



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

AEROGEOFÍSICA APLICADA À COMPREENSÃO
DO SISTEMA DE EMPURRÕES DA SEQUENCIA
SANTA TEREZINHA DE GOIÁS,
BRASIL CENTRAL.

DIOGO ALVES DE SORDI

Dissertação de mestrado em Geologia n.º 236

BRASÍLIA
2007



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

**AEROGEOFÍSICA APLICADA À COMPREENSÃO
DO SISTEMA DE EMPURRÕES DA SEQUENCIA
SANTA TEREZINHA DE GOIÁS,
BRASIL CENTRAL.**

DIOGO ALVES DE SORDI

Dissertação de mestrado em Geologia n.º 236

Orientadores

Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires (UnB) – Orientador

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (UnB) – Co-orientador

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB) – Co-orientador

BRASÍLIA
2007

RELATÓRIO DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO
MESTRADO

Universidade de Brasília - UnB
Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação - DPP
Secretaria de Administração Acadêmica - SAA

1 - Identificação do Aluno

Nome
Diogo Alves de Sordi

Matrícula
05/44833

Curso
Geologia

Área de Concentração
Mestrado em Geologia - Geofísica Aplicada

Código
1261

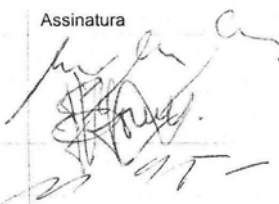
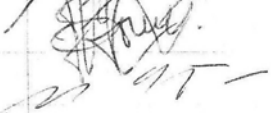


Departamento
IGD

2 - Sessão de Defesa de Dissertação

Título

"AEROGEOFÍSICA APLICADA À COMPREENSÃO DO SISTEMA DE EMPURRÕES DA SEQÜÊNCIA SANTA TEREZINHA DE GOIÁS, BRASIL CENTRAL"

3 - Comissão Examinadora

| Nome | Função | Assinatura |
|--|--|---|
| AUGUSTO CESAR BITTENCOURT PIRES (Doutor) | Membro Interno vinculado ao programa (Presidente) Instituto de Geociências |  |
| JOSE EDUARDO PEREIRA SOARES (Doutor) | Membro Interno vinculado ao programa Instituto de Geociências |  |
| MARCO ANTÔNIO FONSECA (Doutor) | Membro Externo não vinculado ao programa Universidade Federal de Ouro Preto |  |
| MARCELO DE LAWRENCE BASSAY BLUM (Doutor) | Membro Externo não vinculado ao programa (Suplente) DEPARTAMENTO DE POLÍCIA FEDERAL |  |

4 - Resultado

A Comissão Examinadora, em 21/12/2007 após exame da Defesa de Dissertação e arguição do candidato, decidiu:

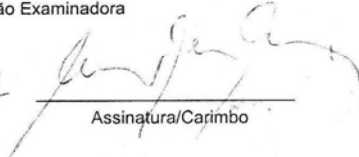
- Pela aprovação da Dissertação
 Pela reprovação da Dissertação
 Pela revisão de forma, indicando o prazo de 30 dias para apresentação definitiva.
 Pela reformulação da Dissertação, indicando o prazo de _____ para nova versão.

Preencher somente em caso de revisão de forma:

- O aluno apresentou a revisão de forma e a Dissertação foi aprovada.
 O aluno apresentou a revisão de forma e a Dissertação foi reprovada.
 O aluno não apresentou a revisão de forma.

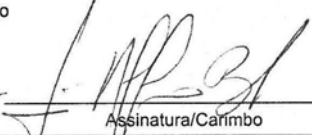
Autenticação
Presidente da Comissão Examinadora

21/12/2007
Data


Assinatura/Carimbo

Autenticação
Coordenador do Curso

21/12/2007
Data


Assinatura/Carimbo

Ciente
Aluno

21/12/2007
Data


Assinatura/Aluno

De Sordi, Diogo Alves.

Aerogeofísica aplicada à compreensão do sistema de empurrões da sequencia Santa Terezinha de Goiás, Brasil central / Diogo Alves De Sordi. – Brasília : UnB, 2007.

106 p. : il. color. ; 30 cm

Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007.

Orientador: Augusto César Bittencourt Pires.

Dissertação de mestrado no. 236.

1. Geofísica. 2. Aeromagnetometria. 3. Gamaespectrometria.
I. Pires, Augusto César Bittencourt. II. Universidade de Brasília.
III. Título.

CDD 550

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram para esta dissertação de mestrado:

Às entidades:

Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB).

Laboratório de Geofísica Aplicada - LGA.

Laboratório de Geocronologia.

CPRM por conceder os dados aerogeofísicos.

CAPES e PRONEX (193.000.106.2004), pela bolsa de mestrado nos primeiros meses e auxílio financeiro para as etapas de campo.

Fugro / LASA engenharia e prospecções S.A.

Às pessoas:

Ao orientador Professor Doutor Augusto Cesar Bittencourt Pires, pelas sugestões e apoio.

Aos co-orientadores: Professores Doutores Reinhardt Adolfo Fuck, pelo conhecimento geológico e incentivo e Elton Luiz Dantas por total apoio e orientação. Sem os conselhos desse grande amigo as dificuldades seriam bem maiores.

Aos amigos Marcus Flavio Chiarini e Caroline Joffily por me acompanharem em agradáveis dias no campo;

Aos Professores: Roberto de Moraes, Adalene Moreira Silva, Claudinei Golveia e José Soares pelo material e pelas ótimas idéias;

Aos colegas de mestrado e doutorado: Glorinha, Loiane, Andréia, Cristiane pelas discussões e aos amigos Marcelo Toiço e Marcão pelos insight's geofísicos etílicos;

As futuras geólogas Jackeline pelo trabalho com as laminas e Melina pelo apoio gráfico e visual;

Aos funcionários do Laboratório de Geofísica Aplicada: Osmar, pela colaboração, Fátima, por manter o ambiente sempre limpo e organizado e ao amigo Stefan, por ter ajudado a manter as máquinas voando;

Aos motoristas Ziba e Correia;

Aos funcionários do Laboratório de Geocronologia, Sergio e a todos que fazem daquele local um excelente ambiente de estudo;

Aos funcionários do IG, sempre prestativos.

Aos amigos geológicos, em especial a turma de 1998, galera do TF-Porangatu 2004 e os Biba's;

Aos colegas da Fugro/LASA, Jorge, Braga, Albary, Filipa, César, Marcio, Márcia, todos no Rio e aos muitos e grandes amigos de campo que formaram comigo nesses quase dois anos uma família;

Aos meus grandes amigos, Carlinhos, Lucas (Caxa), Serginho, Lafeta e vários outros, porém não menos importantes;

Em especial, aos meus pais, Neide e Zezão, pelo amor, apoio que me deram durante todos os momentos de minha vida e por sempre acreditarem tanto em mim.

Aos meus irmãos Lucas e Mateus e prima Tatá pela grande amizade e carinho.

E a mãe natureza, juntamente com a Geologia.

Cum mente et malleo

ABSTRACT

Recent Airborne Survey data from the Goiás state was processed and interpreted in the present dissertation. Radiometric data was acquired sampling between 1 s and 0.1 s for magnetometry, flying at a height of 100 meters, with spacing of 500m and tied with control lines with spacing of 5000m, collected throughout NS production lines.

We describe the techniques used from the acquisition stage until the processing of the data. The processing algorithm was used in the minimum curvature radiometric data and bi-directional algorithm (bigrid) in magnetic cells to generate interpolation of 125m. The data were microleveled in order to soften the spatial distribution for the manufacture of processed products of anomalous magnetic field.

The integration and interpretation of high resolution magnetometric and radiometric products, with the knowledge acquired in geological mapping in 1:100.000 scale, permit better understanding the structural framework of the Mara Rosa magmatic Arc.

The study area in the Santa Terezinha de Goiás region, presents complex deformation pattern, forming a series of nappe system of faults, limited by several compressional shear zones. The region is characterized by alternating bands of elongated or concave plutonic rocks intercalated with supracrustal metasedimentary rocks .

It used the technique of Euler deconvolution 2D and 3D, to estimate the depth of the tops of the magnetic sources of magnetic anomalies. Various geophysical products, including various forms of display of the technique of Euler deconvolution, was investigated and the results suggested shallow sources. The nappes of the Santa Terezinha de Goiás sequence show depth approximately between 700 and 1000m. This information helped the delineation and characterization of the geometry and the behaviour of nappes. The new data resulted in modifications to the existing geological maps, in addition to enabling the identification of areas with likely economic potential. Although the region has been subject of several other works, this present, innovates as the quality of the recent airborne survey data and new techniques applied, which have improved the knowledge of the Magmatic Arc of Goiás.

RESUMO

A presente dissertação empregou dados do recente Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás (2004), que apresenta amostragem gamaespectometria de 1s e amostragem de 0,1s para a magnetometria a uma altura de vôo de 100m, coletados em linhas de produção NS, com espaçamento de 500m e amarrados a linhas de controle com espaçamento de 5000m.

As técnicas utilizadas desde a etapa de aquisição ao processamento dos dados estão descritas neste trabalho. No processamento foi utilizado o algoritmo da mínima curvatura para os dados radiométricos e o algoritmo bidirecional (bigrid) para os magnéticos com célula de interpolação de 125m. Os dados foram micronivelados a fim de suavizar a distribuição espacial para a confecção dos produtos transformados do campo magnético anômalo.

A metodologia aplicada se baseia na integração dos produtos magnetométricos e gamaespectométricos de alta resolução, com o conhecimento adquirido no mapeamento geológico em escala 1:100.000, o que permitiu obter informações preciosas para a compreensão do arcabouço estrutural de Santa Terezinha de Goiás.

A área de estudo apresenta estruturação complexa, formando uma série de escamas de empurrão, originando um sistema de *nappes*, limitadas por várias zonas de cisalhamento compressionais. A região é caracterizada pela alternância de faixas alongadas ou côncavas de rochas da suíte plutônica do arco magmático e rochas supracrustais.

Foi utilizada a técnica de deconvolução de Euler 2D, que estima a profundidade dos topos das fontes magnéticas e, juntamente com os vários produtos geofísicos, incluindo as diversas formas de visualização da própria técnica da deconvolução de Euler, foi possível determinar que a área investigada é caracterizada por fontes rasas. As escamas de empurrões da seqüência Santa Terezinha de Goiás mostram profundidade aproximada entre 700 e 1000m. Tais informações auxiliaram a delimitação e caracterização da geometria e do comportamento das *nappes*, das zonas de cisalhamento e dos corpos plutônicos. Os novos dados resultaram em modificações nos mapas geológicos existentes, além de permitir a identificação de áreas com provável potencial econômico.

Apesar da região já ter sido tema de diversos outros trabalhos, este apresenta como inovação a qualidade dos dados geofísicos do recente aerolevantamento e as novas técnicas aplicadas, que permitiram aperfeiçoar o conhecimento sobre o Arco Mágmató de Goiás.

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| 1. Introdução | 1 |
| 1.1. Apresentação e objetivos | 2 |
| 1.2. Localização da área e aspectos geomorfológicos | 3 |
| 1.3. Materiais e métodos | 6 |
| 1.3.1. Levantamentos geológicos e base bibliográfica | 6 |
| 1.3.2. Projeto levantamento aerogeofísico do estado de Goiás | 6 |
| 1.3.3. Mapeamento básico | 7 |
| 2. Geologia regional | 8 |
| 2.1. Contexto geológico regional | 8 |
| 2.2. O arcabouço geotectônico | 11 |
| 2.3. Aerogeofísica | 12 |
| 3. Geologia de Santa Terezinha de Goiás | 16 |
| 3.1. Núcleo arqueano | 16 |
| 3.2. Seqüências vulcano-sedimentares | 18 |
| 3.2.1. Seqüência Mara Rosa | 18 |
| 3.2.2. Seqüência Santa Terezinha de Goiás | 20 |
| 3.3. Suíte plutônica do Arco Magmático de Goiás | 25 |
| 3.2. Geologia Estrutural | 31 |
| 4. Aerogeofísica | 38 |
| 4.1. Magnetometria | 38 |
| 4.2. Gamaespectrometria | 39 |
| 4.3. Conceitos teóricos da aquisição, pré-processamento e processamento | 40 |
| 4.3.1. conceitos teóricos da aquisição | 40 |
| 4.3.2. Testes e calibrações | 42 |
| 4.3.3. Pré-processamento de campo e correções | 46 |
| 4.3.4. Pré-processamento no escritório | 47 |
| 4.4. Processamento | 48 |
| 4.4.1. Técnicas de tratamento dos dados aeromagnéticos e produtos | 52 |
| 4.4.2. técnicas de tratamento dos dados gamaespectrométricos e produtos | 57 |
| 5. Interpretações e integração | 63 |
| 5.1. Interpretações dos dados aerogamaespectométricos | 63 |
| 5.2. Interpretações dos dados aeromagnéticos | 66 |
| 5.2.1. Domínios magnéticos interpretados | 67 |
| 5.2.2. Lineamentos magnéticos interpretados | 72 |
| 5.3. Integração dos dados geofísicos e geológicos | 76 |
| 5.3.1. Integração dos dados gamaespectrométricos | 76 |
| 5.3.1.1. Normalização dos dados | 79 |
| 5.3.2. Integração dos dados magnetométricos | 79 |
| 5.3.2.1. Lineamentos magnéticos (empurrão x transcorrência) | 84 |
| 5.3.2.2. Aplicação da deconvolução de Euler para o entendimento das falhas de empurrão e zonas de cisalhamento | 86 |
| 5.3.3. diferenciação das seqüências metasedimentares de Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa | 93 |
| 5.3.4. Separação das escamas tectônicas | 95 |
| 5.3.5. Separação das suítes plutônicas do arco de Mara Rosa e corpos graníticos | 97 |
| 5.3.6. Aerogeofísica para as mineralizações - ultramáficas da sinclinal Rio do Peixe | 98 |
| 6. Discussões e conclusões | 102 |
| 7. Bibliografia | 107 |

Lista de Figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 – Figura 1.4 - Localização da Folha Santa Terezinha de Goiás ----- | 02 |
| Figura 1.2 - Imagem de satélite adquirida pelo programa <i>Google Earth Pro</i> , com perspectiva em três dimensões da região de estudo com as principais cidades e feições geomorfológicas da área----- | 03 |
| Figura 1.3 – Vista da área do limite norte para o sul, mostrando o relevo arrasado----- | 03 |
| Figura 1.4 – Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília, com delimitação da área de Santa Terezinha de Goiás----- | 05 |
| Figura 1.5 - Mapas de localização do levantamento aerogeofísico de Goiás de Mara Rosa ----- | 07 |
| Figura 2.1 – Mapa geológico da região de Campos Verdes (, mostrando a localização dos Clorita Talco Xisto mineralizados----- | 14 |
| Figura 2.2 – Mapa geológico do PRONAGEO (Fuck et al. 2006 modificado e simplificado) ----- | 15 |
| Figura 3.1– Mapa delimitando os núcleos arqueanos ----- | 17 |
| Figura 3.2 –Afloramento de blocos métricos de Biotita Tonalito no sudeste da área --- | 17 |
| Figura 3.3 –Fotomicrografia em nicois paralelos e cruzados de muscovita-biotita gnaisse do domo Serra de Santa Cruz, apresentando textura milonítica, com sigmóides bem-pronunciados ----- | 18 |
| Figura 3.4 – Mapa separando a seqüência Santa Terezinha de Goiás da seqüência Mara Rosa ----- | 20 |
| Figura 3.5 – a) Afloramento de anfibólio xisto dobrado no rio Crixás-Açu; b) Fotomicrografia em nicois paralelos de sigmóide em anfibólio xisto apresentando textura milonítica e estiramento dos minerais e estruturas sc e c' e representa a escama sudoeste de Santa Terezinha, no sistema de nappes ----- | 21 |
| Figura 3.6 – a) Foto de afloramento de Biotita-granada-muscovita xisto com porfiroblastos milimétricos de granada; b) Fotomicrografia de Presença de granadas estiradas com foliação interna concordante com a externa ----- | 22 |
| Figura 3.7 – Mapa mostrando a separação das escamas da seqüência de Santa Terezinha de Goiás ----- | 23 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.8 – a) Foto de afloramento de muscovita xisto com estrutura sigmoidal, como mica fish; b) Fotomicrografia de muscovita xisto de textura milonítica, com muscovita bem-orientada, formando estruturas sigmoidais ----- | 23 |
| Figura 3.9 – a) Camada métrica de formação ferrífera bandada, sendo bem diferenciada da intercalação nos saprolitos de xisto; b) Detalhe da formação ferrífera --- | 25 |
| Figura 3.10 – Fotomicrografica em nicois paralelo a) de Granada-epidoto anfibolito com textura granoblástica equigranular cristais de ortopiroxênio reliquias, fraturados, alterando nas bordas para anfibólio e epidoto; b) de Hornblenda anfibolito apresentando textura nematoblastica com aspecto milonítico, com hornblenda muito estirada, observando-se sigmóides ----- | 27 |
| Figura 3.11 – Carbonato esteatito com boxwork de carbonato e magnetita ----- | 28 |
| Figura 3.12 – Mapa separando duas as suítes plutônicas do arco ----- | 29 |
| Figura 3.13 – Afloramento de Biotita-muscovita Augen gnaisse granítico de granulação muito grossa, essencialmente granoblástica, com biotita e muscovita levemente orientadas; b) Fotomicrografia de porfiroclastos centimétricos de microclínio da mesma rocha, atentar para as muscovitas dispersas na lamina ----- | 30 |
| Figura 3.14 – a)Bloco rolado da Serra das Araras e b) fotomicrografia de Cianitito de granulometria grossa, bem-orientada, apresentando prismas euédricos a subédricos de cianita ----- | 30 |
| Figura 3.15 – Mapa das principais unidades geológicas da região de Santa Terezinha de Goiás ----- | 31 |
| Figura 3.16 – Lineação de estiramento em Granada-clorita-quartzo xisto composta de quartzo e feldspato estirados na direção NW-SE e granada rotacionada de carácter sin-tectônico ----- | 33 |
| Figura 3.17 – a) Dobra em bengala em biotita gnaisse com caimento de eixo de 50NE e vergência para SE. b) Dobra com eixo sub-horizontal e vergência para sudeste em biotita gnaisse no rio Crixás-Açu, 8 km a sudoeste de Santa Terezinha de Goiás ----- | 34 |
| Figura 3.18 a) Foliação milonítica S-C, indicando movimentação com topo para SE. b) Crenulação com direção E-W ----- | 36 |
| Figura 3.19. - Dobra aberta em anfibolito com linha de charneira de atitude 10°/025°, rio Crixás-Açu, 1,6 km a noroeste de Santa Terezinha de Goiás ----- | 36 |
| Figura 3.20 – Fotomicrografias de ultramilonito da zona de cisalhamento Varalzinho; a) apresentando dobras intrafoliais, indicando intensa transposição de dobras na zona de cisalhamento e alta intensidade de deformação. Predomina processo | |

| | |
|--|----|
| de recristalização de quartzo. b) Após o processo de dobramento ocorreu abertura com duas direções preferenciais: uma perpendicular e outra formando ângulo com a foliação. Granulação muito fina e presença rara de cristais de granada ----- | 37 |
| Figura 3.21 – Mapa estrutural da região de Santa Terezinha de Goiás ----- | 37 |
| Figura 4.1. - Tempestade magnética e ventos solares interagindo com o campo magnético terrestre (ESA, 2005) ----- | 42 |
| Figura 4.2 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada elemento (I.A.E.A. 2003) ----- | 43 |
| Figura 4.3 – relação das manobras realizadas no teste e tabela de calculo do teste de compensação magnética dinâmica realizado no dia 06/10/2004 pela aeronave PT-WQT (Lasa, 2004) ----- | 45 |
| Figura 4.4 – teste de amostras sendo realizado em solo, no interior de uma aeronave (Navajo) da empresa Fugro/Lasa antes de um vôo de produção ----- | 46 |
| Figura 4.5 - Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área estudada ----- | 47 |
| Figura 4.6.1 – Imagem do Campo magnético anômalo em pseudo-color ----- | 56 |
| Figura 4.6.2 – Imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15) ----- | 57 |
| Figura 4.7 – Imagem da amplitude do sinal analítico – ASA ----- | 60 |
| Figura 4.8 – Imagem da amplitude do gradiente horizontal total – AGHT ----- | 60 |
| Figura 4.9 – Imagem da primeira derivada vertical – 1DV ----- | 60 |
| Figura 4.10 – Imagem da inclinação do sinal analítico – ISA ----- | 60 |
| Figura 4.11 – Imagem AcISA ASAcolor ISApb ----- | 60 |
| Figura 4.12 – Imagem AcISA ASAcolor ASApb ----- | 60 |
| Figura 4.12 – Imagem do canal de contagem total - CT ----- | 61 |
| Figura 4.13 – Imagem do gradiente de contagem total - GCT ----- | 61 |
| Figura 4.14 – Imagem do canal de Torio – Th ----- | 61 |
| Figura 4.15 – Imagem do canal de Uranio – U ----- | 61 |
| Figura 4.16 – Imagem do canal de Potassio - K ----- | 61 |
| Figura 4.17 – Imagem da composição temaria RGB (KThU) ----- | 61 |
| Figura 4.18 – Imagem do Potassio Normalizado - Kn ----- | 62 |
| Figura 4.19 – Imagem do Uranio Normalizado - Un ----- | 62 |
| Figura 4.20 – Imagem do Torio Normalizado – Thn ----- | 62 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.21 – Imagem da Razão U/Th ----- | 62 |
| Figura 4.22 – Imagem da Razão Th/K ----- | 62 |
| Figura 4.23 – Imagem da Razão UK ----- | 62 |
| Figura 5.1 - Mapa de lineamentos gamaespectométricos da imagem de Tório ----- | 64 |
| Figuras 5.2 – Imagem CMY com domínios gamaespectométricos definidos ----- | 65 |
| Figura 5.3 – Roseta dos lineamentos tório, mostrando a forte expressão dos lineamentos transbrasiliano e as principais direções preferenciais da área – NS, EW, NW e N70E ----- | 66 |
| Fig. 5.4 - Perfis rebatidos do Campo Magnético Anômalo da área, mostrando as zonas de cisalhamento realçadas por baixos valores magnéticos ----- | 67 |
| Figura 5.5 – Imagem do Campo Magnético anômalo – CMA em pseudo-cor, sobreposto por lineamentos e domínios magnéticos interpretados ----- | 69 |
| Figura 5.6 – Imagem ASA com domínios magnéticos delimitados ----- | 72 |
| Figura 5.7 – Imagem AGHT com lineamentos magnéticos delimitados ----- | 73 |
| Figura 5.8 – Imagem da primeira derivada com os domínios magnéticos delimitados - | 74 |
| Figura 5.9 – Imagem ISA com os lineamentos magnéticos e estruturas magnéticas interpretados ----- | 76 |
| Figura 5.10 – Lineamentos e estruturas magnéticas interpretados ----- | 77 |
| Figura 5.11 – roseta dos lineamentos da inclinação sinal analítico, mostrando à forte influencia dos lineamentos Transbrasiliano ----- | 78 |
| Figura 5.12 – Mapa de domínios gamaespectométricos ----- | 80 |
| Figura 5.13 – imagem de composição ternária CMY com as escamas de empurrão delimitadas pelo contraste da coloração, indicando a alternância entre escamas de rochas plutônicas e supracrustais ----- | 80 |
| Figura 5.14 – Fotomicrografia de ultramilonito da zona de cisalhamento Varalzinho - | 83 |
| Figura 5.15 – mapa integrado de interpretação dos lineamentos e domínios magnéticos - ----- | 85 |
| Figura 5.16 – Mapa integrado de interpretações magnéticas e gamaespectométricas -- | 86 |
| Figura 5.17 – Comparação entre o mapa estrutural e o mapa ISA x MDT (modelo digital de terreno) ----- | 87 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.18 – Imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15) sobreposto pelos lineamentos e Zonas de cisalhamento ----- | 89 |
| Figura 5.19 – Imagem RGB utilizando a derivada vertical (Dz) intensificando a cor vermelha (Red), a derivada horizontal (Dx) marcando a verde (Green) e para a cor azul (Blue) a derivada horizontal Dy com a delimitação das subáreas que foram aplicadas a técnica da deconvolução de Euler 3D ----- | 90 |
| Figura 5.20 – Perfis 3D da imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15) das subáreas 1 e 2 respectivamente, mostrando o comportamento das Zonas de cisalhamento e das escamas de empurrão ----- | 91 |
| Figura 5.21 – Campo magnético anômalo reduzido IGRF com a localização dos perfis Euler 2D ----- | 92 |
| Figura 5.22 – Perfis da deconvolução Euler 2D (EUDEPH) ----- | 93 |
| Figura 5.23 – Imagem da deconvolução de Euler sobre o mapa geológico (Fuck et al. 2006) ----- | 94 |
| Figura 5.24 – Mapa do inverso da Contagem total delimitando a seqüência metavulcano sedimentar de Mara Rosa em todo o arco magmático de Mara Rosa (Chiarini 2007) ----- | 96 |
| Figura 5.25 – a) garimpo de esmeralda na cidade de Campos Verdes; b) Garimpo de Ouro, abandonado no sudeste da área ----- | 98 |
| Figura 5.26 – foto de dobra em bainha impressa em xistos nas proximidades de Campos Verdes ----- | 99 |
| Figura 5.27 -t a) mapa geológico (Fuck et al.2006); b) AGHT com lineamentos; c) ASA com lineamentos na região do garimpo; CMY mostrando curvatura da sinclinal Rio do Peixe; CT mostrando os LM-7 com direção NS e f) Imagem do canal do K normalizado, mostrando mais duas prováveis áreas mineralizadas ----- | 100 |

1. Introdução

1.1. Apresentação e objetivos



O principal objetivo deste trabalho, a utilização de ferramentas usuais de técnicas de processamento, e interpretação e integração de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos, aos estudos de mapeamento geológico básico. Imagens aerogeofísicas de alta resolução pode ser utilizada para caracterização de diferentes ambientes tectônicos, dominados tanto por lineamentos sub-horizontais indicando um ambiente relacionado com empurrões e para os lineamentos verticais relacionados com zonas de cisalhamento transcorrentes e a interação entre esses, obtendo informações preciosas sobre a tectônica rúptil e dúctil dos diferentes ambientes geológicos.

Ambientes de arcos magmáticos são regiões em que predominam alternâncias de faixas alongadas de seqüências metas-vulcanosedimentares de rochas supracrustais, intercaladas a corpos circulares de rochas plutônicas, distribuídas de acordo com os diferentes regimes tectônicos atuantes durante o desenvolvimento do arco. Trabalhos de integração e interpretação de dados aerogeofísicos relacionados ao entendimento das relações tectônicas em ambientes de arcos magmáticos são raros na literatura nacional.

Na Província Tocantins, desenvolve-se um arco magmático na região de Mara Rosa, porção central do estado de Goiás, que apresenta um arcabouço estrutural complexo. A feição mais evidente desse arranjo estrutural é a variação do *trend* estrutural da direção NW para EW e NE, acompanhando a concavidade do sistema de cavalgamentos, cujo transporte tectônico principal é considerado de NW para SE (Dantas *et al.*, 2007). O sistema se desenvolve transicionando de rampa frontal a rampa oblíqua e lateral associado a zonas de cisalhamento do tipo transcorrentes, de direção predominantemente NE, e que devem ser relacionadas ao desenvolvimento do Lineamento Transbrasiliano (Shobenhaus, 1975). Esta complexidade faz com que às seqüências vulcano-sedimentares de Mara Rosa e Santa Terrezinha, intercaladas a suítes de plutônicas, representem diferentes escamas tectônicas, limitadas por varias zonas de cisalhamento compressionais, formado um sistema de *nappes* (Fuck *et al.* 2006). Assim, a região de Santa Terezinha de Goiás pode ser considerada uma área chave para

entender a interação entre estes dois sistemas tectônicos durante a evolução da Faixa Brasília.

Além de que a região também foi alvo de um programa de mapeamento geológico básico na escala 1:100.000 (PRONAGEO), realizado pela universidade de Brasília, com a participação do mestrando responsável por essa dissertação, em convênio com o Ministério de Minas e Energia e Governo Federal.

Neste programa foram gerados novos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução, realizados pelo Ministério de Minas e Energia, Governo do estado de Goiás e pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM na região do Arco Magmático de Goiás, que possibilitaram a geração de diferentes produtos que permitiram o desenvolvimento da presente dissertação.

Técnicas modernas de processamento, tais como a deconvolução de Euler (Blakely, 1996), serão usadas para visualização do comportamento cinemático, em profundidade dos sistemas de zonas de cisalhamento de empurrões e transcorrente. Com os produtos radiométricos procuraremos contribuir para o melhor conhecimento das principais unidades de mapeamento existentes na estruturação interna do Arco Magmático de Goiás, bem como realçar os limites dos corpos intrusivos nas seqüências supracrustais. Além de buscar informações de interesse metalogenético e propor prováveis alvos geofísicos para trabalhos futuros, uma vez que nesta região são conhecidas diversas ocorrências de esmeralda.

1.2. Localização da área

A área do estudo é delimitada pela Folha Santa Terezinha de Goiás (SD.22-Z-A-III) que ocupa superfície de aproximadamente 2.808 km² (30'x 30'), localizada na região noroeste do estado de Goiás, entre os meridianos 49°30' e 50° de longitude oeste e os paralelos 14° e 14°30' de latitude sul (Figura 1.1).

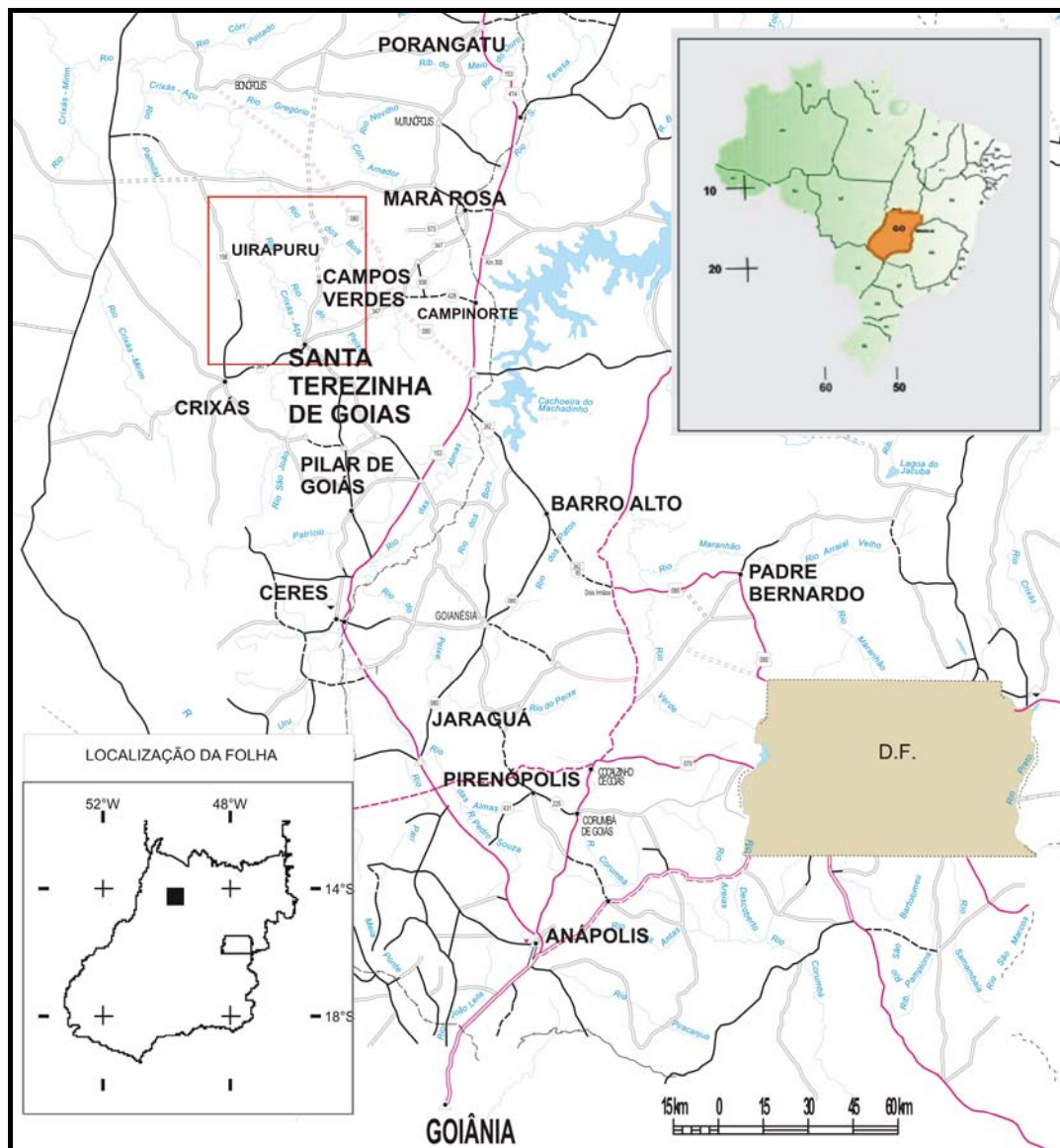


Figura 1.1 - Localização da Folha Santa Terezinha de Goiás

Dentro da Folha, estão cidades (Figura 1.2) de Santa Terezinha de Goiás, Campos Verdes, Reisópolis e Vila Sertaneja.

A região é caracterizada por relevo desgastado e aplainado, com desníveis pouco acidentados devido ao intenso processo erosivo e senilidade geomorfológica. Os platôs lateríticos dominam grandes áreas formando coberturas significativas principalmente sobre as seqüências metavulcano-sedimentares. As principais elevações, em contraste com o relevo plano, são as Serras das Araras e Bocaina (Figura 1.3) e algumas cristas alongadas na direção NS no canto leste. Os principais rios que atravessam a região são o Rio Crixás- Açu, dos Bois, do Peixe e Vermelho.



Figura 1.2 – Imagem de satélite adquirida pelo programa *Google Earth Pro*, com as principais cidades e feições geomorfológicas da área.



Figura 1.3 – Vista da área do limite norte para o sul, mostrando o relevo arrasado e as serras presentes na área, além da Serra do Faina e domo de Hidrolina fora dos limites da área.

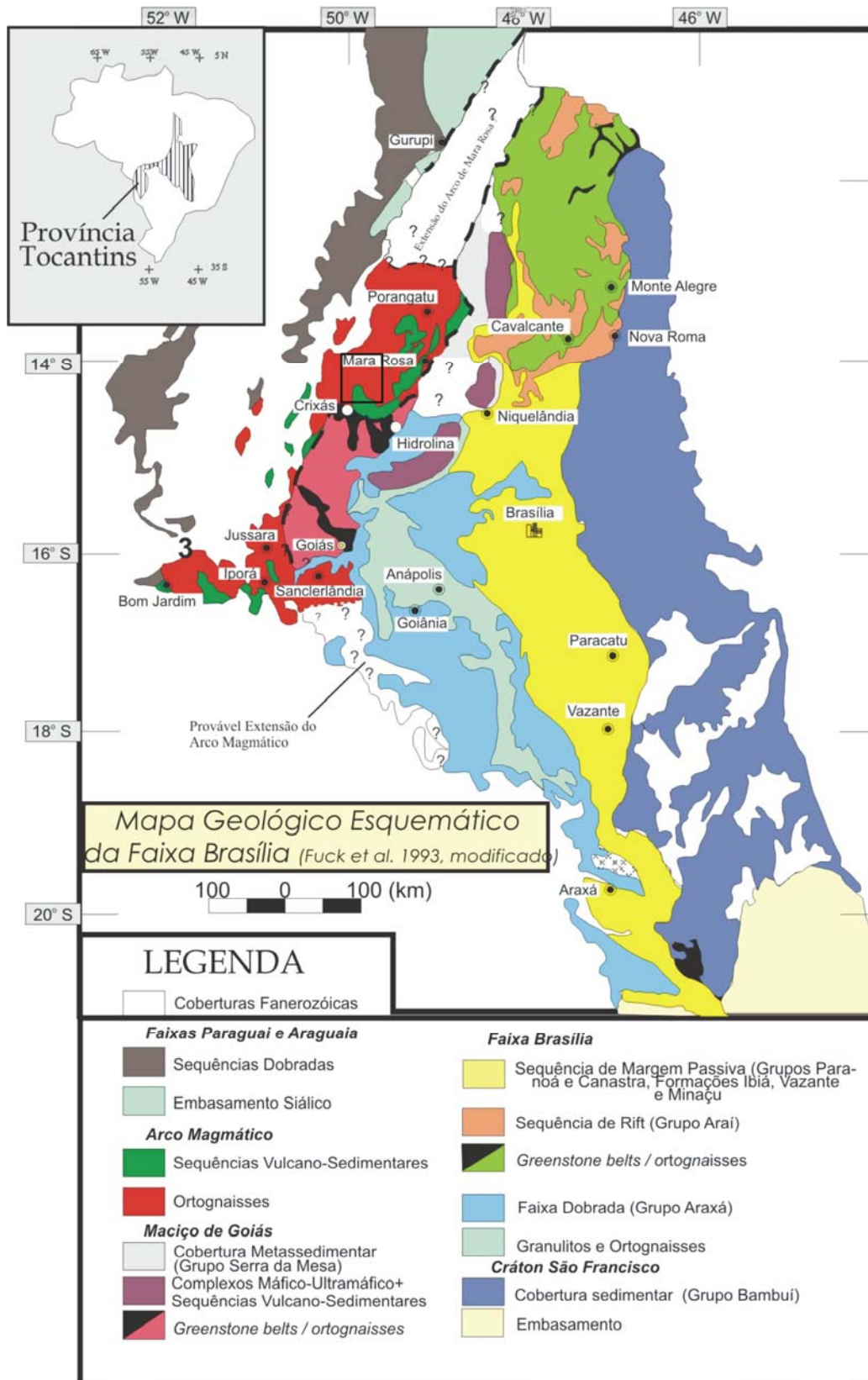


Figura 1.4 Mapa geológico esquemático da Faixa Brasília, com delimitação da área de Santa Terezinha de Goiás (Fuck et al. 1993).

1.3. Materiais e métodos

1.3.1. Levantamentos geológicos e base bibliográfica

Dados bibliográficos de trabalhos científicos, como textos sobre aquisição, pré-processamento, processamento e interpretação dos dados geofísicos relacionados com as características do Arco Magmático de Goiás e região de Santa Terezinha, foram inicialmente levantados no intuito de se estabelecer uma melhor contextualização da área e auxiliar na preparação da etapa de campo do PRONAGEO.

Além disso, mapas e relatórios de alunos de graduação, da CPRM, mapa do SIG de Goiás e teses de mestrado - algumas inclusive com maior enfoque no controle estrutural e das minas de Esmeralda e Cianita localizadas na região – serviram como base para interpretação e confecção do mapa geológico da área. Assim, anterior às atividades de campo, foram feitas a digitalização dos mapas e organização do banco de dados em SIG e conseqüente compreensão dos mapas geológicos preliminares, imagens de satélite Landsat TM 07, imagens de radar (SRTM), mapas com rede de drenagens, estradas e cidades, além das imagens gamaespectométricas e magnetométricas do aerolevante realizado em 2004.

1.4.2. Projeto levantamento aerogeofísico do estado de Goiás

A aquisição dos dados foi realizada pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S.A. no período entre 15/07/2004 a 11/11/2004. Foram utilizadas duas aeronaves: a PR-FAS (Cessna C208B Caravan) foi responsável pelas linhas de controle e de produção compreendidas entre 10010 a 11120, durante 15/07/2004 a 02/08/2004, e a aeronave PT-WQT (Cesna Titan 404) ateve-se às linhas de produção situadas entre 11131 a 13020, durante o período de 06/10/2004 a 11/11/2004. O percurso realizado pelas aeronaves totalizou 36.569,73 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectométricos. Em relação aos parâmetros empregados, utilizou-se espaçamento 0,5 km e orientação N-S para as linhas de controle e 5,0 quilômetros e orientação E-W para as linhas de produção; a altura foi fixada, nos dois casos, em 100 metros.

Apesar da área do levantamento ser equivalente a 15.890 km², a Folha de Santa Terezinha de Goiás, conforme relatado anteriormente, ocupa apenas 2.808 km² da área.

Além disso, embora o processamento dos dados tenha sido feito em toda a área do Projeto Arco Magmático de Mara Rosa foram interpretados apenas aqueles relacionados à região de Santa Terezinha de Goiás.

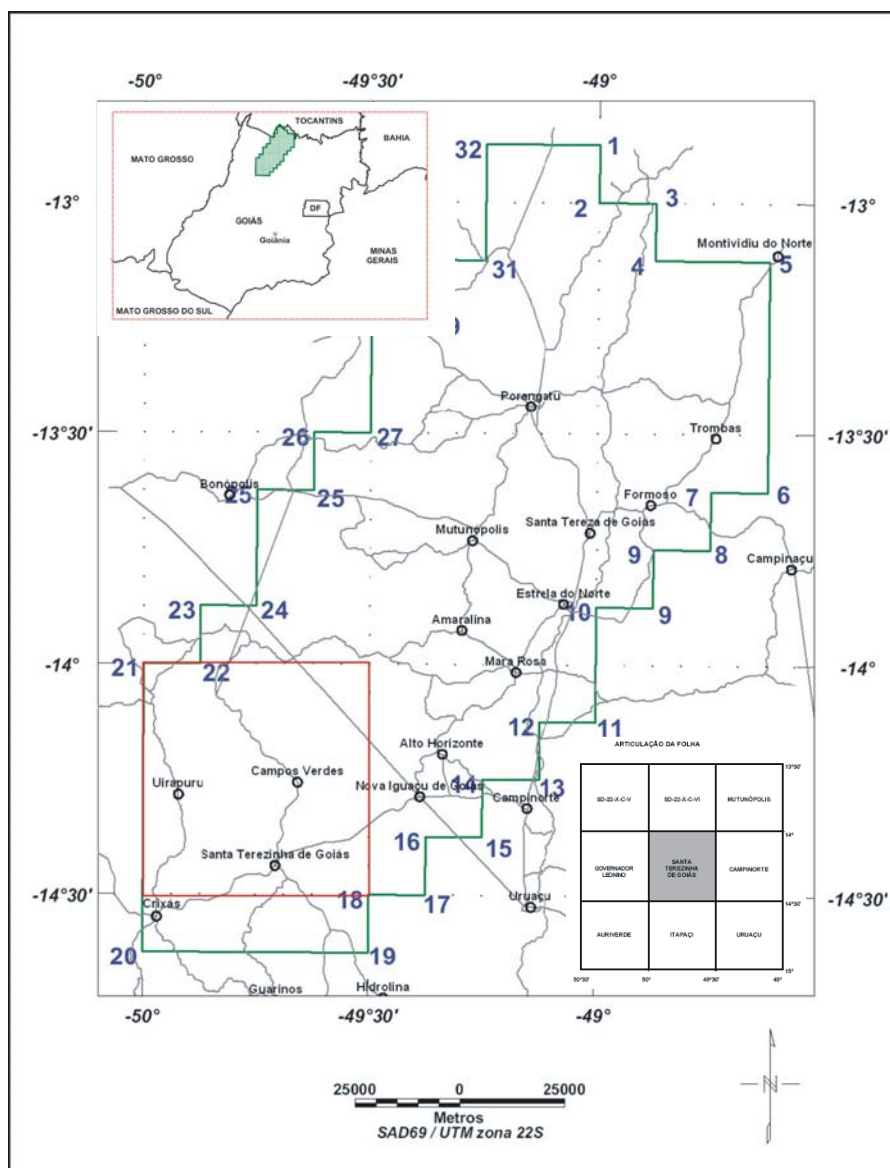


Figura 1.5 – Mapas de localização do levantamento aerogeofísico de Goiás de Mara Rosa.

1.4.3. Mapeamento Básico

O trabalho de campo foi realizado em três etapas que totalizaram 50 dias de mapeamento. Foram levantados mais de 450 pontos, coletadas 110 amostras de mão e confeccionadas 48 lâminas. Todas as descrições e maior detalhamento dos dados estão apresentados no relatório do projeto PRONAGEO da folha Santa Terezinha de Goiás.

2. GEOLOGIA REGIONAL



2.1. Contexto Geológico Regional

A Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977, 1981, Almeida & Hasui 1984), entidade orogênica neoproterozóica, de dupla vergência estrutural encontra-se no Brasil central e integra o sistema Brasileiro/Pan-Africano. Ao seu lado oeste a Província Tocantins é balizada pelo Cráton Amazônico e a leste pelo Cráton do São Francisco, enquanto os limites norte e sul são encobertos pelos depósitos fanerozóicos das bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente.

A Província Tocantins apresenta direção geral norte-sul com cerca de 2.000 km de comprimento e até 800 km de largura. Compreende as faixas dobradas Araguaia e Paraguai a oeste, edificadas na margem do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília estabelecida na margem do Cráton do São Francisco, onde se encontra o Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1992).

O Arco Magmático de Goiás é estudado em maior detalhe em duas áreas: no sudeste de Goiás as unidades estão agrupadas no Arco de Arenópolis e no nordeste de Goiás o Arco de Mara Rosa, que se estendem até a região de Porto Nacional, no sudeste de Tocantins.

Com exceção de uma pequena porção do Maciço de Goiás localizado no canto sudoeste, quase toda a área de interesse do presente trabalho está inserida no Arco de Mara Rosa, que consiste principalmente em ortognaisses tonalíticos e faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares neoproterozóicas, com afinidade com rochas de ambiente de arco intra-oceânico. Escamas ou fragmentos de rochas arqueanas e/ou paleoproterozóicas afloram eventualmente.

A evolução do conhecimento sobre a região passou por várias etapas. Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico nas áreas próximas a Santa Terezinha de Goiás levaram Ribeiro Filho (1981) a nomear de “Seqüência Mara Rosa” as seqüências de micaxistos, quartzitos e anfibolitos que ocorrem na região de Santa Terezinha, Chapada e Mara Rosa. Também propôs as mesmas idades mais jovens em relação às dos terrenos arqueano de Pilar de Goiás e Crixás. Mais do que isso, sugeriu correlação entre a Seqüência de Mara Rosa e as seqüências de Palmeirópolis, Indaianópolis e

Juscelândia; estas associadas aos complexos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, respectivamente.

A descoberta de esmeralda por [Ribeiro e Sá \(1983\)](#) alavancou novas discussões de mapeamento geológico na área de Campos Verdes ([Souza e Leão Neto 1984](#)) e alterou a nomenclatura ao introduzir a Seqüência Santa Terezinha no conjunto de rochas supracrustais que contém intercalações de talco xistos portadores de esmeralda. Trabalhos posteriores retomaram a idéia de que a Seqüência Santa Terezinha estaria dentro do que é considerado Seqüência Mara Rosa ([Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985](#), [CPRM 1998](#)). Logo, na região de Santa Terezinha de Goiás - Campos Verdes, a Seqüência Mara Rosa (ou, nessa nova visão “Seqüência Santa Terezinha”) seria constituída por quartzito basal, granada-muscovita-clorita-quartzo xistos, sericita quartzitos, clorita-quartzo xistos e magnetita-clorita-quartzo xistos com intercalações de talco xistos, clorita-quartzo xistos com intercalações de anfíbolitos, anfíbólio xistos e gonditos e cianita-muscovita quartzitos, incluindo depósito de cianita ([Ribeiro Filho e Lacerda Filho 1985](#)). Os autores atribuíram-lhe idade proterozóica inferior a média e recentemente, foi confirmado à idade neoproterozóica ao conjunto de unidades supracrustais e ortognaisses expostas em quase toda parte do Arco Magmático, contrariando ao estudo anterior que lhe atribuiu idade proterozóica.

A Seqüência Santa Terezinha - apesar de, até então, não ter essa denominação - foi considerada na década de 80 como unidade de rochas supracrustais pertencentes ao *greenstone belt* de Crixás, atribuindo-lhes idade arqueana ([Machado 1981](#), [Costa 1986](#)).

Nos anos 1990, iniciaram-se estudos de datações isotópicas, fato que possibilitou a assimilação e definição do extenso arco magmático juvenil, com idades neoproterozóica, na porção sudoeste do que então vinha sendo chamado de Maciço de Goiás ([Pimentel et al. 1991](#), [Pimentel e Fuck 1992](#)). Posteriormente foi possível ampliar o Arco Magmático de Goiás para o norte de Goiás ([Viana et al. 1995](#), [Pimentel et al. 1997](#)) e para parte do estado de Tocantins ([Fuck et al. 2001](#)).

Em 1998, ao lançar um novo mapa de Goiás - na escala de 1:500.000 - onde as unidades de rochas supracrustais se apresentavam como parte integrante da Seqüência Mara Rosa, a [CPRM](#) respaldou o que já havia sido sugerido por trabalhos anteriores.

Na área onde se localiza a cidade de Santa Terezinha de Goiás, estudantes de graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília ([Fuck et al. 2003](#)) mapearam, em escala 1:25.000, as rochas supracrustais, organizadas em pilha de escamas tectônicas, as diferenciando em: i) seqüência metavulcânica; ii) seqüência

metavulcano-sedimentar (muscovita-clorita xisto, anfibólio xisto e biotita xisto); iii) seqüência metassedimentar (mica xisto feldspático e muscovita xisto); iv) clorita-muscovita xisto, v) biotita xisto feldspático. Além do número relativamente grande de intrusões de pequeno porte que variam em composição de granito a diorito, presentes nas áreas de exposição das rochas supracrustais, foi cartografada intrusão extensa de gnaiss tonalítico, na qual se associa metagabro, metadiorito, metapiroxenito e granitos deformados. As medidas estruturais coletadas pelos estudantes mostraram o comportamento das escamas de empurrão com forte vergência para sul.

[Dantas \(2001\)](#), a partir de zircão de amostra de rocha metavulcânica félsica coletada ao sul de Santa Terezinha de Goiás, obteve idades de 661 ± 8 Ma e mostrou que a seqüência Mara Rosa (800-900 Ma) é mais antiga que a Seqüência Santa Terezinha (670 Ma), fato este comprovado por recentes estudos ([Fuck et. al 2006](#)) e amparado pelos produtos geofísicos que delimitaram as duas seqüências ([De Sordi et. al 2006](#)).

[Fuck \(2006\)](#) limitou, no leste da área estudada, ocorrências de micaxistos diversos, rochas vulcânicas e depósitos químicos que representam a continuação da Seqüência Mara Rosa ([Oliveira et al. 2006](#)), com ocorrência de intrusões de rochas félsicas de idade mínima de ca. 860 Ma ([Pimentel et al. 1997](#)). Na região de Campos Verdes-Santa Terezinha de Goiás, expõem-se as rochas supracrustais da Seqüência Santa Terezinha, mais jovem, com idades da ordem de 650-670 Ma determinadas em amostras de rochas de origem vulcânica. [Fuck et. al. 2006](#) ainda diferenciou a suíte plutônica do arco e localizou novas intrusões como pode ser visto no mapa geológico ([Figura 2.2](#)).

A região tem um alto potencial econômico, assim como todo o Arco Magmático de Goiás. Ocorrem mineralizações de ouro e cobre, principalmente perto de Crixás, de esmeralda - na cidade de Campos verdes; e cianita, mais abundante na serra das Araras. O depósito de cianita da Serra das Araras é considerado um dos maiores depósitos de cianita do mundo. As mineralizações estão contidas nas seqüências metavulcano-sedimentares ou em corpos intrusivos de natureza básica/ultrabásica ([Lacerda et al. 1999](#)).

2.2. O Arcabouço Geotectônico

O comportamento tectônico da região de Santa Terezinha de Goiás é caracterizado pelo encurvamento dos alinhamentos estruturais de direção NW para NE, e EW, gerando feições estruturais em forma de “U” com concavidade voltada para norte-noroeste com vergência para sul. Os limites das rochas do arco magmático de Mara Rosa são relacionados aos sistemas de cisalhamento do Lineamento Transbrasiliano e do Sistema de Falhas do Rio dos Bois (Marini,1984, Dardene 2001) localizado ao sul da região de estudo.

O limite leste do arco com o Maciço de Goiás é a falha Rio dos Bois que é uma zona de cisalhamento transcorrente caracterizada pelo baixo ângulo de mergulho e responsável pela separação da seqüência neoproterozóica dos terrenos arqueanos granito-greenstone de Crixás-Hidrolina no sul e das seqüências metassedimentares mesoproterozóicas da Serra da Mesa a leste (Oliveira *et al.* 2004, Jofilly *et al.* 2006), cujas principais zonas de cisalhamento são as da Serra das Araras, Campo Limpo, Varalzinho, Vargem Grande entre outras (Fuck *et al.* 2006). A Zona de Cisalhamento Mandinópolis, segundo Just 2001 e Blum *et al.* 2001, é uma falha de empurrão de caráter regional responsável pela separação da seqüência proterozóica dos terrenos arqueanos na região de Crixás- Cedrolina (Oliveira *et al.* 2004).

Trabalhos de detalhe foram realizados na área de Campos Verdes os quais focavam a geologia estrutural e os controles da mineralização (Barros Neto 2000, D’el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Esses autores consideram que o Arco Magmático de Goiás é composto de lascas tectônicas arqueanas-paleoproterozóicas (Domo de Santa Cruz), rochas metavulcano-sedimentares meso-neoproterozóicas (Seqüência Santa Terezinha), ortogneisses miloníticos e granito porfírico sintectônico (Granito São José do Alegre).

D’el-Rey Silva e Barros Neto (2002) ainda identificaram três fases de formação e outra fase presente apenas nas rochas gnáissicas do domo, o que resulta em estruturas tectônicas planares NE-SW com mergulhos fracos a moderados para NW. A tectônica de escape sin-D2 para sul deu origem a uma língua de rochas que abriga camadas de talco xisto com esmeralda, afetadas por dobras em bainha com caimento para NNW que controlam a mineralização de esmeralda. A fase final de compressão D3 deu origem ao sinclínório Rio do Peixe e ao Domo de Santa Cruz.

Hasui *et al.* 1998 apresentou uma visão um pouco diferente a respeito do controle estrutural do depósito de esmeraldas de Campos Verdes, denunciado pela ocorrência em corpos de geometrias variadas concordantes com a foliação e alongamento segundo N15W/20NW. O controle tectônico foi evidenciado pela formação do depósito durante a tectônica de cavalgamento e remobilização na Zona de Cisalhamento Santa Terezinha (Z.C. Varalzinho, segundo Fuck *et al.* 2006), uma rampa lateral, e nas dobras laterais por ela geradas. A ZCST deslocou sinistralmente a faixa mineralizada, fazendo com que as escavações sejam mais profundas para o norte. O autor dividiu a tectônica do depósito em quatro pulsos de deformação de um mesmo evento: 1-formação de rampa frontal, com desenvolvimento de foliação, lineação e dobras intrafoliais; 2-formação da Zona de Cisalhamento Santa Terezinha, cujo deslocamento relaciona-se ao desenvolvimento de uma antiforma e um par sinforma-antiforma por arrasto; 3-formação da sinforma do Rio do Peixe ligada a ascensão de domos gnáissicos e de dobras transversais e 4- formação de quatro famílias de juntas e falhamentos.

O arcabouço estrutural dessa região pode ser entendido como um sistema de *nappes* que deu origem a uma série de escamas tectônicas limitadas por um feixe de zonas de cisalhamento compressionais (Dantas *et al.* 2007). Este autor ainda considera que a variação do *trend* estrutural da direção NW para EW e NE acompanha a concavidade do sistema de cavalgamentos, cujo transporte tectônico principal é considerado de NW para SE. Todo o sistema dessa região pode ser considerado como desenvolvido em rampa frontal com variações de rampa oblíqua e lateral durante a deformação Brasileira.

2.3. AEROGEOFÍSICA

Os primeiros levantamentos aerogeofísicos registrados no Brasil são datados na década de 50; inicialmente restringia-se ao monitoramento das atividades do campo magnético e atividades sísmicas. No entanto, a partir de 1970 a geofísica estendeu suas atividades para exploração do setor mineral e vem sendo utilizada amplamente até os dias de hoje. Avanços no setor como a sofisticação dos sensores, eficiência do GPS, a velocidade de execução dos aerolevantamentos, bem como tratamento dos dados

coletados inclusive em áreas de difícil acesso, fizeram da aerogeofísica ferramenta fundamental para a prospecção mineral.

Em 1975, foi assinado um projeto entre o Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM - e a Agência de Desenvolvimento Canadense – CIDA – nomeado Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC) que envolveu aeromagnetometria, aerogamaespectrometria, geofísica terrestre e geoquímica em um levantamento de uma área de 780.000 km² em Goiás e no atual estado de Tocantins.

Apesar da importância desse projeto, considerado por alguns autores um marco para o desenvolvimento da aerogeofísica no Brasil, os dados coletados pelo PGBC – apesar de realizados com toda a tecnologia disponível da época – não podem ser comparados com o levantamento realizado em 2004, base de dados para o presente trabalho. A diferença está na utilização de equipamentos com maior sensibilidade e sistemas de navegação e orientação, como o GPS. Mais do que isso, esse levantamento foi realizado com características mais afinadas, como o espaçamento de 500m entre as linhas de produção contra 1 a 2km utilizado no PGBC.

Os novos levantamentos de alta resolução no estado do Goiás foram inicialmente divididos em duas áreas e posteriormente em cinco, sendo a área referente a esta dissertação denominada projeto Arco de Mara Rosa.

Blum (2001) obteve excelentes resultados utilizando os dados aerogeofísicos do PGBC, com novas técnicas no tratamento destes que conseguiram melhorar em muito a qualidade dos dados. Sua análise das estruturas magnéticas sugeriu que as estruturas da região estejam ligadas a um evento com tensão principal, σ_1 , na direção ~E-W. As estruturas magnéticas paralelas ao Lineamento Transbrasiliano, N30E, foram consideradas levóginas e o autor ainda afirmou que as estruturas que infletem de N60W a N30E aparentemente se associam a falhas de empurrão e rampas laterais.

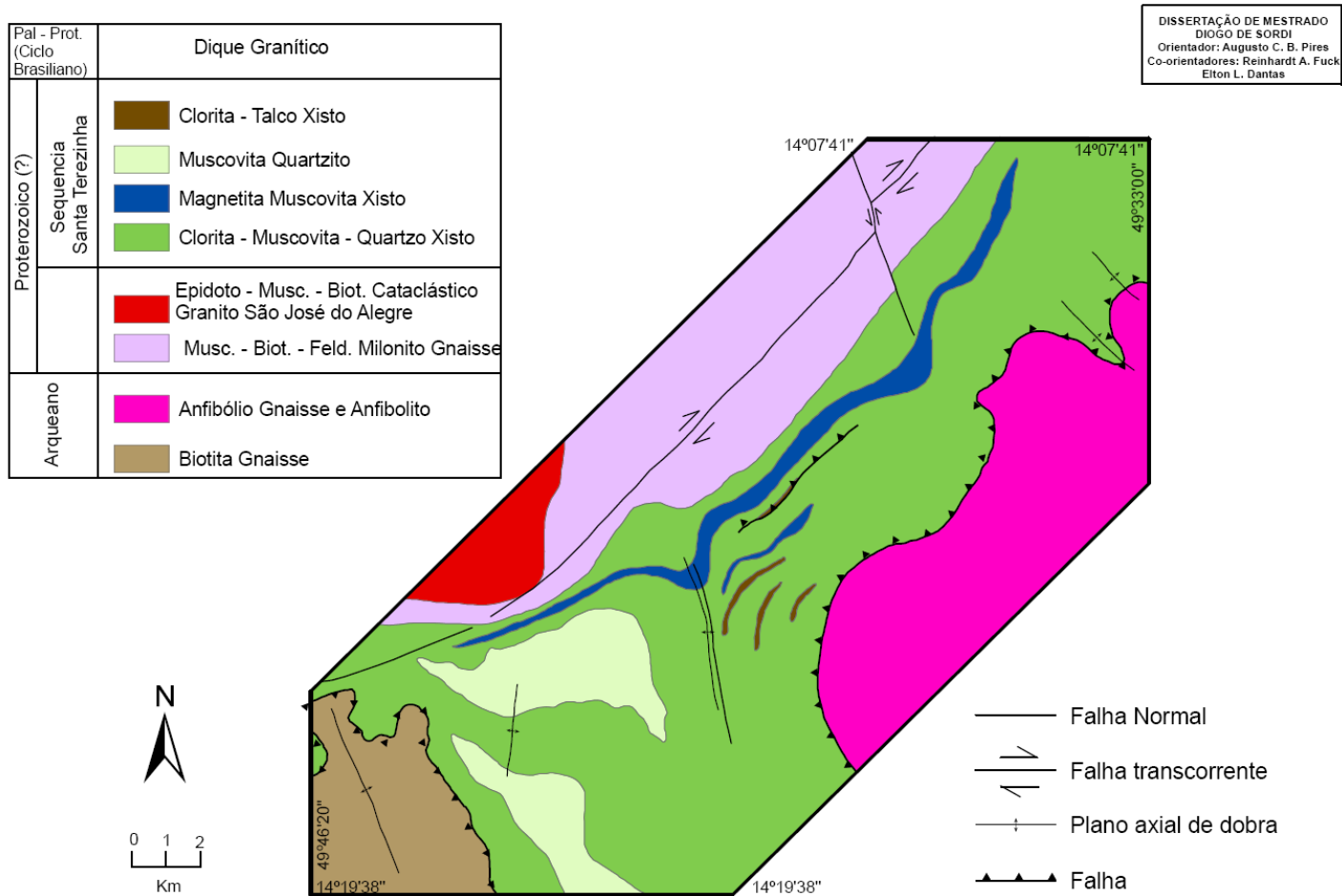


Figura 2.1 – Mapa geológico da região de Campos Verdes (, mostrando a localização dos Clorita Talco Xisto mineralizados (Biondi 1990, modificado).

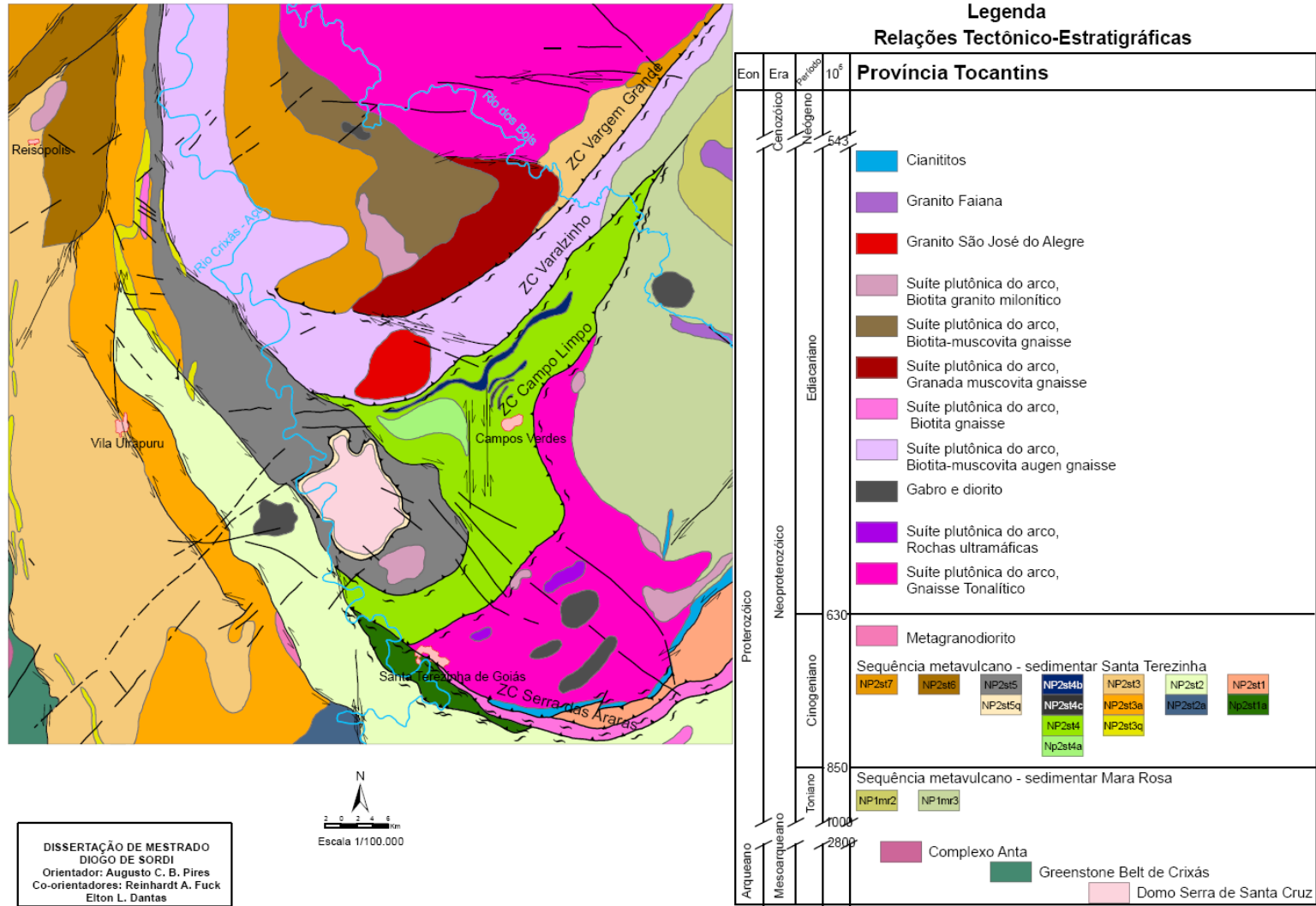


Figura 2.2 – Mapa geológico do PRONAGEO (Fuck *et al.* 2006 modificado e simplificado)

3. GEOLOGIA DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS



Neste capítulo descreveremos as principais unidades de mapeamento da região de Santa Terezinha de Goiás, definidas durante o projeto Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO) no decorrer da presente dissertação. Neste projeto os dados de aerogeofísica foram usados de maneira integrada aos trabalhos de campo na definição das principais unidades, uma vez que grande parte dos contatos entre as unidades litoestratigráficas é determinada por descontinuidades tectônicas ou não está exposto devido à escassez de afloramentos.

3.1. Núcleo arqueano

Rochas arqueanas (Figura 3.1) afloram em duas ocorrências principais, a primeira no canto sudoeste da área do estudo, e são consideradas como pertencentes aos terrenos *greenstone belt* de Crixás, inseridos no Maciço de Goiás, e a segunda no centro da área formando a estrutura dômica denominada de Serra de Santa Cruz.

As rochas mais antigas relacionadas à seqüência vulcanosedimentar da Formação Córrego Alagadinho (Just 1995), na parte sudoeste da área, corresponde as rochas metaultramáficas e intercalações de depósitos metassedimentares de origem química. Incluem serpentinitos, talco xistos e anfibólio-talco xistos (metakomatiitos), com variações na proporção de serpentina e clorita, com raras ocorrências de actinolita-clorita xistos e associações de formações ferríferas e manganésíferas. Essas rochas estão em contato com as rochas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, por zonas de cisalhamento de direção NNW-SSE. Associado a seqüência vulcano-sedimentar, foi identificada, nas proximidades do Rio da Anta, a presença de biotita gnaisses tonalíticos (figura 3.2) foliados e de coloração cinza que devem ser de idade Arqueana.

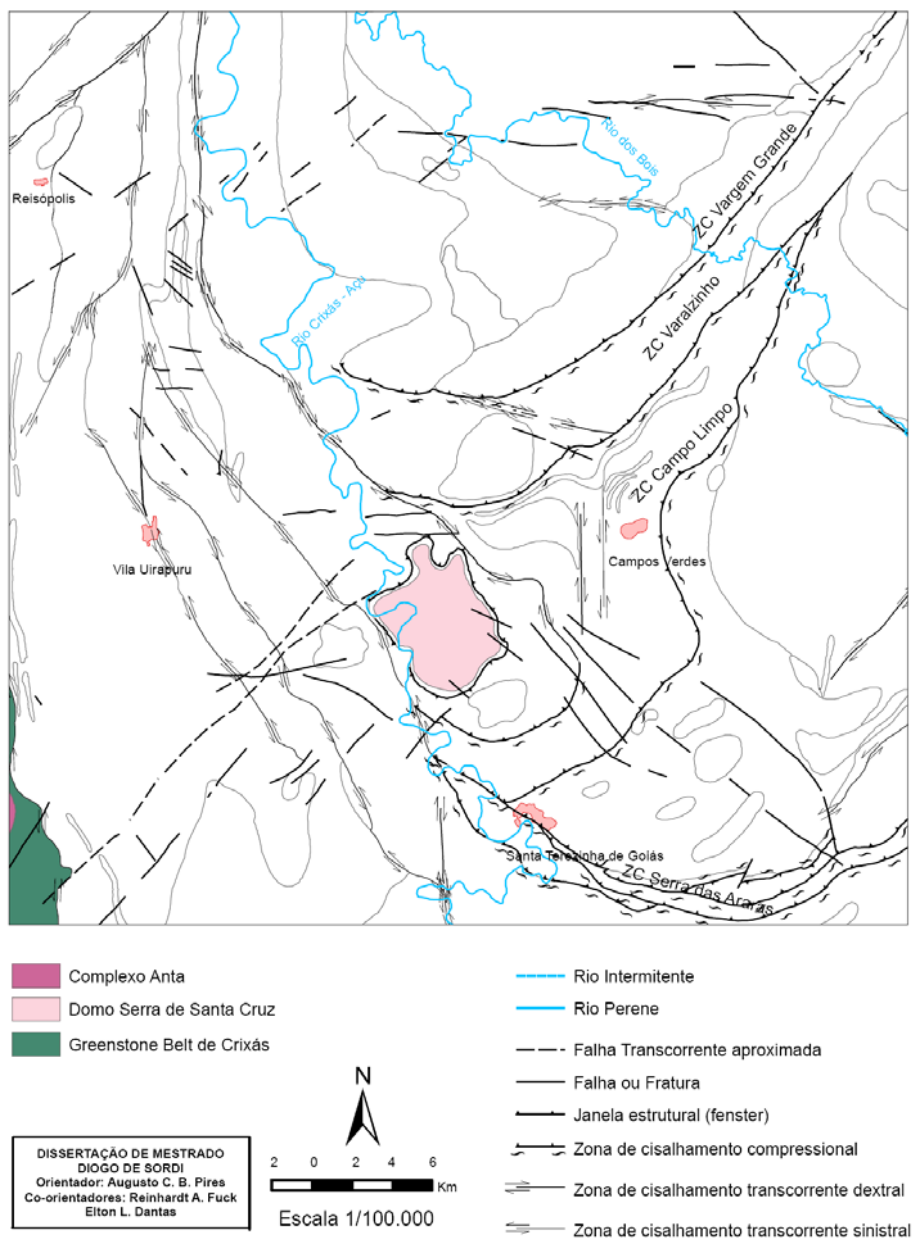


Figura 3.1 – Mapa delimitando os núcleos arqueanos.



Figura 3.2 – Afloramento de blocos métricos de Biotita Tonalito no sudeste da área.

O domo da Serra Santa Cruz, corresponde a uma feição com aproximadamente 36 km², constituído por bandas centimétricas a decimétricas de biotita gnaisses bandado de cor cinza, eventualmente contendo granada e hornblenda, e rodeado por rochas metassedimentares da Seqüência Santa Terezinha de Goiás. Em geral mostra granulação fina, textura milonítica, com sigmóides bem-pronunciados (figura 3.3). O metamorfismo de fácies anfibolito é verificado pela mobilização de quartzo-feldspáticos sub-paralelamente ao bandamento, fato que demonstra que as condições de fusão parcial foram alcançadas durante o metamorfismo.

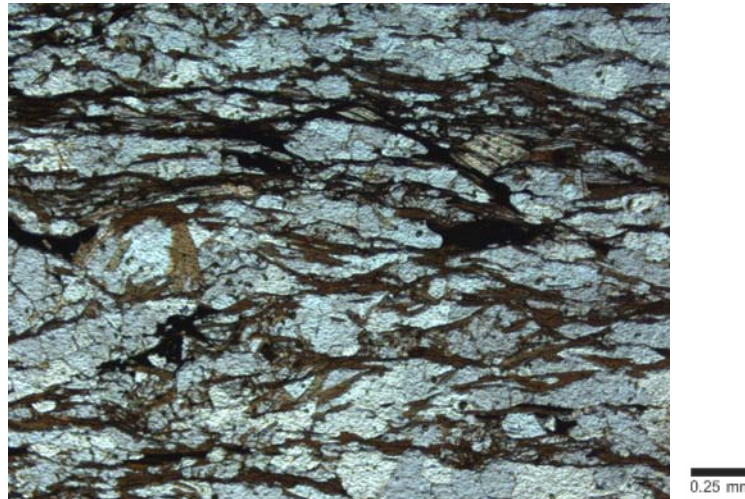


Figura 3.3 – Fotomicrografia em nicóis paralelos e cruzados de muscovita-biotita gnaisse do domo Serra de Santa Cruz, apresentando textura milonítica, com sigmóides bem-pronunciados.

3.2. Seqüências Vulcano-Sedimentares

3.2.1. Seqüência Mara Rosa

Seqüência Mara Rosa localizada no leste da área aflora principalmente próxima a cidade de Campos Verdes (figura 3.4), e compreende micaxistos variados, aos quais se associam anfibolitos, rochas metaultramáficas e ocorrências de formações ferríferas e manganesíferas. Perfaz apenas 10 % da área estudada e a descreveremos de maneira sucinta.

Duas unidades de mapeamento são diferenciadas na região, com rochas metassedimentares de origem pelítica a psamo-pelítica na região noroeste da área, indo em direção a Reisópolis, incluindo granada-estaurolita-muscovita-biotita xistos, cianita-granada-biotita xisto e biotita-quartzo xisto. As mesmas estão intercaladas com camadas de metachert e gonditos.

A unidade que aflora a sul da área de estudo, a leste de Santa Terezinha de Goiás, é dominada por biotita-muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita xisto e biotita xisto feldspático, podendo estar intercalados por quartzitos e quartzo-muscovita xisto. Anfibolitos

finos a médios e às vezes bandados são frequentes, o que indica que os derrames vulcânicos ocorreram com a sedimentação. As rochas metasedimentares contêm feldspato e epidoto, mostrando que se trata de depósitos epiclásticos imaturos, predominantes de vulcões do arco de ilha próximos ao ambiente sedimentar.

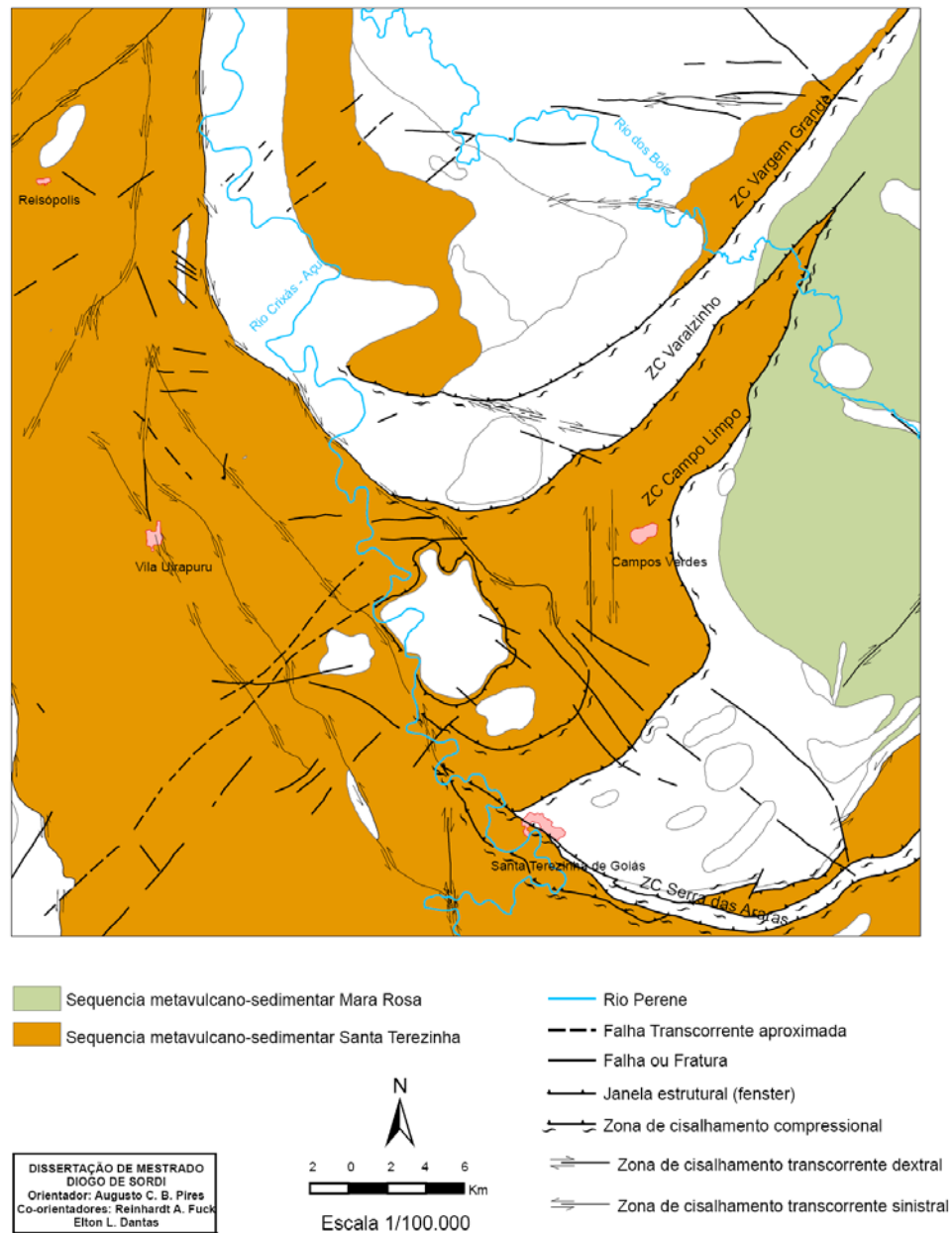


Figura 3.4 – Mapa destacando as rochas supracrustais das seqüências Mara Rosa da Santa Terezinha de Goiás.

3.2.2. Seqüência Santa Terezinha de Goiás

A seqüência de Santa Terezinha de Goiás, que ocupa a maior parte da área do trabalho, é constituída de rochas supracrustais, dominadas por rochas metsedimentares com alguma contribuição de origem vulcânica e rochas ultramáficas (Souza e Leão Neto 1984, Fuck *et al.* 2006).

As rochas estão distribuídas em **escamas de empurrão distintas** (Figura 3.5), ocorrendo regiões com maior predomínio de tipos petrográficos específicos, variando de clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólio xistos até xistos feldspáticos, sendo esta variação observada nas assinaturas presentes nos produtos geofísicos e relações verificadas no campo.

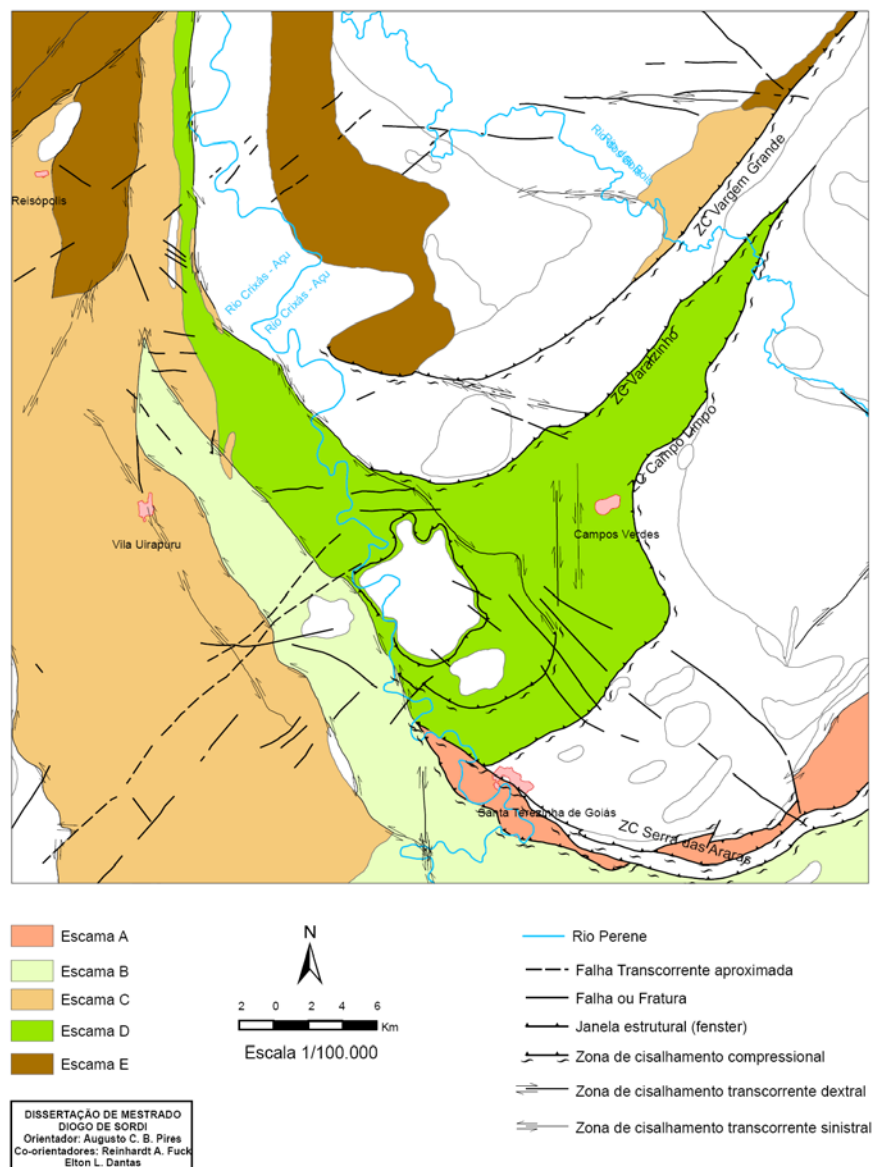


Figura 3.5 – Mapa mostrando a separação das escamas da seqüência de Santa Terezinha de Goiás.

As rochas que ocorrem na escama A, localizada a sudeste de Santa Terezinha de Goiás, incluem predominantemente rochas metavulcânicas, variando de anfibolitos finos, epidoto anfibolitos, meta-andesitos pórfiro e epidositos, com idade U-Pb de ca. 670 Ma (Fuck *et al.* 2006). O contato desta escama com rochas da suíte plutônica do arco magmático no sudeste da área é dado pela zona de cisalhamento Serra das Araras. A foliação milonítica esta bem impressa em anfibólio xistos (Figura 3.6a) de granulação fina que ocorrem no rio Crixás-Açu. A forte deformação é identificada pelo estiramento dos minerais, com sigmóides de hornblenda apresentando estruturas s-c bem evidenciadas. A paragênese mineral indica metamorfismo de fácies anfibolito com reequilíbrio em fácies xisto verde (Figura 3.6b).



Figura 3.5 – a) Afloramento de anfibólio xisto dobrado no rio Crixás-Açu; b) Fotomicrografia em nicois paralelos de sigmóide em anfibólio xisto apresentando textura milonítica e estiramento dos minerais e estruturas sc e c' e representa a escama sudoeste de Santa Terezinha.

Ao sul de Santa Terezinha de Goiás aflora pacote de rochas constituído principalmente por xistos, envolvendo muscovita-clorita xisto, clorita-muscovita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-muscovita-clorita xisto e magnetita-muscovita-clorita xisto (escama B). As paragêneses identificadas com mais frequência nos clorita xistos são típica de fácies xisto verde.

Podem ocorrer intercalações de biotita xisto feldspático, anfibólio xisto e anfibolito, interpretadas como metavulcânicas que foram datadas em torno de 653 ± 11 Ma (Fuck *et al.* 2006). As idades modelo TDM variam muito na determinação da proveniência dos sedimentos, algumas entre 1,0 e 1,01 Ga mostram curta residência crustal, enquanto que valores em torno de 1,87 e 2,42 Ga mostram que a sedimentação foi influenciada por fontes de rochas mais antigas (Fuck *et al.* 2006).

Muscovita-biotita xistos feldspáticos são de cor cinza escuro, frequentemente alterados para saprolitos avermelhados, ocorrem mais a nordeste da área, nas proximidades da localidade Uirapuru (escama C). A direção predominante da foliação é NW-SE, passando mais a norte para próxima a NS. O contato desta unidade com a seqüência da Formação Córrego Alagadinho é marcado pela Zona de Cisalhamento Mandinópolis (aproximadamente a 3 km ao sul da área), de caráter transcorrente dextral na direção NNW-SSE.

Em afloramentos com teores mais elevados de feldspatos e quartzo, o aspecto xistoso característico destas rochas dá lugar à fácies com aspecto gnáissico, fazendo com que a textura lepidoblástica alterne para domínios granoblásticos. Outra característica marcante na região é a intercalação dos xistos feldspáticos com muscovita xistos e muscovita-quartzo xisto que apresentam porfiroblastos milimétricos de granada (Figura 3.7.a). A intensa deformação que afeta estas rochas esta expressa pela presença de texturas miloníticas S e C, mica *fish* (Figura 3.7.b).

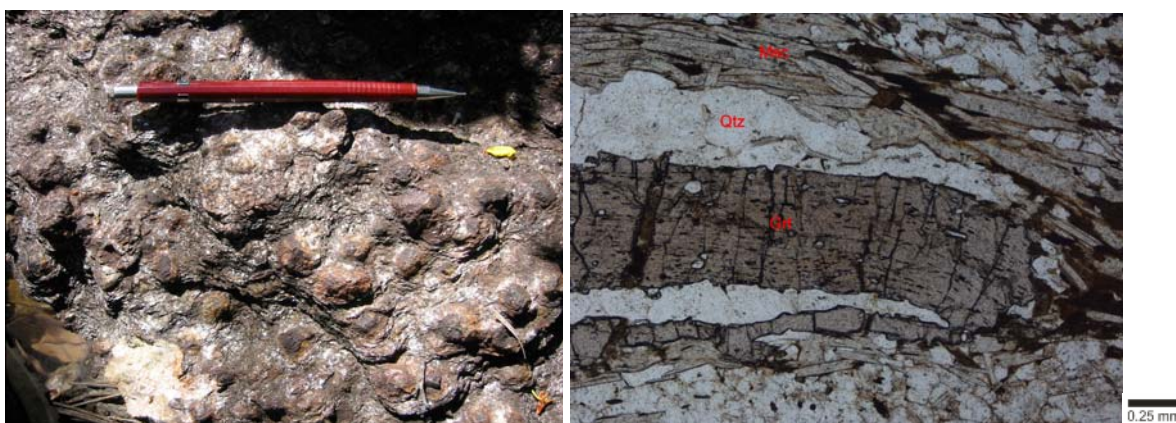


Figura 3.7 – a) Foto de afloramento de Biotita-granada-muscovita xisto com porfiroblastos milimétricos de granada; b) Fotomicrografia de Presença de granadas estiradas.

A paragênese aponta para fácies xisto verde, mas a presença de anfibólio e granada nestas rochas indica que houve metamorfismo prévio em fácies anfibolito. O protólito é uma rocha sedimentar detrítica devido às quantidades de quartzo e feldspatos, de possível caráter psamo-pelítico. A idade modelo TDM de 1,62 Ga (Fuck *et al.* 2006) indica contribuição de fonte mais antiga com mistura de contribuição de rochas mais jovens derivadas do arco.

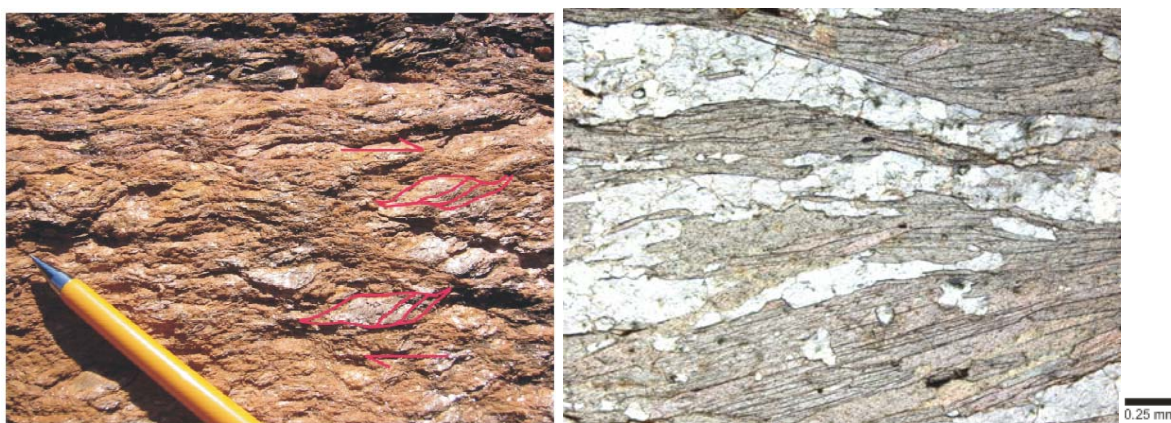


Figura 3.8 – a) Foto de afloramento de muscovita xisto com estrutura sigmoidal, como mica *fish*; b) Fotomicrografia de muscovita xisto de textura milonítica, com muscovita bem-orientada, formando estruturas sigmoidais.

À leste do domo de Santa Cruz, no sinclínório Rio do Peixe, afloram camadas contínuas de clorita-quartzo xisto, muscovita-clorita, clorita xisto, cloritito, magnetita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto e algumas lentes de muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita-clorita-quartzo xisto, com intercalações métricas de muscovita quartzito e eventual turmalinito que constituem a escama D (Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002). Perto de Campos Verdes, ocorrem formações ferríferas, ferro-manganesíferas e gonditos em camadas de espessura métrica e também camadas métricas a decamétricas de talco xistos, clorita-talco xisto, clorita-carbonato-talco xisto e carbonato-talco xisto. As rochas ultramáficas são muito importantes por serem portadoras de esmeralda. A presença de rochas ricas em flogopita (biotitios), leva muitos autores a considerar rochas ultramáficas como produto de alteração hidrotermal, geradas ao longo de zonas de maior deformação (Souza e Leão Neto 1984, Lacerda Filho e Ribeiro Filho 1985, Biondi 1990, Giuliani *et al.* 1990).

As datações isotópicas Sm-Nd obtidas nestes xistos mostram idades que variam de 1,4 a 2,17 Ga. Sendo assim, acredita-se que sua sedimentação seja derivada de fontes mistas, incluindo rochas arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas (D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

Perto de Uirapuru, no oeste da área estudada, a escama E é caracterizada por litotipos variando de biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto e biotita-muscovita-quartzo xisto, que podem conter granada e clorita, além de ocorrências intercaladas de biotita-muscovita gnaiss fino a médio. Contudo, esta unidade se diferencia das demais pela presença de camadas métricas de formações ferríferas bandadas associadas a anfíbolito e epidoto anfíbolito, e às vezes granada anfíbolito, finos a médios (Figura 3.9). Os xistos desta unidade são muito

semelhantes aos xistos encontrados nas outras escamas da Seqüência Santa Terezinha, o que não descarta a possibilidade de serem variações da mesma, contudo, são separadas em diferentes escamas de empurrão pelas zonas de cisalhamento.

Os anfibolitos apresentam textura granoblástica equigranular (Figura 3.9.a) ou textura nematoblástica, raramente encontram-se cristais de piroxênio reliquiares, fraturados, alterando nas bordas para anfíbólio e epidoto. Por vezes a rocha tem aspecto milonítico, mostrando a hornblenda muito estirada e com granulação fina. (Figura 3.9.b) Cristais de granada envolvendo cristais de epidoto, indica reação de equilíbrio em paragênese retometamórfica do fácies anfibolito para o fácies xisto verde.



Figura 3.9 – a) Camada métrica de formação ferrífera bandada, sendo bem diferenciada da intercalação nos saprolitos de xisto; b) Detalhe da formação ferrífera.

As formações ferríferas são em geral constituídas por bandas de quartzo alternadas com bandas de hematita e alguma magnetita. Grunerita pode estar presente. Formações manganésíferas estão em geral demasiadamente intemperizadas para que se possam reconhecer os minerais constituintes à parte de quartzo. Por suas pequenas dimensões, o potencial dessas camadas é reduzido. Pode haver biotita, clorita, granada, magnetita e intercalações métricas de formações ferro-manganésíferas com foliações variando de NS para NE-SW.

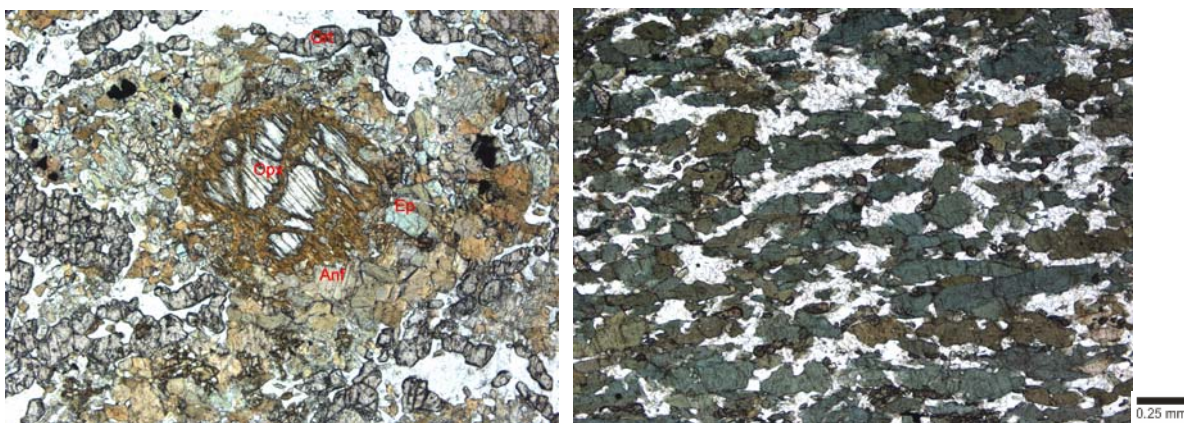


Figura 3.10 – Fotomicrográfica em nicóis paralelos a) de Granada-epidoto anfibolito com textura granoblástica equigranular cristais de ortopiroxênio reliquiais, fraturados, alterando nas bordas para anfibólio e epidoto; b) de Hornblenda anfibolito apresentando textura nematoblástica com aspecto milonítico, com hornblenda muito estirada, observando-se sigmóides.

3.3. Suíte Plutônica do Arco Magmático de Goiás

Foram encontradas várias rochas da suíte plutônica do Arco Magmático de Mara Rosa, distribuídas em toda área de estudo em dois principais conjuntos intercalados nas rochas supracrustais das seqüências Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa.

Essas rochas foram diferenciadas em duas suítes plutônicas (Figura 3.10). Na porção sudeste da área predomina rochas mais primitivas da suíte plutônica I, incluído principalmente hornblenda gnaisses de composição tonalítica, com pequenos corpos de diorito, gabro e piroxenito associados. Na porção norte, predominam uma ampla ocorrência de biotita-muscovita gnaisses bastante deformados. Intrusões de granitos porfíricos, ricos em K-feldspato, tais como o granito São José do Alegre, ocorrem como pequenos corpos isolados associados às zonas de cisalhamento.

Ortognaisses tonalíticos que ocorrem no leste da área são constituídos por biotita-hornblenda gnaiss e epidoto hornblenda gnaiss, de coloração cinza escuro com granulação média à grossa. Seus contatos com as rochas supracrustais são dados por zonas de cisalhamento com a da Serra das Araras. No interior dos gnaisses, existem alguns *plugs* ovalados ou subcirculares de 1 a 6 km de diâmetro, de anfibolitos transformados de gabros e dioritos e rochas ultramáficas já como carbonato esteatito. Essas intrusões básicas possuem texturas reliquiais com aspecto ígneo e podem ser consideradas como partes menos evoluídas da suíte plutônica como os gnaisses tonalíticos ou mesmo intrusões tardias na evolução do arco. Gabros e dioritos são compostos principalmente por plágioclasio cálcico, hornblenda e clinopiroxênio.

Ultramáficas ocorrem como *plugs* de forma oval e apresentam texturas que variam de diablástica nos esteatitos (Figura 3.11), xistosa e lepidoblástica nos talco-xisto e clorita-talco xisto.

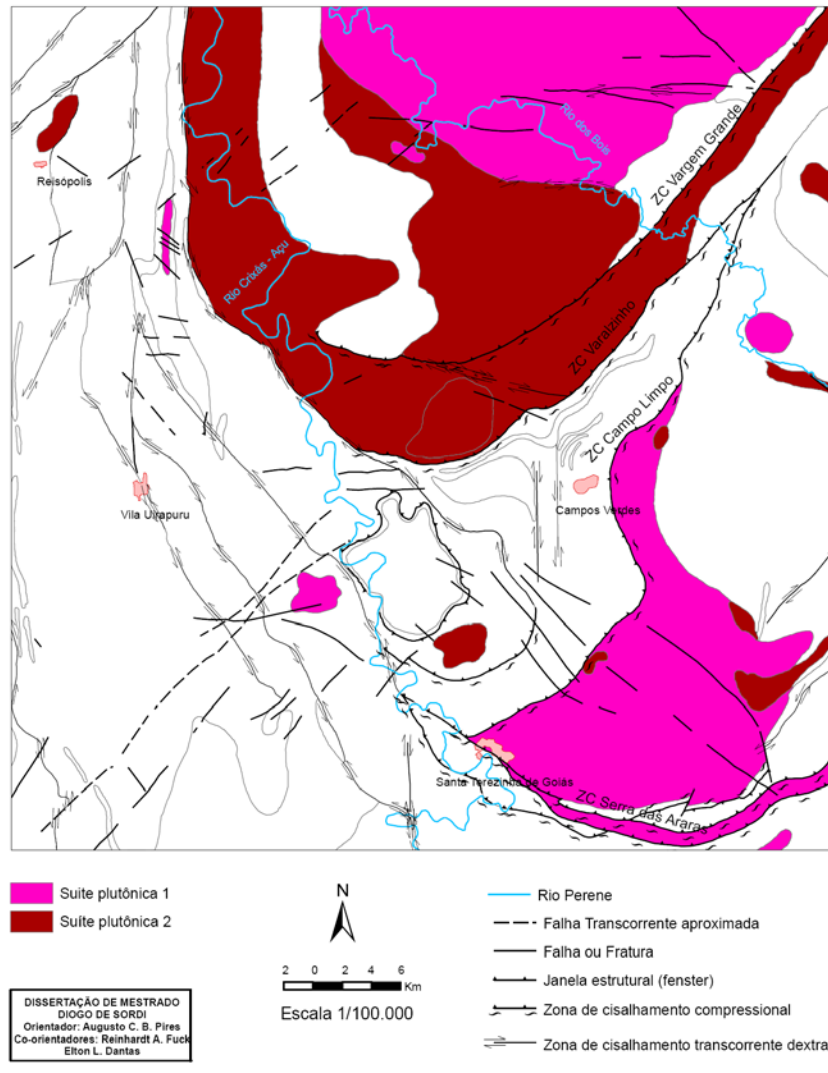


Figura 3.10 – Mapa separando duas as suítes plutônicas do arco.



Figura 3.11 – Carbonato esteatítico com boxwork de carbonato e magnetita;

Corpos de grande extensão de biotita muscovita gnaiss orientados na direção WNW-ESSE, estão localizados no norte da área. São rochas cujo protólito tem composição granodiorítica a granítica, e provavelmente representam fácies mais evoluída da suíte metaplutônica do Arco Magmático (suíte plutônica II). Predominam biotita-muscovita augen gnaiss granodioríticos a graníticos (Figura 3.12.a), fenocristais centimétricos de microclínio e plagioclásio (Figura 3.12.b).

Numa pequena faixa na direção NE-SW a sudoeste do Rio dos Bois, ocorrem granada-muscovita gnaiss de cor branca, creme a rosada, muito deformadas principalmente nas zonas de cisalhamento Varalzinho e Vargem Grande que limitam o corpo. As rochas apresentam características de protólitos semelhantes a granitos tipo S. Pequenas intrusões de rochas plutônicas de composição tonalítica à granodiorítica mostram a presença de rochas mais evoluídas também na porção norte da área estudada.

Corpos menores de biotita granitos intrusivos na seqüência de xistos ocorrem associados a zonas de cisalhamento. São intrusões gnaissificadas e milonitizadas, e o corpo que posiciona-se sintectônico a zona de cisalhamento de Vargem Grande no centro-norte da área, foi datado em torno de 622 ± 6 Ma (Fuck *et al.*, 2006). Corpos similares muito deformados são observados em diferentes locais da área estudada, nas proximidades do Rio dos Bois e a norte de Reisópolis, e acredita-se que tenham idades aproximadas de 620 Ma. Ao norte de Campos Verdes, o corpo circular, representa o Granito porfirítico São José do Alegre, possui fenocristais de feldspato K e enclaves do gnaiss milonítico que está encaixado, sendo considerado sintectônico e deve ser relacionado á mesma suíte acima descrita.



Figura 3.12 – Afloramento de Biotita-muscovita Augen gnaiss granítico de granulação muito grossa, essencialmente granoblástica, com biotita e muscovita levemente orientadas; b) Fotomicrografia de porfiroclastos centimétricos de microclínio da mesma rocha: atentar para as muscovitas dispersas na lamina.

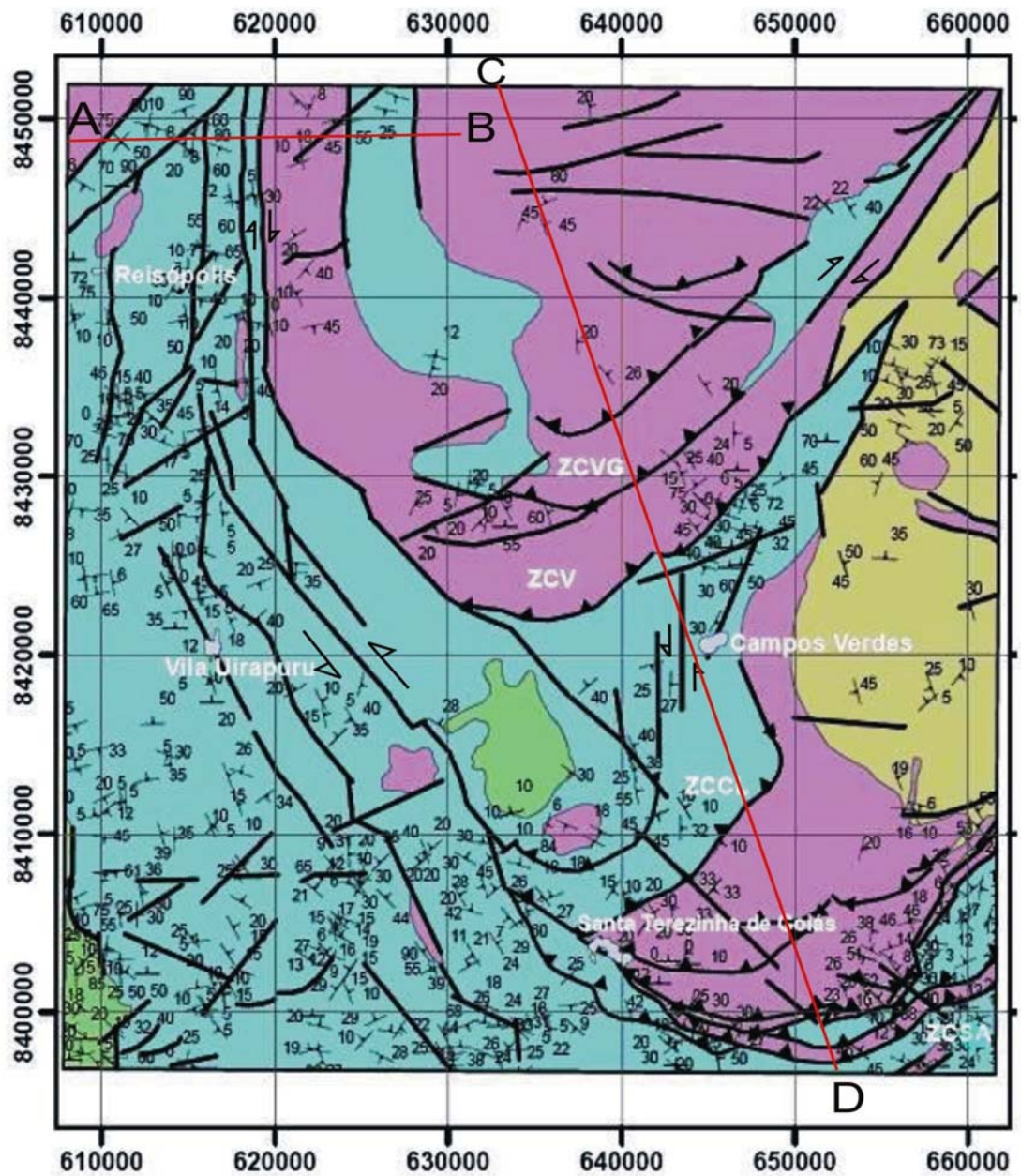
Cianititos

Ao sul da área de estudo, nos limites demarcados pela Serra das Araras, ocorrem cianita quartzito, cianitito, muscovita-cianita-quartzo xisto (Figura 3.13.a) e tipos associados, como muscovita quartzito, granada-muscovita xisto, muscovita-cianita-plagioclásio xisto, roscoelita cianitito, cianitito brechóide, além de veios de quartzo sacaróide a hialino. Estas rochas são interpretadas como resultado de alterações hidrotermais (halos) e associadas à Zona de Cisalhamento Serra das Araras (Jofilly, 2006).

Os Cianititos mostram granulometria grossa, com minerais bem-orientados, apresentam prismas euédricos a subédricos de cianita intercalada com grãos de quartzo policristalinos e muscovita intersticial (Figura 3.13.b).



Figura 3.13 – a)Bloco rolado da Serra das Araras e b) fotomicrografia de cianitito de granulometria grossa, bem-orientada, apresentando prismas euédricos a subédricos de cianita intercalada com grãos de quartzo policristalinos e muscovita intersticial. Extensa ocorrência de opacos seguindo a direção de estiramento.



Legenda

Unidades Geológicas

- Sequência Santa Terezinha
- Sequência Mara Rosa
- Suite plutônica do arco
- Núcleos Arqueanos

Zonas de Cisalhamento

- ZCSA - Zona de Cisalhamento Serra das Arara
- ZCCL - Zona de Cisalhamento Campo Limpo
- ZCVG - Zona de Cisalhamento Vargem Grande
- ZCV - Zona de Cisalhamento Varalzinho

- Foliação
- Falhas Rúptil
- ZC Dúctil



0 5 km

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
 Diogo De Sordi
 Orientador: Augusto C. B. Pires
 Co-orientadores: Reinhardt A. Fuck
 Elton L. Dantas

Figura 3.14 – Mapa das principais unidades geológicas da região de Santa Terezinha de Goiás.

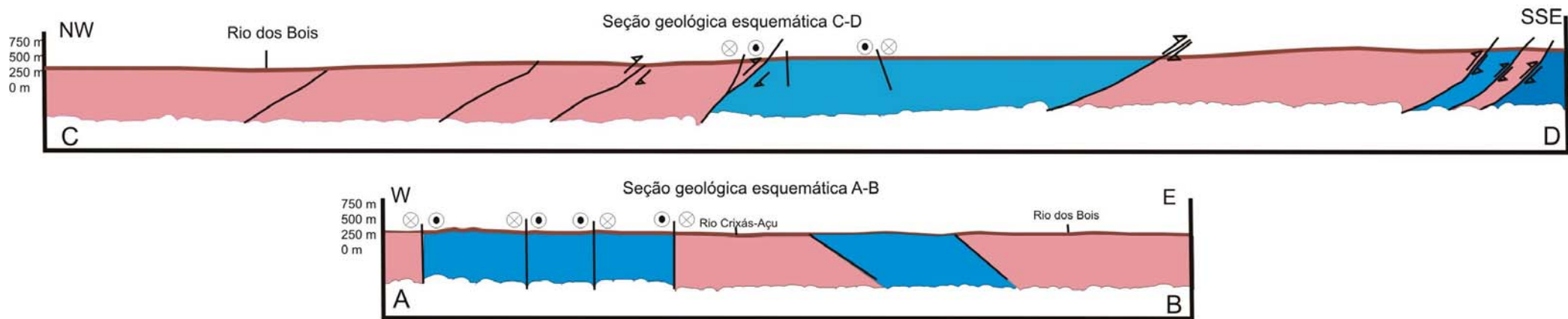


Figura 3.15 – Seções geológicas esquemáticas da região de Santa Terezinha de Goiás.

3.2. Geologia Estrutural



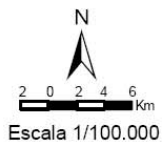
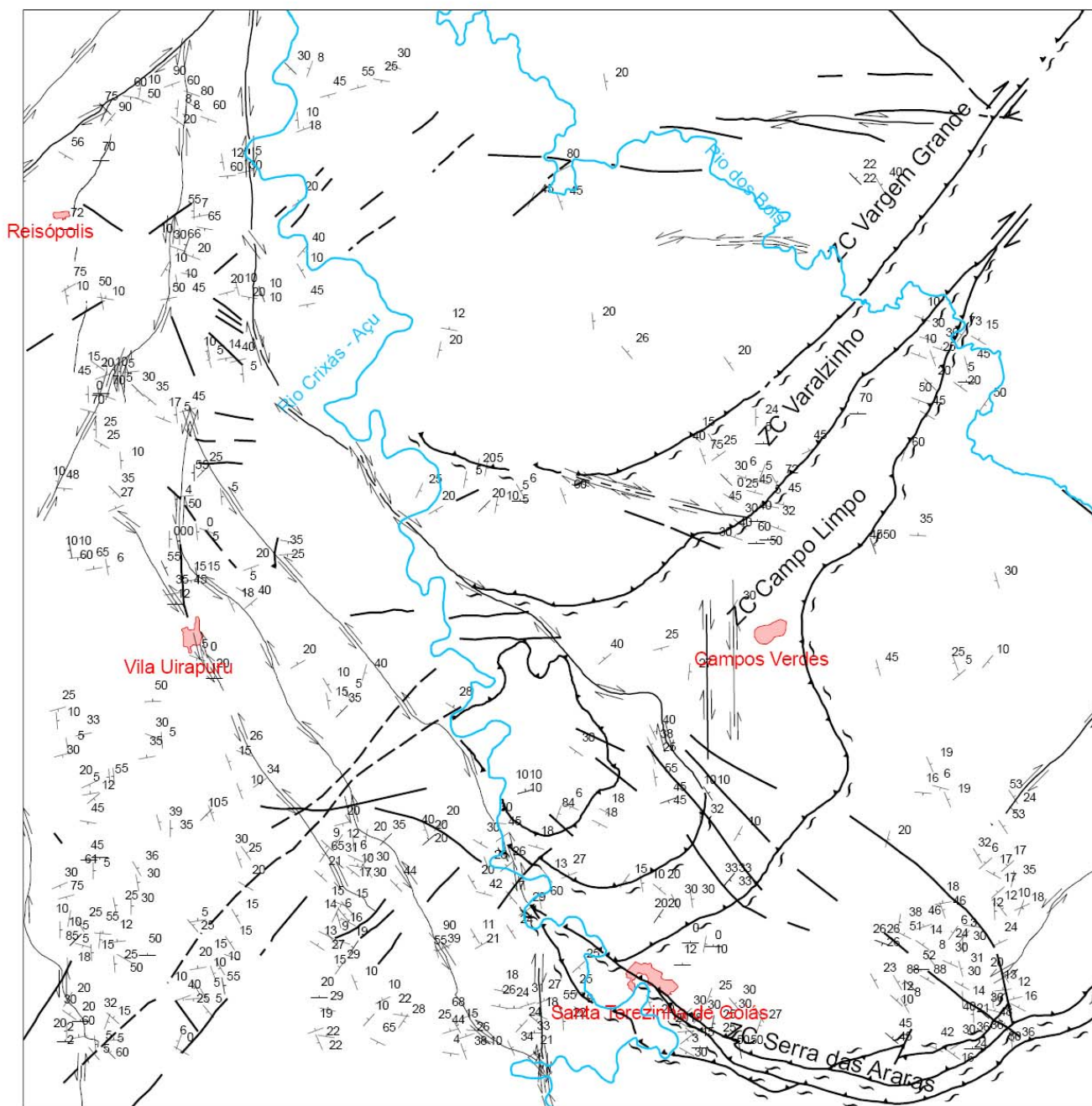
A configuração estrutural da região de Santa Terezinha de Goiás é bastante complexa. A estruturação é dominada por uma série de escamas de empurrão limitadas pelas zonas de cisalhamento Serra das Araras, Varalzinho, Campo Limpo e outras relacionadas ao sistema transcorrente da falha Rio dos Bois. O conjunto de zonas de cisalhamento compressionais apresenta forma côncava, onde o *trend* estrutural passa da direção NW para EW e NE, acompanhando a concavidade do sistema de cavalgamentos. O transporte tectônico principal é considerado de NW para SE, durante a deformação brasileira. (Dantas *et al.* 2007). A descrição da geologia estrutural aqui adotada segue a definida nos trabalhos realizados durante o projeto PRONAGEO da cooperação entre a Universidade de Brasília e a CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

As escamas tectônicas entre as zonas de cisalhamento são constituídas pelas diferentes unidades do Arco Magmático de Goiás, compreendendo as rochas da suíte plutônica e as rochas supracrustais. As escamas tectônicas são bem diversificadas nas suas características estruturais como foliação, dobras e lineações, sendo os domínios estruturais bem diferenciados. O sistema de *nappes* envolve rotação rígida dos elementos estruturais e fluxo dúctil, o que gerou rotação dos eixos de dobras e lineações na frente de empurrão.

As principais feições estruturais aqui descritas estão na [Figura 3.16](#).

A zona de cisalhamento Serra das Araras é caracterizada por feição curvilínea com direção NE-SW passando para EW perto de Santa Terezinha de Goiás e se ramificando para a direção NW-SE em direção à Serra da Bocaina e encurvando para N perto de Reisópolis. Lineações paralelas o sentido de mergulho da foliação milonítica mostram que a rampa frontal corresponde à curvatura mais ao sul da zona.

As escamas de empurrão entre as zonas de cisalhamento possuem foliações na direção NE-SW com mergulho suave para NW e lineação de estiramento com caimento NW-SE com os indicadores cinemáticos, indicando movimento de massa com topo para sudeste. Os principais indicadores são fenocristais de feldspatos nos granitóides, que são sintectônicos às Zonas de cisalhamento e aos porfiroblastos de granada ([Figura 3.17](#)).



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
 DIOGO DE SORDI
 Orientador: Augusto C. B. Pires
 Co-orientadores: Reinhardt A. Fuck
 Elton L. Dantas

Figura 3.16 – Mapa estrutural da região de Santa Terezinha de Goiás.



Figura 3.17 – Lineação de estiramento em Granada-clorita-quartzo xisto e feldspato estirados na direção NW-SE e granada rotacionada no sentido destral e de carácter sin-tectônico.

Estruturas orientadas no trend EW passando para NE, nas proximidades de Santa Terezinha de Goiás, são cortadas por zonas de cisalhamento verticais NS sinistrais e NE-SW destrais com foliação orientada na direção NE-SW com caimento para NW e SE em alto ângulo e duas lineações de estiramento com direções NS e NW. No centro da área, lineações de interseção são encontradas no encurvamento da foliação da direção EW para NE, geradas pelo aumento da deformação cisalhante na parte frontal da rampa de empurrão.

O sistema de empurrões que se prolonga para leste da Serra das Araras indica rampas laterais de direção NE com associação a transcorrências com cinemática sinistral. As relações com o sistema transcorreste indicam que o metamorfismo parece ser fácies xisto verde, mas o indicadores cinemáticos incluindo *micafish* de muscovita e clorita e sigmóides de quartzo mostram a possibilidade de ter ocorrido retrometamorfismo regional tardio ao sistema de *nappes*.

O sistema de zonas de cisalhamento da Serra das Araras na rampa frontal, com trend EW, bifurca-se ramificando para trend NW em direção à serra da Bocaina e as zonas de cisalhamento possuem comportamento de rampa lateral com cinemática destral.

As dobras presentes nesse domínio são predominantemente isoclinais recumbentes, por vezes transpostas, passando para intrafoliais sem raiz, com plano axial horizontal (figura 3.18). Porém, quando o trend das *nappes* muda de NW para NE, os

eixos de dobras são rotacionados na mesma direção, formando dobras em leque e inclinadas, chegando à transposição nas zonas de cisalhamento transcorrentes.



Figura 3.18 – a) Dobra em bengala em biotita gnaisse com caimento de eixo de 5°NE e vergência para SE. b) Dobra com eixo sub-horizontal e vergência para sudeste em biotita gnaisse no rio Crixás-Açu, 8 km a sudoeste de Santa Terezinha de Goiás.

A zona de cisalhamento Campo Limpo (figura 3.15), entre os ortognaisses e rochas das seqüências de Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa, é caracterizada por foliações de baixo ângulo com trend encurvado na direção EW para NE e transporte topo para SE. No sudoeste, a Zona de cisalhamento tem caráter frontal e a nordeste a zona possui caráter de rampa lateral sinistral.

A Zona de cisalhamento Varalzinho fortemente encurvada separa as supracrustais da seqüência Santa Terezinha de Goiás de ortognaisses no norte até o centro da área, com trend mudando de EW para NE. Na parte meridional, a estruturação é caracterizada por rampa frontal com transporte topo para sudeste, a nordeste a zona de cisalhamento tem movimentação NE-SW dextral e a oeste com direção NS apresenta movimentação em rampa oblíqua a lateral sinistral.

As zonas de cisalhamento Campo Limpo e Varalzinho limitam duas feições estruturais muito importantes na região, pois controlam as mineralizações de esmeralda: a sinforme Rio do Peixe e o domo de Serra de Santa Cruz.

A sinforme Rio do Peixe (Biondi 1990, Hasui *et al.* 1998, D'el Rey Silva e Barros Neto 2002) é uma estrutura regional com caimento para norte, formada pela compressão de duas zonas de cisalhamento de direção NS, com cinemática sinistral no flanco oeste e dextral no leste. A presença de dobras em bainha com eixos na direção NW é comum e marcada pelo paralelismo entre a lineação de estiramento e os eixos de

dobras de direção EW e NW, além da curvatura das camadas de rochas ultramáficas e magnetita xistos.

Os gnaisses do domo de Serra de Santa Cruz são afetados por duas fases coaxiais de dobras isoclinais recumbentes, achatadas e afetadas por clivagem de crenulação extensional associada ao soerguimento do domo, segundo eixo principal NW-SE. Os gnaisses parecem estar em contato tectônico, determinado por cisalhamento extensional (Barros Neto 2000, D'el-Rey Silva e Barros Neto 2002).

A Zona de Cisalhamento Vargem Grande ao norte da área separa ortognaisses da suíte plutônica do Arco e uma pequena porção de rochas supracrustais da Sequência de Santa Terezinha de Goiás.

No norte da área mapeada ocorrem zonas de cisalhamento transcorrentes de direção EW e a noroeste, próximo a Reisópolis, com direção NE-SW e movimentação dextral. Estes sistemas transcorrentes tardios parecem serem influenciados pelo Lineamento Transbrasiliano com direção N35E, assim como transcorrências ao leste com direção E-W com movimentação que pode ser dextral e sinistral. Nesse domínio estrutural, a clivagem de crenulação tem direção NE evoluindo de clivagem espaçada, que ocorre dobras abertas com eixos sub-horizontalizados e trunca zonas de cisalhamento transcorrentes NS.

A Zona de Cisalhamento Mandinópolis, ao sul da área mapeada, separa os terrenos granito-greenstone belts arqueanos da sequência Santa Terezinha de Goiás e representa rampas laterais dextrais, de direção NNW-SSE e passa para rampa frontal. Os xistos feldspáticos na Sequência Santa Terezinha de Goiás apresentam lineação de estiramento, e indicadores cinemáticos sugerem movimento de massa topo para sudeste, enquanto na rampa frontal a lineação de estiramento tem direção EW dominante. O bloco arqueano serviu de anteparo para a propagação das *nappes* de NW para SE, desviando o fluxo deformacional para a direção EW (Dantas *et al.* 2007). As estruturas são cortadas por zonas verticalizadas tardias, de direção NS e caráter sinistral e direção NE-SW dextrais, onde predominam paragêneses metamórficas relacionadas a retrometamorfismo para fácies xisto verde, indicado por clorita, epidoto, muscovita e granada tardi a pós-tectônica.

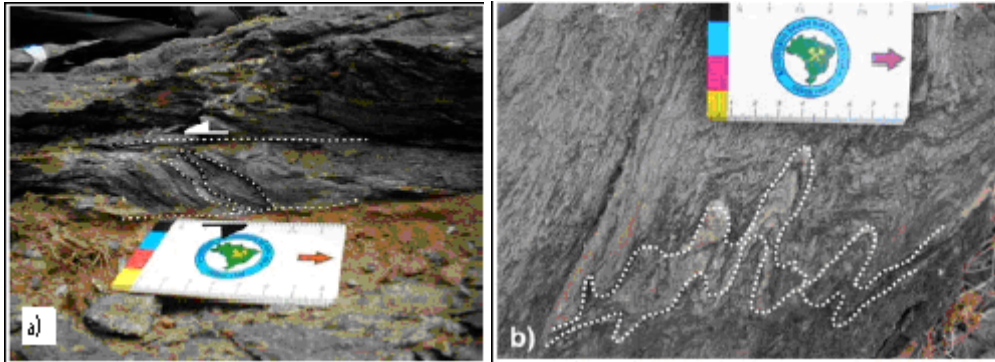


Figura 3.18 a) Foliação milonítica S-C, indicando movimentação com topo para SE. b) Crenulação com direção E-W.



Figura 3.19. - Dobra aberta em anfíbolito com linha de charneira de atitude $10^{\circ}/025^{\circ}$, rio Crixás-Açu, 1,6 km a noroeste de Santa Terezinha de Goiás.

As paragêneses minerais relacionadas aos sistemas de empurrão na região atestam condições de temperatura correspondentes ao fácies anfíbolito durante a milonitização, com a presença de cianita, granada, estauroлита estirada e rotacionada durante o cisalhamento. Contudo, cianita também cresce de maneira estática relacionada aos processos hidrotermais tardios (Dantas *et al.* 2007). Em muitas zonas de cisalhamento, observa-se retrometamorfismo em fácies xisto verde baixo, testemunhado pela cristalização de clorita e presença de cloritóide. Os milonitos sin-empurrão formados em condições de fácies anfíbolito, são dobrados, transpostos e deformados em condições de fácies xisto verde nas zonas transcorrentes. A presença de milonitos de alta e baixa temperatura sugere reativação e reaquecimento nas zonas de cisalhamento.

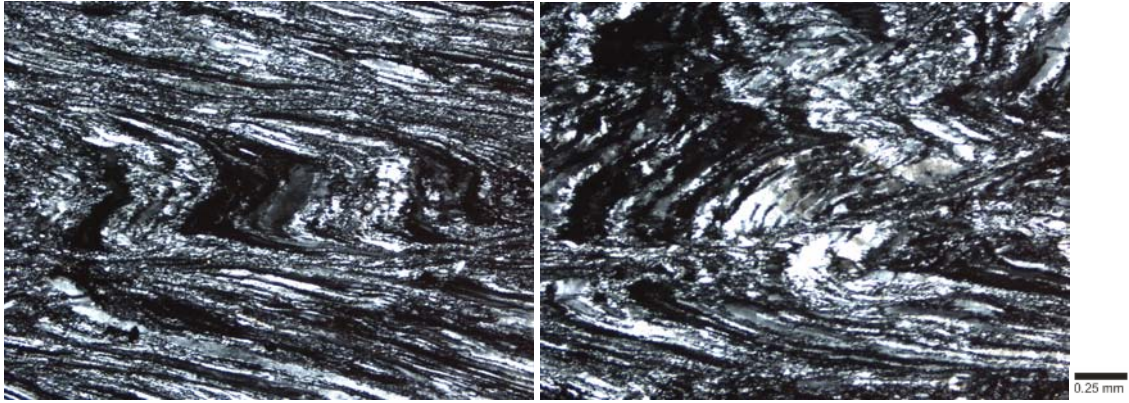


Figura 3.20 – **Fotomicrografias de ultramilonito da zona de cisalhamento Varalzinho;** a) apresentando dobras intrafoliais, indicando intensa transposição de dobras na zona de cisalhamento e alta intensidade de deformação. Predomina processo de recristalização de quartzo. b) Após o processo de dobramento ocorreu abertura com duas direções preferenciais: uma perpendicular e outra formando ângulo com a foliação. Granulação muito fina e presença rara de cristais de granada.

4. AEROGEOFÍSICA

4.1. MAGNETOMETRIA



A magnetometria mede pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre, e assim, as rochas que possuem magnetismos variáveis, distribuídas na crosta terrestre, acima da superfície de Curie. É um método potencial, sendo assim não tem a necessidade de ser excitado. Aferindo a susceptibilidade magnética presente em alguns minerais, sendo os principais minerais com alta susceptibilidade magnética, a magnetita, ilmenita e pirrotita, pode-se calcular o campo magnético de uma superfície isolada, utilizando a seguinte expressão:

$$CMA = CM - (CME + CGM) \quad \text{Equação 4.1}$$

CMA - Campo magnético anômalo (<1%)

CM - Campo medido

CME – Campo magnético Externo (Diurnal – fontes externas ao planeta)

CGM – Campo geomagnético - IGRF (99%)

O Campo magnético anômalo apresenta um caráter dipolar e seu campo de medidas físicas é o campo magnético calculado nas variações da intensidade ou de suas componentes (x, y, z). Sua unidade de medida é nanoTesla.

O campo geomagnético recebe sua maior influência da contribuição do núcleo da Terra, mas como esse não é útil ao mapeamento, pelo fato de apresentar valores de fontes muito profundas e precisa-se retirar sua influência subtraindo o IGRF - International Geomagnetic Reference Field, que são modelos matemáticos que conseguem estimar o valor dessa parte do campo. O campo magnético do planeta, originado no interior da terra, pode ser decomposto em um somatório de movimentos harmônicos esféricos.

A teoria do dínamo implica na transformação de energia gerada do movimento de fluidos em energia do campo magnético, na qual as fontes de energia originam e mantêm esse movimento, talvez pela precessão do núcleo (Pacca & Ernesto 1979).

O campo magnético terrestre provavelmente tem sua origem relacionada na relação do núcleo interno da terra (Fé e Ni-sólido), imerso no núcleo externo (Fe e elementos leves-liquido). Os movimentos desses núcleos são iniciados a partir de oscilação de íons livres do núcleo externo que geram correntes elétricas responsáveis pela produção de um campo eletromagnético.

A magnetização das rochas está relacionada à presença de minerais magnéticos presentes nestas, podendo ser causadas por uma magnetização induzida ou remanescente. A magnetização induzida se dá quando as rochas são submetidas a um campo magnético externo, sendo variável com a quantidade de seus minerais magnéticos. A magnetização remanescente está relacionada ao resfriamento de rochas ígneas a baixo da temperatura de Curie e transformações de várias naturezas que alteram o estado da rocha durante sua história geológica.

Os materiais podem se magnetizar (M) na presença de um campo magnético externo, sendo que campos de baixa amplitude magnética, a magnetização induzida é proporcional a magnitude (H) e a susceptibilidade magnética (χ) e ainda, paralela em direção ao campo externo:

$$M = \chi H \quad \text{Equação 4.2}$$

A susceptibilidade é considerada adimensional em ambos os sistemas, porém difere na magnitude por 4π . O campo magnético está associado ao movimento de cargas elétricas gerando atração ou repulsão. Os materiais que apresentam uma susceptibilidade magnética muito fraca e em sentido oposto ao campo externo são os diamagnéticos, os materiais com atração fraca são os paramagnéticos e os materiais com forte atração são denominados ferromagnéticos (Blakely 1996).

4.2. GAMAESPECTOMETRIA

A radiação gama (γ) é detectada na superfície terrestre e resulta da desintegração de elementos radioativos. A desintegração é decorrente da instabilidade do núcleo do átomo radioativo que libera energia pela emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama (γ).

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração natural do potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th) que estão presentes na composição da

maioria das rochas em superfície. Entretanto somente podem ser detectadas até aproximadamente 40 cm de profundidade.

A contagem total de radiação é obtida pela medida de todos os raios gama dentro da janela energética de 0,41-2,81 MeV, estabelecida para a contagem total. Cada elemento possui uma janela onde as suas energias estão centradas: O potássio monitora os raios gama com valor de energia de 1,46 MeV pelo 40K. Os isótopos ^{238}U e ^{232}Th não emitem radiação gama, porém seus isótopos decorrentes do decaimento radioativo (^{214}Bi e ^{208}Tl) emitem raios gama com energias centradas em 1,76 e 2,61 MeV, respectivamente (Blum 1999).

As emissões de radiação gama são influenciadas por diversos fatores, sendo sua medição prejudicada pela umidade, cobertura vegetal e intemperismo, que afetam não medidas por mobilização química e física. O relevo também pode influenciar as aferições devido a lixiviação dos materiais que podem ser misturados, confundindo a interpretação.

4.3. Conceitos teóricos da aquisição, pré-processamento e processamento

As características de aquisição e pré-processamento foram obtidos dos relatórios confeccionados pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S.A., responsável pelo levantamento utilizado neste trabalho, que tem como referência base os padrões definidos pela IAEA – International Atomic Energy Agency e outros materiais referentes aos levantamentos aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos. Em geral, o arranjo teórico comentado a seguir é muito semelhante aos levantamentos aerogeofísicos atuais, porém as características dos equipamentos, aeronaves e região, como topografia e a própria geologia, são diferentes.

Apesar de ser baseada no aerolevanteamento que forneceu dados para esta dissertação, a teoria da aquisição pode servir de exemplo para a compreensão de outros aerolevanteamentos.

4.3.1 Conceitos teóricos da aquisição

Antes de detalhar a metodologia aplicada na aquisição e processamento, é necessário conhecer as características das aeronaves, dos equipamentos e aparelhos utilizados. A aeronave PR-FAS por ser uma aeronave Cessna Caravan, que possui asa

alta e um monomotor de 675 HP, tem a possibilidade de voar com uma velocidade aproximada de 260 km/h, ou seja, uma velocidade mais lenta que a aeronave PT-WQT, que é um Cessna Titan 404 de asa baixa, bimotor com 375 HP (cada) e voa a aproximadamente 302 km/h. Essas diferenças foram fundamentais na junção das linhas no pré-processamento no levantamento da área do Arco de Mara Rosa. O contrato previamente estabelecido com a CPRM solicitava 10 amostras de magnetometria por segundo e 1 gamaespectrométrica por segundo. O magnetômetro do PR-FAS realiza uma amostra a cada 7,2m e o PT-WQT a cada 8,4m; já o gamaespectrometro realiza uma leitura a cada 72m e 84m, respectivamente. Para resolver esse problema é necessário realizar uma linha de interposição entre as aeronaves.

O aeromagnetômetro utilizado foi de vapor de césio da marca e modelo Scintrex CS-2, com resolução de 0,001nT instalado na cauda (stringer). O gamaespectrômetro utilizado era da marca Exploranium GR-820 de 256 canais espectrais com o volume dos cinco cristais detectores de NaI (Iodeto de Sódio) de 2.560 pol³ (*down*) e 512 pol³ (*up*); nesse caso, foram usados três cristais detectores – sendo dois de 1024 polegadas cúbicas cada e um de 512 - totalizando 2560 polegadas cúbicas de detectores voltadas para baixo (*downward looking*) e dois cristais de 256 polegadas cúbicas cada, totalizando 512 polegadas cúbicas voltadas para cima (*upward looking*). O detector (*upward looking*) monitora as radiações decorrentes da influência do radônio na faixa energética do canal do urânio (1,66 a 1,86 MeV).

As leituras são posicionadas com sistema de observação de satélite GPS da marca e modelo Trimble AGGPS 132 de 12 Canais do tipo DGPS com sua correção feita em tempo real o que possibilita precisão melhor do que 10 m. Essas informações são transmitidas ao mesmo tempo ao piloto e operador num *display*, assim, a correção do posicionamento da aeronave na linha programada pode ser feita com maior rapidez. A altitude da aeronave é controlada pelo altímetro do radar, que possui precisão de 5 pés e alcance de 2.500 pés, e pelo barômetro de precisão com alcance semelhante.

Dois magnetômetro terrestres Overhauser do tipo GEM GSM-19 foram instalados no aeroporto de Uruaçu (GO) para controle da variação diurna do campo magnético terrestre ([figura 4.1](#)). Cada um possui sensibilidade de 0,1 nT com medidas do campo magnético total aferidas a cada 3 segundos; a correção é realizada diariamente no pré-processamento de cada vôo pelo geofísico de campo.

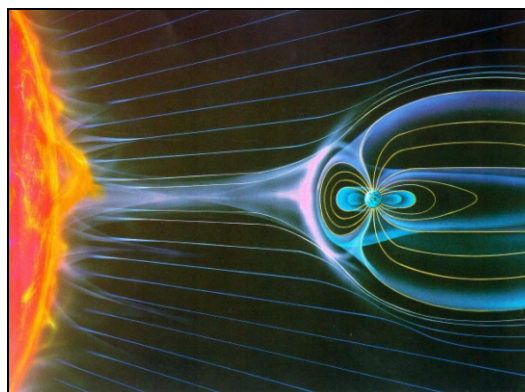


Figura 4.1. - Tempestade magnética e ventos solares interagindo com o campo magnético terrestre (ESA, 2005).

Os vôos são filmados em VHS ou digital para que anomalias e ruídos antrópicos possam ser analisados.

4.3.2. Testes e calibrações

Antes do deslocamento das aeronaves para a região do levantamento, é necessário calibrar os equipamentos em diferentes testes. No sistema detector aerogamaespectrométrico são realizados três etapas. A primeira seria uma estatística com tanques de calibração transportáveis, constituídos por blocos de concreto (*calibration pads*) com resposta radiométrica para os elementos (Figura 4.2) potássio (^{40}K), urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e do *background*, com a finalidade de determinar os coeficientes de espalhamento Compton do sistema detector, realizado no aeroporto de Jacarepaguá. As outras duas calibrações são dinâmicas com a aeronave em vôo. O teste DCR (*dynamic calibration range*), realizado na região de Marica, RJ em uma pista definida pela CPRM, compara os valores coletados a cada 50m por uma equipe que faz o levantamento terrestre com a passagens sucessivas nas alturas de 330, 400, 500, 600, 700 e 800 pés e duas passagens a 330 pés, na lagoa de Maricá no Estado do Rio de Janeiro.

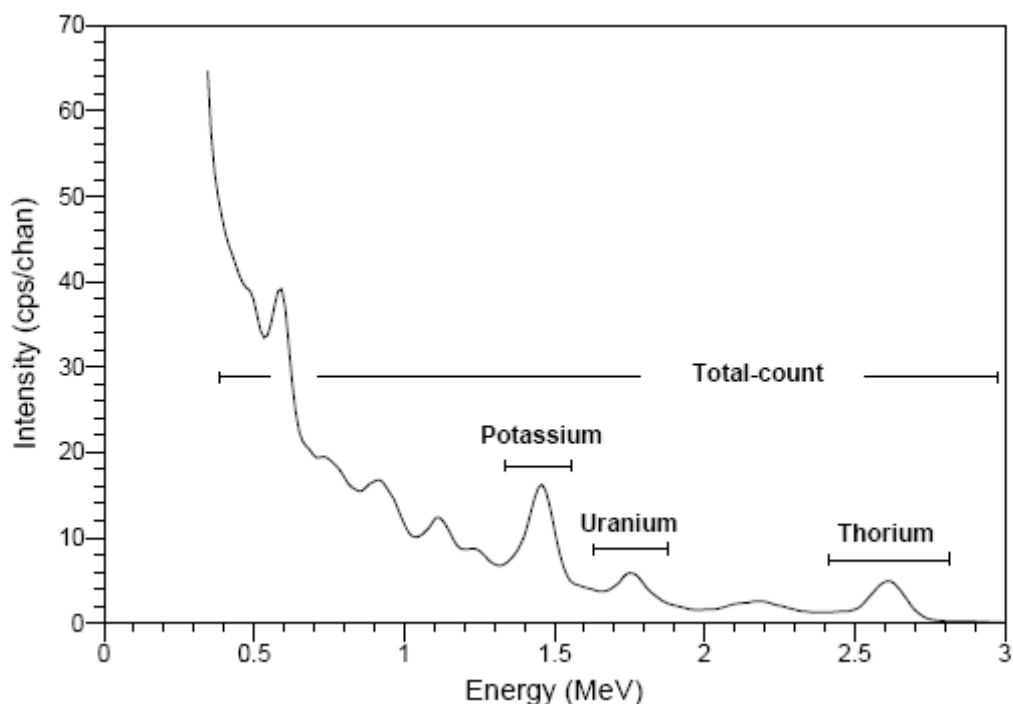


Figura 4.2 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada elemento (I.A.E.A. 2003).

A sensibilidade do sistema gamaespectrométrico é definida como a razão entre a média dos valores aéreos, medidos na altura nominal do levantamento (100 m) - em cps para os canais de contagem total, K, U e Th - e a média dos valores das estações terrestres (em concentração) para os canais de contagem total, K, eU e eTh. As diferentes alturas servem para determinar os coeficientes de atenuação atmosférica (μ) do sistema de detectores da aeronave utilizados para a correção altimétrica.

O segundo teste em vôo que deve ser realizado antes de seguir para área de levantamento é o teste cósmico (*cosmic flight*), que deve ser realizado a uma distancia média de 20km a 30km com várias passagens em diferentes alturas para determinação dos *backgrounds* cósmico e da aeronave (tabela 4.1).

A partir da fórmula da I.A.E.A., 1991, tem-se:

$$N = a + bC, \text{ onde: } \text{Equação 4.3}$$

N é a contagem (em cps) em determinada janela;

a é o background (em cps) da aeronave em determinada janela;

b é a razão entre a contagem em determinada janela e a contagem no canal cósmico;

C é a contagem na janela cósmica;

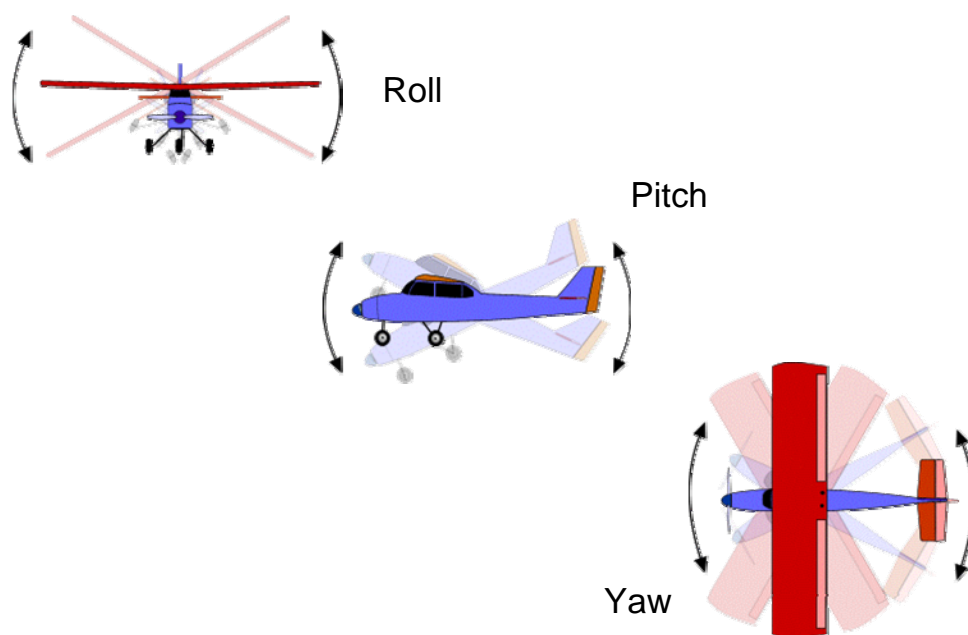
| Altitude (pés) | Cósmico (cps) | U (cps) | K (cps) | Th (cps) | Uup (cps) | CT (cps) |
|----------------|---------------|---------|---------|----------|-----------|----------|
| 2000 | 165,8 | 7,1 | 26,7 | 6,8 | 1,6 | 207,0 |
| 3500 | 195,4 | 8,4 | 28,0 | 7,6 | 1,8 | 233,8 |
| 5500 | 248,7 | 10,4 | 30,5 | 9,9 | 2,3 | 276,1 |
| 7500 | 324,2 | 12,8 | 33,8 | 12,5 | 2,7 | 334,1 |
| 9000 | 397,3 | 15,2 | 37,5 | 15,6 | 3,4 | 393,1 |
| 10500 | 492,1 | 18,6 | 41,2 | 19,0 | 3,8 | 467,3 |
| 11500 | 568,7 | 21,1 | 44,1 | 22,2 | 4,6 | 529,7 |
| 12500 | 653,8 | 24,5 | 47,9 | 25,8 | 5,2 | 600,5 |
| 13500 | 756,3 | 28,2 | 52,5 | 29,8 | 5,9 | 679,0 |
| 14500 | 872,7 | 31,8 | 55,9 | 34,1 | 6,6 | 752,6 |

| Coefficiente | C. Total | K | U | Th | U up |
|----------------|----------|--------|--------|--------|--------|
| <i>a</i> (cps) | 81,38 | 20,118 | 1,4667 | 0,0607 | 0,4437 |
| <i>b</i> | 0,7828 | 0,0421 | 0,035 | 0,0391 | 0,0072 |

Tabela 4.1. - Exemplo do teste de vôo cósmico realizado pela aeronave PR-FAZ (Lasa, 2004).

Na região do aerolevanteamento, ainda anterior a produção das linhas, é necessário calibrar o radar altímetro da aeronave com um teste que consiste em passagens com diferentes alturas entre 200 pés a 800 pés, variando a cada 100 pés sobre uma base de altitude conhecida, comparando com as leituras do barômetro.

No local do aerolevanteamento são necessários alguns testes iniciais, como o teste de Compensação Magnética Dinâmica (FOM- Figure of Merit), que consiste em eliminar os ruídos no campo magnético induzido pelo movimento da aeronave. Esse ruído é proveniente da complexa assinatura magnética tridimensional da plataforma que, com a mudança de atitude em relação ao vetor campo magnética terrestre, altera a intensidade deste (LASA, 2004). A compensação é feita realizando três tipos de manobras denominadas de Roll, Pitch e Yaw (figura 4.3.) nas quatro direções de vôo. O magnetômetro *fluxgate* instalado no *stringer* mede a junção dos três eixos com o *background* do campo magnético local. Os valores são processados com método de regressão a fim de determinar os coeficientes de compensação do sistema. O sistema FASDAS realiza a compensação direta, armazenando os valores coletados nas manobras e corrigindo automaticamente, o que livra o campo magnético de interferências causadas por essas manobras. No teste as manobras são realizadas em um ângulo médio de 10° por 30 segundos cada e o resultado do teste calculado pelo geofísico não deve ultrapassar 5 nT para os doze registros (tabela 4.2.). Vale lembrar que é necessária a orientação do sensor de cauda que diverge sua posição devido as diferenças do campo magnético terrestre na região estudada.



| VÔO No. 009 | DATA: 06.10.2004 | | BASE: URUAÇU (GO) – PT-WQT | | |
|-------------|------------------|------------|----------------------------|----------|-------------|
| LINHA | AZIMUTE | PITCH (nT) | ROLL (nT) | YAW (nT) | TOTAL (nT) |
| N | 360° | 0,04 | 0,14 | 0,07 | 0,25 |
| E | 90° | 0,04 | 0,12 | 0,09 | 0,25 |
| S | 180° | 0,07 | 0,07 | 0,02 | 0,16 |
| W | 270° | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,26 |
| Somatório | | | | | 0,92 |

Tabela 4.2 e Figura 4.3 – relação das manobras realizadas no teste e tabela de calculo do teste de compensação magnética dinâmica realizado no dia 06/10/2004 pela aeronave PT-WQT (Lasa, 2004).

Os valores magnéticos coletados possuem um atraso na recepção do sinal, pois o sensor se encontra no *stringer* e o sistema que armazena os dados está no interior da aeronave, o que gera um atraso muito pequeno; às vezes esse valor é ínfimo como foi o caso desse levantamento, sendo assim, o erro de paralaxe não foi observado nos dados radiométricos, não sendo então necessário, sua correção.

Diariamente são realizados testes em solo e no vôo. Os testes de amostras radiométricas no solo são para verificar o funcionamento do sistema gamaespectométrico e para isso utiliza-se amostras de mão dos elementos Potássio, Urânio, Tório e Background. O avião deve sempre estar estacionado no mesmo local e o teste deve ser realizado antes e após o vôo (figura 4.4).

Os testes diários em vôo são os de repetibilidade radioativa (*low level*) e de *background (high level)*. O *low level* afere se o sistema está corretamente ajustado em repetibilidade e consistência das medidas. Em uma linha de extensão mínima de 5 km são realizados perfis na altura de 100 m antes e depois das linhas de produção. O *high*

level é realizado a uma altura de 2500 pés acima da altura do local; tem a finalidade de calibrar os detectores gamaespectrométricos *upward*, ou seja, que estão voltados para cima, em relação às medidas normais. O *background* é o cálculo do valor de radônio já que a essa altura não é possível captar radiação proveniente do solo.



Figura 4.4 – teste de amostras sendo realizado em solo, no interior de uma aeronave (Navajo) da empresa Fugro/Lasa antes de um voo de produção.

4.3.3. Pré-processamento de campo e correções

Ao término de cada jornada de produção, as informações coletadas eram submetidas ao processamento preliminar, conforme roteiro descrito abaixo.

O arquivo, em formato de acordo com o sistema de aquisição da aeronave, chega do voo e o operador entrega ao geofísico de campo os dados do magnetômetro terrestre e da aeronave; no caso da empresa do levantamento em referência, utiliza-se o sistema FASDAS, que é corrigido, transformado para o formato .gdb, que é trabalhado no Oasis montaj ([GEOSOFT](#)). Esse pré-processamento preliminar consiste nas seguintes etapas:

As linhas e canais são separados e interpolados. As linhas são recortadas nos limites da área e são avaliadas por um controle de qualidade padrão, definido pelo contratante, em relação ao deslocamento lateral, altura de voo, velocidade da aeronave, ruído dos sensores magnéticos e variação diurna da influência do campo magnético gerado pelo sol. O deslocamento lateral foi definido com o desvio máximo da linha de

vô programada de 150 m em 1000 m, a altura não deveria passar de 15 m em um intervalo de 1000 m, a velocidade da aeronave PR-FAS não poderia ultrapassar os 80 m/s e o PT-WQT não poderia ter sua velocidade maior que 85 m/s. O ruído dos sensores aeromagnéticos deve ficar abaixo de 0,5 nT e a variação diurna do campo magnético solar não deve ultrapassar 5nT em 1 minuto. A verificação do nível de ruído e “spikes” é feita por meio da aplicação de um filtro passa-alta nos dados magnéticos compensados com um comprimento de 5,5 segundos e um filtro de 4ª diferença.

Esses padrões são característicos dos levantamentos requisitados pela CPRM mas não necessariamente os mesmos deixam de ser observados; o relevo, na maioria das vezes acidentado, pode gerar situações em que manter esses padrões se torna praticamente impossível.

Além desses controles, o geofísico de campo deve observar se ocorrem diariamente erros no sistema, tais como a perda localizada de algum canal como velocidade, radar altímetro e outros. As verificações estatísticas - na forma de perfis e gráficos dos valores adquiridos de radiação, magnetismo e localização (radar, barômetro e gps) - são fundamentais para a verificação de falhas no sistema.

Diariamente os testes realizados no solo e no vô são processados. Todos são distribuídos em tabelas comparativas para melhor visualização para caso de haver algum problema no sistema de aquisição.

4.3.4. Pré-processamento no escritório

Além de supervisionar e revisar as etapas anteriores, os geofísicos no escritório central são responsáveis por realizar as correções finais, aplicações de filtros, confecção de relatório e mapas preliminares. A correção de “tempo morto” consiste na divisão das contagens dos canais radiométricos pelo valor do *livetime* registrado pelo aparelho, o que normaliza os valores brutos dos canais da contagem total, potássio, urânio, tório e urânio *upward* para contagens por segundo.

Filtros são aplicados nos dados que foram afetados por variações de alta frequência - sejam eles dados do radar altímetro, do canal de radiação cósmica e do canal de urânio up - utilizado no cálculo da influência do radônio nas medições realizadas. Dependendo do comportamento dos dados, podem-se aplicar filtros não lineares para remoção de *spikes* nos dados e a compensação de variações abruptas do

radar altímetro; a filtragem do tipo passa-baixa reduz o erro estatístico nos dados da radiação cósmica e suaviza o comportamento do radônio.

O nivelamento do canal do campo magnético consiste em ajustar as linhas de controle com base na média das diferenças (ou diferença de 1ª ordem) com as linhas de vôo. Esse procedimento assume que tais diferenças estão distribuídas de forma aleatória, de forma que um trend de no máximo 1ª ordem define o desnível entre as linhas de vôo e controle.

4.4. Processamento

O processamento levou em consideração uma abordagem regional com geração das imagens aerogeofísicas em escala 1:100.000. As mesmas foram fundamentais no mapeamento, na interpretação e na integração para que se pudesse alcançar diferentes níveis de visualização e extrair a maior quantidade de informações. A qualidade do processamento pode influenciar a interpretação dos produtos, pois as feições estruturais ou as diferenças litológicas podem ser mascaradas em um produto de baixa qualidade.

A avaliação visual dos parâmetros do aerolevante, como espaçamentos entre as linhas de produção, altura do vôo e perfis dos dados, é fundamental para escolher o melhor tratamento a ser aplicado.

Foi realizado um controle adicional para encontrar picos muito discrepantes na qualidade dos dados a partir do teste da quarta diferença, que consiste em atribuir locais corretos para os valores dos números de diferença constante e os números de diferença excedente são colocados no resultado $\frac{1}{2}$ elemento abaixo da posição atual e esses são substituídos por valores de um ponto de uma linha de vôo pela diferença entre o segundo ponto anterior e o segundo posterior ao ponto em questão.

A análise dos dados mostrou algumas anomalias de alta frequência, assim como valores espúrios nas junções das linhas de produção e na avaliação dos dados gamaespectométricos, mas que foram mantidos por possuírem significado geológico. Os dados radiométricos dos canais de contagem total, K, Th e U mostraram algumas concentrações negativas devido a não efetiva correção atmosférica e/ou calibração dos instrumentos. A solução encontrada foi adicionar aos dados o menor valor negativo mais 0,01 para que não existissem valores ≤ 0 .

As correções procuraram aproximar os valores das médias dos radioelementos com os conteúdos desses elementos em relação a crosta terrestre (2-2.5% K; 2-3 ppm U e 8-12 ppm Th) (I.A.E.A. 2003).

O tamanho de **célula unitária** das malhas foi definido como $\frac{1}{4}$ do espaçamento das linhas de vô, evitando a perda de informação e do efeito de *aliasing* com aparecimento de frequências altas sem solução nas frequências baixas. A frequência mais alta que pode ser recuperada pela amostragem é a frequência de Nyquist, cujo comprimento de onda é exatamente duas vezes a distância entre observações sucessivas (Davis, 1986).

O espectro de potência (figura 4.5) possibilitou a identificação de três grupos de fontes magnéticas: profundidades muito rasas, de aproximadamente 0,3km, grupo menos raso entre 0,7 a 1km e fontes intermediárias com profundidade entre 1,5 e 1,7km.

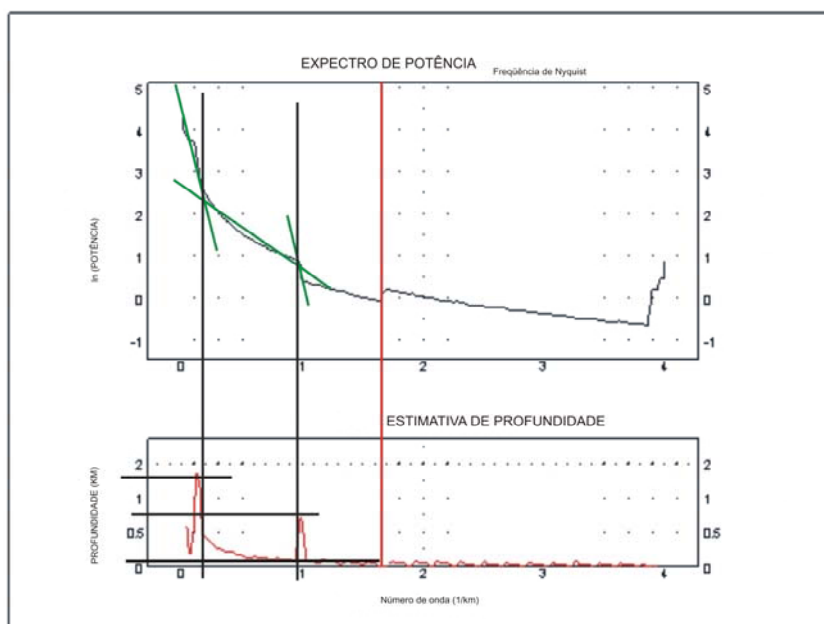


Figura 4.5 - Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área estudada.

Para um tamanho de célula de 125 metros, o **método de interpolação** que melhor se apresentou para os dados gamaespectométricos foi o da mínima curvatura. Para os dados magnetométricos os métodos bi-direcional e krigagem são os mais adequados, sendo o primeiro escolhido pela velocidade de processamento. Essa verificação foi a partir de análise visual e dos perfis das linhas, a qual demonstrou os valores que mais se aproximam do perfil dos dados brutos. Os dados gamaespectométricos foram interpolados com uma tolerância de 500m e interação de linhas até 1000m.

A mínima curvatura utiliza *splines* bi-dimensionais para mensurar os dados na direção das linhas de produção em uma malha regular, gerando uma superfície suavizada com os valores o mais próximo possível do original (GEOSOFT 1995).

O método bi-direcional se baseia na interpolação na direção das linhas de vôo, pelo método *splines* cúbicos em um intervalo igual ao do espaçamento da célula, e aplicação de um filtro passa-baixa para remover os picos e falseamento. Posteriormente a interpolação é perpendicular, na direção das linhas de controle, o que cria nós.

Devido o procedimento de aquisição ser de forma anisotrópica (superamostragem em direções paralelas), mesmo realizando todas as correções do pré-processamento, que inclui o nivelamento, normalmente isso ainda podem não ser suficientes para a remoção de erros de diversas origens que aparecem nos mapas, como anomalias elipsoidais alongadas na direção das linhas de vôo. Para reduzir o efeito desses erros, foi realizado o **micronivelamento** proposto por Blum (1999), com base em Minty (1991). A rotina consiste em i) aplicar um filtro passa-alta (PA) em uma malha A na direção perpendicular à linha de vôo, salvando o resultado em uma malha B; ii) aplicar um filtro passa-baixa (PB) na malha B, na direção da linha de vôo, salvando na malha C; iii) e para a malha final subtrai-se da malha A a malha C. Os valores dos filtros passa-alta e passa-baixa são adquiridos pelas seguintes fórmulas :

$$PA= 1a2 \times LC/TC \qquad PB= 1a4 \times LV/TC \qquad \text{Equação 4.4 e 4.5}$$

LC = Linha de controle = 5 km

LV = Linha de Vôo (produção) = 0,5 km

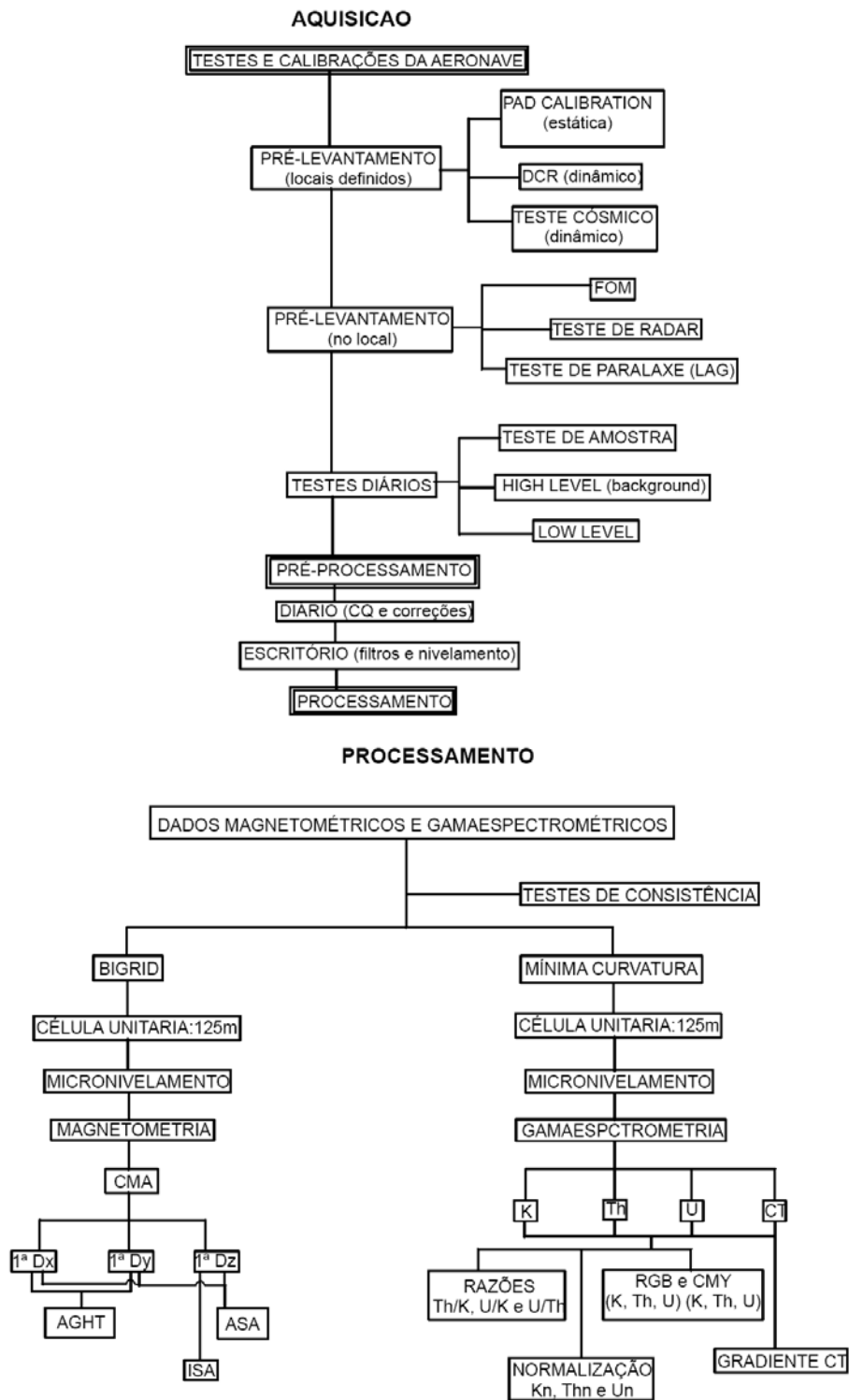
TC = Tamanho da célula = 0,125 km

Depois de várias combinações o procedimento que teve o melhor resultado foi de 56 passagens do filtro PA e 32 passagens do filtro PB.

O valor base do IGRF foi calculado na altitude média da região do levantamento (500 m), referido ao ano de 2000 e atualizado para a data de 13/09/2004 (2004,70). A média do campo magnético da área foi de 23.827,70 nT.

No processamento, interpretação e integração dos dados aerogeofísicos, utilizou-se o programa Oásis Montaj 5.1.8 e 6.4 da GEOSOFT (1995/2005) com rotinas desenvolvidas no Laboratório de Geofísica Aplicada-LGA/UnB e técnicas de aquisição

e pré-processamento desenvolvidas pelo corpo técnico da empresa LASA Engenharia e Prospecções S.A. Na interpretação foram utilizados os programas ARCGIS 9.0, Corel draw 12, Eudepth 2D 1.0 (G.R.J. Cooper 2001), Surfer 8.0. As etapas de aquisição e processamento estão discriminadas no fluxograma abaixo.



4.4.1. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS E PRODUTOS

Com a finalidade de melhorar a visualização das anomalias e realçar mudanças bruscas das propriedades físicas das unidades geológicas, foram gerados novos produtos a partir dos gradientes horizontais e vertical do CMA.

As derivadas verticais são calculadas com a convolução de filtros, com frequência de resposta

$$\left[\frac{1}{N(u^2 - v^2)^{1/2}} \right]^n \quad \text{Equação 4.6}$$

n = ordem de derivada

Os sinais de menores comprimentos de onda (maiores frequências) podem ser ampliados em relação aos maiores comprimentos de onda (menores frequências).

Os filtros utilizados para as derivadas horizontais realçam as componentes horizontais e as fontes das anomalias.

As transformações para geração dos produtos podem ser realizadas no domínio do comprimento de onda, realizada pela Transformada Rápida de Fourier ou no domínio do espaço.

O Campo Magnético Anômalo (CMA) (Figura 4.6.) apresenta as anomalias sempre como duas respostas, seja um alto e um baixo. Esse caráter dipolar dificulta a sua interpretação, mas mesmo assim auxilia na interpretação da estruturação geral da área em estudo.

Amplitude do Sinal analítico (ASA) - A imagem da Amplitude do Sinal Analítico apresentam uma assinatura localizada das fontes magnéticas realçando as bordas em corpos largos e o centro em corpos estreitos, independente das direções magnéticas da fonte e do campo magnético da Terra (Blum *et al.* 1999). Pode ser facilmente derivada de três gradientes ortogonais do campo magnético (Roest, 1992) como na expressão:

$$[A(x,y)] = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad \text{Equação 4.7}$$

Além de posicionar as fontes em sua máxima amplitude, pode melhor representar os contatos, como observamos na [Figura 4.7](#).

Inclinação do Sinal Analítico (ISA) - Marca o comportamento espacial do vetor do sinal analítico no plano vertical que contém a resultante de sua componente horizontal ([Blakely 1996](#)). É uma estimativa do mergulho da fonte causadora e conseqüentemente o contraste localizado de diferentes susceptibilidades ([Blum et al. 1999](#)), ou seja, o ângulo formado entre os quocientes resultantes da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal. O ângulo pode ser definido pela seguinte fórmula:

$$\varnothing = \arctan \left[\frac{\frac{\partial G}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad \text{Equação 4.8}$$

Onde, $\frac{\partial G}{\partial z}$ é a derivada vertical e $\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}$ é a amplitude do gradiente horizontal total.

As imagens ISA são eficientes para mostrar as feições lineares do relevo magnético ([Figura 4.10](#))

Derivada vertical (Dz) - Transformando o campo magnético anômalo linearmente por meio de derivada, a primeira da componente vertical z em anomalia magnética realça as altas frequências do sinal analítico. Consiste em estimar a taxa de variação do campo magnético anômalo a medida que se distância ou se aproxima verticalmente da fonte causadora ([Blakely 1996](#)).

O realce das altas frequências pode fornecer informações sobre os contatos, descontinuidades e lineamentos ([Figura 4.9](#)).

Amplitude de Gradiente Horizontal Total (AGHT) - A Amplitude do Gradiente Horizontal Total revela os picos, em uma análise pontual, que estão acima dos limites das fontes causadoras de anomalias, o que torna a visualização mais abrangente. Indica mudanças laterais abruptas, distinguindo mudanças litológicas e

estruturais (Figura 4.8). É gerada a partir das derivadas x e y como observados na seguinte fórmula:

$$h(x,y) = \sqrt{\left(\frac{\partial G(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Equação 4.9}$$

Onde G (magnitude) = raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas de um dado campo potencial $Mz(x,y)$.

Imagens Compostas – Combinações entre os produtos transformados linearmente podem fornecer imagens eficientes na análise conjunta de domínios e lineamentos magnéticos como as composições binárias ACISA (ASA cor + ISA cinza) (figura 4.11) e AICSA (ASA cinza + ISA cor) (Figura 4.12).

Deconvolução de Euler (Figura 4.24.) - Técnica utilizada para a interpretação quantitativa em três dimensões de um conjunto de anomalias. Relaciona as derivadas horizontal e vertical com a posição da fonte causadora da anomalia, posicionando-a nas dimensões X,Y e Z em coordenadas definidas. Trata do procedimento integrado da localização das fontes magnéticas por meio da relação de homogeneidade de Euler para campos potenciais (Blakely 1996).

$$\nabla^2 T = \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = 0 \quad \text{Equação 4.10}$$

Sendo T= a função do campo anômalo e para qualquer solução a esta equação de Laplace que suas derivadas primeiras são contínuas e suas derivadas segundas existem é uma função harmônica, assim suas derivadas também. A função do campo magnético (T) é homogênea em grau n se satisfaz a Equação de Euler:

$$\frac{z\partial T}{\partial z} + \frac{z\partial T}{\partial z} + \frac{z\partial T}{\partial z} = nT \quad \text{Equação 4.11}$$

A homogeneidade (índice de atenuação ou estrutural = n) representa a taxa de variação das respostas magnéticas do alvo com a distância entre os pontos. O grau de complexidade ou geometria da fonte magnética definido por Reid 1990 tem como: índice 0 = representa contatos geológicos simples; índice 1 = linhas monopolares, representam diques e falhas; índice 2 = linha de dipolos, representam diques e falhas e índice 3 = fonte 3D, qualquer forma tridimensional bem definida.

Sabemos que os corpos geológicos nem sempre possuem formato regular definido e as anomalias são causadas por diferentes geometrias das fontes, assim, torna-se necessário aplicar todos os índices para que cada fonte tenha sua solução melhor alinhada. O índice 2 foi o que melhor se homogenizou com a área, aplicando uma janela de 7 km e tolerância 15, devido às falhas e zonas de cisalhamento que cortam a região e as faixas de ortognaisses.

O programa EUDEPH, desenvolvido para estimar uma profundidade média das fontes magnéticas, se baseia na idéia de que as camadas estão relacionadas aos corpos causadores de anomalias magnéticas com magnetização uniforme. A distancia entre as fontes, pode apresentar características tanto dipolares como polares (Thompson 1982). Usando janelas de tamanho pequeno o dado é mais confiável, pois usando uma janela maior a probabilidade de agrupar duas ou mais anomalias é maior e o resultado pode ser incorreto (Durrheim & Coopes 1998).

A deconvolução de Euler não produz modelos geológicos através do campo magnético e somente, tentativas de se aplicar em situações geológicas conhecidas (Thompson 1982).

Com base no algoritmo de interpretação 2D de Thompson, Reid *et al.* 1990 utilizou a seguinte equação de homogeneização Euler para interpretações em três dimensões, onde (x0,y0,z0) é a posição da fonte magnética, T o campo total, B o valor residual do campo total e N o grau de homogeneização ou índice estrutural:

$$x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} = N (B - T)$$

Equação 4.12

O programa utiliza índices estruturais um pouco diferente, como mostra a tabela (tabela 4.2) utilizada no próprio programa.

| Índice estrutural | Modelos | Símbolos |
|-------------------|--------------|----------|
| 1.0 | Contato | + |
| 1.5 | Diques finos | x |
| 2.0 | Prisma | i |
| 2.5 | Cilindro | * |
| 3.0 | Esfera | ^ |

Tabela 4.2 – tabela utilizada pelo programa EUDEPH para diferenciar os índices estruturais.

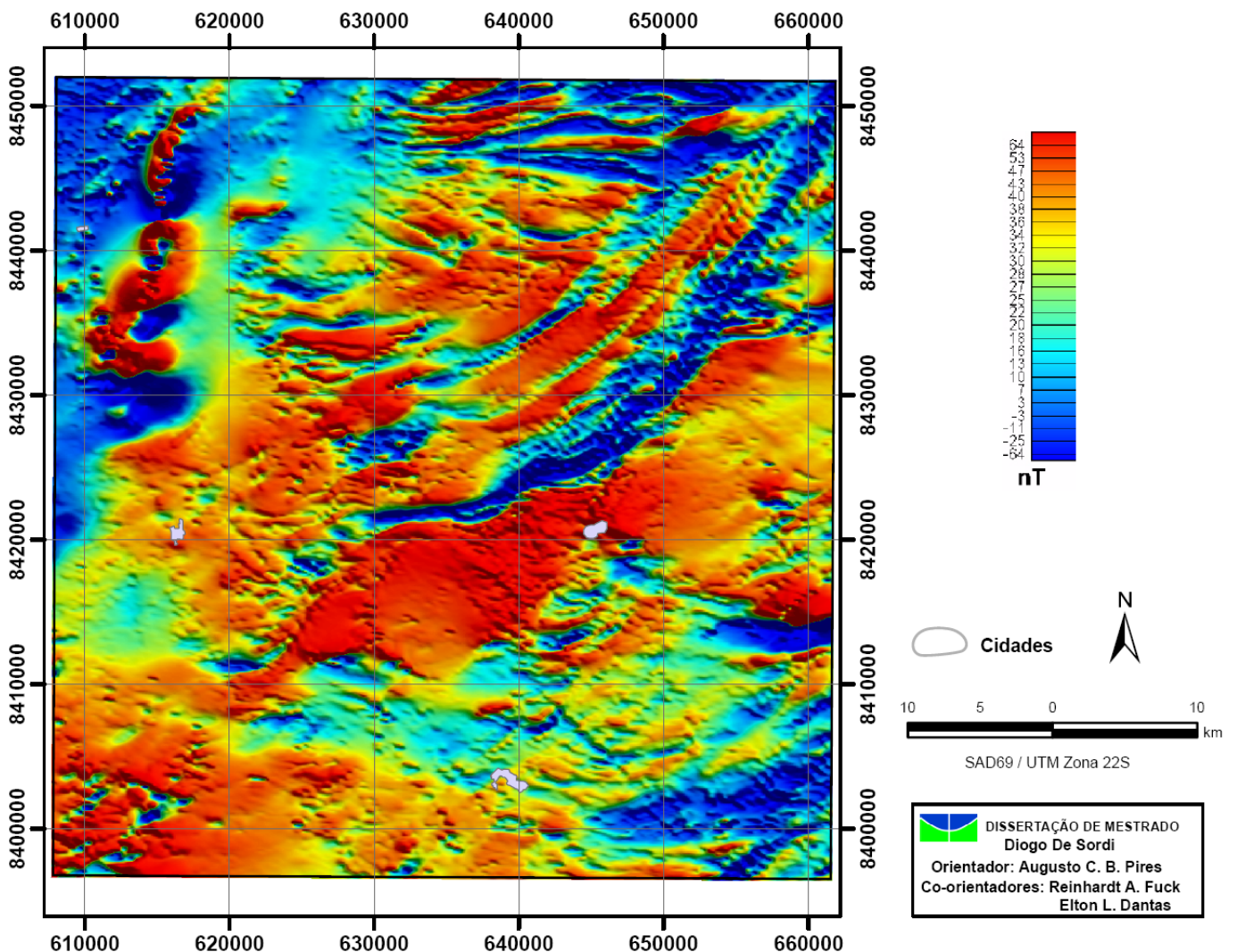


Figura 4.6 – Imagem do Campo magnético anômalo em pseudo-color.

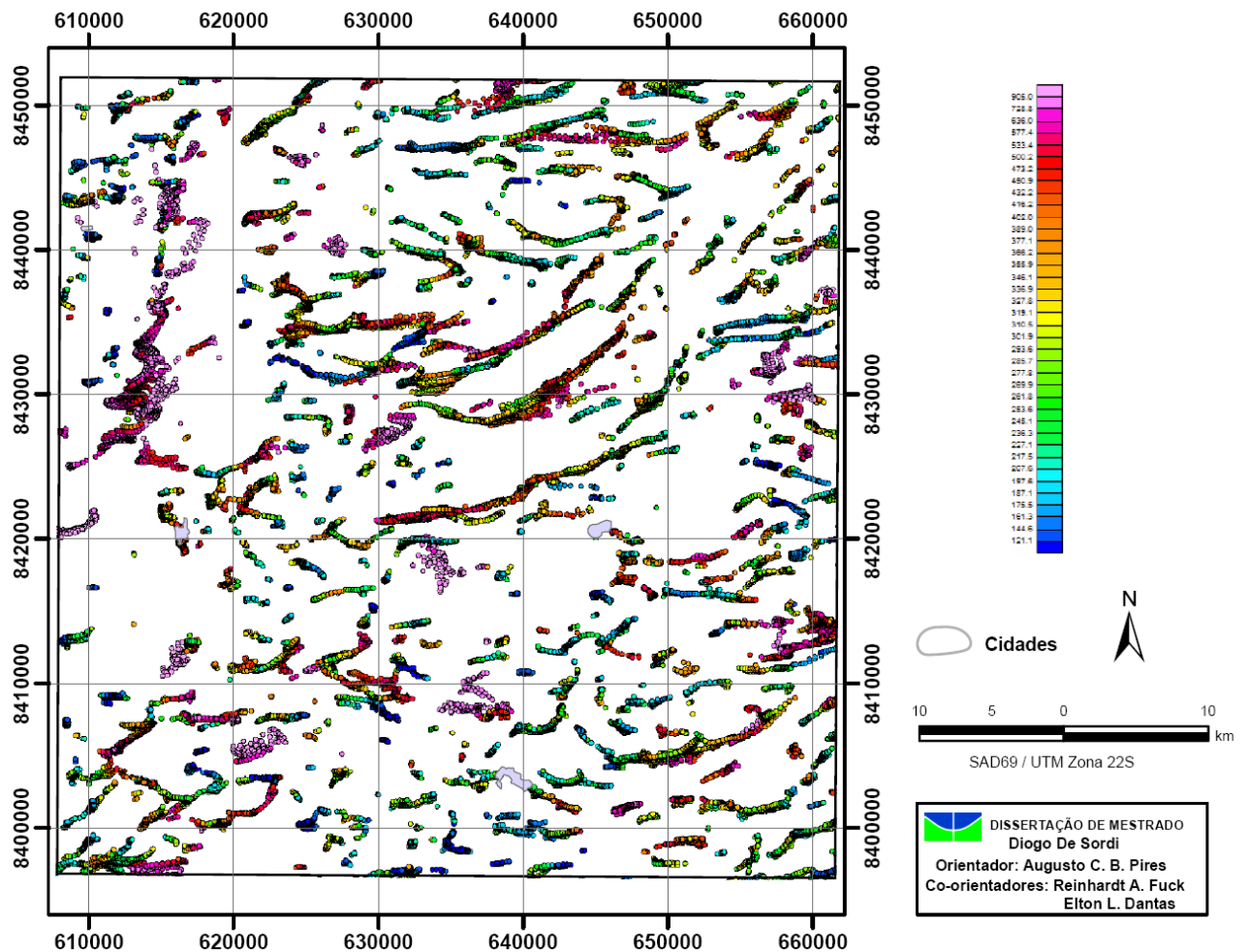


Figura 4.24 – Imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15).

4.4.2 TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS E PRODUTOS

O processamento dos dados gamaespectrométricos inicialmente teve como objetivo delimitar e diferenciar as unidades geológicas no mapeamento e posteriormente serviu para visualizar as rochas ultramáficas.

Quando não é originada pela superfície terrestre, a radiação gama é usualmente encarada como *background* cósmico, que é removido durante a aquisição dos dados.

Nas técnicas de tratamento interpretativo dos dados gamaespectrométricos aéreos estão incluídas as técnicas analíticas qualitativas das imagens individualmente tratadas de K, Th, U e Contagem Total; mapas de razões Th/K, U/Th e U/K; técnicas que utilizam a combinação ternária entre os canais radiométricos utilizando os padrões de cores RGB e CMY e técnica de normalização dos elementos K, Th e U. Estas técnicas serão descritas a seguir:

Contagem Total (figura 4.12): A Contagem total compreende a medida de todos os raios gama de interesse geológico abrangendo todo o espectro. Potássio, urânio e tório são elementos que ocorrem com radioisótopos que produzem raios gama de energia e intensidade suficiente para serem medidas em espectrômetros de raios gama com cada um associado a um pico (Minty 1997).

Gradiente da contagem total (figura 4.13): Este produto realça os limites das anomalias da contagem total. Aplicando filtros de primeira derivada nas direções azimutais 45° e 135°, que são as bissetrizes da direção das linhas de produção (N-S), os ruídos de aquisição são minimizados. Os resultados são positivos e desse modo não é considerado o sentido da derivada e sim a direção, independente se é uma anomalia positiva passando a negativa ou vice versa, sendo marcado a taxa de variação sem sinal.

Canal do Potássio (figura 4.16): Dos três elementos radiométricos considerados, o K é o elemento mais abundante na crosta terrestre e ocorre principalmente em Álcali-feldspatos e micas presentes nas rochas félsicas, principalmente granitóides. Pode ser facilmente lixiviado e transportado.

Canal do Tório (figura 4.14): O Th é o elemento mais inerte dos três radioelementos. Sua concentração quando superior a dos outros radioelementos indica região de maior intemperismo químico. O grande equilíbrio desse elemento faz que ele seja o melhor marcador litológico.

Canal de Urânio (figura 4.15): O U é o elemento de menor concentração. Assim como o tório, ocorre em minerais acessórios. Uraninita é o mineral de urânio mais comum como constituinte maior, ocorrem como inclusões em minerais formadores de rochas ou como grandes grãos em granitos mineralizados e pegmatitos (I.A.E.A 2003). Quando ocorre em ambientes oxidantes é solúvel, formando minerais com óxidos de ferro e carbonatos.

Mapas de Razões Th/K, U/Th e U/K (figura 4.21, 4.22 e 4.23): As razões são muito utilizadas para ressaltar um radioelemento em relação a outro e para criar contraste em regiões onde ocorreram processos de hidrotermalismo. O mapa da razão

Th/K foi usado para separar zonas de alteração potássica de outras anomalias relacionadas aos contatos litológicos, porque o tório não possui o mesmo comportamento do potássio em processos hidrotermais.

Composições em Falsa Cor (figura 4.17): São composições em falsa cor dos canais de potássio, tório e urânio. Para cada radioelemento é atribuído uma cor, nas imagens ternárias RGB: a cor vermelha (R-red) para as rochas ricas em potássio; verde (G-green) para as rochas ricas em tório e azul (B-blue) para as com urânio abundante. Para as imagens ternárias CMY: Os altos teores de potássio, tório e urânio são combinadas com as cores: C-cyan, M-magenta e Y-yellow, respectivamente.

Normalização do dados (figura 4.18, 4.19 e 4.20): Utilizando técnica proposta por [Carvalho *et al.* 2006](#), os dados corrigidos dos canais de K, U e Th foram normalizados para se obter concentrações relativas dos três elementos a partir das seguintes formulas:

$$K_n = \frac{K}{(K + U + Th)}$$

Equação 4.10

$$U_n = \frac{U}{(K + U + Th)}$$

Equação 4.11

$$Th_n = \frac{\frac{Th}{4}}{\frac{(K + U + Th)}{4}}$$

Equação 4.12

Essa técnica pode ser útil para amenizar os efeitos causados pela radiação gama emitida pela vegetação e para que a concentração relativa dos elementos seja convertida a valores que melhor facilitem a interpretação.

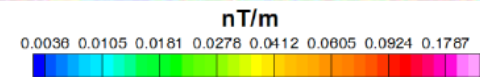
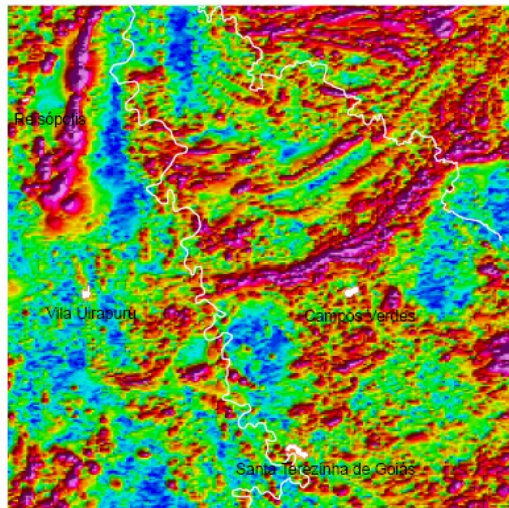


Figura 4.7: Imagem da amplitude do sinal analítico - ASA

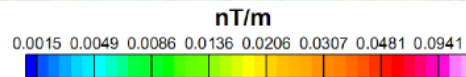
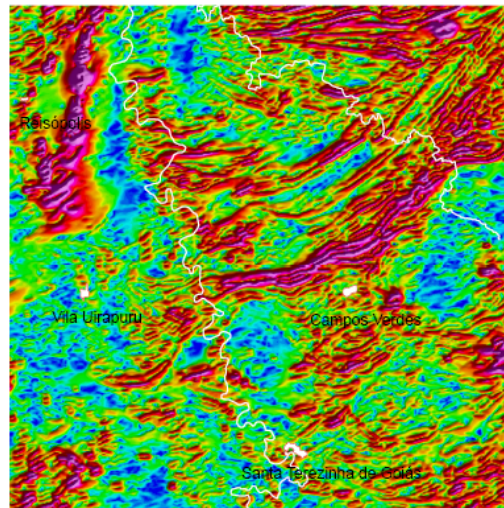


Figura 4.8: Imagem da amplitude do gradiente horizontal total - AGHT

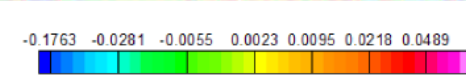
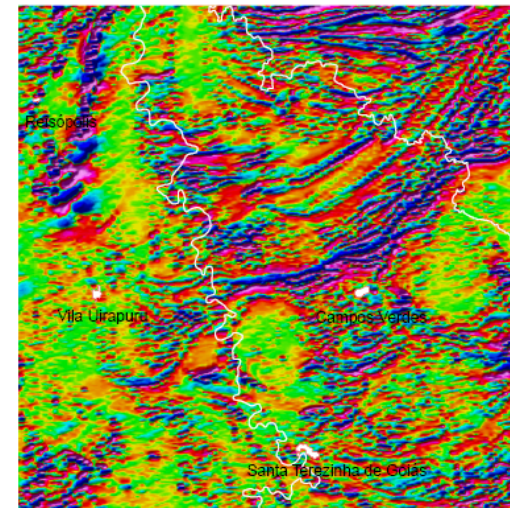


Figura 4.9: Imagem da primeira derivada vertical - 1DV

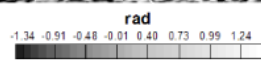
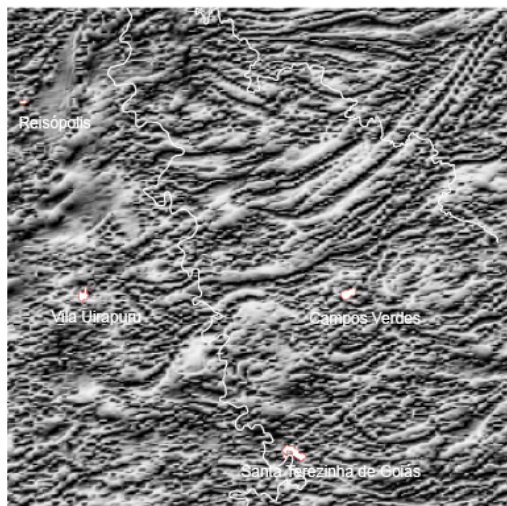


Figura 4.10: Imagem da inclinação do sinal analítico - ISA

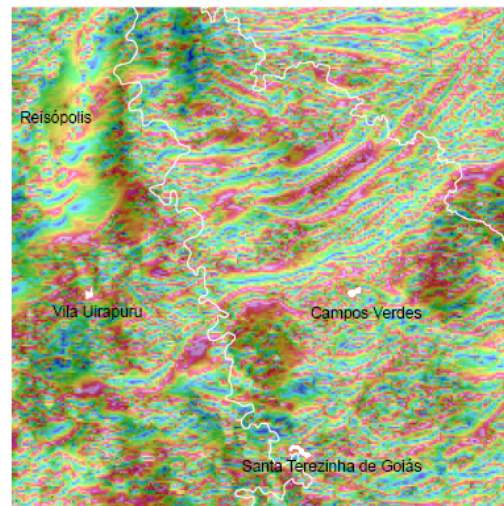
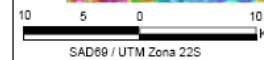
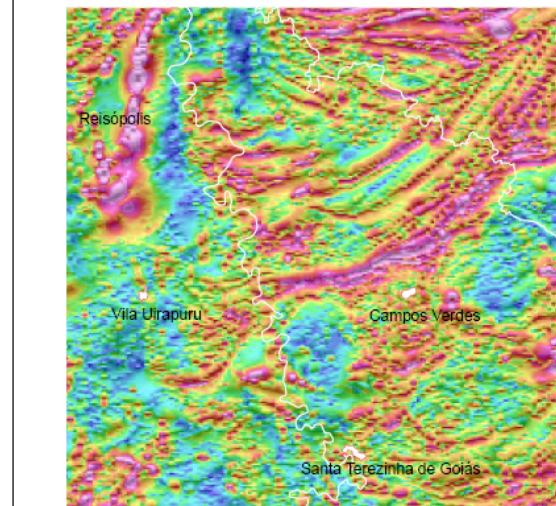


Figura 4.11: Imagem AcISA ASAcolor ISApb



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
 Diogo De Souza
 Orientador: Augusto C. B. Pires
 Co-orientadores: Reinhardt A. Fuok
 Elton L. Dantas

Figura 4.12: Imagem AcISA ASAcolor ASApb

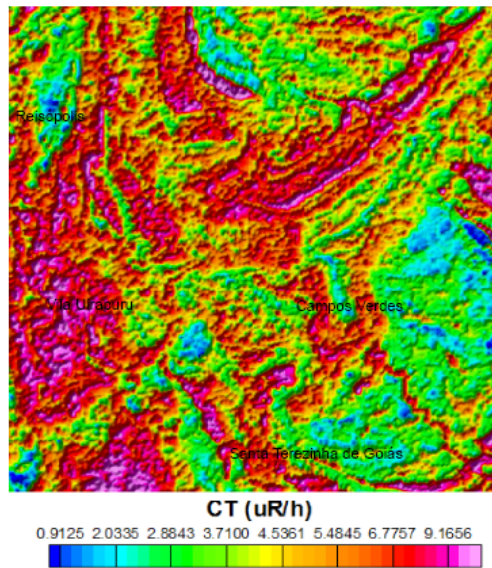


Figura 4.12: Imagem do canal de contagem total - CT

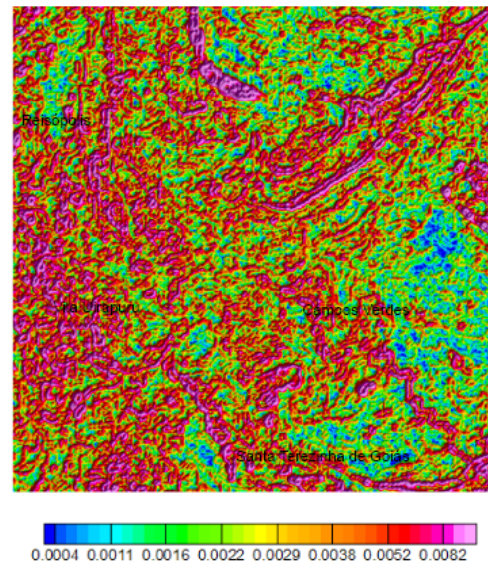


Figura 4.13: Imagem do gradiente de contagem total - GCT

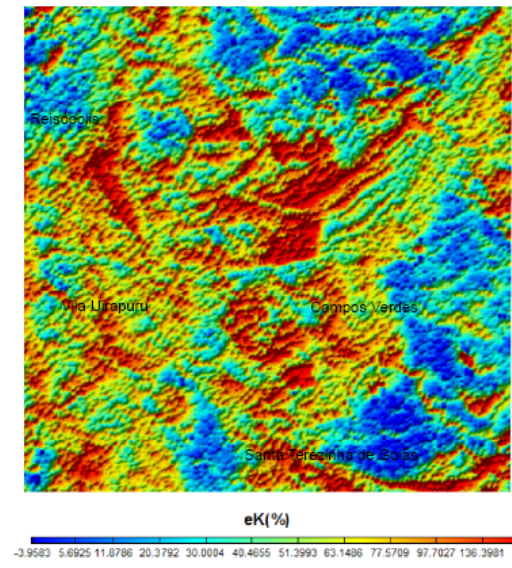


Figura 4.14: Imagem do canal de Torio - Th

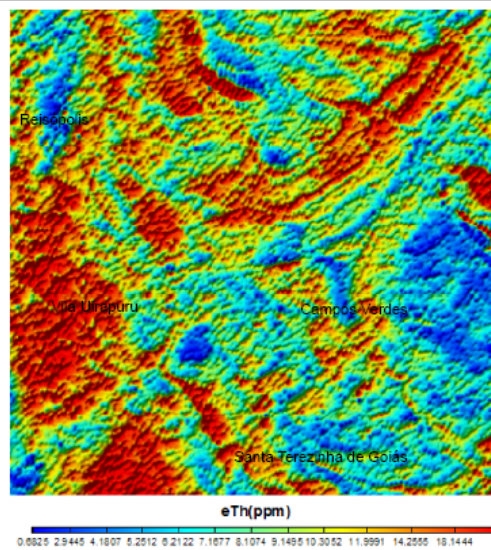


Figura 4.15: Imagem do canal de Urânio - U

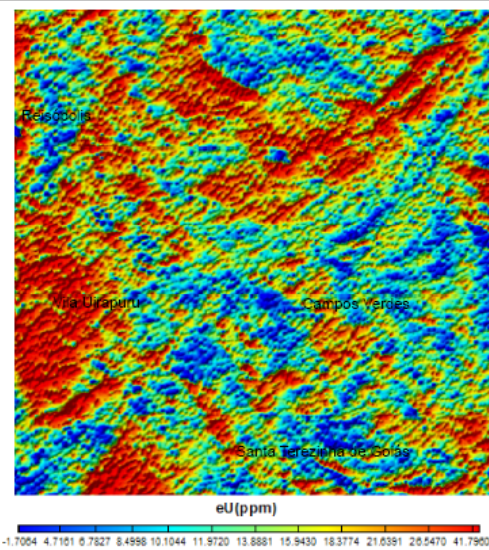


Figura 4.16: Imagem do canal de Potássio - K



Figura 4.17: Imagem da composição ternária RGB (KThU)



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Diogo De Sordi
Orientador: Augusto C. B. Pires
Co-orientadores: Reinhardt A. Fuchs
Elton L. Dantas

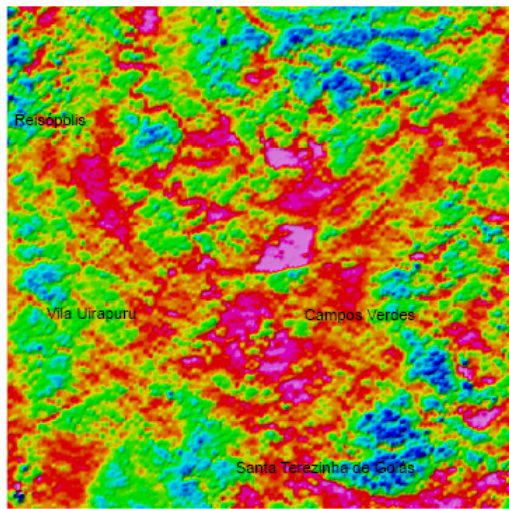


Figura 4.18: Imagem do Potassio Normalizado - Kn

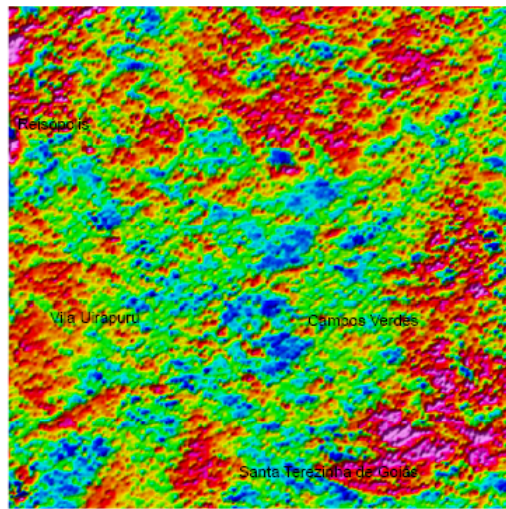


Figura 4.19: Imagem do Urânio Normalizado - U

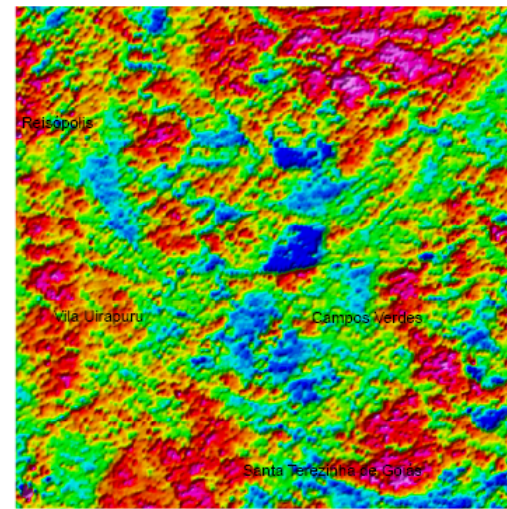


Figura 4.20: Imagem do Torio Normalizado - Th

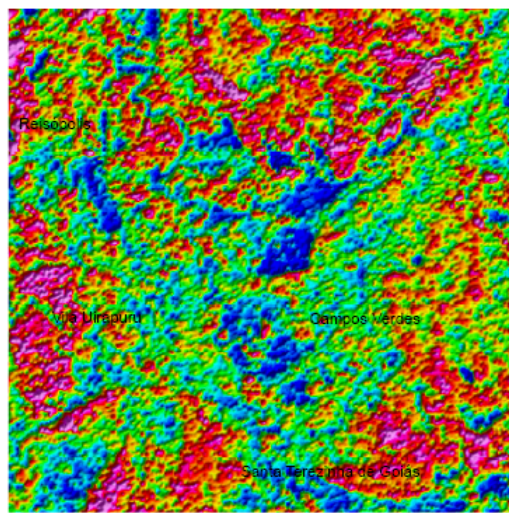


Figura 4.21: Imagem da Razão U/Th

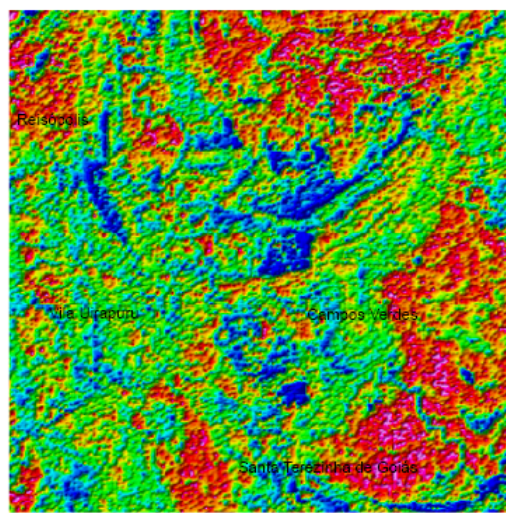


Figura 4.22: Imagem da Razão U/K

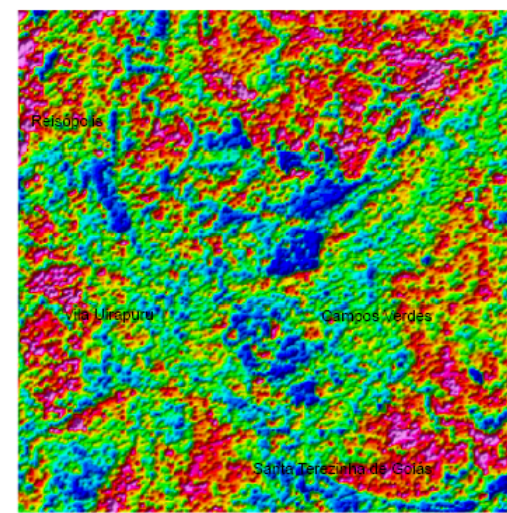


Figura 4.23: Imagem da Razão Th/K



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
 Diogo De Sordi
 Orientador: Augusto C. S. Pires
 Co-orientadores: Reinhardt A. Fuchs
 Eiton L. Dantas

5. INTERPRETAÇÕES E INTEGRAÇÃO



Este capítulo apresenta os domínios e lineamentos magnéticos e gamaespectométricos e outras interpretações visuais extraídas das imagens e perfis produzidos pelo processamento. Estes dados associadas às informações geológicas obtidas em campo permitem elaborar o mapa de unidades geológicas-geofísicas integradas em escala de 1:100.000 buscando mapear e compreender os principais problemas sobre a tectônica que afeta a região de Santa Terezinha de Goiás.

As fontes magnéticas se apresentaram significativamente rasas, sendo verificado pelo espectro de potência e pela forte semelhança dos traçados estruturais entre os produtos magnéticos e gamaespectométricos.

5.1. Interpretações dos dados aerogamaespectométricos

As interpretações gamaespectométricas foram desenvolvidas utilizando todas as imagens radiométricas, com ênfase nas imagens ternárias RGB/CMY e foram classificadas em 22 domínios pela variação da concentração em alta, média e baixa dos rádios elementos K, U e Th (figura 5.2 e 5.12). As mudanças, algumas vezes, são bem abruptas principalmente quando se tratam de contatos entre as supracrustais e as rochas da suíte plutônica que estão dispostos em lascas tectônicas, porém em alguns locais não são bem marcadas, por ocorrer em variações de rochas pertencentes ao mesmo domínio.

Como a região possui relevo muito arrasado, os domínios gamaespectométricos são fundamentais para o mapeamento, visualizando os lineamentos definidos com base na imagem do canal do Tório. Os lineamentos radiométricos (figura 5.1) apresentam a forte estruturação N30E, forma encurvada com concavidade para sul das regiões de empurrão no sul e norte e os lineamentos NW que cortam todas as estruturas e alguns lineamentos menos expressivos na direção EW (figura 5.3).

Os domínios com formato arredondado indicam a presença de plutons da suíte plutônica em toda área, com maior intensidade no centro. Assim como as faixas alongadas, característica das metassedimentares que são mais abundantes no sudeste e nordeste da área.

As rochas menos radioativas estão separadas nos limites leste e sudeste, assim como no norte e noroeste.

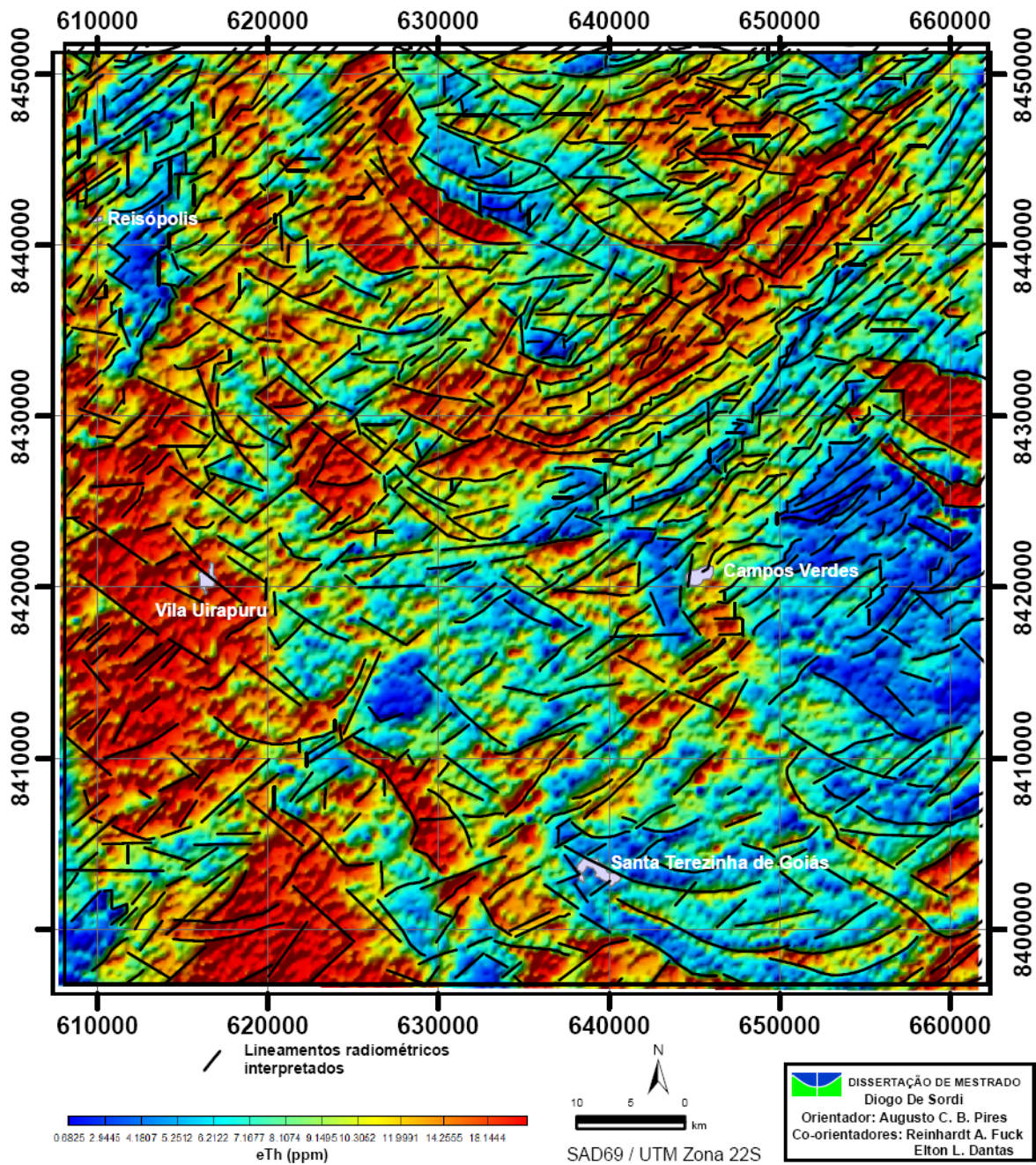
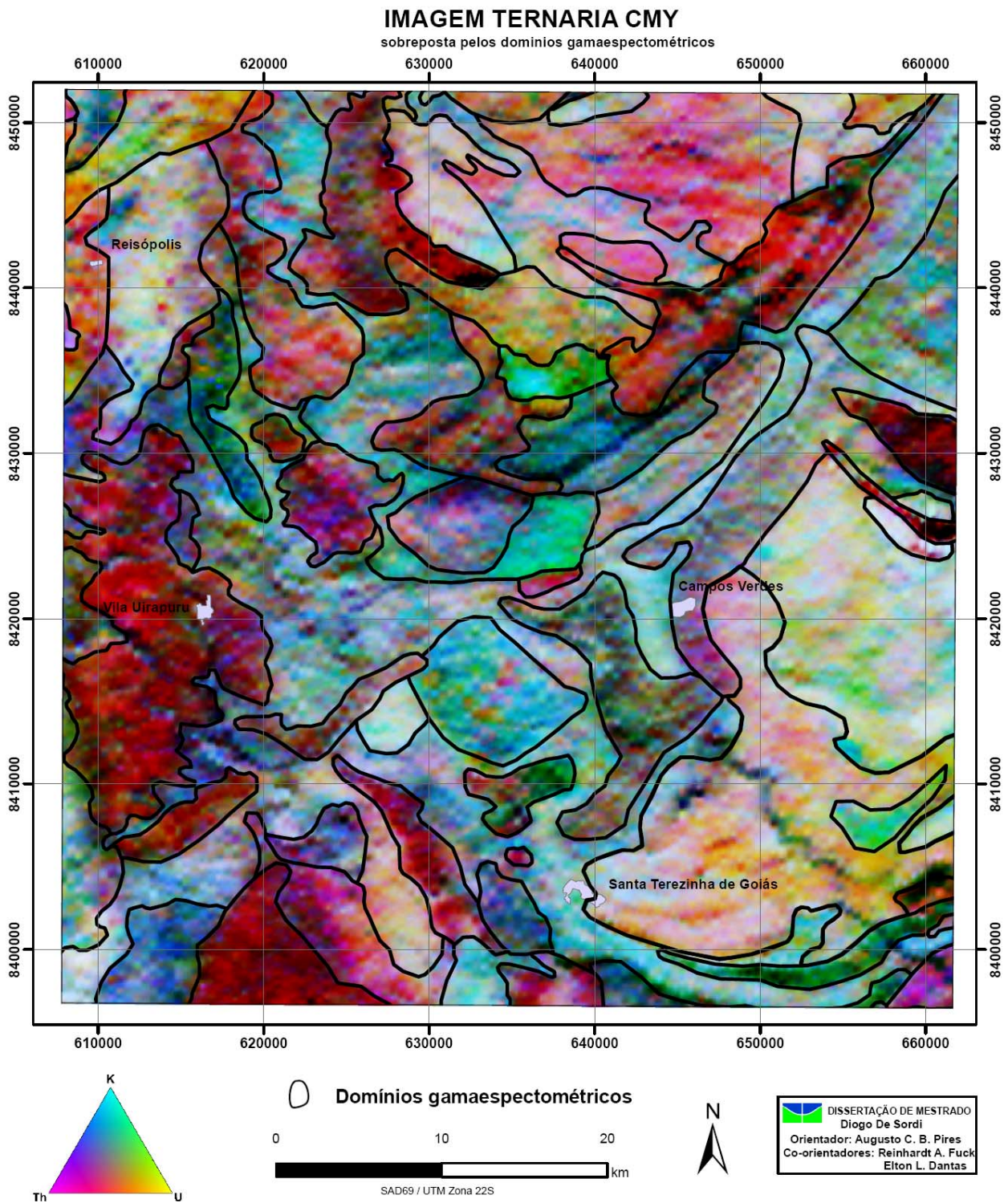


Figura 5. 2 - Mapa de lineamentos gamaespectométricos da imagem de Tório.



Figuras 5.2 – Imagem CMY com domínios gamaespectométricos definidos.

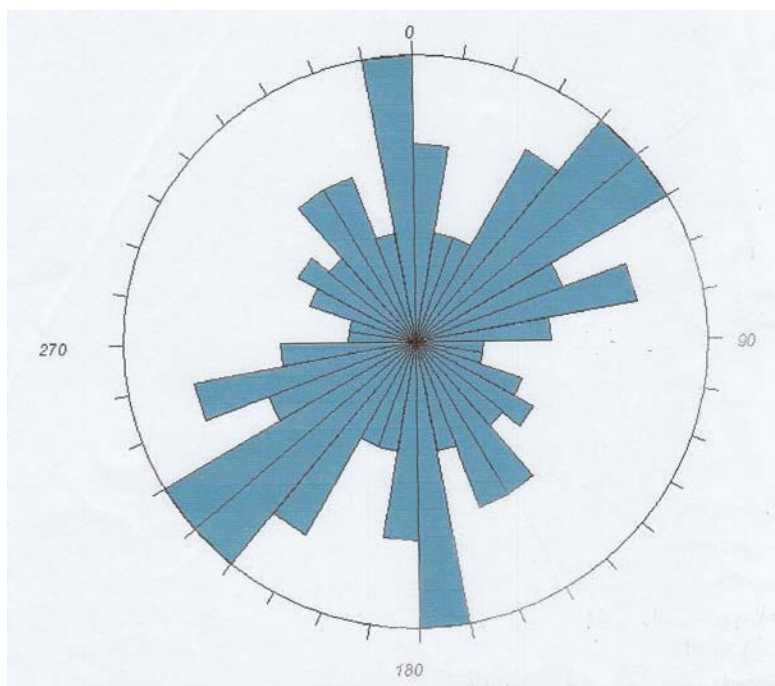


Figura 5.3 – Roseta dos lineamentos, mostrando a forte expressão do transbrasiliano e as principais direções preferenciais da área – NS, EW, NW e N70E.

5.2. Interpretações dos dados aeromagnéticos

Os produtos magnéticos quando visualizados em diversos valores de escala e ângulos ou níveis de profundidade mostram diferentes informações que ajudam a observar novas feições que podem ser fundamentais na compreensão do arcabouço estrutural. Foram selecionados os produtos que mais revelaram estruturas separando-os em domínios e lineamentos magnéticos.

No perfil rebatido ([figura 5.4](#)) já é possível observar algumas grandes estruturas na área. Foram realçados os valores negativos mostrando fortes anomalias em um relevo movimentado no noroeste e sudeste da área com direção NE considerado como interferência dos lineamentos transbrasiliano e ao norte da área um domínio com anomalias alinhadas na direção EW. Ainda observam-se faixas curvas que se estendem do centro da área de estudo até o nordeste, coincidentes as zonas de cisalhamento de Varalzinho, Vargem Grande e uma provável zona de cisalhamento denominada Bocaina, além de anomalias menos expressivas na direção NE em quase toda área.

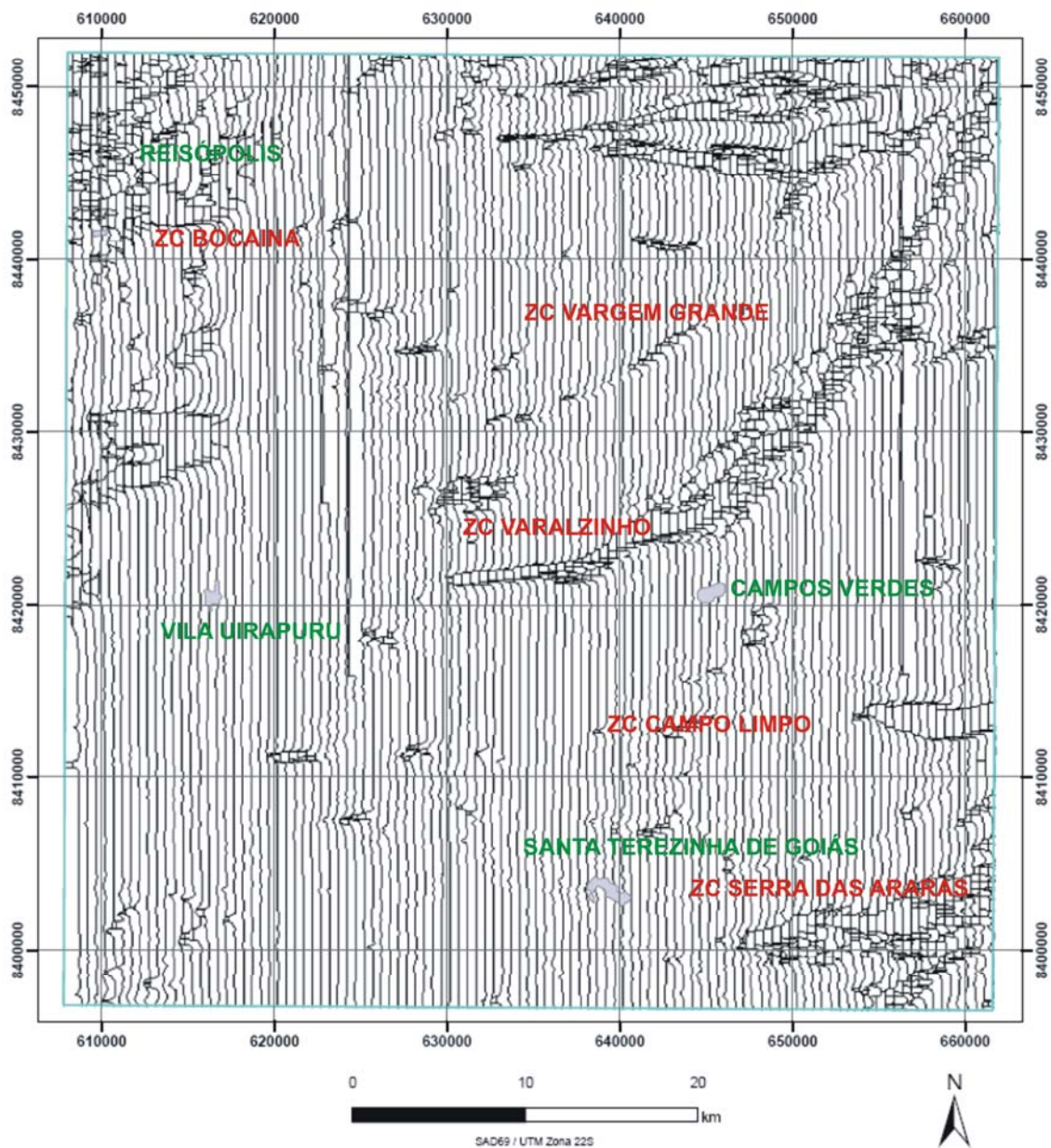


Fig. 5.4 - Perfis rebatidos do Campo Magnético Anômalo da área, mostrando as zonas de cisalhamento realçadas por baixos valores magnéticos.

5.2.1. Domínios magnéticos interpretados

Os produtos derivados do campo magnético anômalo como a imagem da amplitude do sinal analítico (figura 5.6) que indica a melhor localização das anomalias sobre os corpos causativos e apresenta menor distorção pela variação da magnetização; a amplitude do gradiente horizontal total (figura 5.7) que indica mudanças laterais abruptas, distinguindo mudanças litológicas e estruturais baseados no comportamento

das altas frequências e delimitando as bordas das anomalias e a derivada vertical (figura 5.8) mostrando os lineamentos em varias direções que são truncadas ou de forma suave transicionadas, e outros produtos. Foram caracterizados vários domínios magneto-estrutural diferenciados por fatores como amplitude magnética, relevo magnético, comprimento de onda e padrões estruturais e direções preferenciais destas.

O domínio magnético interpretado A entre Reisópolis e Vila Uirapuru apresenta gradientes magnéticos muito altos na ordem de 0,3 nT/m e baixa variação do relevo magnético, sendo uma forte anomalia de grande comprimento de onda (~20km) alinhada na direção NS resultado de estruturas mais profundas.

O DMI-B, no noroeste da área, possui pequenas anomalias com amplitudes e relevo magnético mediano e orientação estrutural na direção NE truncada pelo domínio A. Anomalias alongadas, preferencialmente nas direções EW com amplitudes muito altas (0,3 nT/m), variando seu comprimento de onda de 1 a 10 km, e relevo magnético alto, podendo caracterizar o DMI-C no norte como um ambiente de escamas de empurrão devido a alternância das anomalias.

Ao sul deste, o DMI-D apresenta valores da amplitude do sinal analítico um pouco mais baixos (0,15-0,2 nT/m), porém um relevo mais variado. Mostrando grande variação nos litotipos, tem como característica fundamental a orientação das anomalias variando de oeste para leste nas direções SE, EW. Por fim N30E, marcado pelas zonas de cisalhamento Vargem Grande e Varalzinho, que marcam um forte limite entre os domínios E e F, bem visualizado na imagem AGHT(figura 5.x), com características estruturais e magnetométricas totalmente diferentes.

O DMI-E apresenta características que são visualizadas em diferentes partes da área de estudo como anomalias de alta amplitude (0,1 nT/m), comprimento de onda pouco expressivo e relevo muito movimentado. Porém os alinhamentos das anomalias variam em direções NE e NS no norte da área, direção SE no sul e direção NE no sudeste.

O DMI-F representa duas faixas paralelas no noroeste da área com amplitudes magnéticas muito baixas. Os domínios A, E e F mostram um agrupamento dessas faixas bem alinhadas na direção NS e truncando com a direção NE no domínio B e levemente em E.

O DMI-G pode ser dividido em três blocos, no limite oeste, leste e centro da área, com baixas amplitudes magnéticas (até 0,003nT/m) em geral relevo alto realçado por pequenas anomalias pontuais chegando a 0,1nT/m, que apresentam características estruturais nos diferentes formatos e alinhamento das anomalias. No centro da área, na região de Campos Verdes, os lineamentos foram fortemente encurvados como uma grande dobra com concavidade voltada para sul (DMI-G imagem AGHT) representando a sinclinal rio do Peixe (D'el-Rey Silva *et al.* 2002). Juntamente com o domínio E, D e H observa-se a transição para o arqueamento das rochas desses domínios mais à leste.

O DMI-H, no centro da área, possui anomalias com o comprimento de onda 2 a 8 km e amplitudes altas. Possui a forma de um arco com a concavidade voltada para o norte com lineamentos na direção NS, EW e NE.

O DMI-I, no sudoeste, mais perto de Crixás, não apresenta relevo magnético de alta frequência nem lineamentos, somente anomalias de pequeno comprimento de ondas e amplitudes na ordem de 0,006 nT/m.

O DMI-J é definido por três anomalias semi-circulares de diferentes tamanhos e amplitudes muito altas no centro, nordeste e a mais expressivamente no limite leste, prováveis respostas profundas de rochas ultramáficas.

O DMI-K representa uma pequena anomalia semi-circular em contato com a anomalia no centro da área do DMI-J com características opostas pois possui amplitude baixa e valores constantes na casa de 0,25 nT/m. No sudeste e ao norte do domo de Santa Cruz, estruturas magnéticas lineares de pequeno comprimento de onda e amplitude média a alta entre 2-3 nT/m, orientadas preferencialmente nas direções N30E representam o domínio L.

O DMI-M mostra um alinhamento magnético de fontes com amplitudes muito altas (3 nT/m) e comprimento de onda de mais de 20 km que se estendem do centro da área a nordeste com direções variando de N70E até N30E. O limite é zona de cisalhamento Varalzinho. O DMI-N que está entre áreas do DMI-E apresenta valores de amplitude e relevo magnético um pouco mais elevado que este, apesar de possuir a mesma orientação estrutural.

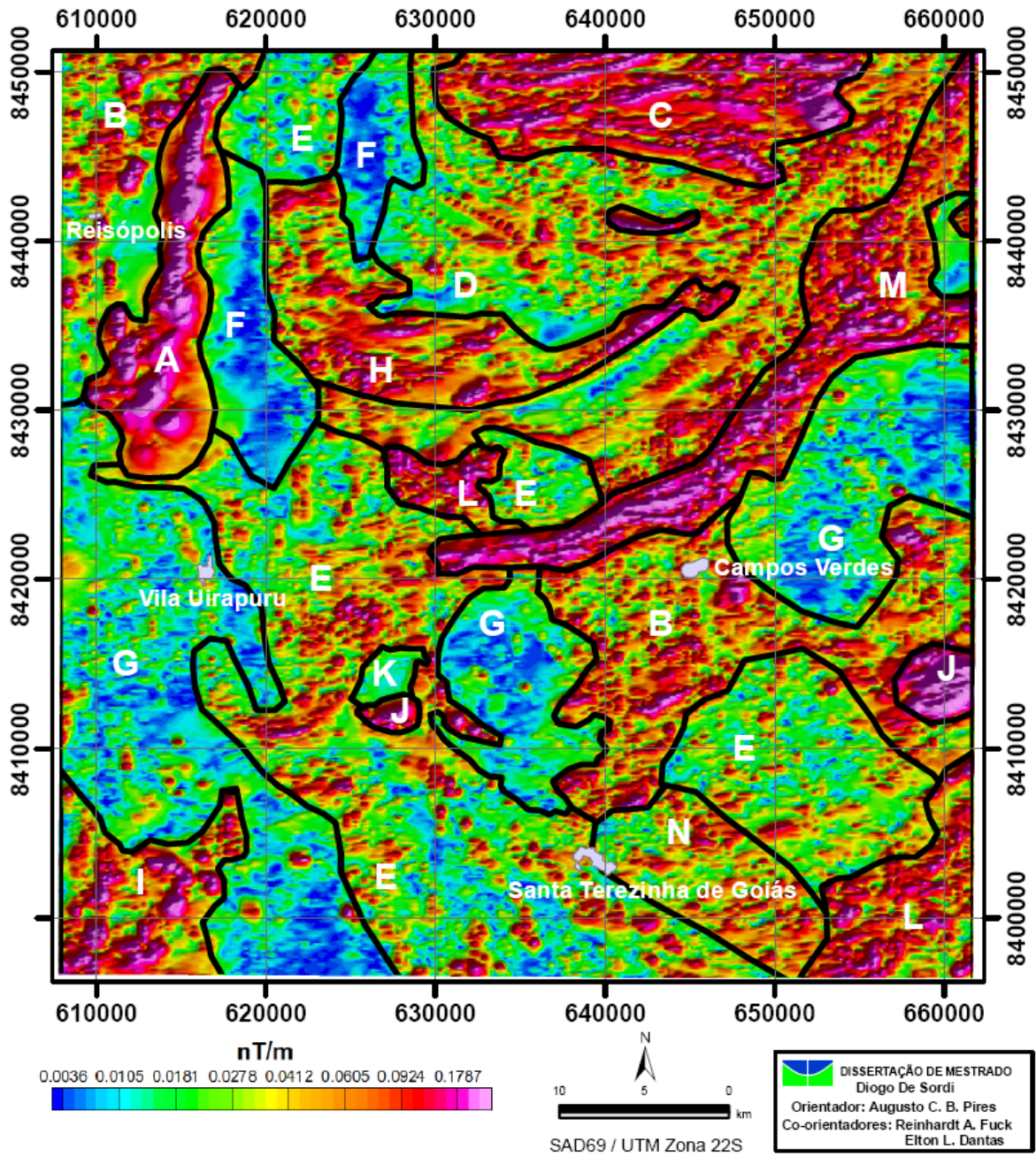


Figura 5.6 – Imagem ASA com domínios magnéticos delimitados.

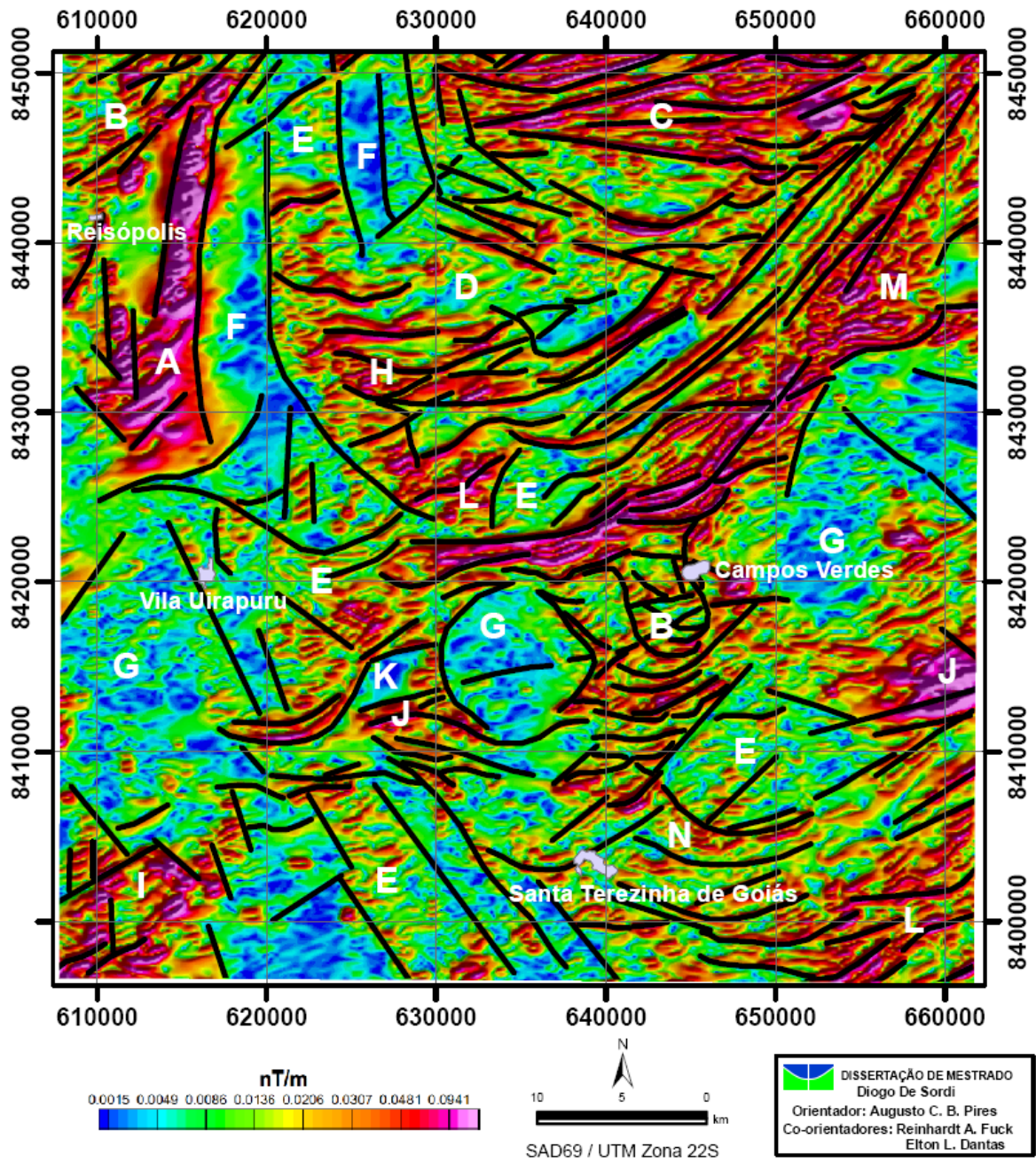


Figura 5.7 – Imagem AGHT com lineamentos magnéticos delimitados.

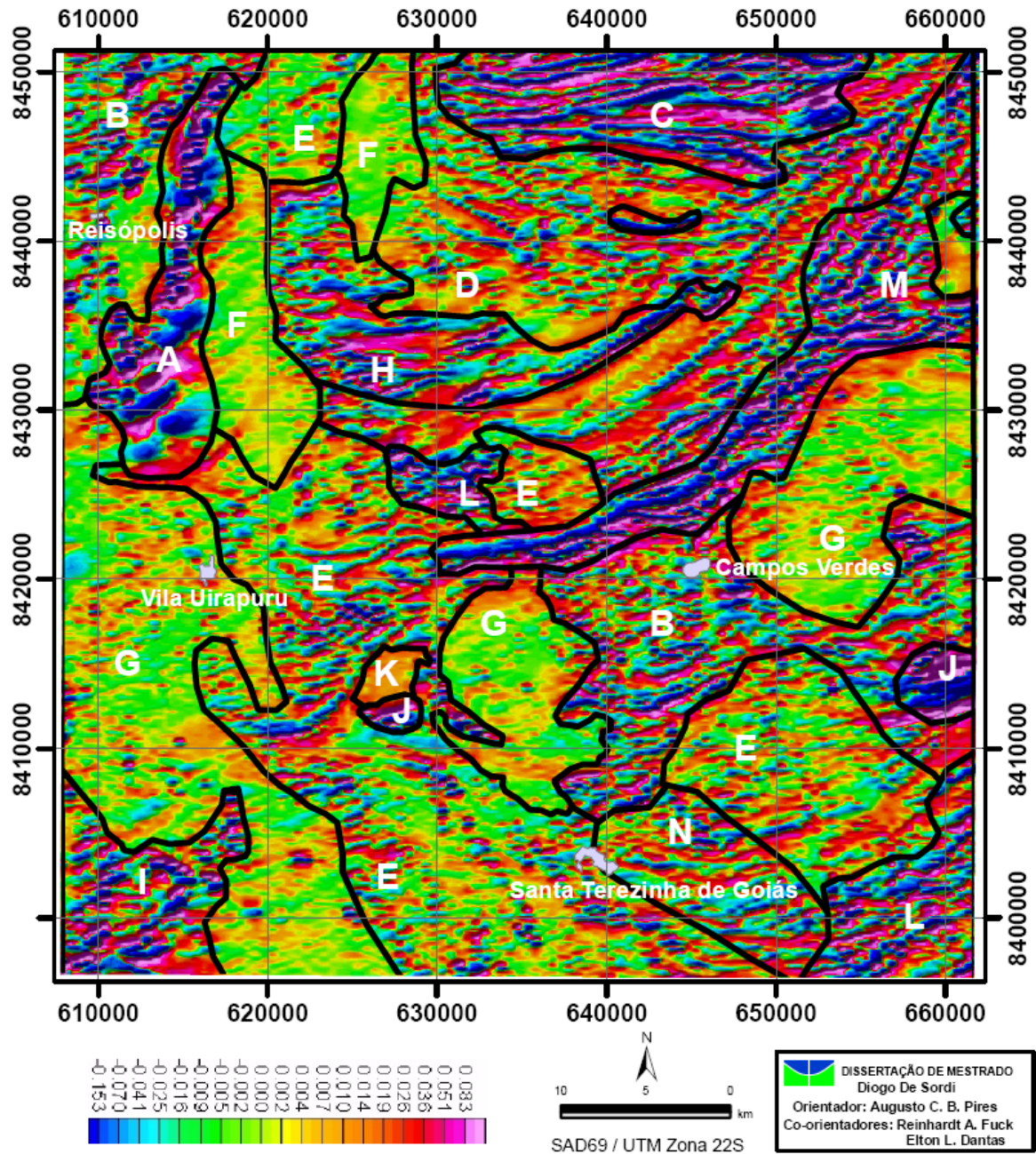


Figura 5.8 – Imagem da primeira derivada com os domínios magnéticos delimitados.

5.2.3. Lineamentos magnéticos interpretados

A inclinação do sinal analítico foi principal produto utilizado para visualização dos lineamentos e revelou um complicado arranjo estrutural mapeando as texturas, estruturas e feições lineares do relevo magnético (figura 5.9 e 5.10). A principal tendência estrutural observada é a dos lineamentos N30oE relacionados ao

Transbrasiliano em toda área. Estes estão mais acentuados nos vértice NW e SE da folha. No noroeste da área, lineamentos na direção NE (LM-1) são cortados por lineamentos magnéticos interpretados da inclinação do sinal analítico com direção NS (LM-2) ao sul de Reisópolis realçados por uma faixa alongada com relevo suave. A leste destes, próximo ao rio Crixás-Açu, o domínio é interrompido por um relevo acidentado e lineamentos expressivos até 10km, predominantes na direção EW (LM-3), sendo alguns embricados a sul, indicando um cavalgamento entre litotipos diferenciados. Próximos do vértice NE da área os lineamentos magnéticos EW são suavemente encurvados na direção para a direção N30°E por fortes segmentos transcorrentes que se estendem ao centro da área onde estão encurvadas para EW se comportando como zonas de cisalhamento (LM-4, 5 e 6). O cavalgamento abruptamente interrompido no centro da região mapeada por um domínio de relevo muito suave e forma sigmoidal, pode ser caracterizado como uma sombra de pressão com suave movimentação levógira, que confirma as interpretações do campo magnético residual, da região com formato circular, de aproximadamente 8 km de diâmetro, fortemente delimitado pelos lineamentos contínuos e cortada por expressivos segmentos NW (LM-9) de origem anterior as limites sudeste. No leste da área, o relevo moderado a suave e os lineamentos magnéticos delimitam meio corpo semicircular seccionado teoricamente pelo limite da área e por segmentos de direção noroeste, que cortam, de forma menos constante, as zonas de cisalhamento ao norte e que parecem ser posteriores, resultante de um evento tardio e mais superficial.

Entre os corpos circular e semicircular com relevo suave, próximos de Campos Verdes, lineamentos magnéticos estão arqueados com concavidade voltada para o sul, sugerindo que essa região foi pressionada pelos domínios adjacentes, com lineamentos paralelos na direção NS (LM-7). No sudeste, estruturas de forma arqueada mostram o encurvamento dos lineamentos com direção EW para NE (LM-9) e lineamentos noroeste menos expressivos (LM-12). As fortes variações do relevo caracterizam o cavalgamento das *nappes* entre as zonas de cisalhamento (LM-8). No sudoeste da área de estudo a direção NE (LM-10) é observada nos lineamentos magnéticos menos expressivos e nos pequenos domínios realçados pelos baixos relevos magnéticos.

A roseta no pólo superior dos lineamentos ISA ([figura 5.11](#)) mostra a variação do *trend* entre N20W a N30E, sendo mais reforçados os lineamentos na direção N70E e a direção NS muito pouco expressiva. A variação do *trend* é consequência da transição

da direção do empurrão nas rampas das *nappes* sendo a principal direção do empurrão S20°E. A direção NE é mais expressiva que as outras orientações devido suas fontes magnéticas mais profundas.

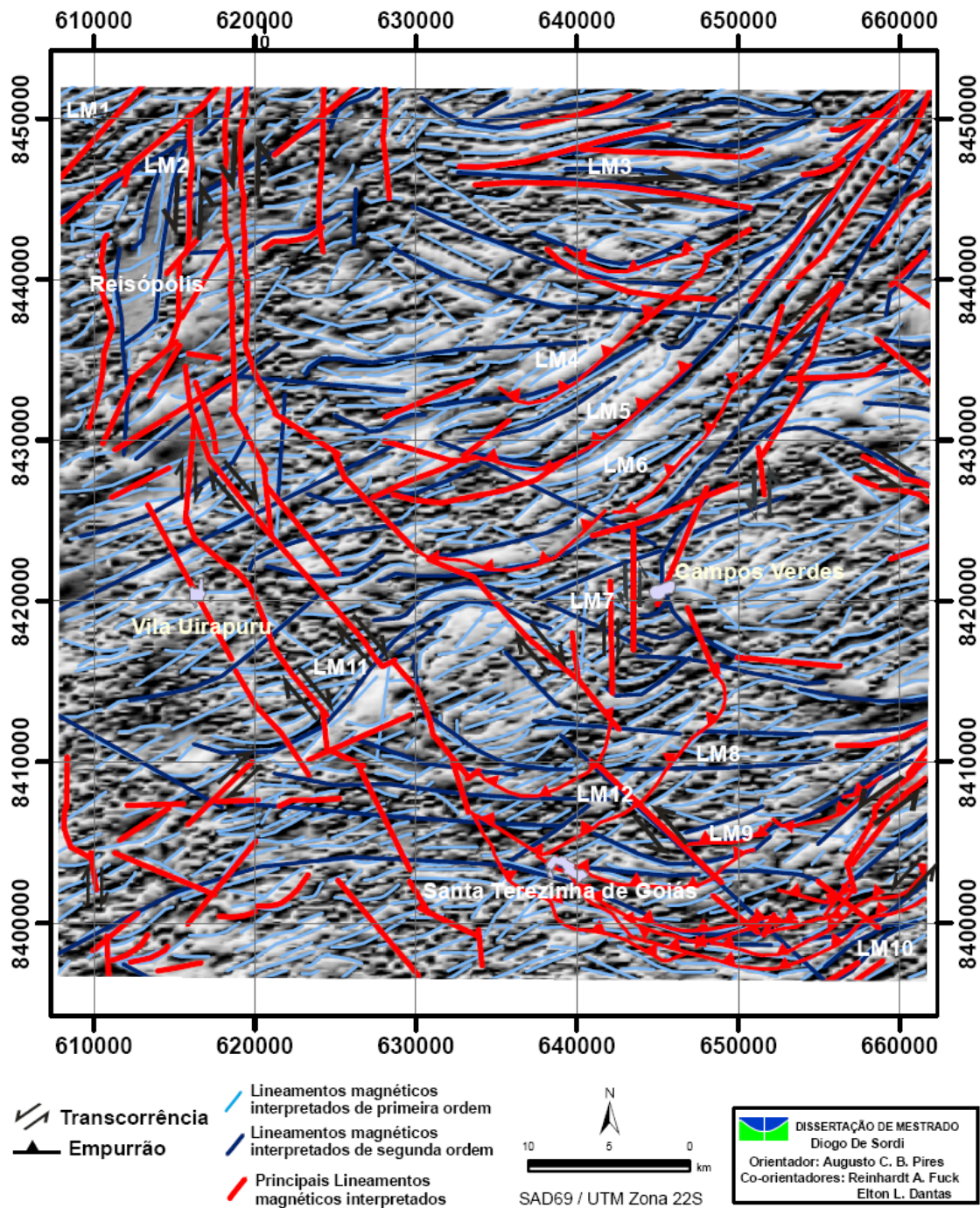


Figura 5.9 – Imagem ISA com os lineamentos magnéticos e estruturas magnéticas interpretados.

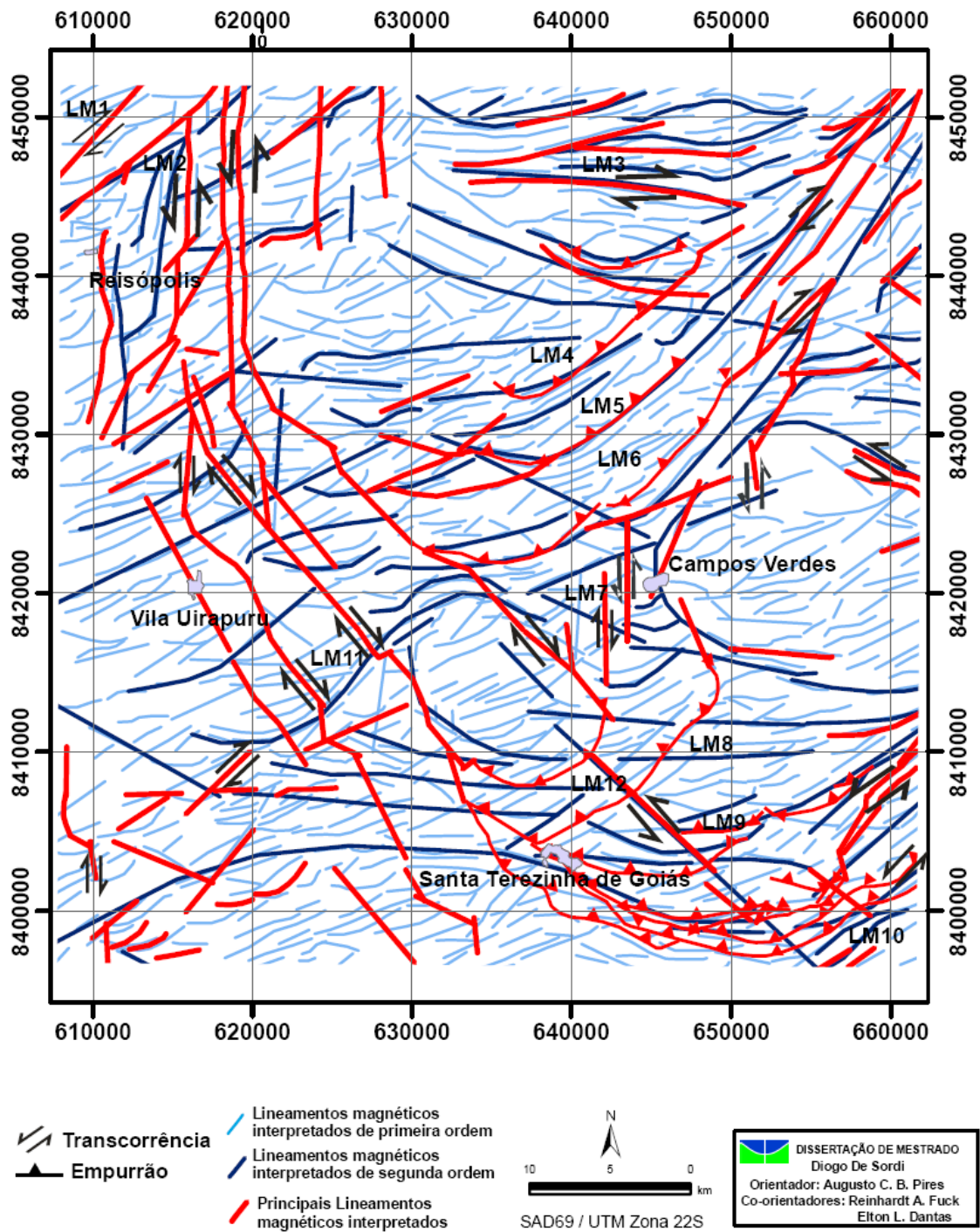


Figura 5.10 – Lineamentos e estruturas magnéticas interpretados.

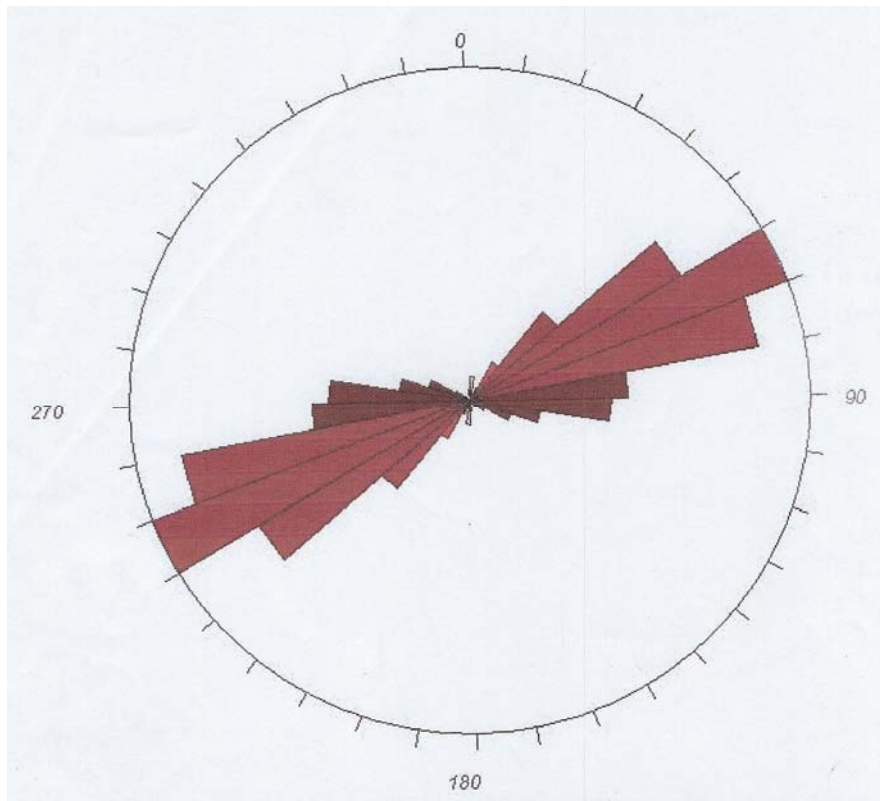


Figura 5.11 – roseta dos lineamentos da inclinação sinal analítico, divergente da roseta de lineamentos gamaespectrometricos, pois somente apresenta um direção preferencial, sendo aproximadamente de N60°E.

5.3. INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS

5.3.1. INTEGRACAO DOS DADOS GAMAESPECTOMÊTRICOS

Foram verificadas as seguintes características na integração do conhecimento geológico adquirido no mapeamento, cruzadas com as interpretações das imagens radiométricas (figura 5.12).

As principais anomalias realçadas pelos elevados valores de potássio são referentes às seguintes rochas ricas em feldspato e muscovita: o granito São Jose do Alegre (DG-9) no centro da área, pequeno granito na Serra da Bocaina (DG-6) e o biotita muscovita augen gnaisse, que foram mapeados recentemente por Fuck *et. al* 2006 com os seus limites bem menores que os anteriormente mapeados pela CPRM. Os Rios Crixás-Açu e dos Bois, devido à facilidade de lixiviação do potássio foram bem contrastados pela cor vermelhada na imagem ternária RGB.

Biotita gnaisse da serra do Faina (DG-1) orientado na direção NW no limite leste da área apresentou valores radiométricos elevados nos três canais radiométricos.

Gnaisses milonitizados (DG-6) dispostos em escamas tectônicas no limite da serra das Araras estão bem delimitados pelos altos valores de Potássio e médio Tório e Urânio. Ao norte da Serra, pequenos domínios de biotita augen gnaisses miloníticos (DG-9) possuem alto K.

As imagens radiométricas conseguiram delimitar o contato tectônico dos quartzitos (DG-6) da serra da Bocaina dos xistos também da SSTG que estão balizando a serra.

No norte da área, corpos de diferentes tamanhos e valores muito alto de Tório, correspondem a hornblenda gnaisses (DG-25) da seqüência plutônica do Arco.

No vértice sudeste da área, o domínio com direção NE possui altos valores de Tório (DG-25) e apesar de ser mapeada como clorita muscovita xistos, apresentam características radiométricas diferentes.

As maiores respostas no canal do urânio correspondem geologicamente aos biotitos da Seqüência Santa Terezinha de Goiás (DG-22), domínio de rochas com predomínio de muscovita xistos, magnetita quartzito e formações ferríferas bandadas (DG-13), aos tonalitos.

As rochas ultramáficas na sinclinal Rio do Peixe estão bem delimitadas em faixa a N com direção N30E.

A diferenciação de domínios das supracrustais na parte NW (BIF's e quartzitos com magnetita) e SW (xistos feldspáticos)

Pequenas variações da tonalidade das cores da imagem CMY, próximas de Santa Terezinha de Goiás, indicam pequenas diferenças nas proporções de Tório e Urânio (verde e azul) ao sul, caracterizando a semelhança das rochas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, e pouco ao norte, as variações no teor de K (rosado, laranja), características de rochas da seqüência plutônica, foram importantes para a delimitação das escamas de empurrão no sul de Santa Terezinha de Goiás ([figura 5.13](#)).

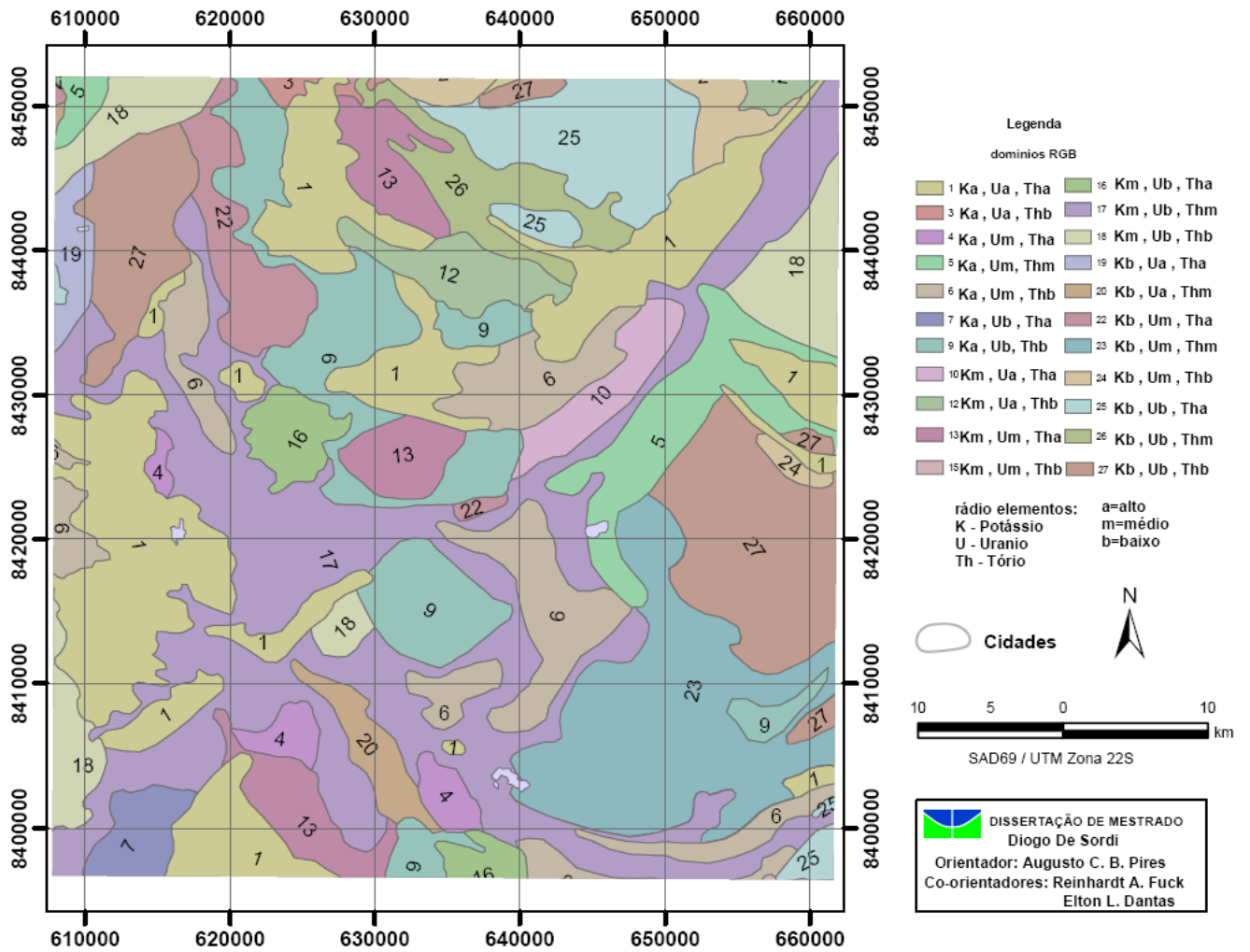


Figura 5.12 – Mapa de domínios gamaespectométricos.

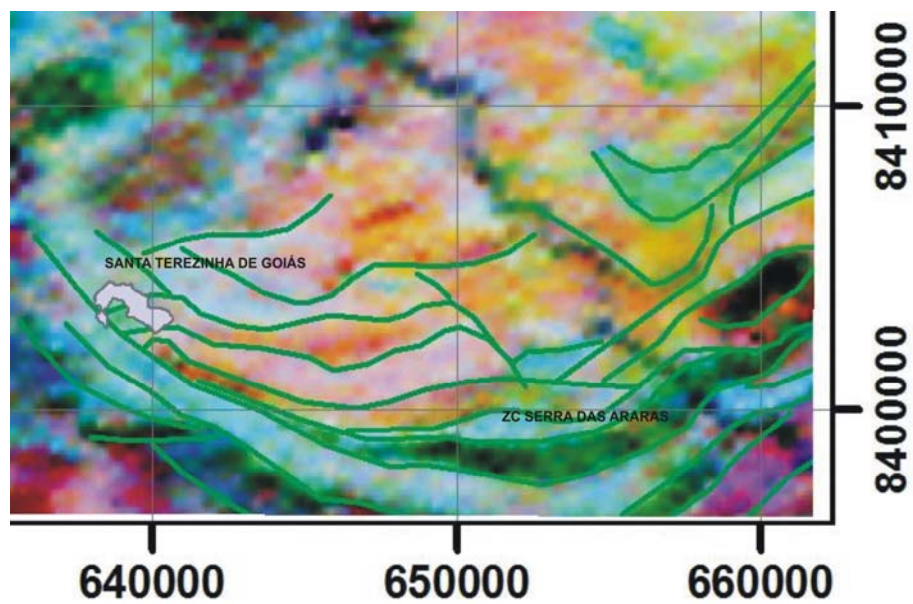


Figura 5.13 – Detalhe da imagem de composição ternária CMY com as escamas de empurrão delimitadas pelo contraste da coloração, indicando a alternância entre escamas de rochas plutônicas e supracrustais.

5.3.1.1. Normalização dos dados

O Th_n (figura 4.19) realçou e limitou principalmente os hornblenda gnaisses tonalíticos da suíte plutônica I, presentes no sudeste e norte da folha. Outras rochas da suíte plutônica do arco foram bem marcadas como os biotita-muscovita-Augen gnaisses no NNW da área. Algumas anomalias localizadas marcaram as supracrustais da Seqüência Santa Terezinha, como os biotita xistos e biotita xistos feldpáticos (escama C) no sudoeste da área. O granito São Jose do Alegre foi bem delimitado pelo baixo valor do Tório normalizado no centro da área. O contato da estrutura da sinclinal Rio do Peixe com a seqüência Mara Rosa, próximo a cidade de Campos Verdes, este fortemente delimitado, assim como expressivas falha que cortam toda área com direção NE-SW.

O U_n (figura 4.20) teve seus altos valores coincidentes com os limites das unidades da seqüência Mara Rosa, os gnaisses tonalíticos da Seqüência Plutônica I, no sudeste e ao norte da área, e com os granada-muscovita gnaisses, além de valores anômalos em regiões pontuais que afloram as rochas da seqüência Santa Terezinha de Goiás, no noroeste e no sul.

O K_n (figura 4.21) além de evidenciar as drenagens, delimitou por enriquecimento de potássio nos granitos e gnaisses da suíte plutônica II, nas partes central e nordeste, as rochas supracrustais da seqüência Santa Terezinha, com relevo elevado como na serra da Bocaina, e as concavidades das escamas de empurrão na parte sul perto da cidade de Santa Terezinha, perto da Serra das Araras. Existem ainda padrões anômalos nas rochas arqueanas da formação do Córrego Alagadinho no SW, nas rochas da seqüência Mara Rosa e nas ultramáficas ricas em esmeralda nas proximidades de Campos Verdes.

5.3.2 INTEGRAÇÃO DOS DADOS MAGNETOMÉTRICOS

Os domínios magnéticos e lineamentos magnéticos interpretados das diferentes imagens magnéticas, presentes no mapa de interpretação magnética (figura 5.15), foram integrados com a geologia da região de Santa Terezinha de Goiás mostrando as seguintes feições.

No noroeste da área de estudo o DM-1 com fortes anomalias com amplitudes na ordem de 0,25 nT/m com direções NS, principalmente, e N15-20E podem ser

explicadas pelas respostas magnéticas dos anfíbolitos finos a médio, epidoto anfíbolito, granada anfíbolito, magnetita quartzito e formações ferríferas bandada da seqüência de Santa Terezinha de Goiás. Os corpos ultramáficos toleíticos considerados como prováveis metabasaltos, podem ter sua ascensão relacionada a escamas ou lascas tectônicas de fundo oceânico nas expressivas falhas NS (LM-1) e que também pode ser observado nas rochas ultramáficas em contato com a zona de cisalhamento Vargem Grande (LM-6) onde dominam talco xistos, clorita talco xisto, magnetita muscovita xisto com turmalina e os biotititos com esmeralda. Essa Z.C. parece estar separando a área estudada em 2 grandes regiões com características bastante diversificadas e como se a região ao sul estivesse anteparando a ao norte.

O DM-2, possui assinatura magnética com amplitudes médias entre 0,013 a 0,09 nT/m e relevo moderado com perturbações dos *trends* na direção N30E para NS (LM-2) o que geologicamente está correspondendo aos biotita muscovita gnaisses da suíte plutônica do arco e também os biotita muscovita xisto e xistos variados encontrados entre as rochas da seqüência Santa Terezinha de Goiás, além de anfíbolitos e formações ferríferas. O lineamento magnético 2 está alinhado com a serra da Bocaina ao sul de Reisópolis que parece ser responsável pela ascensão do granito porfíritico ao norte da serra homônima.

O DM-3, apresenta altos magnéticos, da ordem de 0,3 nT/m, e um relevo alto devido às escamas de empurrão alinhadas na direção EW - LM-3, com sua direção oscilando levemente até N20°E ou N20°W. Corresponde aos hornblenda granito gnaisses da suíte plutônica do arco. Apesar do mapeamento somente apresentar rochas plutônicas ao norte do domínio, provavelmente existam variações das rochas, porque além dos altos relevos apresentados, as imagens gamaespectométricos mostraram diferentes respostas radioativas e a região foi à maior dificuldade para o mapeamento, devido aos problemas de acesso a área em virtude a falta de cooperação dos fazendeiros locais.

O DM-4, caracterizado por altas amplitudes e contraste muito alto, com valores variando entre 0,005 a 0,2 nT/m e marcado por zonas de empurrão transicionando para falhas transcorrentes com direção predominante NE, que correspondem aos lineamentos magnéticos 4, 5 e 6 referentes as zonas de cisalhamento Vargem Grande, Varalzinho e LM-7. As rochas mapeadas nesse domínio são biotita muscovita augen gnaisses variando de granito a tonalito e biotita muscovita xisto feldspático. As rochas estão

fortemente milonitizadas como podemos observar na microfotografia a baixo (figura 5.14).



Figura 5.14 – Fotomicrografia de ultramilonito da zona de cisalhamento Varalzinho.

O DM-5 é caracterizado por um relevo muito acentuado com amplitudes variando entre 0,004 até 0,17nT/m. O domínio magnético é observado em três lugares distintos da área e seus lineamentos magnéticos estão orientados de forma diferente para cada. No norte da área, o domínio corresponde geologicamente aos augen gnaisses milonitizados e orientados na direção NS. No centro, os limites do corpo são coincidentes com o granito porfirítico São Jose do Alegre entre os LM-4 e 5 e a oeste uma faixa com mais de 10km de extensão se segue na direção sudeste até o limite sul, sendo geologicamente correspondente a biotita hornblenda gnaisses e epidoto hornblenda gnaisses com plutons de gabro e diorito.

O DM-6 apresenta resposta magnética muito baixa e é observada em duas faixas paralelas no norte da área com direção NS e um corpo no limite nordeste da área, cortados por lineamentos magnéticos na direção NE (LM-1) e EW. As faixas alongadas são correspondentes a muscovita quartzo xistos e quartzitos, para o corpo a oeste, e o à leste, representado por muscovita biotita xistos da Seqüência Mara Rosa, ricos em granada, estaurolita e cianita.

O DM-7 (LMI-G) está associado geologicamente no limite leste com os biotita xistos e gnaisses associados a anfibolitos da seqüência Mara Rosa. No centro da área a forma circular do domo ficou bem marcada no campo magnético anômalo e em vários

produtos derivados deste, sendo o mesmo formado pelos biotita gnaisses bandados. No oeste, uma faixa com direção SE é constituída por xistos Feldspáticos da seqüência Santa Terezinha de Goiás.

O DM-8, próximo a Santa Terezinha de Goiás, representa geologicamente as mesmas rochas do DM-5, mesmo apresentando amplitudes mais altas (LMI-H), porem o domínio CMA-H é seccionado por uma forte falha com direção NW que se estende até o limite norte da área onde esta encurvada para direção N, que pode explicar pela ausência dos plutons de gabro e diorito e a presença de talco xisto, esteatito e anfibólito-talco xisto.

O DM-9 (LMI-I), localizado no sudoeste da área, representa as rochas arqueanas do Greenstone belt, mas seus limites magnéticos são maiores que os apresentados no mapa geológico e os limites com as rochas da Seqüência Santa Terezinha de Goiás são marcados pela zona de cisalhamento Mandinópolis que esta fora da área de estudo e por uma falha magnética com direção NS, encurvada para EW, se encontrando com a z.c Mandinópolis.

O DM-10 (LMI-J) é o domínio de mais alta susceptibilidade, representado por pequenas anomalias em três locais diferentes. No limite leste, a anomalia está localizada dentro da região mapeada com os xistos variados da seqüência Mara Rosa. Essa seqüência possui alternâncias de anfibólitos que podem ser responsáveis pela resposta, pois os mapas radiométricos mostram contraste no mesmo local, mas devido ao relevo arrasado não foram encontrados rochas aflorantes. As outras duas anomalias no norte da área e a oeste do domo não correspondem à geologia mapeada, sendo assim anomalias muito profundas e não compreendidas.

O DM-11 (LMI-K) corresponde geologicamente à intrusão ovalada de gabro e diorito a oeste do domo de Santa Cruz.

No DM-12 (LMI-L), no sudeste da área, os altos valores das amplitudes são correspondentes a xistos de composição variada com dispersão de magnetita, como os magnetita muscovita cianita xistos da Serra das Araras.

O DM-13 (LMI-M) possui valores muito altos das amplitudes magnéticas e os grandes comprimentos de onda correspondem geologicamente aos clorita xistos com magnetita e biotititos da Seqüência Santa Terezinha de Goiás e as rochas metavulcanosedimentares da Seqüência Mara Rosa.

O DM-14 representa altas amplitudes magnéticas e relevo magnético menos movimentado, referentes geologicamente aos muscovita-quartzo xistos, clorita xistos, anfíbolitos e xistos com magnetita da Seqüência Santa Terezinha de Goiás.

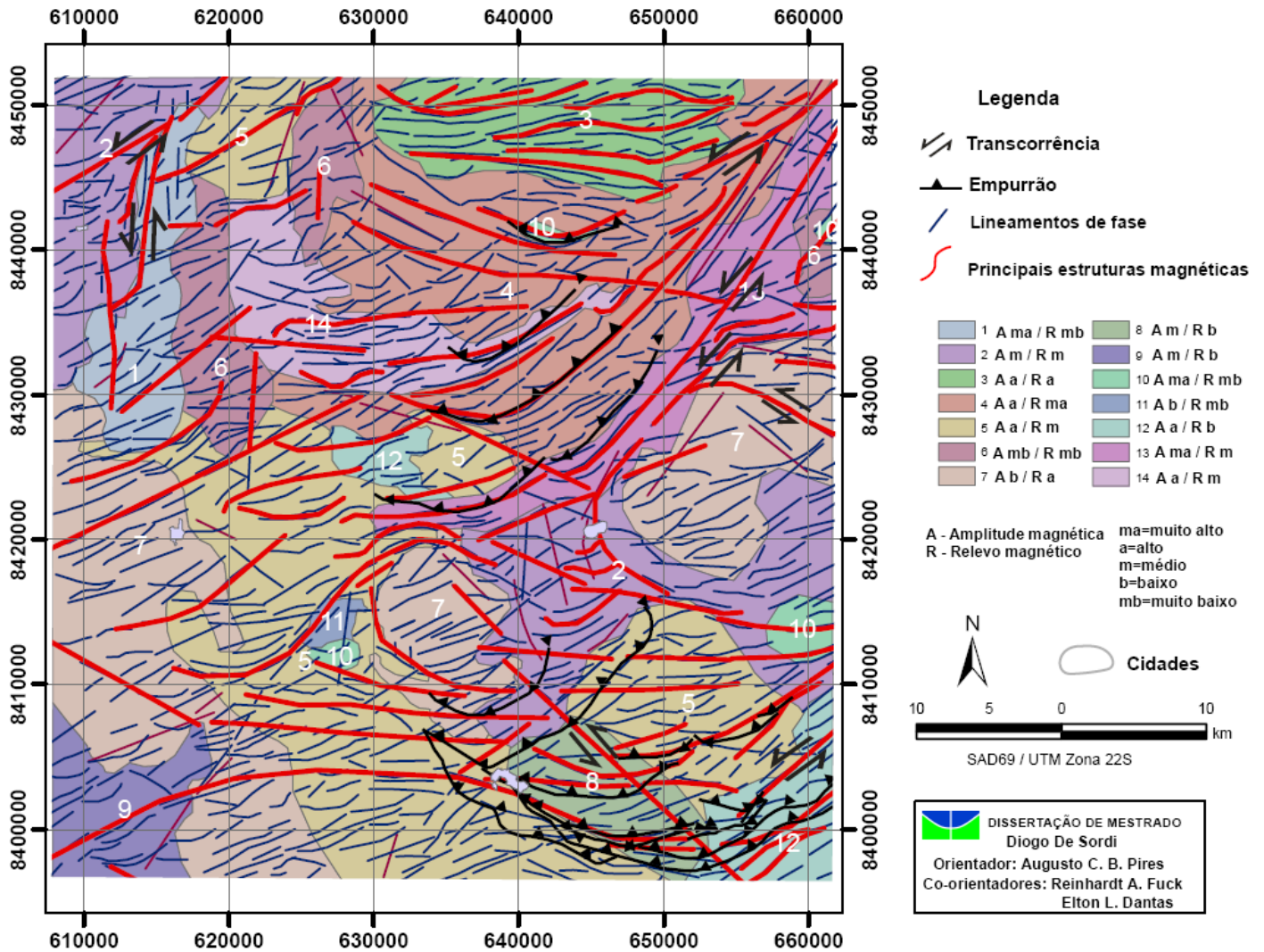


Figura 5.15 – mapa integrado de interpretação dos lineamentos e domínios magnéticos.

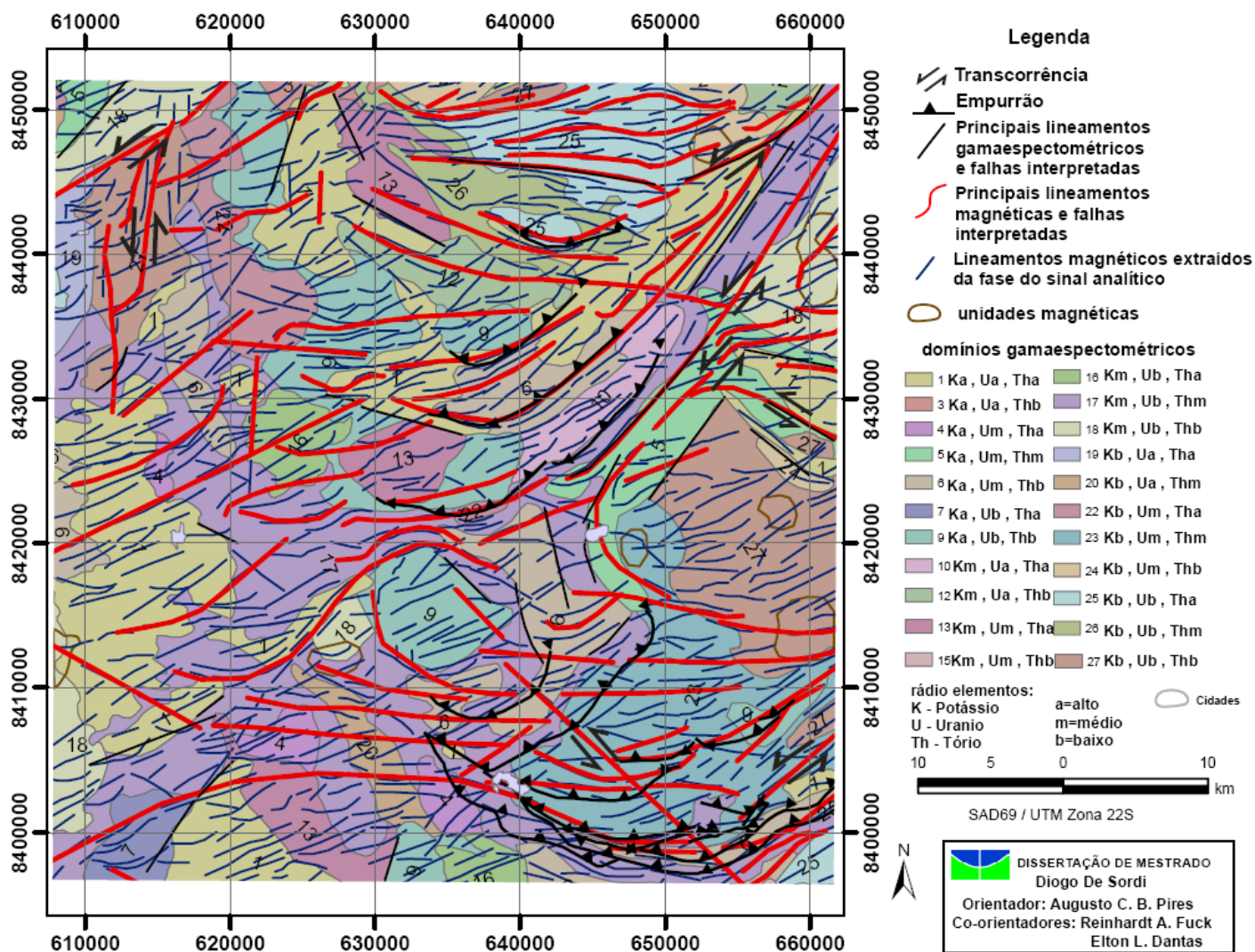


Figura 5.16 – Mapa integrado de interpretações magnéticas e gamaespectométricas.

5.3.2.1. Lineamentos magnéticos (empurrão x transcorrência)

A feição mais marcante da região nas imagens geofísicas é a expressividade dos lineamentos NE relacionados ao evento transbrasiliano e a transição desses para o sistema de cavalgamento com zonas de cisalhamento arqueadas.

Existem dois domínios regidos por escamas de empurrão, no norte e sudeste da área e são separados pelo domo de serra de Santa Cruz e a seqüência Mara Rosa, relacionados à zona de cisalhamento Varalzinho, considerada a mais importante e expressiva.

Esses domínios possuem características diferentes em se tratando das escamas de empurrão, zona de cisalhamento e composição, apesar de apresentarem a mesma

idade e conjunto de rochas semelhantes, como supracrustais e plutônicas (hornblenda tonalitos).

Marcados pelas imagens radiométricas de razão e menos expressivo pelas imagens magnéticas, alguns lineamentos no oeste da área, ao norte do greenstone belts de Crixás, com direção NE se e junta a ZC Varalzinho, realmente mostrando se tratarem de dois ambientes colocados em períodos relativamente diferentes.

As transições das direções de lineação, como de rampa frontal à paralela, são bem visualizada na maioria dos produtos, principalmente nas imagens da deconvolução de Euler, apresentadas a seguir, e nas lineações aferidas em campo. A roseta dos lineamentos tório (figura 5.3) mostrou que além da forte expressão dos lineamentos transbrasilianos, existência de várias outras direções preferenciais da área – NS, EW, NW e N70E. Na roseta de lineamentos ISA (figura 5.11) a forte influência do Lineamento Transbrasiliano sobre o domínio das escamas de empurrão e a transição de rampa oblíqua a paralela.

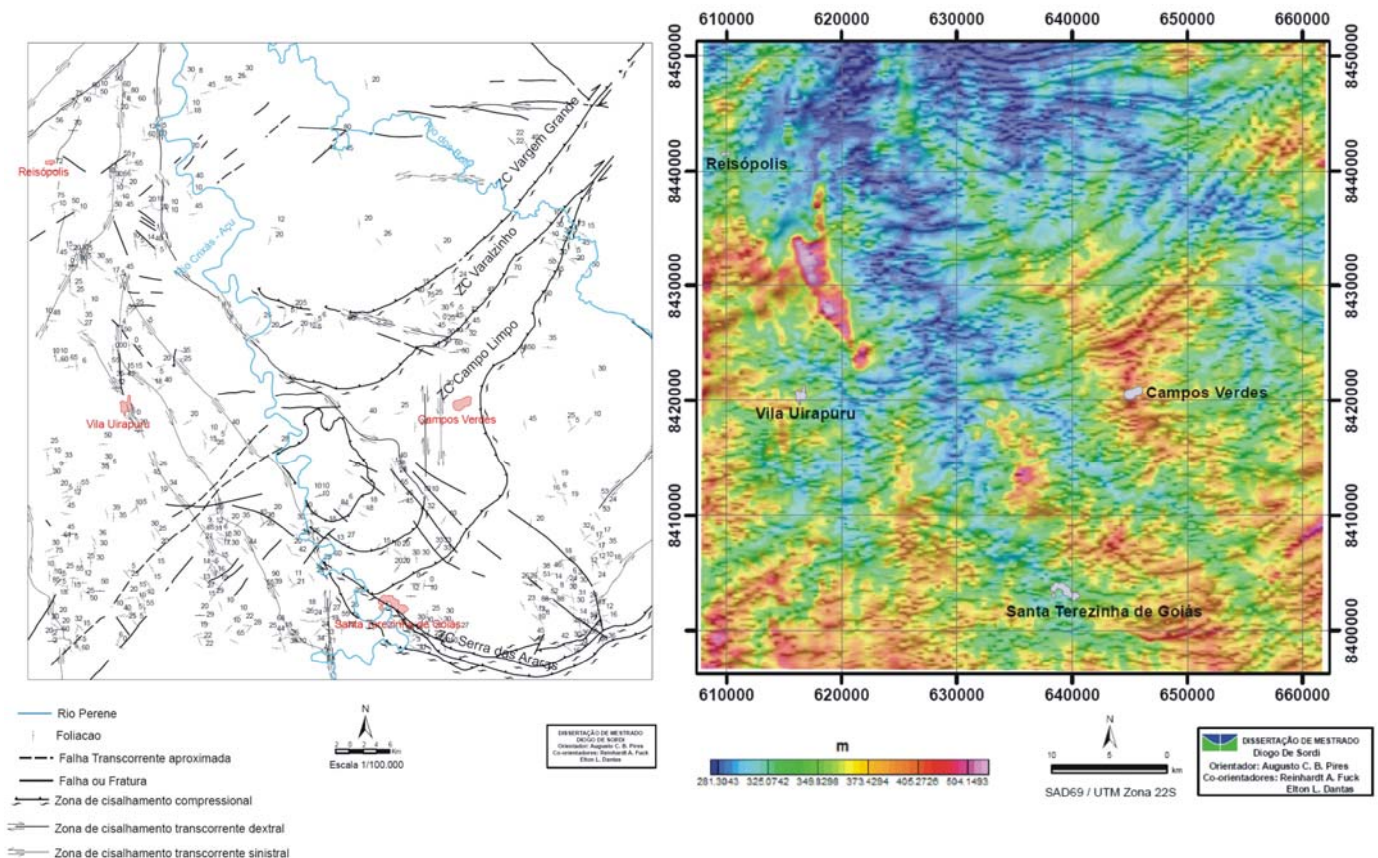


Figura 5.17 – Comparação entre o mapa estrutural e o mapa ISA x MDT (modelo digital de terreno).

O estágio de retrometamorfismo – passagem de fácies Anfibolito a xisto verde, presente em várias rochas miloníticas pode ter ocorrido devido a um “relaxamento” posterior que pode ser explicado por esse deslocamento lateral das *nappes* ou pelo sistema de falhas rúpteis na direção NW.

5.3.2.2. APLICACAO DA DECONVOLUÇÃO DE EULER PARA O ENTENDIMENTO DAS FALHAS DE EMPURRÃO E ZONAS DE CISALHAMENTO

Sabemos que os corpos geológicos nem sempre possuem um formato regular definido e as anomalias são causadas por diferentes geometrias das fontes sendo necessário aplicar todos os índices para que cada fonte tenha sua solução melhor alinhada. O índice 2 foi o que melhor se homogenizou com a área, aplicando uma janela de 7 km e tolerância 15, devido às falhas e zonas de cisalhamento que cortam a região e as faixas de ortognaisses. Na imagem ([figura 5.18](#)), as fontes magnéticas mais significativas são as estruturas em forma de arco marcando as escamas de empurrão. É possível observar, além do deslocamento no sentido sul um fraco movimento na direção NE. Alguns anomalias circulares representam corpos íntusivos como o gnaisse Serra de Santa Cruz que apresentam um arrasto o que é mais bem observado em perfil 2D.

Utilizando os recursos do Geosoft 6.3.1, o banco do Euler (i2j7T15) foi perfilado em 3D em uma subárea selecionada e utilizando o menu GX 3D.omn.

Foram separadas algumas subáreas específicas para detalhe, sendo a subárea 1 na parte centro-norte da área e a subárea 2 no Sudeste, próximo a Santa Terezinha de Goiás.

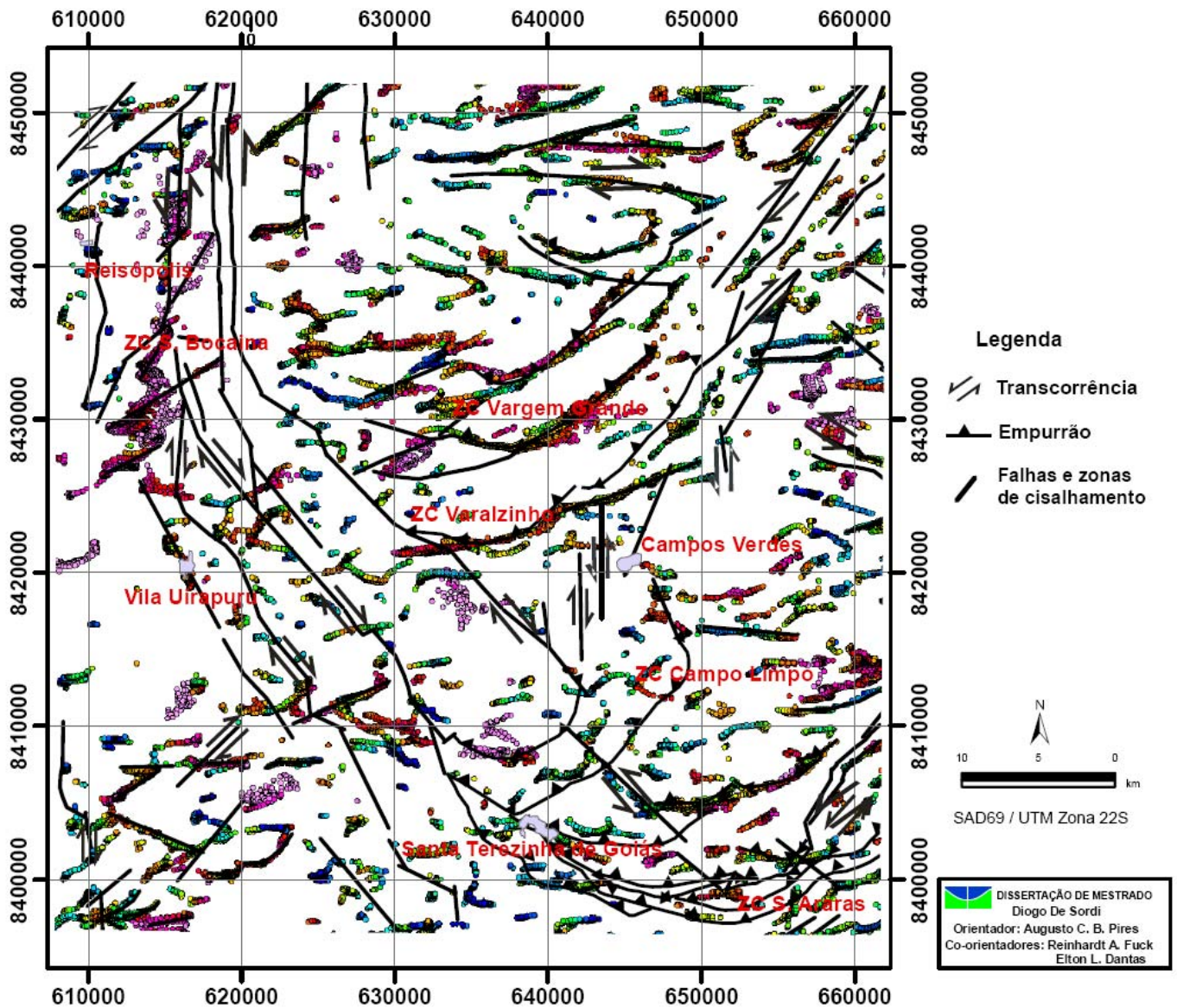


Figura 5.18 – Imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15) sobreposta pelos lineamentos e Zonas de cisalhamento.

Na imagem da deconvolução da Euler 3D a visualização do encurvamento das zonas de cisalhamento possibilita observar além do deslocamento no sentido SSE, um sutil movimento de rotação na direção NE, que é resultado da transição de rampa frontal para oblíqua até paralela por influencia do transbrasiliano.

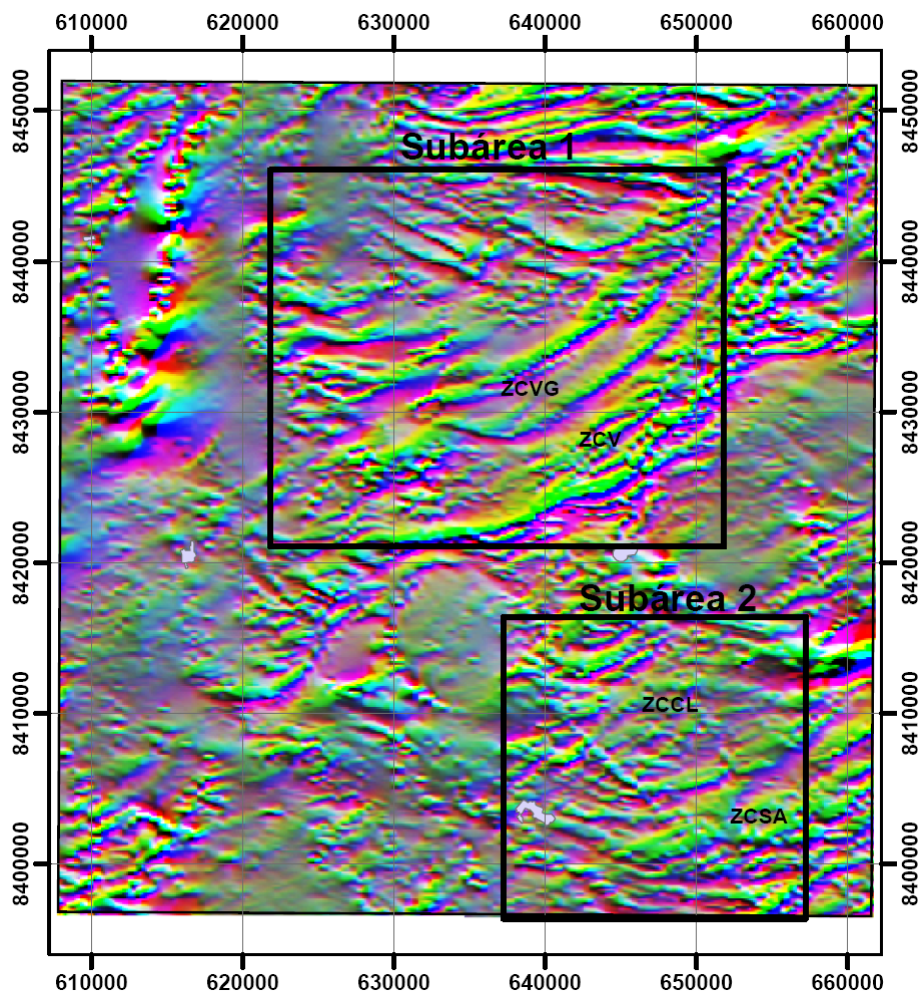


Figura 5.19 – Imagem RGB utilizando a derivada vertical (D_z) intensificando a cor vermelha (Red), a derivada horizontal (D_x) marcando a verde (Green) e para a cor azul (Blue) a derivada horizontal D_y com a delimitação das subáreas que foram aplicadas a técnica da deconvolução de Euler 3D.

No perfil da subárea 1 as zonas de cisalhamento Vargem Grande e Varalzinho foram bem delimitadas, assim como a zona de cisalhamento Serra das Araras. A ZCV se mostrou mais profunda que as outras zonas de cisalhamento no perfil 1. No perfil-2 as escamas de empurrão apresentam maior caimento que no perfil-1.

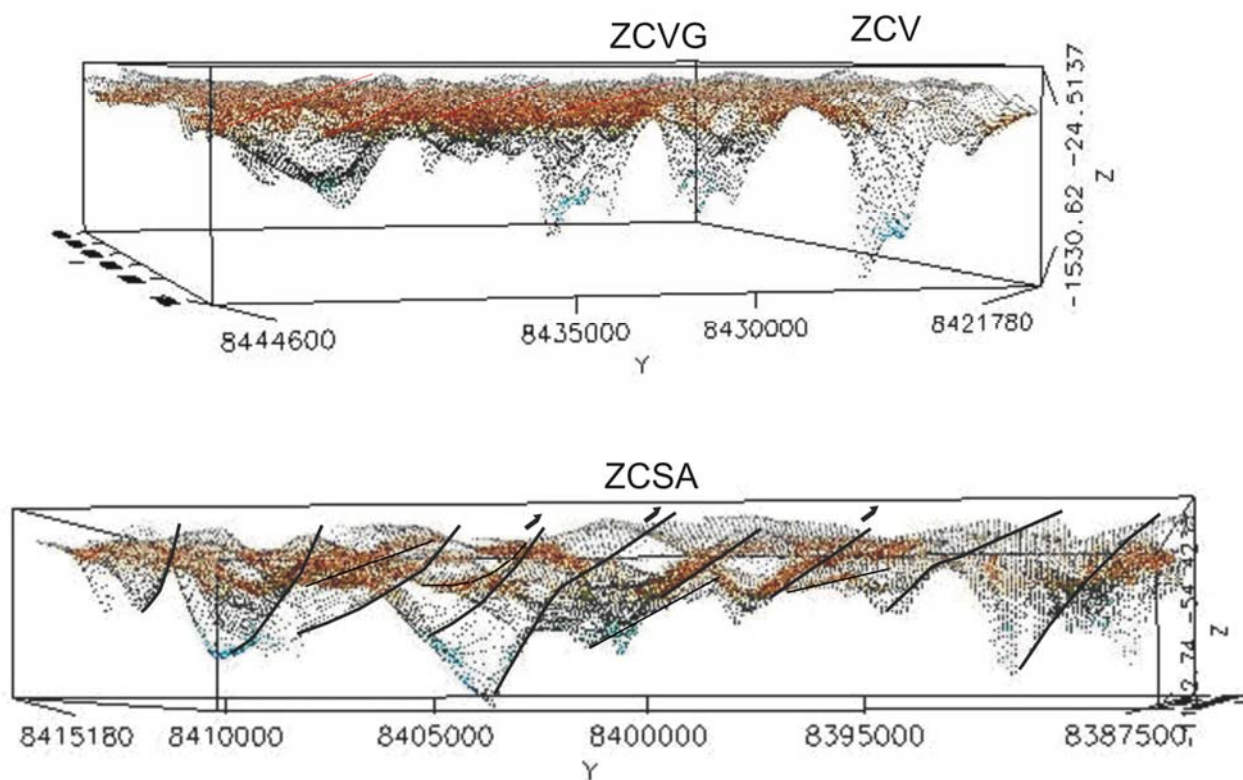


Figura 5.20 – Perfis 3D da imagem da deconvolução de Euler (i2j7T15) das subáreas 1 e 2 respectivamente, mostrando o comportamento das Zonas de cisalhamento e das escamas de empurrão.

Para obter produtos que possibilitaram a melhor visualização, utilizou-se o programa EULDEPH desenvolvido com a finalidade de estimar a profundidade das fontes magnéticas. Ele se baseia que as camadas equivalentes estão relacionadas aos corpos causadores de anomalias magnéticas com magnetização uniforme (Oliveira 2005). É importante salientar que a deconvolução de Euler não produz modelos geológicos através do campo magnético e sim, tentativas muito restritas a serem aplicadas em algumas situações geológicas (Thompson 1982).

O programa foi alimentado com valores do campo magnético anômalo de três perfis na direção NS para facilitar a aplicação do programa. Os dados exigidos pelo programa são a média local da intensidade do campo total de 24.049nT, a inclinação de -16,5°, declinação de -19,5° e altura de vôo de 100m. O índice estrutural usado foi $n=1$ para realçar os contatos e tamanho da janela de 13.

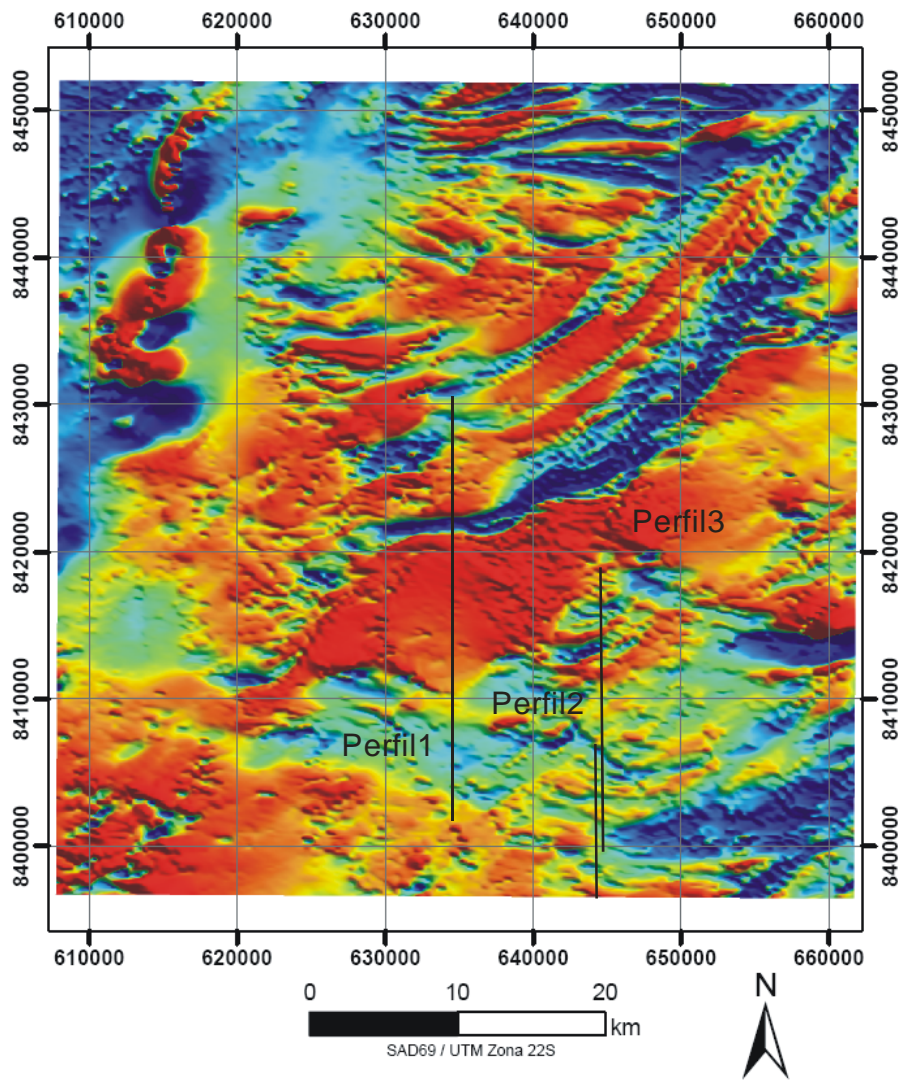
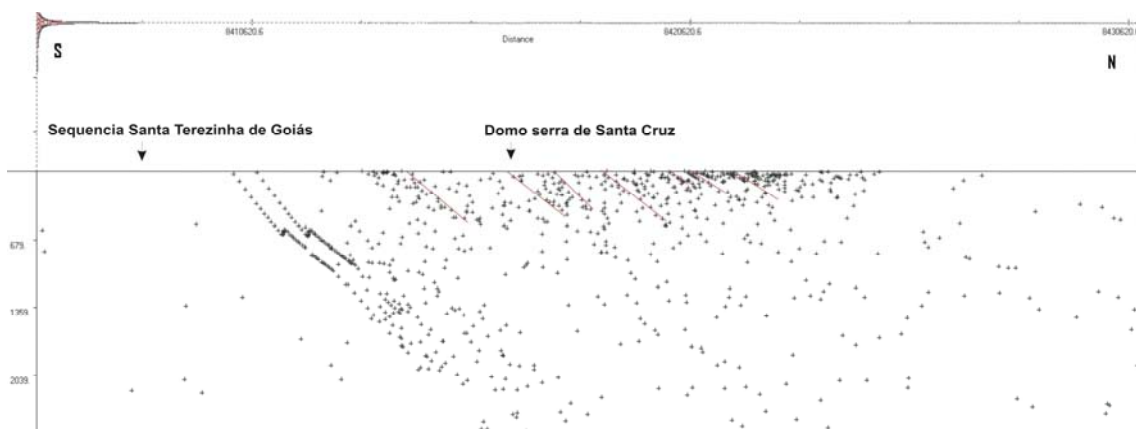
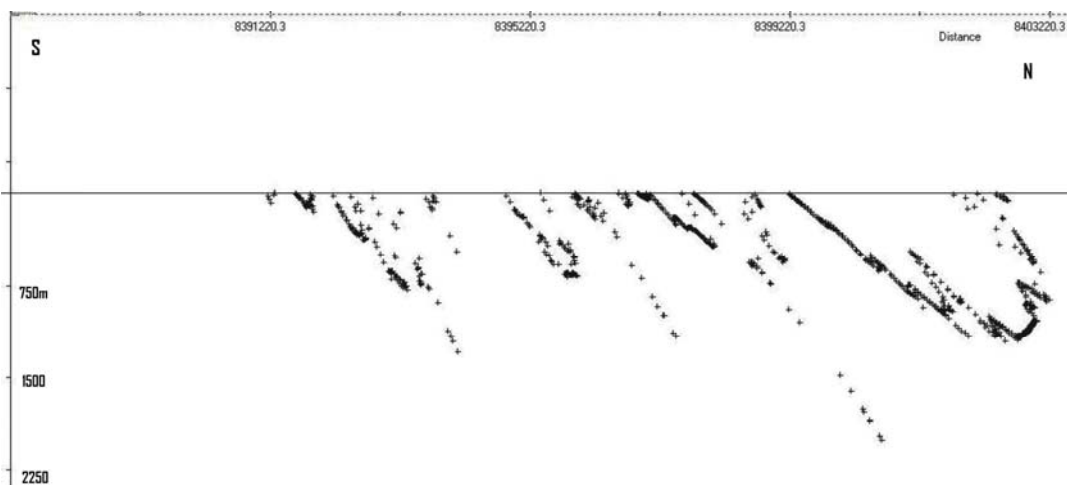


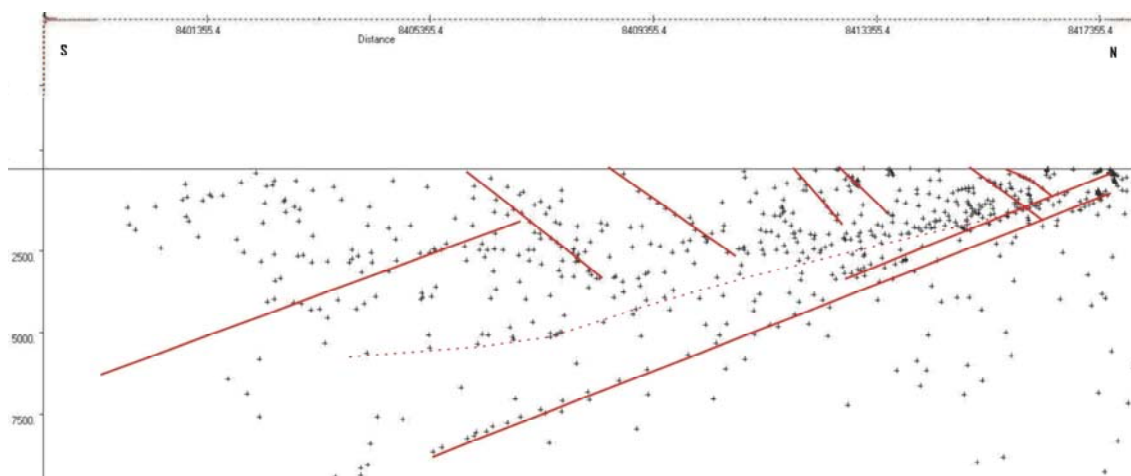
Figura 5.21 – Campo magnético anômalo reduzido IGRF com a localização dos perfis Euler 2D.



Perfil-1- mostrando o limite magnético do gnaissse do domo de Serra de Santa Cruz com as rochas supracrustais e arrasto na direção sul.



Perfil-2 – apontou as escamas de empurrão e a zona de cisalhamento Serra das Araras ao sul da cidade de Santa Terezinha de Goiás. Ainda mostrou um angulo de caimento um pouco mais alto nas escamas de empurrão localizadas mais ao sul e uma profundida aproximada de 750 a 1000m para as escamas.



Perfil-3- assinalando a transição das rochas supracrustais, onde as escamas de empurrão são mais visíveis, que as rochas da suíte plutônica do arco e provável contato entre esses domínios.

Figura 5.22 – Perfis da deconvolução Euler 2D (EUDEPH):

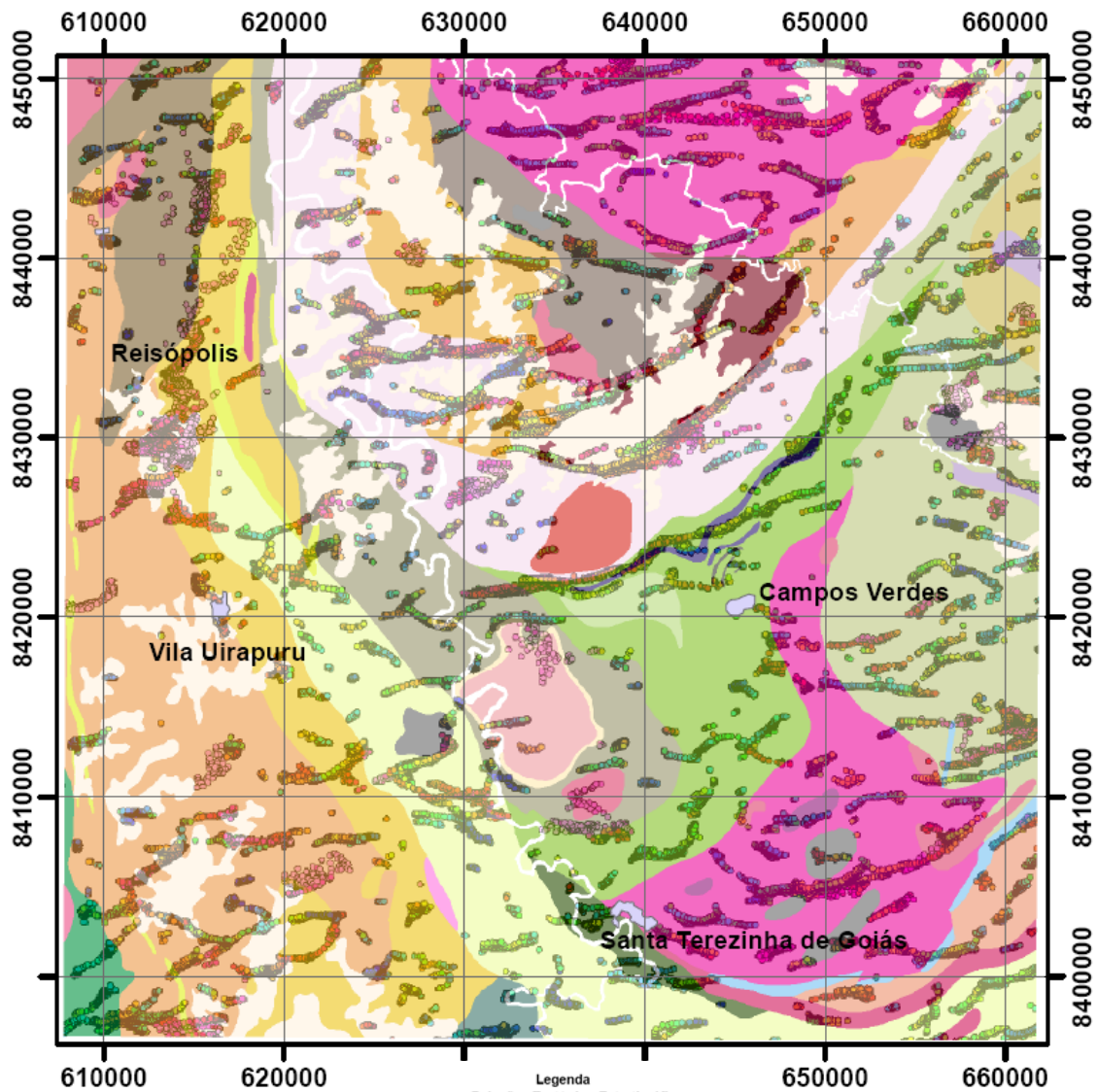


Figura 5.23 – Imagem da deconvolução de Euler sobre o mapa geológico (Fuck *et al.* 2006)

A deconvolução de Euler realçou as zonas de cisalhamento como a da Serra das Araras, Varalzinho e Vargem Grande. O encurvamento das ZC para a direção N30E está bem marcado no nordeste e sudeste da área, sendo em algumas regiões a direção EW muito forte. No norte da área, duas estruturas circulares estão na borda do corpo mapeado como biotita hornblenda gnaiss. No noroeste o *trend* N-S apresenta valores muito profundos e estão cortados por lineamentos NE. No domo de Serra de Santa Cruz anomalias profundas estão concentradas na parte superior do corpo, confirmando o arrasto do gnaiss na direção sul. O que não foram bem evidenciadas foram as rochas ultramáficas, juntamente com a região da Sinclinal do Peixe que não apresentaram anomalias significativas. No sudoeste os lineamentos que marcam o greenstone belt estão alinhados NE, sendo sua resposta fraca. No limite leste, nas rochas da seqüência Mara Rosa, observou-se uma forte anomalia profunda circular que não está mapeada.

5.3.3 Diferenciação das seqüências metasedimentares de Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa

A geofísica foi fundamental na diferenciação e delimitação das seqüências supracrustais e diferentes tipos de magmatismo. Segundo [Ishihara \(1977/2000\)](#) com base na série da magnetita e ilmenita é possível diferenciar os dois estágios de evolução do arco magmático de Mara Rosa ([Chiarini, 2007](#)).

As rochas que estão envolvendo as anomalias magnéticas da seqüência metavulcano sedimentar de Mara Rosa provavelmente foram formadas em um ambiente anódrico e redutor, mais profundo onde o Ferro, devido à pouca quantidade de água gera a ilmenita que é três vezes menos susceptível magneticamente que a magnetita, e apresenta anomalia magnética com baixa susceptibilidade, como observado pelos vários produtos aerogeofísicos (figura 5.24). As imagens gamaespectométricas delimitaram a seqüência metavulcanosedimentar de Mara Rosa (860 Ma), que se estende com direção NE do canto leste da área de estudo até o norte do arco de Mara Rosa, apresentando valores muito baixos nos três canais radiométricos, com o canal de urânio um pouco mais perceptível. Ao contrário destas, as rochas da seqüência Santa Terezinha de Goiás (650-670 Ma) mostram altas respostas radiométricas, tornando assim evidente os dois estágios evolutivos do arco de Mara Rosa, proposto por [Fuck et al., 2006](#).

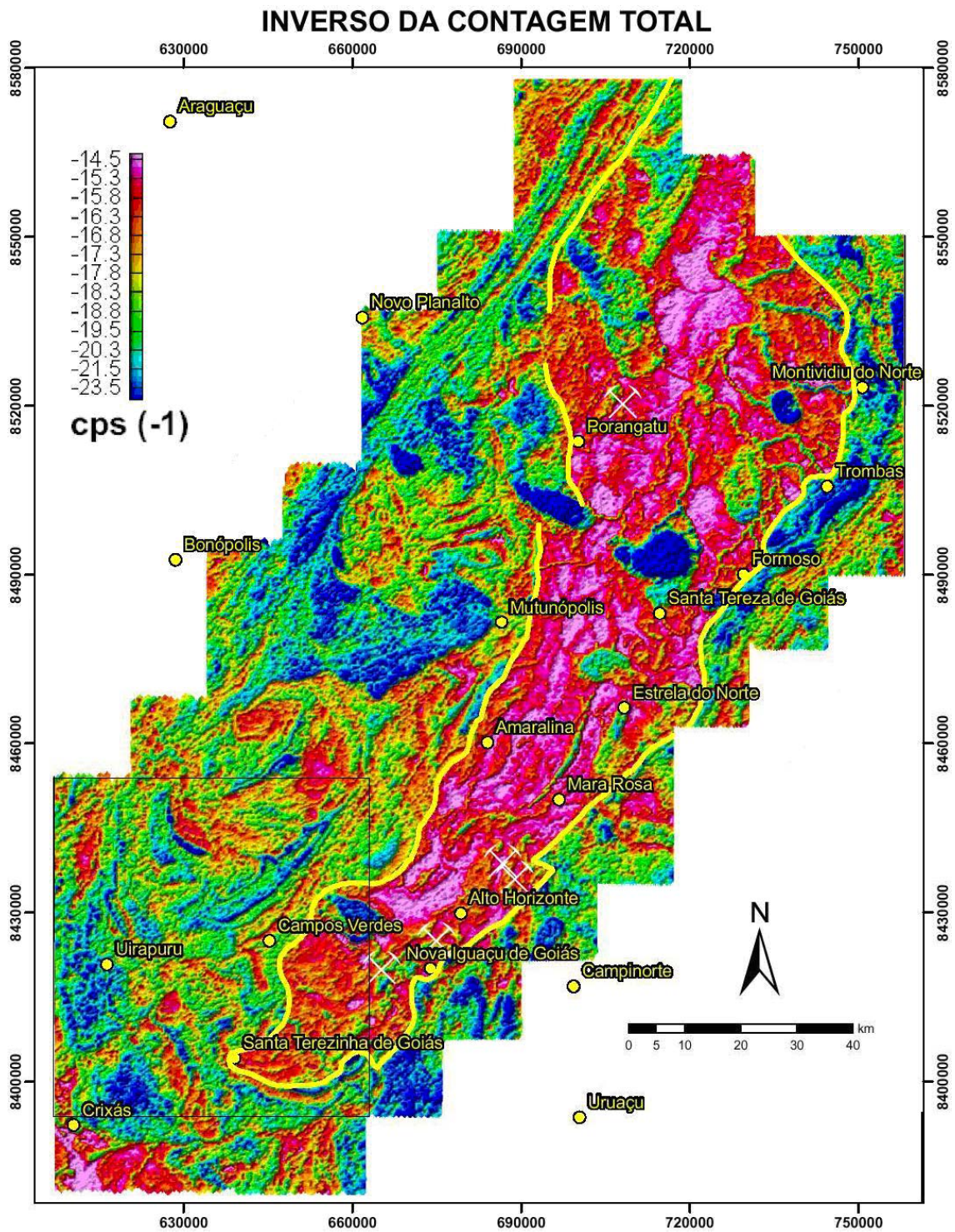


Figura 5.24 – Mapa do inverso da Contagem total delimitando a seqüência metavulcano sedimentar de Mara Rosa em todo o arco magmático de Mara Rosa (modificado Chiarini 2007)

5.3.4. Separação das escamas tectônicas

As escamas de empurrão estão presentes em duas regiões da área de estudo, apresentando contexto geológico e estrutural bem diversificado. No norte as *nappes* estão orientadas na direção EW e transicionam para NE na parte centro-nordeste, acompanhando o traçado das ZCVG e ZCV. As rochas plutônicas predominam sobre as supracrustais, ao contrário do que ocorre nas escamas de empurrão no sudeste. Os dois domínios são seccionados por sistemas de falhas, com direção principal NW. As zonas de cisalhamento que separam as *nappes* são facilmente visualizadas nas imagens tanto magnéticas como radiométricas, assim como alguns domínios geológicos regidos por essa tectônica de empurrão. A separação dos domínios, fundamentada nos valores de radiação, mostrou que as rochas da suíte plutônica I – primitivas, as rochas da seqüência Santa Terezinha de Goiás – escamas D e E e as da seqüência Mara Rosa apresentam baixos valores radiométricos e os outros xistos da seqüência Santa Terezinha de Goiás, juntamente com as rochas da suíte plutônica II – mais evoluída, apresentam valores mais elevados. No sudeste da área, perto de Santa Terezinha de Goiás, as escamas de empurrão são truncadas por varias zonas de cisalhamento, sendo as principais a z.c. Serra das Araras e Campo Limpo, espaçadas por distancias que vão se tornando menores à medida que se aproximam do vértice SE, pois parecem serem “freadas” pelo domo de Hidrolina e pelo Greenstone belt de Crixás, o que fez com que as camadas no sul da área de estudo possuam maior ângulo de mergulho, sendo isso notado tanto nos perfis 2D e 3D, confeccionados a partir da deconvolução de Euler, como nas medidas estruturais aferidas em campo.

A diferenciação das escamas tectônicas da seqüência Santa Terezinha de Goiás por domínios magnéticos e gamaespectométricos não está muito relacionada aos contatos mapeados e somente foram encontradas relações com os lineamentos magnéticos referentes às zonas de cisalhamento que separam as *nappes*. Apesar da falta de precisão dos limites entre as escamas, é possível caracterizar alguns domínios. As escamas A, B e C apresentam valores radiométricos mais elevados que as escamas D e E, que mostram respostas magnéticas mais elevadas e anomalias expressivas no mapa de potássio normalizado.

Em alguns contatos entre os grandes domínios geológicos pode se verificar formatos mais regulares que podem representar as rochas plutônicas e contatos irregulares característicos das supracrustais. Porém a maioria dos contatos da região é

regido mesmo por zonas de cisalhamento, sendo complicado classificar cada *nappe* pelo contato entre elas. A melhor forma de compreender esses contatos é tentando entender as zonas de cisalhamento que as separam. Alguns corpos circulares estão intrudidos e rotacionados entre as escamas.

Confrontando em perfil radiométrico e magnético as zonas de cisalhamento presentes na parte norte da área, sendo a ZCVG, ZCV e outra zona classificada como LM-4, as principais, nota-se que os canais de contagem total e gradiente da contagem total (marcador de contatos) (Figura 4.12 e 4.13) apresentam valores anômalos inversamente proporcionais e localização aproximada entre os três canais para as zonas de cisalhamento.

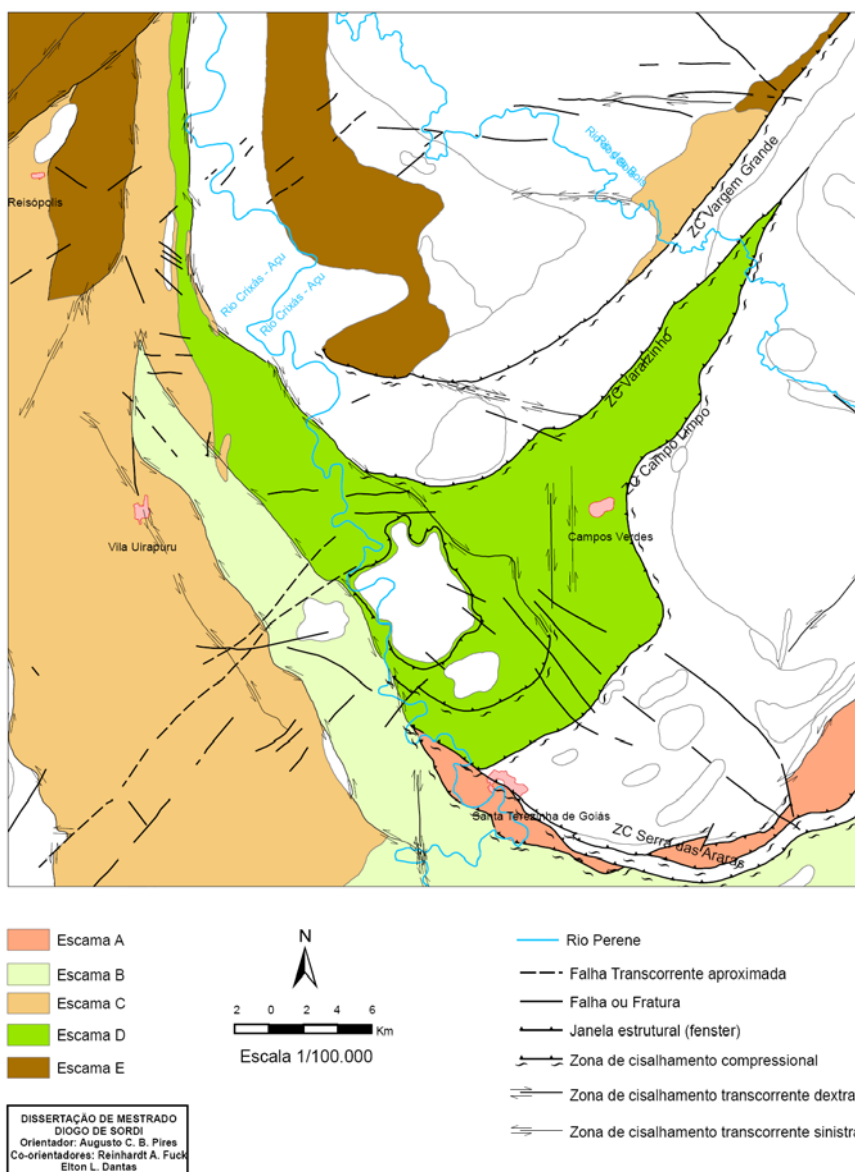


Figura 5.25 – Mapa geológico indicando as escamas de empurrão da seqüência Santa Terezinha de Goiás.

5.3.5. Separação das suítes plutônicas do arco de Mara Rosa e corpos graníticos

A geofísica auxiliou na separação das duas suítes plutônicas do arco. Em particular, a magnetometria revelou na suíte plutônica I – menos evoluída, características um pouco distintas entre os hornblenda gnaisses tonalíticos e os *plugs* de gabros e dioritos mapeados no norte com valores mais altos de amplitude magnética e relevo mais acidentado. Estes são orientados na direção EW (LMI-C, E, J e N) e os na parte sudeste com amplitudes menores e relevo moderado levemente orientados na direção NE. As respostas magnéticas da suíte plutônica II – mais evoluída, mostraram valores moderados de susceptibilidade magnética e relevo médio a baixo (LMI-H,D,E e B) com orientação preferencial na direção EW e NE de oeste para leste. Os augen gnaisses, no norte da área de estudo, não são tão susceptíveis magneticamente quanto as rochas da suíte plutônica I e as anomalias magnéticas estão concentradas nas falhas e zonas de cisalhamento.

Os grandes corpos ultramáficos na área estão localizados nas mais expressivas zonas de cisalhamento, no LM-1(NE), LM-2 (serra da Bocaina, NS) e LM-6 (ZC Varalzinho).

Grande maioria dos corpos plutônicos está distribuída entre as zonas de cisalhamento, como o granito Faina, outro corpo, de biotita augen gnaisse milonítico ao sul do domo de Serra de Santa Cruz e o granito São Jose do Alegre, inserido entre as ZCVG e ZCV, apresentando um arrasto com rotação levemente dextral que é visível nas imagens magnéticas (figura 5.6). O pequeno corpo granítico que aflora na serra da Bocaina, entre as cidades de Uirapuru e Reisópolis, provavelmente teve sua ascensão devido às falhas orientadas na direção NS. Outro pequeno corpo também relacionado à suíte plutônica II aflora a nordeste de Campos Verdes, próximo a zona de cisalhamento Campo Limpo, no contato entre o domínio de tonalitos da suíte plutônica I e a seqüência metavulcano sedimentar de Mara Rosa.

No leste da área de estudo, falhas na direção NW, foram responsáveis pela colocação do granito Faina. As estruturas nesta direção são observadas em toda área e cortam as estruturas EW e NE, podendo ser consideradas tardias, o que é comprovado por datações de U-Pb com idade aproximada de 576Ma (Fuck *et al.* 2006) e são derivadas de um estágio de deformacional rúptil, o que pode ser observado não só nas imagens magnéticas mas principalmente nas radiométricas, onde também, elevados

valores radioativos são equivalentes a grande quantidade de mica nesse corpo encaixado.

Entre os corpos da suíte plutônica II estão: um corpo de granodiorito cinza entre as escamas B e C da seqüência Santa Terezinha de Goiás, plugs de dioritos e gabros e vários outros pequenos corpos. A ascensão desses corpos pode estar ligada ao período de colocação dessas escamas, pois todos possuem idades entre 650-670 Ma, sendo um período de intensa atividade ígnea e tectônica com alojamento de inúmeros corpos tonalíticos-granodioríticos-graníticos no Arco Magmático de Goiás.

A gamaespectrometria se mostrou mais eficiente na separação das suítes plutônicas do arco de Mara Rosa, sendo a suíte I menos radiogênica, com valores muito baixos nos três canais (K, Th e U) o que ficou mais bem expresso na imagem do Kn (figura 4.19) que se pode observar duas anomalias negativas na região mapeada como a suíte I. As rochas no norte possuem valores médios de tório e muito baixo nos outros canais e as rochas no sudeste da área de estudo o canal que se mostra um pouco mais expressivo é o urânio. Na suíte plutônica II, as imagens indicam os altos valores radiométricos nos três canais principais e na contagem total. Anomalias de potássio, observadas nos augen gnaisses e granitos de composição granodiorítica a granítica, são justificadas pela presença de muscovita e feldspato potássico.

5.3.6. Aerogeofísica para as mineralizações - ultramáficas da sinclinal Rio do Peixe.

A região apresenta contexto econômico muito interessante e entre os minerais com valores econômicos que são ou poderiam ser explorados, estão as cianitas da serra das Araras, algumas pequenas ocorrências de ouro (figura 26.b) e a grande exploração de esmeralda na cidade de Campos Verdes (figura 26.a).



Figura 5.26 – a) garimpo de esmeralda na cidade de Campos Verdes; b) Garimpo de Ouro, abandonado no sudeste da área.

Quando observados os padrões das mineralizações em relação à geofísica, são caracterizados vários fatores magnéticos e radiométricos na região da sinclinal Rio do Peixe, onde localizam as mineralizações.

O “zoom” no mapa geológico do PRONAGEO (figura 5.28.a) na região de Campos Verdes apresenta os principais coadjuvantes para a formação do depósito de esmeralda. As rochas ultramáficas da seqüência Santa Terezinha de Goiás, o granito São José do Alegre, provável responsável pela contaminação de cromo, para a formação das esmeraldas e os corpos responsáveis pela estruturação como o domo Serra de Santa Cruz.

O granito do domo Serra de Santa Cruz está bem marcado juntamente com outro corpo a leste de Campos Verdes, com formato circular e maior, coincidente com o domínio das supracrustais neoproterozóicas da seqüência Mara Rosa. Observa-se na imagem AGHT (Figura 5.7) um fechamento, dobrando o sinclinório Rio do Peixe com seu eixo aproximadamente NS podendo condizer com D’el-Rey Silva e Barros Neto, 2002, e também em relação as dobras em bainha observadas em afloramento, nesse domínio geológico (figura 5.28).



Figura 5.27 – foto de dobra em bainha impressa em xistos nas proximidades de Campos Verdes.

Segundo [Hasui et. al 1998](#), a ocorrência dos corpos de geometrias variadas concordantes com a foliação e alongamento segundo N15W/20NW está ligada ao controle tectônico formando durante a tectônica de cavalgamento e remobilização na Zona de Cisalhamento Santa Terezinha (Z.C. Varalzinho, segundo [Fuck et al. 2006](#)). A zona de cisalhamento Varalzinho deslocou sinistralmente a faixa mineralizada formando rampa frontal e desenvolvendo foliação, lineação e dobras intrafoliais. A zona de cisalhamento está ligada ao deslocamento e desenvolvimento de uma antiforma e um par sinforma-antiforma por arrasto, formação da sinforma do Rio do Peixe e a ascensão de domos gnáissicos e de dobras transversais ([Dantas et al. 2007](#)).

O LM-7 ([figura 5.9](#)) representa as falhas NS a N15W como observado na [figura 5.28.e](#), onde essas falhas apresentam movimentos NS e deslocamento no sentido sul. A imagem de composição ternária CMY ([figura 5.28.d](#)) mostra o limite das rochas ultramáficas, porem com diferenças no enriquecimento de potássio indicando duas prováveis mineralizações ao sul de Campos Verdes ([figura 5.28.f](#)).

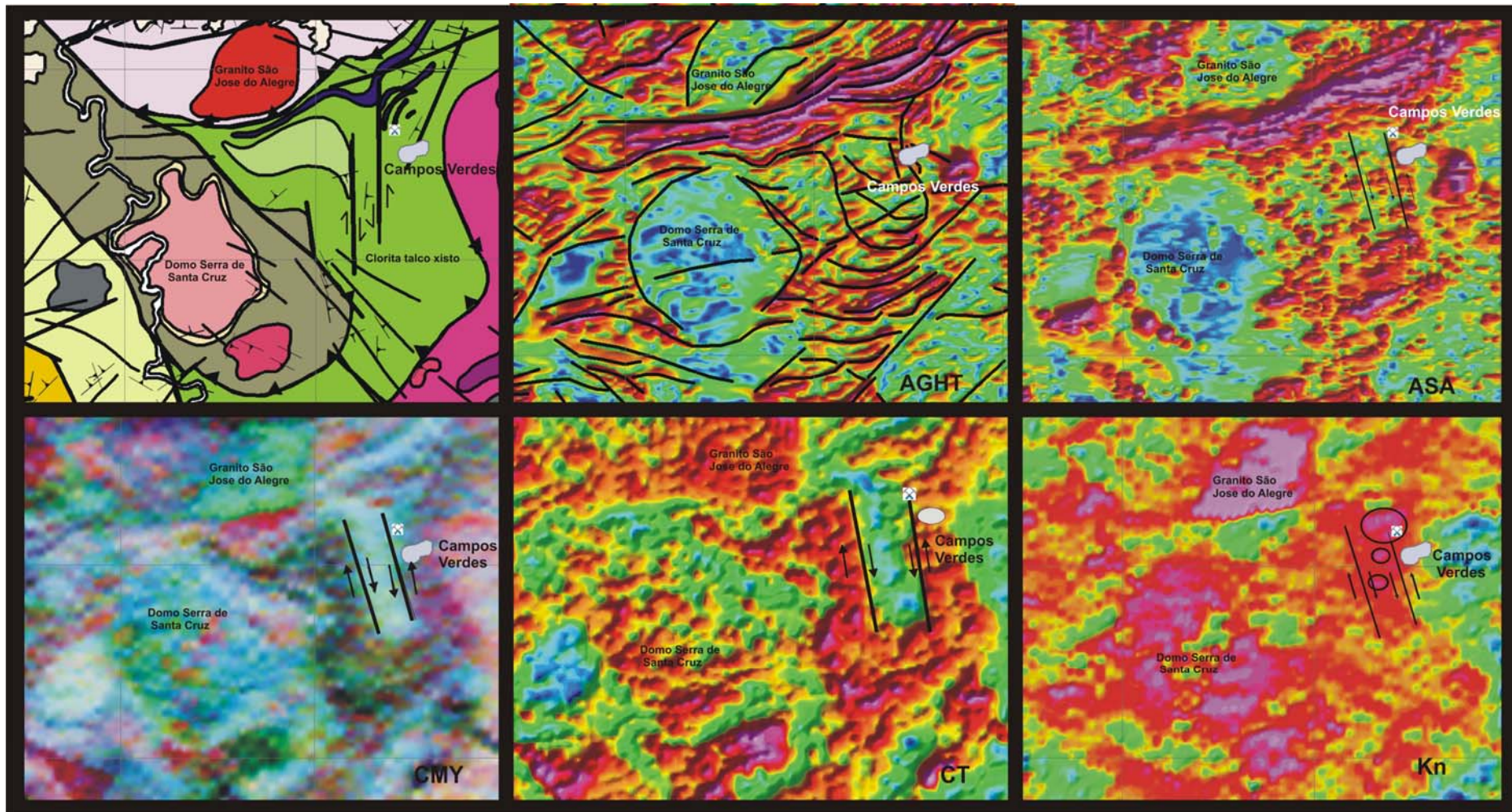


Figura 5.28 – a) mapa geológico (Fuck *et al.*2006); b) AGHT com lineamentos; c) ASA com lineamentos na região do garimpo; CMY mostrando curvatura da sinclinal Rio do Peixe; CT mostrando os LM-7 com direção NS e f) Imagem do canal do K normalizado, mostrando mais duas prováveis áreas mineralizadas.

6. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Este trabalho possui alguns pontos que devem ser destacados, porque apesar da região ser tema de diversos trabalhos, a qualidade dos dados geofísicos do recente aerolevanteamento e as técnicas aplicadas neste são diferentes das existentes na literatura do Arco Magmático de Goiás.

A metodologia aplicada se baseia na integração dos produtos magnetométricos e gamaespectométricos de alta resolução com o conhecimento adquirido no mapeamento geológico na escala 1:100.000 e permitiu obter informações preciosas para a compreensão do arcabouço estrutural da região de Santa Terezinha de Goiás, regido pelo sistema de empurrões. A técnica de deconvolução de Euler 2D estima a profundidade dos topos das fontes magnéticas e juntamente com os vários produtos geofísicos, incluindo as diversas formas de visualização da técnica da deconvolução de Euler, foi possível afirmar que se tratam de fontes rasas, assim como as escamas de empurrões, e permitiu delimitar e caracterizar a forma e o comportamento das *nappes*, das zonas de cisalhamento e dos corpos plutônicos. Os novos dados revelaram algumas modificações que podem ser trazidas aos mapeamentos anteriores.

A introdução teórica sobre o funcionamento do processo de aquisição dos dados pode ser útil para compreender a origem dos dados e conseqüentemente obterem produtos de melhor qualidade. A má execução da etapa de levantamento pode causar “danos” irreparáveis a qualquer técnica de tratamento dos dados.

A integração entre os produtos magnéticos e radiométricos se tornou mais fácil já que as fontes magnéticas se apresentaram significativamente rasas, o que foi verificado pelo espectro de potência e pela forte semelhança dos traçados estruturais das imagens magnetométricos e gamaespectométricos.

A geofísica foi fundamental no mapeamento, principalmente devido ao relevo muito arrasado que dificulta o mapeamento, juntamente com a dificuldade de acessar diversas áreas tanto pelos rios que por problemas com os fazendeiros locais. Porém mesmo com esses problemas, foram observados vários novos corpos ou domínios, coerentes com o conhecimento local, como os limites do granito intrusivo na serra da Bocaina e os *plugs* de dioritos e gabros intrudidos na suíte plutônica I que foram

visualizados nas imagens geofísicas antes do mapeamento e redimensionados no mapa geológico recente. Outro exemplo é uma forte anomalia (amplitude= 0,18nT/m) classificada como DM-10 (figura 5.15) que, devido ao relevo arrasado não foi encontrado nenhum afloramento, mas provavelmente corresponde aos anfibólitos inseridos na seqüência Mara Rosa.

A seqüência metavulcano sedimentar de Santa Terezinha de Goiás foi dividida em cinco escamas tectônicas (figura 3.7), porém seus contatos não são bem definidos pois algumas mudanças nas rochas são variações do mesmo domínio. Sendo esses contatos na maioria regidos por zonas de cisalhamento. A gamaespectometria possibilitou separar as escamas A, B e C que apresentam valores radiométricos mais elevados que as escamas D e E, que apresentam valores mais elevados de susceptibilidade (0,07nT/m), anomalias expressivas no mapa de potássio normalizado e estão em contato com as principais zonas de cisalhamento (ZCV e LM-2, Serra da Bocaina).

O reconhecimento, distinção e correlação dos grandes domínios geofísicos com as rochas e seus contatos foram importantes para entender a cinemática das zonas de cisalhamento que coordenam a separação entre as *nappes*, pois cada escama apresenta características distintas.

As imagens geofísicas delimitaram a seqüência de Mara Rosa (860 Ma) - com valores radiométricos muito baixos e maiores valores de susceptibilidade magnética, da seqüência Santa Terezinha de Goiás (650-670 Ma) - com altas respostas radiométricas e baixa resposta nas imagens magnéticas. A discriminação de duas fases de acreção crustal no Arco de Mara Rosa, fundamentado, nas características físicas e químicas dos minerais, como na serie da magnetita e ilmenita (Ishihara 1977/2000) mostrou a eficiência dessa ferramenta na associação com a geologia e deixou mais clara e evidente as idéias de Fuck *et al.* 2006 e Chiarini 2007, sobre a divisão entre os dois estágios de evolução do Arco de Mara Rosa.

É interessante destacar, nessa divisão entre a seqüência de Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa, que os depósitos de Au e Cu, conhecidos no Arco de Mara Rosa como Chapada, Mundinho, Mara Rosa e outros, parecem estar inseridos no primeiro estágio - menos evoluído do Arco, ou seja, a seqüência metavulcano sedimentar de Mara Rosa.

As imagens geofísicas também possibilitaram diferenciar corpos plutônicos da suíte I, menos evoluída, dos corpos da suíte II, mais evoluída. Suíte plutônica I apresenta susceptibilidade magnética elevada e a suíte II, mostrou baixas leituras inferiores a primeira, sendo que, para as respostas radiogénicas, os resultados foram opostos. As expressivas anomalias nas imagens gamaespectrométricas são causadas devido à quantidade significativa de muscovita e feldspato nas rochas da suíte plutônica II.

Os produtos magnéticos, auxiliados pela técnica da deconvolução de Euler e algumas vezes confirmados pela radiometria, apresentaram algumas informações importantes na tentativa de compreender a formação do arranjo estrutural na seqüência Santa Terezinha de Goiás. A feição mais marcante da região nas imagens geofísicas é a expressividade dos lineamentos NE relacionados ao evento transbrasiliiano e a transição desses para o sistema de cavalgamento com zonas de cisalhamento arqueadas com concavidade aproximada para sul, como observado, nos altos valores de susceptibilidade magnética dos produtos transformados do campo magnético anômalo (figuras 5.6 e 5.7). A ZC Varalzinho foi considerada a mais profunda e importante. Esses domínios, regidos pela tectônica de empurrões, parecem estar separados pela ZC referida, pelo domo Serra de Santa Cruz e o domínio da seqüência Mara Rosa.

O encurvamento das ZC para a direção N30E está bem marcado no nordeste e sudeste da área, sendo em algumas regiões, os lineamentos na direção NS e EW, no norte da área (LM-3), muito fortes e carentes de novos estudos. Transição de rampa frontal à paralela é bem visualizada na maioria dos produtos, como se observa nas imagens da deconvolução de Euler e nas lineações aferidas em campo. Os dois ambientes tectônicos dominados (norte e sul da área) pelas *nappes* possuem características um pouco diferentes, como o formato das escamas, apesar de possuírem a mesma idade e rochas semelhantes, como supracrustais e plutônicas (hornblenda tonalitos). Marcado principalmente pelas imagens radiométricas, alguns lineamentos com direção NE no oeste da área, logo acima do Greenstone belts de Crixás, se encontram com a ZC Varalzinho, próximo ao domo, podendo assim caracterizar a separação desses dois domínios tectônicos, já que existem muitas medidas com direção aproximada de N30E e alto ângulo de mergulho nas camadas nessa região. No leste da área de estudo, falhas na direção NW, podem ter sido responsáveis pela colocação do

granito gnaiss Faina, que devido à grande quantidade de mica caracteriza fortes anomalias radiométricas.

As estruturas rúpteis nesta direção são observadas em toda área e cortam as estruturas EW e NE, podendo ser consideradas tardias, devido as datações de U-Pb em ortognaisses orientados, com idade aproximada de 576 Ma (Fuck et al. 2006).

As rochas da região de Santa Terezinha de Goiás passaram por forte processo de milonitização como observado nas fotomicrografias do gnaiss próximo a ZCV (figura 3.x).

O estagio de retrometamorfismo – passagem de fácies Anfíbolito a Xisto Verde, presente em varias rochas miloníticas na área podem indicar um “relaxamento” posterior que pode ser explicado pelo deslocamento lateral das *nappes* ou pelo sistema de falhas NW posterior.

As principais zonas de cisalhamento que separam as *nappes* da seqüência Santa Terezinha de Goiás são: Vargem Grande no norte e serra das Araras no sudeste. No norte as rochas plutônicas predominam sobre as supracrustais, ao contrario do que ocorre nas escamas de empurrão no sudeste. As *nappes* são espaçadas por distâncias que vão se tornando menores à medida que se aproximam do vértice SE, pois parecem serem “freadas” pelo domo de Hidrolina e pelo Greenstone belt de Crixás, o que fez com que as camadas no sul da área de estudo possuam maior ângulo de mergulho, observado tanto nos perfis 2D e 3D confeccionados a partir da deconvolução de Euler e nas medidas estruturais aferidas em campo. Tais características também podem ser explicadas pelo cisalhamento ser mais expressivo no sul. Os perfis criados a partir da deconvolução de Euler ainda mostraram se tratarem de escamas rasas com profundidade variando entre 700 a 1000m.

O perfil-1, EUDEPH 2D (figura 5.22, perfil 1) mostrou o contato das rochas da seqüência Santa Terezinha de Goiás – baixo magnético, com o domo de Serra de Santa Cruz, com maior susceptibilidade magnética, e ainda mostrou um forte arrasto do gnaiss na direção sul.

Vários corpos circulares foram bem delimitados pelos produtos geofísicos. O domo e a seqüência de Mara Rosa parecem ter “pressionado” as rochas entre esses dois corpos semi-circulares formando a sinclinal Rio do Peixe, onde estão localizados os garimpos de esmeralda.

As imagens geofísicas mostraram falhas N15W com movimentação no sentido sul, no interior da sinclinal. A imagem, de composição ternária RGB mostra o limite do domínio das rochas ultramáficas, porém com diferenças no enriquecimento de potássio indicando duas prováveis mineralizações ao sul de Campos Verdes, que são visualizadas na [figura 5.25](#).

Os corpos ultramáficos toleíticos, considerados como prováveis metabasaltos, podem ter sua ascensão relacionada a escamas ou lascas tectônicas de fundo oceânico nas principais zonas de cisalhamento, onde dominam talco xistos, clorita talco xisto, magnetita muscovita xisto com turmalina e os biotititos com esmeralda. Coincidentes geograficamente estão alguns corpos de BIF's que afloram próximos a serra da Bocaina com direção NE e NS e próximos a cidade de Campos Verdes e podem ser alvo de um estudo mais aprofundado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 7, P. 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. O cráton do paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio cráton do São Francisco e faixas marginais, Salvador, 1981. **Anais...** Salvador, sbg, p.1-9.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B. AND FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, 17:1-29.
- ARANTES, D.; OSBOURNE, G.A.; Y.; BUCK, P.S.; PORTO, C.G.; 1991. The Mara Rosa volcano sedimentary sequence and associated gold mineralization. In : E. A. Ladeira (ed.) Brazil Gold'91. **Anais**: p. 221-229.
- ARAÚJO FILHO, J.O. (1999). Structural characteristics and tectonic evolution of the pirineus syntaxis, central Brazil. **PHD Thesis**, University. Of Illinois, 418p.
- ARAÚJO FILHO, J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências** 30(1):144-148.
- ARAÚJO, S.M.1999. The Palmeirópolis Volcanic Massive Sulphide Deposit, Tocantins State. In Silva, G.M. and Misi, A. (eds.) **Base Metals deposits of Brazil**, Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, 64-68.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. **Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt. Contributions to Mineralogy and Petrology** 101:187-197.
- BARBOSA, O.; BATISTA, M.B.; DYER, R. C.; BRAUN, O.P.G.; COTTA, J.C. 1969. **Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília**. Petrópolis, DNPM/ prospec S.A., 225p.
- BARROS NETO, L.S. 2000. Evolução Estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás. Brasília. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências. **Dissertação de Mestrado**, 111p.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55. Bell, A.M., 1981. Vergence: an evaluation. **Journal of Structural Geology**, 3, 197-202.
- BIONDI, J.C. 1990. Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha. **Revista Brasileira de Geociências**, 20 (1-4). p. 7-24.
- BLAKELY, R. J. 1996. Potencial theory in Gravity & Magnetic Applications. **Cambridge University Press**, Cambridge, 441pp.

-
- 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. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, **Tese de doutorado**, 229p.
- CALLE, C.H.T. 1995. Processamento integrado de dados geofísicos e geoquímicos da região de Santa Terezinha de Goiás. Brasília, Universidade de Brasília, **Dissertação de Mestrado** 103, 91p.
- CASSEDANE, J.P., SAUER, D.A. 1984 The Santa Terezinha de Goiás emerald deposit. *Gems and Gemmology* 20:4-13. Correia, C.T., Tassinari, C.C.G., Lambert D.D., Kinny, P.D, Girardi, V.A., 1997. U/Pb (SHRIMP), Sm/Nd and Re/Os systematics of Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in Central Brazil, and constrains on tectonic evolution. **South America Symposium on Isotope Geology**, Campos do Jordão, SP. Ext. Abst., p. 88-89.
- CHIARINI, M.F.N.; GONÇALVES L. C.; VASCONCELOS M. A.; DANTAS E. L.; BEDRAN F. O.; DE SORDI D.A.; GONSALVES SILVA D.V.; ROSADO T.M.S.; SOARES J.E.P.; ARAÚJO FILHO J.O. 2005. Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos da região de Porangatu – GO, Brasil central In: **Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Salvador-BA: SBGf, 2005. v.1. p.219 – 223.
- CHIARINI, M.F.N.; DANTAS, E.L.; PIRES, A.C.B.; DE SORDI, D.A.; ARAÚJO FILHO, J.O.; SILVA, M.F.; ALMEIDA, T. 2006. Contribuição da aerogeofísica no entendimento tectônico da região de Porangatu, arco magmático de Goiás, Brasil central. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, 2006, Aracajú, 2006. V. 1. P. 341.
- COSTA, A.L.L. 1996. Sequência Mina Inglesa: caracterização química das rochas granitóides associadas, Crixás-Goiás. Brasília, Universidade de Brasília, **Dissertação de Mestrado**, 88p.
- COSTA, S.A. de G. 1986. Correlação da sequência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com terrenos do tipo greenstone belts de Crixás e tipologia dos depósitos XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, **Anais...** 2, p.597 – 614.
- D'EL REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S. 2002. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Journal of South American Earth Sciences** 15:693-708.
- D'EL REY SILVA, L.J.H.; E PEREIRA, C. J. 1995. Brasiliano-cycle deformation in the V SNET- Simp. Nac. Estudos Tectônicos – Gramado RS. **Anais**, p.23 – 25.
- D'el Rey Silva, L.J.H. , Barros Neto, L.S., 2002. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. **Journal of South American Earth Sciences** 15:693-708.

-
- DANNI, J.C.M.; JOST, H.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F. 1996. Feições vulcânicas das rochas ultramáficas de hidrolina, GO. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, **Anais...**, 2, P. 570 – 84.
- DANTAS, E.L.; ARAÚJO FILHO J.O.; OLIVEIRA, C.G.; FUCK, R.A.; M.M.; PIMENTEL, M.F.N.; CHIARINI, O (2007) O sistema de cisalhamento transcorrente. Porangatu, província Tocantins. XI SNET, NATAL. **Anais** P.199-201.
- DANTAS, E.L.; ARAÚJO FILHO, J.O.; OLIVEIRA, C.G.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; CHIARINI, M.F.N.; T.A.; D.A.S; NASCIMENTO, E.L. 2006. Isótopos de ND na determinação de blocos crustais na região de Porangatu-go. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, 2006, Aracajú, 2006. V. 1. P. 127
- DANTAS, E.L.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; JUNGES, S.L.; OLIVEIRA, C.G; DE SORDI, D.A.; CHIARINI, M.F.N. The Santa Terezinha Sequence, Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints from U-Pb and Sm-Nd data. In: **V South American Symposium on Isotope Geology**, 2006, Punta del Leste, Uruguai. 2006. p. 98-100.
- DARDENNE, M.A.; FREITAS – SILVA, F.H.; SOUZA, J.C.F.; CAMPOS, J. E.G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do grupo vazante no contexto da faixa de dobramentos Brasília. XV Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, **Anais...** p.26.
- DE SORDI, D.A.; FUCK, R.A.; PIRES, A.C.B.; Dantas E.L.; CHIARINI, M.F.N. Aerogeofísica da Folha Santa Terezinha de Goiás: Contribuição Para o Mapeamento e Interpretação do Arco Magmático de Goiás, Brasil Central. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, 2006, Aracaju. XLIII: Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, 2006. v. 1. p. 301-301.
- DICKSON, B.L.; SCOTT, K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray- adding the geochemical factors . AGSO Journal 17 (2). Pp. 187-200. DNPM 1981. **Projeto Geofísico Brasil-Canadá: Histórico e Atividades até 30/09/77**.
- DURRHEIN, R.J.; COOPER, G.J.R. 1998. EUDEPH: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. **Computers & Geosciences**, 24:545-550.
- FERREIRA FILHO, C.F., KAMO, S.L., FUCK, R.A., KROGH, T.E., NALDRETT, A.J., 1994. Zircon and Rutile U/Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil : constrains for timing of magmatism and high grade metamorphism. **Precambrian Research** 68. p. 241-255.
- FERREIRA FILHO, C.F; PIMENTEL, M.M. 1999. Sm-Nd isotop systematic and REE-Hf-Ta-Th data for mafic rocks of the Niquelândia complex upper layered series, central Brazil: Further constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism in: **II South American Symposium on isotope geology actas**, p.60-62.

-
- FUCK et al. 2002. ND Isotopes, U-PB single grain and shrimp zircon ages from basement rocks of the Tocantins province. **IV SSAGI, PUCON, CHILE**. CD.
- FUCK, R.; DANTAS, E.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; JUNGES, S.L.; OLIVEIRA, C. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data. In: **V-SSAGI**, 2006, Punta Del Este. Short papers. Montevideo: Universidad de La Republica, 2006. V. 1. P. 98-100.
- FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG, **Anais...** p. 84-187.
- FUCK, R.A.; Dantas, E.L.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; JUNGES, S.; OLIVEIRA, C.G.; DE SORDI, D.A.; CHIARINI, M.F.N. Sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil: Novos Dados Geológicos, Idades U-Pb em Zircão e Dados Isotópicos. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia - ANAIS. Rio de Janeiro - RJ : Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, 2006. v. 1. p. 129-129.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H.; JUNGES, S.L.; OLIVEIRA, C.G.; DE SORDI, D.A.; CHIARINI, M.F.N. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data. In: **V South American Symposium on Isotope Geology**, 2006, Punta Del Leste, 2006. P. 98-100.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; OLIVEIRA, C.G.; KUYUMJIAN, R.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R.V.; ALMEIDA, W.M.; ROSA, W.D.; KAFINO, C.V.; BARBOSA, E.S.R.; ARAÚJO, I.M.C.P.; ROCHA, C.H.A.; GUERRA, G.A.; JOFFILY, C.M.L.C.; OLIVEIRA, L.T.; CUNHA, L.M.; MOURA, C.O.; VENTURA, D.B.R.; BROD, E.R.; MARUOKA, M.T.S.; VICENTE, M.S.; TONIETTO, S.N.; RANCAN, C.C.; VILHENA, R.M. 2003. **Mapa Geológico de Santa Terezinha de Goiás**. Brasília, Universidade de Brasília, escala 1:25.000.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.; LAUX, J.; JUNGES, S.; OLIVEIRA, C.; DE SORDI, D.A.; CHIARINI, M. 2006. Sequência Santa Teresinha de Goiás, arco magmático de Goiás, Brazil central: novos dados geológicos, idades U-PB em zircão e dados isotópicos SM-ND. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, 2006, Aracajú, 2006. V. 1. P. 129.
- FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA-SOARES. A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do cráton São Francisco: síntese dos conhecimentos, in J.M.L. DOMINGUES E A. MISI (eds), **O Cráton do São Francisco**, SBG/SGM/CNPQ, p.161-185.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; SILVA, J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da província Tocantins. **Anais...** 3º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, SBG, 1, P. 215-216.

-
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.E.; BOTELHO, N.F. 1987. Granitoid rocks in west-central Brazil: A review, in: ISGAM – Internacional Symposium on granites in associated mineralization, Salvador BA. P. 53-59. Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D’el Rey Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins, **28 Congresso Brasileiro de Geologia**, Camboriú, SBG, Boletim de Res. Expandidos, v. 1, Simpósios, p.215-217.
- FUCK, R.A; DANTAS, E.; SORDI, M.; CHIARINI, M.; ALMEIDA, T.; JOFFILY, C.; OLIVEIRA, C.; PIMENTEL, M.M.; JOST, H.; JUNGES, S.L. 2006. Geologia do arco magmático de Goiás, folha Santa Teresinha de Goiás. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. **Anais...** 2006. V. 1. P. 189-189.
- FUCK, R.A; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; SOARES, J.E . 2006. Faixa Brasília: uma revisão. In: XLIII, 2006, Aracaju. **Anais**, 2006. V. 1. P. 27-27.
- GEOSOFT. 1996. **MAGMAP 2-D frequency domain processing**.
- GEOSOFT. 2000. **OASIS MONTAJ 5.2**. Geosoft, inc., Toronto.
- GIOIA, S.M.C.L., PIMENTEL, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. **An Acad Bras Cienc** 72, p 219-245.
- GIULIANI, G.; COUTO, P.; D’EL-REY SILVA, L.J.H. 1990 Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita* 25:57-64. **Geologia**, Belém. **Anais...** Belém, SBG, v. 1, p.459-475.
- GUNN, P.J. 1975. **Linear transformations of gravity and magnetic fields**. **Geophysical Prospecting** 23 (2), 300312.
- GUNN, P.J. 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. **Course**. **Agso**. 150 p.
- HÄNNI, H.A., KEREZ, C.J. 1983 Neues Smaragd-Vorkommen von Santa Terezinha de Goiás-GO, Brasilien. **Zeitschrift Deutsche Gemmologische Gesellschaft** 32(1):50-58.
- HASUI Y, MAGALHÃES AC, OJIMA LM, COPPEDÊ Jr. 1998 Modelo estrutural e tectônico do depósito de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás – GO. **Geociências** 17(2):345-369.
- HASUI, Y. et al. 1994. Estrutura em quilha Brasil central: uma feição fundamental na geologia de Goiás e Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v13, n. 2, p. 463-467, 1994.
- HEAMAN, L; LUDDEN, J.N. 1991. Short course handbook on application o radiogenic systems to problems in geology. **Mineral Asso. of Canada**, 489 p. Toronto.
- ISHIHARA et al. 2002. Granitoid series in terms of magnetic susceptibility: a case study from the barberton region, **South Africa Gondwana Research**, v 5, no. 3,

pp. 581-589. International Association for Gondwana Research, Japan. Issn: 1342-931X.

ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Min. Geol.** 27, 293–305.

ISHIHARA, S.; HASHIMOTO, M.; MACHIDA, A.M. 2000. Magnetite/ilmenite series classification and magnetic susceptibility of the mesozoic-cenozoic batholiths in Peru. **Resource Geol.**, v.50, 123-129.

JOFFILY, C.M.L.C. 2006 Gênese e controle do cianitito da Serra das Araras, Arco Magmático Mara Rosa. Brasília, Universidade de Brasília, **Dissertação de Mestrado**, 78p.

JOST, H. ; THEODORO, S. M. C. H. ; FIGUEIREDO, Ana Maria Graciano ; BOAVENTURA, G. R. . Propriedades geoquímicas e a proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstone belts de Crixás e Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 2, p. 151-166, 1996.

JOST, H. . Field-guide to the geology of the Crixás Archean region, Goiás. In: International Symposium Archaean of the South American Platform, 1995, Brasília. São Paulo : **SBG**, 1995. p. 1-10.

Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A., Dantas, E.L., et al. 2001. Geologia de terrenos Arqueanos e Proterozóicos da região de Crixás – Cedrolina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 31 (3). p. 315-328.

JOST, H.; FUCK, R.A.; BROD, J.A.; DANTAS, E.L.; MENEZES, P.R.; ASSAD, M.L.L.; PIMENTEL, M.M.; BLUM, M.L.D.; MOREIRA SILVA, A.; SPIGOLON, A.L.D.; MAAS, M.V.R.; MOTA, M.S.; FERNADEZ, B.P.; FAULSTICH, F.R.L.; MACEDO JÚNIOR, P.M.; NEVES SCHOBENHAUS, C.; DE ALMEIDA, L.; CARDOSO, A.A.S.; ANJOS, C.W.D.; RIBEIRO SANTOS, A.P.M.; BUBENICK, A.N.; AMORIN TEIXEIRA, A.; EUSTÁQUIO, B.M.L.; OLIVEIRA CAMPOS, M.; BARJUD, R.M.; CARVALHO, D.R.; SCISLEWSKI, L.R.; SARLI, C.L.; PACINI, D.L.O. 2001. Geologia de terrenos Arqueanos e Proterozóicos da região de Crixás – Cedrolina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 31 (3). p. 315-328.

JUNGES ET AL. 2002. Nd Isotopic study of the neoproterozoic Mara Rosa arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research** 117 (2002) 101–118

JUNGES, S.L. 1998. Características geoquímicas e isotópicas dos metassedimentos da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa – GO. **Dissertação de mestrado**, Instituto de Geociências, UNB, Brasília, 120P.

JUNGES, S.L.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; LAUX, J.H. 2002a. Idades U-Pb de granitos SIN-A tardi-tectônicos do arco de Mara Rosa, Goiás. IN: SBG-Núcleo nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa, **Anais...** p. 312.

-
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; LAUX, J.H. 2003. New ID-TIMS U–PB ages in the western portion of the mara rosa arc: two hundred million years of arc building. South American Symposium on the Isotope Geology, vol. 4. Salvador, Brazil, **Short Papers** 1, pp. 198–201.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; MORAES, R. 2002b. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research** 117(1-2):101-108.
- KUYUMJIAN, R.M. 1981. Geologia e mineralizações auríferas da *greenstone belt* da Faixa Crixás – GO. Brasília, Universidade de Brasília, **Dissertação de Mestrado**, 67p.
- KUYUMJIAN, R.M. 1994. Geologia da seqüência Mara Rosa na região da Chapada, Goiás. **Anais...** IV Simpósio de Geologia do Centro-oeste, Brasília, p. 142-144.
- KUYUMJIAN, R.M. 1998. Kyanite-staurolite ortoamphibolite from the Chapada region, Goiás, central Brazil. **Mineralogical Magazine** 62(4):501-507.
- KUYUMJIAN, R.M. 1998. The magmatic arc of western Goiás: a promising exploration target. In: **Workshop: Depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base**. Salvador, Capes- CNPq-ADIMB, p. 69-74.
- KUYUMJIAN, R.M. & JOST, H. 1993. Significado petrogenético de elementos terras raras em rochas komatiíticas de Guarinos, GO. **Anais VI Congr. Bras. Geoquímica**, v. 1: 92-95.
- KUYUMJIAN, R.M.; DIAS, R.R. 1991. Anfibolitos proterozóicos de Goiás, Brasil: representantes de vulcanismo de arcos magmáticos? **Geochim. Brasil**. 5, 35-44.
- KUYUMJIAN, R.M.; COSTA, A.L.L. 1999. Geologia, geoquímica e mineralizações auríferas da Seqüência Mina Inglesa, *Greenstone Belt* de Crixás, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências** 29(3):313-318.
- KUYUMJIAN, R.M.; GOUVEIA, C.O.; QUEIROZ, C.L.; CAMPOS, J.E.G. 2004. Geologia do limite entre terrenos arqueanos e o arco magmático neoproterozóico de Goiás na região de Chapada-Mara Rosa, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências** 34(3):329-334.
- LACERDA FILHO, J.V.; RIBEIRO FILHO, W. 1985. Geologia das mineralizações de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. **2o Simpósio de geologia do Centro-oeste**, 1985. Sociedade Brasileira de Geologia, Goiânia. Ata: 185-207.
- LACERDA FILHO, V.J.; RIBEIRO, P.S.E.; RIBEIRO FILHO, W.; DARDENNE, M.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. **Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático**. CPRM/METAGO S. A./UnB.

-
- LARIUCCI, C.; LEITE, C.R.; SANTOS, R.H.A. 1990. Gênese e inclusões de esmeraldas em Santa Terezinha de Goiás-GO. **Revista Brasileira de Geociências**, 20 (1-4): 25-31.
- LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A. 2004. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – Arco Magmático de Mara Rosa – Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos, Volume I – **Texto Técnico**.
- LAUX, J.H. 2004. Evolução do arco magmático de Goiás com base em dados geocronológicas U-PB e SM-ND. **Tese de doutorado**, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
- LUIZ, J.G.; SILVA, M.C. 1981. Geofísica de prospecção, ed UFPA, 1995 325p machado, e.c.; souza, c.j.m.; silva, m.a.; berbert, c.o. (1981). Projeto porangatu – **relatório final**, etapa II. DNPM/CPRM, 1, 246 p.
- MACEDO JÚNIOR, M.P.; MOREIRA LIMA, B.E.; OLIVEIRA CAMPOS, M. , 2001. 79 Aplicação de dados aerogeofísicos no mapeamento geológico do limite entre os terrenos Arqueanos e Proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 31(3): p. 279-286.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, 101:635-643.
- MARINI, O. J. et al. (1984). Província Tocantins: Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y (coord). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, 1984b. p. 205-264.
- MINTY, B.R.S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. **Expl. Geoph.** 22:591-592.
- MARINI, O. J. et al. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, E.Y. (coord). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Eedgar Bblücher, 1984b. P. 205-264.
- MIYATA, T.; HOSAKA, M.; CHIKAYAMA, A. 1987. On the inclusions in emerald from Santa Terezinha de Goiás-GO, Brazil. **Journal of Gemmology** 20(6):377-379.
- MME/DNPM, Goiânia, GSC, Canadá. DNPM/DIDEM 2004 Anuário Mineral Brasileiro. Faure, G . 1986. **Principles of Isotope Geology**. 2ª Ed. J. Wiley&Sons. 589 p
- NAGIGHIAN, M.N. 1974. Addition comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. **GEOPHYSICS**, 39: 85-92.
- OLIVEIRA C.G.; PIMENTEL M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A.; KUYUMJIAN, R.M. 2004 the copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa

magmatic arc, central Brazil: a review and new contributions. **Ore Geology Reviews** 25:285-299.

OLIVEIRA, C.G.; QUEIROZ C.L.; PIMENTEL, M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa goldcopper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. **Revista Brasileira de Geociências**, 30:219-221.

PACCA, I.G.; ERNESTO, M. 1979. **Introdução à Geofísica: Geomagnetismo**. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, SP. 38 p.

PALERMO, N. 1996. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, **Anais...** 5:219-222.

PALERMO, N. 1996. Le gisement aurifère précambrien de Posee (Goiás, Brésil) dans son cadre géologique. **These da ENS des Mines de Paris**, 175 p.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.C. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, 25:956-983.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.J.; FUCK, R.A. 2004. O embasamento da faixa Brasília e o arco magmático de Goiás. In: VIRGINIO MANTESSO-NETO; ANDREA BARTORELLI; CELSO DAL RÉ CARNEIRO; BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES. (org.). **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1 ed. São Paulo: beca, 2004, v. , p. 355-368.

PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R.A. 2003. SHRIMP and conventional U-Pb age, Sm-Nd isotopic characteristics and tectonic significance of the K-rich Itapuranga suite in Goiás, Central Brazil. **Anais...** Academia Brasileira de Geociências 75 (1): p. 97-108.

PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARMSTRONG, R.A. 2004. Shrimp up-pb and sm-nd ages of the Niquelândia layered complex: meso-(1.25 ga) and neoproterozoic (0.79 ga) extensional events in central Brazil. **Precambrian Research** 132 (2004) p 133-153.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1985. Geocronologia das rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 15. p.3-8.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; GIOIA, S.M.C.L. 2000. The neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new SM-ND isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, 30 (1): 035-039.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31 IGC, p.195-229.

-
- PIMENTEL, M.M.; JOST, H.; FUCK, R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, p.355-368.
- PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L. 1997. ND isotopic characteristics of metasediments of the neoproterozoic Mara Rosa arc, Goiás, central Brazil. Extended Abstract, **I South American Symposium on Isotope Geology**, SSAGI, Campos do Jordão, 237-239.
- PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R. 2002. ND isotopic study of the neoproterozoic Mara Rosa arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília belt. **Pre Cambrian Research**, 117, 101-118.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province : further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Precambrian Research**, 81, p.299-310.
- PULZ, G.M.; BRUM, T.M.M.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S.; PEREIRA, V.P.; SILVA, A.O. 1997^a. Caracterização textural, química e tratamento térmico das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás, Goiás. In: MARINI, O.J. (ed.). **Caracterização de minérios e rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros**. Brasília, DNPM-DIREXPADCT/ GTM, p.130-137.
- PULZ, G.M.; BRUM, T.M.M.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S.; PEREIRA, V.P.; SILVA, A.O. 1997^b. Caracterização cristaloquímica das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás-Campos Verdes, Goiás, Brasil central. In: **10 Semana de Geoquímica e 4 Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa**, Braga, 1997.
- PULZ, G.M.; BRUM, T.M.M.; JUCHEM, P.L.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S.; BARRETO, P. 1998^a. Contribuição ao estudo mineralógico dos cristais de esmeralda do distrito mineiro de Campos Verdes, Estado de Goiás. **Pesquisas** 25(2):11-19.
- PULZ, G.M.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S.; BRUM, T.M.M.; JUCHEM, P.L.; SANTOS, C.A.; PEREIRA, V.P. 1998^b. The chemical signature of emeralds from the Campos Verdes - Santa Terezinha mining district, Goiás, Brazil. **Journal of Gemology** 26(4):252-261.
- PULZ, G.M.; PEREIRA, V.P.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S.; BRUM, T.M.M.; SILVA, A.O.; DANNI, C.; JUCHEM, P.L. 1997^c. Caracterização dos berilos de Campos Verdes (Estado de Goiás) por difração de raios-x. In 6 Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador, 1997. **Anais...Salvador, SBGq**, v.1, p.396-399.

-
- QUEIROZ, C.L. 2000. Geologia estrutural, geocronologia e geotectônica da região de Crixás, Arqueano de Goiás. Brasília, Universidade de Brasília, **Tese de Doutorado**, 260p.
- QUEIROZ, C.L.; JOST, H.; MCNAUGHTON, N.J. 1999. U-Pb SHRIMP ages of the Crixás granite-greenstone belt terranes: from Archean to Neoproterozoic. In 7 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Bahia. Salvador, SBG, **Anais**...p.35-37.
- REID, A.B.; ALLSOP, J.M.; GRANSER, H.; MILLET, A.J.; SOMERTON, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. **Geophysics** 55, 80-91.
- RIBEIRO, F. W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, **Atas**, 281-299.
- RIBEIRO, F. W. & LACERDA FILHO, J.V. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha. In: SBG/Núcleo Centro-Oeste, Simp. Geologia Centro-Oeste, 2, **Ata**, pp.: 174-184.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Goiás** (sd22). DNPM, Brasília.
- SCHOBENHAUS, C. (coord.). 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Brasília, DNPM.
- SOARES, J.E.; BERROCAL, J.; FUCK, R.A. 2003. Seismic crustal structure in central Brazil. In **8 International Congress of The Brazilian Geophysical Society**, Rio de Janeiro, Brazil.
- SOARES, J.E.P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na província Tocantins, Brasil central. IG/UnB, Brasília, **Tese de doutorado** nº 73, 128 p.
- SOARES, J.E.P.; BERROCAL, J.; FUCK, R.A. 2005. Two-dimensional seismic refraction model of central Brasil crust. In: 9th **International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, 2005, Salvador. Expanded abstracts, 2005.
- SOARES, J.E.P.; BERROCAL, J.; FUCK, R.A.; MOONEY, W.D.; VENTURA, D.B.R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. **Journal of Geophysical Research**, USA, v. 111, n. b12302, p. 1029-1060, 2006.
- SOARES, J.E.P.; FUCK, R.A. 2007. Seismic characteristics of the external zone of the Brasília belt. In: XI Simpósio Nacional de estudos tectônicos, 2007, Natal. Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. V. **Anais**... P. 152-152.

-
- SOUZA, J.O.; LEÃO NETO, R. 1984. Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros. Mapeamento geológico do garimpo de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás. Goiânia, DNPM/CPRM, 65p.
- THOMPSON, D.T. 1982. EUDEPH: a new technique for making computer-assisted depth estimatives from magnetic data. **Geophysics**, v.47 no.1, 47:31-37.
- VIANA, M.G. 1995. Geocronologia e geoquímica das rochas ortognáissicas e metavulcânicas da região de Mara Rosa, norte de Goiás. **Dissertação de mestrado** (IG/UNB), Brasília, 118p.
- VIANA, M.G.; PIMENTEL, M.M. 1994. Dados geoquímicos e isotópicos SM-ND preliminares para rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Mara Rosa. In: Simp. Geol. Centro-oeste, 4, Brasília, 1994. **Anais...** Brasília, SBG, p. 148-151.
- VIANA, M.G.; PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências** 25(2):111-123.
- WERNIC, E. 2004. **Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**, 665 p Editora UNESP, São Paulo.