centro-sul do cráton Amazônico, entre os limites das Províncias Ventuari - Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro - Juruena (1,8-1,55 Ga). Em seu segmento leste, ocorrem mais de uma centena de depósitos auríferos hospedados em rochas plutônicas e vulcânicas e concentrados ao longo do Cinturão Peru-Trairão, de direção NW-SE. Inseridos neste cenário geológico, próximos ao município de Peixoto de Azevedo e a Vila União do Norte, estão os depósitos Pé Quente e Francisco, alvos deste trabalho. Em função de vários fatores como a dificuldade de acesso, a densa cobertura vegetal e o extenso manto de intemperismo, a extração de informações geológicas na região amazônica é uma tarefa difícil e logisticamente onerosa. Nesse contexto, dados geofísicos e de sensoriamento remoto são essenciais para a ampliação do conhecimento geológico dessa região. Esse trabalho pretende, através do processamento e análise de dados geofísicos aéreos, terrestres e de imagens ASTER: (i) refinar a cartografia geológica da porção sudeste da PAAF, identificando estruturas impressas em diferentes níveis da crosta, (ii) individualizar possíveis corpos graníticos ainda não cartografados, (iii) comparar as respostas geofísicas obtidas com dados terrestres e dados aerolevantados, (iv) determinar a relação entre os realces gamaespectrométricos e magnéticos terrestres de áreas-tipo no sudeste da PAAF e, (v) relacionar assinaturas gamaespectrométricas a assinaturas espectrais da vegetação, simultaneamente indicativas de padrões associados aos depósitos auríferos. O processamento e interpretação dos dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos do projeto Juruena-Teles Pires (Fase 1), adquiridos pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), permitiram a geração de um novo mapa geológico regional da porção leste da PAAF. Levantamentos magnetométricos e gamaespectrométricos terrestres foram realizados nas áreas dos depósitos do Pé Quente e Francisco como parte dessa pesquisa. Sua comparação com os dados aéreos em linhas de aquisição equivalentes espacialmente mostra que, apesar da diferença considerável de escala e de amostragem, os padrões são mantidos em ambos os tipos de levantamento. Os dados terrestres proporcionaram ainda a produção de modelos prospectivos para depósitos de Au baseados em técnicas de Análise por Principais Componentes e Lógica *Fuzzy*. As anomalias gamaespectrométricas extraídas dos dados geofísicos foram comparadas com as características espectrais da vegetação e de solos/rochas extraídas do processamento de dados ASTER. O estudo demonstrou que existe uma forte correlação espacial entre zonas ricas em K e anomalias espectrais da vegetação, indicando que assinaturas geofísicas e geobotânicas podem ser utilizadas de maneira complementar na vetorização de depósitos de Au na PAAF.

Palavras-chave: Província Aurífera de Alta Floresta, geofísica aérea, geofísica terrestre, imagens ASTER.



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

Processing and modeling of geophysical data and ASTER images applied to geological interpretation and mineral exploration in the Alta Floresta Gold Province, MT.

ABSTRACT

Master Thesis

Danilo Barbuena

The Alta Floresta Gold Province (AFGP) is located in the central-southern Amazon craton between the limits of the Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga) and Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga) provinces. In its eastern segment there are more than one hundred gold deposits hosted in volcanic and plutonic rocks and concentrated along the Peru-Trairão Belt in a NW-SE direction. Included in this geologic setting, near the Peixoto de Azevedo city and the União do Norte village, are the Pé Quente and Francisco deposits which are the targets of this work. Due to several factors such as restricted access, the dense vegetation and extensive weathering, the extraction of geological information in the Amazon region is not trivial. In this context geophysical data and remote sensing are essential to expand the geological knowledge of this region. This study intends, through processing and analysis of airborne geophysical data, ground geophysical data and an ASTER image of the region, (i) refine the geological mapping of the southeastern portion of the AFGP, identifying structures in different levels of the crust, (ii) individualize granitic bodies that have not yet been mapped, (iii) compare the responses of airborne and field-based geophysical data, (iv) determine the relationship between ground gamma spectrometry and magnetic data sets in the southeast of AFGP and (v) relating gamma spectrometry signatures with spectral signatures of vegetation, both indicative of patterns associated with gold deposits. Processing and interpretation of airborne gamma spectrometry and magnetic data of the Juruena-Teles Pires project (Phase 1), acquired by the Brazilian Geological Service (CPRM), allowed the generation of a new regional geological map of the eastern portion of the AFGP. Ground magnetometry and gamma spectrometry surveys were made in the areas of Pé Quente and Francisco deposits as part of this research and compared with airborne data and their response over the lines of flight, showing that even with a considerable difference of scale and sampling, these patterns are maintained in both survey types. These data resulted in the production of prospective models for Au-based deposits using Principal Component Analysis and Fuzzy Logic based techniques. Additionally, by processing an ASTER image, a correlation was found between the occurrence of gamma spectrometry anomalies with the spectral characteristics of vegetation and soil /rock, largely reflecting the strong spatial correlation between potassium-rich areas and spectral anomalies of vegetation, since this element is an essential macronutrient for the healthy development of several plants.

Keywords: Alta Floresta Gold Province, airborne geophysics, ground geophysics, ASTER imagery.

Sumário

Capítulo 1 - Introdução	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Justificativa.....	1
1.3. Objetivos.....	2
1.4. Localização da Área de Estudo	3
1.5. Referências Bibliográficas.....	4
Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional	7
Referências Bibliográficas.....	24
Capítulo 3	30
3.1. Introdução	31
3.2. Localização e contexto geológico da área de estudo	32
3.3. Fundamentação Teórica.....	36
3.3.1. <i>Magnetometria</i>	37
3.3.2. <i>Gamaespectrometria</i>	40
3.4. Materiais e Métodos	44
3.4.1 <i>Base de Dados</i>	44
3.4.2. <i>Processamento dos dados geofísicos</i>	46
3.5. Resultados e Discussões	49
3.5.1. <i>Dados Aéreos</i>	49
3.5.1.1 <i>Magnetometria</i>	49
3.5.1.2. <i>Gamaespectrometia</i>	56
3.5.2. <i>Dados Terrestres</i>	64
3.6. Conclusões.....	84
3.7. Referências Bibliográficas.....	86

Capítulo 4	93
4.1. Introdução.....	93
4.2. Fundamentação.....	94
4.3. A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF).....	96
4.4. Aspectos Físicos.....	98
4.5. Materiais e Métodos.....	98
4.6. Resultados e Discussões.....	102
4.7. Conclusões.....	109
4.8 Referências Bibliográficas.....	112

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Mapa litológico regional e localização das áreas de estudo geral (polígono preto) e específicas (polígonos verde e vermelhos) (modificado de Silva & Abram, 2008 e da base de dados da CPRM).....	4
Figura 2.1 - Distribuição das províncias do cráton Amazônico segundo Santos et al. (2006) e localização da PAAF.....	9
Figura 2.2 - Distribuição das províncias do cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (1999) e localização da PAAF.....	9
Figura 2.3 - Mapa litológico da Província Aurífera de Alta Floresta com destaque para as áreas de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	23
Figura 2.4 – Mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Paes de Barros, 2007).....	24
Figura 2.5 – Mapa geológico do lineamento Peru-Trairão, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Miguel Jr., 2011).....	25
Figura 3.1 - Localização das áreas de estudo e mapa geológico regional (modificado de Silva & Abram, 2008 e da base dados da CPRM). Os polígonos em preto compreendem áreas onde foram realizados levantamentos geofísicos terrestres durante essa pesquisa, os quais estão englobados nos aerolevantamentos geofísicos regionais da CPRM.....	35
Figura 3.2 - Mapas litológicos das áreas dos depósitos (A) Francisco e (B) Pé Quente (modificado de Assis, 2011).....	36
Figura 3.3 - Principais métodos de realce de anomalias magnéticas e gravimétricas (modificado de Ferreira et al., 2010).....	40
Figura 3.4 - Localização do projeto geofísico Juruena Teles Pires (Fase 1 - código 1052) e disposição das linhas de voo.....	45
Figura 3.5 – Localização das áreas de levantamento terrestre próximas aos depósitos auríferos Pé Quente, João Oficial e Francisco.....	46
Figura 3.6 - Representação dos modelos sintéticos 3D.....	47
Figura 3.7 - Métodos de realce aplicados aos modelos teóricos.....	50
Figura 3.8 - Mapas de anomalias magnéticas (A) residual, (B) reduzido ao pólo e (C) reduzido ao pólo e corrigido através do filtro cosseno-direcional. Área de estudo destacada em preto. (Dados provenientes do projeto Juruena-Teles Pires, Fase1, CPRM - 1991).....	51
Figura 3.9 - Métodos de realce aplicados ao mapa de anomalias magnéticas (A) Continuação para cima (2000m), (B) ASA, (C) GHT, (D) ISA, (E) GHT-ISA e (F) ISA-GHT. Os pontos em preto representam as Soluções de Euler. (Dados provenientes do projeto Juruena-Teles Pires, Fase1, CPRM - 1991).....	53
Figura 3.10 – Interpretação das estruturas a partir dos realces (A) ISA-GHT e (B) RGB das derivadas verticais e (C) comparação das estruturas profundas e superficiais.....	55

Figura 3.11 - Mapas gamaespectrométricos (A) Canal do K, (B) Canal do eTh, (C) Canal do eU e (D) Canal de CT. Os pontos pretos representam depósitos auríferos conhecidos e os polígonos os domínios litogeofísicos individualizados.....	56
Figura 3.12 - Mapas das razões (A) K_d , (B) eTh/K, (C) eU/K e (D) Parâmetro F. Os pontos pretos representam depósitos auríferos conhecidos e os polígonos os domínios litogeofísicos individualizados.....	58
Figura 3.13 – Produtos utilizados na interpretação dos domínios litogeofísicos e unidades geológicas e resultados finais (A) RGB e (B) <i>Fuzzy Clustering</i> (C) Domínios Litogeofísicos e (D) Mapa geológico final.....	60
Figura 3.14 – Evolução do conhecimento geológico na área de estudo (A) compilação de dados da base de dados da CPRM e de Silva & Abram (2008) , (B) mapa geológico interpretado nesse trabalho com destaque para a porção sudeste da PAAF e (C) mapa geológico modificado de Assis (2008) e Miguel Jr. (2011) mostrando o maior nível de detalhamento da porção sudeste da província.....	62
Figura 3.15 – Fluxograma das etapas do processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto Juruena Teles Pires - Fase I.....	63
Figura 3.16 - Mapas dos produtos magnetométricos para a área do depósito Francisco (A) Mapa magnético residual, (B) Mapa magnético reduzido ao polo, (C) realce ISA-GHT e (D) realce ASA.....	65
Figura 3.17 - Mapas dos produtos magnetométricos para a área do depósito Pé Quente (A) Mapa magnético residual, (B) Mapa magnético reduzido ao polo, (C) realce ISA-GHT e (D) realce ASA.....	66
Figura 3.18 – Mapas dos canais gamaespectrométricos básicos da área do depósito Francisco (A) canal do K, (B) canal do eTh, (C) canal do eU e (D) canal de CT.....	68
Figura 3.19 - Canais gamaespectrométricos básicos da área do depósito Pé Quente (A) canal do K, (B) canal do eTh, (C) canal do eU e (D) canal de CT.....	69
Figura 3.20 – Comparação entre as respostas dos resultados dos dados terrestres e aéreos sobre as linhas de voo para a área do depósito Francisco (A) ASA terrestre, (B) ASA aéreo, (C) composição RGB (K-eTh-eU) terrestre e (D) composição RGB (K-eTh-eU) aéreo. Perfil A-B utilizado para a comparação entre os dados aéreos e terrestres.....	71
Figura 3.21 - Comparação entre as respostas dos resultados dos dados terrestres e aéreos sobre as linhas de voo para a área do depósito Pé Quente (A) ASA terrestre, (B) ASA aéreo, (C) composição RGB (K-eTh-eU) terrestre e (D) composição RGB (K-eTh-eU) aéreo. Perfil A-B utilizado para a comparação entre os dados aéreos e terrestres.....	72
Figura 3.22 – Comparação entre os perfis A-B dos dados aéreos e terrestres para a área do depósito do Francisco (A) Perfis do canal de K, (B) Perfis do canal de Th, (C) Perfis do canal de U e (D) Perfis da ASA.....	73
Figura 3.23 - Comparação entre os perfis A-B dos dados aéreos e terrestres para a área do depósito do Pé Quente (A) Perfis do canal de K, (B) Perfis do canal de Th, (C) Perfis do canal de U e (D) Perfis da ASA.....	74

Figura 3.24 – Principais componentes em pseudo-cor das razões gamaespectrométricas e ASA para a área do depósito Francisco. (A) PC1, (B) PC2, (C) PC3 e (D) PC4.....	77
Figura 3.25 – Principais componentes em pseudo-cor das razões gamaespectrométricas e ASA para a área do depósito Pé Quente. (A) PC1, (B) PC2, (C) PC3 e (D) PC4.....	78
Figura 3.26 – Modelos de combinação por Lógica <i>Fuzzy</i> para a área do depósito do Francisco (A) Modelo <i>Fuzzy</i> 1 e (B) Modelo <i>Fuzzy</i> 2.....	81
Figura 3.27 – Modelos de combinação por Lógica <i>Fuzzy</i> para a área do depósito do Pé Quente (A) Modelo <i>Fuzzy</i> 1 e (B) Modelo <i>Fuzzy</i> 2.....	81
Figura 3.28 – Fluxograma das etapas do processamento dos dados geofísicos terrestres para as áreas dos depósitos do Francisco e Pé Quente.....	83
Figura 4.1 – Localização e mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	97
Figura 4.2 – Esquema do realce <i>Relative Absorption Band Depth</i> (modificado de Crowley et al., 1989).....	101
Figura 4.3 – Curvas espectrais dos minerais índices (com contínuo removido) de alterações hidrotermais propilitica e sericitica (A) Curvas da biblioteca espectral do USGS. (B) Curvas espectrais re-amostradas para a resolução espectral do sensor ASTER.....	102
Figura 4.4 - Principais componentes em pseudo-cor com realce da vegetação e máscara para solos (em preto) (A) PC1, (B) PC6, (C) PC7 e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	105
Figura 4.5. Dados gamaespectrométricos com máscara para solos (em branco) (A) eTh/K, (B) K _d , (C) parâmetro F e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	106
Figura 4.6. Principais componentes em pseudo-cor com realce para solos/rochas e máscara para vegetação (em preto) (A) PC2, (B) PC4, (C) PC5 e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	107
Figura 4.7. Dados gamaespectrométricos com máscara para vegetação (em branco) (A) eTh/K, (B) K _d , (C) parâmetro F e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).....	108
Figura 4.8. Composições RGB. (A) mapa de vegetação e (B) mapa de solos/rochas.....	111

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 - Evolução das propostas de compartimentação do cráton Amazônico (modificado de Santos, 2003 <i>apud</i> Silva & Abram, 2008).....	8
Tabela 3.1 - Parâmetros geométricos dos modelos.....	47
Tabela 3.2 - Parâmetros magnéticos dos modelos.....	48
Tabela 3.3 - Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de realces gamaespectrométricos e a ASA para a área do depósito do Francisco.....	76
Tabela 3.4 - Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de realces gamaespectrométricos e a ASA para a área do depósito do Pé Quente.....	76
Tabela 3.5 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica <i>Fuzzy</i> para os modelos <i>Fuzzy</i> 1 para a área do depósito do Francisco.....	79
Tabela 3.6 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica <i>Fuzzy</i> para os modelos <i>Fuzzy</i> 1 para a área do depósito do Pé Quente.....	80
Tabela 3.7 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica <i>Fuzzy</i> para os modelos <i>Fuzzy</i> 2 para as áreas dos depósitos do Francisco e do Pé Quente.....	80
Tabela 4.1. Razões para realce da vegetação.....	101
Tabela 4.2. Razões para realce de solos/rochas.....	101
Tabela 4.3. Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de razões de bandas da tabela 4.1. Em destaque os pesos dominantes nas PCs selecionadas.....	104
Tabela 4.4. Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de razões de bandas da tabela 4.2. Em destaque os pesos dominantes nas PCs selecionadas.....	104

Capítulo 1 - Introdução

1.1. Apresentação

A Amazônia brasileira tem um grande potencial metalogenético e representa uma das maiores fronteiras exploratórias no mundo. Contudo, seu potencial é sub-dimensionado e sub-explorado em função de vários fatores que impedem a evolução do conhecimento na área: (i) a dificuldade de acesso, que inviabiliza logisticamente a realização de levantamentos geológicos e exploratórios convencionais; (ii) a densa e extensa cobertura vegetal, o que dificulta o acesso às informações geológicas; (iii) o extenso manto de intemperismo, que igualmente dificulta o avanço de estudos geológicos.

Esses fatores são determinantes para manter a imagem da Amazônia como sendo ainda um território longínquo, carente e explorado de forma desordenada.

1.2. Justificativa

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), mesmo após seu auge na produção de ouro entre as décadas de 1970 e 1990, ainda apresenta um potencial exploratório significativo, particularmente para depósitos auríferos primários. O minério nesses depósitos ocorre hospedado preferencialmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcálinos a cálcio-alcálinos, meta a peraluminosos, de médio a alto potássio, variando de tonalito-granodiorito a sienogranito, ocorrendo na forma de veios, sistema de veios e/ou disseminadas (Paes de Barros, 2007).

Apesar de sua importância metalogenética, a PAAF carece de mais dados e estudos de detalhe (e.g. Moura, 2004; Paes de Barros, 1994, 2007; Assis, 2008, 2011; Xavier *et al.*, 2011; Miguel Jr., 2011) que permitam a melhor individualização dos corpos graníticos mineralizados e o estabelecimento da sua relação com rochas intrusivas estéreis. Isso tem limitado o entendimento sobre os depósitos já conhecidos e reduzido a possibilidade de expansão de novas fronteiras exploratórias.

Um exemplo disso é que, até o presente, somente levantamentos aerogeofísicos de baixa densidade de amostragem, como os da série 1000, do Projeto Juruena-Teles Pires, fases 1 (1991) e 2 (1996), têm sido utilizados para o mapeamento e entendimento regional das relações de contato entre as rochas reconhecidas na província (e.g. Moura, 2004; Moreton & Martins, 2005;

Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), o que é insuficiente para avanços mais significativos em exploração mineral na região.

Dessa forma, a demanda por tecnologias avançadas e eficientes, como o levantamento de dados geofísicos de alta resolução e densidade e sua integração com outros dados exploratórios, torna-se fundamental para a geração de modelos prospectivos mais robustos, cuja aplicação possa auxiliar e nortear a descoberta de novos depósitos econômicos de ouro na PAAF.

1.3. *Objetivos*

O principal objetivo deste trabalho é contribuir para a evolução do conhecimento metalogenético da porção sudeste da PAAF através da análise de dados geofísicos e de sensoriamento remoto, auxiliando no avanço das fronteiras exploratórias. Para isso o trabalho se concentra em:

(i) refinar a delimitação das unidades geológicas, identificar estruturas impressas em diferentes níveis da crosta e individualizar possíveis corpos graníticos ainda não cartografados, através da análise de dados magnéticos teóricos e o processamento e interpretação de dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos do Projeto Juruena Teles Pires (Fase 1);

(ii) comparar as respostas geofísicas obtidas com dados terrestres e dados aerolevantados (particularmente sobre as linhas de voo), visando demonstrar a eficiência de um levantamento em relação ao outro;

(iii) determinar a relação entre os realces gamaespectrométricos e magnéticos terrestres de áreas-tipo no sudeste da PAAF, com o auxílio da Análise por Principais Componentes, e gerar modelos geofísicos através de Lógica *Fuzzy* que possam auxiliar no avanço da atividade prospectiva nessas áreas-tipo;

(iv) relacionar assinaturas gamaespectrométricas a assinaturas espectrais da vegetação, simultaneamente indicativas de padrões associados aos depósitos auríferos, através do processamento e extração de informações das imagens ASTER.

1.4. Localização da Área de Estudo

A área de estudo situa-se no centro-norte do estado do Mato Grosso (Figura 1.1), na porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta. Do ponto de vista regional, compreende uma quadrícula de aproximadamente 13 000 km², englobando uma série de ocorrências auríferas conhecidas, distribuídas em um *trend* aproximadamente NW-SE (Figura 1.1).

Do ponto de vista local, duas áreas específicas foram abordadas para os levantamentos geofísicos terrestres, levando em consideração a existência de depósitos auríferos bastante estudados do ponto de vista de mapeamento geológico e geoquímica de rocha e de minério (Pé Quente e Francisco) (e.g. Assis, 2008, 2011; Miguel Jr., 2011). Da mesma forma, a área piloto escolhida para a comparação com os dados espectrais da imagem ASTER (Figura 1.1) engloba uma zona bastante conhecida do ponto de vista geológico e geoquímico.

Mapeamentos geológicos recentes, de maior detalhe (Assis, 2008, 2011; Miguel Jr., 2011), mostram que os depósitos Pé Quente e Francisco apresentam atributos geológicos e geoquímicos distintos. O primeiro encontra-se hospedado em um monzonito e apresenta assinatura geoquímica representada por Au – Cu – (As – Bi – Te), enquanto que o segundo encontra-se hospedado em uma grauvaca feldspática e é associado à mineralização de Au – Zn – Pb – (Cu). Essas diferenças possivelmente encontram-se também materializadas em respostas geofísicas características. Isso evidencia a importância de dados que permitam uma melhor individualização das unidades geológicas na região para que se estabeleça uma relação menos ambígua entre rochas mineralizadas e estéreis.

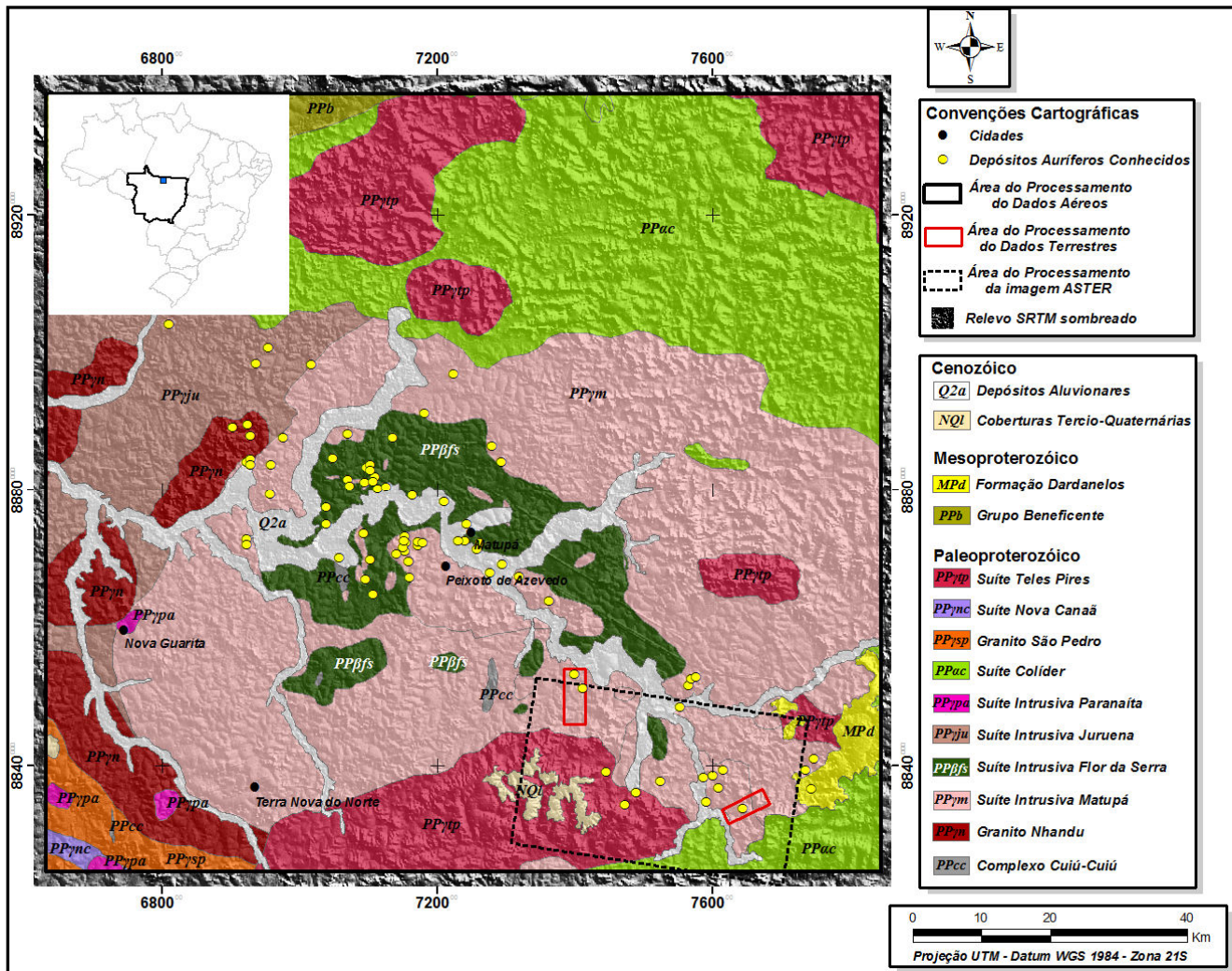


Figura 1.1 – Mapa litológico regional e localização das áreas de estudo geral (polígono preto) e específicas (polígonos verde e vermelhos) (modificado de [Silva & Abram, 2008](#) e da base de dados da CPRM).

1.5. Referências Bibliográficas

Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 81p.

Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 462p.

- Miguel Jr. E. 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idade U-Pb das encaixantes ao longo do lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Moreton L.C & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta - Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 68 p.
- Moura R. 2004. Integração de Dados Aerogeofísicos, Multiespectrais e Geoquímicos no Segmento Leste da Província Aurífera Alta Floresta (MT) & Implicações Geológicas e Metalogenéticas Regionais. Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo–Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília: CPRM-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 159 p.
- Xavier R.P., Assis R.R., Miguel Jr. E., Santos T.J.S., Antônio João Paes de Barros A.J.. 2011. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, RR.

Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), também denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), está inserida na porção centro-sul do cráton Amazônico. Almeida (1978) definiu o cráton Amazônico como sendo um segmento crustal estabilizado por volta de 1,0 Ga, circundado pelas faixas móveis neoproterozóicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil central e Tocantins no norte do país.

A evolução deste segmento crustal ainda é bastante controversa. A hipótese mais aceita, denominada de mobilista, surgiu no final da década de 1970, baseada em conceitos modernos de geotectônica. Segundo esse modelo, o cráton seria resultado de sucessivas acreções crustais do Arqueano ao Mesoproterozóico (Cordani & Teixeira, 1979; Tassinari, 1981; Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004; Santos *et al.*, 2006). Vários modelos de compartimentação foram propostos, baseados em critérios geocronológicos, estruturais, litológicos e geofísicos (Tabela 2.1) que, em geral, convergem em relação ao importante papel de processos paleoproterozóicos (2,2 a 1,6 Ga), diacrônicos, de acreção e ruptura crustal na evolução do supercontinente Atlântica (Teixeira *et al.*, 2007).

A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias, cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do cráton Amazônico. Assim, pode ser inserida entre as províncias Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 – 1,54 Ga), segundo os modelos de Santos *et al.* (2006) (Figura 2.1) e, Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,55 Ga) no modelo de Tassinari & Macambira (1999) (Figura 2.2).

Independente da compartimentação proposta, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (Tassinari & Macambira 1999; Souza *et al.*, 2005; Santos *et al.*, 2006; Silva & Abram 2008).

Tabela 2.1 - Evolução das propostas de compartimentação do cráton Amazônico (modificado de Santos, 2003 *apud* Silva & Abram, 2008).

Amaral (1974)	Cordani <i>et al.</i> (1979)	Teixeira <i>et al.</i> (1989)	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	Tassinari (1996)	Tassinari & Macambira (1999)	Santos <i>et al.</i> (2000)	Santos (2003)	Santos <i>et al.</i> (2006)
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiúnas (com Carajás) 2,10-1,80 Ga	Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (incluindo a Faixa K'Mudku) 2,25-1,90 Ga	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a Faixa K'Mudku) 2,20-1,90 Ga	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a Faixa K'Mudku) 2,20-1,90 Ga	Maroni-Itacaiúnas (incluindo apenas parte da Faixa K'Mudku) 2,20-1,95 Ga	Transamazônica (excluindo a Faixa K'Mudku) 2,25-2,00 Ga	Transamazonas (excluindo a Faixa K'Mudku) 2,25-2,00 Ga	Transamazonas (incluindo Imataca e Bakhuis)
		Provincia Amazoniana* Central (incluindo Carajás) >2,50 Ga	Amazoniana* Central (incluindo Carajás) >2,20 Ga	Amazoniana* Central (incluindo Carajás) >2,30 Ga	Amazoniana* Central (incluindo Carajás) >2,30 Ga	Carajás 2,53-3,10 Ga	Carajás 2,53-3,10 Ga	Carajás 2,53-3,0 Ga
Amazonas Central 1,88-1,70 Ga	Amazônia Central 1,88-1,70 Ga					Tapajós-Parima 2,10-1,87 Ga	Tapajós-Parima 2,10-1,87 Ga	Tapajós-Parima 2,03-1,88 Ga
Amazônia Central	Amazônia Central >2,10 Ga			Tapajós-Ventuari 1,90-1,80 Ga	Tapajós-Ventuari 1,95-1,85 Ga	Rio Negro 1,86-1,82 Ga	Rio Negro 1,86-1,82 Ga	Rio Negro 1,82-1,82 Ga
						Rondônia-Juruena 1,76-1,47 Ga	Rondônia-Juruena 1,81-1,52 Ga	Rondônia-Juruena 1,82-1,54 Ga
Amazônia Ocidental	Rio Negro-Juruena 1,70-1,45 Ga	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1,75-1,50 Ga	Rio Negro-Juruena 1,80-1,55 Ga	Rio Negro-Juruena 1,80-1,55 Ga	Rio Negro-Juruena 1,80-1,55 Ga	Rondônia-Juruena 1,76-1,47 Ga	Rondônia-Juruena 1,81-1,52 Ga	Rondônia-Juruena 1,82-1,54 Ga
	Rondoniana 1,40-1,10 Ga	Faixa Móvel Rondoniana 1,45-1,25 Ga	Rondoniana-San Ignácio 1,45-1,30 Ga	Rondoniana-San Ignácio 1,50-1,30 Ga	Rondoniana-San Ignácio 1,50-1,30 Ga			
			Faixa Móvel Sunsás 1,10-0,90 Ga	Sunsás 1,25-1,00 Ga	Sunsás 1,25-1,00 Ga	Sunsás 1,30-1,00 Ga	Sunsás 1,33-0,99 Ga	Sunsás 1,45-0,99 Ga

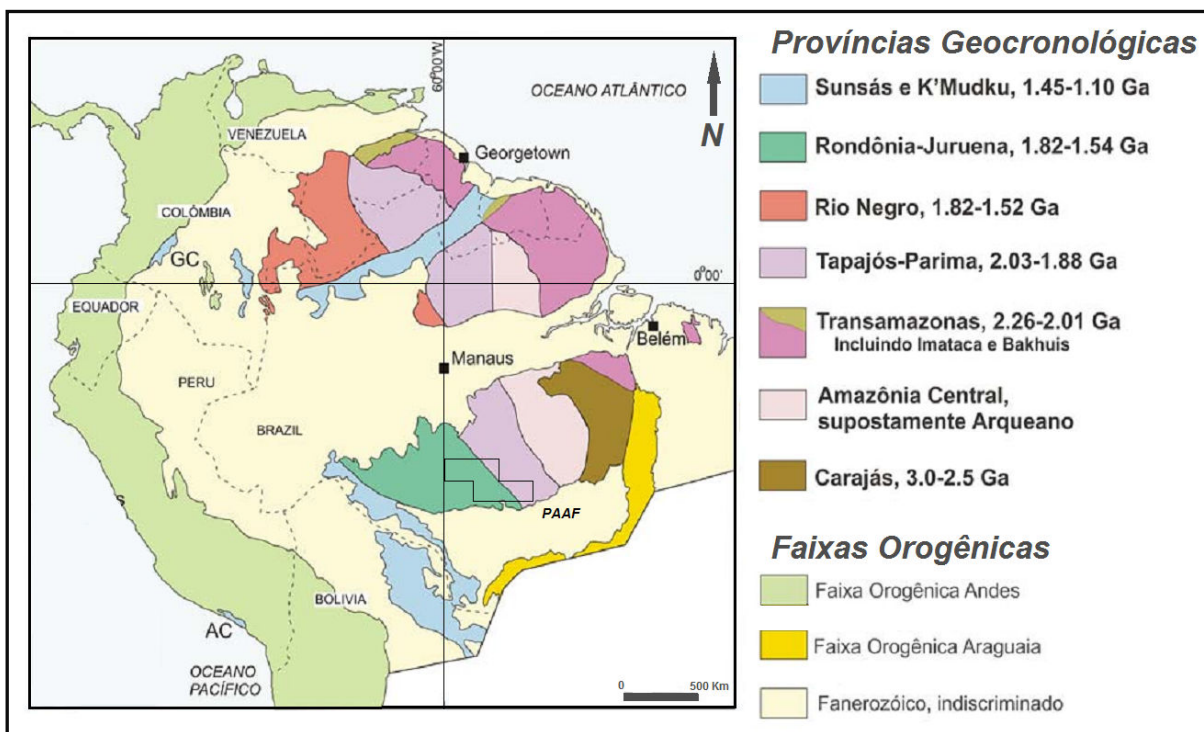


Figura 2.1 - Distribuição das províncias do cráton Amazônico segundo Santos *et al.* (2006) e localização da PAAF.

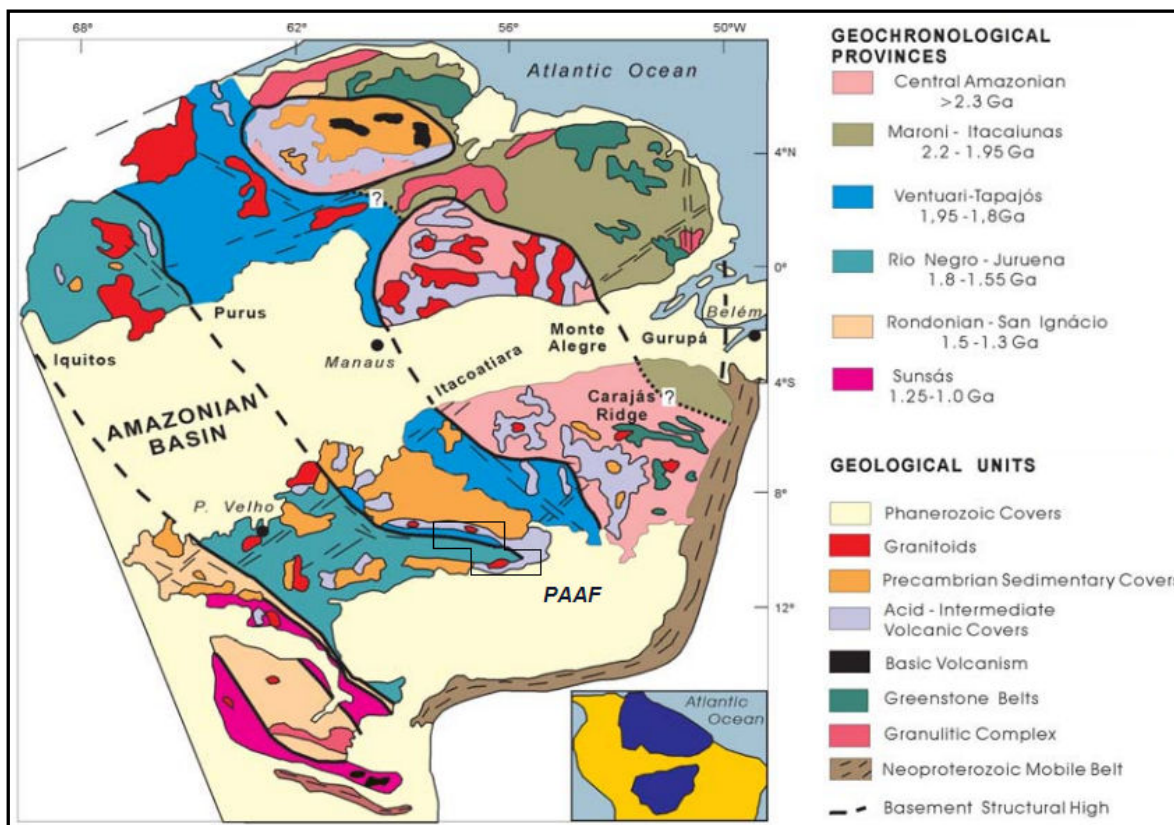


Figura 2.2 - Distribuição das províncias do cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (1999) e localização da PAAF.

A Província Tapajós-Parima foi descrita por Santos *et al.* (2000) e Santos (2003) como uma faixa orogênica paleoproterozóica (2,03-1,88 Ga), acrescida à porção ocidental do núcleo do cráton Amazonas (Província Amazonas Central) e circundada, a oeste, por faixas acrescionárias mais jovens (Províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena). Compreende quatro domínios geográficos (Parima, Uaimiri, Tapajós e Alta Floresta, distribuídos nesta ordem de NW para SE) separados entre si por bacias sedimentares, com exceção do domínio Parima, que é separado dos demais pela faixa de cisalhamento K'Mudku. Santos *et al.* (2003) acrescentam que estes quatro domínios são similares quanto (i) à evolução paleoproterozóica (orosiriana); (ii) o *trend* tectônico noroeste; (iii) a presença de associações vulcano-plutônicas cálcio-alcálicas de arcos magmáticos e (iv) a presença de mineralizações auríferas.

Segundo o modelo desses autores, a evolução da Faixa Orográfica Tapajós-Parima está relacionada a diversos arcos magmáticos sucessivamente acrescidos ao cráton. O primeiro arco, mais antigo, é representado pelos metabasaltos oceânicos, metandesitos, ortognaisses (parcialmente migmatizados) e anfibolitos do Complexo Cuiú-Cuiú (2,03-2,00 Ga). O segundo, pelo arco cálcio-alcálico Creporizão (1,98-1,95 Ga), que mostra incorporação de crosta continental, sendo composto basicamente por monzogranitos e andesitos. Esses dois primeiros arcos constituem a Orogênese Mundurucus.

Após um hiato de 40-60 Ma, outra orogênese foi desenvolvida, inicialmente pelo desenvolvimento de outro arco de ilhas primitivo, que foi acrescido ao continente entre 1900 e 1890 Ma (Arco Tropas), composto por tonalitos, basaltos e andesitos. Esse foi seguido por outro arco continental, denominado Parauari e caracterizado por monzogranitos e rochas vulcânicas félsicas (1879-1883 Ma). Uma assembléia vulcano-plutônica de rochas intracratônicas (Suíte Maloquinha e Grupo Iriri) foi formada entre 1,87 e 1,86 Ga. As principais mineralizações de ouro na Província Tapajós-Parima, segundo Santos *et al.* (2001), são posteriores aos granitos da Suíte Maloquinha e suas idades, determinadas por Ar-Ar (muscovita hidrotermal) e Pb-Pb (galena hidrotermal), situam-se em torno de 1860 ± 13 Ma e 1855 Ma (MSWD= 0,134). Contudo, datações Pb-Pb em zircão realizadas por Moura (1998) mostraram uma idade de 1872 ± 12 Ma para a Suíte Intrusiva Matupá, enquanto Silva & Abram (2008), pelo método U-Pb em zircão (*laser ablation*), obtiveram a idade de 1889 ± 17 Ma para o Granito Nhandu, o que mostra que as mineralizações na província Tapajós-Parima, diferentemente do que propõe Santos *et al.* (2001), seriam tardi-Parauari a pré-Maloquinha.

Juliani *et al.* (2002, 2005), através da compilação de diversos trabalhos (Dall’Agnol *et al.*, 1994, 1999; Quadros *et al.*, 1999; Ricci *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Santos *et al.*, 2000; Vasquez & Klein, 2000), também classificam as mineralizações como tardi-Parauari (1898-1881 Ma) a pré-Maloquinha (1881-1867 Ma).

As províncias Rio Negro e Juruena foram interpretadas por Cordani *et al.* (1979) e Tassinari *et al.* (1996), com base em datações Rb-Sr e em aparentes semelhanças estruturais, como parte de uma única província, denominada de Faixa Móvel ou Província Rio Negro-Juruena. Já Santos *et al.* (2000) e Santos (2003), com base em mapeamento geológico e datações U-Pb, separam as duas áreas em entidades geológicas e tectônicas distintas, mostrando que as regiões Juruena e Rio Negro tiveram distintas evoluções durante o Paleo-Mesoproterozóico.

As províncias Rondônia e Juruena eram consideradas por Tassinari *et al.* (1996) como terrenos distintos, em função de suas idades Rb-Sr de 1,45-1,30 Ga (Rondônia) e 1,80-1,55 Ga (Juruena). Contudo, através de datações U-Pb em zircão (convencionais e SHRIMP), Paiyolla *et al.* (1998) reconheceram no embasamento do terreno Rondônia idades similares às do embasamento do terreno Juruena. Através desses dados, somados às informações estruturais de ambos os terrenos, Santos *et al.* (2000) reuniram as regiões de Rondônia e Juruena numa mesma província.

De forma geral, Santos (2003) define o embasamento da Província Rondônia–Juruena como constituído de rochas orto e paragnáissicas, geradas em ambientes de arcos magmáticos, nos quais o magmatismo foi predominantemente juvenil, com maior ou menor contribuição crustal (mais antiga) de rochas da Faixa Tapajós-Parima, detectadas através de idades-modelo T_{DM} correspondentes a 2,10-1,90 Ga. A província Rondônia-Juruena divide-se ainda nos domínios Jamari, a oeste do batólito Serra da Providência, e Roosevelt-Juruena, a leste do batólito.

A província Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80 Ga), segundo Tassinari & Macambira (1999), corresponde ao primeiro arco magmático acrescido ao protocráton formado pelas províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, compreendendo principalmente granitóides cálcio-alcalinos. Em contraste, a Província Maroni-Itacaiúnas, apresenta grande quantidade de rochas granulíticas e sequências metavulcano-sedimentares. A porção sul da província, assim como a norte, é formada por rochas granito-gnáissicas de composição granodiorítica a quartzo diorítica, gabros e anfibolitos, metamorfizadas em fácies anfibolito.

Já a província Rio Negro-Juruena, segundo [Tassinari & Macambira \(1999\)](#), teria se originado através de uma sucessão de arcos magmáticos de idades entre 2,0 e 1,4 Ga, que foram acrescidos contra o núcleo arqueano da província Amazônia Central. Seu embasamento é composto principalmente por gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granodioritos, tonalitos e granitos. Os resultados de datação U-Pb em zircão e de idades-modelo Sm-Nd obtidas por [Tassinari et al. \(1996\)](#), sugerem que a história tectônica da província está relacionada a evolução de um arco magmático entre 1,8 e 1,55 Ga.

Além disso, [Tassinari et al. \(1996\)](#) dividem a evolução tectônica da província Rio Negro-Juruena em dois intervalos principais, correspondendo a atividade de dois sistemas de arco magmático. O primeiro sistema é caracterizado por magmatismo e deformações entre 1,8 e 1,7 Ga, sendo representado pelos vulcanismos félsicos Iriri e Teles Pires, sucedidos por sedimentação continental e pela intrusão granítica rapakivi Serra da Providência (1,6 – 1,57 Ga). Já o segundo sistema, é representado pelos granitóides sin a tardi-tectônicos, com idades de cristalização entre 1,6 e 1,5 Ga, recobertos pelo vulcanismo félsico e a sedimentação do Grupo Caiabis. Segundo os mesmos autores, o batólito Serra da Providência e algumas rochas máficas associadas foram deformados pelo tectonismo relacionado à evolução do arco magmático mais jovem.

Neste cenário, a PAAF configura uma área alongada na direção W-NW, limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, separando-a da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo Gráben dos Caiabis e Chapada dos Dardanelos.

O setor leste da PAAF, representado essencialmente pela folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), apresenta algumas controvérsias com relação à sua estratigrafia, principalmente quanto à natureza do seu embasamento. [Moreton & Martins \(2005\)](#) admitem que o embasamento da província é representado pelos gnaisses graníticos a tonalíticos do Complexo Cuiú-Cuiú. [Souza et al. \(2005\)](#) acrescentam ao embasamento, além do Complexo Cuiú-Cuiú, uma associação de rochas supracrustais e plutônicas, metamorfizadas nas fácies anfibolito e granulito, denominada de Complexo Bacaeri-Mogno. [Paes de Barros \(2007\)](#) observa que, apesar da escassez de afloramentos e dos limites imprecisos da Província Amazônia Central (PAC), o embasamento da PAAF, em seu setor leste, parece ser correlacionável ao Complexo Xingu ([Silva et al., 1980](#)), principalmente em função da idade de 2816 ± 4 Ma obtida em paleossoma do Gnaiss gavião e também pela ausência de associações orogênicas típicas similares às descritas para o arco Cuiú-Cuiú, além das rochas gnáissicas da região serem restritas e não possuírem registro de

associações características de arcos vulcânicos de margem continental, nem de granitos típicos de tectônica colisional.

O Complexo Cuiú-Cuiú consiste de anfibolitos e ortognaisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados (Pessoa *et al.*, 1977; Moreton & Martins, 2005). Análises litogeoquímicas realizadas em rochas gnáissicas mostram-se muito similares às obtidas por Klein *et al.* (2000) nos gnaisses deste complexo na Província Tapajós, apontando para um quimismo cálcio-alcálico de baixo potássio, característico de ambiente de arco vulcânico (Souza *et al.*, 2005). Datações U-Pb SHRIMP em zircão de ortognaisse granítico revelam idades de 1992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2005), as quais são compatíveis com datações U-Pb SHRIMP (2005 ± 7 Ma) e U-Pb convencional (2033 Ma) realizadas por Santos *et al.* (1997) em rochas dessa unidade na Província Tapajós. As raras ocorrências do embasamento granito-gnáissico na região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo descritas por Paes de Barros (2007) são representadas por granitóides cálcio-alcálicos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica, de idade Pb-Pb em zircão (evaporação) de 2816 ± 4 (paleossoma do gnaisse Gavião) e idade U-Pb em zircão de 1984 ± 7 Ma (гнаisse Alto Alegre), que sinalizam a presença de um embasamento heterogêneo, que incorpora porções de crosta arqueana, correlacionável ao Complexo Xingu.

O Complexo Bacaeri-Mogno foi definido por Souza *et al.* (2005) como uma associação de rochas supracrustais e plutônicas, metamorizadas nas fácies anfibolito e granulito. Dados geofísicos revelam que esta unidade é marcada por uma descontinuidade gravimétrica, que Oliveira & Escobar (2002) interpretaram como decorrente de espessamento crustal, provavelmente resultante de uma zona de sutura. Além disso, essa unidade é caracterizada por exibir: (i) anomalias magnéticas, devido à presença marcante de magnetita, (ii) baixos valores nos canais gamaespectrométricos de K e eU, e (iii) valores anômalos no canal do eTh, principalmente relacionado aos enderbitos. Pimentel (2001), a partir da sistemática Sm-Nd em ortoanfibolitos, obteve a idade isocrônica de 2,24 Ga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de 2,5, correspondendo à idade mais antiga obtida na região.

Segundo Moreton & Martins (2005), o setor leste da PAAF compreende, além do Complexo Cuiú-Cuiú, a (i) Suíte Intrusiva Matupá, cortada e englobada pela (ii) Suíte Intrusiva Flor da Serra. Essas duas suítes foram interpretadas por Vasques *et al.* (2002) como uma provável extensão dos corpos de granitos pós-colisionais do Arco Cuiú-Cuiú. Em seguida, na transição

Orosiniano-Estateriano, instala-se a (iii) Suíte Intrusiva Juruena seguida pela (iv) Suíte Colíder. Na sequência ocorrem as unidades (v) Granito Nhandu, (vi) Granito São Pedro e (vii) Granito Teles Pires, seguidas pela (viii) Suíte Nova Canaã.

O Mesoproterozóico é representado pelo Grupo Caiabis (Formação Dardanelos), constituído de arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados basais. Por fim, o Cenozóico é representado pelas Coberturas Tércio-Quaternárias e os Depósitos Aluvionares, dominados por sedimentos clásticos e pelitos, inconsolidados.

[Souza et al. \(2005\)](#) propõem a mesma sequência estratigráfica de [Moreton & Martins \(2005\)](#) para a área da folha Vila Guarita. [Silva & Abram \(2008\)](#) (Figura 2.3), também mantém a mesma sequência, com exceção do Granito Nhandu, que em função de datações U-Pb em zircão, passa a ser mais antigo que a Suíte Intrusiva Matupá.

[Paes de Barros \(2007\)](#), baseado em reconhecimentos de campo, dados geoquímicos e geocronológicos reconhece, para a região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo, distintas unidades geológicas não descritas em trabalhos anteriores, estabelecendo a seguinte estratigrafia: (i) Complexo Xingu, (ii) Granitóides do Embasamento, (iii) Granito Novo Mundo, (iv) Granito Matupá, (v) Granito Nhandu, (vi) Granito Peixoto, (viii) Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, (ix) Grupo Beneficente e (x) Depósitos Aluvionares (Figura 2.4).

Em trabalhos recentes de cartografia, baseados em petrografia, geoquímica e datação (e.g. [Assis, 2008, 2011](#); [Vitório, 2010](#); [Ramos, 2011](#); [Miguel Jr., 2011](#)) houve a reinterpretação de algumas unidades e definição de outras, a exemplo do Granito Aragão e Granito Flor da Mata, ambos pertencente à unidade Granito Teles Pires, Tipo 1 (TP1) da proposta de [Paes de Barros \(2007\)](#), e também da Suíte Intrusiva Pé Quente, Granodiorito União e Pórfiro União do Norte não identificados nos trabalhos anteriores (Figura 2.5).

Assim, de forma geral, o setor leste da PAAF compreende cinco unidades plutono-vulcânicas paleoproterozóicas: (i) Granito Nhandu (1889-1879 Ma), (ii) Suíte Intrusiva Matupá (1884-1860 Ma), (iii) Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade indeterminada), (iv) Suíte Colíder (1786-1781 Ma), (v) Suíte Intrusiva Teles Pires (1782-1757 Ma) e (vi) Suíte Nova Canaã e uma sequência sedimentar clástica de provável idade mesoproterozóica, denominada de Grupo Caiabis, além dos sedimentos cenozóicos inconsolidados ([Santos, 2000](#); [Moreton & Martins, 2005](#); [Souza et al., 2005](#); [Silva & Abram, 2008](#)).

Os Granitóides do Embasamento definidos por Paes de Barros (2007) possuem afinidade cálcio-alcalina e composição quartzo diorítica, tonalítica e granodiorítica, variando desde termos isótopos, com recristalização incipiente a litotipos com marcante orientação de biotita e hornblenda, até granitos gnáissicos. Corpos máficos de diorito e gabro, além de diques graníticos e pegmatíticos frequentemente cortam esses granitóides.

A Suíte Intrusiva Pé Quente, proposta por Assis (2011), regionalmente correlacionada à *Fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005), é constituída por sete unidades plutônicas que são truncadas por diques de vulcânicas básicas e localmente recobertas por sedimentos clásticos. As unidades plutônicas reconhecidas são: (i) Suíte Pé Quente, composta por mozonitos e monzodioritos e que hospeda o depósito homônimo; (ii) Monzonito Grosso; (iii) Granito Indiferenciado; (iv) Biotita monzogranito porfirítico; (v) Biotita-hornblenda monzogranito; (vi) Suíte Tonalítica, associada ao Granito Peixoto de Paes de Barros (2007) e (vii) Monzogranito porfirítico e *rapakivi*.

Na região do depósito do Pé Quente, o minério ocorre de forma disseminada, observando-se localmente veios de quartzo, ou mesmo, sistemas de venulações (*stockworks*). Nessas porções, as rochas encontram-se intensamente hidrotermalizadas, com alteração do tipo potássica (feldspato potássico e sericita) mais distal e, alteração do tipo sódica (albita) mais proximal à zona mineralizada. Pirita e epidoto ocorrem como acessórios (Assis, 2011). Miguel Jr. (2011), através de datações U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), obteve a idade de cristalização de 1979 ± 31 Ma para os monzonitos da Suíte Pé Quente.

O Granito Novo Mundo é intrusivo nas rochas do embasamento. Consiste em um corpo alongado de direção W-NW, coincidente com a direção das principais zonas de cisalhamento dúcteis e lineamento regionais que afetam os terrenos mais antigos da região (Paes de Barros, 2007).

Foram individualizadas duas porções no corpo granítico: (i) a porção norte, onde predomina o monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, além de múltiplos e espessos diques de gabro e diorito; e (ii) a porção sul, onde ocorrem mineralizações de ouro do tipo disseminado hospedadas em sienogranito, com monzogranito, quartzo monzonito e monzonito subordinados (Paes de Barros, 2007).

Paes de Barros (2007) datou uma amostra de monzonito da porção central do corpo pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP), que forneceu a idade de 1956 ± 12 Ma.

O Granito Aragão foi descrito inicialmente por [Vitório \(2010\)](#), que o classificou como um granito do tipo A, de composição cálcio-alcálica, metaluminosa a levemente peraluminosa. Além disso, foram diferenciadas duas fácies desse plúton: (i) fácies granítica porfírica a equigranular e (ii) microgranítica.

Em sua porção norte e nordeste ocorre uma dezena de depósitos auríferos do tipo filoneano, dispostos nas direções NW-SE e N-S e controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais ([Miguel Jr., 2011](#)).

[Miguel Jr. \(2011\)](#) através de datações U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), obteve a idade de cristalização de 1931 ± 12 Ma o Granito Aragão.

O Granito Nhandu foi definido como uma suíte composta por rochas metaluminosas a peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas, subalcálicas, de médio K e enriquecidas em FeO_{total} , representadas por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além de granitos sub-vulcânicos subordinados, quartzo sienito finos e granofíricos ([Moreton & Martins, 2005](#); [Souza et al., 2005](#); [Paes de Barros, 2007](#)). [Silva & Abram \(2008\)](#), interpretam o ambiente tectônico como pós-colisional a intra-placa, diferindo de [Paes de Barros \(2007\)](#) que relata uma tendência geoquímica de granitóides de arcos magmáticos a granitos intra-placa. Além de hospedar mineralizações auríferas primárias (e.g. garimpos Natal e Trairão), essa suíte comumente mostra evidências de alteração potássica com microclínio, acompanhada de precipitação de sulfetos e magnetita. A idade do granito Nhandu foi estabelecida entre 1889 ± 17 Ma e $1879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon Nd(t)$ de -0,91 ([Silva & Abram, 2008](#)).

[Moura \(1998\)](#) definiu o Batólito Matupá como um corpo granítico aflorante a sul da cidade de Matupá. [Moreton & Martins \(2000\)](#) baseados em dados petrográficos, definiram a Suíte Intrusiva Matupá, que abrange o batólito e diversas outras fácies graníticas. [Souza et al. \(2005\)](#), mantendo a terminologia, descreveu as seguintes fácies: (a) *Fácies 1*, constituída de biotita granitos e biotita monzogranitos, equigranulares a porfíricos, tendo como minerais acessórios magnetita, ilmenita, titanita, zircão, apatita, allanita e monazita, com presença constante de mineralizações auríferas; (b) *Fácies 2*, de hornblenda monzogranitos, hornblenda monzodioritos, biotita-hornblenda monzonitos, também com mineralizações auríferas constantes; (c) *Fácies 3*, com clinopiroxênio-hornblenda monzogranitos e clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos, que dão origem a solos vermelhos; (d) *Fácies 4*, de maior distribuição geográfica,

composta por granitos, biotita granitos e monzogranitos, com microgranitos e granófiros subordinados. O maciço da fácies 1 é cortado por diques félsicos, de composição riolítica, cogenéticos ao magmatismo granítico, e por diques máficos, com assinatura geoquímica de basaltos toleíticos continentais (Moura & Botelho, 2002). As fácies 2, 3 e 4, por sua vez, são intrudidas pelo Granito Teles Pires e por rochas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, além de serem cobertas por vulcânicas representativas da Suíte Colíder.

Datações realizadas por Moura (1998) para a fácies 1 mostraram uma idade de cristalização de 1872 ± 12 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão e, e idades-modelo T_{DM} entre 2,34 e 2,47 Ga com valores de $\epsilon Nd(t)$ negativos, variando entre -2,7 e -4,3. Souza *et al.* (2005) reportam idades-modelo T_{DM} de 2,34 Ga, com $\epsilon Nd(t)$ positivo de +3,09 e de 2,15 Ga com $\epsilon Nd(t)$ de -0,98. Segundo esses mesmos autores esta suíte é correlacionável à Suíte Intrusiva Parauari, da região do Tapajós, interpretada por Vasques *et al.* (2002) como resultante de um evento magmático cálcio-alcalino, pós-orogênico. Moura (1998) mostra resultados semelhantes através de estudos petroquímicos, revelando um magma-fonte de natureza cálcio-alcalina, metaluminosa a peraluminosa, com ETR fortemente fracionados e anomalia negativa de Eu.

O Granito Peixoto, anteriormente relacionado ao Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) ou à Suíte Intrusiva Matupá (Lacerda Filho *et al.*, 2004), foi definido por Paes de Barros (2007) como um stock intrusivo em rochas do embasamento. É formado por biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos e equigranulares a porfiríticos. São rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas de médio potássio.

Datações Pb-Pb em zircão do biotita monzogranito revelou uma idade de cristalização de 1792 ± 2 Ma (Paes de Barros, 2007)

A suíte Intrusiva Flor da Serra compreende diques de gabros, gabrodioritos, dioritos, monzogabros e monzodioritos que apresentam características geoquímicas tanto de toleítos continentais intra-placa quanto das séries cálcio-alcalinas de arcos vulcânicos. (Moura & Botelho, 2002; Souza *et al.*, 2005). Essa suíte intrude a Suíte Intrusiva Matupá, com a qual exibe contatos tectônicos ou difusos.

Moreton & Martins (2005), através de datação Sm-Nd, obtiveram a idade-modelo T_{DM} de 2336 Ma, em uma rocha gabróica dessa unidade, com valor de $\epsilon Nd(t)$ de -2,08, indicando contaminação crustal. Considerando os aspectos litológicos e os dados T_{DM} e $\epsilon Nd(t)$, a Suíte

Intrusiva Flor da Serra foi correlacionada à Suíte Ingarana da Província Tapajós (Klein *et al.*, 2000), para a qual foi obtida uma idade Pb-Pb em zircão de 1887 ± 3 Ma (Vasquez *et al.*, 2000) e U-Pb SHRIMP em zircão de 1879 ± 3 Ma (Santos, 2000). Contudo, a comparação entre dados de $\epsilon\text{Nd}(t)$ e T_{DM} apenas são coerentes se aliadas à idade da cristalização da rocha, caso contrário, não têm significado geológico temporal, permitindo apenas distinguir protólitos mantélicos e crustais. Dessa forma, a correlação entre as suítes Flor da Serra (PAAF) e Ingarana (Tapajós) pode ser equivocada (Assis, 2011). Adicionalmente, relações geológicas obtidas por Moreton & Martins (2005) indicam que a Suíte Flor da Serra é intrusiva na Suíte Matupá, o que indicaria ser mais jovem, contribuindo assim para que a idade dessa suíte ainda permaneça indefinida (Assis, 2011).

Oliveira & Albuquerque (2003) definiram a Suíte Intrusiva Juruena como uma suíte de rochas graníticas, não deformadas e não magnéticas, de afinidade cálcio-alcálica. Souza *et al.* (2005) aproveitam a mesma terminologia para descrever a unidade como batólitos aglutinados e amalgamados, distribuídos na direção NW e compostos por biotita granitos, com monzogranitos, granodioritos e monzonitos subordinados.

A assinatura geoquímica das rochas apontam magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio, meta a peraluminoso, com padrão enriquecido em ETRL e com ETRP levemente fracionadas.

Amostras dessa suíte foram datadas pelo método U-Pb em zircão, tendo sido obtidas as idades 1848 ± 17 Ma, 1823 ± 35 Ma e 1817 ± 57 Ma (JICA/MMAJ, 2000). Silva & Abram (2008) conseguiram resultados similares datando rochas da suíte pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) obtendo uma idade concordante de 1817 ± 12 Ma. Os estudos isotópicos de Sm-Nd permitiram o cálculo de uma idade-modelo de 1959 Ma, com valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +1,93 (Silva & Abram, 2008).

Segundo Oliveira & Albuquerque (2003) a Suíte Intrusiva Paranaíta consiste em monzonitos, monzogranitos e granitos, sendo comum a ocorrência de enclaves máficos. Souza *et al.* (2005) descrevem as relações de contato dessa unidade como sendo intrusivas com a Suíte Juruena e Complexo Bacaeri-Mogno, localmente tectônicas com o Granito São Pedro, Suíte Colíder e Suíte Intrusiva Juruena, além de ser observado localmente essas rochas sendo envolvidas pelo Granito Nhandu e englobando megaxenólitos do Complexo Cuiú-Cuiú.

Dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb em zircão revelaram idades de cristalização de 1793±6 Ma, 1803±16 Ma, 1801±7,8 Ma e 1816 ±57 Ma (Santos, 2000). Pimentel (2001) obteve a idade-modelo T_{DM} de 2221 Ma, com $\epsilon Nd(t)$ de -1,25. Silva & Abram (2008) obtiveram a idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1808±14, que é compatível com a reportada por Santos (2000), além dos estudos de isótopos de Sm-Nd que geraram a idade-modelo de 2071 Ma, com $\epsilon Nd(t)$ de -0,21.

A Suíte Colíder é representada por uma grande diversidade de rochas sub-vulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição intermediária a ácida (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). É correlacionada ao Arco Magmático Juruena, de idade entre 1,85 a 1,75 Ga (Souza *et al.*, 2005), que inclui rochas vulcânicas de natureza cálcio-alcalina, de composição ácida a intermediária e evolução vinculada às suítes graníticas Paranaíta, Juruena e Nhandu (Souza *et al.*, 2005).

Os termos sub-vulcânicos são representados por microgranito, microquartzo monzonito, micromonzonito, micromonzogranito e granófiro; todos associados a derrames de riolitos, dacitos porfiríticos e andesitos localmente microporfiríticos (Moreton & Martins, 2005). De modo geral, correspondem a rochas cálcio-alcalinas de alto potássio, peraluminosas a metaluminosas, que exibem afinidade geoquímica com as séries graníticas orogênicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Já as vulcanoclásticas são representadas por sedimentos areno-conglomeráticos, por vezes intercalados a lentes conglomeráticas e sedimentos arenosos (Souza *et al.*, 2005).

Moreton & Martins (2005) adotaram a denominação de Suíte Colíder para o vulcanismo ácido a intermediário que ocorre no âmbito da Folha Vila Guarita (SC.21-Z-B), com seção tipo na borda do gráben dos Caiabis, onde indentificaram riolitos com idades U-Pb de 1796 ±3 Ma e 1773 ±9 Ma. Lacerda Filho *et al.* (2004) estenderam a denominação Suíte Colíder às rochas vulcânicas félsicas, de composição ácida a intermediária que ocorrem acompanhando a borda dos grábens dos Caiabis e Cachimbo.

Datações em riolito porfirítico pelo método U-Pb em zircão revelam idades de 1786±17 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e de 1781±8 Ma (Pimentel, 2001). Silva & Abram (2008) obtiveram idade LA-ICP-MS em zircão de 1785±6,3 Ma. Souza *et al.* (2005), por sua vez, obtiveram idades-modelo T_{DM} de 2,34 Ga, com $\square Nd(t)$ de -3,75, sinalizando um magmatismo cálcio-alcalino com contaminação crustal.

A unidade Granito São Pedro é formada por biotita granitos e biotita monzogranitos, com granodioritos, tonalitos, monzodioritos e álcali-granitos subordinados. São anisótropos, com aspecto sigmoidal e sin-cinemáticos com zonas de cisalhamento de direção NW, sendo comuns enclaves de quartzo-diorito, diorito e quartzo-monzonito, além de supracrustais granulitizadas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Essas rochas foram metamorfitizadas na fácies anfíbolito médio, com retrometamorfismo em fácies xisto verde, ocorrendo ainda, em porções não deformadas, estruturas ígneas primárias. Possuem contatos intrusivos e tectônicos com as Suítes Vitória, Nova Canaã e com a unidade Granito São Romão.

A assinatura geoquímica revela caráter cálcio-alcálico de alto potássio, metaluminoso a peraluminoso, enriquecido em ETRL e empobrecido em ERTP, característico de rochas formadas em arco vulcânico.

Pimentel (2001) obteve idade estereotípica de 1784 ± 17 Ma com U-Pb (SHRIMP) em zircão de biotita granito porfírico e idades-modelo T_{DM} paleoproterozóicas, entre 2060 Ma e 2147 Ma, com $\epsilon Nd(t)$ entre +0,65 e -1,11.

A Suíte Nova Canaã consiste em um conjunto de corpos intrusivos, plutônicos e subvulcânicos, de geometria elíptica, formando batólitos, stocks e apófises, meso a epizonais, alongados e concordantes a subconcordantes com extensas zonas de cisalhamento de direção NW (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). É dividida em quatro fácies: (a) Fácies 1, composta, predominantemente, por biotita monzogranitos e sienogranitos leucocráticos; (b) Fácies 2, representada por hornblenda-biotita granitos e biotita granitos meso-leucocráticos; (c) Fácies 3, formada por álcali-granitos e sienogranitos; (d) Fácies 4, constituída de *sills* e diques de micromonzogranitos e granófiros, intensamente magnéticos.

Silva & Abram (2008) sugerem que em função das rochas plotarem no campo de granitóides intraplaca nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), aliado ao fato que não possuem assinatura geoquímica de granitóides do tipo A, há a possibilidade de serem interpretadas como de natureza pós-colisional.

Souza *et al.* (2005) obteve a idade U-Pb em zircão de 1743 ± 4 Ma, similar à idade dos granitos deformados da região de Aripuanã (idade U-Pb em zircão de 1755 ± 6 Ma), obtida por Neder *et al.* (2000). Silva & Abram (2008), por sua vez, obtiveram a idade 1798 ± 14 Ma, em zircão, por LA-ICP-MS.

O Granito Teles Pires compreende uma associação de rochas plutônicas e subvulcânicas, constituída de biotita granitos e granitos porfiríticos avermelhados com presença de texturas rapakivi e antirapakivi (Souza *et al.*, 2005).

Dados geocronológicos obtidos por Santos (2000) revelaram uma idade U-Pb (zircão) de 1757 ± 16 Ma e idade-modelo T_{DM} de 2100 Ma. Pinho *et al.* (2003), estudando a região de Moriru, obtiveram, em rochas vulcânicas, idades U-Pb entre 1770 ± 8 Ma e 1797 ± 5 Ma, além de idades-modelo T_{DM} de 2,02 a 2,16 Ga, com $\epsilon Nd(t)$ de -1,4 a +1,5. Silva & Abram (2008) obtiveram na sequência plutônica idades U-Pb entre 1759 ± 3 Ma e 1767 ± 2 Ma e idades-modelo T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga, com $\epsilon Nd(t)$ de -3,4 a +3,0, além da idade 1782 ± 17 Ma, pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, similar à idade obtida por Pinho *et al.* (2003).

Baseados nos dados geocronológicos, isotópicos e na assinatura geoquímica, que aponta para granito do tipo A, Silva & Abram (2008) interpretam a unidade como indicativa de um episódio extensional, pós-colisional, entre 1,78 Ga e 1,76 Ga, com geração de magma de origem mantélica, com forte contaminação crustal.

Pinho (2002) agrupa todo o conjunto de rochas plutônicas, vulcânicas ácidas e piroclásticas que ocorrem na porção sul do gráben do Cachimbo sob a denominação de Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires. As vulcânicas são cortadas por intrusões graníticas do tipo Teles Pires (1757 ± 16 Ma) e apresentam idades U-Pb entre 1,76-1,8 Ga e fornecerem idades-modelo entre 2,0 e 2,3 Ga ($\square Nd$ +3,0 a -3,5). As rochas piroclásticas por sua vez, ocorrem localmente cisalhadas e configurando dobras descontínuas, truncadas por zonas transcorrentes E-W, sendo interpretadas como uma possível manifestação vulcânica do tipo intra-arco, associada à evolução do arco magmático Juruena (1,85-1,72 Ga), ou constituir uma manifestação precoce de uma fase pré-rift, associada à evolução do gráben do Cachimbo.

Paes de Barros (2007) compartimenta a Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires em: (i) vulcânicas Teles Pires, que consistem em derrames de lavas félsicas a intermediárias; (ii) tufos Braço Sul, representados pelas rochas piroclásticas; (iii) sedimentos Braço Sul, contendo quartzitos, arenitos arcoseanos e grauvacas líticas; e (iv) granitos do tipo Teles Pires.

A Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) recobre as unidades plutono-vulcânicas, sendo caracterizada por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos. Apresenta estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton &

Martins, 2005). Idades U-Pb em cristais de zircão detrítico entre 1987 ± 4 Ma a 1377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003), sugerem idade máxima de sedimentação de 1,44 Ga (Souza *et al.*, 2005). Dessa forma, o Grupo Caiabis é interpretado como um sistema do tipo *pull-apart*, ou possivelmente do tipo *strike-slip*, sendo que as zonas de transcorrência sinistrais NW-SE são as principais responsáveis pela sua geração.

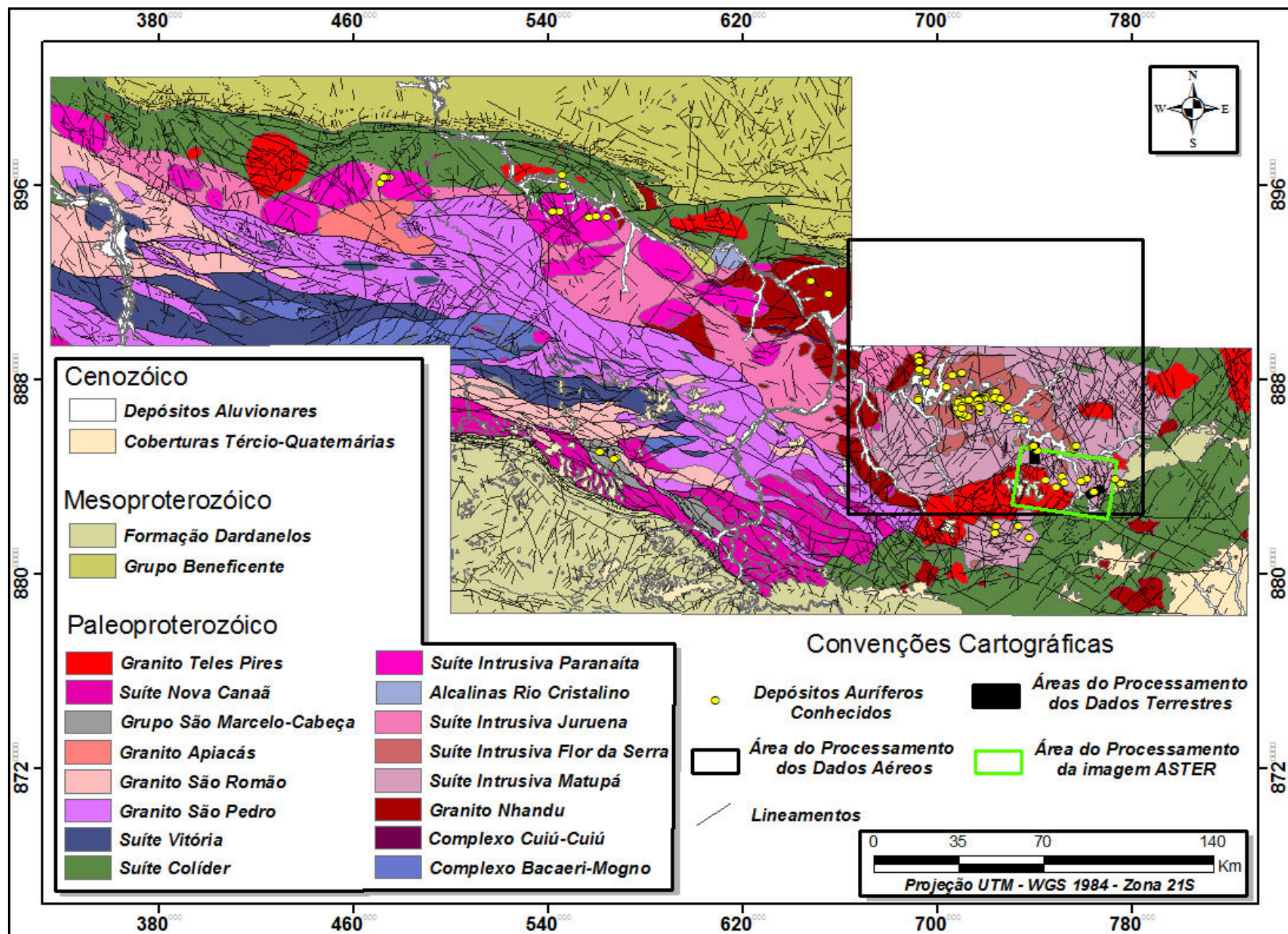


Figura 2.3 - Mapa geológico da Província Aurífera de Alta Floresta com destaque para as áreas de estudo (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

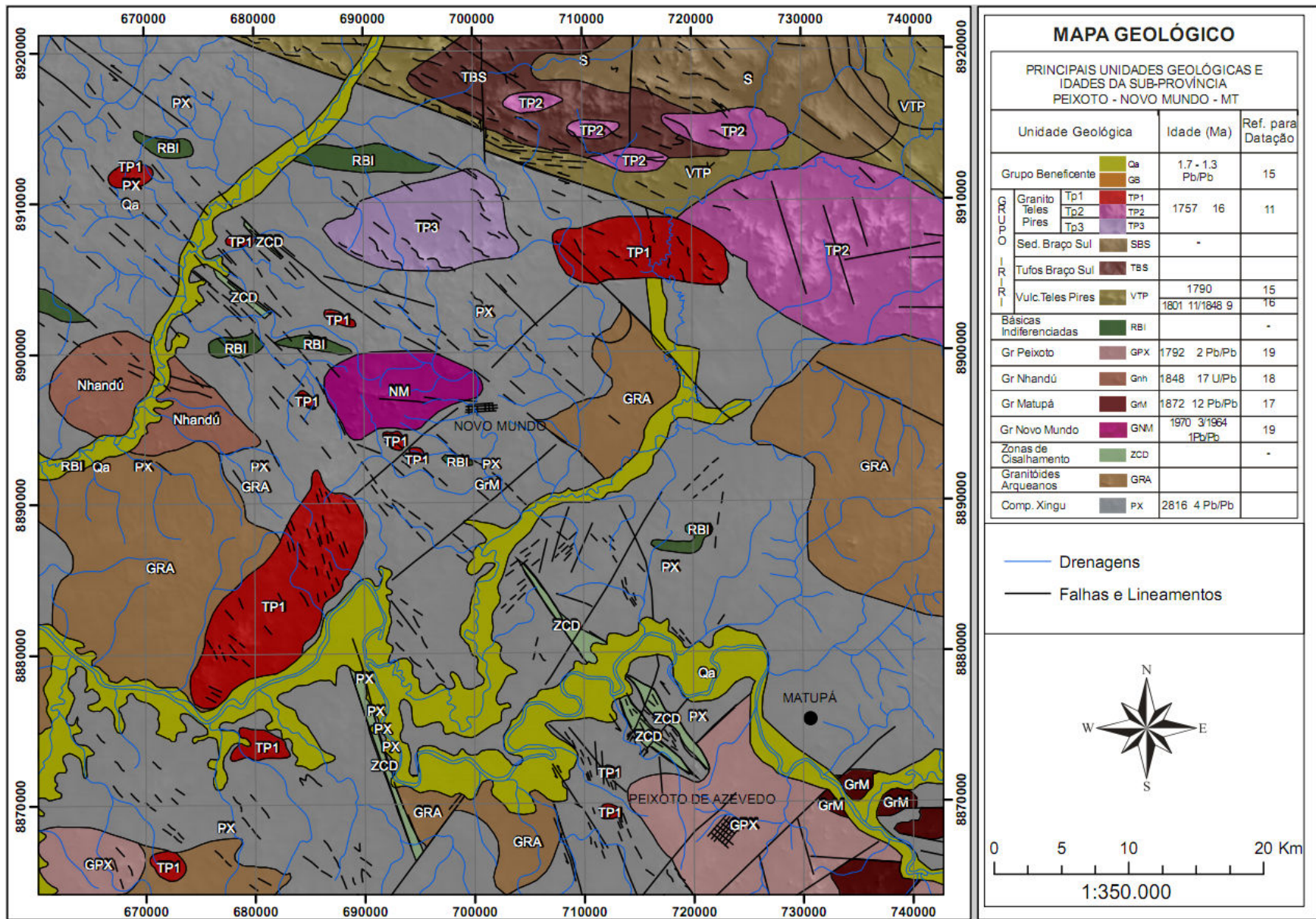


Figura 2.4 – Mapa geológico da região de Peixoto de Azevedo-Novos Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Paes de Barros, 2007).

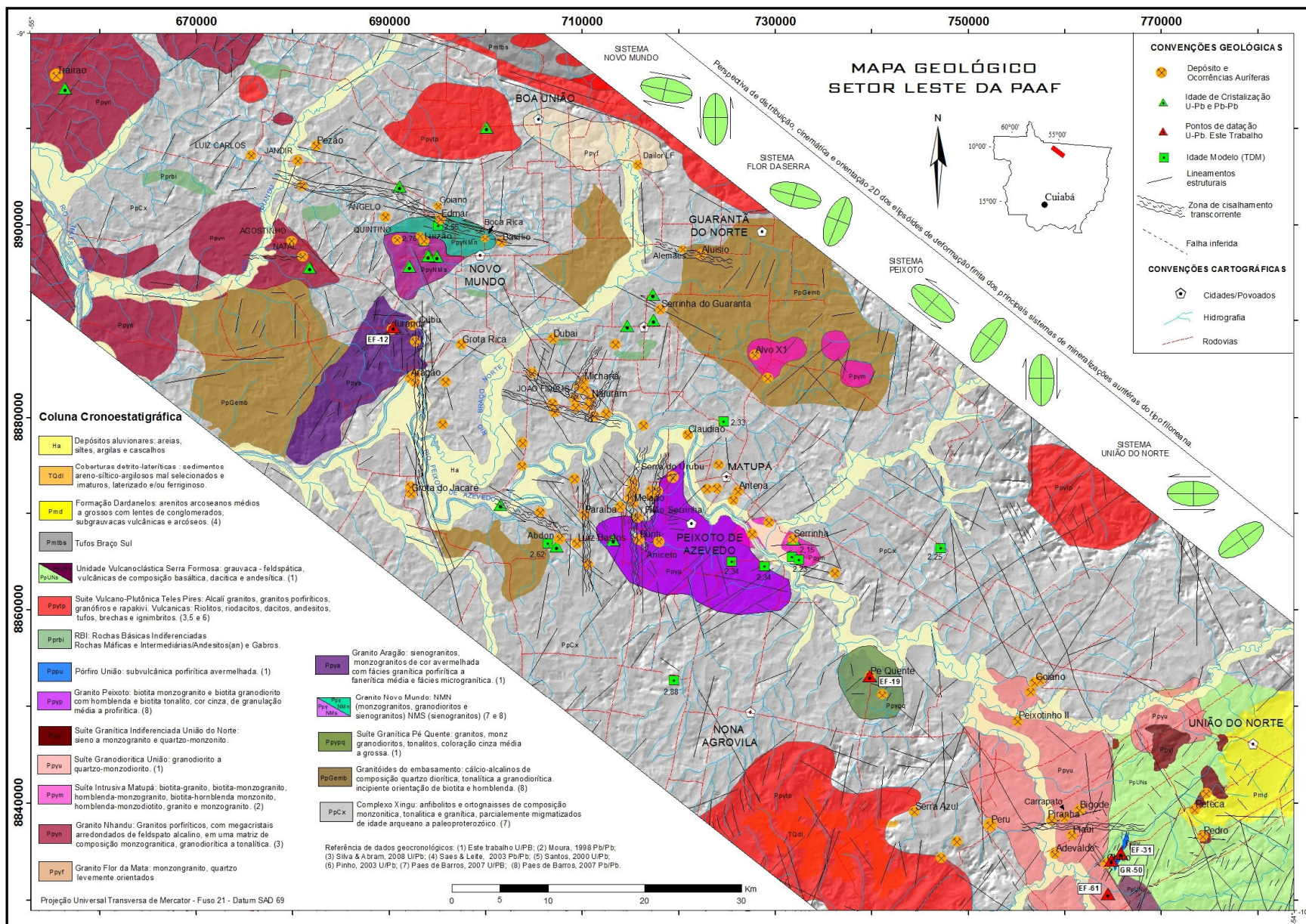


Figura 2.5 – Mapa geológico do lineamento Peru-Trairão, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Miguel Jr., 2011).

Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M. 1978. Tectonic map of South América, 1:5.000.000 - Explanatory note. Brasília: DNPM, 1978. 23 p.
Trabalho elaborado em parceria com CGMW e UNESCO.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília.
- Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 81p.
- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 462p.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 78-88.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 1979. Determinações Geocronológicas no Estado do Rio de Janeiro: uma síntese. In: Seminário de Geologia 5, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), p.: 29-44.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138.
- Dall'Agnol R., Silva C.M.G., Scheller T. 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: 1º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, SBG, Gramado, Brasil, Boletim de Resumos, p. 31.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.

- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M. 2002. The Batalha Au-granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, **119**: 225-256
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S. Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-silfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215**: 95-125.
- Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós, Estados do Pará e Amazonas. Escala 1: 500.000. CPRM.
- Lacerda Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C. 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Programa Geologia do Brasil, CPRM/MME/SICME. Relatório final, 200p.
- Miguel Jr. E. 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idade U-Pb das encaixantes ao longo do lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Moreton L.C & Martins E.G. 2000. Peixoto de Azevedo Gold District Geology, Mato Grosso State, Amazon Craton, Brasil. *In*: 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Moreton L.C & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta - Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 68 p.
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A. & Botelho N.F. 2002. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província Aurífera Juruena - Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 377–386.
- Neder R.D., Figueiredo B.R., Beaudry C., Collins C., Leite J.A.D. 2000. The expedito massive sulphide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2)**: 222-225.

- Oliveira C.C. & Albuquerque M.C. 2003. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta - SC. 21-Z-X-C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), CPRM, Brasília.
- Oliveira R.G. & Escobar I.P. 2002. Projeto Alta Floresta. Interpretação dos dados gravimétricos. Relatório Interno. CPRM, Goiânia.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo–Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Payolla B.L., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Bettencourt J., Van Schumus W.R. 1998. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the eastern part of the Rondônia Tin Province, Brazil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Anais, 39.
- Pearce, J.A. Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **25(4)**: 956-983.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório final. Manaus: CPRM, v.8.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(1)**: 153-156.
- Pimentel M.M. 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Brasília: UnB. Relatório Interno.
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schmus W. R., Pinho F.E.C. 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, **126(1)**: 1–25.
- Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Klein E.L., Vasquez M.L., Almeida M.E., Ricci P.S.F., Monteiro M.A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. *In: Anais do 6º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus.

- Ramos G.S. 2011. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 84p.
- Ricci P.S.F., Santos A., Klein E.L., Jorge-João X.S., Martins R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. *In: Anais do 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus.*
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 3:* 113-127.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. *In: BIZZI, L.A. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília, p.169-226.*
- Santos J. O. S., Groves D. I., Hartmann L. A., Moura M. A., McNaughton N. J. 2001. Reply to the discussion on "Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil". *Mineralium deposita, 36:* 278-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajós gold province, Pará/Amazonas States, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, Extended Abstracts, p 280-282.*
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research, 3(4):* 453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém, CD-Rom.*
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G., Bezerra P.E.L., Pimenta O.N.S., Tassinari C.C.G., Fernandes C.A.C. 1980. Geologia da Folha SC 21 Juruena. DNPM, Projeto Radam-Brasil, **20:** 25-116.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília: CPRM-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 159 p.

- Tassinari C.C.G. 1981. A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 p.
- Tassinari C.C.G. 1996. O Mapa Geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruema Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**(20): 161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Neto V. M., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B. (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485.
- Teixeira J.B.T, Misi A., Silva M.G. 2007. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gondwana Research*, **11**: 346-361.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Vasquez M.L. & Klein E.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília.
- Vasquez M.L., Ricci P.S., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In*: Klein E.L. Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Eds), Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG, v. 3.
- Vitório, J.A. 2010. A Suíte Granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 21p.

Modelagem de dados magnetométricos e gamaespectrométricos aéreos e terrestres aplicada à interpretação geológica na Província Aurífera de Alta Floresta, MT

3.1. Introdução

O avanço das fronteiras exploratórias e científicas para áreas de difícil acesso tem aumentado cada vez mais a demanda pela utilização de métodos indiretos como suporte ao mapeamento geológico e à prospecção mineral. Nesse sentido, o uso conjunto da geofísica aérea e do sensoriamento remoto, bem como modelagens através da integração de dados multifonte, mostra-se útil em função da sua eficiência na determinação das características dos materiais em subsuperfície e na identificação de novos alvos com potencial exploratório.

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), situada na porção centro-norte do Estado do Mato Grosso, atingiu o auge da produção aurífera entre as décadas de 1970 e 1990 ([Moreton & Martins, 2005](#)), sendo ainda hoje considerada uma das principais regiões produtoras de ouro no Brasil. Contudo, poucos foram os trabalhos realizados na PAAF que fizeram uso de métodos exploratórios que transcendem aqueles utilizados em campanhas de mapeamento geológico tradicional. Isso possivelmente funciona como fator limitante nos resultados obtidos em exploração mineral na região, principalmente na individualização de corpos graníticos de médio a alto potássio e zonas de alteração hidrotermal ricas em potássio (e.g. sericítica, potássica), variáveis estas ligadas às mineralizações auríferas na região ([Paes de Barros, 2007](#); [Assis et al., 2010](#)).

Nesse contexto, com esse trabalho pretende-se (i) através da análise de dados magnéticos teóricos e o processamento e interpretação de dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos, refinar a delimitação das unidades geológicas, individualizar possíveis corpos graníticos ainda não cartografados e identificar as estruturas relacionadas a eventos tectônicos regionais; (ii) comparar a resposta dos dados aéreos e terrestres sobre as linhas de voo para testar eficiência de um levantamento em relação ao outro; (iii) determinar a relação entre realces gamaespectrométricos e magnéticos com o auxílio da Análise por Principais Componentes através da análise de dados geofísicos terrestres em áreas-tipo no sudeste da PAAF, geologicamente cartografadas e com mineralizações de ouro conhecidas e; (iv) gerar modelos

geofísicos através de Lógica *Fuzzy* que possam auxiliar no avanço da atividade prospectiva nessas áreas-tipo.

3.2. Localização e contexto geológico da área de estudo

A área de estudo está inserida na porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (Figura 3.1), região centro-sul do cráton Amazônico. Segundo Santos *et al.* (2000) e Santos (2003), a PAAF compreende partes das províncias Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga).

Vários modelos genéticos foram propostos para os depósitos auríferos da região: (i) depósitos orogênicos em rochas de arcos magmáticos metamorfisados (e.g. Complexo Cuiú-Cuiú) (Paes de Barros, 1994; Santos *et al.*, 2001); (ii) depósitos epizonais relacionados a intrusivas félsicas (*intrusion-related gold systems*), de estilo disseminado e/ou em sistemas *stockwork* (Santos *et al.*, 2001; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008) e (iii) mineralizações auríferas do tipo pórfiro disseminadas em granitos cálcio-alcálicos paleoproterozóicos (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011).

Contudo, é consenso entre vários autores (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram 2008; Assis, 2008, 2011) que uma parcela considerável desses depósitos esteja espacial e temporalmente relacionada a suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, de afinidade sub-alcálica a cálcio-alcálica, meta a peraluminosas, de médio a alto potássio, magnesianas a ligeiramente ferrosas. Essas suítes graníticas foram possivelmente alojadas em ambiente de margem continental ativa e provenientes de fonte crustal arqueana (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2008).

Além disso, muitas dessas mineralizações de ouro relacionam-se espacialmente com alterações hidrotermais, sendo a alteração propilítica, com paragênese clorita ± epidoto ± carbonato, a que possui caráter mais regional. As alterações potássica com feldspato potássico e sericítica com sericita/muscovita, geralmente situam-se em zonas mais próximas ao minério aurífero hospedado em rochas graníticas (Assis *et al.*, 2010).

Do ponto de vista local, as duas áreas escolhidas para o levantamento terrestre compreendem dois depósitos auríferos do setor leste da PAAF. Estes depósitos apresentam associação espacial e/ou temporal com rochas de composição granítica, mas que exibem atributos geológicos e geoquímicos distintos: (i) depósito do Francisco, com assinatura geoquímica representada por Au – Zn – Pb – (Cu) e paragênese representada por pirita + esfalerita + galena ±

calcopirita e (ii) depósito Pé Quente, com assinatura de Au – Cu – (As – Bi – Te) e paragénese dominada por pirita + barita ± calcopirita e (Assis *et al.*, 2010; Assis, 2011).

A região de União do Norte, onde está localizado o depósito do Francisco, segundo os trabalhos regionais realizados pela CPRM (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), está inserida na Suíte Intrusiva Matupá, particularmente nas Fácies 3 (setor sudoeste) e Fácies 4 (setor nordeste), constituídas respectivamente por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito a clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético e biotita granito a monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Em escala de maior detalhe, Assis (2008) (Figura 3.2A) define a geologia da região de União do Norte como constituída por uma unidade vulcanoclástica (com S₀ sub-verticalizado), três suítes plutônicas intrusivas e diques de sub-vulcânicas máficas a félsicas.

A unidade vulcanoclástica é constituída por epiclásticas que incluem arenito arcoseano, arenito lítico e grauvacafeldspática, além de conglomerados subordinados. Em contato intrusivo com essa unidade, as suítes plutônicas são representadas por: (i) granodiorito, (ii) sienomonzogranito e (iii) álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (Pórfiro União do Norte) (Assis, 2008, 2011). Truncando todas essas unidades ocorrem diques de sub-vulcânicas máficas a félsicas. Os sedimentos arenáceos da Formação Dardanelos ocorrem recobrando as demais unidades (Assis, 2008).

O depósito do Francisco está associado a diferentes estilos metassomáticos sobrepostos temporal e espacialmente. Os estilos de alterações hidrotermais identificados por Assis (2011) são: (i) alteração potássica, com paragénese ortoclásio ± hematita ± quartzo ± biotita; (ii) alteração sercítica, representada pela paragénese sericita + quartzo ± muscovita ± clorita; (iii) veios tardios de clorita + epídoto + clinozoisita com halos de ortoclásio, que truncam os estágios de alteração anteriores; (iv) alteração argílica, representada essencialmente por caolinita e sericita, com hematita subordinada; (v) silicificação, com hematita subordinada e; (vi) alteração propilítica, representada pela associação mineral clorita + epídoto + magnetita ± actinolita ± carbonato ± apatita ± pirita ± calcopirita ± quartzo ± esfalerita ± margarita ± ortoclásio.

O depósito Pé Quente, segundo os trabalhos regionais realizados pela CPRM (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008), estaria inserido na Fácies 4 da Suíte Intrusiva Matupá, caracterizada por biotita granito e monzogranito com microgranitos e granófiros subordinados. Contudo, Assis (2011) (Figura 3.2B) mostra que a área é dominada por

rochas de composição monzogranítica a monzonítica, que frequentemente apresentam biotita e/ou hornblenda como minerais acessórios e normativos.

A suíte Pé Quente (Assis, 2011) (Figura 3.2B), hospedeira do minério aurífero, apresenta diferentes estilos metassomáticos sobrepostos temporal e espacialmente, o que torna complexa a individualização do sequenciamento do padrão da alteração hidrotermal. Além disso, a alteração hidrotermal é ampla e zonada, sendo representada por: (i) alteração sódica com albita e albita+quartzo; (ii) alteração potássica com ortoclásio e microclínio; (iii) alteração sericítica, com paragênese sericita ± quartzo ± muscovita ± fengita ± pirita ± hematita ± calcopirita; (iv) carbonatação; (v) alteração do tipo *greisen*, com muscovita fibro-radial e quartzo subordinado; (v) silicificação e; (vi) propilitização (Assis, 2011). O minério aurífero, representado por pirita + barita ± calcopirita ± hematita, está associado às alterações sódica com albita (minério disseminado) e com quartzo + albita (minério venular) (Assis, 2011).

A denominação de *greisen*, aplicada no caso do depósito do Pé Quente, segue a definição de Seedofortt *et al.* (2005, 2008) apenas para designar uma alteração hidrotermal com agregados de muscovita grossa, não remetendo à denotação genética clássica de alteração do tipo *greisen*, que segundo Shcherba (1970) e Pirajno (1992) corresponde a uma assembleia hidrotermal de quartzo + muscovita com fluorita, topázio e turmalina subordinados, associada às porções apicais de granitos anorogênicos altamente fracionados e mineralizados a Sn-W-U.

Assim, no contexto do setor sudeste da PAAF, esses depósitos fariam parte de um contínuo sistema pórfiro–epitermal de arco magmático, com os termos do tipo pórfiro ricos em Au (Au pórfiro) mais profundos, representados por depósitos do tipo disseminado em rochas graníticas (e.g. Luizão, Serrinha e Pé Quente) (Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007, Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011), enquanto os de Au-metals de base (e.g. Francisco e Bigode) (Assis, 2008, 2011) representariam os de nível crustal mais raso.

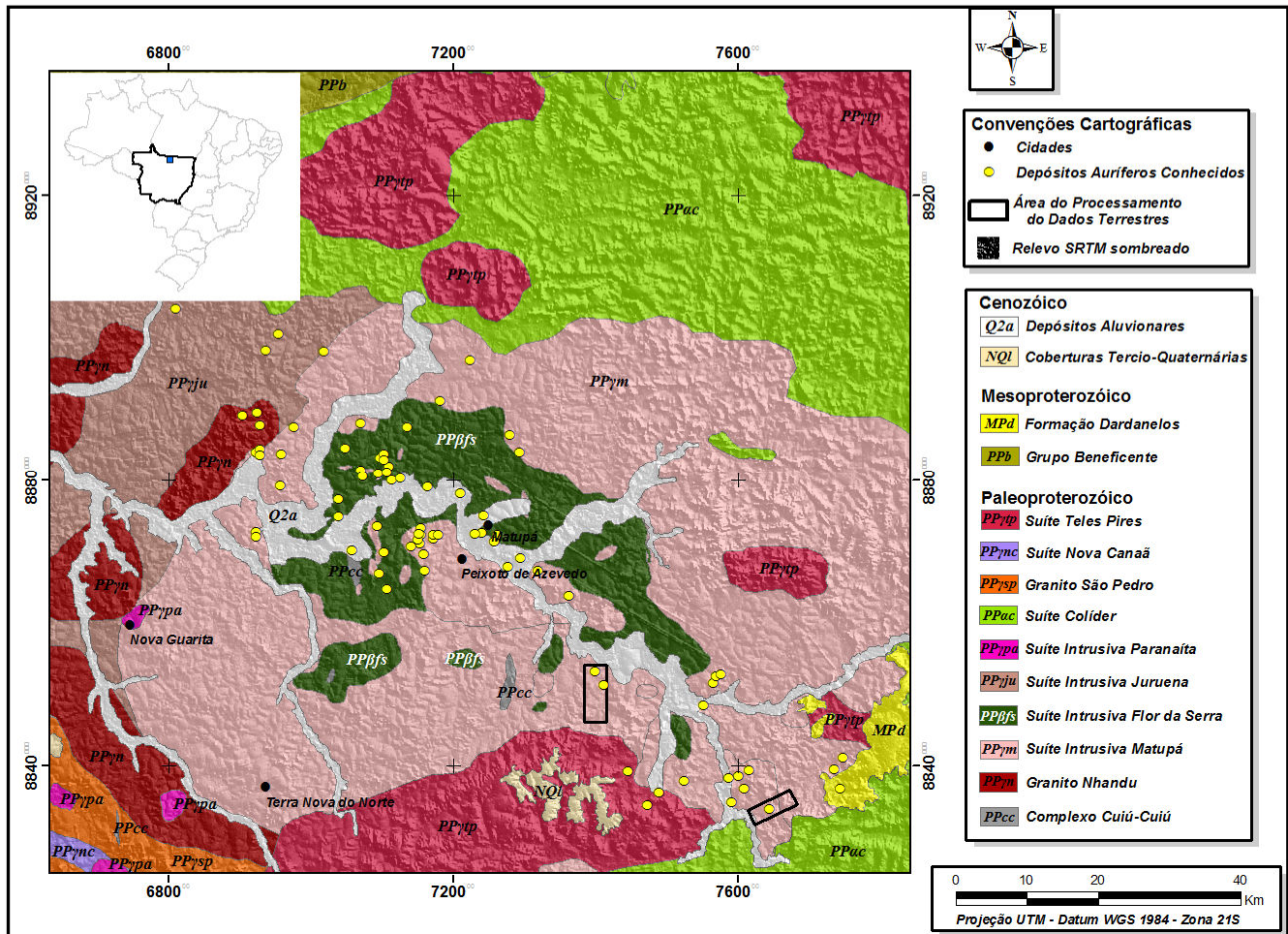


Figura 3.1 - Localização das áreas de estudo e mapa geológico regional (modificado de [Silva & Abram, 2008](#) e da base dados da CPRM). Os polígonos em preto compreendem áreas onde foram realizados levantamentos geofísicos terrestres durante essa pesquisa, os quais estão englobados nos aerolevantamentos geofísicos regionais da CPRM.

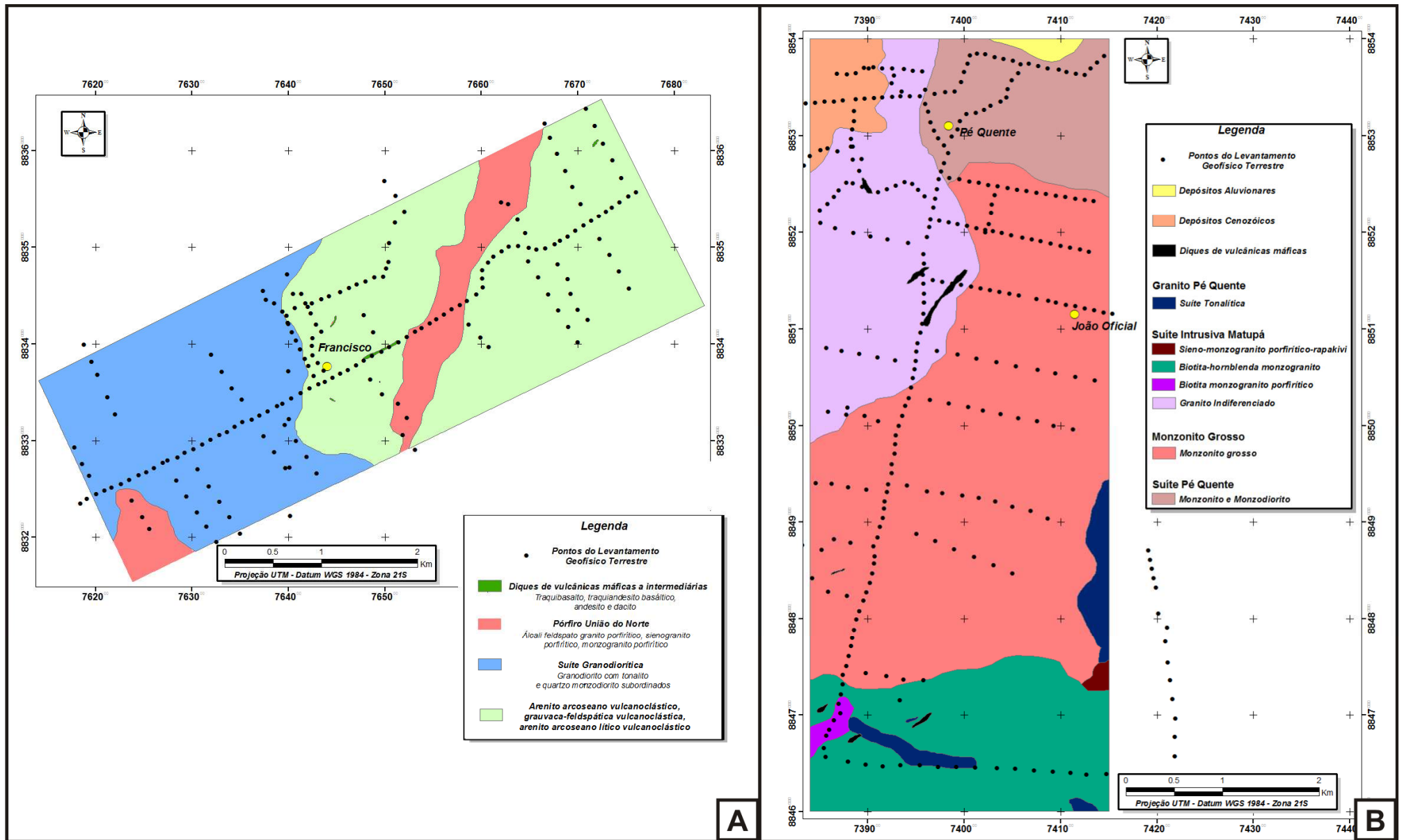


Figura 3.2 - Mapas litológicos das áreas dos depósitos (A) Francisco e (B) Pé Quente (modificado de Assis, 2011).

3.3. Fundamentação Teórica

3.3.1. Magnetometria

O campo magnético total medido na superfície terrestre reflete principalmente o campo geomagnético. Entretanto, também possui contribuição das tempestades magnéticas provenientes dos ventos solares, dos campos gerados pelos dispositivos eletromagnéticos (e.g. transformadores, motores) e dos campos gerados pelos materiais em subsuperfície, que em geral são os principais alvos nos levantamentos magnetométricos.

O campo magnético, assim como o gravimétrico, deriva de uma função potencial e pode revelar a existência de diferentes materiais em subsuperfície através do contraste de suas propriedades físicas (e.g. Blum, 1999). A magnetização, propriedade física que determina os efeitos magnéticos, possui magnitude e direção e depende do efeito produzido pela magnetização induzida (susceptibilidade magnética) e pela magnetização espontânea ou remanescente. A orientação do vetor susceptibilidade magnética reflete o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo geomagnético. Os materiais, de acordo com a orientação do vetor susceptibilidade, apresentam diferentes comportamentos magnéticos: diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo, ferrimagnetismo e antiferrimagnetismo.

Diamagnéticos são aqueles materiais que não apresentam, externamente, um momento magnético, ou seja, polos magnéticos permanentes como um ímã, porém quando submetidos a um campo externo sempre respondem com efeito de repulsão, também chamado de magnetismo negativo (e.g. Faria & Lima, 2005).

Os materiais paramagnéticos são caracterizados por manterem seus dipolos atômicos desalinhados mesmo sob influência de um campo externo, em função de produzirem um campo magnético próprio. Substâncias paramagnéticas apresentam susceptibilidade magnética com intensidade comparável às diamagnéticas, mas positiva e dependente da temperatura, sendo confundida, em baixas temperaturas, com magnetização espontânea ou remanescente (e.g. Faria & Lima, 2005).

Ferromagnetismo é a propriedade dos materiais que possuem magnetização espontânea ou alinhamento dos momentos magnéticos, mesmo sem a influência de um campo externo. Exibem magnetismo permanente a baixas temperaturas, sendo que os momentos se alinham devido a um

campo magnético interno chamando de campo molecular, relacionado a interações eletrônicas. Acima da temperatura de Curie, devido à redução da capacidade de magnetização, os materiais ferromagnéticos perdem a capacidade de alinhamento dos momentos, passando a se comportar como paramagnéticos (Faria & Lima, 2005).

Ainda relacionados ao ferromagnetismo existem outros dois comportamentos magnéticos: ferrimagnético e antiferrimagnético. O ferrimagnetismo está relacionado à existência de dois tipos diferentes de íons magnéticos que se orientam antiparalelamente, produzindo uma resultante não nula, em função da existência de dois momentos magnéticos bem distintos, mas inferior à do ferromagnetismo. Já no antiferrimagnetismo, uma interação eletrônica entre átomos vizinhos força os momentos magnéticos a assumirem posições antiparalelas, resultando num magnetismo muito fraco ou mesmo nulo (Faria & Lima, 2005).

Deste modo, levantamentos magnetométricos têm por objetivo identificar materiais que possuem comportamento ferromagnético, a exemplo de rochas ricas em minerais como magnetita, ilmenita e pirrotita, ou situações que exibem altos contrastes de susceptibilidade magnética. Assim, mapas de contornos de anomalias magnéticas são frequentemente utilizados para a determinação de contatos geológicos e delimitação de estruturas impressas na crosta terrestre em diferentes profundidades. Apresentam sinais com grande variação de amplitude, refletindo fontes situadas em diferentes níveis crustais, com diferentes geometrias e contrastes de susceptibilidade magnética.

Dessa forma, várias técnicas de realce, baseadas no cálculo de derivadas direcionais do campo magnético, podem ser aplicadas a fim de facilitar a interpretação das fontes magnéticas em subsuperfície e delinear os limites das anomalias.

Considerando apenas a magnetização induzida, a técnica de redução ao pólo (RTP) permite que anomalias se posicionem diretamente sobre as fontes, minimizando os efeitos da inclinação magnética (Baranov, 1957). Contudo, tradicionalmente, a técnica de redução ao pólo mostra-se bastante instável em baixas latitudes (entre -20° e $+20^\circ$), uma vez que tanto a parte real quanto a imaginária, ambas presentes no denominador da equação do filtro RTP, aproximam-se de zero (e.g. Li, 2008), com pode ser observado na equação.

$$R(r, \theta) = R(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2} \quad (1)$$

onde, I é a inclinação do campo magnético principal, D a declinação do campo magnético principal e θ o ângulo do campo magnético principal com o eixo x .

Dentre as técnicas de realce comumente aplicadas a dados magnéticos (Figura 3.3) estão: Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Nabighian, 1972, 1974; Roest *et al.*, 1992), Gradiente Horizontal Total (GHT) (Cordell & Grauch, 1985), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) (Miller & Singh, 1994), Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT-ISA) (Verduzco *et al.*, 2004) e Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT) (Ferreira *et al.*, 2010).

Roest *et al.* (1992) estendeu o conceito de amplitude do sinal analítico de Nabighian (1972) (Figura 3.3) para corpos 3D, com o objetivo de estimar a profundidade das fontes magnéticas. Li (2006a) mostrou que além da ASA posicionar bem as anomalias sobre as fontes, o método de realce não sofre influência da inclinação magnética.

O GHT (Figura 3.3), segundo Cordell & Grauch (1985), tem a propriedade de realçar as bordas (máximos) e os centros (mínimos) das fontes magnéticas, sendo que as amplitudes são gradativamente atenuadas com a profundidade dos modelos.

A ISA (Figura 3.3), introduzida por Miller & Singh (1994), possui como principais atributos equalizar as amplitudes, posicionar os máximos sobre os centros das fontes e ser independente da profundidade. Contudo, diferentemente do que constatou Cooper & Cowan (2008), este método não se caracteriza como detector de bordas, possivelmente devido ao fato da ISA ser influenciada pela latitude magnética (Verduzco *et al.*, 2004), o que intensifica as limitações do método de redução ao pólo em baixas latitudes.

O GHT-ISA (Figura 3.3), definido por Verduzco *et al.* (2004), mostra-se eficiente para a interpretação qualitativa de estruturas magnéticas, em função de ser independente da inclinação e da intensidade da anomalia magnética, além de realçar e centralizar as amplitudes máximas sobre os limites das fontes. Contudo, apesar de realçar as bordas das fontes, o método sofre muita influência da profundidade dos corpos.

A ISA-GHT (Figura 3.3), proposta por Ferreira *et al.* (2010), que apresenta características semelhantes ao método GHT-ISA, equaliza as amplitudes do sinal, revelando-se como um método ainda mais adequado para interpretação qualitativa de dados de campos potenciais.

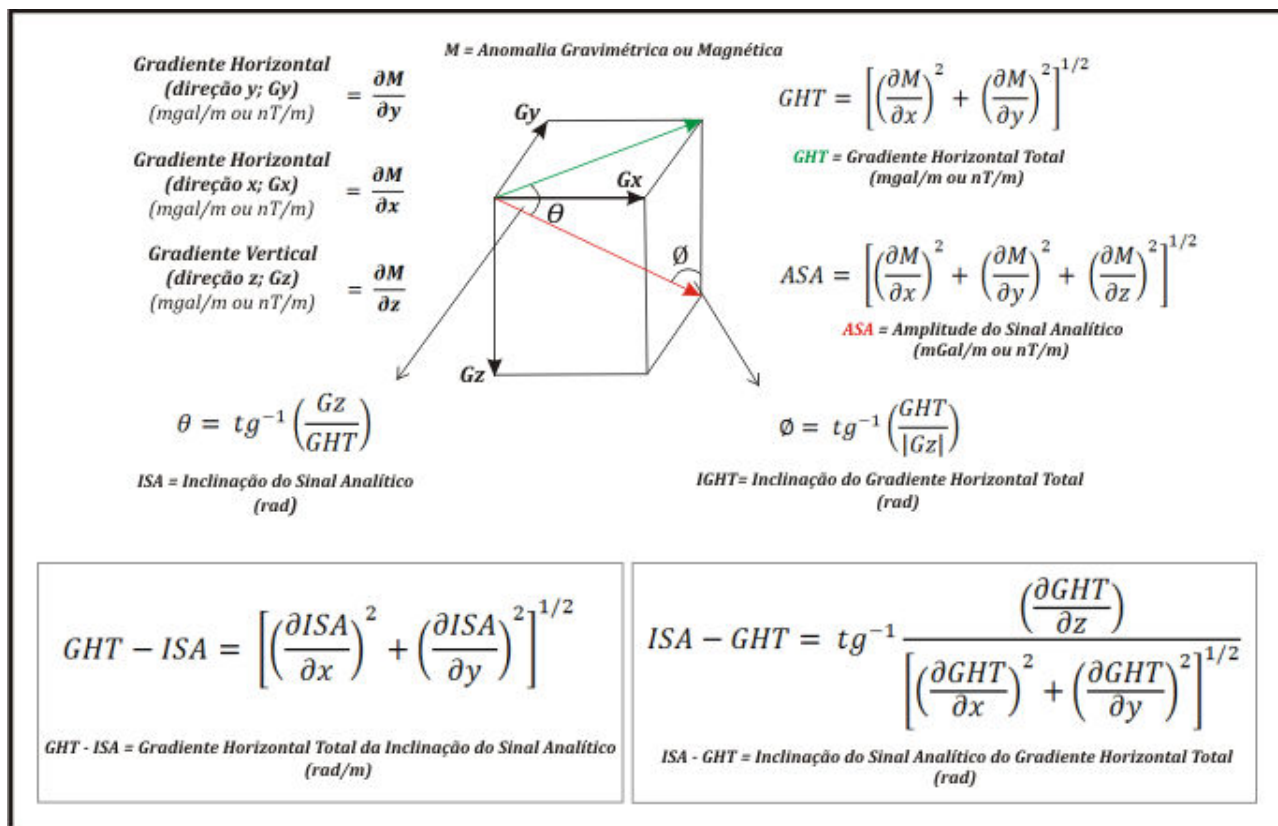


Figura 3.3 - Principais métodos de realce de anomalias magnéticas e gravimétricas (modificado de [Ferreira et al., 2010](#)).

Anomalias sintéticas provenientes de corpos magnetizados com geometria conhecida, principalmente as decorrentes de modelos prismáticos, em função de suas aproximações às estruturas geológicas, são fundamentais na avaliação dos métodos de realce ([Singh & Gultasarma, 2001](#)). Dessa forma, modelos teóricos, como o proposto por [Ferreira et al. \(2010\)](#), auxiliam na análise do comportamento do campo magnético em áreas com diferentes latitudes e dos realces aplicados sobre o mapa residual, uma vez que os parâmetros de entrada são conhecidos e controlados.

3.3.2. Gamaespectrometria

A radiação gama que pode ser detectada próxima à superfície terrestre resulta do decaimento de elementos radioativos. Essa desintegração ocorre em função da instabilidade do núcleo do átomo radioativo que libera energia através da emissão de partículas alfa, beta e radiação gama. As partículas alfa e beta equivalem a um núcleo de hélio e a um elétron de alta

velocidade (ou pósitron), respectivamente. Ao emitir essas partículas, o núcleo do átomo pode permanecer ainda num estado excitado, com a energia restante sendo liberada sob a forma de raios gama (Telford *et al.*, 1990).

As principais fontes de radiação gama são decorrentes da desintegração do potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). Já a radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para o canal de contagem total (Grasty *et al.*, 1985). Dessa forma, os levantamentos radiométricos funcionam medindo a energia que um fóton gama produz durante um evento de cintilação através de um analisador. A maior parte dos gamaespectrômetros conta com quatro canais: um para contagem total, um para o pico de ^{208}Tl (2,62 MeV) que mede o tório, um para o pico de ^{214}Bi (1,76 MeV) que mede o urânio e um para o pico de ^{40}K (1,46 MeV) que mede o potássio, sendo que a concentração de todos os “elementos-pai” podem ser estimados, desde que o radioelemento primitivo esteja em equilíbrio com seu “elemento-filho” (Milson, 2003). Através de uma calibração adequada, o equipamento pode fornecer diretamente as concentrações dos elementos radioativos.

O potássio aparece na crosta superior com uma abundância média de 2,32% de K e 0,61% de K_2O (Rudnick e Gao, 2004). O tório, por sua vez, ocorre na crosta superior com uma abundância média de 10,5 ppm, enquanto o urânio aparece com concentração média de 2,7 ppm (Rudnick e Gao, 2004).

Na crosta continental, o potássio aparece principalmente nos feldspatos potássicos e seus polimorfos (ortoclásio e microclínio), seguido das micas e alguns argilominerais formados durante a diagênese ou por alteração hidrotermal. Na estrutura dos minerais, Th^{4+} e U^{4+} constituem cátions de tamanhos médios e bastante eletronegativos, formando com outros elementos de raios iônicos equivalentes ou superiores (0,68 Å do Ti até 1,22 Å do La) o grupo dos cátions HFS (*high field strength*), incluindo todos os ETR trivalentes, além de Ce^{4+} , Y, Pb^{4+} , Zr, Hf, Cs, Ti, Nb e Ta (Ulbrich *et al.*, 2009). O urânio ocorre principalmente na forma de óxido (UO_2) e em silicatos (e.g. zircão), e em rochas como pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos e alguns folhelhos. Já o tório, ocorre em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão (Ulbrich *et al.*, 2009). Contudo, estes elementos podem, com alguma facilidade, substituir-se mutuamente em estruturas cristalinas. Assim, tório e urânio podem aparecer em minerais portadores de ETR, Y, Zr, Hf, e outros.

Segundo [Vasconcellos et al. \(1994\)](#), a radioatividade total que emana das rochas ígneas possui em média uma contribuição de 40 a 45% do potássio, de 40 a 45% do tório e de apenas 15 a 20% do urânio. [Dickson & Scott \(1997\)](#) mostraram que a concentração dos radioelementos em rochas magmáticas está relacionada com a sua basicidade, que é definida pela concentração de sílica na rocha, apontando para uma tendência de aumento dos teores de radionuclídeos com o incremento de SiO₂. [Ulbrich et al. \(2009\)](#), por sua vez, constataram que o número de fases minerais portadoras de tório e urânio incrementa-se fortemente nas rochas formadas nos últimos estágios de diferenciação magmática.

Apesar de cada litotipo apresentar uma resposta característica para a emissão de raios gama, uma rocha que foi submetida a determinados processos de intemperismo, à passagem de fluidos hidrotermais ou a qualquer outro processo que altere as suas características originais, cria um novo conjunto de respostas gamaespectrométricas.

Assim, processos intempéricos afetam a quantidade de radioelementos nas rochas. No caso do intemperismo químico, seus efeitos dependem das características de acidez e salinidade da água, desde que estes sejam suficientes para remover e precipitar os radioelementos. Por isso, torna-se essencial a distinção dos produtos de intemperismo *in situ*, que substituem a porção superior da “rocha-mãe”, dos produtos de intemperismo por transporte (físico), que envolve a mobilização do material desagregado através do intemperismo químico e/ou físico ([Gunn, 1998](#)).

O potássio é um elemento extremamente móvel, principalmente em climas tropicais com forte regime de chuvas. Através do intemperismo químico, minerais que hospedam potássio, em particular os feldspatos potássicos, sob regime de drenagem completa das águas intersticiais, são transformados em caulinitas, podendo passar, sob condições de drenagem parcial, para esmectitas, com conservação total ou parcial do elemento na rede cristalina dos argilominerais ([Ulbrich et al., 2009](#)).

Os compostos ricos em tório apresentam baixa solubilidade, sendo estáveis durante o processo de intemperismo químico (exceto em soluções ácidas). Dessa forma, esse elemento deve estar presente em minerais resistentes contidos no solo, podendo ocorrer também como íon absorvido em óxidos/hidróxidos de Al, Fe, Mn e Ti e na estrutura de argilominerais, seja *in situ* ou em materiais coluvionares ([Dickson & Scott, 1997](#); [Ulbrich et al., 2009](#)). Já o urânio possui maior mobilidade, principalmente em condições de oxidação a baixa temperatura ([Dickson & Scott, 1997](#)). O aumento do sinal gamaespectrométrico de tório e urânio em regiões de topografia

mais suave e em drenagens, pode sugerir transporte coluvial dos minerais mais resistentes, bem como dos hospedeiros neoformados desses elementos (Ulbrich *et al.*, 2009).

Além da lixiviação de outros elementos durante o processo de intemperismo, diversos fatores contribuem para o enriquecimento relativo dos radioelementos. Durante a evolução de uma câmara magmática e formação de rochas graníticas, há a possibilidade do aumento da concentração de potássio, tório e urânio por diferenciação magmática, contaminação por materiais crustais ou mesmo por outros magmas. A passagem de fluidos hidrotermais também alteram as características originais das rochas, podendo resultar principalmente no incremento do teor de potássio.

Dessa forma, para identificar rochas que foram submetidas a esses processos de enriquecimento são utilizadas razões entre os canais gamaespectrométricos. A relação Th/K (Ostrovsky, 1975; Pires, 1995) ressalta o “antagonismo” entre os dois elementos, contudo não é indicada para individualizar rochas graníticas, uma vez que nelas a relação entre tório e potássio costuma ser positiva (Dickson & Scott, 1997). O parâmetro $F = K \times (eU/eTh)$ (Efimov, 1978 *apud* Gnojek & Perichystal, 1985) realça simultaneamente a abundância de K e da razão eU/eTh, sendo amplamente utilizado na identificação de áreas com alteração hidrotermal e de áreas intensamente intemperizadas. Adicionalmente, Saunders *et al.* (1987) e Pires (1995) propuseram a normalização de K e U pelo Th, em função do último possuir menor mobilidade. Assim, através das fórmulas:

$$K_d = (K_s - K_i) / K_i \quad (2)$$

$$U_d = (U_s - U_i) / U_i \quad (3)$$

onde,

$$K_i = (\text{média de } K_s / \text{média de } Th_s) \times Th_s \quad (4)$$

$$U_i = (\text{média de } U_s / \text{média de } Th_s) \times Th_s \quad (5)$$

e sendo os valores K_s , Th_s e U_s correspondentes aos valores medidos durante o levantamento, K_d e U_d representam anomalias de potássio e urânio normalizadas pelo tório.

Os radioelementos podem ser encontrados em concentrações bastante anômalas, configurando depósitos minerais. Em função de sua grande mobilidade, o potássio muitas vezes está associado a alterações hidrotermais (e.g. Hoover & Pierce 1990; Dickson & Scott, 1997; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003), principalmente quando o fluido é proveniente de fontes magmáticas ricas nesse elemento. Dessa forma, anomalias no canal do K podem ser identificadas em depósitos tipo cobre-ouro pórfiro e depósitos de ouro epitermal devido à presença de alteração potássica, com feldspato potássico, e/ou alteração sericítica, associada com a presença de muscovita. Contudo, a presença de uma intrusão félsica pode mascarar os depósitos. Nesse caso, o uso da razão Th/K pode dar uma indicação mais precisa sobre a abrangência da alteração, já que o tório não é incrementado durante o processo de mineralização (e.g. Dickson & Scott, 1997; Gunn, 1998).

Ulbrich *et al.* (2009) lembram que as leituras gamaespectrométricas do canal do U devem estar frequentemente diminuídas, em função da dificuldade de se atingir o equilíbrio radioativo nas suas séries de decaimento, não sendo possível estimar quantitativamente sua concentração. No caso do potássio, a estimativa quantitativa é inviabilizada em função da sua grande mobilidade. Somente o tório possui uma boa relação entre os valores medidos pelo gamaespectrômetro e suas concentrações reais nos materiais em superfície e subsuperfície.

3.4. Materiais e Métodos

3.4.1 Base de Dados

O banco de dados aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnéticos) utilizado é proveniente da Base de Dados Aerogeofísicos do Brasil – AERO, a qual é formada por projetos executados pelo DNPM em convênio com a CPRM. Para este trabalho, foi utilizada a base aerogeofísica pertencente à Série 1000, código 1052 – Projeto Juruena-Teles Pires, Fase 1. Esses dados estão dispostos segundo linhas de voo N-S, com espaçamento de 2 km, intervalo de amostragem de 60m, altura de voo de 150m e abrangem uma área de 36.300 km² (Figura 3.4). Através de um convênio de cooperação técnica entre a CPRM e o Serviço Geológico do Canadá (*Brazil Airborne Radiometric Mapping Project - BARMP, 1997*), todos os dados aerogamaespectrométricos do Brasil foram reprocessados e micronivelados. Assim, os dados

originais em contagens por segundo (cps), foram transformados para dose de CT ($\mu\text{R/h}$) e concentrações de K (%), eU (ppm) e eTh (ppm), através de um processo de retro-calibração.

Os dados geofísicos terrestres foram adquiridos com os magnetômetros de precessão de prótons GSM-19 fabricado pela GEM Systems e G-856 fabricado pela Geometrics que possuem precisão de 0,1 nT, e o gamaespectrometro GS-512 fabricado pela Geofyzika/Scintrex. Os dados foram levantados em duas áreas de 12Km² (área do depósito do Francisco) e 24Km² (área do depósito do Pé Quente), próximas a depósitos minerais conhecidos na PAAF. O levantamento foi realizado em malhas irregulares com espaçamento variando entre 100m e 200m entre cada ponto (Figura 3.5).

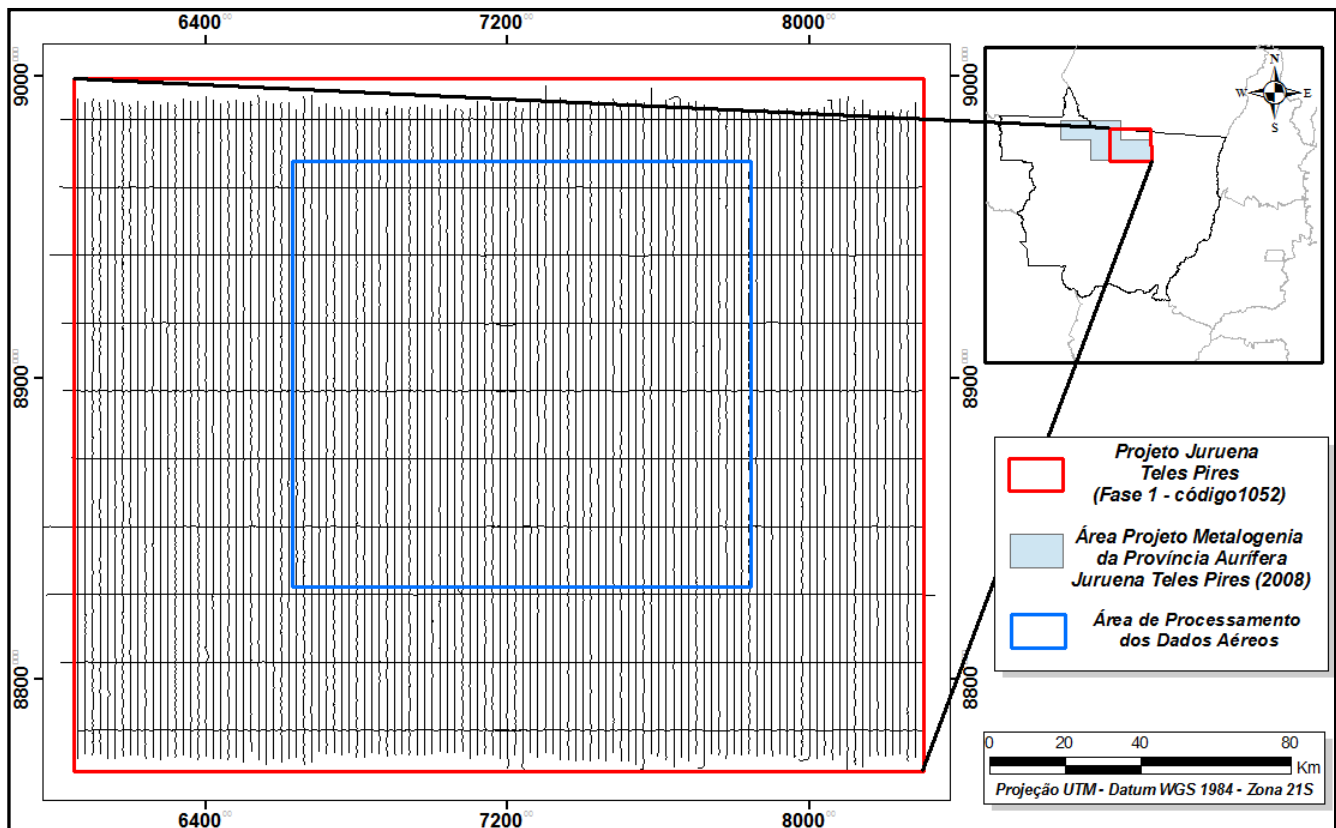


Figura 3.4 - Localização do projeto geofísico Juruena Teles Pires (Fase 1 - código 1052) e disposição das linhas de voo.

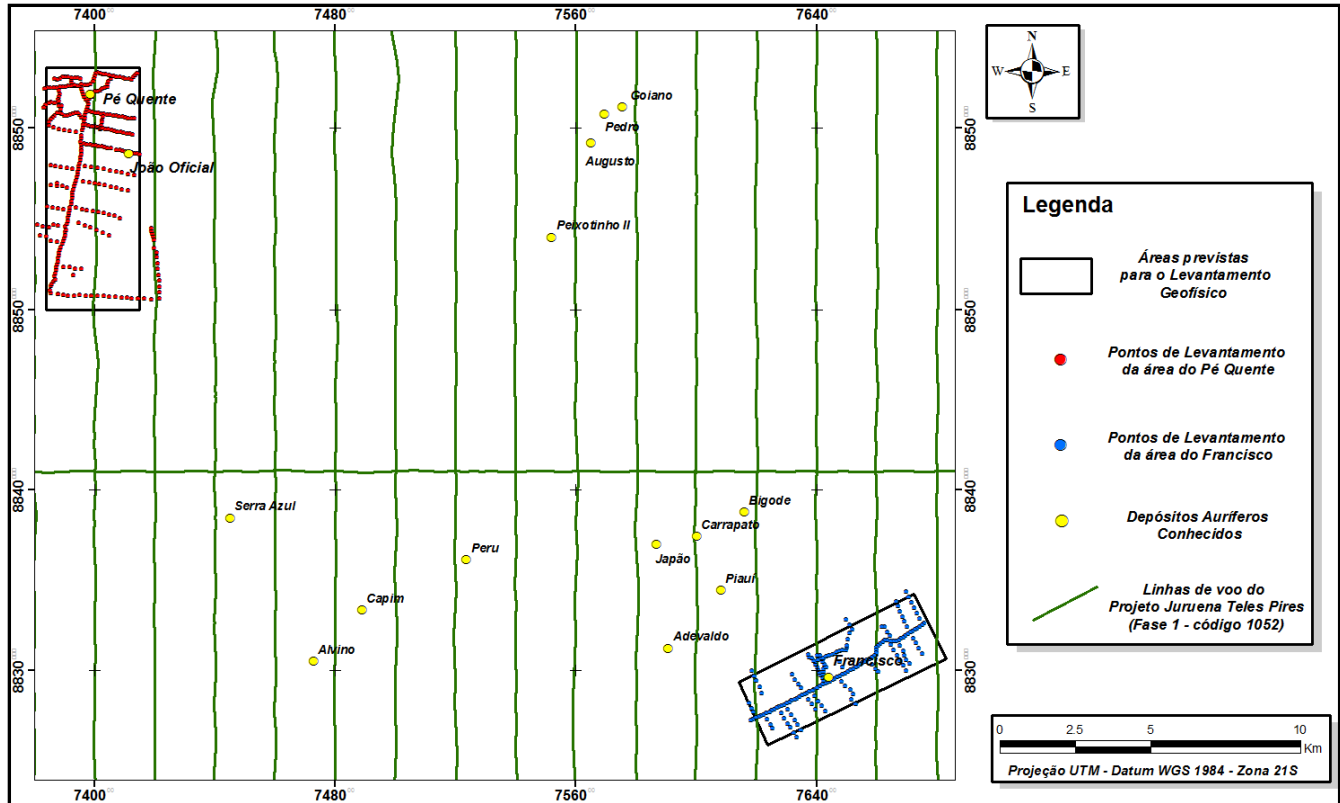


Figura 3.5 – Localização das áreas de levantamento terrestre próximas aos depósitos auríferos Pé Quente, João Oficial e Francisco.

3.4.2. Processamento dos dados geofísicos

Os dados geofísicos foram processados no software Oasis MontajTM.

Os dados gamaespectrométricos e magnéticos aéreos residuais foram interpolados em uma malha regular de 500 x 500 metros (1/4 do espaçamento nominal das linhas de voo) utilizando o método de curvatura mínima (e.g. Briggs, 1974). Esse método gera uma superfície suavizada com valores que se aproximam dos dados originais, sendo amplamente utilizado por sua eficiência computacional e eficácia. No caso dos dados magnéticos, o método foi aplicado através de um algoritmo bidirecional. Primeiramente os dados foram interpolados ao longo das linhas de voo e, subsequentemente, na direção perpendicular às mesmas. O algoritmo bidirecional é indicado para interpolar dados que tenham sido levantados em linhas aproximadamente paralelas, uma vez que tendem a realçar as feições perpendiculares às linhas do levantamento.

Os dados aeromagnéticos foram originalmente disponibilizados com correção para o IGRF e variação diurna. Contudo, algumas linhas do levantamento foram suprimidas, pois apresentavam inconsistências que poderiam prejudicar o processamento. São elas: L1711E,

L1791E, L2001E, L2021E, L2022E, L2051E, L2101E, L2141E, L2142E e L2511E. Adicionalmente, equalizou-se o histograma dos dados magnéticos de forma que a média ficasse próxima de 0nT. Um filtro passa-baixa de 4000m foi aplicado ao banco de dados, a fim de contemplar a frequência Nyquist.

Através de modelos 3D teóricos propostos por [Bongiolo \(2011\)](#) (Figura 3.6), cujos parâmetros geométricos e magnéticos estão indicados nas Tabelas 3.1 e 3.2, buscou-se analisar o comportamento do campo magnético residual e do desempenho dos métodos de realce na área de estudo – ou seja, em baixa latitude -, comparando-os com o modelo teórico de anomalias posicionadas sobre o polo magnético terrestre.

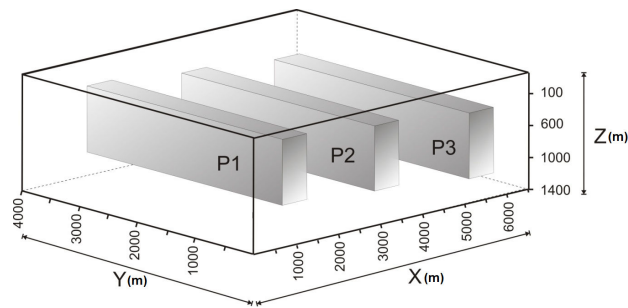


Figura 3.6 - Representação dos modelos sintéticos 3D.

Tabela 3.1 - Parâmetros geométricos dos modelos.

Localização	Prisma P1	Prisma P2	Prisma P3
X (m)	500-1000	3000-3500	5500-6000
Y (m)	500-3500	500-3500	500-3500
Z (m)	100-1100	200-1200	300-1300

Tabela 3.2 - Parâmetros magnéticos dos modelos.

Parâmetros	Alta Floresta	Polo
Latitude	-10°15'00''S	85°00'00''N
Longitude	-55°00'00''W	132°36'00''E
Declinação (D°)	-15,0°	0,0°
Inclinação (I°)	-2,0°	90,0°
Magnitude (T)	26.297 x 10 ⁻⁹	56.973 x 10 ⁻⁹
Ji (A/m)	0,57	1,25

Já no caso dos dados gamaespectrométricos, que originalmente já estavam corrigidos pelo BARMP (1997), apenas equalizou-se o histograma dos quatro canais de forma que o valor mínimo ficasse próximo de 0,01u.c., com o intuito de evitar o “efeito K” (Ferreira *et al.*, 2009) e outras possíveis inconsistências durante o processamento. Além disso, também foi aplicado um filtro passa-baixa de 4000m ao banco de dados, contemplando assim a frequência Nyquist.

Os dados magnéticos terrestres brutos foram processados visando eliminar: (i) a variação diurna do campo geomagnético; (ii) a componente global; e (iii) eventuais ruídos remanescentes. Adicionalmente, equalizou-se o histograma dos dados magnéticos de forma que a média ficasse próxima de 0nT.

Os dados gamaespectrométricos terrestres, por sua vez, não demandaram processamentos elaborados, em função do equipamento já estar calibrado para transformá-los de contagens por segundo (cps) para concentrações de K (%), eTh (ppm), eU (ppm) e CT (ppm). Apenas equalizou-se o histograma dos quatro canais, assim como para os dados aéreos, de forma que o valor mínimo ficasse próximo de 0,01u.c.

Em seguida, os dados foram interpolados em malhas regulares de 50 x 50 metros (aproximadamente ¼ do espaçamento de amostragem) segundo o método de krigagem, que tenta expressar as tendências direcionais dos dados, evitando, assim, o efeito de ‘olho-de-touro’. O método é indicado para distribuições aleatórias, sendo, neste caso, o mais adequado (Blum, 1999).

3.5. Resultados e Discussões

3.5.1. Dados Aéreos

3.5.1.1 Magnetometria

A partir do modelo prismático da Figura 3.5 e dos parâmetros das Tabelas 3.1 e 3.2 gerou-se um mapa magnético residual, que posteriormente foi reduzido ao polo e sobre este foram aplicados os métodos de realce propostos. Com base nos resultados dos modelos teóricos (Figura 3.7), observou-se que as técnicas de realce (i) ASA, (ii) GHT, (iii) ISA, (iv) GHT-ISA e (v) ISA-GHT não provocam deslocamento significativo no posicionamento das anomalias em relação aos prismas nos mapas residuais e nos mapas de redução ao polo. Contudo, para a área de estudo, a declinação magnética gera o aparecimento de artefatos nos últimos. Dessa forma, após a redução ao polo há a necessidade de suprimir essas tendências na direção da declinação através de um filtro direcional.

Os dados magnéticos do Projeto Juruena Teles Pires (Fase 1) foram submetidos à mesma metodologia proposta para os modelos sintéticos. Inicialmente, o mapa de anomalias magnéticas (Figura 3.8A) foi reduzido ao polo (Figura 3.8B). Isso gerou, assim como para os dados teóricos, o aparecimento de artefatos na direção da declinação magnética. Dessa forma, para suprimir os artefatos e os ruídos causados pela influência de fontes rasas, foram aplicados os seguintes filtros: (i) cosseno direcional com direção do centro no domínio do espaço igual a 350 e grau 1 (Figura 3.8C) e (ii) continuação para cima com distância de 2000m (Figura 3.9A). Em seguida, foram gerados os mapas com os mesmos realces aplicados aos dados teóricos.

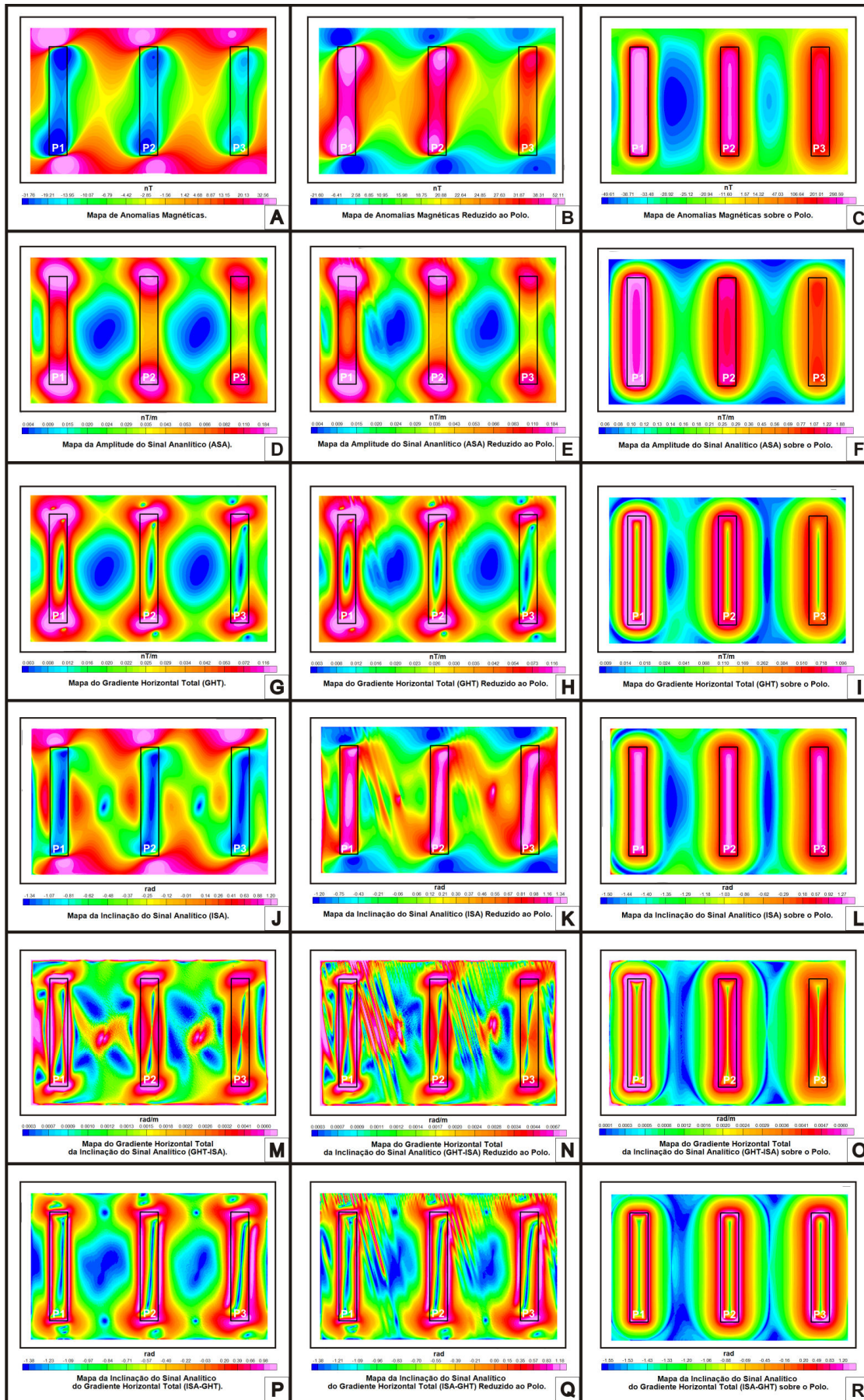


Figura 3.7 - Métodos de realce aplicados aos modelos teóricos.

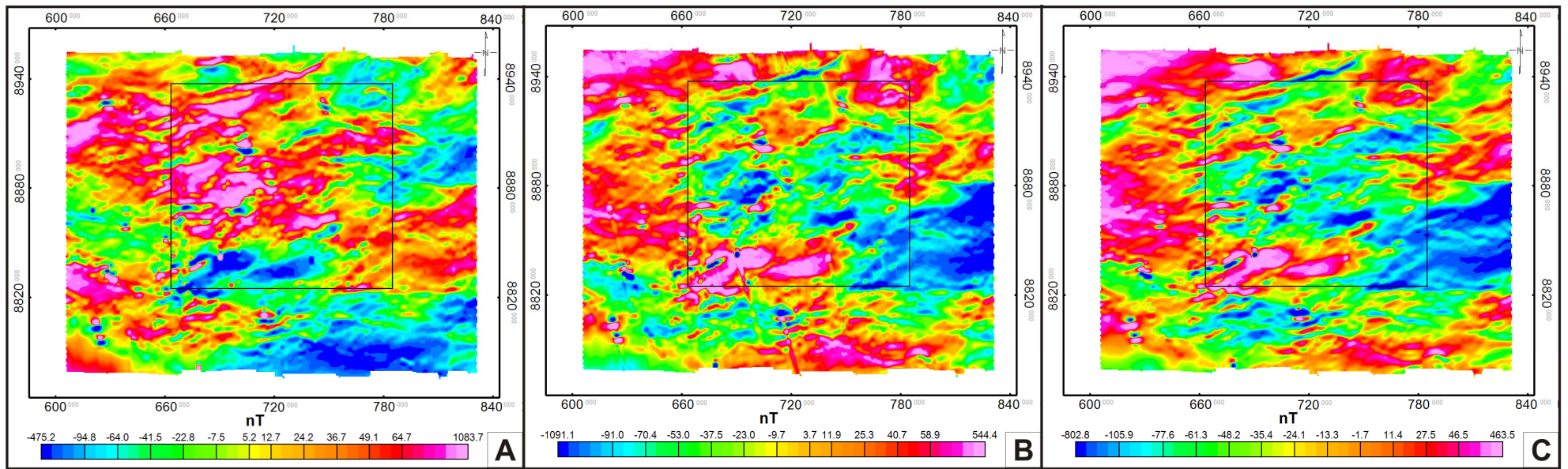


Figura 3.8 - Mapas de anomalias magnéticas (A) residual, (B) reduzido ao pólo e (C) reduzido ao pólo e corrigido através do filtro cosseno-direcional. Área de estudo destacada em preto. (Dados provenientes do projeto Juruena-Teles Pires, Fase1, CPRM - 1991).

Roest *et al.* (1992) estendeu o conceito de amplitude do sinal analítico de Nabighian (1972,1974) para corpos 3D, com o objetivo de estimar a profundidade das fontes magnéticas. Li (2006) mostrou que ASA depende da inclinação magnética e de outros parâmetros geomagnéticos, refutando conceitos vigentes até então. Na figura 3.9B as soluções de Euler se posicionam tanto amplitudes máximos como sobre as intermediárias, sugerindo que a atenuação do sinal deve-se a maior profundidade das fontes, uma vez que os contrastes de suscetibilidade magnética, a geometria e a magnetização das fontes são consideradas constantes (Ferreira *et al.*, 2010). Dessa forma, observa-se que as interferências de fontes de diferentes profundidades resultam em anomalias relativamente circulares, tornando difícil a interpretação das estruturas através desse método de realce.

O GHT (Figura 3.9C) tem a propriedade de realçar as bordas (máximos) e os centros (mínimos) das fontes magnéticas, sendo que as amplitudes são gradativamente atenuadas com a profundidade dos modelos. Apesar de apresentar comportamento semelhante ao da ASA, esse algoritmo delinea de forma mais clara o contorno das estruturas.

A ISA (Figura 3.9D) possui como principais atributos equalizar as amplitudes, posicionar os máximos sobre os centros das fontes e ser independente da profundidade. Contudo, conforme assinalado por Cooper & Cowan (2008), este método não se caracteriza como detector de bordas. Ademais, ISA é influenciada pela latitude magnética (Verduzco *et al.*, 2004), o que amplifica as limitações do método quando os dados não são apropriadamente reduzidos ao polo, como em regiões de baixas latitudes magnéticas.

O GHT-ISA (Figura 3.9E) mostra-se eficiente para a interpretação qualitativa de estruturas magnéticas, em função de ser independente da inclinação e da intensidade da anomalia magnética (Verduzco *et al.*, 2004), além de realçar e centralizar as amplitudes máximas sobre os limites das fontes. Contudo, apesar de realçar as bordas das fontes, as soluções de Euler se alinham sobre amplitudes intermediárias, mostrando a dependência do método com a profundidade dos corpos.

O método ISA-GHT (Figura 3.9F), que apresenta características semelhantes ao GHT-ISA, equaliza as amplitudes do sinal, dispondo os máximos sobre as bordas das fontes e coincidentes com as tendências das soluções de Euler, revelando-se como um método ainda mais adequado para a interpretação qualitativa de dados de campos potenciais.

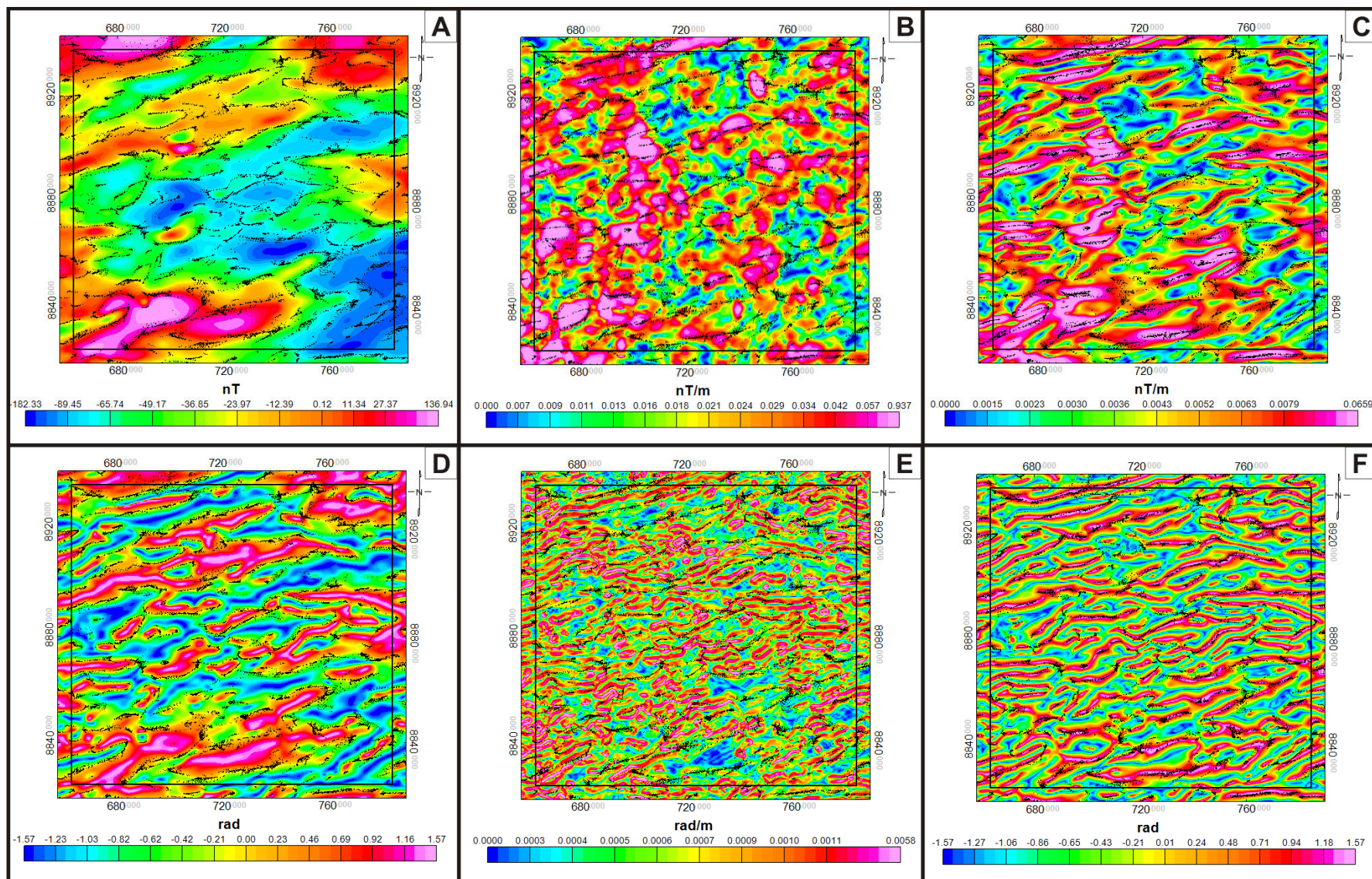


Figura 3.9 - Métodos de realce aplicados ao mapa de anomalias magnéticas (A) Continuação para cima (2000m), (B) ASA, (C) GHT, (D) ISA, (E) GHT-ISA e (F) ISA-GHT. Os pontos em preto representam as Soluções de Euler. (Dados provenientes do projeto Juruena-Teles Pires, Fase1, CPRM - 1991).

Dessa forma, a partir do mapa ISA-GHT, foram interpretadas as estruturas magnéticas da área de estudo (Figura 3.10A). Contudo, como dito anteriormente, ao mapa residual foi aplicado o filtro de continuação para cima (2000m) antes da geração do mapa ISA-GHT. Assim, as estruturas interpretadas a partir desse realce, refletem estruturas de níveis crustais intermediários, uma vez que as fontes rasas foram suprimidas pelo filtro de continuação para cima.

Adicionalmente, a partir de uma composição RGB de três derivadas verticais com distintas ordens de diferenciação, juntamente com uma imagem SRTM sombreada, foram interpretadas as estruturas superficiais (Figura 3.10B), a fim de correlacioná-las com as estruturas magnéticas interpretadas a partir do mapa ISA-GHT.

Através da Figura 3.10C, ao se comparar o produto da interpretação dos dois mapas, percebe-se que muitas estruturas possuem representatividade em diferentes níveis crustais, ou seja, tem correlação espacial no mapa ISA-GHT (profundidades intermediárias) e no mapa da composição RGB (superficiais). Isso sugere que essas estruturas possam ter servido de conduto para a percolação de fluidos hidrotermais, favorecendo a deposição de sulfetos e formação de depósitos de ouro. Contudo, faltam elementos para concluir se essas estruturas são fruto de reativações ou se ao se formarem atingiram diferentes níveis crustais simultaneamente.

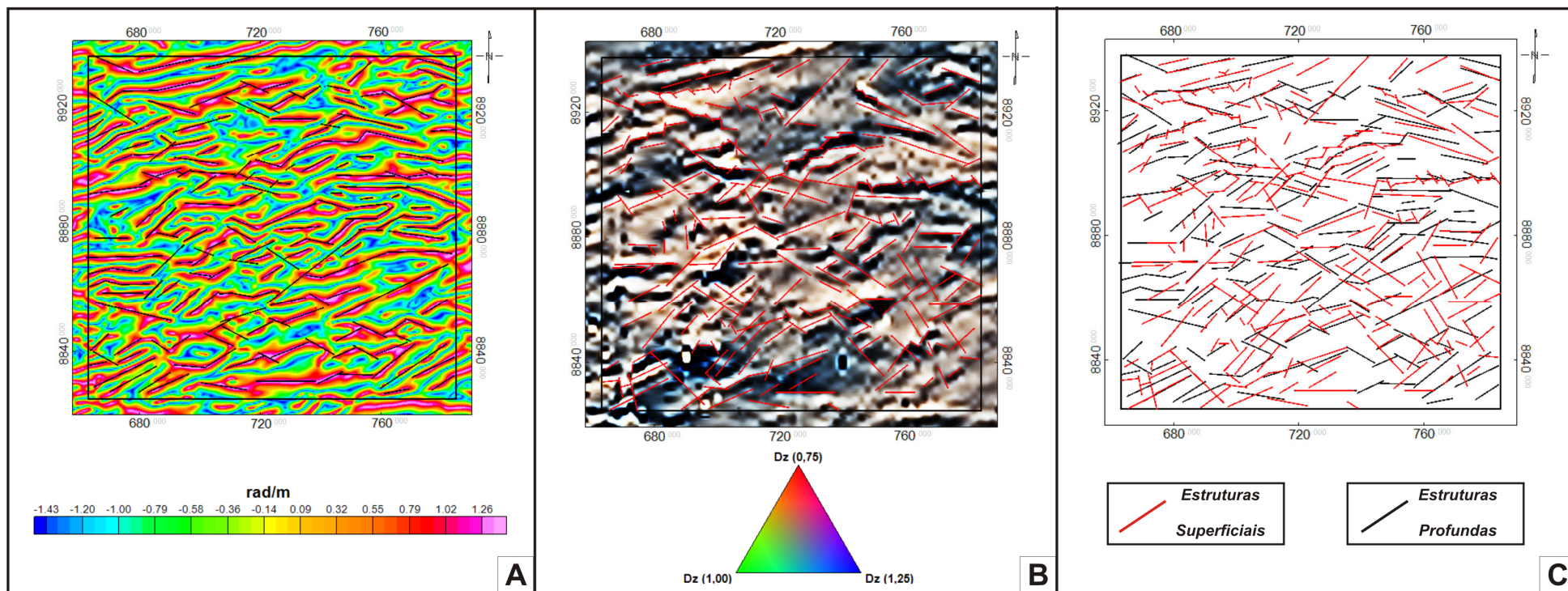


Figura 3.10 – Interpretação das estruturas a partir dos realces (A) ISA-GHT e (B) RGB das derivadas verticais e (C) comparação das estruturas profundas e superficiais.

3.5.1.2. Gamaespectrometria

Os mapas dos canais básicos de K (Figura 3.11A), eTh (Figura 3.11B), eU (Figura 3.11C) e CT (Figura 3.11D) não foram utilizados individualmente como parâmetros para a determinação dos domínios litogeofísicos em função da grande mobilidade do potássio, da relativa mobilidade do urânio e da imobilidade do tório durante o processo de intemperismo, que oblitera a resposta dos materiais superficiais.

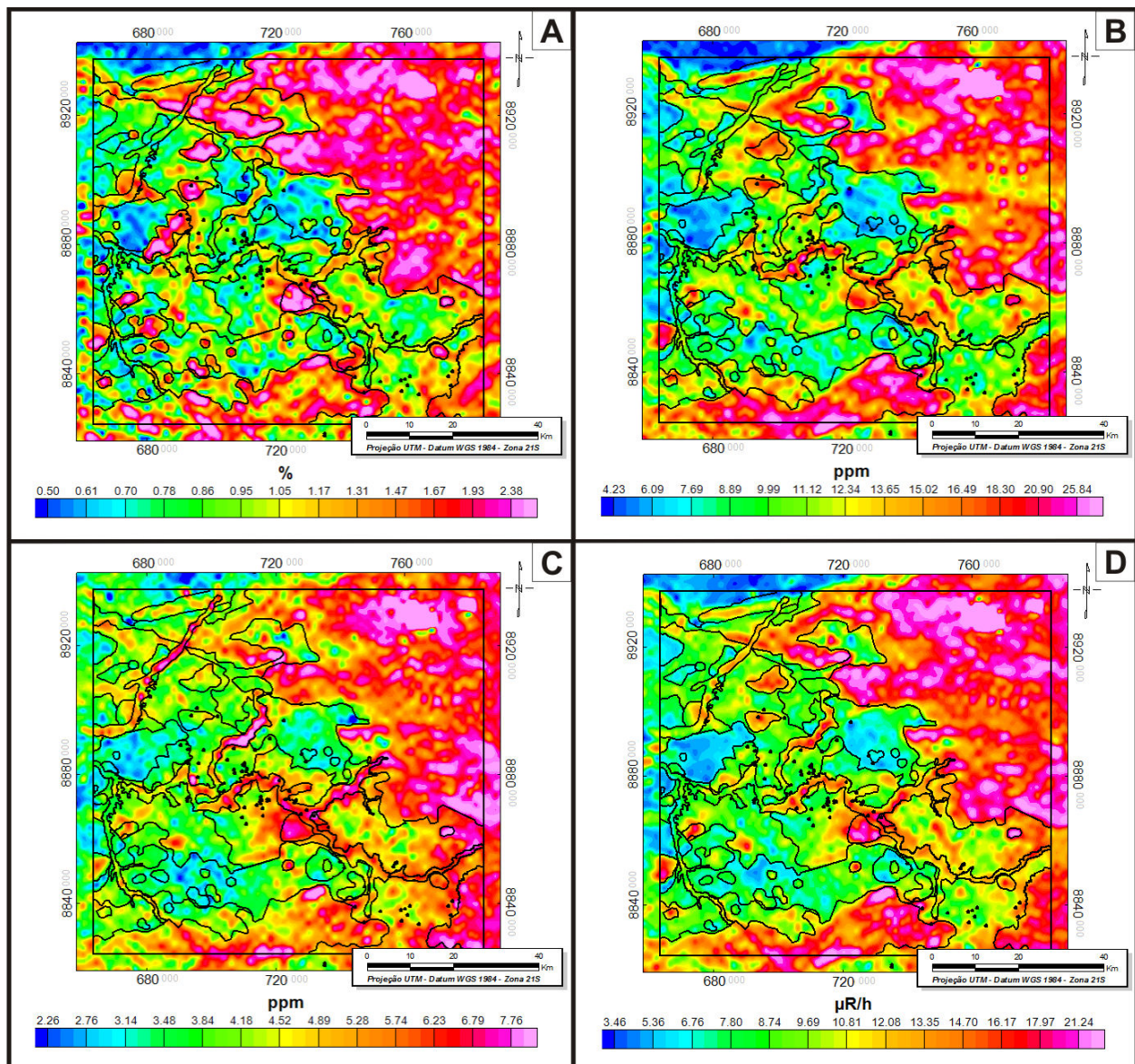


Figura 3.11 - Mapas gamaespectrométricos (A) Canal do K, (B) Canal do eTh, (C) Canal do eU e (D) Canal de CT. Os pontos pretos representam depósitos auríferos conhecidos e os polígonos os domínios litogeofísicos individualizados.

Já os mapas de razões foram utilizados para a determinação de possíveis zonas com alteração hidrotermal. Para tanto foram utilizadas razões que evidenciam zonas com acumulação anômala de potássio, K_d (Figura 3.12A), eTh/K (Figura 3.12B), eU/K (Figura 3.12C) e parâmetro F (Figura 3.12D), objetivando assim mapear áreas com alterações hidrotermais do tipo potássica e sericítica, que comprovadamente estão associadas às mineralizações auríferas da região (e.g. [Xavier et al., 2011](#); [Assis, 2011](#)). Nesses mapas, as zonas de anomalias de alta amplitude delimitam as rochas graníticas ricas em potássio, em comparação aos outros dois elementos, e que são abundantes na área (e.g. Granito Aragão, Granito Flor da Mata, Granito Novo Mundo). Já as áreas hidrotermalizadas, que deveriam ser realçadas por essas razões, apresentam-se como zonas muito amplas, confundindo-se com os teores contidos nas próprias rochas presentes na região, o que inviabiliza a interpretação da área de ocorrência das alterações hidrotermais ricas em potássio.

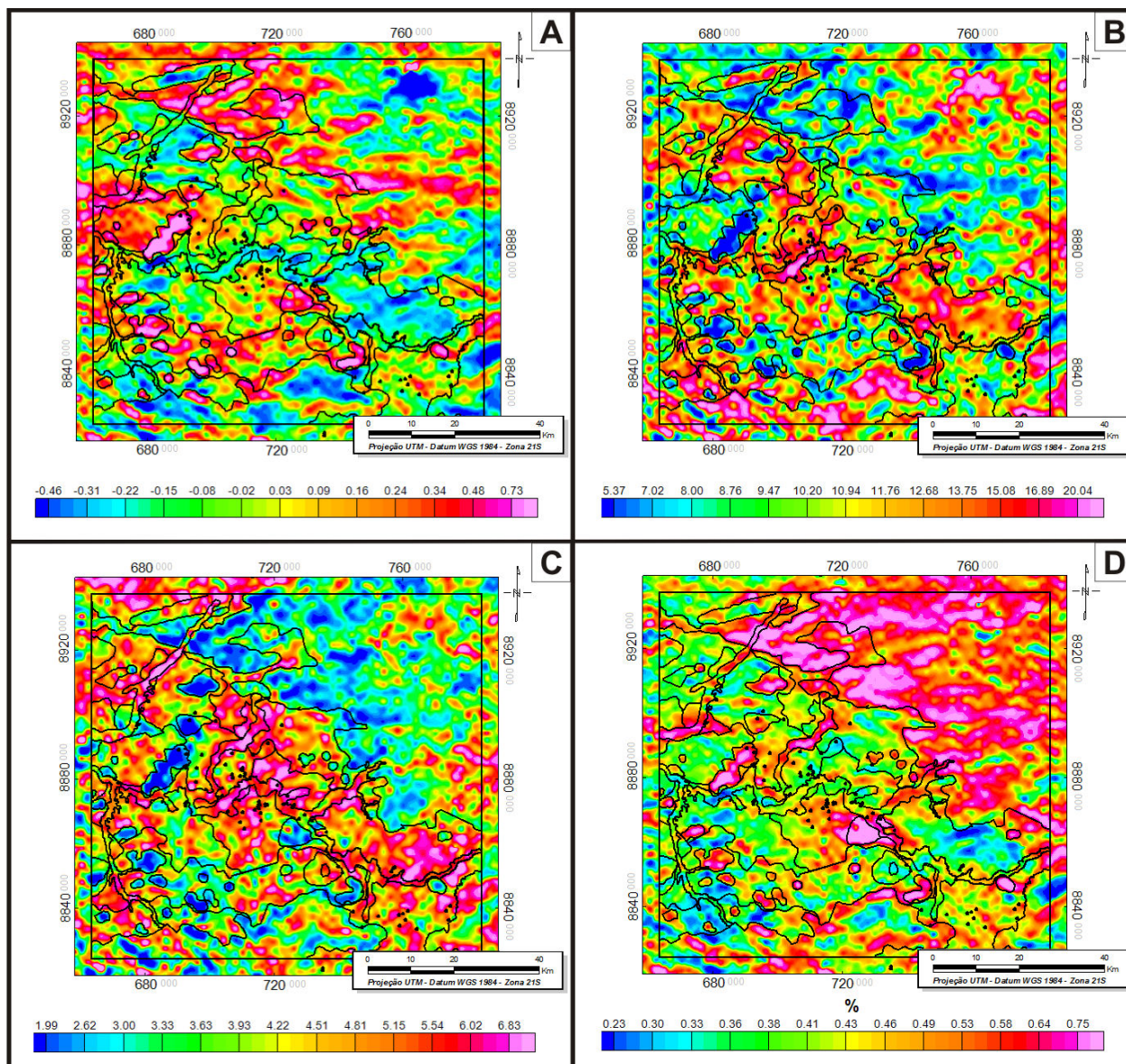


Figura 3.12 - Mapas das razões (A) K_d , (B) eTh/K , (C) eU/K e (D) Parâmetro F. Os pontos pretos representam depósitos auríferos conhecidos e os polígonos os domínios litogeoquímicos individualizados.

A interpretação e individualização dos domínios litogamaespectrométricos considerou principalmente a composição RGB (K-eTh-eU) e o canal de contagem total, sendo que cada domínio apresenta combinações diferentes dos teores de K, eTh e eU.

Os domínios individualizados podem estar correlacionados a unidades litológicas anteriormente descritas e cartografadas ou representar variações faciológicas e composicionais ainda não identificadas em determinadas unidades. Assim, os limites entre os domínios litogamaespectrométricos podem não corresponder a transições entre unidades litoestratigráficas distintas, mas sim a variações dentro de uma mesma unidade.

A correlação entre os domínios lito-gamaespectrométricos e as unidades geológicas baseou-se nas respostas exibidas pelos produtos gamaespectrométricos e nos dados provenientes de diversos trabalhos de mapeamento realizados na região. Contudo, em função da baixa resolução dos dados, algumas unidades descritas em trabalhos anteriores não apresentam uma assinatura típica que permita sua individualização. Assim, algumas unidades geológicas já individualizadas (e.g. Pórfiro União do Norte, Granodiorito União, Unidade Vulcanoclástica) em trabalhos recentes e de maior detalhe (e.g. Assis, 2011; Miguel Jr., 2011), não foram contempladas nesse trabalho.

Com o intuito de refinar a interpretação geológica para garantir uma individualização mais criteriosa das rochas presentes na área, gerou-se um produto através da técnica *Fuzzy Clustering*, tendo como base os canais gamaespectrométricos de K, eTh e eU. Essa técnica consiste em um sistema de classificação não-supervisionada, onde o agrupamento das classes similares (*Fuzzy clusters*) é feito a partir do comportamento estatístico dos dados, sem a necessidade de pontos de treinamento (e.g. Looney & Yu, 2000; Lammoglia, 2006; Magalhães, 2007). Dessa forma, os litotipos foram individualizados através da interpretação qualitativa da composição dos canais gamaespectrométricos em RGB (Figura 3.13A) em conjunto com os produtos gerados pelo método *Fuzzy Clustering* (Figura 3.13B) e do canal de CT, resultando no mapa de domínios litogeofísicos (Figura 3.13C). No produto final (Figura 3.13D), alguns domínios litogeofísicos foram agrupados em uma única unidade geológica de acordo com o comportamento gamaespectrométrico similar (e.g. domínios 1, 15 e 21 foram interpretados como fazendo parte da Suíte Intrusiva Matupá).

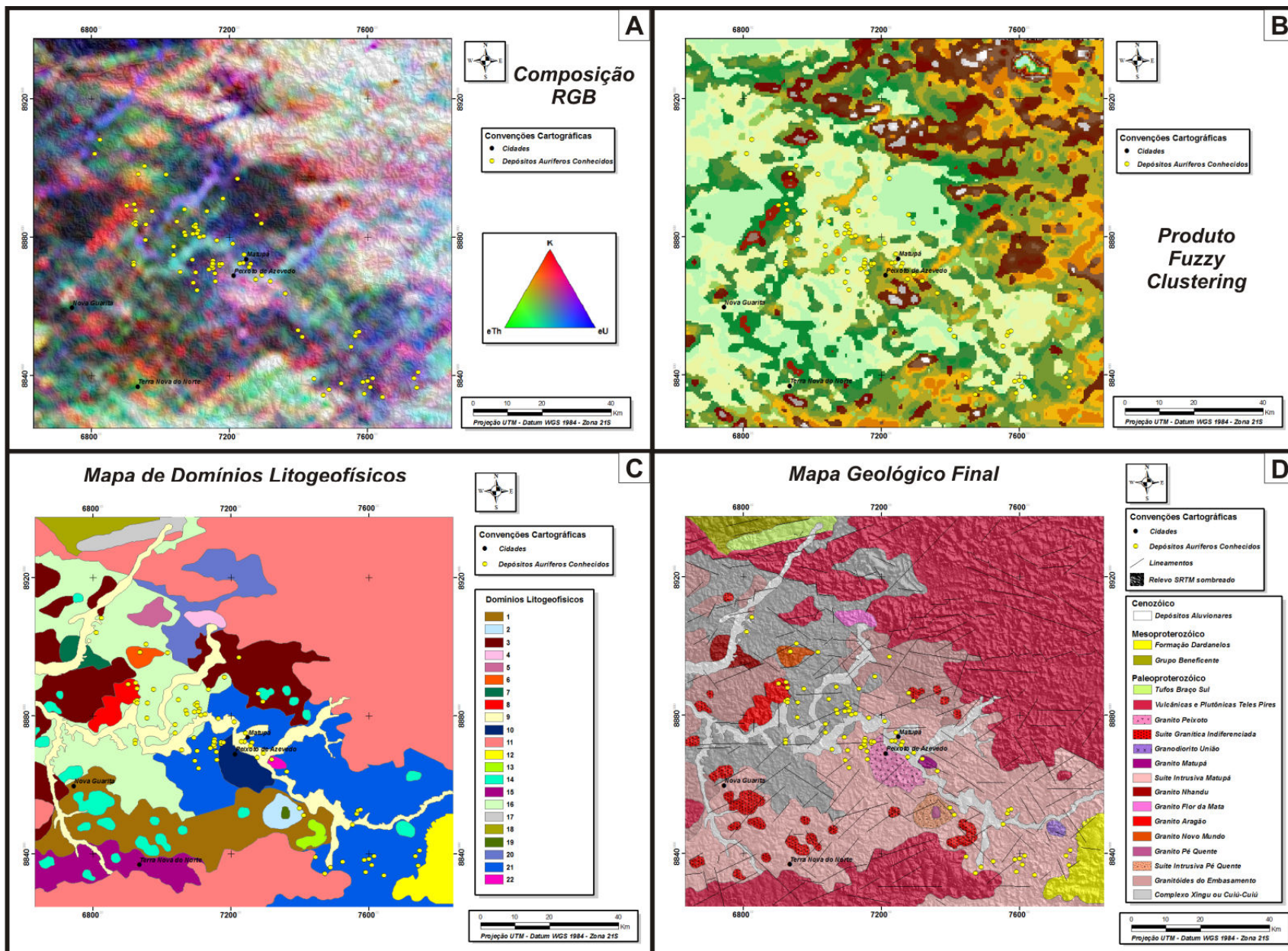


Figura 3.13 – Produtos utilizados na interpretação dos domínios litogeoquímicos e unidades geológicas e resultados finais (A) RGB e (B) Fuzzy Clustering (C) Domínios Litogeoquímicos e (D) Mapa geológico final (ampliado em anexo).

Os resultados gerados a partir da base de dados gamaespectrométricos (Figura 3.14B) auxiliaram na definição dos contatos entre os litotipos da área de estudo, complementando trabalhos anteriores desenvolvidos na região (Figura 3.14A) (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008).

Os Granitoides do Embasamento foram correlacionados às zonas mais escuras do mapa RGB (K-eTh-eU), em função de suas características composicionais refletirem baixos teores dos três elementos radioativos (quartzo dioritos, tonalitos e granodioritos).

A área referente à Suíte Colíder definida por Moreton & Martins (2005), Souza *et al.* (2005) e Silva & Abram (2008) foi interpretada como fazendo parte da Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires, assim como proposto por Pinho (2002) e Paes de Barros (2007). Contudo, não foi possível delimitar (com exceção das piroclásticas Tufos Braço Sul, na porção norte da área de estudo) as compartimentações propostas por Paes de Barros (2007) (e.g. vulcânicas Teles Pires e granitos Teles Pires Tipo 1, 2 e 3), sendo agrupadas em uma única unidade.

O corpo mapeado como Granito Matupá (Paes de Barros, 2007; Miguel Jr., 2011) ocorre de forma alongada a sul da cidade de Matupá. Miguel Jr. (2011) admite que os corpos intrusivos nos Granitoides do Embasamento (porção central do mapa) são correlacionados a essa unidade. Contudo, do ponto de vista da assinatura geofísica, esse corpos apresentam maior correlação com a Suíte Granítica Indiferenciada (definida nesse trabalho), em função de sua resposta alta para o K, sendo, portanto, agrupados sob essa denominação.

Os limites das unidades Suíte Intrusiva Juruena, Suíte Intrusiva Paranaíta, Granito São Pedro e Suíte Nova Canaã não foram reconhecidos como nos trabalhos de Moreton & Martins (2005), Souza *et al.* (2005) e Silva & Abram (2008), sendo a área correspondente a essas unidades interpretadas como pertencente à Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires. O Granito Nhandu teve sua área de ocorrência limitada a único corpo, assemelhando-se à interpretação de Paes de Barros (2007) e Miguel Jr., (2011).

Contudo, em virtude da baixa resolução dos dados, o nível de detalhamento na interpretação das unidades não supera os resultados de mapeamentos de maior detalhe (e.g. Assis, 2011; Miguel Jr., 2011) realizados na porção sudeste da área de estudo (Figura 3.14C). Apenas parte da unidade Granodiorito União foi identificada nesse trabalho.

De forma geral, os processamentos realizados para a interpretação do mapa estrutural e do mapa de domínios litogeofísicos são sintetizados no fluxograma da Figura 3.15.

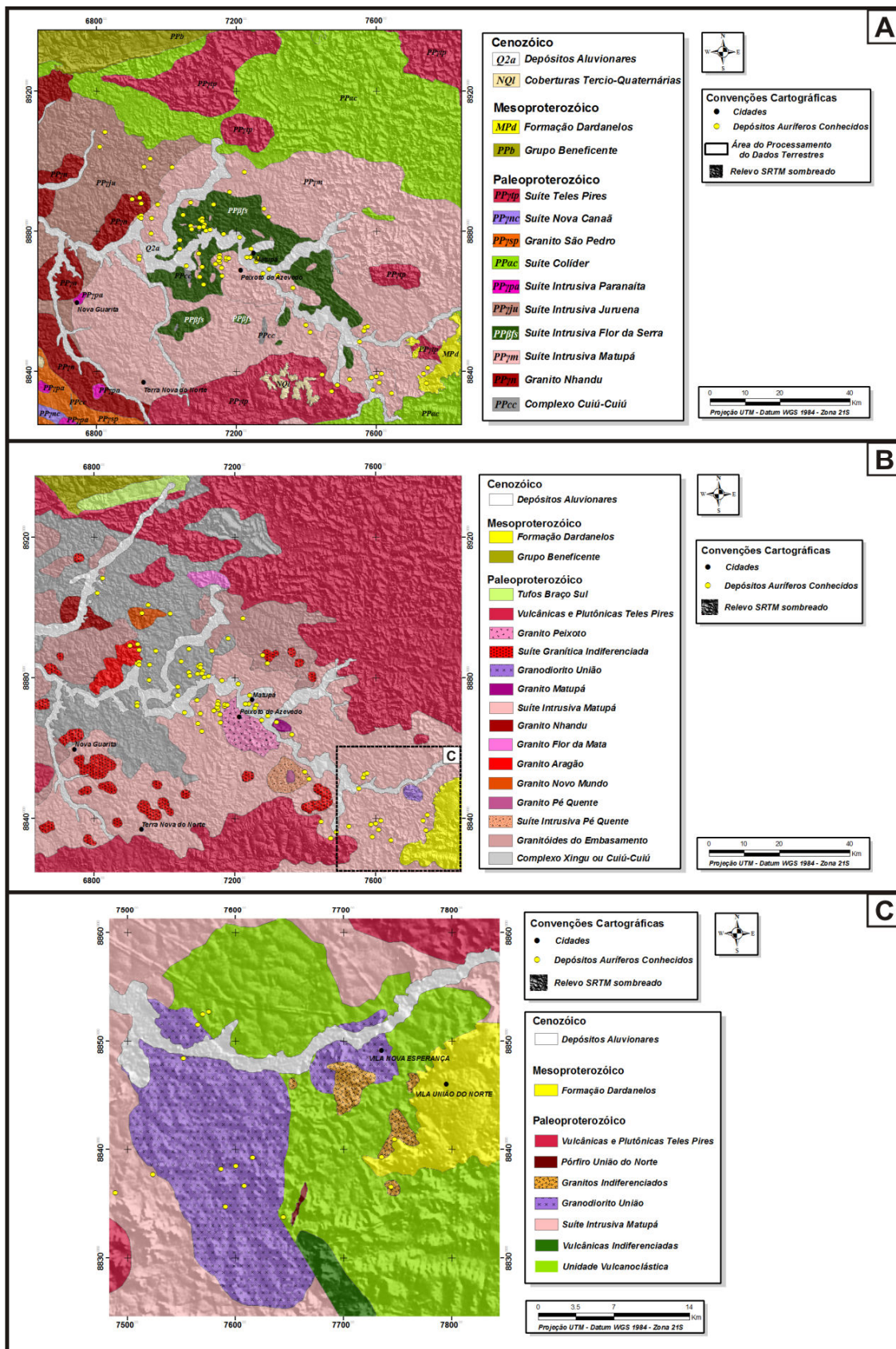


Figura 3.14 – Evolução do conhecimento geológico na área de estudo (A) compilação de dados da base de dados da CPRM e de [Silva & Abram \(2008\)](#), (B) mapa geológico interpretado nesse trabalho com destaque para a porção sudeste da PAAF e (C) mapa geológico modificado de [Assis \(2008\)](#) e [Miguel Jr. \(2011\)](#) mostrando o maior nível de detalhamento da porção sudeste da província.

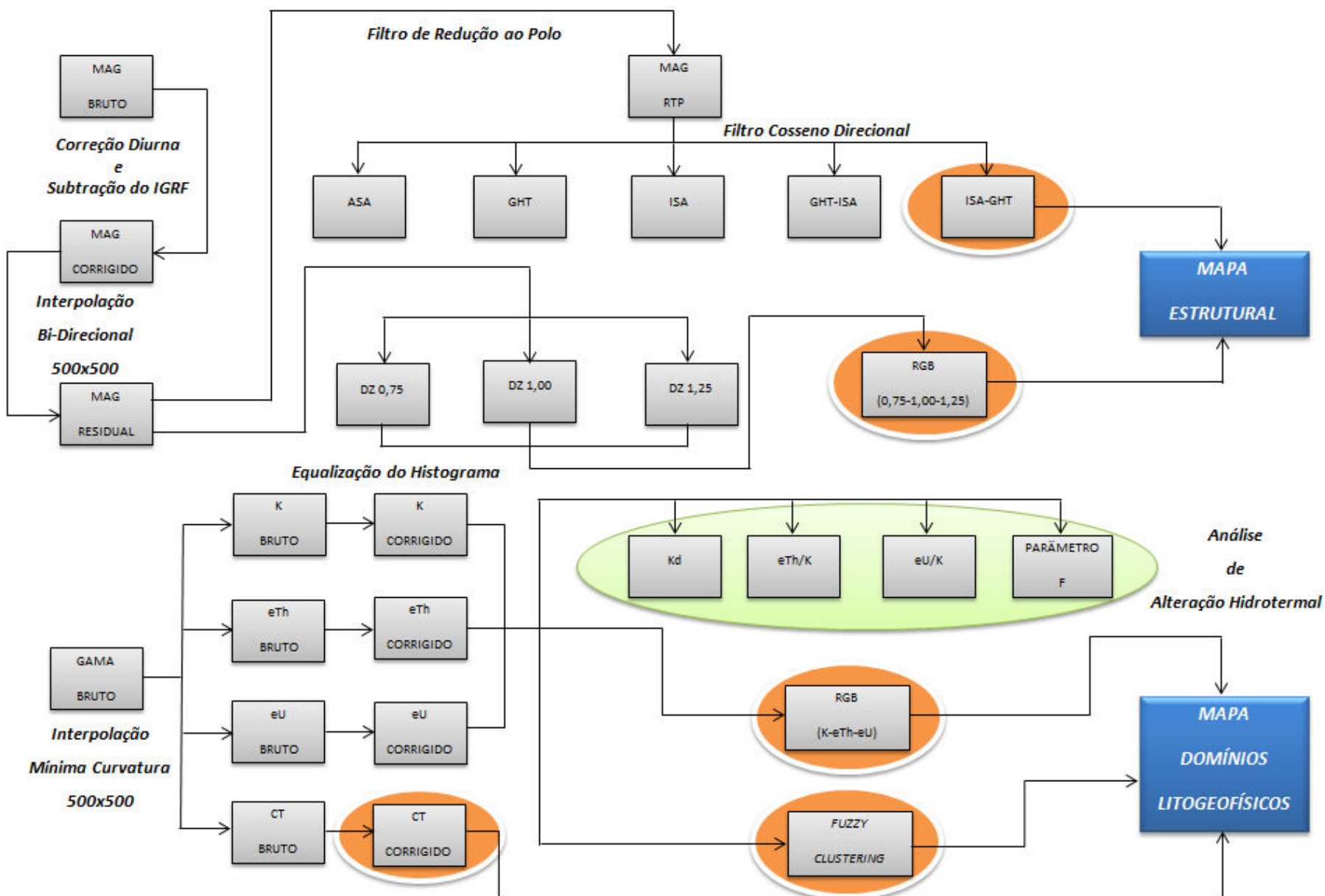


Figura 3.15 – Fluxograma das etapas do processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto Jurueña Teles Pires - Fase 1.

3.5.2. Dados Terrestres

O procedimento utilizado para o processamento dos dados terrestres foi semelhante ao dos dados aéreos: após todas as correções necessárias, foram gerados os mapas magnéticos residuais para ambas as áreas de levantamento (Figuras 3.16A e 3.17A). Em seguida, aplicou-se o filtro de redução ao polo e por fim os realces (i) ASA, (ii) GHT, (iii) ISA, (iv) GHT-ISA e (v) ISA-GHT.

Ao contrário dos dados aéreos, a redução ao polo não evidenciou feições espúrias com tendências em nenhuma direção (Figuras 3.16B e 3.17B). Entretanto, após a aplicação dos realces aos dados, artefatos foram destacados em diversas direções (e.g. Figuras 3.16C e 3.17C), provavelmente em função: (i) da malha do levantamento ser irregular, o que propiciou o aparecimento de tendências ao longo de alguns perfis e (ii) das áreas de levantamento estarem em baixa latitude, gerando instabilidade do filtro de redução ao polo. Dessa forma, apenas o realce ASA (Figuras 3.16D e 3.17D) foi utilizado para a individualização de domínios magnéticos, uma vez que não depende da redução ao polo.

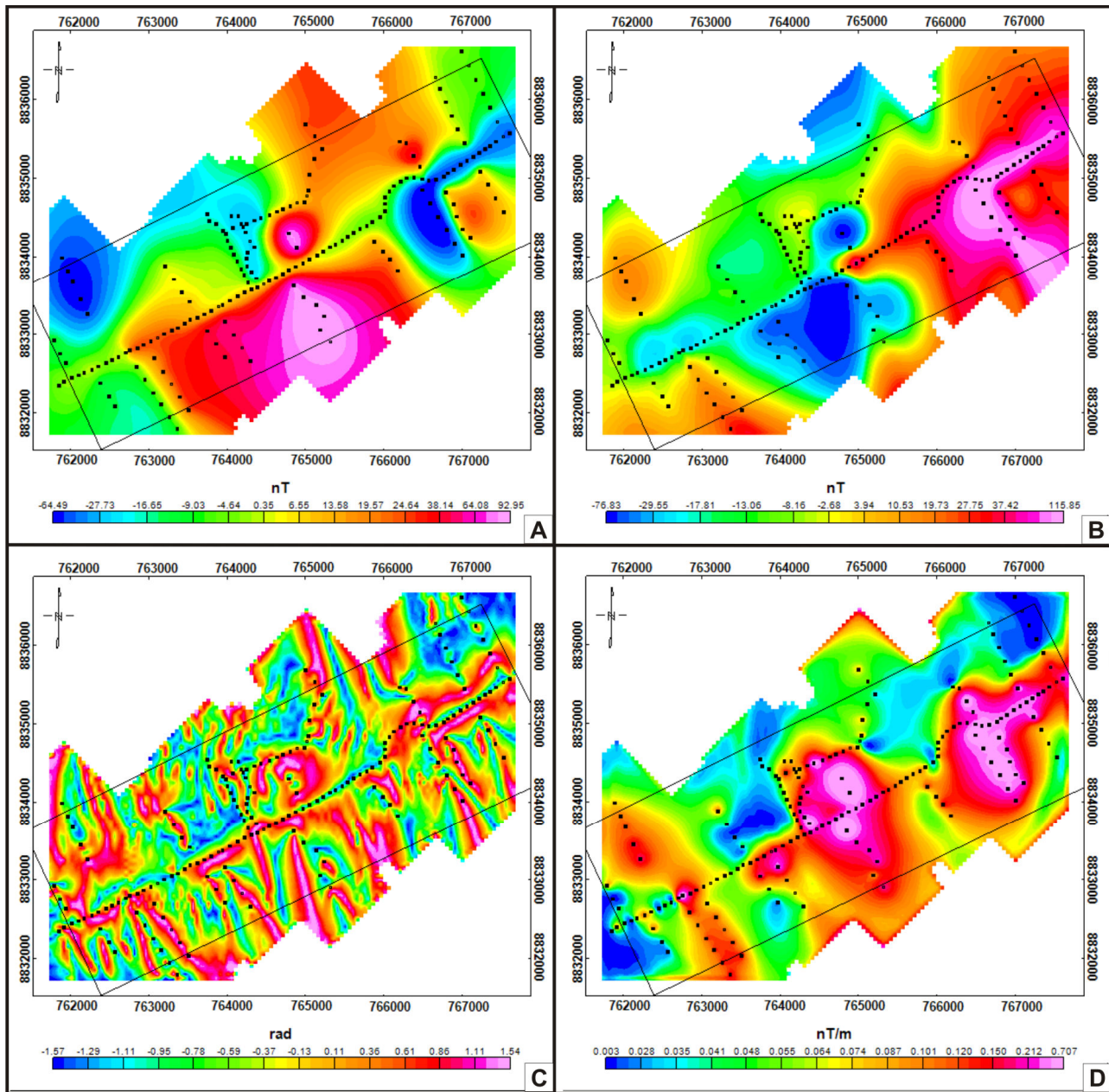


Figura 3.16 - Mapas dos produtos magnetométricos para a área do depósito Francisco (A) Mapa magnético residual, (B) Mapa magnético reduzido ao polo, (C) realce ISA-GHT e (D) realce ASA.

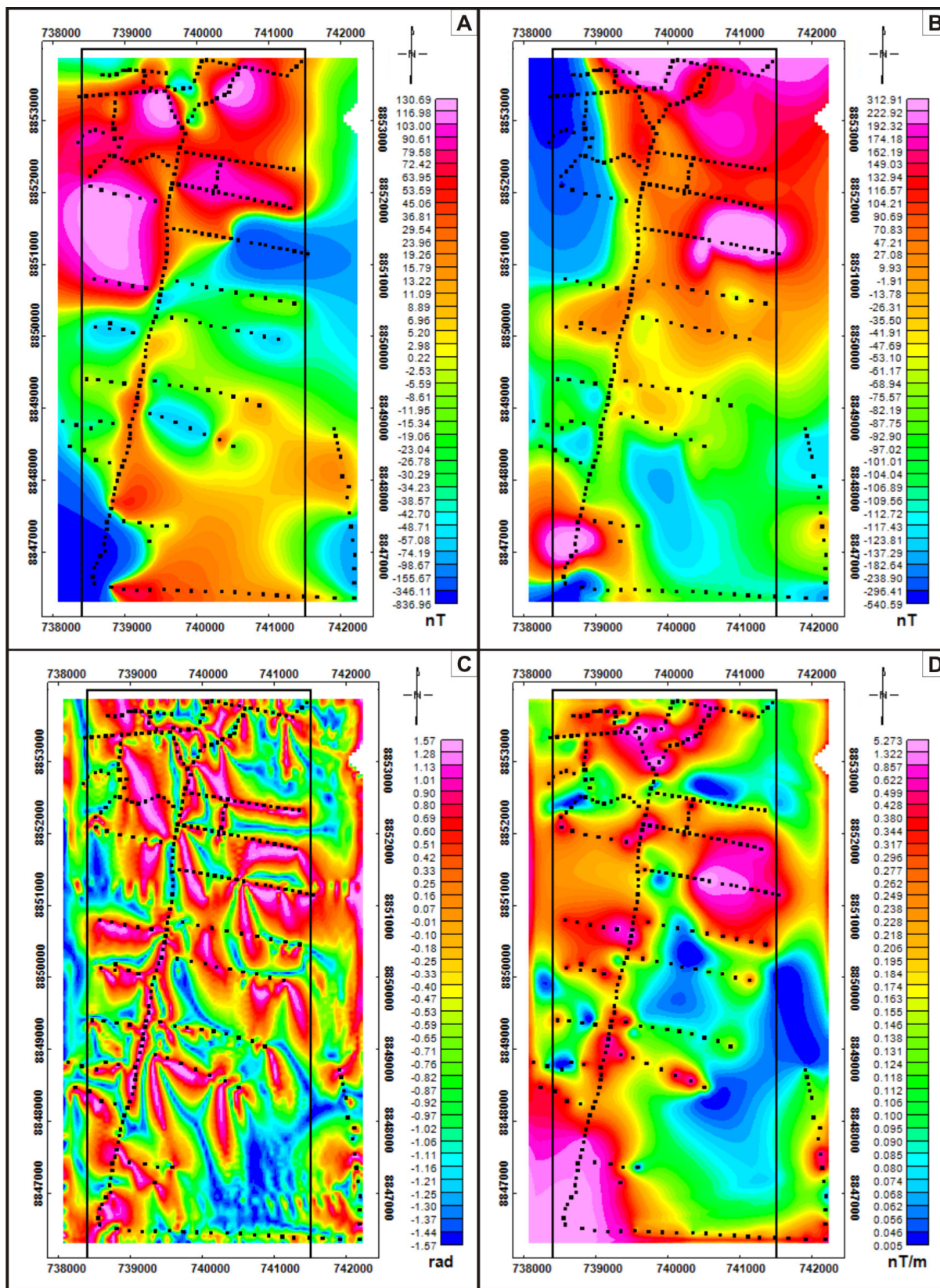


Figura 3.17 - Mapas dos produtos magnetométricos para a área do depósito Pé Quente (A) Mapa magnético residual, (B) Mapa magnético reduzido ao polo, (C) realce ISA-GHT e (D) realce ASA.

Assim como para os dados aéreos, também foram gerados os canais gamaespectrométricos básicos de K (Figura 3.18A e 3.19A), eTh (Figura 3.18B e 3.19B), eU (Figura 3.18C e 3.19C) e CT (Figura 3.18D e 3.19D) para a área do depósito Francisco e Pé Quente. Através da interpretação dos dados gamaespectrométricos não se obteve uma definição de unidades geológicas diferente daquela descrita em trabalhos anteriores (e.g. Assis, 2008; Assis, 2011). Dessa forma, admitiu-se a mesma interpretação de Assis (2011) para os mapas geológicos para as áreas dos depósitos do Francisco e do Pé Quente, presentes nas Figuras 3.2A e 3.2B, respectivamente.

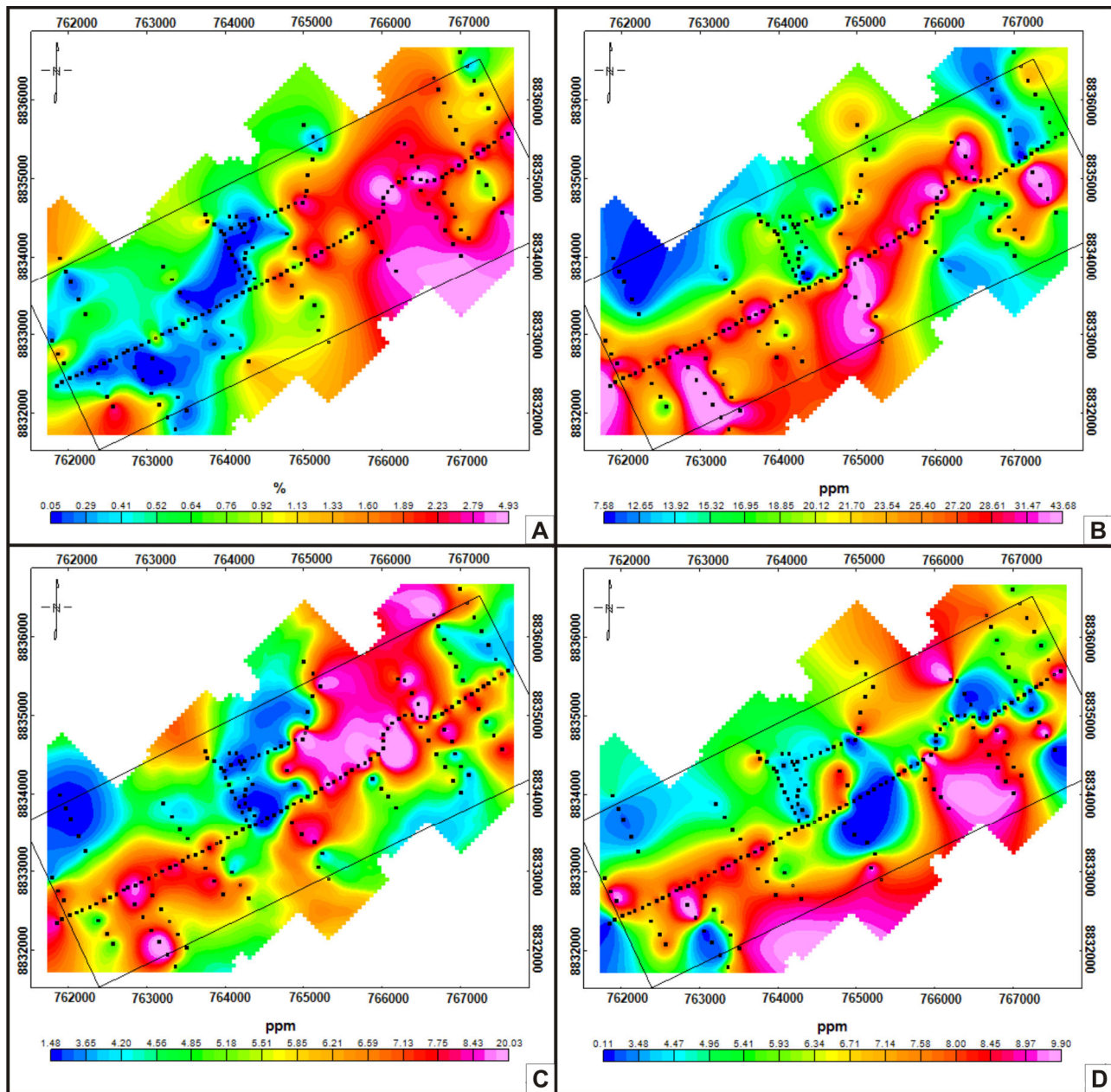


Figura 3.18 – Mapas dos canais gamaespectrométricos básicos da área do depósito Francisco (A) canal do K, (B) canal do eTh, (C) canal do eU e (D) canal de CT.

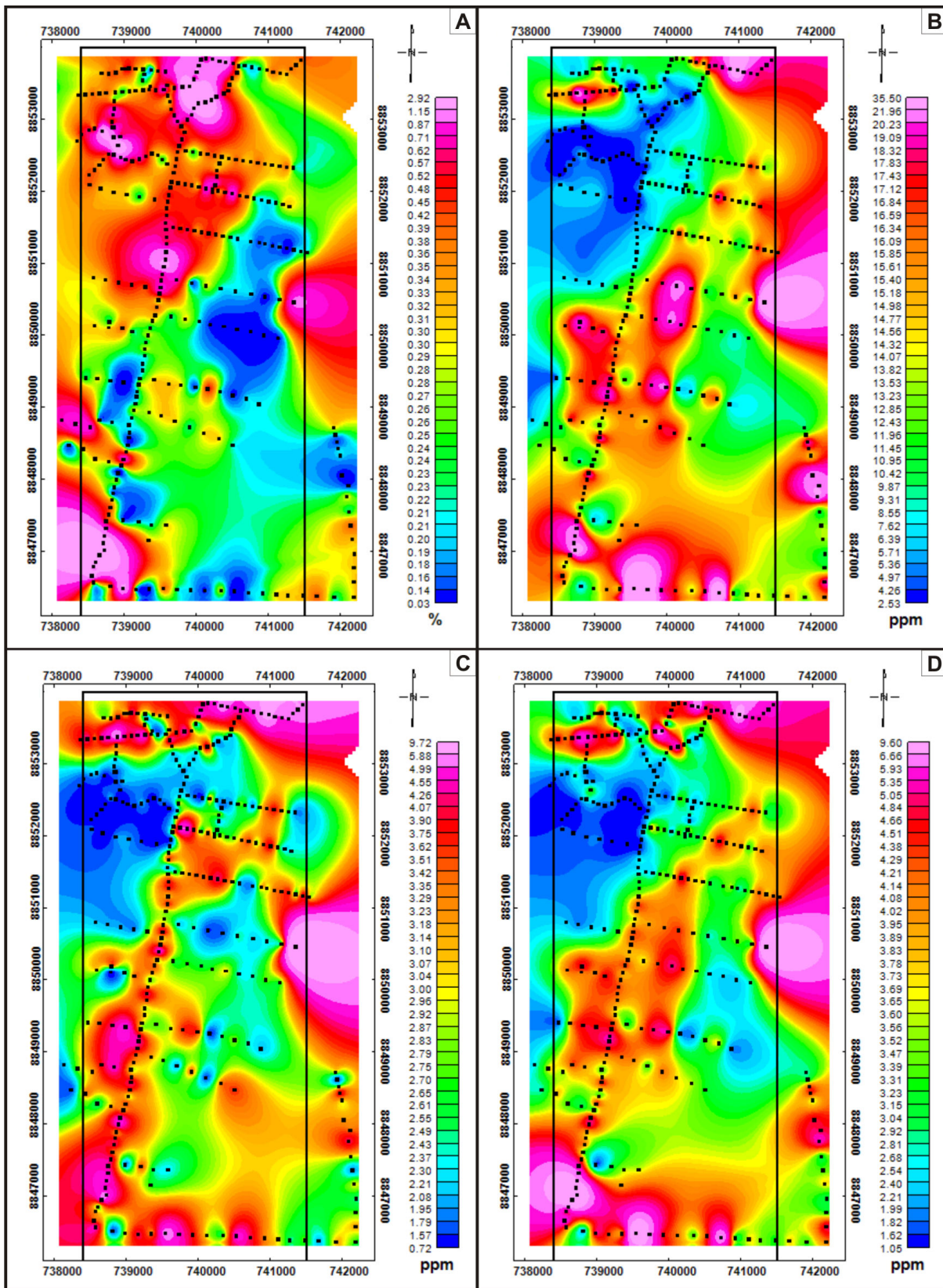


Figura 3.19 - Canais gamaespectrométricos básicos da área do depósito Pé Quente (A) canal do K, (B) canal do eTh, (C) canal do eU e (D) canal de CT.

Com o objetivo de avaliar o resultado dos dados em diferentes escalas, os mapas magnetométricos (Figuras 3.20A-B e 3.21A-B) e gamaespectrométricos (Figuras 3.20C-D e 3.21C-D) aéreos e terrestres foram comparados quanto à resposta sobre as linhas de voo para ambas as áreas do levantamento geofísico. Para essa comparação foram utilizados os perfis A-B assinalados nas Figuras 3.20 e 3.21, que coincidem com linhas de voo do projeto 1052 – Juruena Teles Pires.

Nos gráficos das Figuras 3.22A-D e 3.23A-D procurou-se correlacionar os dados aéreos e terrestres e compará-los quanto a sua precisão, através do erro *Root Mean Square* (RMS) e quanto ao seu comportamento geral, através do Índice de Correlação.

Dessa forma, observou-se que mesmo com um erro RMS relativamente elevado, se comparado com a escala dos dados, ainda há – em alguns casos - um índice de correlação também elevado (e.g. Figuras 3.22B-C e Figura 3.23B). Isso indica que apesar do dado terrestre apresentar uma clara superioridade de resolução, ainda assim a tendência geral do comportamento dos dados pode ser verificado através do levantamento aéreo.

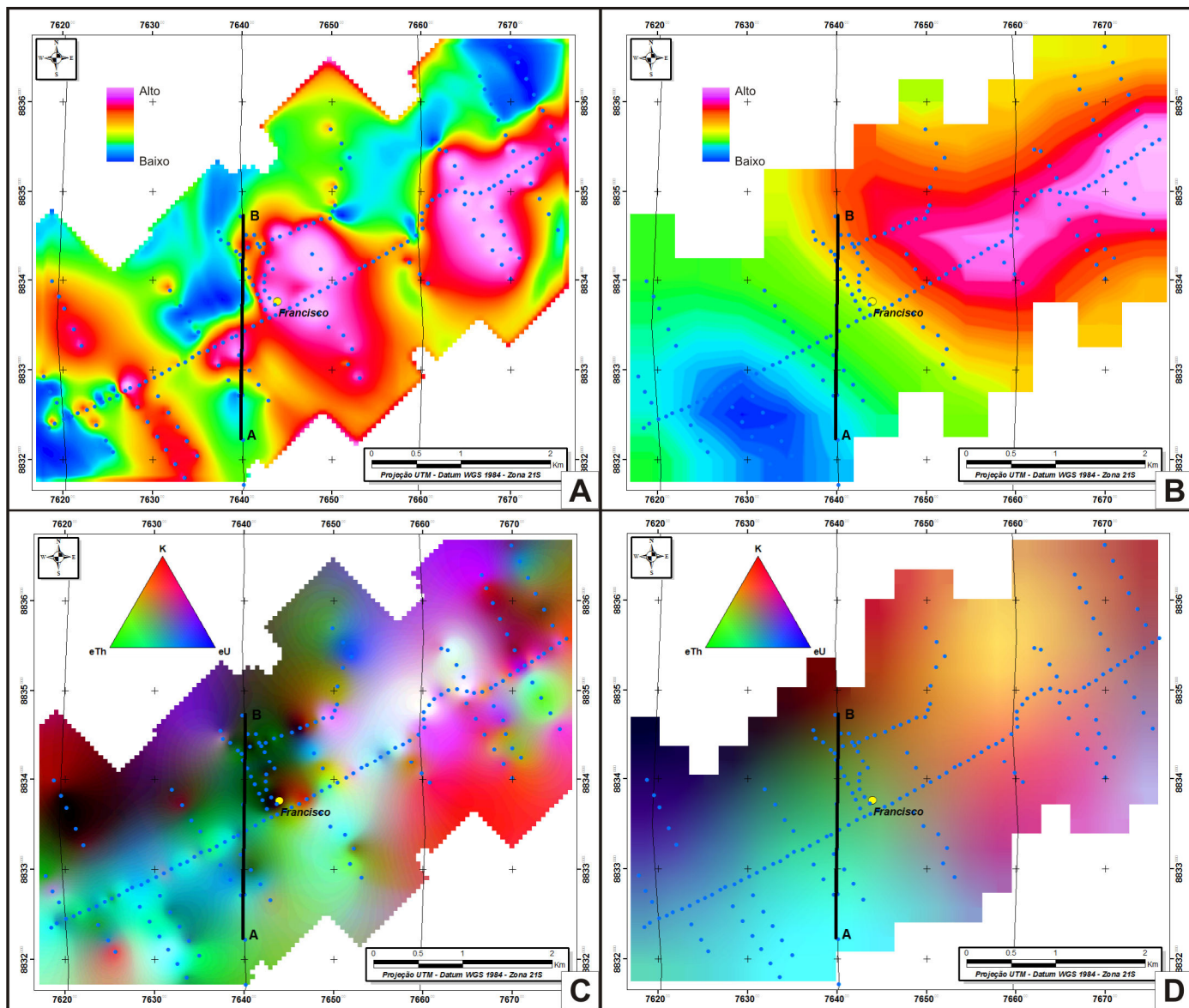


Figura 3.20 – Comparação entre as respostas dos resultados dos dados terrestres e aéreos sobre as linhas de voo para a área do depósito Francisco (A) ASA terrestre, (B) ASA aéreo, (C) composição RGB (K-eTh-eU) terrestre e (D) composição RGB (K-eTh-eU) aéreo. Perfil A-B utilizado para a comparação entre os dados aéreos e terrestres.

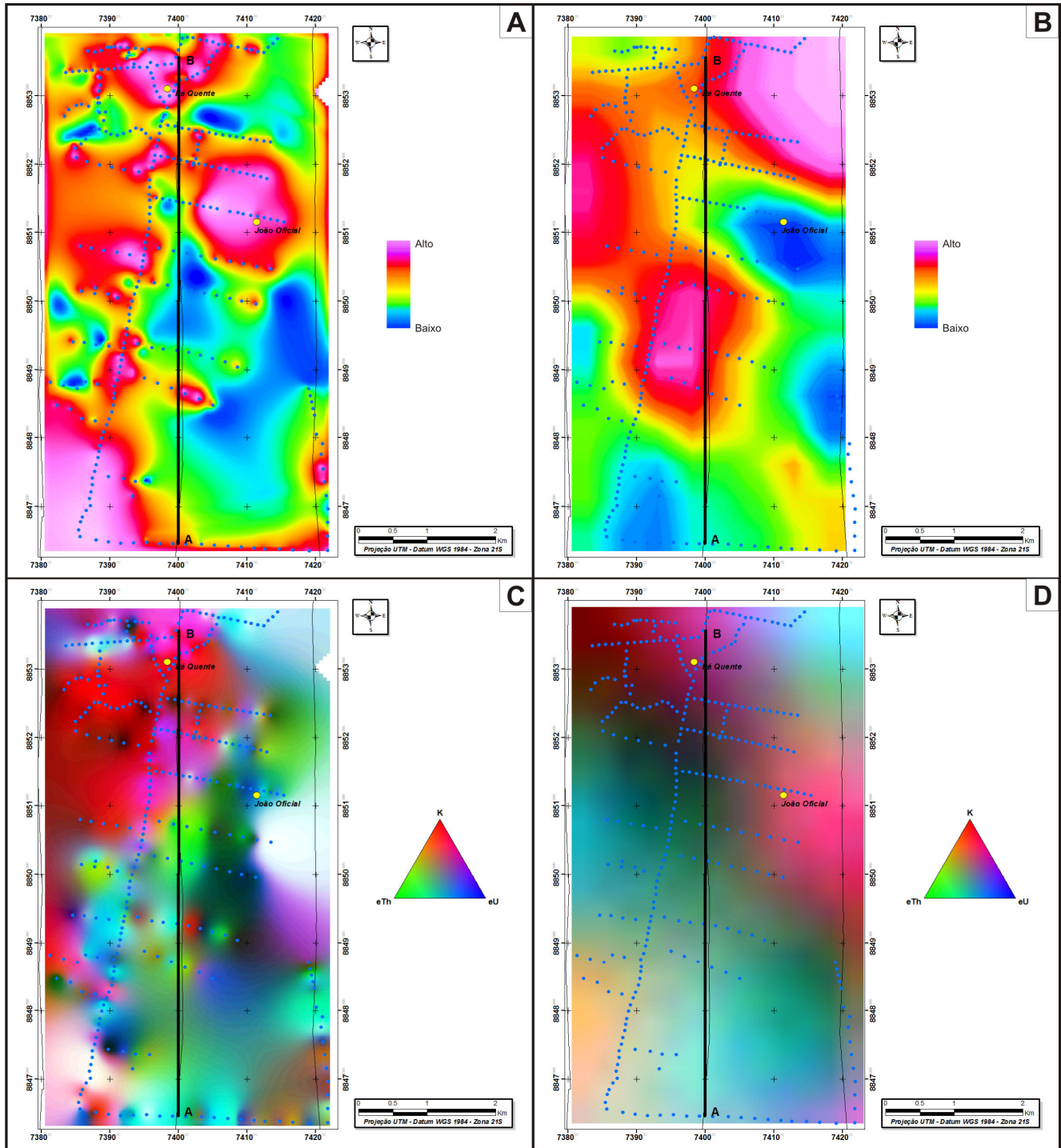


Figura 3.21 - Comparação entre as respostas dos resultados dos dados terrestres e aéreos sobre as linhas de voo para a área do depósito Pé Quente (A) ASA terrestre, (B) ASA aéreo, (C) composição RGB (K-eTh-eU) terrestre e (D) composição RGB (K-eTh-eU) aéreo. Perfil A-B utilizado para a comparação entre os dados aéreos e terrestres.

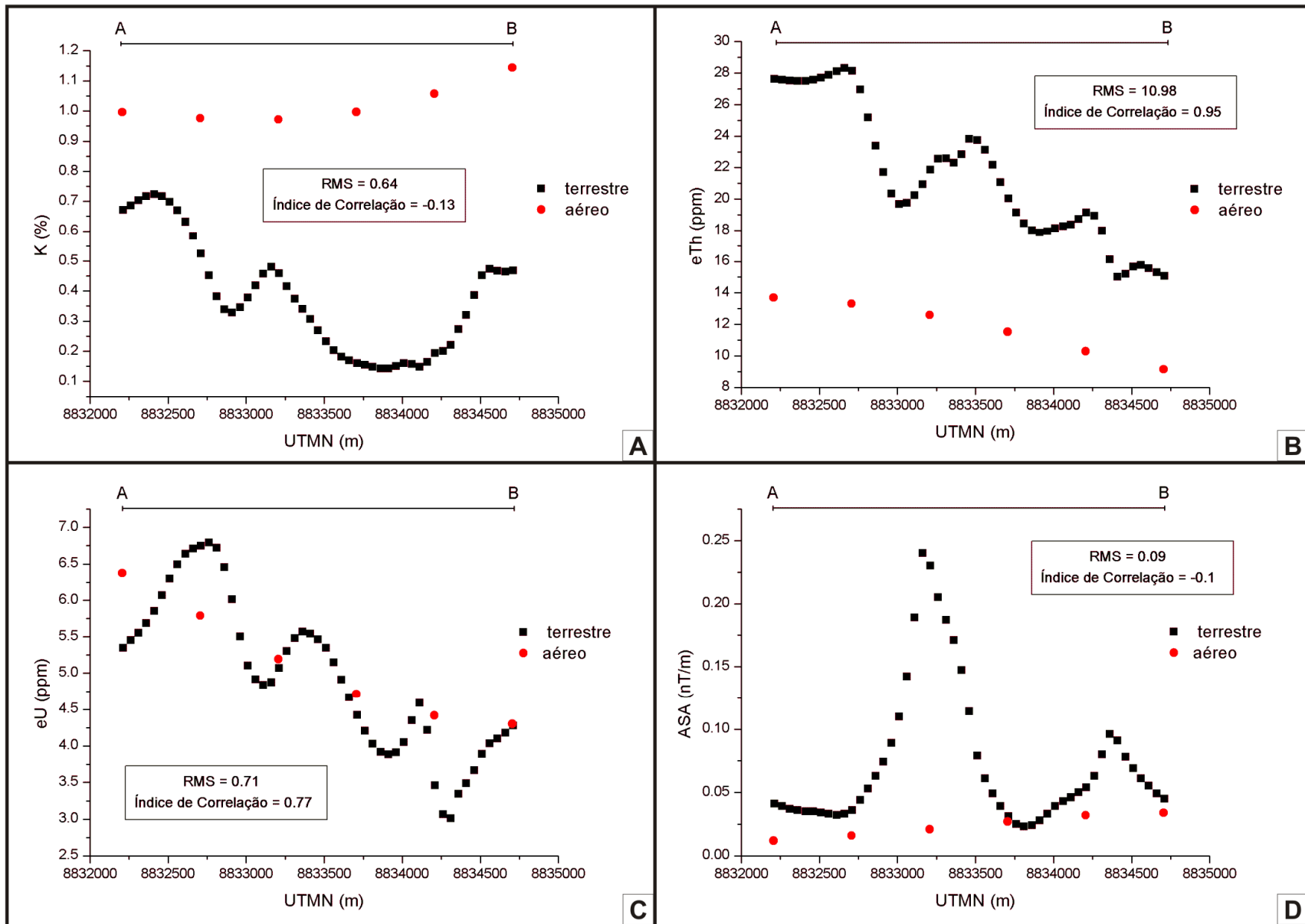


Figura 3.22 – Comparação entre os perfis A-B dos dados aéreos e terrestres para a área do depósito do Francisco (A) Perfis do canal de K, (B) Perfis do canal de Th, (C) Perfis do canal de U e (D) Perfis da ASA.

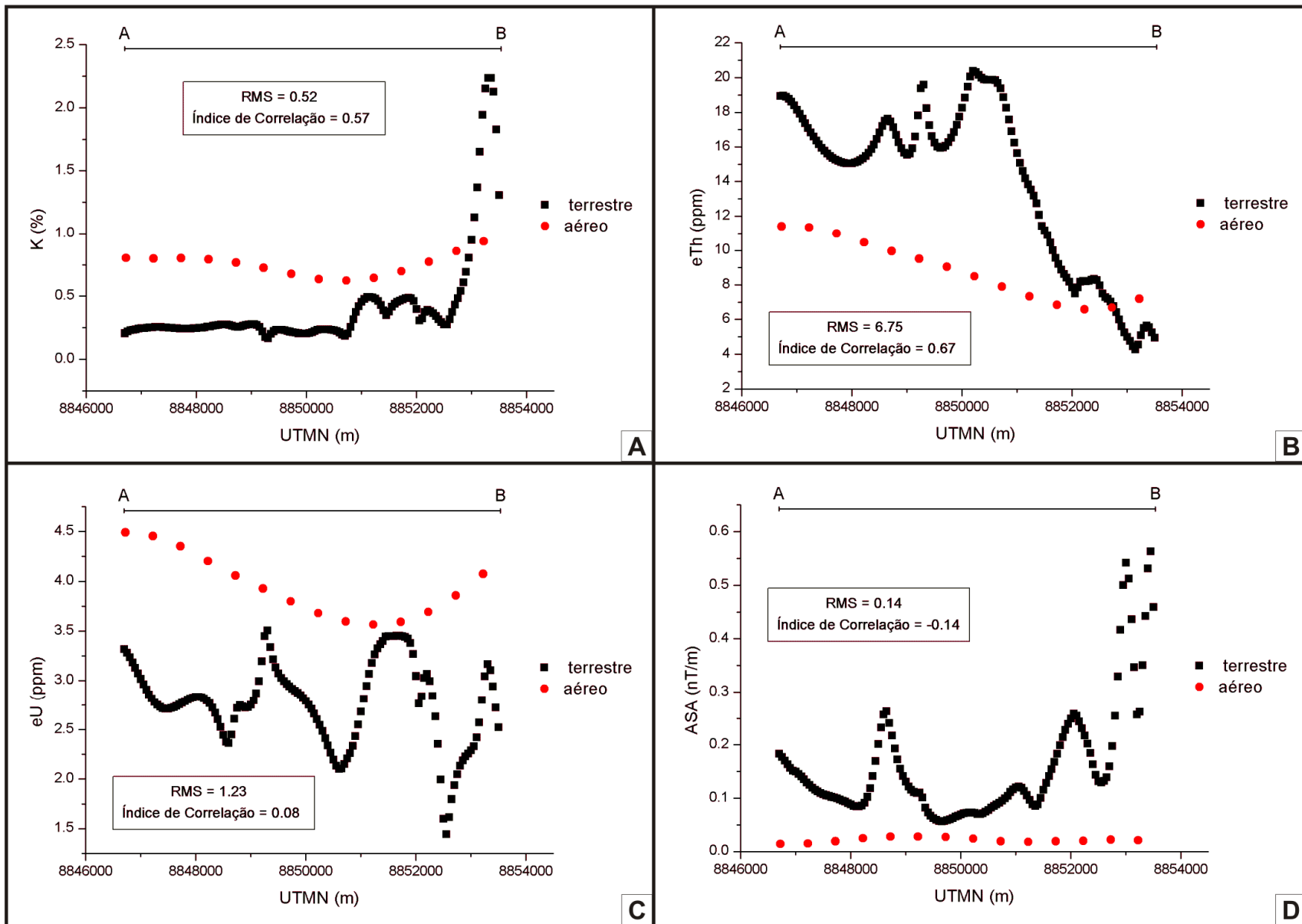


Figura 3.23 - Comparação entre os perfis A-B dos dados aéreos e terrestres para a área do depósito do Pé Quente (A) Perfis do canal de K, (B) Perfis do canal de Th, (C) Perfis do canal de U e (D) Perfis da ASA.

Adicionalmente, utilizou-se a análise por principais componentes a fim de hierarquizar as informações e elucidar eventuais correlações entre os realces gamaespectrométricos e a amplitude do sinal analítico, buscando identificar zonas com possível alteração hidrotermal potássica e/ou sericítica e zonas mais magnéticas, que no caso do depósito do Francisco define a área de ocorrência do pórfiro União do Norte (e.g. Assis, 2008; Assis, 2011; Miguel Jr., 2011).

Analisando-se o comportamento geoestatístico dos produtos geofísicos segundo a matriz de auto-vetores da Tabela 3.3 (depósito do Francisco), nota-se que a PC1 é dominada pela razão K_d (Figura 3.24A), a PC2 pela razão U_d (Figura 3.24B), a PC3 pelo parâmetro F (Figura 3.24C) e a PC4 pela ASA (Figura 3.24D). A matriz da Tabela 3.4 (depósito do Pé Quente) mostra que a PC1 é dominada pela razão K_d (Figura 3.25A), a PC2 pela ASA (Figura 3.25B), a PC3 pela razão U_d (Figura 3.25C) e a PC4 pelo parâmetro F (Figura 3.25D). As PCs 5 e 6 para ambas as áreas, apesar de possuírem auto-vetores com pesos relativamente altos, acabaram concentrando apenas ruído.

As PCs 1 e 3 da área do depósito Francisco e as PCs 1, 3 e 4 da área do depósito Pé Quente foram multiplicadas por -1 para que os maiores pesos dos auto-vetores sempre fossem representados por valores positivos.

Na área do depósito do Francisco, as áreas próximas ao depósito não apresentam correlação positiva com as PCs em que dominam a razão K_d e o parâmetro F (Figuras 3.24A e 3.24C). Por outro lado, nas PCs em que dominam a razão U_d e a ASA (Figuras 3.24B e 3.24D), foram realçadas áreas que apresentam respostas similares àquela em que ocorre o depósito. Os altos valores da PC4 podem estar relacionados aos limites do Pórfiro União do Norte - uma unidade magnética presente na área do depósito do Francisco e possível causador da mineralização (Assis, 2011).

Os dados magnéticos são naturalmente mais decorrelacionados do que os dados gamaespectrométricos, por isso tendem a ser realçados em PCs de mais alta ordem. Dessa forma, uma possível interpretação geológica para o resultado da PC4 é que a fonte magnética não possui uma assinatura gamaespectrométrica que a caracteriza em superfície, uma vez que os gamaespectrômetros identificam apenas a radiação proveniente das camadas superficiais (~0,60-1,00 m).

Na área do Pé Quente, a PC1 (Figura 3.25A), que apresenta maior contribuição da razão K_d , foi a que mostrou melhor correlação com o depósito, sugerindo ainda que a área a sudoeste

também apresenta características similares, provavelmente delimitando áreas hidrotermalizadas. As demais PCs apresentam uma correlação sutil com a área do depósito.

Tabela 3.3 - Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de realces gamaespectrométricos e a ASA para a área do depósito do Francisco.

	K/Th	U/Th	K_d	U_d	F	ASA
PC1	-0.046881	-0.05189	-0.934278	-0.197658	-0.288287	-0.007432
PC2	-0.01375	0.235886	-0.275185	0.901326	0.234467	-0.032836
PC3	0.01129	0.07423	0.218695	0.275603	-0.907292	-0.217713
PC4	0.001641	0.023487	0.032433	0.090514	-0.19681	0.975432
PC5	0.006214	-0.967248	0.000273	0.253751	-0.00176	-0.000631
PC6	-0.998721	-0.005952	0.050172	0.001712	-0.000286	-0.000061

Tabela 3.4 - Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de realces gamaespectrométricos e a ASA para a área do depósito do Pé Quente.

	K/Th	U/Th	K_d	U_d	F	ASA
PC1	-0.029525	-0.043044	-0.98103	-0.170935	-0.06547	-0.03675
PC2	0.000894	-0.071179	0.014129	-0.280449	0.029911	0.956654
PC3	0.005146	-0.230569	0.181795	-0.911477	-0.034517	-0.285971
PC4	0.002207	0.007603	0.05855	0.034645	-0.996808	0.041021
PC5	-0.315141	0.920031	0.009719	-0.232665	-0.001178	0.000435
PC6	0.948569	0.305621	-0.028443	-0.07749	0.000049	-0.000445

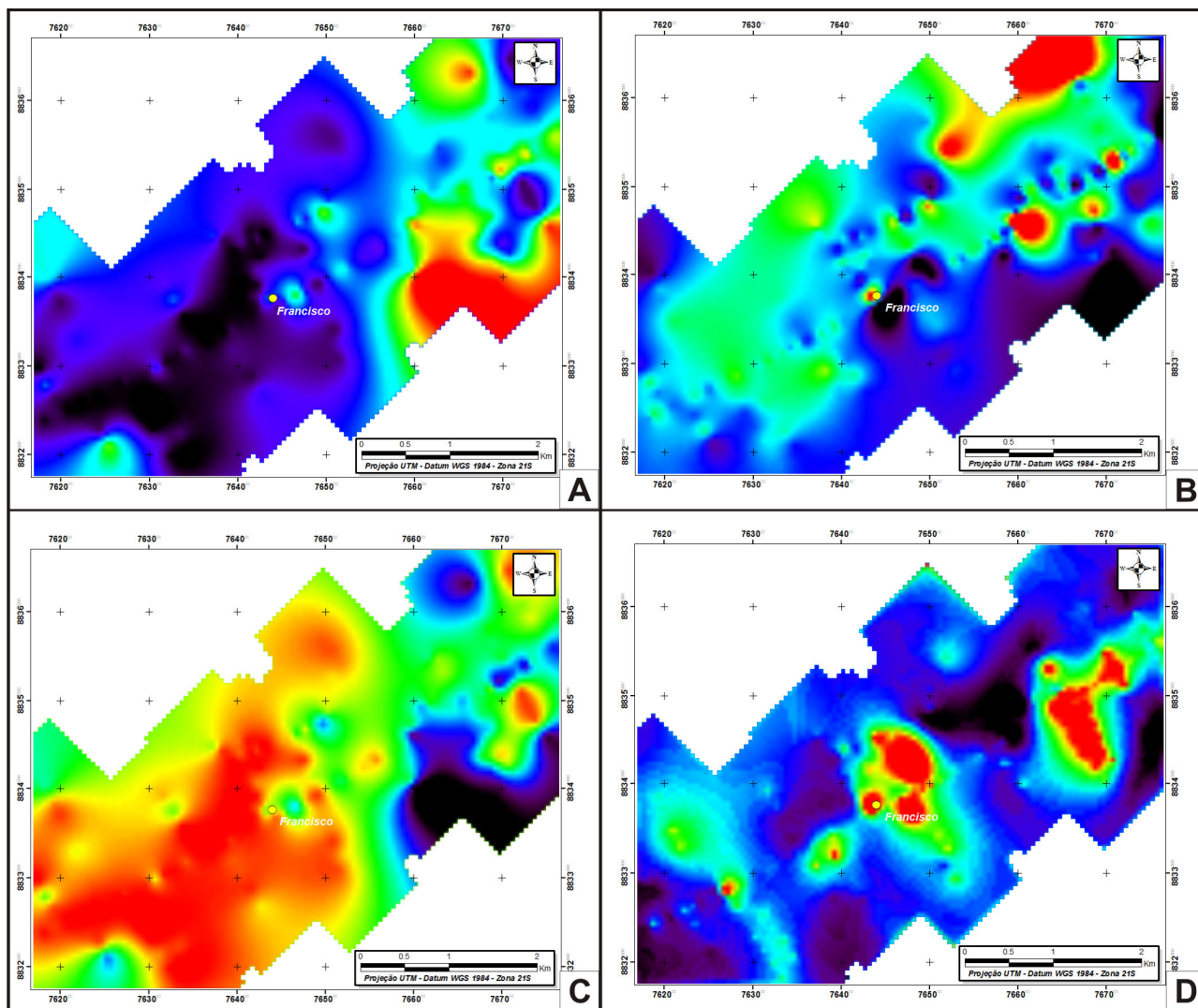


Figura 3.24 – Principais componentes em pseudo-cor das razões gamaespectrométricas e ASA para a área do depósito Francisco. (A) PC1, (B) PC2, (C) PC3 e (D) PC4.

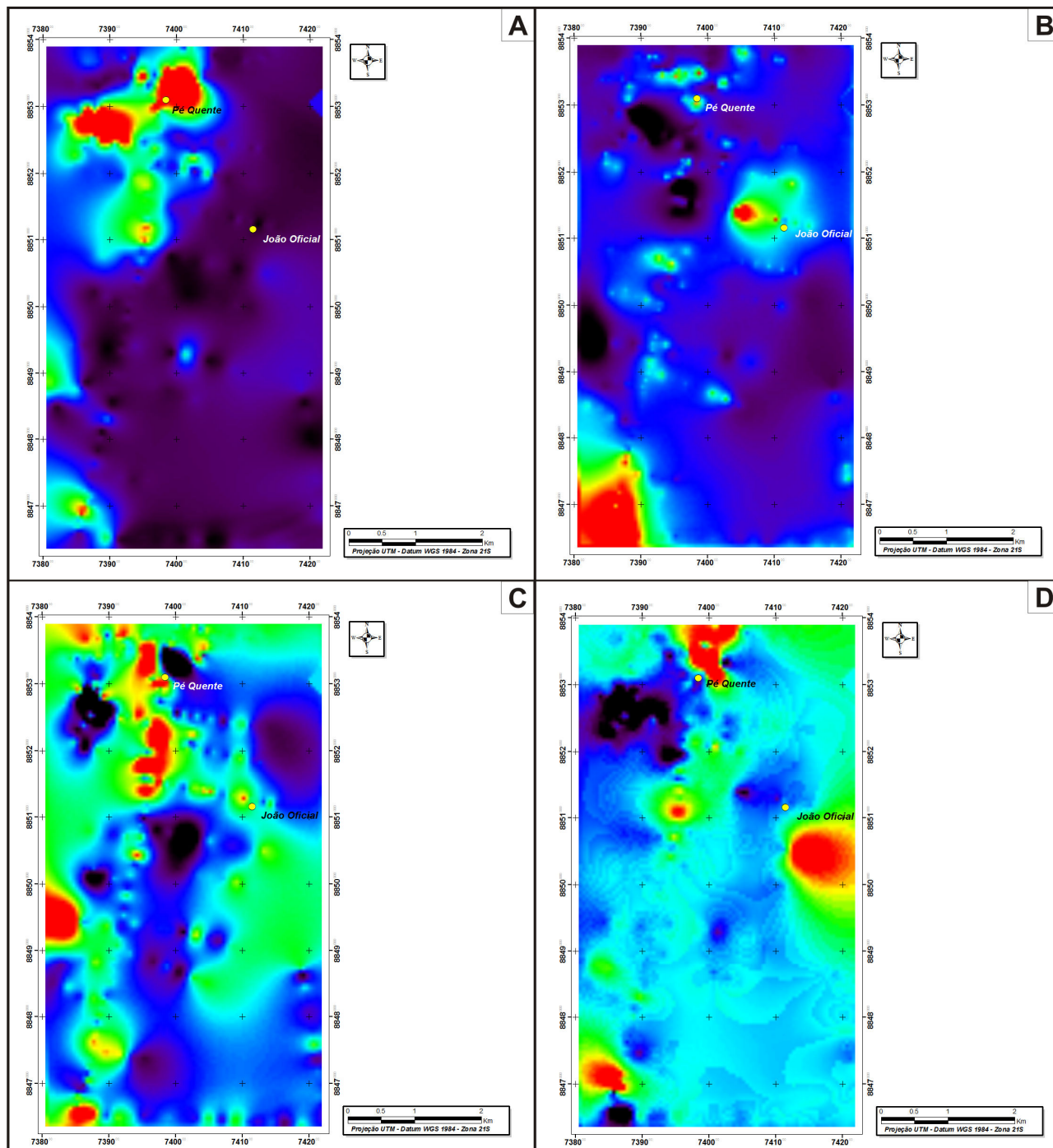


Figura 3.25 – Principais componentes em pseudo-cor das razões gamaespectrométricas e ASA para a área do depósito Pé Quente. (A) PC1, (B) PC2, (C) PC3 e (D) PC4.

Ambas as áreas também foram modeladas do ponto de vista de suas assinaturas geofísicas através de análise espacial por Lógica Fuzzy. No modelo *Fuzzy 1* (Tabelas 3.5 e 3.6; Figuras 3.26A-B) busca-se contemplar as características relacionadas à presença de alteração hidrotermal

potássica e/ou sericítica e aos altos magnéticos. No modelo do depósito do Pé Quente busca-se também contemplar as zonas com alto urânio, visto que o depósito mostra uma relação espacial positiva com a presença desse elemento, o que é evidenciado pela razão eU/eTh e pelo urânio anômalo (Ud). Um modelo alternativo, denominado *Fuzzy 2* (Tabela 3.7; Figuras 3.27A-B), contempla os baixos valores das razões que evidenciam altos valores de potássio.

Tabela 3.5 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica *Fuzzy* para os modelos *Fuzzy 1* para a área do depósito do Francisco.

Evidência - Critério	Método de Reclassificação	Operadores <i>Fuzzy</i>	Operador <i>Gamma</i> ($\gamma=0,5$)
Altos valores da razão K/eTh	Função <i>Large</i>	AND	AND Razões + ASA
Altos valores da razão eU/eTh	Função <i>Small</i>		
Altos valores da razão Kd	Função <i>Large</i>		
Altos valores da razão Ud	Função <i>Small</i>		
Altos valores do parâmetro F	Função <i>Large</i>		
Altos valores do realce ASA	Função <i>Large</i>		

Tabela 3.6 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica *Fuzzy* para os modelos *Fuzzy* 1 para a área do depósito do Pé Quente.

Evidência - Critério	Método de Reclassificação	Operadores <i>Fuzzy</i>	Operador <i>Gamma</i> ($\gamma=0,5$)
Altos valores da razão K/eTh	Função <i>Large</i>	AND	AND Razões + ASA
Altos valores da razão eU/eTh	Função <i>Large</i>		
Altos valores da razão Kd	Função <i>Large</i>		
Altos valores da razão Ud	Função <i>Large</i>		
Altos valores do parâmetro F	Função <i>Large</i>		
Altos valores do realce ASA	Função <i>Large</i>		

Tabela 3.7 - Síntese das evidências e critérios da análise por lógica *Fuzzy* para os modelos *Fuzzy* 2 para as áreas dos depósitos do Francisco e do Pé Quente.

Evidência - Critério	Método de Reclassificação	Operadores <i>Fuzzy</i>	Operador <i>Gamma</i> ($\gamma=0,5$)
Baixos valores da razão K/eTh	Função <i>Small</i>	AND	AND Razões + ASA
Altos valores da razão eU/eTh	Função <i>Large</i>		
Baixos valores da razão Kd	Função <i>Small</i>		
Altos valores da razão Ud	Função <i>Large</i>		
Baixos valores do parâmetro F	Função <i>Small</i>		
Altos valores do realce ASA	Função <i>Large</i>		

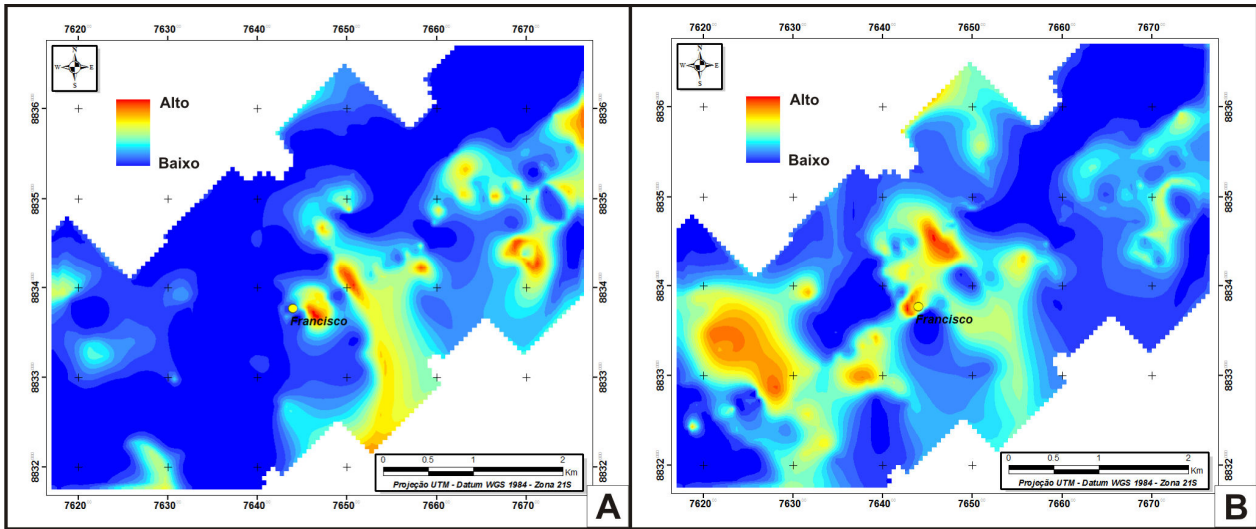


Figura 3.26 – Modelos de combinação por Lógica *Fuzzy* para a área do depósito do Francisco (A) Modelo *Fuzzy* 1 e (B) Modelo *Fuzzy* 2.

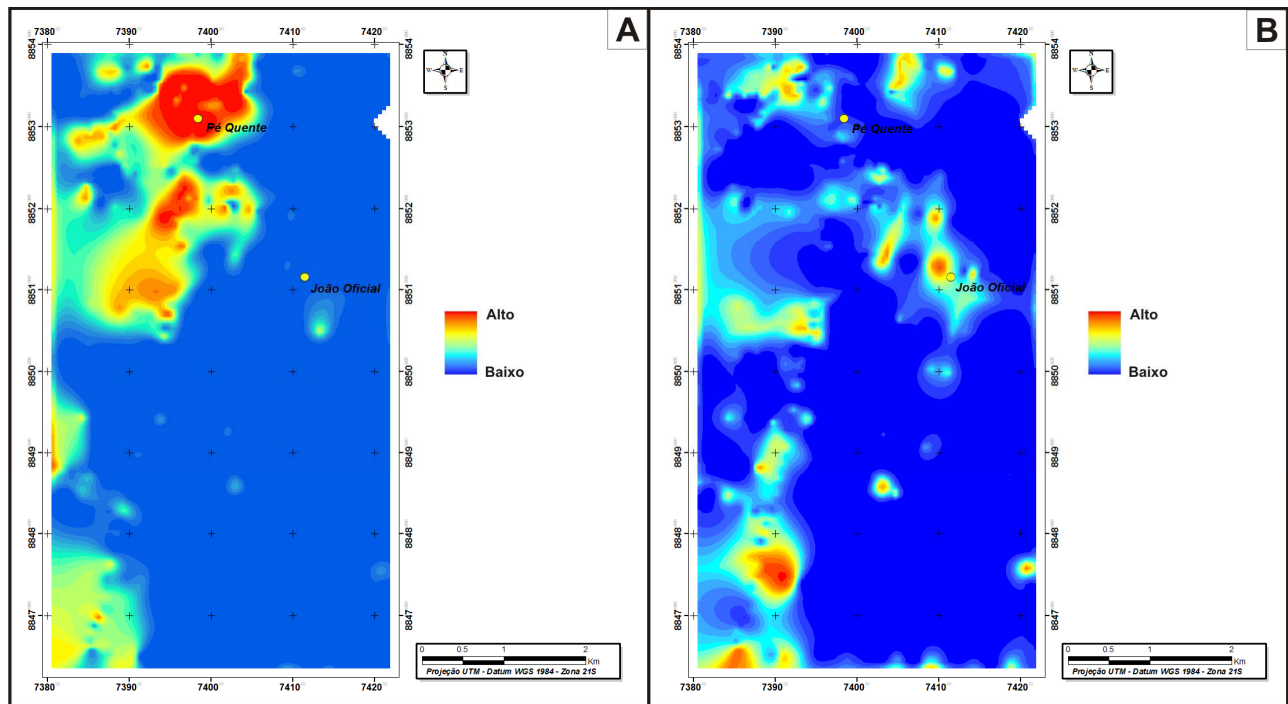


Figura 3.27 – Modelos de combinação por Lógica *Fuzzy* para a área do depósito do Pé Quente (A) Modelo *Fuzzy* 1 e (B) Modelo *Fuzzy* 2.

O modelo *Fuzzy*1 (Figura 3.26A) não diagnosticou áreas onde os altos valores das razões são espacialmente coincidentes com o sítio do depósito do Francisco. Isso pode significar (i) que do ponto de vista geofísico a área do depósito não está relacionada aos altos valores das razões

K/eTh , K_d e parâmetro F ou (ii) que um modelo que leve em consideração apenas os dados geofísicos não é suficiente para expressar as características do depósito, não sendo adequado como guia prospectivo.

Para o depósito do Pé Quente, o modelo *Fuzzy1* (Figura 3.27A) diagnosticou áreas onde os altos valores das razões são espacialmente coincidentes com a área mineralizada e realçou outras áreas que apresentam respostas similares àquela do depósito.

Com comportamento contrário, o modelo *Fuzzy2* revelou áreas onde os altos valores das razões são espacialmente coincidentes com o depósito do Francisco (Figura 3.26B) e não contemplou a área do depósito do Pé Quente, apresentando apenas uma pequena correlação com a área do depósito João Oficial (Figura 3.27B).

Os métodos utilizados para o processamento e extração de informações dos dados terrestres encontram-se sumarizados no fluxograma da Figura 3.28.

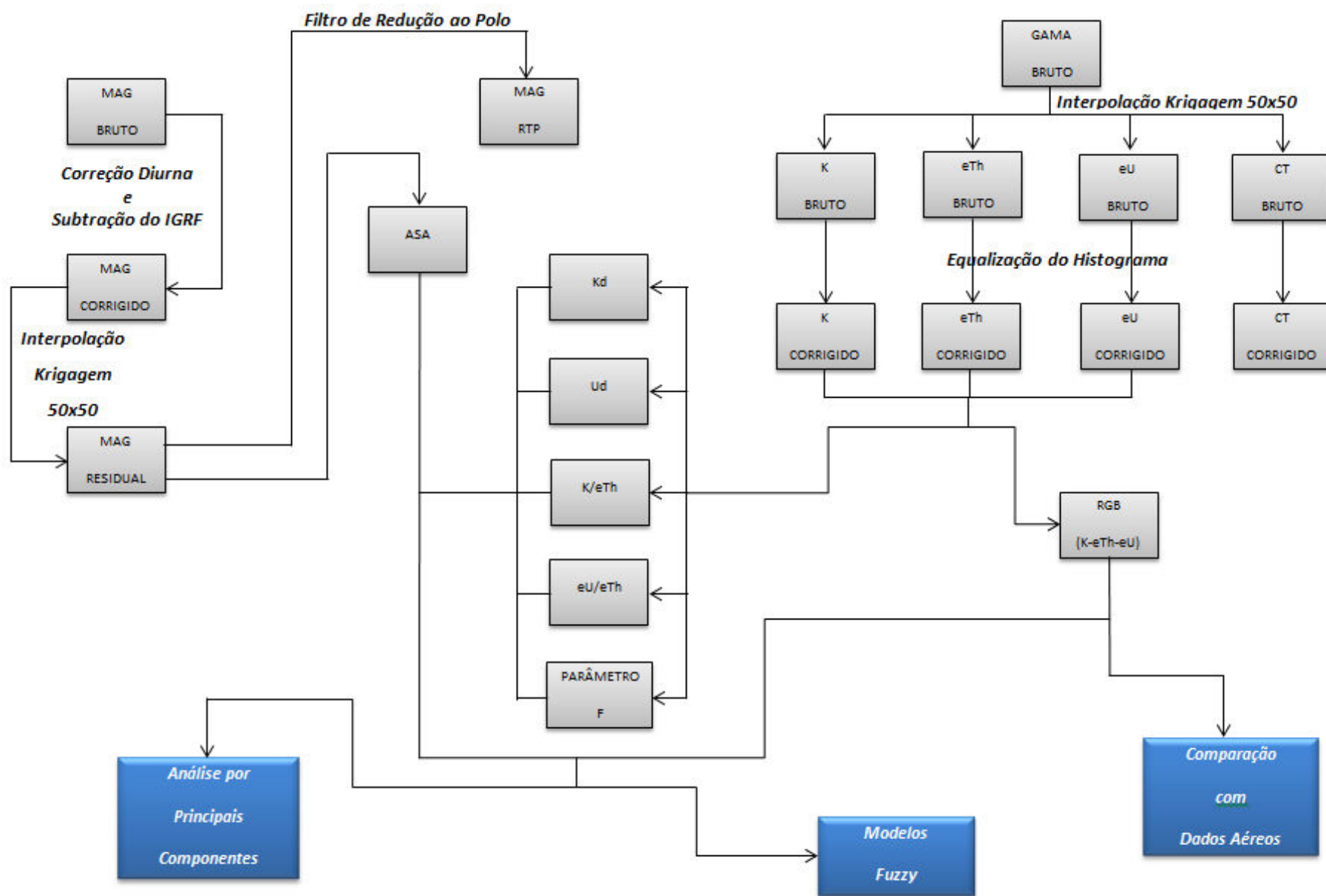


Figura 3.28 – Fluxograma das etapas do processamento dos dados geofísicos terrestres para as áreas dos depósitos do Franciscano e Pé Quente.

3.6. Conclusões

Os produtos gerados pelo processamento dos dados magnéticos foram considerados satisfatórios para a interpretação estrutural, apesar das limitações da técnica de redução ao polo em baixas latitudes. Os artefatos gerados pela declinação magnética foram removidos com um filtro direcional, eliminando as tendências que podem interferir na aplicação dos métodos de realce.

A inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) mostrou-se como o método de realce mais adequado para a interpretação de estruturas magnéticas profundas, em função da amplitude do sinal não variar com o nível crustal. Dessa forma, tanto as estruturas muito profundas, como as de nível crustal intermediário, puderam ser contempladas durante a interpretação. As estruturas mais rasas foram extraídas do produto RGB de derivadas verticais com diferentes ordens de diferenciação em conjunto com a imagem SRTM.

Os lineamentos magnéticos interpretados mostram tendências estruturais principalmente nas direções E-W e NE-SW. Dessa forma, como já constatado por [Paes de Barros \(1994\)](#) e [Parro \(1998\)](#), as estruturas E-W são as mais antigas, de difícil identificação na superfície, visto suas raízes profundas. As estruturas NE-SW são conjugadas a essas estruturas E-W através de uma cinemática sinistral. Além disso, o predomínio de estruturas E-W mostra uma forte aproximação com o modelo de compartimentação do cráton proposto por [Tassinari & Macambira \(1999\)](#).

Por outro lado, as estruturas NW-SE, N-S e NE-SW mais recentes, descritas por [Parro \(1998\)](#), e presentes no modelo de compartimentação proposto por [Santos *et al.* \(2000\)](#) e [Santos \(2003\)](#) (principalmente as NW-SE), não foram identificadas na área de estudo através dos dados magnéticos, pelo menos não com a mesma expressão descrita pelos autores. Isso possivelmente deve-se ao predomínio do sinal das estruturas mais profundas sobre o sinal das mais rasas. Ademais, há a possibilidade de que a estruturação regional proposta por diversos autores não explique de forma adequada toda a área do projeto Alta Floresta (folhas São João da Barra, Alta Floresta, Ilha 24 de Maio e Vila Guarita).

Assim, por exemplo, [Miguel Jr. \(2011\)](#), sugere que arcabouços estruturais distintos, formados sob diferentes eventos tectônicos em áreas da PAAF, constituem alternativas a modelos que tentam explicar a complexidade estrutural da província com base em um mesmo arranjo cinemático. Deve-se também levar em consideração que depósitos auríferos associados a rochas

graníticas da PAAF formaram-se em vários estágios entre 1,96 Ga (e.g. Novo Mundo e Pé Quente) e 1,82 Ga (e.g. Serrinha de Matupá). Possivelmente nesse intervalo de 140 Ma regimes tectônicos distintos e/ou reativações devem ter influenciado na complexidade estrutural da PAAF.

Comparando-se as direções principais das estruturas (Fig. 3.9C) interpretadas a partir do realce ISA-GHT com as interpretadas a partir da composição RGB, percebe-se que as estruturas de direção NW-SE e NE-SW são mais frequentes em níveis crustais mais rasos, corroborando com a noção de que representam eventos tectônicos mais jovens nessa porção da PAAF. Além disso, muitas estruturas possuem correlação nos diferentes níveis crustais analisados. No entanto, ainda faltam elementos para concluir se essas estruturas são fruto de várias reativações que permitiram sua expressão em superfície ou se, na medida que se formaram, afetaram vários níveis crustais simultaneamente.

Apesar da baixa densidade dos dados aerolevantados, a interpretação dos dados gamaespectrométricos permitiu não apenas refinar os contatos entre os litotipos, mas também identificar a unidade Suíte Granítica Indiferenciada, que não aparece nos trabalhos anteriores. Essa unidade foi individualizada em função da sua resposta relativamente alta para o K, assemelhando-se à resposta de outras rochas graníticas da região. Dessa forma, essas rochas graníticas podem estar associadas a Suíte Granítica Matupá, a Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Pinho, 2002; Paes de Barros, 2007), ou representarem uma unidade geológica nova, ainda não caracterizada.

A comparação da resposta dos dados aéreos e terrestres sobre uma determinada linha de voo indica uma clara superioridade do dado terrestre, função do menor intervalo de amostragem e do espaçamento entre os perfis. Entretanto, nota-se que há uma correlação geral entre as informações derivadas dos dois dados. Isso mostra que mesmo com a variação da resolução espacial, a tendência geral das características geofísicas dos corpos geológicos em subsuperfície é observada. O que fica comprometido é a delimitação mais precisa de corpos geológicos a partir dos dados aéreos.

O processamento dos dados geofísicos por principais componentes indica que (i) a área do depósito do Francisco não tem correlação espacial com setores realçados pelos produtos gamaespectrométricos (K/eTh , K_d e parâmetro F), os quais foram gerados para destacar zonas hidrotermalizadas ricas em potássio (alterações potássica e sericítica); (ii) os realces U_d e ASA,

melhor representados pelas PCs 2 e 4, respectivamente, mostram relação direta com a área mineralizada e indicam respostas semelhantes em regiões próximas ao depósito; (iii) a área do depósito do Pé Quente foi realçada pela PC1, função da forte contribuição da razão K_d nessa PC, sugerindo a existência de uma área dominada por alteração potássica; (iv) as demais PCs para a área do Pé Quente não mostram relação muito clara com o depósito.

Baseado nessas relações entre áreas realçadas a partir dos dados geofísicos e áreas mineralizadas, além de informações disponíveis em trabalhos anteriores, foram desenvolvidos modelos geofísicos calcados na análise espacial por Lógica Fuzzy visando mapear zonas com maior possibilidade de ocorrência simultânea entre esses parâmetros.

O melhor modelo para a área do Francisco, o *Fuzzy2*, constituído com base nos baixos valores de K/eTh , K_d e parâmetro F, mostra que do ponto de vista geofísico os realces para zonas anômalas em potássio não se correlacionam espacialmente com a área do depósito. O melhor modelo para Pé Quente, o *Fuzzy1*, que leva em consideração os altos valores de K/eTh , K_d , parâmetro F e ASA, reforça a correlação entre o depósito e suas características descritas na literatura, ou seja, presença de alteração hidrotermal potássica e sericítica e magnetita na paragénese do minério.

Dessa forma, conclui-se que apesar dos dados terrestres possuírem uma alta resolução espacial, modelos gerados apenas com base nesses dados não delimitam espacialmente os depósitos de forma satisfatória, sendo mais interessante do ponto de vista prospectivo agregar dados de outra natureza (e.g. geoquímicos), para gerar modelos mais robustos que norteiem futuras campanhas exploratórias.

3.7. Referências Bibliográficas

- Airo M.L. 2002. Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration. *Surveys in Geophysics*, **23**(4): 273-302.
- Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 81p.

- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 462p.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D., Silva F.R., Vítório J.A. 2010. Alteração hidrotermal e paragênese das mineralizações auríferas associadas a metais base na região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). *In: 45° Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém do Pará, PA.*
- Baranov V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, **22**: 359-383.
- Bizotto A.C. 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Blum M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229p.
- BARMP. 1997. Brazil Airborne Radiometric Mapping Project. Rio de Janeiro: PWG – Paterson, Grant & Watson, Limited, CPRM- Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais & Geological Survey of Canada, 18 p.
- Bongiolo A.B.S. 2011. Contribuição ao estudo da Bacia do Amazonas e seu embasamento através de magnetometria e gravimetria. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**(1): 39–48.
- Cooper G.R.J & Cowan D.R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, **32**(10):1585-1591.
- Cooper G.R.J & Cowan D.R. 2008. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics*, **73**(3): H1-H4.
- Cordell L. & Graunch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *In: Hinze WJ (ed.) The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists*, p.:181-197.

- Dickson B.L. & Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *In: Airborne Magnetic and Radiometric Surveys, AGSO. Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):187-200.
- Faria R.N. & Lima L.F.C.P. 2005. Introdução ao magnetismo dos materiais. São Paulo: Ed. Livraria da Física. 197p.
- Ferreira F.J.F., Fruchting A., Guimarães G.B., Alves L.S., Martin V.M.O., Ulbrich H.H. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados II: O exemplo do Granito Joaquim Murtinho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, **9**(1): 55-72.
- Ferreira J.F.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G., Romeiro M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I - Aplicação a dados sintéticos. *In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2010, Brasília, DF.*
- Fornazzari Neto L. & Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 197-208.
- Gnojek I. & Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**(4): 491-502.
- Grasty R. L., Glynn J. E., Grant J. A. 1985. The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra. *Geophysics*, **50**: 2611-2620.
- Gunn S. 1998. Support Vector Machines for Classification and Regression. Technical Report MP-TR-98-05, Image Speech and Intelligent Systems Group, University of Southampton, Southampton, 52p.
- Hoover D.B. & Pierce H.A. 1990. Annotated Bibliography of Gamma-Ray Methods Applied to Gold Exploration. USGS Open-File Report, p.90-203.
- Lammoglia T. 2006. Caracterização de Microexsudações de Hidrocarbonetos na Bacia do Tucano Norte (BA) por geoestatística, classificação hiperespectral e Redes Neurais. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 83 p.
- Li X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, **71**(2): L13-L16.
- Li X. 2008. Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations. *The Leading Edge*, **27**(8): 990-1002.

- Looney C.G. & Yu H. 2000. Special Software Development for Neural Network and Fuzzy Clustering Analysis in Geological Information Systems. Geological Survey of Canada, 34 p.
- Magalhães L. A., Souza Filho C.R, Silva A. M. 2007. Caracterização geológica-geofísica da porção central do Amapá com base em processamento e interpretação de dados aerogeofísicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3): 464-477.
- Miguel Jr. E. 2011. Controle estrutural das mineralizações auríferas e idade U-Pb das encaixantes ao longo do lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Miller H.G. & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**(2-3): 213-217.
- Milsom J. 2003. Field Geophysics. 3th ed. John Wiley, New York, 225p.
- Moreton L.C & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta - Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 68 p.
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olivio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, **101**: 585-605.
- Nabighian M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, **39**(1): 85-92.
- Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, **37**(3): 507-517.
- Ostrovsky E.A. 1975. Antagonism of radioactive elements in wallrock alteration fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, **17**: 461-468.

- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo–Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Parro P.S. 1998. Magnetometria e gamaespectrometria aerotransportadas na interpretação geológico-estrutural da região dos rios Juruena e Teles Pires. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 63 p.
- Philips J.D. 2007. Geosoft eXecutables (GX's) developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with notes on GX development from FORTRAN code (Open-File Report 2007-1355), 111p.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(1)**: 153-156.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(1)**: 61-68.
- Roest W.R., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics*, **57(1)**: 116-125.
- Rudnick R., Gao, S. 2004. Composition of the continental crust. In: Holland H.D. & Turekian K.K. (Eds.): Treatise on geochemistry. Oxford: Elsevier Pergamon, 3: 1-64.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília, p.169-226.
- Santos J. O. S., Groves D. I., Hartmann L. A., Moura M. A., Mcnaughton N. J. 2001. Reply to the discussion on "Gold deposits of the Tapajos and Alta Floresta domains, Tapajo's-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil". *Mineralium deposita*, **36**: 278-299.

- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.
- Saunders D.F., Terry S.A., Thompson C.K. 1987. Test of National Uranium Resource Evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, **52**(11): 1547-1556.
- Seedorff E., Bartib M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, **103**:939-956.
- Seedofortt E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology* 110th Anniversary volume, p. 251-298.
- Shcerba G.N. 1970. Greisens. *Revista do Instituto Geológico*, **12**:114-255.
- Singh B. & Guptasarma D. 2001. New method for fast computation of gravity and magnetic anomalies from arbitrary polyhedra. *Geophysics*, **66**(2): 521-526.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília: CPRM-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 159 p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Neto V. M., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B. (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. Applied geophysics. Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 770 p.
- Thompson D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**(1): 31-37.
- Ulbrich H.H.G., 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, Th e U. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, **9**(1): 33-53.

Vasconcelos R.M., Metelo M.J., Motta A.C., GOMES R.D. 1994. Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil. CPRM, Rio de Janeiro, 172p.

Verduzco B., Fairhead J.D., Green C.M., Mackenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, **23**(2): 116-119.

Xavier R.P., Assis R.R., Miguel Jr. E., Santos T.J.S., Antônio João Paes de Barros A.J.. 2011. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, RR.

Correlação espacial entre anomalias minerais e geobotânicas derivadas de dados ASTER e assinaturas gamaespectrométricas: um método auxiliar para identificação de áreas mineralizadas na Província Aurífera de Alta Floresta (MT).

4.1. Introdução

Métodos indiretos de mapeamento geológico, particularmente o sensoriamento remoto e a geofísica aérea, são hoje uma das principais ferramentas em prospecção mineral, principalmente em regiões de florestas tropicais densas, onde o acesso é bastante restrito. Seu uso tem proporcionado a ampliação das fronteiras exploratórias no Brasil.

O sensoriamento remoto permite analisar o comportamento espectral tanto de áreas densamente vegetadas como de áreas amplamente desnudas. Desde o lançamento da primeira plataforma Landsat em 1972, o comportamento espectral da vegetação tem sido correlacionado à variação litológica dos pacotes subjacentes (e.g. [Paradella & Bruce, 1990](#); [Almeida Filho & Vitorello, 1997](#); [Almeida et al. 2007](#)). É comum a utilização de análises espectrais para a identificação de áreas potencialmente hidrotermalizadas, que possam estar associadas a possíveis mineralizações (e.g. [Rowan et al., 2006](#); [Mars & Rowan, 2006](#)). A geofísica, por sua vez, auxilia na determinação das características geológicas em subsuperfície (e.g. [Dickson & Scott, 1997](#); [Fornazzari Neto & Ferreira, 2003](#); [Ferreira et al., 2010](#)).

A Província Aurífera de Alta Floresta, situada na porção norte do Mato Grosso, foi uma das principais regiões produtoras de ouro no Brasil dentre as décadas de 1970 e 1990 ([Moreton & Martins, 2005](#)). Contudo, ainda são raros os exemplos de uso de técnicas exploratórias na região que auxiliem de maneira efetiva a ampliação da exploração mineral, extrapolando os resultados obtidos com mapeamento geológico tradicional.

Nesse contexto, este trabalho pretende realizar uma análise investigativa relacionando características espectrais obtidas a partir do processamento de imagens do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), através de Análises por Principais Componentes (APC), com dados gamaespectrométricos aerolevados, com o

objetivo de identificar padrões na vegetação e em solos/rochas que possam ser correlacionados a depósitos de ouro.

4.2. Fundamentação

A maior parte da variação do fluxo de radiação espectral medida pelos sensores remotos depende do sombreamento topográfico e dos efeitos de albedo na superfície terrestre. A Análise por Principais Componentes (APC) é uma poderosa técnica estatística que pode ser utilizada para efeitos de supressão da irradiância que domina nas bandas dos sensores, melhorando assim as características de reflectância espectral de materiais geológicos (e.g., Souza Filho & Drury, 1998). A APC também pode ser aplicada a conjuntos de dados multivariados, tais como imagens multiespectrais, com a finalidade de extrair respostas espectrais específicas.

A extração de informações espectrais relacionadas à vegetação e a solos e rochas começou desde o lançamento da primeira plataforma Landsat. A primeira geração do programa Landsat (satélites 1, 2 e 3) contava com o sensor MSS, mais restrito à disponibilidade de informação espectral, o que provavelmente inviabilizava a análise de diversas feições (e.g. Rowan *et al.*, 1974, 1977). A segunda geração, iniciada em 1982 com o lançamento do satélite Landsat 4, passou a contar com o sensor TM, que juntamente com o uso de técnicas de processamento de imagem como razões de banda e APC, possibilitou um avanço em estudos de sensoriamento remoto espectral (e.g. Crowley *et al.*, 1989; Rowan *et al.*, 1984, 1986). Em função da limitada resolução espectral dessas imagens, o trabalho de mapeamento de alterações hidrotermais eram restritos à discriminação de áreas com ocorrência de óxidos/hidróxidos de ferro e de áreas com argilas e minerais carbonatados. Contudo, houve um significativo avanço com a utilização de imagens como as do sensor ASTER, que possui maior resolução espectral, principalmente na faixa do infravermelho de ondas curtas (SWIR), região onde boa parte dos minerais exibem características espectrais diagnósticas (Rowan & Mars, 2003; Perrota *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2009).

A utilização da cobertura vegetal como fonte de informações geológicas indiretas já fora documentada por Agrícola, em seu livro *De Ré Metallica* (1556), ao descrever a senescência precoce e o nanismo de plantas que cresciam sobre corpos de minério. Contudo, a geobotânica nunca se tornou um método de prospecção mineral indireto realmente operacional, principalmente devido às dificuldades de se relacionar, satisfatoriamente, os conhecimentos de geologia e geobotânica.

A utilização de imagens de sensores remotos multiespectrais para a análise de coberturas vegetais tornou-se mais ampla a partir da década de 1970. Contudo, a frequente falta de padrões definidos nas respostas das coberturas vegetais frente a solos anômalos e a dificuldade de se replicar experiências mostrou-se como o principal obstáculo. [Almeida et al. \(2009\)](#), na tentativa de solucionar este problema, sugerem a possibilidade de não se buscar padrões, mas simplesmente respostas espectrais diferentes na vegetação, mesmo que discretas. Para tanto, utilizam um método de processamento digital de imagens que se baseia na resposta espectral relativa aos teores foliares em pigmentos, água e compostos bioquímicos e na resposta de albedo, sendo esta última influenciada enormemente pela arquitetura do dossel florestal.

[Almeida et al. \(2009\)](#) ainda apresentam outra questão: a forma como se manifesta a geobotânica em florestas de alta e baixa diversidade. Em regiões de clima quente e úmido a geobotânica não é expressa por estresses, mas por variações florísticas e fisionômicas, exceto em situações extremas. Já em florestas temperadas e boreais a pequena biodiversidade não permite a substituição de numerosas espécies por outras mais adaptadas, o que dá à detecção de estresses grande importância. Assim, para as florestas tropicais adota-se a hipótese de que a rica biodiversidade leva a diferentes comunidades florísticas em cada ambiente, mesmo que sejam pequenas as variações ambientais, pois a possibilidade de haver espécies mais bem adaptadas será tanto maior quanto maior for a biodiversidade ([Almeida et al., 2009](#)).

[Almeida et al. \(2007\)](#) identificaram diferenças fisionômicas e florísticas relacionadas à presença de alteração hidrotermal clorítica em rochas da Formação Serra da Pedra Preta, Grupo Serra do Itaberaba, sugerindo que a presença de alterações hidrotermais pode estar relacionado à anomalias geobotânicas locais. Como corpos filoneanos mineralizados geralmente possuem pequenas dimensões, sua identificação por anomalias na vegetação seria praticamente impossível. Contudo, quando a mineralização ocorre de forma mais disseminada acompanhando zonas de alterações hidrotermais, as mudanças florísticas são mais facilmente identificadas.

Segundo [Wilford et al. \(1997\)](#), durante o intemperismo químico, os radioelementos contidos nas rochas podem ser remobilizados, redistribuídos e incorporados no regolito, podendo diferir substancialmente das rochas do substrato. Contudo, [Martelet et al. \(2006\)](#) observaram em áreas de floresta equatorial na Guiana Francesa que os raios gama emitidos são relacionados primariamente à mineralogia e à geoquímica das rochas e, apenas secundariamente aos materiais intempéricos, incluindo-se o regolítico. Constataram também que o problema da atenuação da

emissão da radiação gama pela absorção de parte do sinal por florestas densas é ainda menos importante, uma vez que há forte preservação das variações de sinal relacionadas à geologia, permitindo assim sua interpretação.

Apesar da assinatura gamaespectrométrica de depósitos de ouro ser muito variada, diversos autores já reportaram a estreita relação entre mineralizações auríferas e o enriquecimento de potássio em detrimento dos outros radioelementos (e.g. Dickson & Scott, 1997; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003), principalmente por este ser fortemente relacionado a processos hidrotermais em diversas áreas mineralizadas.

4.3. A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)

A área de estudo está inserida na porção sudeste da PAAF (Figura 4.1), mais especificadamente as regiões entre Peixoto de Azevedo e Vila União do Norte. A PAAF está localizada na porção centro-sul do cráton Amazônico, compreendendo partes das províncias Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga) (Santos *et al.*, 2000; Santos, 2003).

Atualmente, a província apresenta um potencial exploratório significativo, particularmente para depósitos auríferos primários, o que é comprovado pela ocorrência de quase uma centena de depósitos ao longo de um cinturão de direção NW, com mineralizações na forma de veios, sistema de veios e/ou disseminadas (Assis, 2008).

Uma parcela considerável desses depósitos está espacial e temporalmente relacionada a suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, sub-alcalinas a cálcio-alcalinas, meta a peraluminosas, de médio a alto potássio, magnesianas a ligeiramente ferrosas. Essas suítes graníticas foram possivelmente alojadas em ambiente de margem continental ativa e provenientes de fonte crustal arqueana (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011).

Dessa forma, dentro da área de estudo as mineralizações estariam associadas principalmente às unidades: (i) Granito Teles Pires, que compreende uma associação de rochas plutônicas e subvulcânicas constituídas de biotita granitos e granitos porfiríticos avermelhados, (ii) Suíte Intrusiva Matupá *Fácies 3*, formada por clinopiroxênio-hornblenda monzogranitos e clinopiroxênio-hornblenda monzodioritos magnéticos, que dão origem a solos vermelhos e *Fácies 4*, de maior distribuição geográfica, composta por granitos, biotita granitos e

monzogranitos, com microgranitos e granófiros subordinados e, (iii) Suíte Colíder, que engloba rochas vulcânicas intermediárias a ácidas (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008) (Figura 4.1).

Além disso, muitas dessas mineralizações relacionam-se espacialmente com alterações hidrotermais, sendo a alteração propilitica, com paragênese clorita ± epidoto ± carbonato, a que possui caráter mais regional. As alterações potássica com feldspato potássico e sericítica (sericita/muscovita) geralmente situam-se em zonas mais próximas aos depósitos auríferos hospedados em rochas graníticas (e.g. Assis, 2011; Xavier *et al.*, 2011).

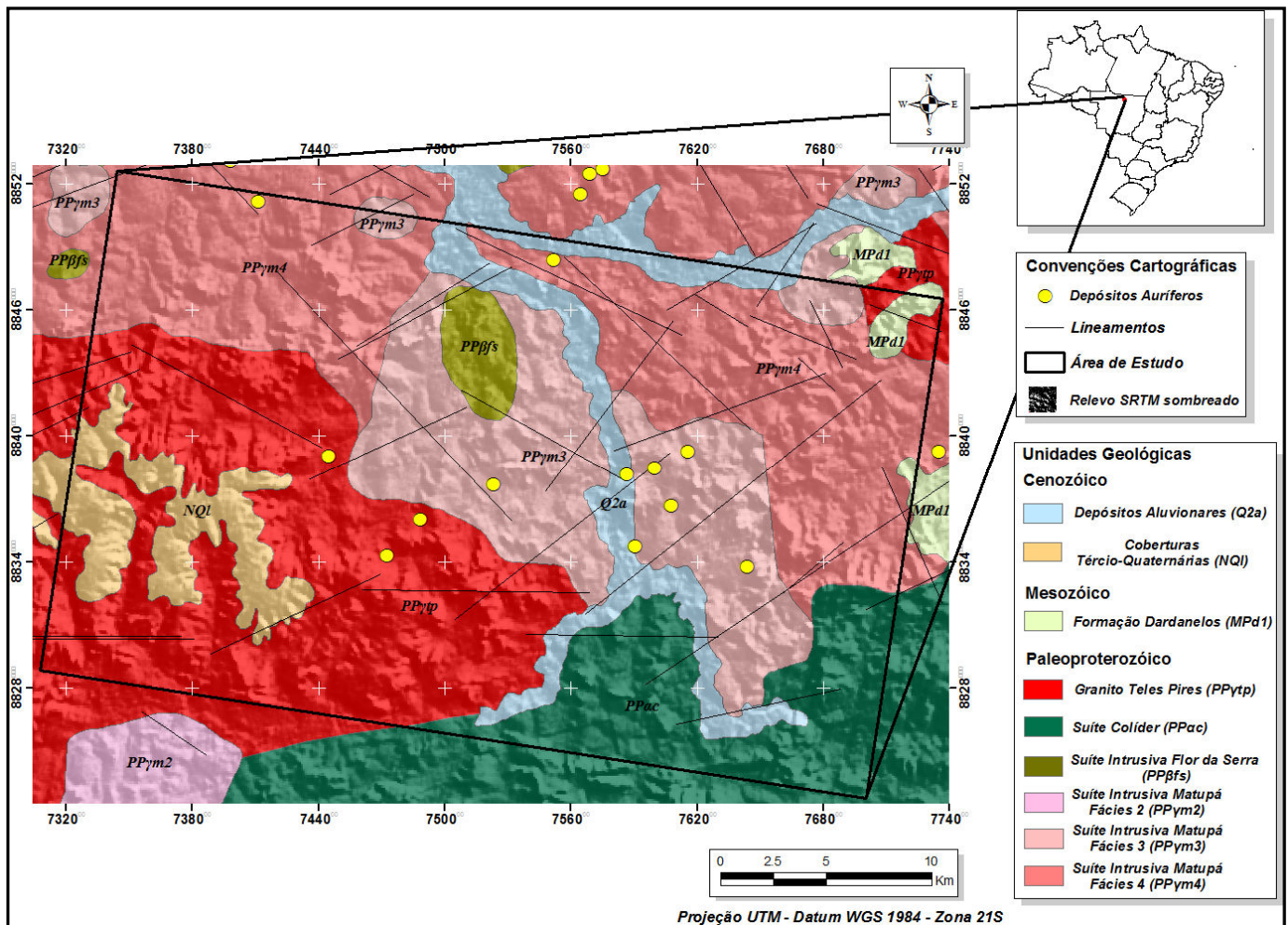


Figura 4.1 – Localização e mapa geológico da área de estudo (modificado de Silva & Abram, 2008).

4.4. Aspectos Físicos

A área de estudo está inserida no Bioma Amazônia (IBGE, 2004), caracterizado por um gradiente de vegetação que varia entre a floresta ombrófila e o cerrado. Segundo o Mapa de Vegetação do Brasil (IBGE, 2004), nesse bioma são reconhecidas florestas ombrófila densa, aberta e mista, zonas de vegetação de transição, áreas com savana, vegetação secundária e de atividades agrárias.

O clima predominante da área é o equatorial úmido, com temperatura média superior a 25°C e amplitude térmica anual máxima de 3°. As chuvas são abundantes, com intensidade variando entre 1.500 e 1.700 mm, enquanto o período de secas pode atingir 3 meses (IBGE, 2002), mostrando que a disponibilidade de água não é regular durante o ano.

4.5. Materiais e Métodos

O banco de dados aerogamaespectrométricos utilizado neste trabalho é proveniente da Base de Dados Aerogeofísicos do Brasil – AERO, que é formada por projetos executados pelo DNPM em convênio com a CPRM. Para este trabalho, foi utilizada a base aerogeofísica pertencente à Série 1000, código 1052 – Projeto Juruena-Teles Pires, Fase 1. Esses dados estão dispostos segundo linhas de voo N-S, com espaçamento de 2 km, intervalo de amostragem de 60m, altura de voo de 150m e abrangem uma área de 36.300 km².

Através de um convênio de cooperação técnica entre a CPRM e o Serviço Geológico do Canadá, todos os dados aerogamaespectrométricos do Brasil foram reprocessados e micronivelados como parte do *Brazil Airborne Radiometric Mapping Project* (BARMP, 1997). Assim, os dados originais em contagens por segundo (cps), foram transformados para dose de CT ($\mu\text{R/h}$) e concentrações de K (%), eU (ppm) e eTh (ppm), através de um processo de retro-calibração.

Os dados gamaespectrométricos foram interpolados em uma malha regular de 500 x 500 metros (1/4 do espaçamento nominal das linhas de voo) utilizando o método de curvatura mínima (e.g. Briggs, 1974). Esse método gera uma superfície suavizada com valores que se aproximam dos dados originais, sendo amplamente utilizado por sua eficiência computacional e eficácia.

Os dados gamaespectrométricos, já reprocessados e micronivelados (BARMP, 1997), tiveram o histograma equalizado nos quatro canais de forma que o valor mínimo ficasse próximo de 0,01u.c., com o intuito de evitar o “efeito K” (Ferreira *et al.*, 2009) e outras possíveis inconsistências durante o processamento. Além disso, também foi aplicado um filtro passa-

baixa de 4000m ao banco de dados, contemplando assim a frequência Nyquist. Em seguida, foram gerados os mapas dos canais básicos de K, eTh, eU e CT, além das razões eTh/K, eU/eTh, eU/K, K_d , U_d e parâmetro F.

A razão Th/K (Ostrovsky, 1975; Pires, 1995) ressalta o “antagonismo” entre os dois elementos, contudo não é indicada para individualizar rochas graníticas, uma vez que nelas a relação entre tório e potássio costuma ser positiva (Dickson & Scott, 1997). O parâmetro $F = K \times (eU/eTh)$ (Efimov, 1978 *apud* Gnojek & Perichystal, 1985) realça simultaneamente a abundância de K e da razão eU/eTh, sendo amplamente utilizado na identificação de áreas com alteração hidrotermal e de áreas intensamente intemperizadas. Saunders *et al.* (1987) e Pires (1995) propuseram a normalização de K e U pelo Th, em função do último possuir menor mobilidade, resultando nos parâmetros potássio anômalo (K_d) e urânio anômalo (U_d).

Em função de sua grande mobilidade, o potássio muitas vezes está associado a alterações hidrotermais (e.g. Hoover & Pierce 1990; Dickson & Scott, 1997; Fornazzari Neto & Ferreira, 2003), principalmente quando o fluido é proveniente de fontes magmáticas ricas nesse elemento. Dessa forma, depósitos tipo cobre-ouro pórfiro e ouro epitermal podem ser identificados através de anomalias no canal do K, relacionadas à presença de alteração potássica, com feldspato potássico, e/ou alteração sericítica, associada com a presença de muscovita. Contudo, uma intrusão félsica pode mascarar os depósitos. Nesse caso, o uso da razão Th/K pode dar uma indicação mais precisa sobre a abrangência da alteração, já que o tório não é incrementado durante o processo de mineralização (e.g. Dickson & Scott, 1997; Gunn, 1998).

O sensor ASTER possui 14 bandas distribuídas na faixa do espectro reflexivo e emissivo – três bandas no visível e infravermelho próximo VNIR (0,52-0,86 μm), com resolução espacial de 15m; seis bandas no infravermelho de ondas curtas SWIR (1,60–2,43 μm) com 30m de resolução espacial e; cinco bandas no infravermelho termal TIR (8,125-11,65 μm), com 90m de resolução espacial (e.g. Fujisada, 1995; Abrams, 2000). A imagem ASTER utilizada foi adquirida no mês de setembro de 2009, época de transição entre o período seco e chuvoso na região norte do Mato Grosso.

O pré-processamento das imagens ASTER compreendeu: (i) a re-amostragem das bandas do infravermelho de ondas curtas (SWIR) para resolução espacial de 15 metros, compatível com a resolução das bandas do visível e infravermelho próximo (VNIR); (ii) recorte para extração da área de interesse.

A técnica de processamento utilizada, definida por Almeida *et al.* (2009) e aqui expandida, compreendeu (i) cálculo do índice de vegetação NDVI; (ii) criação e aplicação de máscaras para separar regiões dominadas por cobertura vegetal e áreas com exposição de solo/rocha; (iii) realce espectral de diferentes compostos foliares por meio de índices espectrais ou razões de bandas; (iv) realce espectral de diferentes grupos de minerais através de razões de bandas; (v) aplicação da técnica de APC ao conjunto de razões, objetivando a concentração e hierarquização da informação espectral; (vi) análise estatística das PCs e seleção daquelas que melhor expressam as variações espectrais realçadas dos alvos de interesse nas razões de banda.

O método de razões de bandas visa suprimir a informação espectral comum e realçar a diferente. Embora não seja o método de análise espectral mais preciso, ainda é o mais frequentemente utilizado, pois quando aplicado sobre bases espectrométricas mostra-se como uma ferramenta efetiva de realce espectral (Almeida *et al.*, 2009). Foram adotadas oito razões de bandas para realçar as feições da vegetação, preparadas utilizando-se no numerador sempre a banda ASTER 3 (NIR: 780-860 nm), como comprimento de onda de referência (Tabela 4.1).

Já para realçar feições de solos e rochas, foram utilizadas três razões, objetivando principalmente mapear zonas ricas em ferro e Al-OH (Tabela 4.2). Além das razões de bandas foram utilizados três realces denominados *Relative Absorption Band Depth* (Crowley *et al.*, 1989) (Tabela 4.2), que intensificam as feições de absorção, objetivando mapear zonas ricas em muscovita/esmectita e zonas com clorita, epidoto e carbonato, relacionadas a alterações propilíticas. Para cada feição, a soma no numerador representa os ombros da curva (Figura 4.2), e o denominador representa a banda localizada próximo ao pico de absorção (Figura 4.2) (Crowley *et al.*, 1989).

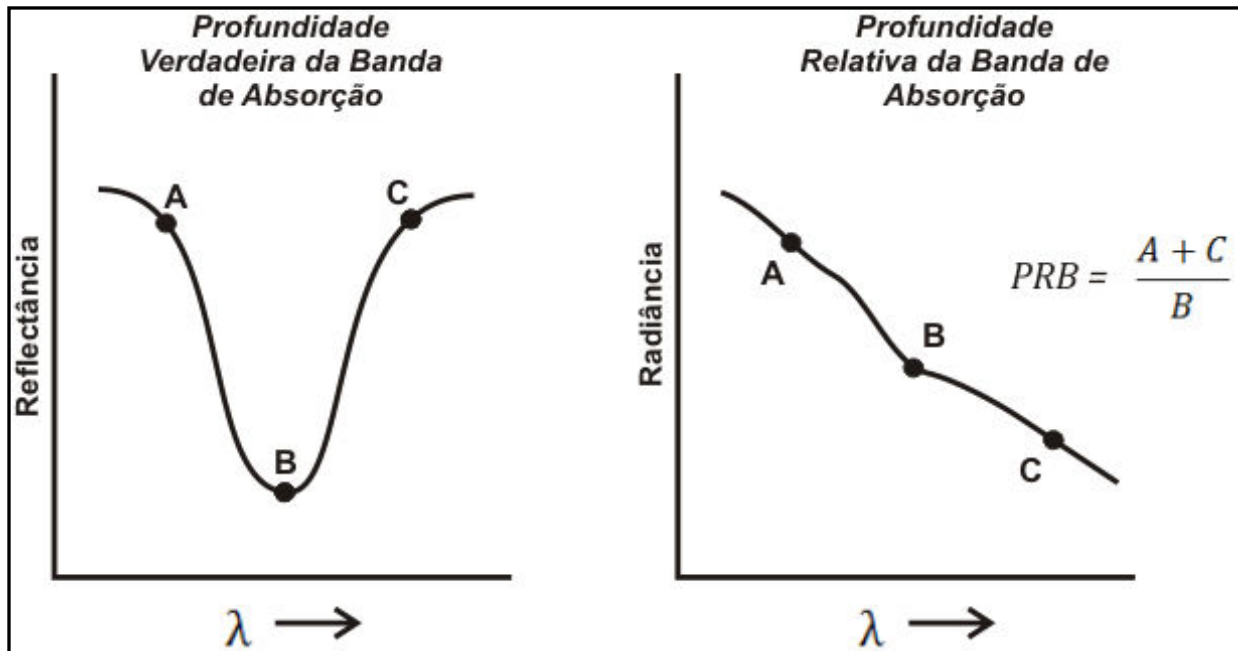


Figura 4.2 – Esquema do realce *Relative Absorption Band Depth* (modificado de Crowley *et al.*, 1989).

Tabela 4.1. Razões para realce da vegetação.

Razões	Composto Foliar realçado
B3/B1	pigmentos foliares: melanoproteínas, carotenóides e clorofila b
B3/B2	clorofilas a e b
B3/B4	água foliar
B3/B5	compostos bioquímicos, com ênfase em amido e água foliar.
B3/B6	compostos bioquímicos (amido, lignina e hemicelulose) e água foliar
B3/B7	compostos bioquímicos (amido e lignina) e água foliar
B3/B8	compostos bioquímicos, com ênfase em lignina e água foliar
B3/B9	compostos bioquímicos, com ênfase em lignina e água foliar

Tabela 4.2. Razões para realce de solos/rochas.

Razões	Composto realçado
B2/B1	absorção de Fe ³⁺
B1/B2	absorção de Fe ²⁺
B5/B3	absorção de Fe ²⁺ e Al-OH
(B1/B2)+(B5/B3)	elevada absorção de Fe ²⁺
(B5+B7)/(B6*2)	absorção de Al-OH
(B7+B9)/B8	absorção de Mg-OH, Fe-OH e CO ₃

A necessidade de mascarar a vegetação para a análise dos solos/rochas - e vice-versa - ocorre em função de alguns compostos orgânicos característicos (normalmente, celulose), apresentarem feições de absorção centradas em torno de 2,10 e 2,30 μm , que coincidem com o comprimento de onda de absorção característico de alguns dos principais hidróxidos de alumínio (Al-OH), ferro (Fe-OH) e magnésio (Mg-OH) (Figura 4.3) (Mars & Rowan, 2006), o que pode ocasionar certa ambiguidade durante a interpretação.

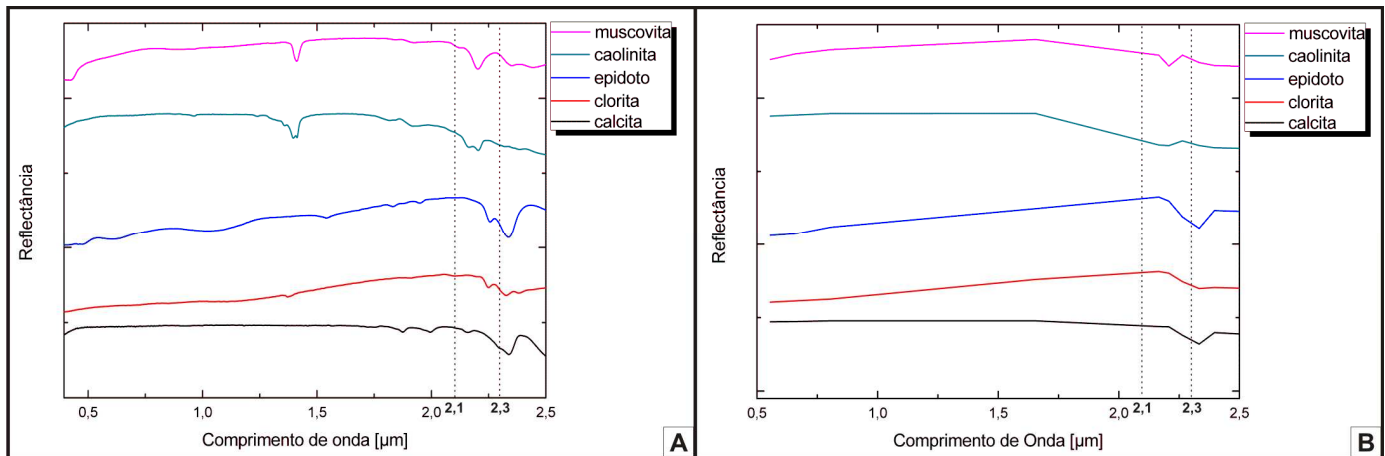


Figura 4.3 – Curvas espectrais dos minerais índices (com contínuo removido) de alterações hidrotermais propilítica e sericítica (A) Curvas da biblioteca espectral do USGS. (B) Curvas espectrais re-amostradas para a resolução espectral do sensor ASTER.

4.6. Resultados e Discussões

A matriz de auto-vetores extraída do conjunto de imagens de razões de realce da vegetação (Tabela 4.3) mostra que a PC1 (Figura 4.4A) é dominada pela resposta dos compostos bioquímicos (pesos das razões 3/5, 3/6, 3/7, 3/8 e 3/9), a PC6 (Figura 4.4B) é dominada pela resposta da água foliar (razão 3/4) e a PC7 (Figura 4.4C) é dominada pela resposta dos pigmentos foliares (pesos das razões 3/1 e 3/2), mas também com contribuição da água foliar. Desta forma, estas PCs concentram tanto o essencial dos grupos de compostos foliares, como também as informações espectrais do visível (pigmentos), do infravermelho próximo (estrutura celular/dossel) e do infravermelho de ondas curtas (água e compostos bioquímicos). A PC8, apesar de possuir auto-vetores com pesos relativamente altos, concentra majoritariamente ruído e não foi selecionada para comparação com os dados geofísicos.

Da mesma forma, ao se analisar a matriz de auto-vetores do conjunto de imagens de razões de realce dos grupos de minerais (Tabela 4.4), percebe-se que a PC2 (Figura 4.6A) é

dominada pelos solos/rochas ricas em clorita, epidoto (que explicaria o alto peso da razão B2/B1) e, mais subordinadamente, carbonato. Ou seja, destacam minerais tipicamente presentes em alterações propilíticas. A PC4 (Figura 4.6B) é dominada pelos materiais ricos em minerais do grupo da muscovita e das esmectitas. A PC5 (Figura 4.6C) mostra tanto zonas ricas em Fe^{3+} como zonas ricas em Fe^{2+} , podendo também estar relacionadas a alterações propilíticas, uma vez que o epidoto possui ferro férrico em sua composição e a clorita possui ferro ferroso. A PC6, apesar de possuir auto-vetores com pesos relativamente altos, é dominada por ruído e também não foi selecionada para comparação com os dados geofísicos.

Após a identificação dos padrões espectrais exibidos tanto pelos solos/rochas, quanto pela vegetação, verificou-se que esses padrões apresentam correlação espacial com anomalias gamaespectrométricas. Os mapas das razões $e\text{Th}/\text{K}$ (Figuras 4.5A e 4.7A), K_d (Figuras 4.5B e 4.7B) e parâmetro F (Figuras 4.5C e 4.7C), auxiliaram na tentativa de correlacionar o enriquecimento de potássio com os padrões das PCs, mostrando assim possíveis zonas com alterações hidrotermais correlacionadas aos depósitos auríferos.

Tabela 4.3. Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de razões de bandas da tabela 4.1. Em destaque os pesos dominantes nas PCs selecionadas.

	3/1	3/2	3/4	3/5	3/6	3/7	3/8	3/9
PC1	0.010	0.018	0.049	0.241	0.279	0.320	0.542	0.682
PC2	0.016	0.001	-0.015	-0.059	-0.247	-0.248	-0.601	0.716
PC3	0.008	0.007	0.046	0.548	0.481	0.374	-0.557	-0.127
PC4	-0.011	-0.011	-0.056	0.526	0.216	-0.804	0.164	-0.024
PC5	0.040	0.021	0.031	0.600	-0.763	0.205	0.088	-0.069
PC6	0.356	0.357	0.858	-0.038	0.011	-0.091	-0.002	-0.023
PC7	0.323	0.819	0.474	-0.007	0.020	0.018	0.000	-0.006
PC8	0.876	-0.448	-0.177	-0.010	0.023	0.008	0.009	-0.006

Tabela 4.4. Matriz de auto-vetores da APC sobre o conjunto de razões de bandas da tabela 4.2. Em destaque os pesos dominantes nas PCs selecionadas.

	B2/B1	B1/B2	B5/B3	(B1/B2) + (B5/B3)	(B5+B7)/(B6*2)	(B7+B9)/B8
PC1	0.385	0.282	0.020	0.405	0.303	0.719
PC2	-0.509	-0.270	-0.019	-0.528	0.240	0.576
PC3	0.280	-0.920	-0.013	0.267	0.044	0.042
PC4	-0.035	0.020	0.051	0.017	0.919	-0.387
PC5	-0.424	-0.029	0.814	0.390	-0.059	0.021
PC6	-0.577	0.000	-0.577	0.577	0.000	0.000

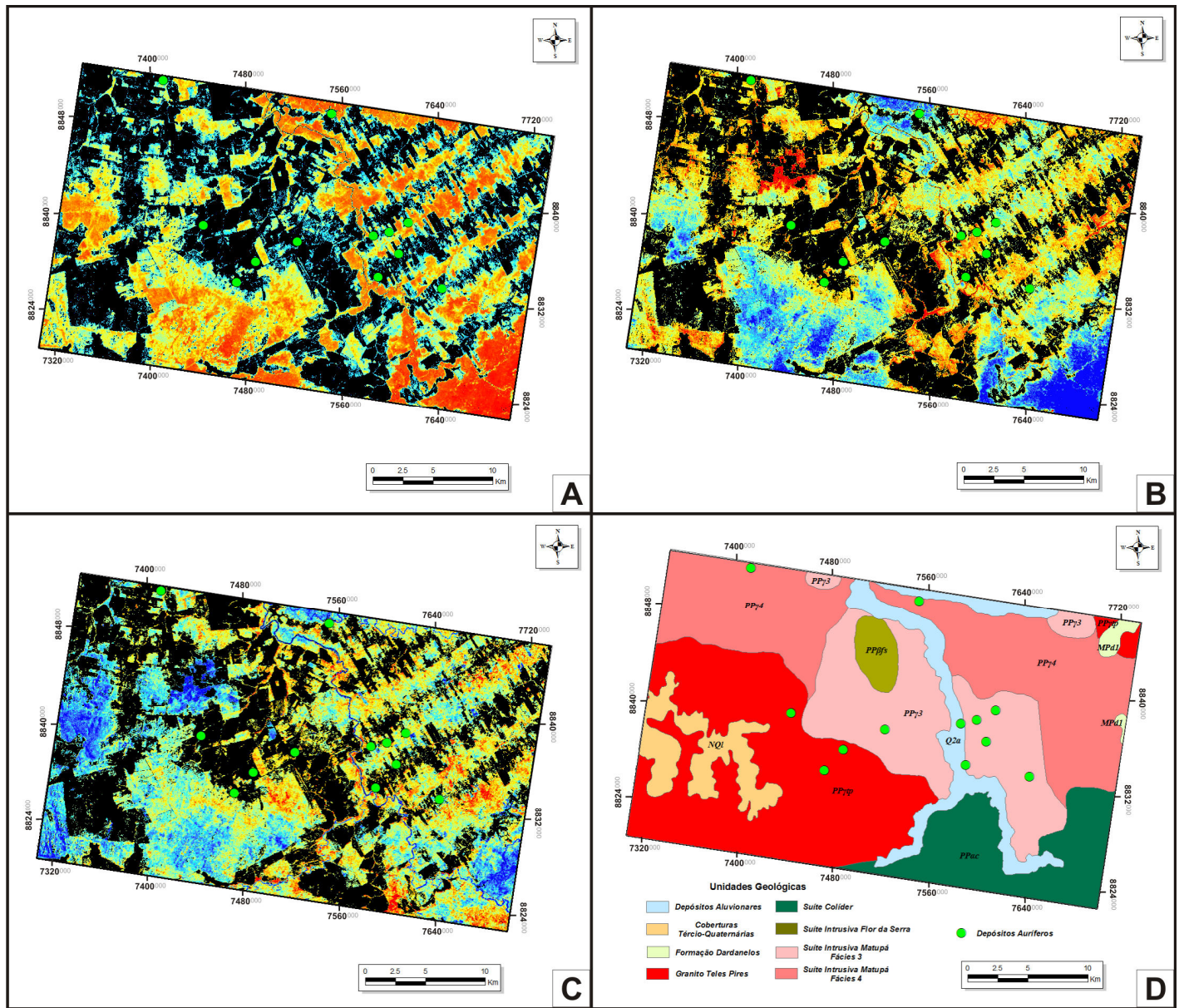


Figura 4.4 - Principais componentes em pseudo-cor com realce da vegetação e máscara para solos (em preto) (A) PC1, (B) PC6, (C) PC7 e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

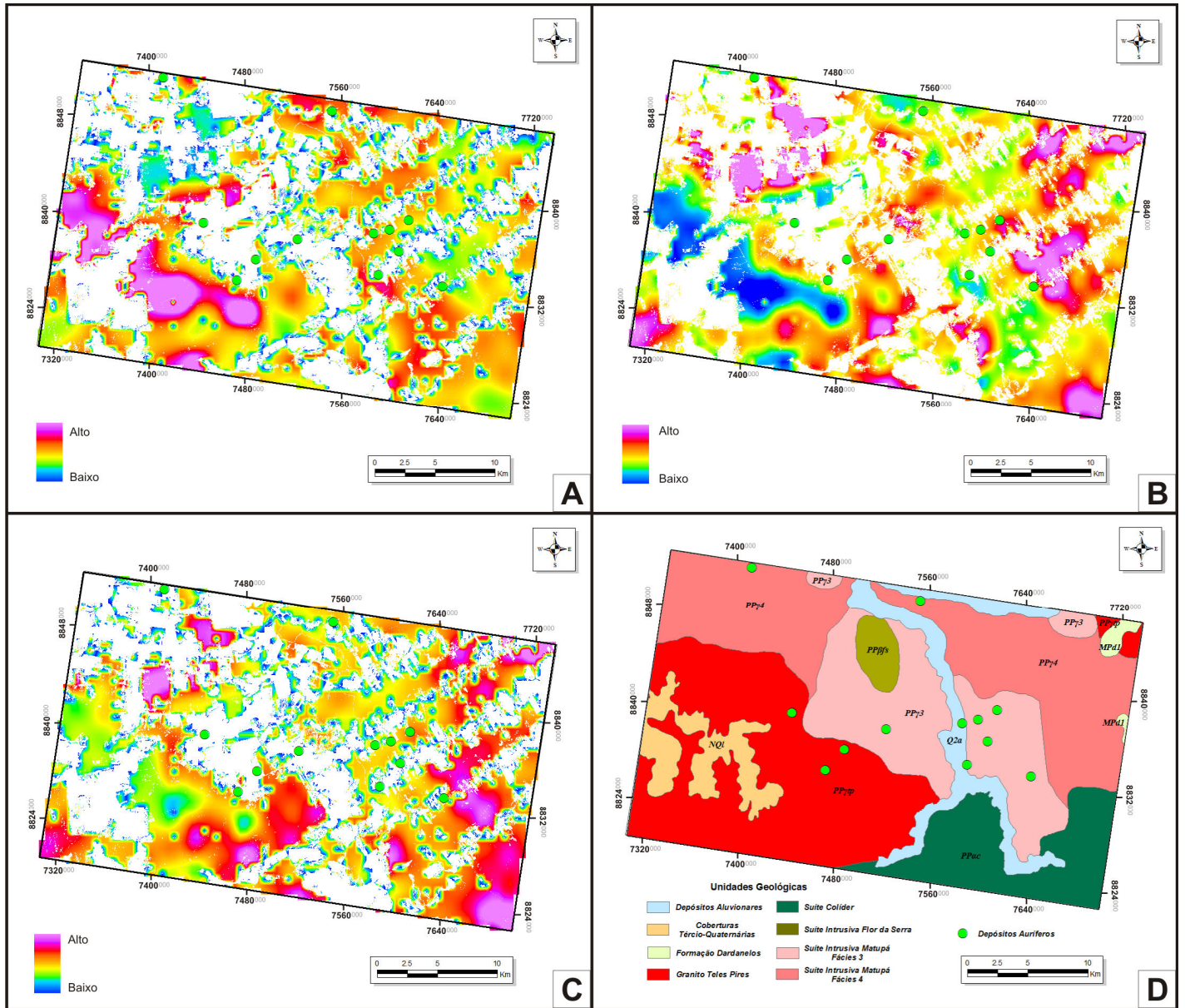


Figura 4.5. Dados gamaespectrométricos com máscara para solos (em branco) (A) e Th/K, (B) K_d , (C) parâmetro F e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

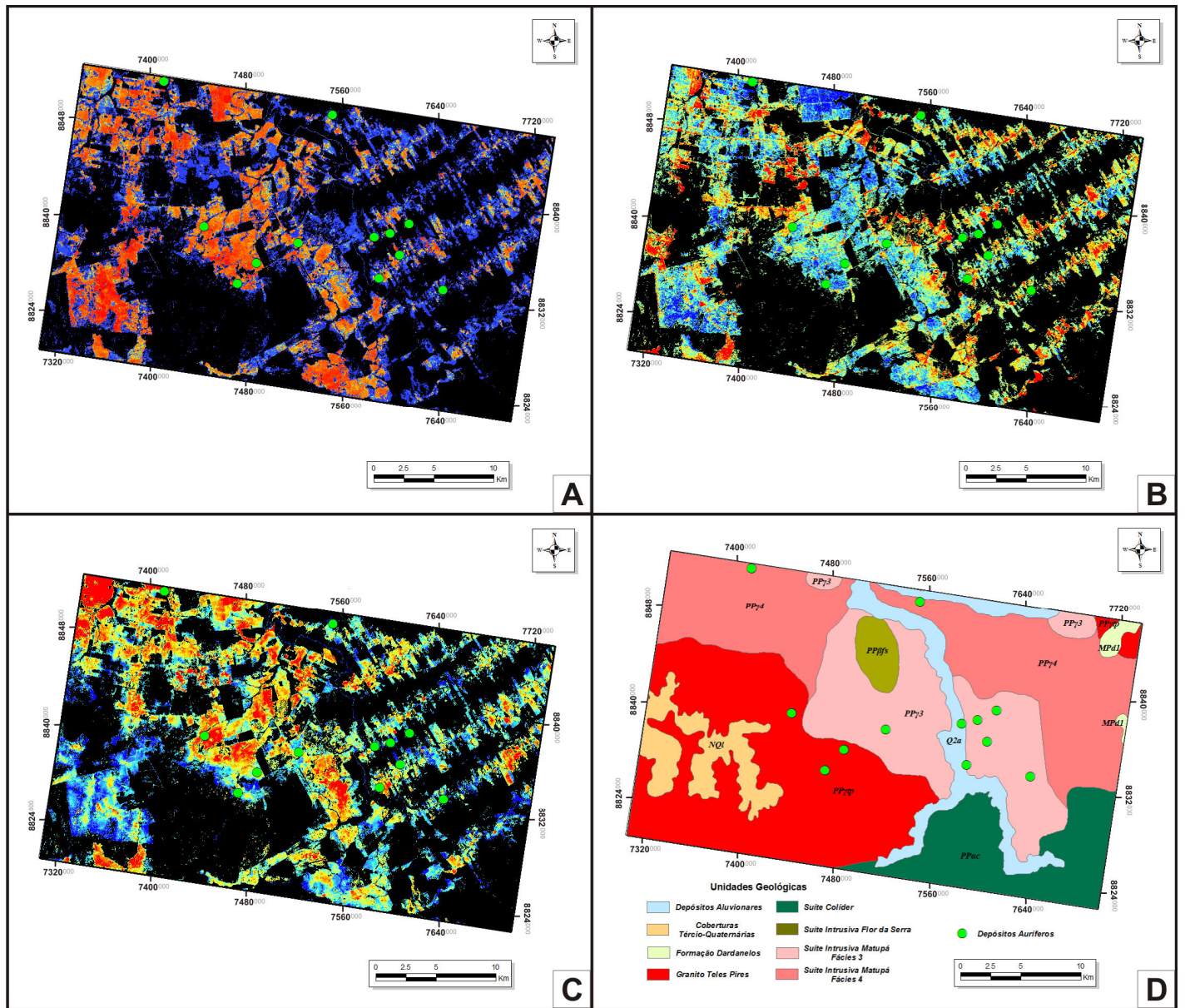


Figura 4.6. Principais componentes em pseudo-cor com realce para solos/rochas e máscara para vegetação (em preto) (A) PC2, (B) PC4, (C) PC5 e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

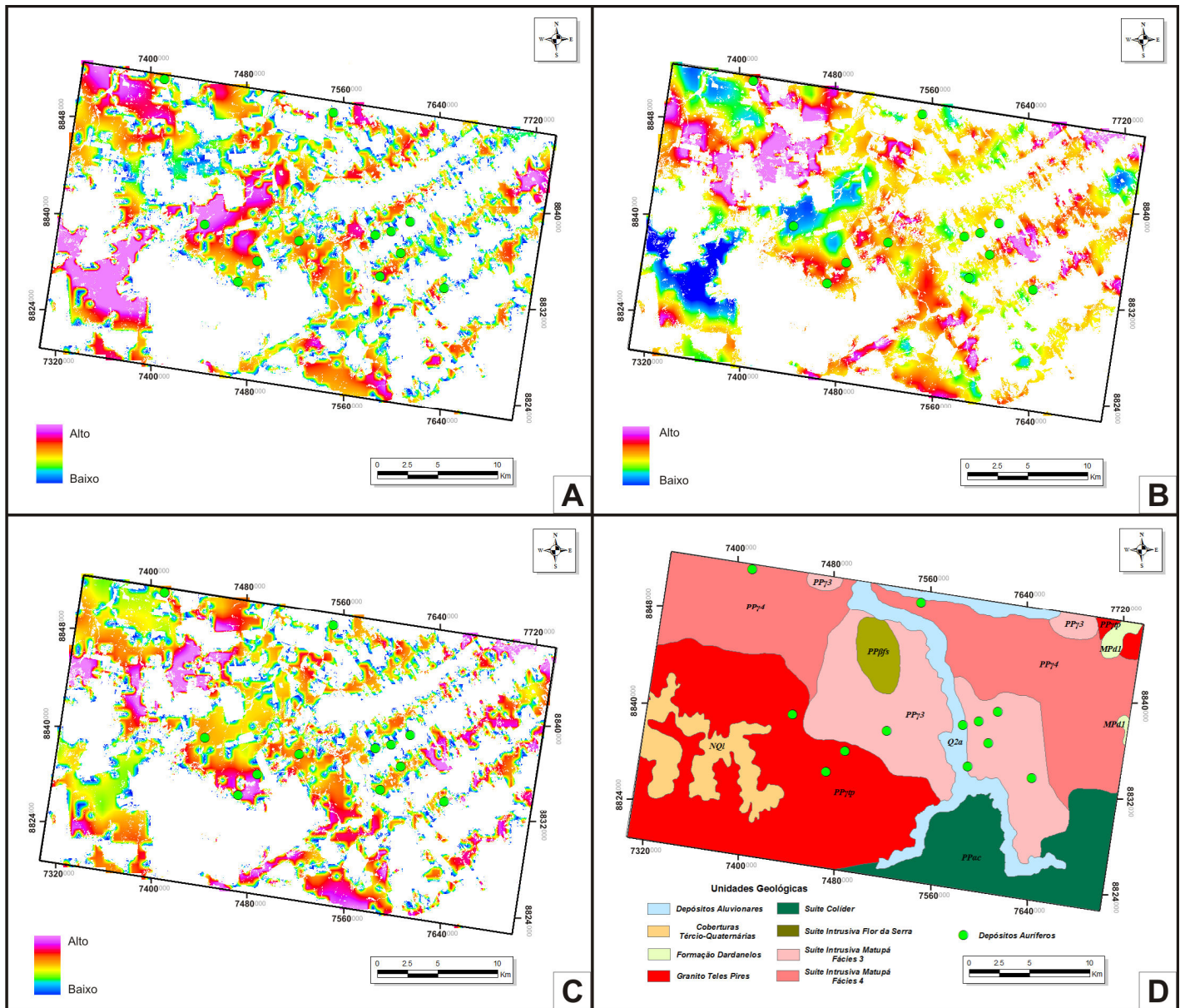


Figura 4.7. Dados gamaespectrométricos com máscara para vegetação (em branco) (A) eTh/K , (B) K_d , (C) parâmetro F e (D) Mapa geológico da área de estudo (modificado de [Silva & Abram, 2008](#)).

A nítida relação espacial entre a presença de potássio e as PCs, tanto para vegetação como para solos/rochas, pode estar ligada ao fato do potássio ser um macronutriente essencial e atuar na regulação do potencial osmótico das células das plantas, sendo muito importante no balanço das cargas negativas de ácidos orgânicos dentro das células. Além disso, o potássio ajuda no

balanço de alguns ânions como sulfato, cloreto e, especialmente, o nitrato, absorvidos pelas raízes (e.g. Malavolta & Crocomo, 1982; Bould *et al.*, 1983).

O acúmulo de potássio diminui o potencial osmótico, relacionando-se assim com a umidade tecidual, pois o menor potencial hídrico determina maior teor de água nos tecidos, fazendo com que plantas bem supridas nesse elemento necessitem de menos água (Malavolta & Crocomo, 1982). Dessa forma, com suprimento adequado de potássio há menor perda de água pelas plantas, devido à redução na taxa de transpiração (Brag, 1972), a qual depende não somente do potencial osmótico do mesófilo celular, mas também do controle da abertura e fechamento dos estômatos (Mengel & Kirkby, 1982). Estômatos menores apresentam poros estomáticos menores, o que propicia respostas mais rápidas a quedas no potencial hídrico foliar (Rossato *et al.*, 2009). Em espécies de floresta tropical, estômatos maiores são geralmente lentos em suas respostas, o que pode aumentar significativamente a possibilidade de sofrer estresse hídrico em épocas de seca (e.g. Aasamaa *et al.*, 2001; Hetherington & Woodward, 2003).

Lima Filho & Malavolta (1997) mostraram que há forte correlação entre o teor de nitrogênio foliar e a clorofila total presente nas plantas. Dessa forma, a disponibilidade de potássio não apenas se relaciona com a regulação do potencial osmótico, mas também com o teor de clorofila presente nas plantas, e conseqüentemente à coloração das folhas. Somado a isso, altos níveis do íon K^+ podem estar relacionados a um estímulo na produção de ATP através de fotossíntese (Malavolta & Crocomo, 1982), resultando numa planta bem nutrida e saudável.

4.7. Conclusões

A correlação espacial entre as anomalias geofísicas de potássio (e.g., no próprio mapa do canal de K ou nos mapas de razões que evidenciem a presença desse elemento), com os padrões exibidos pelas PCs com realce para a vegetação, pode sugerir que o potássio disponível nos solos dessas áreas esteja favorecendo a regulação do potencial osmótico (e.g. Brag, 1972; Malavolta & Crocomo, 1982; Mengel & Kirkby, 1982; Bould *et al.*, 1983; Rossato *et al.*, 2009), além de relacionar-se com a presença de níveis satisfatórios de clorofila total nessas plantas (e.g. Malavolta & Crocomo, 1982; Lima Filho & Malavolta, 1997), o que explicaria a correlação entre a resposta espectral da água foliar (PC6) com os compostos bioquímicos (PC1) e pigmentos foliares (PC7), representada pelas áreas em tons arroxeados da Figura 4.8A.

As áreas anômalas para potássio, observadas nos dados geofísicos e correlacionadas aos dados multiespectrais ASTER, são espacialmente relacionadas às unidades Granito Teles Pires, Suíte Intrusiva Matupá e Suíte Colíder, as quais são formadas por rochas ricas nesse elemento. Os solos provenientes do intemperismo dessas rochas provavelmente mostram disponibilidade de potássio suficiente para compor a estrutura da vegetação, resultando na associação positiva entre as anomalias gamaespectrométricas e as anomalias de compostos foliares observada nas PCs.

Os padrões das PCs com realce para solo/rochas apresentam relação espacial não apenas com a presença de potássio, mas também com a de tório. Essa relação é uma evidencia adicional de que esses padrões, especialmente os exibidos pelas PCs 4 e 2, estão ligados às áreas com presença de alteração sericítica e propilítica, respectivamente. Isso pode ser verificado na composição RGB da Figura 4.8B, através da proximidade dos depósitos auríferos conhecidos às zonas mais esverdeadas, que representam a alteração sericítica. De forma mais ampla, pode-se constatar zonas mais azuladas na figura, que representam a alteração propilítica.

Do ponto de vista prospectivo, esses resultados auxiliam na determinação de relações entre as características da vegetação e possíveis zonas com alterações hidrotermais, destacando principalmente as áreas que, no contexto geológico do sudeste da PAAF, exibem potencial para mineralizações auríferas.

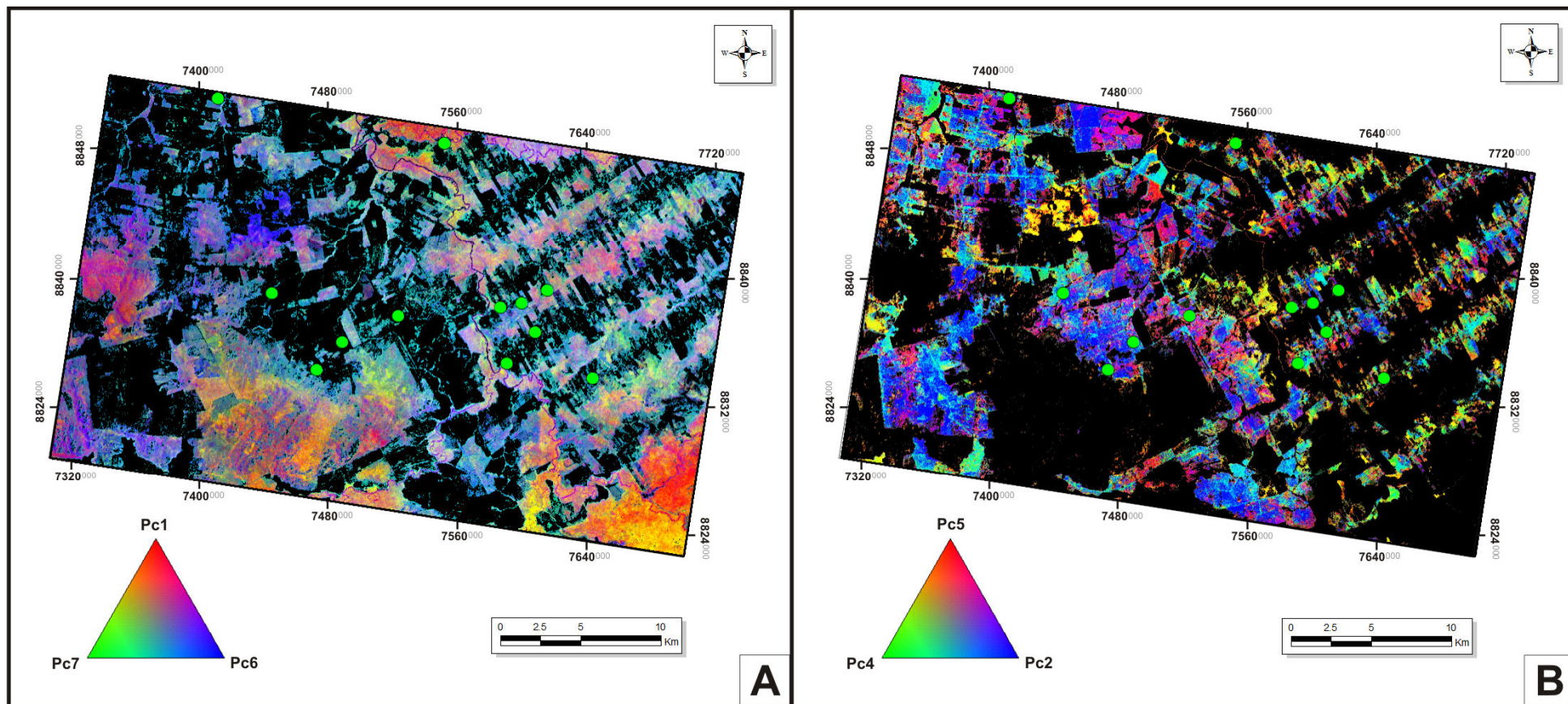


Figura 4.8. Composições RGB. (A) mapa de vegetação e (B) mapa de solos/rochas.

4.8 Referências Bibliográficas

- Aasamaa K., Söber A., Rahi M. 2001. Leaf anatomical characteristics associated with shoot hydraulic conductance, stomatal conductance and stomatal sensitivity to changes of leaf water status in temperate deciduous trees. *Australian Journal of Plant Physiology*, **28**: 765-774.
- Abrams M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*. **21**(5): 847-859.
- Almeida T.I.R, Juliani C., Mantovani W., Pérez-Aguilar A. 2007. Comunidades florestais como indicadores geobotânicos: ocaso da mineralização aurífera do Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 37-49.
- Almeida T.I.R, Souza Filho C. R., Juliani C., Branco F.C. 2009. Application of Remote Sensing to Geobotany to Detect Hydrothermal Alteration Facies in Epithermal High Sulfidation Gold Deposits in the Amazon Region. In: Richard Bedell *et al.* (Orgs.). SEG Reviews in Economic Geology - Remote Sensing and Spectral Geology. 1 ed.: Society of Economic Geologists (SEG) Special Publication. **16**: 135-142.
- Almeida Filho R. & Vitorello I. 1997. Remote sensing data integration in the definition of hydrothermally altered areas in vegetated terrain, central Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, **18**: 1835-1842.
- Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, Região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 81p.
- Assis R.R. 2011. Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 462p.
- Assis R.R, Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Barbuena D., Silva F.R., Vitério J.A. 2010. Alteração hidrotermal e paragéneses das mineralizações auríferas associadas a metais base na região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém do Pará, PA.

- Blum M.L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado n.30 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229p.
- BARMP. 1997. Brazil Airborne Radiometric Mapping Project. Rio de Janeiro: PWG – Paterson, Grant & Watson, Limited, CPRM- Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais & Geological Survey of Canada, 18 p.
- Bould C., Hewitt E.J., Needham P. 1983. *Diagnosis of mineral disorders in plants: principles*. London: HMSO, v.1, 174 p.
- Brag H. 1972. The Influence of potassium on the transpiration rate and stomatal opening in *Triticum sativum* and *Pisium sativum*. *Physiologia Plantarum*, **26**: 250-257.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, **39**(1): 39–48.
- Crowley J.K., Brickey D.W., Rowan L.C. 1989. Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: Mineral discrimination using relative absorption band-depth images. *Remote Sensing of Environment*, **29**: 121–134.
- Dickson B.L. & Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. In: Airborne Magnetic and Radiometric Surveys, AGSO. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2):187-200.
- Ferreira F.J.F., Fruchting A., Guimarães G.B., Alves L.S., Martin V.M.O., Ulbrich H.H. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados II: O exemplo do Granito Joaquim Murтинho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, **9**(1): 55-72.
- Ferreira J.F.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G., Romeiro M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I - Aplicação a dados sintéticos. In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, 2010, Brasília, DF.
- Fornazzari Neto L. & Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na Folha Botuverá, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 197-208.

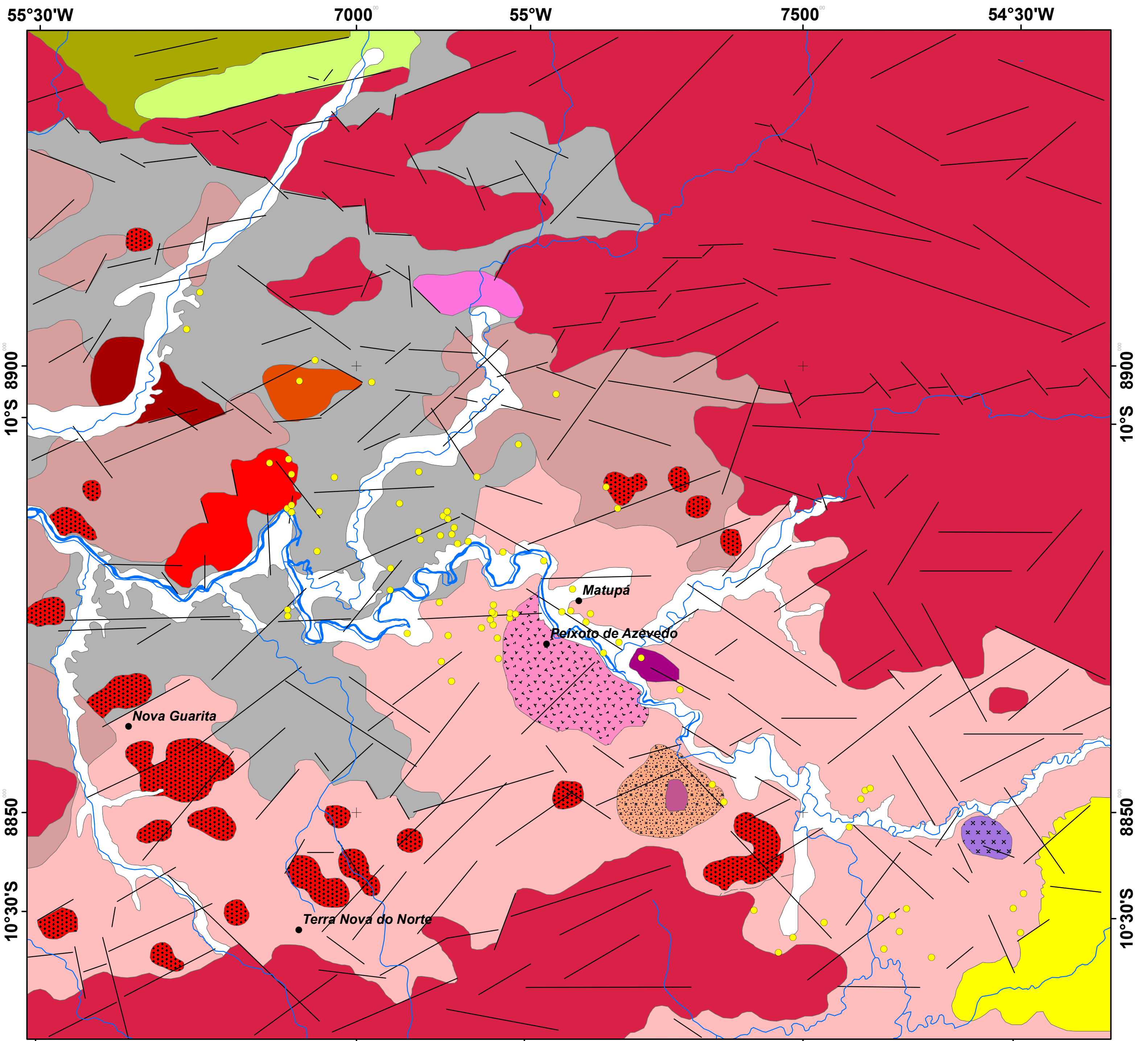
- Fujisada H. 1995. Design and performance of ASTER instrument. *Proceedings of SPIE*, the International Society for Optical Engineering, 2583: 16–25.
- Gnojek I. & Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**(4): 491-502.
- Gunn S. 1998. Support Vector Machines for Classification and Regression. Technical Report MP-TR-98-05, Image Speech and Intelligent Systems Group, University of Southampton, Southampton, 52p.
- Hetherington A.M. & Woodward F.I. 2003. The role of stomata in sensing and driving environmental change. *Nature*, **424**(6951): 901-908.
- Hoover D.B. & Pierce H.A. 1990. Annotated Bibliography of Gamma-Ray Methods Applied to Gold Exploration. USGS Open-File Report, p.90-203.
- IBGE. 2002. Mapa de Clima do Brasil. Escala 1:5 000 000. IBGE, Rio de Janeiro.
- IBGE. 2004. Mapa de Vegetação do Brasil. Escala 1:5 000 000. IBGE, Rio de Janeiro.
- Lima Filho O.F. & Malavolta E. 1997. Sintomas de desordens nutricionais em estêvia *Stevia rebaudiana* (Bert.) Bertoni. *Scientia Agricola*, **54**(01/02): 53-61.
- Malavolta E. & Crocomo O.J. 1982. O potássio e a planta. *In*: Potássio na Agricultura Brasileira. Londrina, 1982. **Anais**, Piracicaba: Instituto da Potassa & Fosfato, Instituto Internacional da Potassa, p.: 95-162.
- Magalhães L. A., Souza Filho C.R., Silva A. M. 2007. Caracterização geológica-geofísica da porção central do Amapá com base em processamento e interpretação de dados aerogeofísicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3): 464-477.
- Mars J.C. & Rowan L.C. 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, **2**: 161–186.
- Martelet G., Truffert C., Tourlière B., Ledru P., Perrin J. 2006. Classifying airborne radiometry data with agglomerative hierarchical clustering: a tool for geological mapping in context of rainforest (French Guyana). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **8**: 208-223.

- Mengel K. & Kirkby E.A. 1982. Principles of plant nutrition. 3th ed. Bern: International Potash Institute, 655p.
- Moreton L.C & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta - Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 68 p.
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Ostrovsky E.A. 1975. Antagonism of radioactive elements in wallrock alteration fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, **17**: 461-468.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo–Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Paradella W.R. & Bruce W.D. 1990. Geobotânica por sensores remotos: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**: 425-435.
- Perrota M.M., Almeida T.I.R., Andrade J.B.F., Souza Filho C.R., Rizzoto G.J., Santos M.G.M. 2008. Geobotânica por sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria aplicados ao mapeamento geológico da Amazônia: um estudo comparativo no vale do Guaporé (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(1): 153-166.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(1): 61-68.
- Rossato D.R., Hoffmann W.A., Franco A.C. 2009. Características estomáticas de pares cogenéricos de cerrado de galeria crescendo numa região transicional no Brasil Central. *Acta Botanica Brasilica*, **23**(2): 499-508.
- Rowan L.C., Collins W.E., Kingston M.K., Crowley J.K. 1984. Spectral reflectance of the carbonatite complexes at Mountain Pass, California and Iron Hill, Colorado. *In: Proceedings of the Third Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Colorado Springs, Colorado, 16–19 April 1984*, **1**: 217–218.
- Rowan L.C., Goetz A.F.H., Ashley R.P. 1977. Discrimination of hydrothermally altered rocks and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images. *Geophysics*, **42**: 522–535.

- Rowan L.C., Kingston M.K., Crowley J.K. 1986. Spectral reflectance of carbonatite and related alkalic igneous rocks: Selected samples from four North American localities. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **81**: 857–871.
- Rowan L.C. & Mars J.C. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, **84**: 350–366.
- Rowan L.C., Schimidt R.G., Mars J.C. 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, **104**: 74-87.
- Rowan L.C., Wetlaufer P.H., Goetz A.F.H., Billingsley F.C., Stewart J.H. 1974. Discrimination of rock types and detection of hydrothermally altered areas in south-central Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 883, 35 p.
- Saunders D.F., Terry S.A., Thompson C.K. 1987. Test of National Uranium Resource Evaluation gamma-ray spectral data in petroleum reconnaissance. *Geophysics*, **52**(11): 1547-1556.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM: Brasília, p.169-226.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Jurueña-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Souza J.O., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Brasília: CPRM-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 159 p.
- Souza Filho C.R. & Drury S.A. 1998. Evaluation of JERS-1 (FUYO-1) OPS and Landsat TM Images for Mapping of Gneissic rocks in Arid Areas. *International Journal of Remote Sensing*, **19**(18): 3569-3594.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Neto V. M., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B. (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485.

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

Xavier R.P., Assis R.R., Miguel Jr. E., Santos T.J.S., Antônio João Paes de Barros A.J.. 2011. Gold ± copper and gold – base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province (MT). *In: 12° Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, RR.*



55°30'W 7000 55°W 7500 54°30'W

Cenozóico		Granito Peixoto	Granito Aragão
Depósitos Aluvionares	Aluvião arenoso e argiloso, localmente com níveis de cascalho	Biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito	Sienogranitos e monzogranitos, com fácies granítica porfirítica e microgranítica
Mesoproterozóico		Suíte Granítica Indiferenciada	Granito Novo Mundo
Formação Dardanelos	Bacia sedimentar tipo pull-apart Arenito, arenito arcoseano, siltito, argilito e conglomerados	Corpos Intrusivos de Alto Potássio	Monzogranitos, granodioritos e sienogranitos
Grupo Beneficente	Argilito e siltito, vermelhos e com lentes de arenito; Arenito com lentes de siltito e conglomerado	Granodiorito União	Granito Pé Quente
Paleoproterozóico		Granodiorito a quartzo-monozodiorito	Tonalitos
Tufos Braço Sul	Associação de rochas piroclásticas e sedimentares	Granito Matupá	Suíte Intrusiva Pé Quente
Vulcânicas e Plutônicas Teles Pires	Alcali-granitos, granitos porfiríticos, granófiros e rapakivi. Riolitos, riocacitos, dacitos, andesitos	Granodiorito, monzogranito e quartzo-monzonito	Granitos, monzogranodioritos e tonalitos
		Suíte Intrusiva Matupá	Granitóides do Embasamento
		Biotita granito, biotita monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, granito e monzogranito.	Cálcio-alcalinos de composição quartzo-diorítica, tonalítica a granodiorítica
		Granito Nhandu	Complexo Xingu ou Cuiú-Cuiú
		Granitos porfiríticos, com megacristais de feldspato alcalino, em uma matriz de composição monzogranítica, granodiorítica e tonalítica	Xingu - anfíbolitos e ortognaisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados de idade arqueana a paleoproterozóica
		Granito Flor da Mata	Cuiú-Cuiú - biotita gnaisses graníticos a tonalíticos, parcialmente migmatizados e com paleossoma de anfíbolitos, de idade paleoproterozóica
		Monzogranito	

Convenções Cartográficas

- Cidades
- Depósitos Auríferos Conhecidos
- ~ Rede Hidrográfica
- Lineamentos

MAPA GEOLÓGICO DO SETOR SUDESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

0 5 10 20 Km

Projeção UTM - Datum WGS 1984 - Zona 21S

Projeção Cartográfica - Datum WGS 1984