



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-UnB**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS -IG**

**AEROGEOFÍSICA, LITOGEOQUÍMICA E  
GEOLOGIA NA CARACTERIZAÇÃO DO  
RIFTE INTRACONTINENTAL DA FAIXA  
PARAGUAI**

**MARCELO FERREIRA DA SILVA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 221**

**Brasília – DF  
2007**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA-UnB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS -IG

# **AEROGEOFÍSICA, LITOGEOQUÍMICA E GEOLOGIA NA CARACTERIZAÇÃO DO RIFTE INTRACONTINENTAL DA FAIXA PARAGUAI**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 221**

Autor:

**MARCELO FERREIRA DA SILVA**

Orientador:

**ELTON LUIZ DANTAS**

Co-orientador:

Dr: Augusto Cesar Bittencourt Pires

Dr: Massimo Matteine

Dr: Roberto Alexandre Vitória de Moraes

Banca Examinadora:

Dr: Elton Luiz Dantas

Dr: Francisco Egídio Cavalcante Pinho

Dr: Marcelo de Lawrence Bassay Blum

**Brasília – DF**

**2007**

Silva, Marcelo Ferreira da.

Aerogeofísica, litogeoquímica e geologia na caracterização do rifte intracontinental da faixa Paraguai / Marcelo Ferreira da Silva. – Brasília : UnB, 2007.

117 p. : il. color. ; 30 cm

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

Orientador: Elton Luiz Dantas.

Dissertação de mestrado no. 221.

1. Geofísica. 2. Processamento de dados. 3. Geotectônica.  
I. Dantas, Elton Luiz. II. Universidade de Brasília. III. Título.

CDD 550

**RELATÓRIO DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO**  
**M E S T R A D O**

Universidade de Brasília - UnB  
Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação - DPP  
Diretoria de Administração Acadêmica - DAA

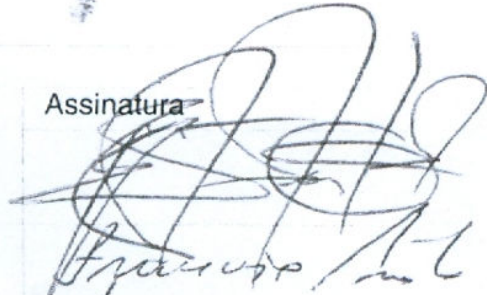
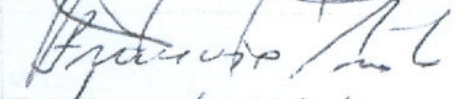
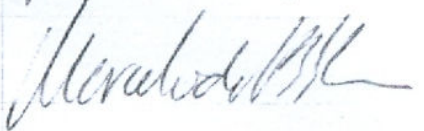
**1 - Identificação do Aluno**

Nome Marcelo Ferreira da Silva	Matrícula 04/98262
Curso Geologia	
Área de Concentração Mestrado em Geologia - Geologia Regional	Código 1635
	Departamento IGD

**2 - Sessão de Defesa de Dissertação**

Título  
"AEROGEOFÍSICA, LITOGEOQUÍMICA E GEOLOGIA NA CARACTERIZAÇÃO DO RIFT INTRACONTINENTAL DA FAIXA PARAGUAI"

**3 - Comissão Examinadora**

Nome	Função	Assinatura
ELTON LUIZ DANTAS (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Presidente) Departamento de Geologia Geral e Aplicada	
FRANCISCO EGÍDIO CAVALCANTE PINHO (Doutor)	Membro Externo não vinculado ao programa Universidade Federal de Mato Grosso	
MARCELO DE LAWRENCE BASSAY BLUM (Doutor)	Membro Externo não vinculado ao programa DEPARTAMENTO DE POLÍCIA FEDERAL	
CARLOS JOSE SOUZA DE ALVARENGA (Doutor)	Membro Interno vinculado ao programa (Suplente) Departamento de Geologia Geral e Aplicada	

**4 - Resultado**

A Comissão Examinadora, em 09/02/2007 após exame da **Defesa de Dissertação** e arguição do candidato, decidiu:

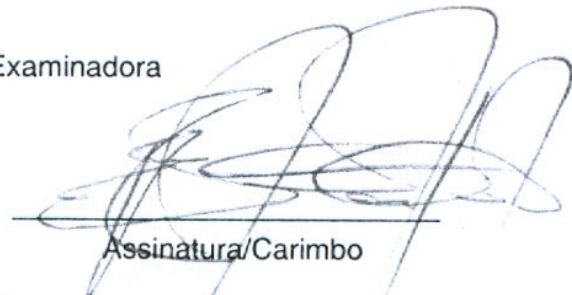
- Pela aprovação da **Dissertação**       Pela revisão de forma, indicando o prazo de 30 dias para apresentação definitiva.  
 Pela reprovação da **Dissertação**       Pela reformulação da **Dissertação**, indicando o prazo de \_\_\_\_\_ para nova versão.

**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.

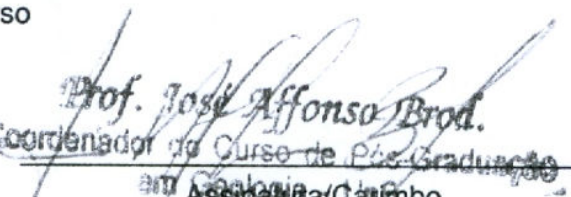
Autenticação  
Presidente da Comissão Examinadora

9/2/07  
Data

  
Assinatura/Carimbo

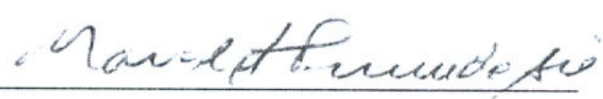
Autenticação  
Coordenador do Curso

27/05/2007  
Data

  
Prof. José Affonso Brod.  
Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geologia  
Assinatura/Carimbo

Ciente  
Aluno

9/2/07  
Data

  
Assinatura/Aluno

**Aprovação do Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação**

Decisão:

- Homologar

\_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_  
Data

\_\_\_\_\_  
Assinatura do Decano

## *Agradecimentos*

Dedico este trabalho ao meu querido pai, Valter Miguel Oliveira da Silva, pelos bons pensamentos e fé que me transmite.

À minha mãe, Isa Ferreira da Silva, que com grande amor sempre me apoiou.

Aos meus irmãos, Miguel Fernando e Marcus Vinicius pelo carinho e ensinamentos de irmão transmitidos ao longo da vida.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Elton Luiz Dantas pela oportunidade. Que com sua paciência, dedicação e simplicidade me ensinou muito.

À Universidade de Brasília e mais especificamente ao LGA (Laboratório de Geofísica Aplicada), laboratório administrado pelo Grande Osmar que sempre simpático nos recebe em seu agradável lugar de trabalho.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

Ao Professor Fuck que por intermédio de seus projetos junto ao CNPq financiou as saídas de campo

Ao CNPq/FAPDF, Pronex, proj. 193.000.106/2004.

Processo CNPq 470183/2004-7.

À CPRM pelo fornecimento dos dados aerogeofísicos.

Ao amigo Luciano Costa Gonçalves pelo incentivo inicial e idéias trocadas no início desta empreitada.

Ao aluno de graduação Cleiton (Seu Crayson) pelo companheirismo no mapeamento da região de Nova Xavantina.

Aos professores Augusto César Bittencourt Pires e Roberto Alexandre Vitória de Moraes pelas grandes discussões.

Ao professor Massimo Matteini pelos esclarecimentos oferecidos ao longo do trabalho.

Aos amigos Marcus Flávio Nogueira Chiarini, Israel, Poliana, Andréa, Diogo de Sordi, Humberto (dentinho), Bruno (Zé) pelas idéias trocadas e risadas, a todos os amigos que me apoiaram que não tem como citar.

À professora Edi Mendes Guimarães pela sua solicitude e nos apoiar principalmente na Difractometria de Raios X.

Ao professor Amintas da Universidade Estadual do Mato Grosso, pelo GPS emprestado.

À dona Fátima por sempre manter o LGA (Laboratório de Geofísica Aplicada) em estado agradável de trabalhar.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências que de certa forma contribuíram para a dissertação.

À cidade de Nova Xavantina por me receber sempre bem.

À minha namorada pelos grandes dias.

E principalmente ao meu grande amigo e mestre Jesus Cristo.

# ÍNDICE

1	- Introdução	1
	1.1 Apresentação	1
	1.2 Objetivos	5
	1.3 Metodologia	5
2	- Contexto Geológico Regional	7
	2.1 Síntese Geológica	7
3	- Aerogeofísica	14
	3.1 Natureza dos dados estudados	15
	3.2 Magnetometria	18
	3.2.1 Conceitos Básicos	18
	3.2.2 Magnetismo de rochas e minerais	20
	3.2.2.1 Diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo	20
	3.2.2.2 Magnetização das rochas	20
	3.2.3 Processamento dos dados	21
	3.2.4 Interpretação dos resultados	23
	3.2.4.1 Imagem do campo magnético anômalo	23
	3.2.4.2 Imagem da amplitude do gradiente horizontal total	26
	3.2.4.3 Imagem da amplitude do sinal analítico	30
	3.2.4.4 Imagem da inclinação do sinal analítico	38
	3.3 Gamaespectrometria	44
	3.3.1 Conceitos básicos	44
	3.3.2 Processamento dos dados	46
	3.3.3 Interpretação dos resultados	47
	3.3.3.1 Imagem do canal de contagem total	48
	3.3.3.2 Imagem do canal de tório	50
	3.3.3.3 Imagem ternária	53
4	- Rochas vulcanoclásticas	58
	4.1 Terminologia de texturas de rochas vulcânicas	58
	4.2 Estruturas em depósitos vulcânicos	59
	4.3 Depósitos associados ao vulcanismo	61
	4.3.1 Depósitos de queda	61
	4.3.2 Fluxos piroclásticos e seus depósitos: ignimbritos	63
	4.3.3 <i>Surges</i>	64
	4.4 Geologia Local	65
	4.4.1 Caracterização das rochas vulcânicas	68
	4.4.1.1 Metagabros e Metabasaltos toleíticos	68
	4.4.1.2 Alcalibasaltos	71
	4.4.1.3 Depósito piroclástico <i>Surge</i>	72
	4.4.1.4 Depósito vulcanoclástico	83
	4.5 Estrutura de Caldeira	87
	4.6 Geoquímica das rochas vulcânicas	92
	4.6.1 Grupo I	92
	4.6.2 Grupo II	98

4.6.3	Grupo III	99
4.6.4	Grupo IV	99
4.6.5	Processos de alteração de rochas vulcânicas	100
	4.6.5.1 Estimativas qualitativas e quantitativas da intensidade de alteração	100
5	- Arcabouço Tectônico	111
6	- Discussão Final e Conclusões	116



## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Fig. 1.1</b>	Posicionamento geotectônico da Faixa Paraguai.	2
<b>Fig. 1.2</b>	Disposição dos crátons e faixas dobradas durante o Neoproterozóico.	3
<b>Fig. 1.3</b>	Esboço geológico da Faixa do Paraguai com destaque para unidades Neoproterozóicas dos Grupos Cuiabá, Araras e Alto Paraguai.	4
<b>Fig. 2.1</b>	Arcabouço Geológico da Área num âmbito regional.	13
<b>Fig. 3.1</b>	Área do aerolevanteamento do Projeto Barreiro.	15
<b>Fig. 3.2</b>	Padrão típico de linhas de produção do Projeto Barreiro.	16
<b>Fig. 3.3</b>	Imagem do campo magnético anômalo junto de mapa geológico.	25
<b>Fig. 3.4</b>	Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero.	28
<b>Fig. 3.5</b>	Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero, mostrando as descontinuidades magnéticas entre os principais blocos e sua estruturação.	29
<b>Fig. 3.6</b>	Imagem da Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.	33
<b>Fig. 3.7</b>	Mapa de lineamentos interpretados da amplitude do sinal analítico.	34
<b>Fig. 3.8</b>	Imagem da Amplitude do Sinal Analítico de Ordem, com principais lineamentos interpretados.	35
<b>Fig. 3.9</b>	Arranjo magneto-estrutural interpretado usando a amplitude do sinal analítico.	36
<b>Fig. 3.10</b>	Imagem da amplitude do sinal analítico junto com mapa geológico.	37
<b>Fig. 3.11</b>	Imagem da Inclinação do Sinal Analítico de Ordem Zero.	40
<b>Fig. 3.12</b>	Mapa de lineamentos interpretados da inclinação do sinal analítico.	41
<b>Fig. 3.13</b>	Arranjo magnético estrutural interpretado usando a inclinação do sinal analítico.	42

<b>Fig. 3.14</b>	Imagem inclinação do sinal analítico junto com mapa geológico.	43
<b>Fig. 3.15</b>	Mapa gamaespectrométrico de contagem total.	49
<b>Fig. 3.16</b>	Mapa gamaespectrométrico de tório.	51
<b>Fig. 3.17</b>	Mapa de lineamentos interpretados da imagem do canal de tório.	52
<b>Fig. 3.18</b>	Imagem ternária junto com o mapa geológico.	57
<b>Fig. 4.1</b>	Figura 4.1 – Mapa geológico para a região de Nova Xavantina, ver anexo escala 1:25.000.	67
<b>Fig. 4.2</b>	Gabro bastante foliado (xistificado) encontrado em corte de estrada.	68
<b>Fig. 4.3</b>	Amostra macroscópica de microgabro pouco deformado.	68
<b>Fig. 4.4</b>	Fotomicrografia de metagabro.	69
<b>Fig. 4.5</b>	Fotomicrografia de metagabro composta basicamente por clorita (chl).	69
<b>Fig. 4.6</b>	Amostras macro de metabasaltos com forma alongada.	70
<b>Fig. 4.7</b>	Afloramento dos metabasaltos.	70
<b>Fig. 4.8</b>	Amostra de mão do mesmo afloramento anterior.	70
<b>Fig. 4.9</b>	Fotomicrografia de metabasalto.	71
<b>Fig. 4.10</b>	Fotomicrografia da mesma rocha em nicóis paralelos.	71
<b>Fig. 4.11</b>	Amostra de mão de álcali-basalto com textura maciça.	72
<b>Fig. 4.12</b>	Amostra de mão de álcali-basalto de coloração acinzentada.	72
<b>Fig. 4.13</b>	Extensa bancada ignimbrítica no Garimpo do Araés.	73
<b>Fig. 4.14</b>	Bancada próxima a anteriormente descrita, mostrando ignimbrito dacítico.	73
<b>Fig. 4.15</b>	Afloramento no Garimpo do Buracão, ignimbrito dacítico.	74
<b>Fig. 4.16</b>	Afloramento no Garimpo Móveis.	74
<b>Fig. 4.17</b>	Rocha fina (cinza vulcânica) de colaração esbranquiçada.	75
<b>Fig. 4.18</b>	Mesmo afloramento ao anterior, mostrando a laminação plano-paralela e acunhamento das lâminas.	75
<b>Fig. 4.19</b>	Nítido acunhamento e laminações cruzadas de baixo ângulo característico em <i>surges</i> .	75

<b>Fig. 4.20</b>	Amostra de mão do afloramento NXT-120 mostrando rocha de coloração amarela esbranquiçada.	76
<b>Fig. 4.21</b>	Mesma amostra da anterior, porém com visada mais afastada.	76
<b>Fig. 4.22</b>	Fotomicrografia de ignimbrito.	77
<b>Fig. 4.23</b>	Fotomicrografia de mesma rocha, mostrando as púmices (P) bastante compactadas.	77
<b>Fig. 4.24</b>	Rocha bastante fina, parecida com a anterior de ignimbrito.	78
<b>Fig. 4.25</b>	Nesta lâmina da rocha da figura anterior mostrando as púmices.	78
<b>Fig. 4.26</b>	Afloramento de rocha vulcânica de composição dacítica.	79
<b>Fig. 4.27</b>	Mesma foto anterior com visada mais próxima, mostrando estratificações.	79
<b>Fig. 4.28</b>	Rocha estratificada no mesmo afloramento onde nota-se próximo ao martelo um fragmento balístico (bloco).	79
<b>Fig. 4.29</b>	Amostra de mão composta basicamente por púmices sigmoidais realçadas pela linha em preto, bastante compactada, caracterizando o ignimbrito. Ponto NXT 86.	80
<b>Fig. 4.30</b>	Fotomicrografia de ignimbrito, rocha bastante fina.	81
<b>Fig. 4.31</b>	Mesma rocha anterior, mostrando a púmice estirada evidenciando grande compactação e deformação da rocha.	81
<b>Fig. 4.32</b>	Fotomicrografia mostrando lapíli acrescionário, com o núcleo preenchido com cristais.	82
<b>Fig. 4.33</b>	Rocha bastante fina, contendo lapíli acrescionário composto basicamente por quartzo e com fragmentos no seu núcleo.	82
<b>Fig. 4.34</b>	Mesma lâmina da anterior, realçando os filossilicatos envoltos ao lapíli.	82
<b>Fig. 4.35</b>	Afloramento formado por blocos de escória de coloração avermelhada com nítidas vesículas.	84
<b>Fig. 4.36</b>	Amostra de mão, evidenciando vesículas bem formadas, rocha de composição básica.	84
<b>Fig. 4.37</b>	Detalhe das vesículas centimétricas.	84

	Amostra de mão de escória (fragmento vítreo bastante vesiculado), de coloração cinza esverdeada, formada basicamente por clorita.	85
<b>Fig. 4.38</b>		
<b>Fig. 4.39</b>	Fotomicrografia da rocha NXT 146, composta por vesículas (V) arredondadas e púmices achatadas.	86
<b>Fig. 4.40</b>	Fotomicrografia mostrando uma zonação de cor mais escura, que é a escória, onde dentro dela é formada por vesículas (V) e clorita de cor marrom esverdeada.	86
<b>Fig. 4.41</b>	Imagem formada pela sobreposição de pancromática e imagem de radar.	88
<b>Fig. 4.42</b>	Mesma imagem da anterior, com aumento de 3 vezes. A elipse mostra a estrutura da caldeira com a escarpa do anel topográfico da borda sul bastante erodido.	88
<b>Fig. 4.43</b>	Imagem da pancromática tratada em <i>corel paint</i> . O círculo mostra a estrutura da caldeira.	89
<b>Fig. 4.44</b>	Imagem semelhante a anterior com visão mais aproximada, o círculo no centro da estrutura é só pra mostrar onde está posicionada a caldeira.	89
<b>Fig. 4.45</b>	Mapa de unidades geofísicas e geológicas integradas para a região de Nova Xavantina.	91
<b>Fig. 4.46</b>	Diagramas classificatórios para as principais rochas vulcânicas da Seqüência Nova Xavantina.	93
<b>Fig. 4.47</b>	Diagramas comparativos da assinatura geoquímica das fontes dos basaltos da região.	95
<b>Fig. 4.48</b>	Diagrama de elementos terras raras normalizado em relação ao condrito para as rochas da Seqüência Vulcânica Nova Xavantina.	96

<b>Fig. 4.49</b>	Spidergramas normalizados a MORB das vulcânicas da Seqüência Nova Xavantina.	97
<b>Fig. 4.50</b>	Spidergramas normalizados a manto primitivo para as rochas vulcânicas da Seqüência Nova Xavantina.	98
<b>Fig. 4.51</b>	Diagrama exemplificativo de alteração AI-CCPI plotados para riolitos do Complexo Vulcânico Central norte	103
<b>Fig. 4.52</b>	Diagramas de Alteração esquemático mostrando os 10 <i>trends</i> reconhecidos por Large <i>et al.</i> (2001a).	104
<b>Fig. 4.53</b>	Diagrama exemplificativo de amostras de riolito do Complexo Vulcânico Central norte.	105
<b>Fig. 4.54</b>	Diagrama bivariante CCPI <i>versus</i> AI.	106
<b>Fig. 4.55</b>	Diagrama bivariante Na <sub>2</sub> O <i>versus</i> AI utilizado como guia de alteração hidrotermal.	107
<b>Fig.4.56</b>	Diagramas evidenciando os altos índices de alteração, principalmente para as três amostras do Grupo II (NX 1, NX 4 e NX 30).	109
<b>Fig. 5.1</b>	Mapa de estruturas integrando lineamentos de imagens de sensores remotos e da amplitude do sinal analítico	112
<b>Fig. 5.2</b>	Mapa de lineamentos local, para a região de Nova Xavantina.	113
<b>Fig. 5.3</b>	Mapa geológico da região de Nova Xavantina sobreposto à imagem de radar.	115

## Resumo

A integração de dados aerogeofísicos e de litogeoquímica permitem propor um modelo de evolução geotectônica considerando a abertura de um rifte intracontinental na Faixa Paraguai. A presença de rochas vulcânicas básicas e piroclásticas ácidas concentradas na região dos Araés, município de Nova Xavantina, sudeste do estado do Mato Grosso, sugerem o envolvimento de múltiplas fontes mantélicas na geração do magmatismo bimodal na área. A presença de uma pluma mantélica na base da crosta continental é requerida para explicar a assinatura geoquímica dos basaltos encontrados na região (continental flood basalts e tipo OIB), bem como, a tentativa de abertura e formação de crosta oceânica durante a evolução do rifte é sugerida pela presença de basaltos toleíticos com assinatura de MORB.

O processamento dos dados dos temas aeromagnéticos de campo anômalo, amplitude do gradiente horizontal total, amplitude do sinal analítico e inclinação do sinal analítico auxiliaram na caracterização das feições estruturais da região e o delineamento dos corpos magnéticos, delimitando os limites do rifte, orientado na direção EW, e que posteriormente foram reativados formando extensas zonas de cisalhamento com indicadores cinemáticos dextrais.

A identificação de uma estrutura anelar delimitando as rochas vulcânicas na região do Garimpo dos Araés sugere a presença de uma caldeira ignimbrítica formada no início da abertura do rifte e tem implicações metalogenéticas para a prospecção na região.

## 1.1 APRESENTAÇÃO

Um dos principais problemas a serem esclarecidos na evolução da Província Tocantins está relacionado aos limites entre o Cráton Amazônico e os cinturões dobrados desenvolvidos em suas margens durante o Pré-Cambriano, e que podem ser resolvidos com a execução de trabalhos geológicos e geofísicos em escala adequada (Almeida, 1985). No sentido de buscar novas diretrizes ao entendimento geotectônico para a Faixa Paraguai, realizamos um estudo com a integração de diversas técnicas envolvendo a aerogeofísica, mapeamento geológico básico e litogeoquímica na região da cidade de Nova Xavantina, Mato Grosso.

A escolha da região de Nova Xavantina deve-se ao fato dela estar no limítrofe entre as Faixas Paraguai, Brasília e Araguaia e ser truncada pelo grande lineamento regional Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975) (figura 1.1). Além do que nesta área, afloram rochas vulcano-sedimentares, e estas são pouco abundantes por toda a Faixa Paraguai. O estudo das rochas vulcânicas permite obter importantes informações sobre os ambientes tectônicos desenvolvidos durante a evolução da Província Tocantins e podem ser usados no entendimento de modelos de reconstrução de supercontinentes.

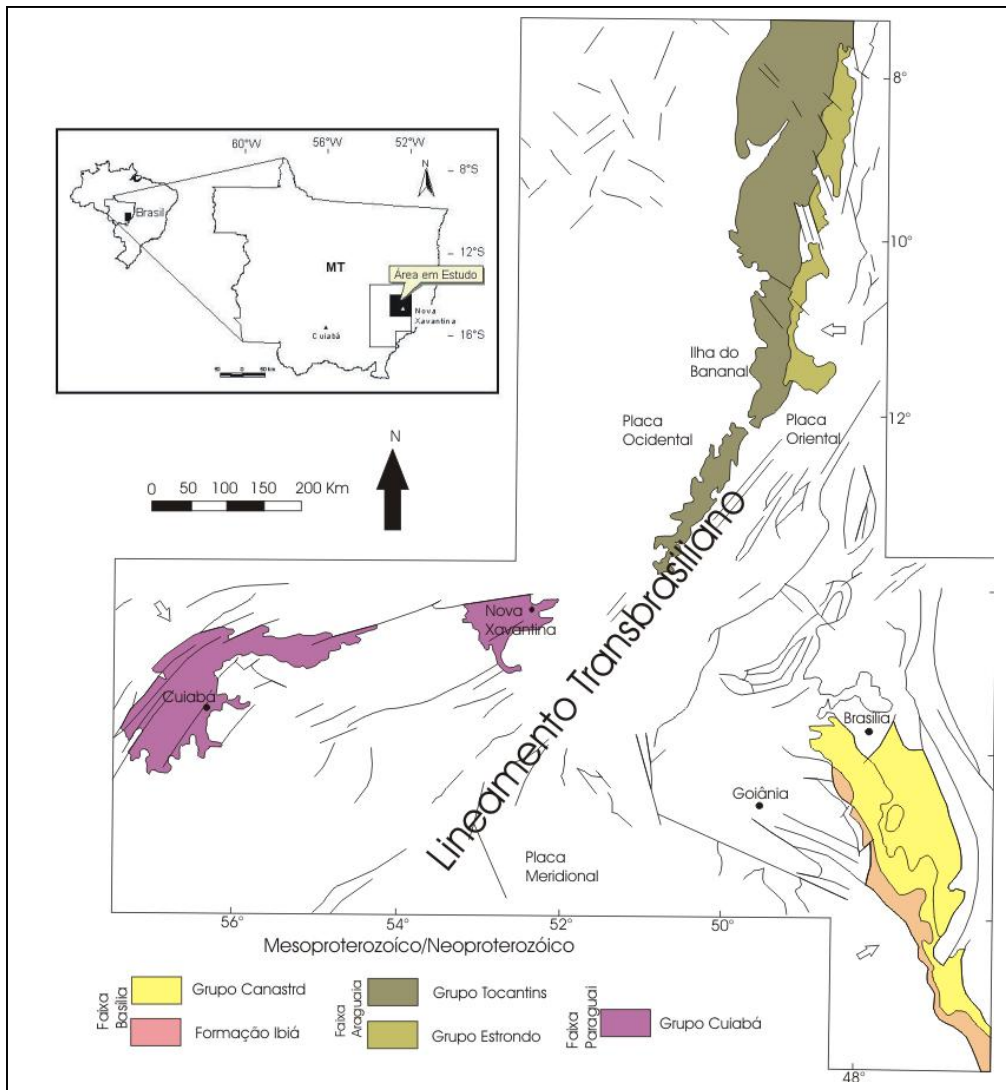


Figura 1.1 – Figura mostrando o posicionamento geotectônico da Faixa Paraguai sendo truncada pelo Lineamento Transbrasiliano, próximo a região de Nova Xavantina-MT (Almeida, 1985 modificado).

Modelos globais mostram que a história dos orógenos continentais que ocupam uma posição com respeito aos supercontinentes nos modelos de reconstrução no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico na formação do oeste do Gondwana, geralmente não levam em consideração a Província Tocantins (PT), bordejando o Cráton Amazônico, na porção central do Brasil (Nance & Murphy 2002, Cordani et al. 2003, Hefferan et al., 2000). Nestes modelos a PT é mostrada como uma unidade estática, já consolidada desde 630 Ma, enquanto que processos relacionados a subducção de margens continentais ativas são comuns em todo o resto do oeste Gondwana. Contudo, o reconhecimento de rochas máficas,



granulitos e magmatismo de arco em torno de 570-540 Ma na Província Tocantins favorece a apresentação de novos cenários e hipóteses sobre a evolução desta região (Dantas *et al.*, 2006). Modelos baseados em dados de refração sísmica profunda, apresentados para a Província Tocantins requerem a presença de ambientes de subducção, sugerindo um novo evento colisional entre o Crátón Amazônico e Crátón Oeste África, seguido de acreção de terrenos no já consolidado Crátón São Francisco-Congo (Soares, 2005).

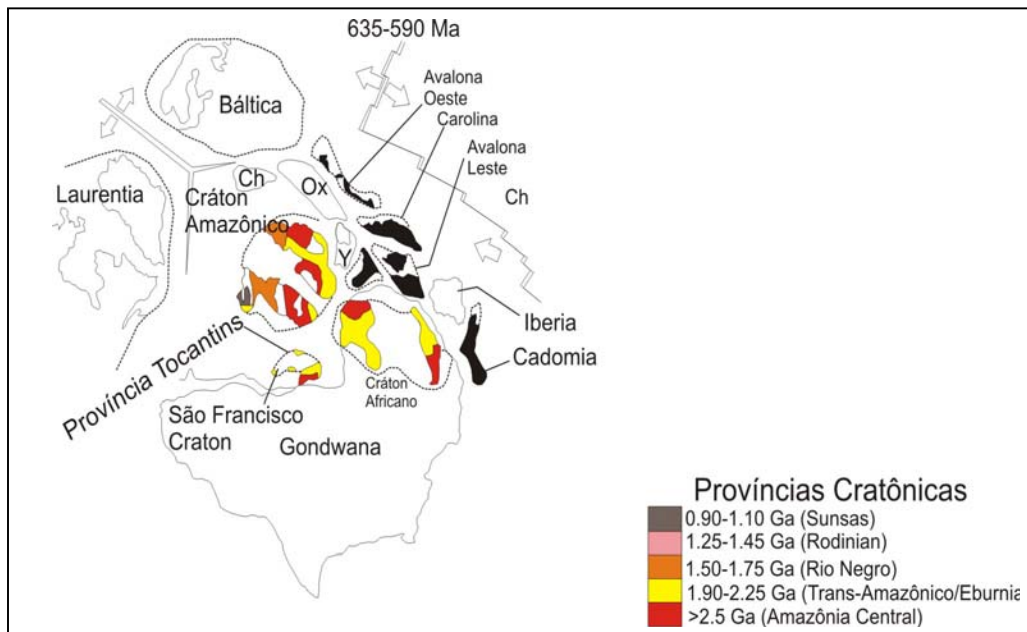


Figura 1.2 – Modelo global evidenciando a disposição dos crátons e faixas dobradas durante o Neoproterozóico, mostrando a Província Tocantins como unidade estática (Nance e Murphy, 2002 modificado).

Modelos evolutivos para a Faixa Paraguai, dentro do conceito da tectônica global, foram inicialmente propostos por (Brito Neves, 1983 e Jones, 1985) que, ao interpretarem a evolução das unidades da Faixa Paraguai em conjunto com unidades expostas na Bolívia, propuseram o modelo de junção tríplice em estágios iniciais de *rift*, em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120°. Neste caso a Faixa Paraguai desenvolve-se em ambiente de margem passiva do Cratón Amazônico, ao longo da qual teriam ocorrido ressurgências marinhas, responsáveis pela formação de depósitos de rochas fosfáticas (Almeida, 1984; Boggiani, 1990).

Por outro lado, Pinho (1990) considera que o ambiente de formação das rochas da região de Nova Xavantina é do tipo *back-arc*, baseado em dados litogeoquímicos (rochas predominantemente intermediárias) e tipo de sedimentação marinha presente na área.

A figura (1.3) abaixo mostra o esboço geológico no qual está inserida a área do presente trabalho, evidenciando a Faixa Paraguai em um contexto mais regional, e num âmbito mais local, onde foi realizado o mapeamento geológico próximo a cidade de Nova Xavantina, posicionada na parte esquerda da figura. Aplicando todas estas ferramentas tenta-se discutir o problema tectônico da área, ou mesmo, sugerir um novo arcabouço geotectônico para a região.

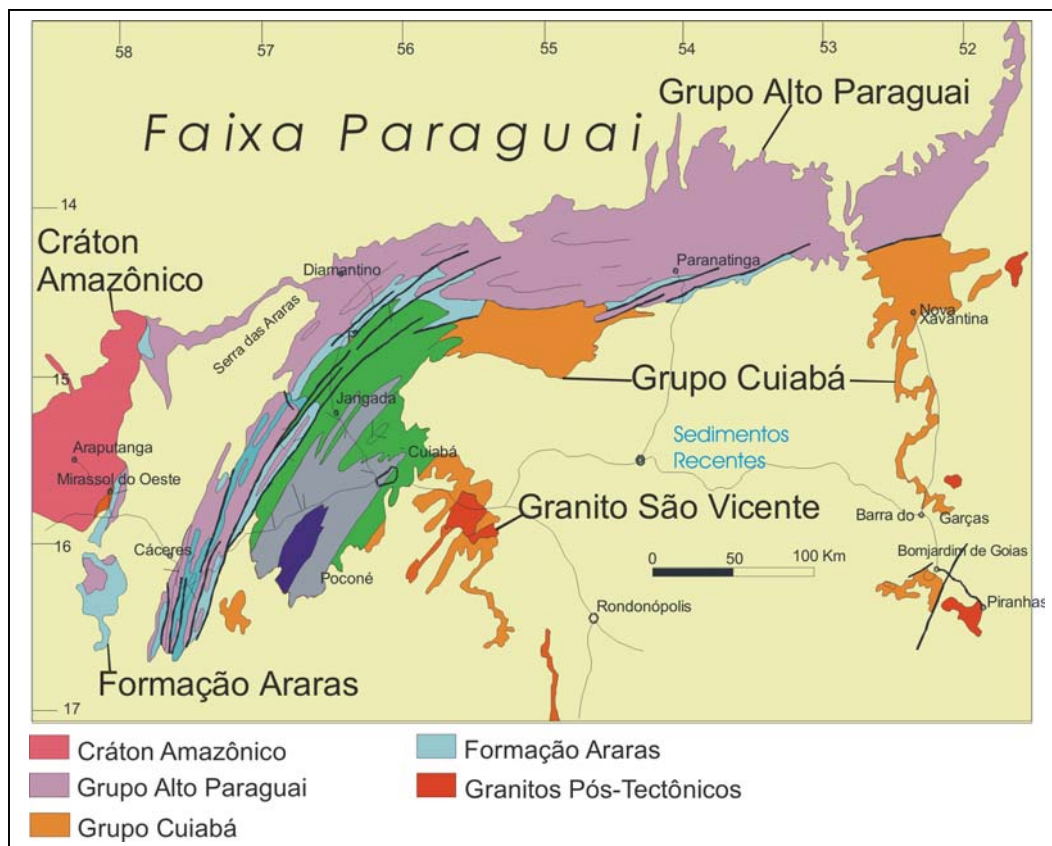


Figura 1.3 – Esboço geológico da Faixa do Paraguai com destaque para unidades Neoproterozóicas dos Grupos Cuiabá, Araras e Alto Paraguai.

## **1.2 OBJETIVOS**

Considerando que a área de estudo está recoberta por sedimentos Fanerozóicos, os métodos indiretos foram relevantes para o desenvolvimento do trabalho. Assim, um dos objetivos principais deste trabalho inclui a utilização de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos, juntamente com as imagens de sensoriamento remoto referentes à área de estudo, para identificar feições e unidades geológicas de caráter regional que dê subsídios para o avanço do conhecimento tectônico da Faixa Paraguai.

No intuito de contribuir com as interpretações decorrentes dos produtos aerogeofísicos, fez-se necessário um mapeamento geológico de detalhe, na escala de 1:25.000 na região de Nova Xavantina, onde ocorre grande quantidade de rochas vulcânicas, de idade Neoproterozóica, com posteriores etapas de estudos petrográficos e geoquímicos que permitiram propor uma nova hipótese para o ambiente tectônico da região. No estudo das rochas vulcânicas da região será dada ênfase na identificação e caracterização de rochas piroclásticas e vulcanoclásticas, bem como a discussão das principais características texturais e suas assinaturas litogeoquímicas.

Devido à presença de mineralizações a ouro nas proximidades da região de Nova Xavantina, e que representa uma situação especial dentro do Grupo Cuiabá, os resultados apresentados neste trabalho, serão de grande valia para os modelos de exploração na região.

## **1.3 METODOLOGIA**

A elaboração do presente trabalho iniciou-se com a compilação dos dados geológicos existentes, tratando-se reunir mapas anteriores, teses, dissertações e artigos para o entendimento do estado da arte do conhecimento geológico da região.

Posteriormente foi efetuado o processamento de imagens de satélite e radar: georreferenciamento e mosaicagem para confecção de carta-imagem para deslocamento no campo e extração de lineamentos estruturais, e digitalização dos mapas topográficos para confecção da base cartográfica.

Para o processamento dos dados aerogeofísicos foram utilizadas as rotinas de processamento realizadas no Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB que consistem em

quatro etapas básicas. Na **primeira** etapa foi avaliada a qualidade do banco de dados em relação à presença de valores inconsistentes (“*spikes*”) e à distribuição espacial das linhas de vôo. Na **segunda** etapa o banco de dados foi rotacionado para a direção N-S e consistiu também na definição do algoritmo de interpolação e tamanho da célula unitária, para tanto foi utilizado o método de mínima curvatura com célula de 500 m. Na **terceira** etapa foi realizado o micronivelamento (Blum 1999, Minty 1991), visando minimizar os desníveis referentes às diferenças de altitudes entre as linhas de produção. Na **quarta** etapa, foram gerados os temas aerogeofísicos utilizados na interpretação, segundo a rotina *MAGMAP* (GEOSOFT 1996, 2000). Numa etapa subsequente relacionada à interpretação foram confeccionados os mapas de domínios magnéticos, domínios gamaespectrométricos, estruturas magnéticas e unidades geofísicas integradas.

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas campanhas realizadas no período de julho/2005 e agosto/2006, podendo-se contar uma permanência de trinta dias na área. O objetivo principal dessas jornadas foi a realização de mapeamento geológico e estrutural, a coleta de amostras para análises laboratoriais e a constatação das interpretações feitas em imagens de sensoriamento remoto e aerogeofísicas.

Durante a evolução do trabalho posterior ao campo, foram emitidas ao Canadá 29 amostras para realizar análises químicas no laboratório ACME, além de um total de 50 amostras laminadas e descritas petrograficamente em microscópio petrográfico binocular.

Em um processo final foram feitas a análise e discussão dos resultados com os orientadores, bem como confecção de trabalhos para congressos e periódicos, e por fim a redação da presente dissertação. Em cada capítulo desta dissertação são apresentadas, mais detalhadamente, as metodologias utilizadas em cada etapa.

## **2.1 SÍNTESE GEOLÓGICA**

A área de estudo está localizada geotectonicamente na Faixa Paraguai e constitui unidade geotectônica Brasiliana-Pan-Africana de destaque na região central do continente sulamericano onde bordeja, pelo lado oriental, o Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa e a leste limitada pelo Arco Magmático de Goiás e a Faixa Brasília.

A Faixa Paraguai constitui uma faixa de dobramentos de aproximadamente 1.200 Km de comprimento que se estende desde a região do Rio das Mortes em Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para a direção norte-sul e se prolonga até Corumbá e, daí, para a Serra da Bodoquena, no Estado do Mato Grosso do Sul. Antigamente interpretava-se que este cinturão de dobramentos se prolongava para o norte, motivo pelo qual era denominado Faixa Paraguai-Araguaia, tendo sido desmembrada em duas faixas distintas por Almeida (1985): a Paraguai ao sul e Araguaia a Norte.

A Faixa Paraguai é constituída de metassedimentos dobrados e metamorfisados que, em direção ao cráton, passam progressivamente às coberturas sedimentares em parte contemporâneas e estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfisadas (Alvarenga & Trompette 1993). A primeira referência sobre a geologia do cinturão dobrado deve-se a Castelnau (1857), ao estudar os calcários de Corumbá. Posteriormente, Evans (1894) nomeou a primeira divisão estratigráfica para as rochas da Faixa Paraguai. Trabalhos posteriores foram feitos dentro do quadro de estudos locais, de partes da cobertura cratônica e da faixa (Dorr II 1945, Almeida 1945, 1954, Maciel 1959, Oliveira 1964, Vieira 1965). Foi proposta por Almeida (1964a, 1965a, 1968) a primeira síntese concernente à estratigrafia e à evolução de todas as rochas da Faixa Dobrada Paraguai.

Em seu livro didático “Geologia do Brasil”, Oliveira e Leonardos (1943), utilizaram o termo Série Cuiabá para os filitos ardiosianos, quartzitos e conglomerados xistosos das redondezas de Cuiabá. Enfatizaram sobre a grande semelhança da Série Cuiabá com as rochas da Série Minas.

Almeida (1965b) admitiu a existência de três unidades litoestratigráficas na Série Cuiabá, no trecho entre Cuiabá e Jangada. Admitiu que a Série Cuiabá constitui o conjunto de metassedimentos mais antigos do “Geossinclíneo Paraguai”. Descreveu como sedimentos detríticos, com predominância de filitos na parte inferior, e tendo na porção superior espessas camadas de grauvaca.

O termo Grupo Cuiabá foi utilizado pela primeira vez por Hennies (1966) para as rochas subjacentes ao Grupo Jangada, de Almeida. Ratificando o uso do termo Grupo Cuiabá, Almeida (1968) descreveu a presença de calcários e cinzas vulcânicas típicas em algumas metagrauvas na região de Cuiabá. As melhores exposições do Grupo Cuiabá são a sul da cidade de Miranda no Estado de Mato Grosso do Sul; na Baixada Cuiabana, proximidades de Cuiabá, capital do Estado do Mato Grosso; e nas proximidades de Nova Xavantina, margem esquerda do Rio das Mortes, neste mesmo estado. Ocorrências isoladas adentram para o Estado de Goiás.

Estudando a evolução estrutural da Faixa Paraguai, Almeida (1968), conseguiu distinguir três estágios estruturais, separados por discordâncias e mudanças contrastantes de litologia, associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas, paralelas a borda do cráton. O estágio supostamente mais antigo (Grupo Cuiabá) é formado por rochas metamorfoseadas na fácies xisto-verde, intensamente dobradas, pelíticas com caráter de *flych* (turbiditos), tendo na base camadas de quartzitos e calcários subordinados. O estágio médio foi definido pelos diamictitos do Grupo Jangada (atualmente referidos como Formação Puga), recobertos pelas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá. O estágio superior é representado pelo Grupo Alto Paraguai, com sedimentação continental “molássica” em sua parte inferior.

Diferentes colunas estratigráficas propostas para a Faixa Paraguai, excluindo a região da Serra da Bodoquena e do Alto Araguaia, mostraram que a controvérsia sobre sua estratigrafia se apresentava particularmente na passagem entre as zonas estruturais interna (metamórfica e com intrusões graníticas) e externa (dobrada, com pouco ou sem metamorfismo) da faixa (Alvarenga 1984). Duas interpretações estratigráficas e estruturais maiores foram propostas para esta zona de transição (Alvarenga & Trompette 1993):

1. Presença de duas grandes unidades estruturais e estratigráficas, onde as rochas da zona interna (Grupo Cuiabá), mais fortemente metamorfizadas e dobradas, são

consideradas mais antigas que aquelas da Formação Diamantino, Raizama, Araras, Puga e Bauxi que constituem a zona externa da faixa e a cobertura cratônica. (Figueiredo & Olivatti 1974, Ribeiro Filho & Figueiredo 1974, Ribeiro Filho *et al.* 1975, Corrêa *et al.* 1979, Nogueira & Oliveira 1978, Oliva *et al.* 1979, Schobbenhaus Filho & Oliva *et al.* 1979, Schobbenhaus Filho *et al.* 1981, 1984, Barros *et al.* 1982, Del'arco *et al.* 1982, Araújo *et al.* 1982, Almeida 1984.

2. Depósitos parcialmente contemporâneos entre as rochas sedimentares que formam a parte inferior da cobertura cratônica de plataforma e da zona externa da faixa (Formações Puga e Bauxi) e os metassedimentos da zona interna da faixa de dobramentos (Grupo Cuiabá) (Almeida 1964, 1965, 1974, Alvarenga, 1985, 1988, Alvarenga & Trompette 1988, 1992). As rochas sedimentares levemente dobradas na borda externa da Faixa Paraguai passam lateralmente a coberturas de plataforma do Cráton Amazônico.

O Grupo Cuiabá apresenta uma variada litologia, sendo as mais comuns: mica xistos, filitos, quartzitos, metarcóseos, metagrauvacas, ardósias, metassiltitos, metaconglomerados, calcários e mármore. Ocorrem ainda formações ferríferas bandadas e cherts silicosos. A ocorrência de veios de quartzito leitoso, com espessuras que variam de milimétricas a métricas é comum no Grupo Cuiabá e são mineralizados em ouro.

Escassas ocorrências de rochas vulcânicas no Grupo Cuiabá foram mapeadas por Fragomeni e Costa (1976) descrevendo lavas básicas, lavas e tufos andesíticos, riódacíticos e dacíticos e aglomerados ao sul da cidade de Bom Jardim de Goiás. A idade radiométrica de  $711 \pm 53$  Ma, determinada por método K/Ar, interpretado como idade dos anfibólitos. Por sua vez, Nogueira e Oliveira (1978) identificam metabasitos, na quadrícula de Jabuti, no Estado do Mato Grosso do Sul.

Com base em datações K-Ar efetuadas por Hasui e Almeida (1970) para as intrusivas graníticas no Grupo Cuiabá, atribuíram para este último uma idade Pré-Cambriana, onde dataram muscovita recristalizada em filito do Grupo Cuiabá obtendo idade mínima de 549 Ma. Em datação pelo mesmo método no granito São Vicente e pegmatitos Miranda, intrusivos no Grupo Cuiabá, obtiveram idades de 503 e 550 Ma, respectivamente.

Geraldes *et al.* (2003) apresentam idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em torno de 540 Ma, em micas desenvolvidas na zona de cisalhamento do Araés, na região de Nova Xavantina, que

interpretam como representativas do pico do metamorfismo de um evento colisional relacionada à colagem do oeste do Gondwana no continental Sul Americano.

A Seqüência Metavulcanosedimentar de Nova Xavantina foi individualizada do Grupo Cuiabá por Pinho (1990), mesmo considerando como unidades contemporâneas. Ele interpreta que sua origem estaria associada a um ambiente marinho, possivelmente do tipo *back-arc*. Por sua vez, Martinelli *et al* (1998) sugerem a única proposta de empilhamento estratigráfico para a região, com três associações litológicas, em que coloca na unidade basal rochas metavulcânicas básicas (metabasaltos) alternando para metavulcânicas intermediárias mais acima (metatufos), sobrepostas a estas encontram-se sedimentos químicos compostos por formações ferríferas bandadas e metachert ferruginosos, filitos carbonosos numa porção intermediária e metachert quartzosos no topo da seqüência química, e por fim sedimentos clásticos psamo-pelíticos pertinentes a porção superior. A seqüência metavulcanosedimentar é chamada de Araés por este autor.

A presença de gabros e metabasaltos nas rochas da região de Nova Xavantina, apresentando valores de  $\epsilon Nd$  positivos e assinatura geoquímica semelhante a magmatismo do tipo MORB, sugere envolvimento de crosta oceânica no desenvolvimento da Faixa Paraguai (Dantas *et al.*, 2006).

O contato do Grupo Cuiabá com as rochas da Formação Diamantino pertencentes ao Grupo Alto Paraguai, dar-se-ia por falhas inversas, onde seus metassedimentos seriam colocados sobre uma seqüência constituída por intercalações de quartzitos, metassiltitos, metaconglomerados e filitos segundo (Figueiredo *et al.* 1974). A Formação Diamantino foi considerada por Almeida (1965b) como sendo a mais extensa e persistente do geossinclíneo Paraguaio, pois participa da estrutura da Serra do Roncador, no divisor de águas das bacias dos rios das Mortes e Xingu. Em relação ao ambiente de sedimentação, Almeida (1964) sugeriu que tenha sido arenosa, sempre fina, ocorrendo em águas pouco profundas, com movimentos suficientes para classificar as frações argilosas das arenosas.

Vieira (1965) e Figueiredo *et al.* (1974) admitem um ambiente de sedimentação continental de clima quente, em condições oxidantes. Observando o contato da Formação Raizama com a Formação Diamantino, na região da Serra Dourada, Drago *et al.* (1981) concluíram que estão conjuntamente dobradas com uma tendência a horizontalização, em direção norte, significando uma fase de dobramentos pós ou nos últimos estágios de



sedimentação, atingindo os limites mais externos da bacia, levando a crer na formação de um ambiente de características lagunares, mais ou menos fechados, com correntes moderadas e aporte lento de material sedimentar, permitindo o retrabalhamento e homogeneização dos mesmos. Por estes fatos, Drago *et al.* (1981) acreditam que a Formação Diamantino tenha se depositado em um ambiente de transição entre o marinho e o continental. Drago *et al.* (1981), mapeando a folha SD. 22 Goiás caracterizaram as rochas da formação supracitada como siltitos, folhelhos, arenitos arcossianos finos de cor marrom-chocolate e marrom-avermelhada. Observaram ainda serem calcíferos, por vezes fosfáticos, e apresentam marcas de onda e estratificação cruzada de pequeno porte. As rochas desta unidade são consideradas como depositadas em um ambiente de bacia de antepaís (Almeida, 1984; CPRM, 2004).

Geomorfologicamente o relevo da região de Nova Xavantina mostra uma grande correlação com as unidades geológicas, sendo que Drago *et al.* (1981), identificam 3 grandes compartimentos fisiográficos na área: Depressão Interplanáltica de Paranatinga, Planalto dos Guimarães e Depressão do Araguaia, que podem ser representado em imagens *landsat* e de modelos digitais de terreno obtidos por imagens de Radar.

A Depressão Interplanáltica de Paranatinga ocupa a região noroeste do município de Nova Xavantina, com relevo rebaixado e bastante dissecado com formas convexas predominantes. Litologicamente é representada pelas rochas metassedimentares da Formação Diamantino, pelos metamorfitos do Grupo Cuiabá e em menores proporções a Sequência Vulcano-Sedimentar de Nova Xavantina descritos acima e o principal objeto do presente estudo.

O Planalto dos Guimarães ocorre na porção centro-sul e oeste de Nova Xavantina, sendo representado por um relevo aplainado, com variações distintas, havendo predomínio de formas tabulares, representadas respectivamente pelas litologias das Formações Furnas e Ponta Grossa, do Sistema Devoniano da Bacia do Paraná e estão em contato por discordância erosiva com rochas do Grupo Cuiabá e Formação Diamantino.

A Formação Furnas aflora em extensos chapadões, sendo constituída por arenitos médios com raras intercalações siltico-argilosa e níveis e lentes de conglomerado, principalmente em sua base, acumulado sobre um amplo peneplano. A unidade denota ambiente marinho na parte inferior, continental fluvial na porção mediana, e para o topo,

marinho transgressivo. Quanto à origem destes sedimentos, Maack (1947), Lange (1967) e Drago *et al.* (1981) e outros, têm considerado como depósito marinho costeiro. Ludwig e Ramos (1965) estudando estruturas, grau de arredondamento dos seixos e a matriz caulínica, concluíram por um ambiente continental-fluvial.

As rochas da Formação Ponta Grossa ocorrem no topo dos chapadões, em contato aparentemente transicional com a Formação Furnas. A litologia é representada por folhelhos cinza, siltito cinza a esverdeado, e arenito branco a cinza muito fino. Essas rochas são finamente estratificadas. Sobre o ambiente deposicional Ludwig e Ramos (1965) consideram como marinho, com presença de correntes de pequena intensidade ou mesmo isento delas.

Na Depressão do Araguaia, predomina a Cobertura Sedimentar do Cenozóico, sendo representada pela Formação Bananal, que está distribuída na região oriental da área em estudo, e é composta por sedimentos areno-argilosos consolidados ou não, com coloração variada. É comum a ocorrência de solo laterítico como cobertura em áreas onde ocorrem estes sedimentos. Tais depósitos são tidos como Pleistocênicos, e ocorrem na região nas bacias dos rios Araguaia e das Mortes. Síntese geológica pode ser visualizada na figura 2.1.

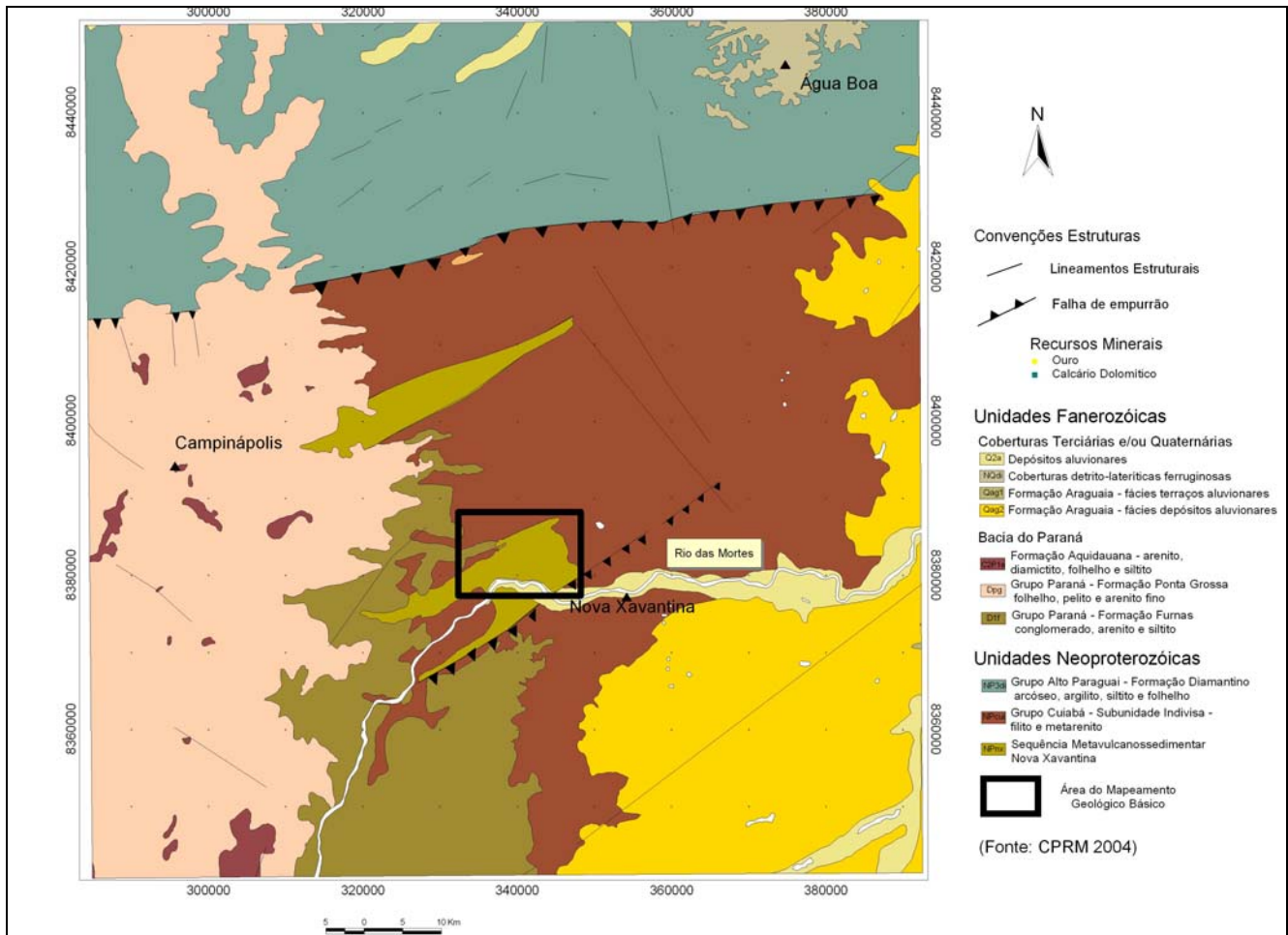


Figura 2.1 – Arcabouço Geológico da Área num âmbito regional, ressaltando as rochas metavulcanossedimentares próximo à cidade de Nova Xavantina – MT (CPRM-2004), o polígono em negro é a região onde foi realizado o mapeamento geológico básico.

Na década de 1970 diversos levantamentos aerogeofísicos regionais foram realizados no Brasil com o intuito de contribuir para o conhecimento geológico e impulsionar as perspectivas no setor de prospecção mineral no país (Blum, 1999). Dentre estes aerolevantamentos está presente, Projeto Barreiro, realizado no Estado do Mato Grosso, que recobriu uma extensa área na porção sudeste do estado, com aquisição de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos.

Levantamentos aeromagnetométricos são de grande valia na obtenção de informações estruturais em níveis regional e local, na localização de alvos para prospecção de depósitos associados a minerais magnéticos e na identificação de rochas hospedeiras favoráveis a depósitos auríferos, como por exemplo, em formações ferríferas. Em alguns casos, pirrotita e magnetita são estáveis nos halos de alteração hidrotermal (Williams 1997).

O método gamaespectrométrico possui grande aplicabilidade para o mapeamento geoquímico dos elementos radioativos potássio (K), urânio (U) e tório (Th) e na identificação de áreas onde atuaram processos hidrotermais associados a eventos mineralizantes. Geralmente, a utilização de quatro canais (K, eU, eTh e Contagem Total) permite que ocorra um maior discernimento entre as anomalias, possibilitando discriminar as unidades geológicas. Porém este método possui limitações diretas tais como; a superficialidade da emissão da radiação gama dos solos e matérias rochosos para o ar e a atenuação natural da radiação gama pela atmosfera entre a fonte emissora e o detector. Contudo estes fatores não criam um entrave a sua utilização, pois não havendo um transporte químico ou físico considerável dos elementos, em superfície, a concentração se assemelhará aos materiais de subsuperfície.

Neste trabalho o propósito principal é o processamento dos dados e a interpretação dos mapas e imagens aerogeofísicas, visando identificar os domínios gamaespectrométricos e magnetométricos anômalos, bem como a caracterização das estruturas interpretadas das anomalias magnetométricas e num regime mais superficial (rúptil), a gamaespectrometria, auxiliando no mapeamento geológico. Este procedimento permitiu uma visão mais ampla

das unidades de mapeamento, bem como dos grandes traços estruturais da região, para posteriormente detalhar a área mapeada.

### 3.1 NATUREZA DOS DADOS ESTUDADOS

O aerolevantamento Projeto Barreiro é resultado de um trabalho desenvolvido pelo Ministério das Minas e Energia (MME) com apoio administrativo da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) realizado em 1976 pela Engenheiros Consultores e Aerolevantamentos (ENCAL S.A.), objetivando a coleta dos dados do campo magnético e da emissividade natural das radiações gama na área assinalada (Figura 3.1).

O Projeto Barreiro obteve uma produção de 74.458 Km lineares cobrindo a área situada entre as latitudes 13°30' e 16°40' Sul e os meridianos 52° e 54° Oeste. Em uma área menor, próximo a cidade de Nova Xavantina, no Estado do Mato Grosso, nas proximidades da divisa com o estado de Goiás, foi realizado o mapeamento geológico de detalhe. (Figura 3.1).

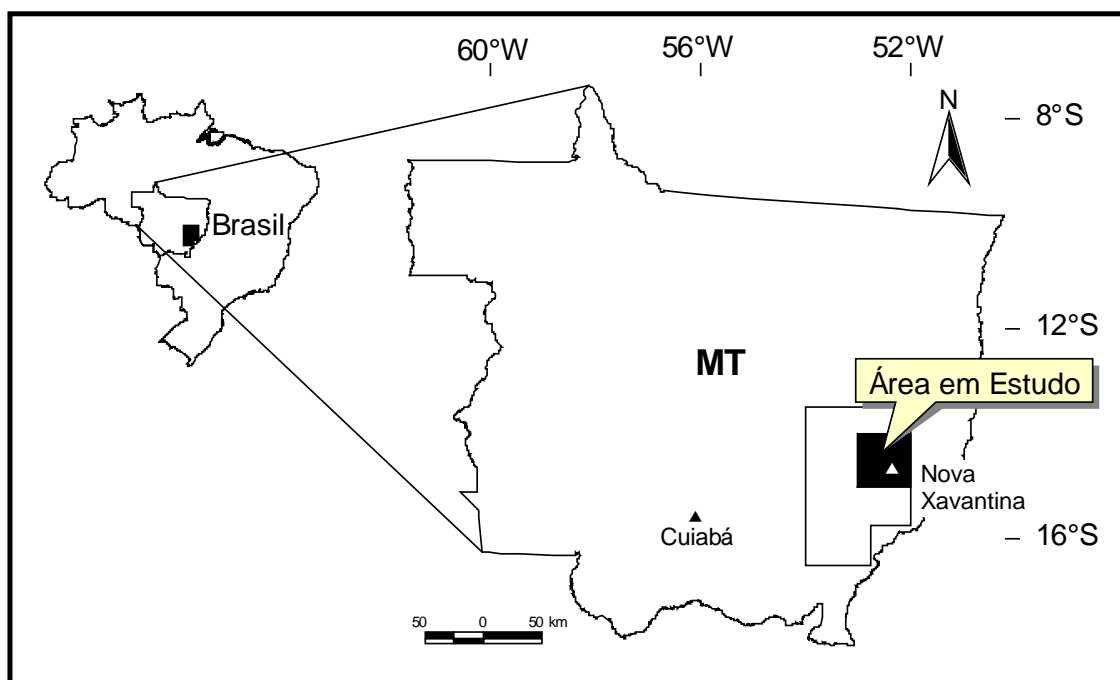


Figura 3.1 – Área do aerolevantamento do Projeto Barreiro.

O Projeto envolve levantamento magnetométrico e gamaespectrométrico em linhas de produção leste-oeste espaçadas aproximadamente 1 km e com linhas de controle N-S espaçadas 20 km, recobrendo uma superfície aproximada de 66.000 km<sup>2</sup> (Figura 3.2).

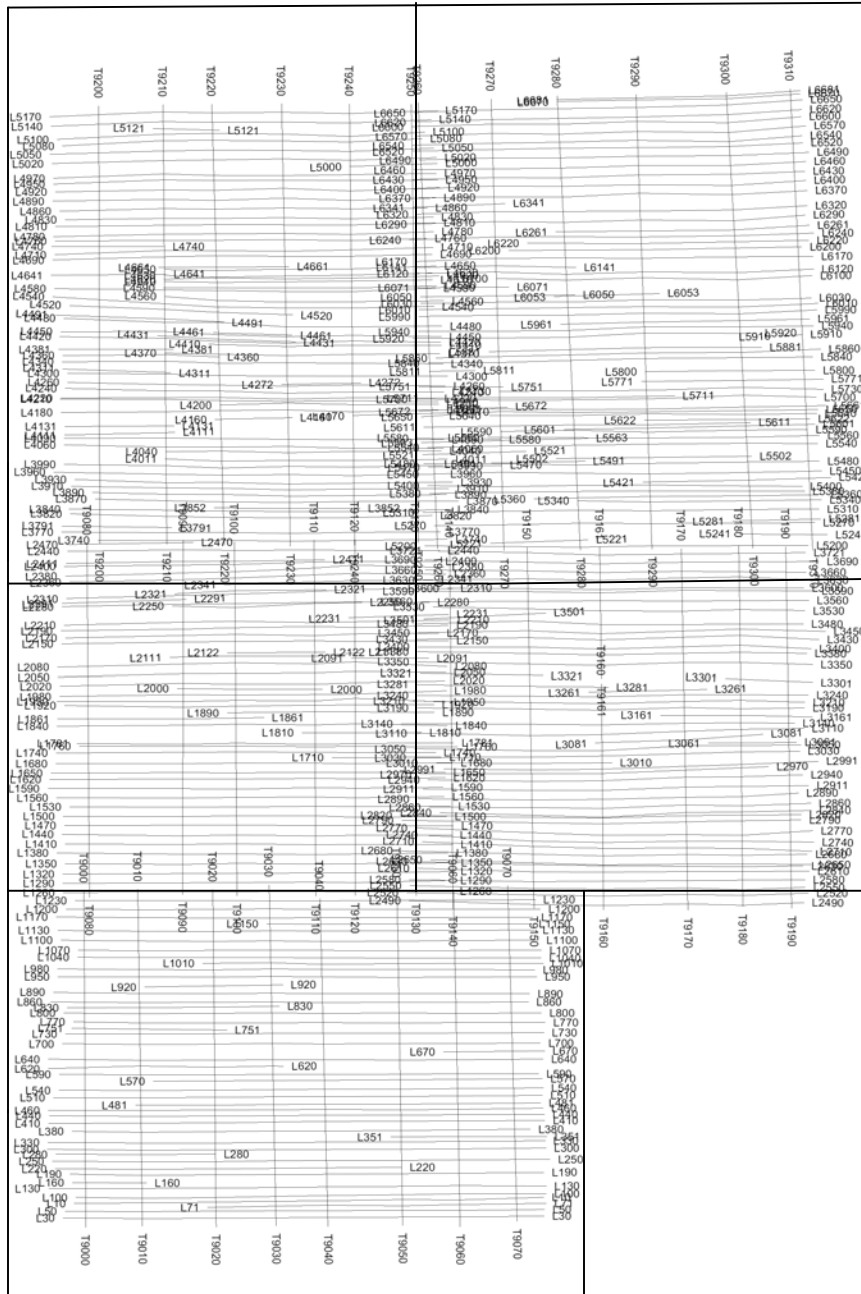


Figura 3.2 - Exemplo do padrão típico de linhas de produção do Projeto Barreiro (E-W) e linhas de amarração (N-S), mostrando também os cinco blocos (subáreas).

O levantamento aerogeofísico foi realizado com altura nominal de 150 metros com frequência de aquisição em intervalos regulares de aproximadamente 2 segundos, que representa uma amostragem aproximada a cada 100 m.

Foram utilizadas para os referidos trabalhos duas aeronaves Islander prefixo PT-KRO e PT-KRP, sendo que a navegação visual foi controlada por fotografias aéreas e radar de efeito Doppler. A altura em relação ao solo foi controlada por radar altímetro. Filmes de rastreamento foram utilizados para recuperação dos trajetos voados.

As linhas de controle ou de amarração, executadas em intervalos de 20 km na direção norte-sul, visam o ajuste de nível entre as medidas devidas principalmente a variações diurnas do campo magnético.

Para aquisição dos dados magnéticos foi utilizado o aeromagnetômetro de prótons (G-803 da *GEOMETRICS*) com o sensor montado em um esporão instalado na cauda das aeronaves. Os dados aerogamaespectrométricos foram adquiridos pelo gamaespectrômetro diferencial (*Exploranium DIGRS 3001*) acoplado a cristais detetores de sódio ativado a tálio com volume de 1.018 polegadas cúbicas. O espectro foi amostrado em quatro janelas: Contagem Total, urânio (U), tório (Th) e potássio (K).

Este projeto teve seus dados radiométricos convertidos de “contagens por segundo” (cps) para concentração de elementos – percentagem (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh) e Microroetgen por hora para o Canal de Contagem Total – a partir da técnica denominada de “*back-calibration*”. Tal técnica foi transferida para a Companhia Pesquisa de Recursos Minerais através do projeto “*Brazil Airborne radiometric Mapping Project (BARMP)*”, de acordo com o convênio de colaboração técnica celebrado em 17/10/1996 entre a CPRM e o *Geological Survey of Canadá (GSC)* com a participação da empresa canadense de consultoria em geofísica Peterson, Grant & Watson Limited (PGW), com o apoio financeiro da *Canadian International Development Agency (CIDA)*.

Os arquivos digitais foram formatados pela CPRM em um arquivo ASCII (\*.xyz) que contém as coordenadas em UTM, o valor do campo magnético reduzido do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), valores corrigidos dos canais de contagem total, potássio, tório e urânio. Estes dados foram cedidos pela CPRM em CD-ROM.

## 3.2 MAGNETOMETRIA

A magnetometria é uma ferramenta aplicável, de maneira direta, ao mapeamento de feições magnéticas, como horizontes estratigráficos e litotipos específicos que podem ou não estar mineralizados, como no caso dos depósitos de ferro, níquel e alguns tipos específicos de depósitos de metais básicos e preciosos (Carvalho 1999).

As rochas magnetizam-se de acordo com a susceptibilidade magnética, a qual depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes. A susceptibilidade magnética das rochas depende, principalmente, da quantidade, tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nela contidos. Os materiais que possuem susceptibilidade magnética suficiente para produzirem anomalias detectáveis em prospecção e que mais contribuem para tal anomalia são: a magnetita, a pirrotita e a ilmenita.

Quase toda esta ação magnética nestes materiais é devida a magnetita, presente como mineral acessório na maioria das rochas, principalmente nas cristalinas, e em muitas superfícies rúpteis (fraturas/falhas) e deformações (dobramentos). A ação do campo geomagnético sobre os minerais magnéticos induz uma magnetização neste. A habilidade com a qual isto pode ser feito representa a susceptibilidade magnética do material e é a propriedade física relevante cujos contrastes são medidos nos levantamentos com este método.

### 3.2.1 CONCEITOS BÁSICOS

A magnetometria aplicada é um método geofísico que se baseia na medição do campo magnético terrestre, embasado na Teoria do Potencial, não necessitando ser excitado para obter-se a medida do campo físico, tendo como componente principal aquela produzida pela interação do geomagnético com os minerais magnéticos presentes nas rochas.

O campo geomagnético não é constante, variando em direção e em intensidade ao longo de escalas de tempo que variam de milissegundos a milênios. Devido a modelos matemáticos simplificados, como o IGRF e DGRF (*Definitive Geomagnetic Reference Field*), o cálculo das anomalias magnéticas é mais direto.



De maneira geral, o campo geomagnético da Terra é composto por três componentes principais (Telford *et al.* 1981):

- Componente devido ao campo principal: Varia lentamente e é responsável por 99% da intensidade do campo magnético medido na superfície da Terra. A teoria mais aceita atualmente sobre a origem do campo magnético interno prega que este seja causado por correntes elétricas circulantes no núcleo exterior da Terra (1.300 a 3.500 km de profundidade), provavelmente composto por uma combinação de níquel e ferro, os quais são excelentes condutores de eletricidade;
- Componente devido ao campo externo: Resultante de variações diurnas do campo magnético e tempestades magnéticas, varia com grande rapidez, possuindo natureza parcialmente cíclica e parcialmente aleatória. Com menor intensidade, o campo externo sofre influência de variações lunares, atividades de manchas solares e micropulsações aleatórias. As variações diurnas possuem magnitude em torno de 20 nanoteslas e períodos de várias horas, embora pulsações mais rápidas e menos intensas também ocorram. As tempestades magnéticas, causadas pela atividade solar, possuem período de vários minutos e magnitude que pode atingir até 1000 nanoteslas;
- Componentes devido às variações locais do campo principal: Com intensidade muito menor do que o campo magnético principal é relativamente constante no tempo e no espaço. Resulta da variação do conteúdo de minerais magnéticos nas rochas próximas à superfície terrestre e possui por vezes intensidade bastante forte, mas com distribuição espacial restrita. A contribuição das rochas-fonte é relativamente pequena, ocorrendo nos primeiros 25 quilômetros da crosta, pois quando atingem o **ponto ou temperatura Curie** (para a magnetita pura a temperatura *Curie* é de 580°C segundo Nagata 1961) perdem o magnetismo. Estas contribuições constituem o campo anômalo o qual representa as assinaturas anômalas que se quer estudar em geofísica aplicada.

Por convenção, adota-se como positivo (ascendente) a direção do campo magnético no hemisfério norte e negativo (descendente) no hemisfério sul, o que significa que no hemisfério sul as anomalias magnéticas são representadas pelos menores valores medidos. A unidade internacional de medidas da intensidade magnética é o nanotesla (nT).

## **3.2.2 MAGNETISMO DE ROCHAS E MINERAIS**

### **3.2.2.1 Diamagnetismo, Paramagnetismo e Ferromagnetismo**

As anomalias magnéticas são causadas pela presença de minerais magnéticos nas rochas e tais minerais podem ser classificados em três grupos, de acordo com suas propriedades magnéticas: diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos.

As substâncias diamagnéticas quando submetidas a um campo magnético, adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo. Nas paramagnéticas, a magnetização é ainda fraca devida a sua baixa susceptibilidade magnética, e o seu sentido é igual ao do campo, caracterizando a susceptibilidade com o sinal positivo. Já as ferromagnéticas têm susceptibilidades magnéticas muito elevadas e positivas, o que lhes permitem magnetizações com intensidades muito fortes e no mesmo sentido do campo (Nagata 1961). Tanto nas substâncias diamagnéticas como nas paramagnéticas, a susceptibilidade é constante, nas ferromagnéticas, entretanto, não é constante e depende da intensidade do campo externo.

Nos materiais ferromagnéticos a interação é tão forte que, geralmente, somente á temperatura bem acima da ambiente, a agitação térmica consegue destruir o alinhamento dos momentos magnéticos. O ferromagnetismo é o responsável pela magnetização observada nos materiais geológicos.

### **3.2.2.2 Magnetização das Rochas**

Anomalias magnéticas são distúrbios no campo magnético normal da Terra causado por fontes que se encontram na porção superior da Terra. Estas anomalias resultam da soma dos vetores do campo magnético produzido por dois processos (Gunn 1998):

- **Indução Magnética:** é o produto da interação do campo magnético da Terra com os minerais magnéticos das rochas, resultando em um momento magnético. É diretamente proporcional à susceptibilidade magnética do material e possui a mesma direção do campo magnético terrestre.
- **Magnetização Remanente Natural:** A ação de processos termiais, químicos e físicos sobre os materiais pode desenvolver alinhamentos permanentes do magnetismo nos grãos minerais. Esta magnetização independe da direção do campo magnético

terrestre e pode diferir significativamente em magnitude e direção do momento magnético induzido.

No processo de formação de rochas ígneas, a magnetização termoremanente é a mais importante. Esse tipo de magnetização remanescente desenvolve-se a partir do resfriamento dos materiais geológicos abaixo da temperatura de *Curie*, na presença do campo magnético terrestre da época.

### 3.2.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS

O processamento foi efetuado em meio digital com a utilização do programa OASIS Montaj<sup>TM</sup> da Geosoft, (GEOSOFT 1996, 2000).

Inicialmente foi avaliada a qualidade do banco de dados em relação à presença de valores inconsistentes como picos (“*spikes*”) referentes a ruídos durante a aquisição e/ou arquivamento dos dados, e também analisada a distribuição espacial das linhas de vôo verificando se as mesmas se interceptam, para posteriormente eliminá-las após a interceptação, evitando ruídos.

Na segunda etapa, o banco de dados foi rotacionado para a direção N-S, para posteriormente definir-se o algoritmo de interpolação e tamanho da célula unitária, para tanto foi utilizado o método de mínima curvatura com célula de 500 m. Apesar de recomendar-se utilizar para dados orientados em linha o método interpolador *splines bicúbico* (Geosoft 1995), observou-se melhores resultados aplicando o método interpolador curvatura mínima tanto para a magnetometria quanto para a gamaespectrometria, a fim de transformar os dados em linha para uma malha regular. Ressaltando que o algoritmo adequado deve honrar os valores de pontos originais ao mesmo tempo em que produz uma superfície contínua e suave.

Posteriormente, os dados sofreram decorrução para eliminar ruídos decorrentes do desnivelamento entre as linhas de vôo, sem este, os resultados obtidos para as estimativas de profundidade podem não refletir as verdadeiras fontes do conjunto de dados. Para tal utilizou-se a sub-rotina *microlevel.gs* com interpolação linear dos dados, desenvolvida por Blum (1999) no Laboratório de Geofísica Aplicada da UnB, a partir do algoritmo de Minty (1991). Entretanto, para a realização de uma decorrução satisfatória, as linhas de produção

têm que apresentar uma direção N-S, como a direção das linhas do Projeto Barreiro apresentam direção E-W, fez-se necessário rotacionar os dados para a direção N-S, rotação esta efetuada no próprio *software* Geosoft, (GEOSOFT 1996, 2000).

Esse método consiste na aplicação de filtros distintos na direção da linha de vôo e perpendicularmente, seguindo o seguinte procedimento:

- i) Aplica-se um filtro Passa Alta (PA) na malha A na direção perpendicular às linhas de vôo, guardando o resultado em uma malha B;
- ii) Aplica-se um filtro Passa Baixa (PB) na malha B na direção da linha de vôo, guardando o resultado em uma malha C;
- iii) Subtrai-se da malha A os valores da malha C, obtendo a malha final.

Os valores utilizados nos filtros PA e PB foram determinados a partir das seguintes fórmulas:

$$PA = \frac{1a2xLC}{TC} \text{ e } PB = \frac{1a4xLV}{TC},$$

onde LC é o espaçamento das linhas de controle (20 km), LV o espaçamento das linhas de vôo (1 km) e TC o tamanho da célula unitária (0,5 km).

O micronivelamento foi executado testando diferentes valores para os filtros de passa-alta e passa-baixa, observando-se o melhor parâmetro que se adequou para eliminar tendências nas linhas de produção.

Para melhorar a qualidade das imagens apresentadas, e conseqüentemente, com o intuito de enfatizar feições que se tenha interesse e suprimir as de caráter indesejável (ruído), foi passado um filtro de cosseno direcional para remover feições direcionais de uma malha, e posteriormente utilizou-se um filtro de Hanning, que é um filtro média móvel 3 x 3, suavizador, para reduzir o aspecto ruidoso.

Diversos processos de filtragem da imagem foram também aplicados, dentre eles o sinal analítico, derivada horizontal, derivada vertical e gradiente horizontal, sendo que os demais não apresentaram bons resultados. Por este motivo, somente os filtros que apresentaram algum resultado satisfatório serão aqui discutidos.

É possível notar na Figura 3.2 que o aerolevantamento do Projeto Barreiro foi realizado em blocos separados (5 subáreas), para posteriormente serem unificadas em uma só, criando

ruídos na suturação dos blocos, o que se tornou bastante trabalhoso obter-se produtos de boa qualidade.

### **3.2.4 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS**

Interpretação e integração dos produtos resultantes do tratamento dos dados aeromagnéticos envolveu principalmente a análise visual, onde se procurou utilizar imagens simples e mapas de contorno para se obter o realce de zonas anômalas e o contraste necessário para a identificação e definição das feições geológicas e estruturais mais relevantes da região estudada, permitindo a elucidação e possíveis propostas da compartimentação geotectônica da Faixa Paraguai, gerando um mapa de unidades geológico-geofísicas integradas. Para isso, os produtos utilizados para interpretação foram: campo magnético anômalo, amplitude do gradiente horizontal total, amplitude do sinal analítico e inclinação do sinal analítico.

A interpretação foi efetuada em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) com as imagens sendo exportadas no formato *geotif* para o programa ArcView 3.2 (ESRI), onde os mapas interpretados foram produzidos.

#### **3.2.4.1 Imagem do Campo Magnético Anômalo**

Trata-se do campo magnético resultante da concentração de minerais magnéticos nas rochas da litosfera. Embora, o campo magnético não posiciona as anomalias sobre os corpos causativos, ele auxilia na interpretação de estruturas profundas e do arranjo espacial da imagem.

A interpretação desta imagem permite reconhecer diferentes blocos crustais representados na imagem da figura 3.3. Nesta imagem observa-se que a área possui um relevo magnético pouco heterogêneo - pouco movimentado, com a feição magnética mais significativa de grande amplitude na porção central da área, entre as cidades de Água Boa e General Carneiro (bloco 3 na figura), e contínua por todo aerolevanteamento, com anomalias alongadas na direção N80°E aproximadamente. Os limites do bloco estão bem definidos com os baixos magnéticos tanto na porção superior (norte) quanto na porção inferior (sul) e estão representados por extensas zonas de cisalhamentos desenvolvidas na bordas do bloco,

que representam grandes descontinuidades magnéticas. O bloco central está representado por grandes comprimentos de onda e conseqüentemente baixas frequências com relevo magnético bastante plano, com largura média de mais de 100 Km.

Outra feição marcante é o bloco norte (bloco 2 na figura) caracterizado pelo baixo magnético e relevo contínuo, que se alarga por mais de 120 Km, e pode estar representando a assinatura magnética das metassedimentares da Formação Diamantino do Grupo Alto Paraguai e pelos sedimentos da Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná, que recobrem o embasamento nesta área. Na porção noroeste da área (bloco 1 na figura) observa-se anomalia de grande amplitude (aproximadamente 80 km de largura do bloco), que ocorre em profundidade, sendo que em superfície é mapeada como sedimentos das Formações Utiariti e Ronuru, provavelmente este alto magnético está sotoposto a estas formações. Uma descontinuidade de direção N40°E é bem evidente.

O bloco sul (bloco 4 na figura) é caracterizado por rochas mais magnéticas do que os terrenos da porção norte (contudo ainda possui baixa amplitude), em superfície mapeados pelos sedimentos da Bacia do Paraná, principalmente exemplificados pela Formação Aquidauna e Ponta Grossa. Entretanto, nota-se dois altos magnéticos de pequena extensão (pontos 4a e 4b na figura) possivelmente representados pelas rochas ígneas da Formação Serra Geral, que em superfície possuem pequena expressão.

As feições de relevo magnético definido pelos diferentes blocos crustais e seus limites bem alinhados, identificadas na figura 3.3 refletem a estruturação crustal do embasamento Pré-cambriano na região, uma vez que está sendo recoberta pelos sedimentos Fanerozóicos e mostram continuidade abaixo destes sedimentos.

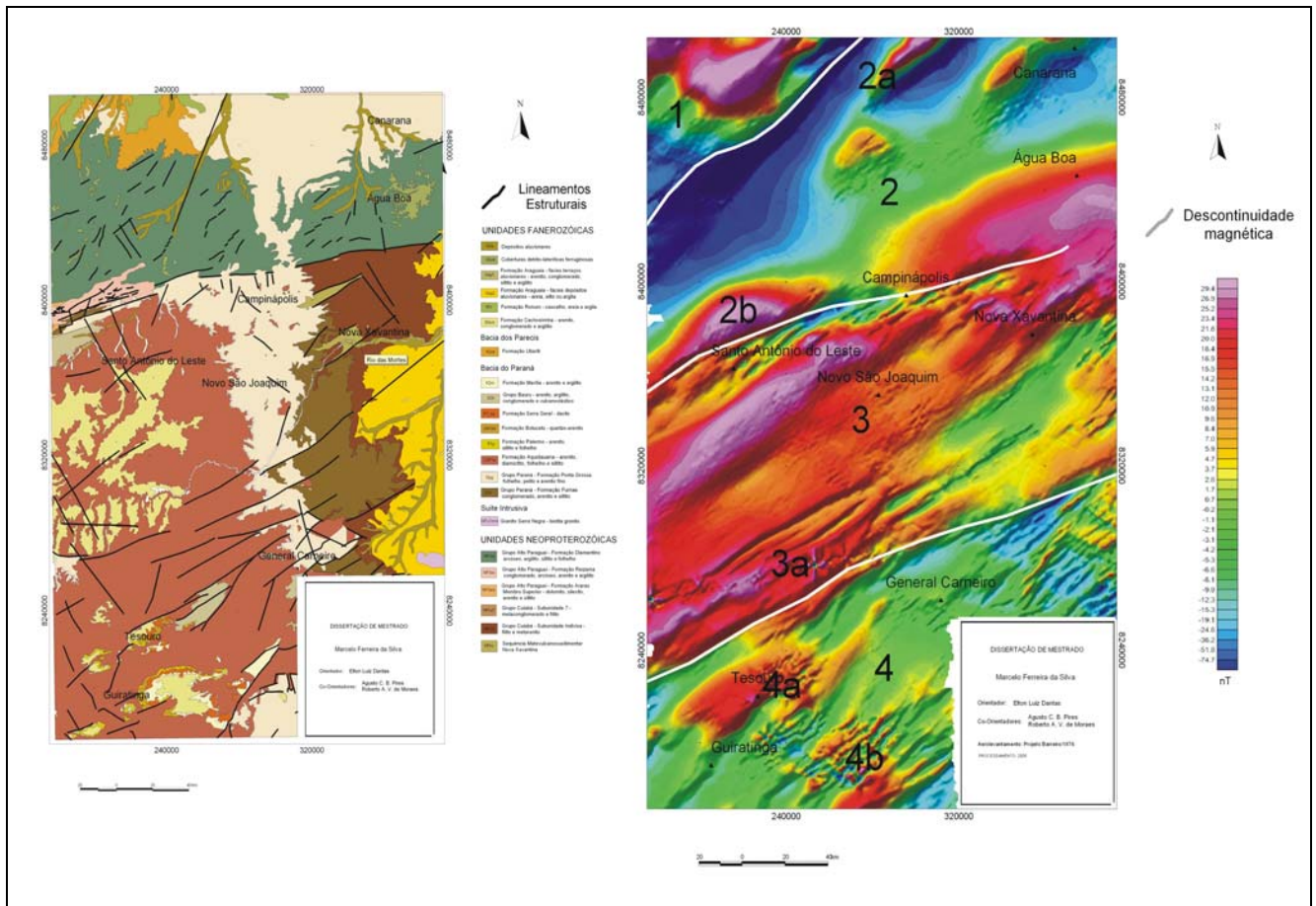


Figura 3.3 – Imagem do campo magnético anômalo mostrando os diferentes blocos e as principais descontinuidades magnéticas, a esquerda é o mapa geológico do Mato Grosso, com os limites semelhantes ao polígono delimitado do Projeto Barreiro (Fonte CPRM 2004).

### 3.2.4.2 Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total

O gradiente horizontal tende a revelar picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias, deixando de ter uma visualização mais abrangente, tornando a análise mais pontual. É usado também na estimativa da amplitude do sinal analítico e na inclinação do sinal analítico, técnicas tratadas a seguir.

A anomalia do gradiente horizontal do campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedade física, permitindo visualizar as variações de lateralidade, distinguindo mudanças litológicas e estruturais, pois sua fórmula matemática é postulada nas derivadas dos eixos x e y, ou seja, em duas dimensões (2-D). A magnitude para o gradiente horizontal de ordem n é dada por:

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial y}\right)^2\right]}, \text{ (equação 1)}$$

ou seja, a magnitude do gradiente horizontal é a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais de um campo potencial  $M_z(x, y)$  em relação a x e a y.

Partindo deste princípio, observa-se na figura 3.5 que a porção A com intensidade magnética acentuada e relevo magnético moderadamente movimentado varia abruptamente em relação à porção B, onde se nota uma descontinuidade geomecânica caracterizada por uma provável falha de direção N40°E, discernindo o bloco A de alto magnético do bloco B de baixo magnético. Outras anomalias longilíneas são identificadas na porção A, com direções semelhantes à citada acima e espessuras variáveis provavelmente relacionadas a mudanças nas frequências e conseqüentemente nos comprimentos de ondas, pertinentes a grandes lineamentos melhor exemplificadas no mapa de lineamentos da imagem da inclinação do sinal analítico.

A feição magnética mais significativa na figura abaixo está localizada na porção central da imagem, formada pelas porções C1 e C2, onde a anomalia de forte magnetismo (C1) com aspecto estreito e estirado bastante densificada (relevo bastante movimentado), é característica de assinatura magnética de altas frequências e conseqüentemente maior número de variações laterais, ou seja, densidade maior de lineamentos, está posicionada nos



limites do bloco central (D) e a porção setentrional (A e B), representando extensas falhas e zonas de cisalhamento que dividem blocos geológicos distintos.

A porção C2 semelhante a C1 quanto às respostas magnéticas e forma física, está separada da porção meridional (E) e da faixa central (D) e correspondem a longos falhamentos mapeáveis em superfície, porém não distinguindo unidades litológicas, cuja cinemática das zonas de cisalhamentos de direção preferencial N70°E, tanto em C1 quanto em C2, pode ser interpretada como movimentos dextrais. Um feixe de estruturas magnéticas de direção N40°-50°E se desenvolve na porção sudeste da área e controla a deposição dos diferentes sedimentos da Bacia do Paraná, que provavelmente aproveitam antigas descontinuidades do embasamento Pré-Cambriano e foram reativadas.

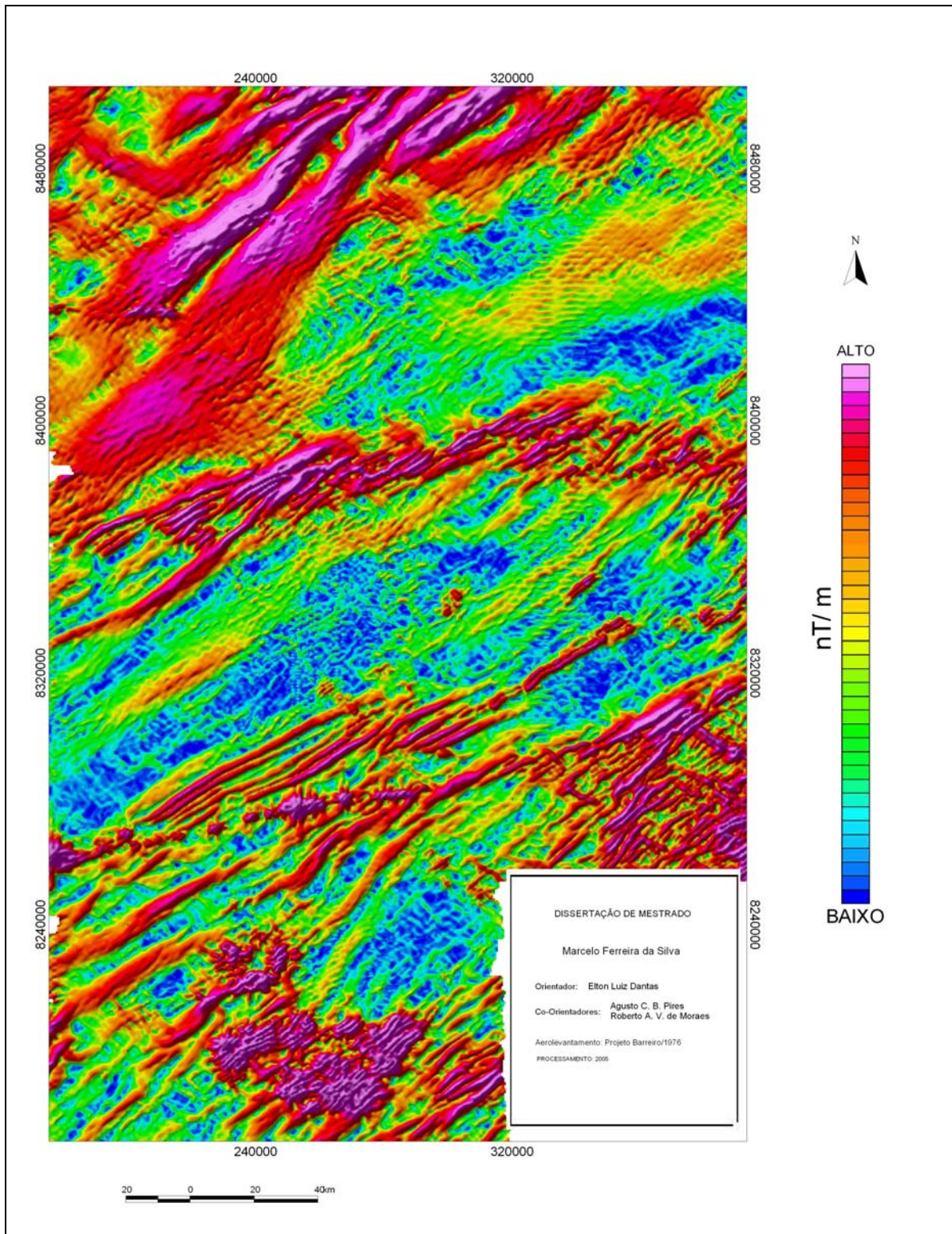


Figura 3.4 – Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero.

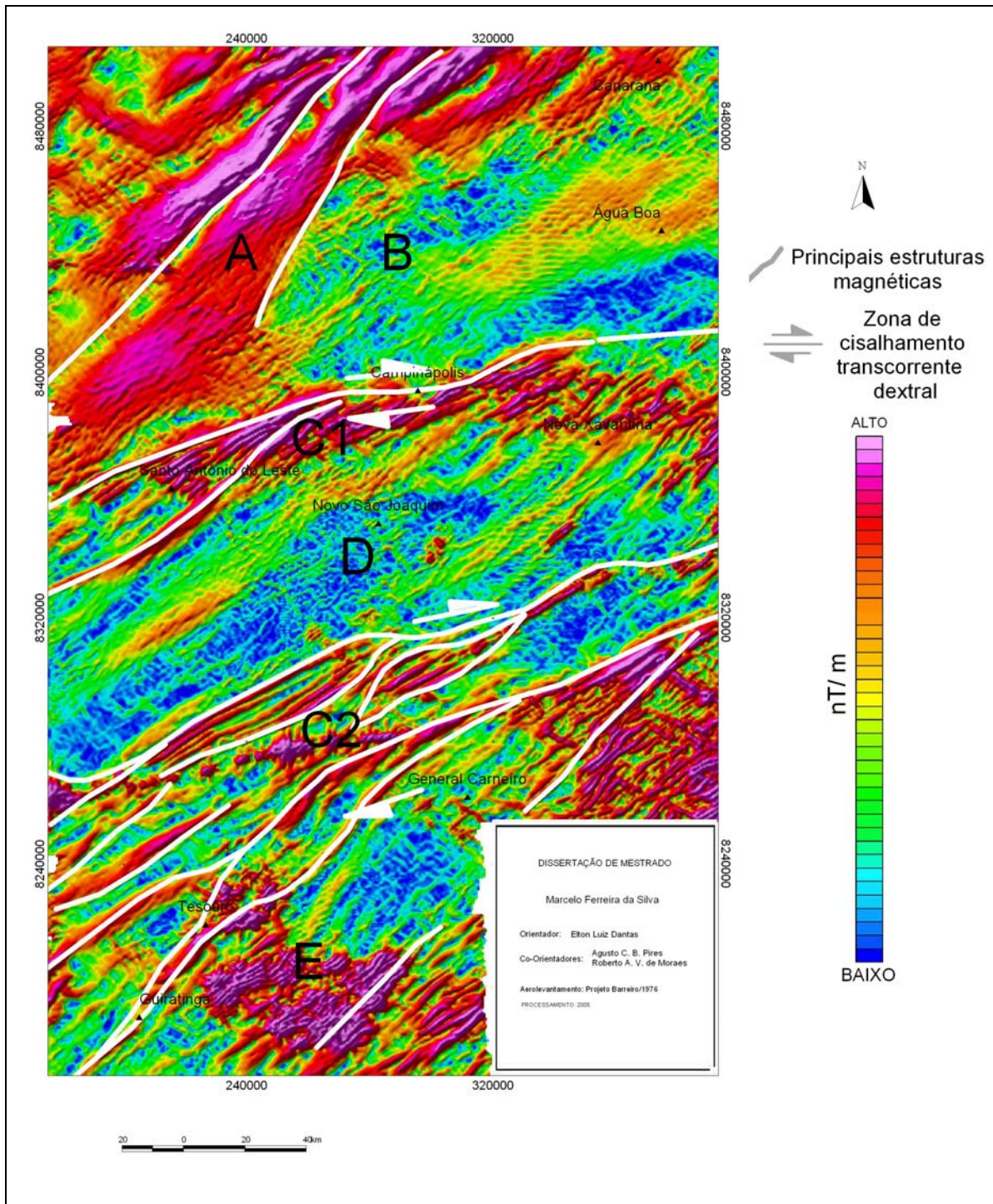


Figura 3.5 - Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total de Ordem Zero, mostrando as descontinuidades magnéticas entre os principais blocos e sua estruturação.

### 3.2.4.3 Imagem da Amplitude do Sinal Analítico

O sinal analítico corresponde a diversos métodos automáticos ou semi-automáticos baseados no uso de gradientes (derivadas) horizontais e verticais de anomalias de um campo potencial (Roest *et al.* 1992).

A amplitude do sinal analítico tem sido cada vez mais usada no processamento de dados aerogeofísicos, por produzirem assinaturas localizadas sobre suas fontes magnéticas, realçando as bordas no caso de corpos largos e o centro no caso de corpos estreitos. Entretanto, nos casos onde as fontes das anomalias magnéticas são mais complexas, este procedimento pode não ser efetivo, obtendo-se uma melhor caracterização através das próprias imagens do campo magnético total ou residual (Milligan & Gunn 1997).

Para anomalias de campo potencial em 2-D e 3-D, os gradientes horizontal e vertical formam um par de transformadas de Hilbert ou sinais analíticos. Uma das características mais importantes desses gradientes ortogonais é o posicionamento da amplitude do sinal analítico resultante imediatamente acima dos limites das estruturas (Nabighian 1984).

A principal característica da amplitude do sinal analítico é ser completamente independente das direções de magnetização da fonte e do campo magnético terrestre, ou seja, o posicionamento das fontes magnéticas torna-se coincidente com a amplitude máxima da anomalia. Conseqüentemente, anomalias com assinaturas complexas tornam-se monopulares e os contatos magnéticos ficam mais bem representados espacialmente (MacLoad *et al.* 1993).

A imagem da amplitude do sinal analítico do campo magnético (obtida fazendo-se  $n = 0$  na equação abaixo) é uma função simétrica, cujos picos estão centrados nas bordas do corpo anômalo ou na feição geológica correspondente. É dada por:

$$|A_n(x, y)| = \left\{ \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^n T}{\partial z^n} \right) \right]^2 + \left[ \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^n T}{\partial z^n} \right) \right]^2 + \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^n T}{\partial z^n} \right) \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, n = 0, 1, 2, \dots \text{ (equação 2)}$$

Analisando a imagem da amplitude do sinal analítico (fig. 3.8) verifica-se que a porção A posicionada a noroeste da área estudada possui altos valores de amplitude e relevo magnético suave, com baixa variação da resposta magnética permitindo afirmar que estas anomalias se referem às rochas ricas em minerais ferromagnéticos e geralmente de grande comprimento de onda, e conseqüente baixa frequência, ou seja, relacionadas às fontes mais profundas. Entretanto, segundo o SIG do Estado do Mato Grosso ano 2004, esta região é formada em sua maioria por rochas metassedimentares da Formação Diamantino do Grupo Alto Paraguai e pelos sedimentos da Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná, possivelmente estes sedimentos estão sobrepostos a uma unidade de alta intensidade magnética. Então as anomalias refletem características do embasamento em sub-superfície.

Posicionadas nas bordas do bloco central do Projeto Barreiro, as porções C1 e C2 permitem delinear com precisão o arcabouço estrutural da área, representado por extensos sistemas de falhas com direção nordeste aproximada  $N70^{\circ}E$ , com mais de 240 Km de extensão, caracterizadas pelos altos valores de amplitude e frequência - interpretadas como fontes mais rasas - atravessando de oeste a leste todo o projeto, de forma que os lineamentos C1 delimitam nitidamente as unidades do Grupo Alto Paraguai com as rochas do Grupo Cuiabá. Observa-se no extremo centro-leste da imagem, nas proximidades de Nova Xavantina, um acunhamento das estruturas C1 e C2, compondo um grande sistema de dobramento, melhor observado nos lineamentos da inclinação do sinal analítico (figura 3.8).

A forma minuciosa da porção C1 na proximidade da cidade de Santo Antônio do Leste é possível notar alguns sigmóides entrelaçados, com direção variando de  $N50^{\circ}E$  para  $N70^{\circ}E$ , comuns em zonas de cisalhamentos transcorrentes, cujos indicadores cinemáticos são dextrais. Esta feição é identificada sotoposta as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, contudo tem continuidade por mais de 200 Km ao longo da Zona de Cisalhamento de Campinápolis. Feições semelhantes se desenvolvem na porção C2, ao longo da Zona de Cisalhamento de General Carneiro, que também mostra cinemática dextral. Esses diversos falhamentos formam corredores de cisalhamentos de complexa interpretação do arranjo magneto-estrutural da área. Os comentários supracitados estão melhor exemplificados nas figuras 3.6, 3.7, 3.8, 3.9 e 3.10.

A ocorrência de rochas vulcânicas próximas à cidade de Nova Xavantina e nos limites do bloco central, bem representada por altos magnéticos em todos os produtos analisados

sugerem que as mesmas, tenham uma maior continuidade sotoposta aos sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Paraná.

Um alinhamento de estreitas anomalias com formas circulares, se estende por mais de 130 Km na direção aproximadamente EW, ocorre a 50 Km a norte da cidade de Tesouro, e se desenvolve nos limites dos blocos D e E e provavelmente trata-se de injeção de corpos máficos intrusivos, não aflorantes. Corpos ígneos intrusivos representativos das rochas da Formação Serra Geral, devem corresponder as respostas magnéticas que ocorrem nas proximidades de Guiratinga e Tesouro.

Lineamentos magnéticos secundários com direção noroeste (N30°W) são pertinentes por quase toda a imagem, interceptando as estruturas de direção nordeste, interpretados como posteriores às estruturas de direção nordeste.

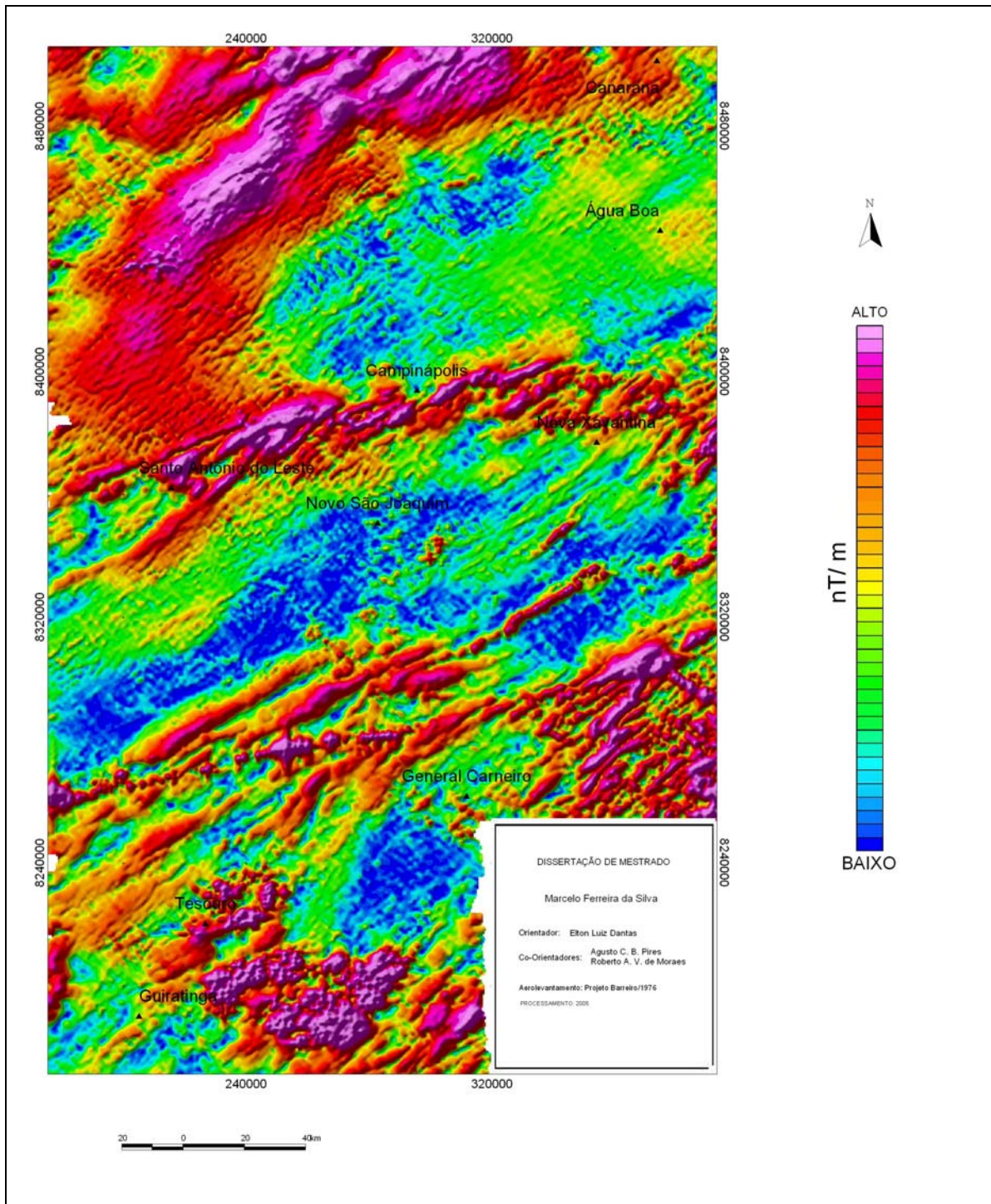


Figura 3.6 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero.

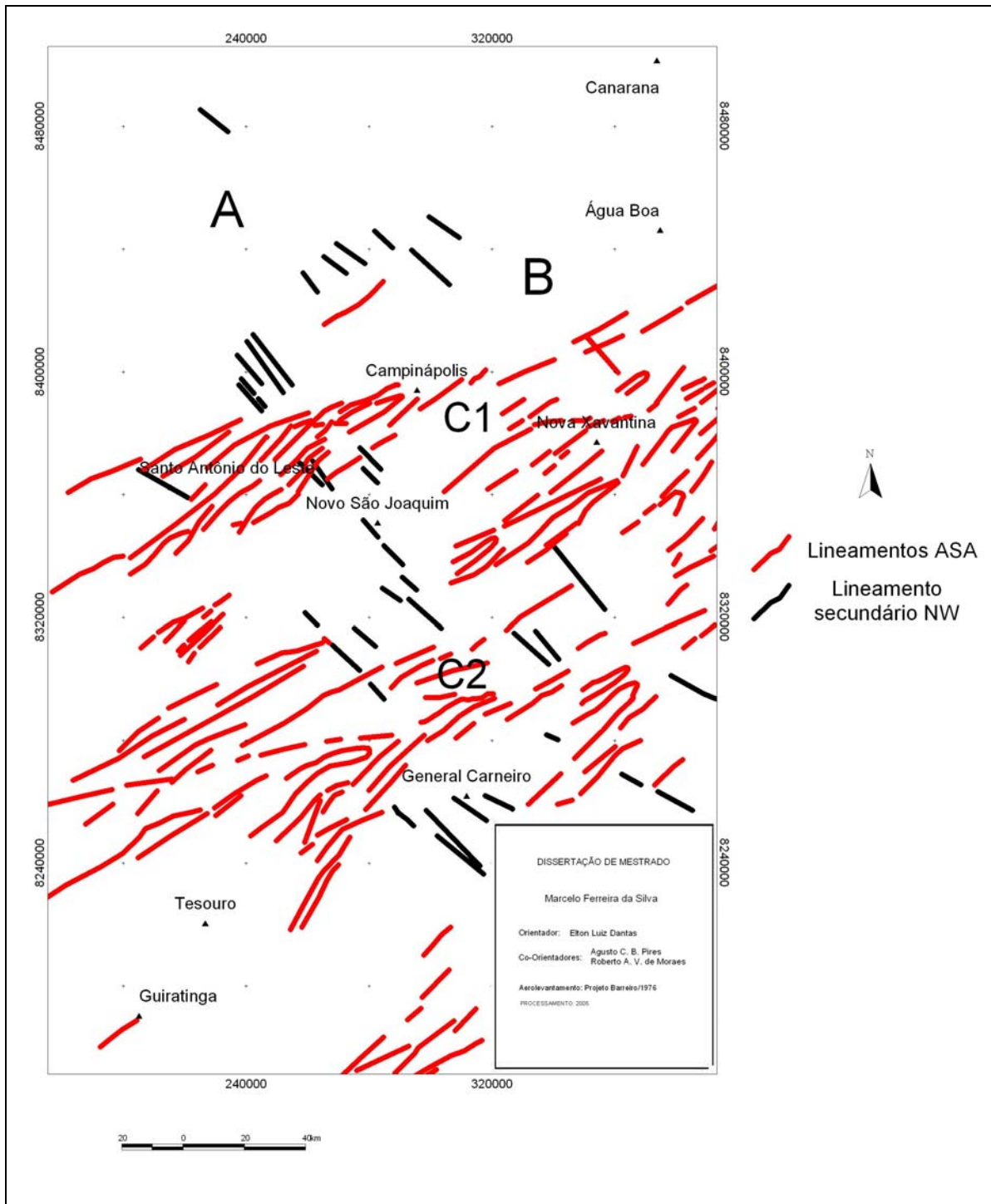


Figura 3.7 – Mapa de lineamentos interpretados da amplitude do sinal analítico, mostrando as estruturas C1 e C2, compondo um acunhamento no extremo leste da figura e marcando (delimitando) a abertura do rifte.



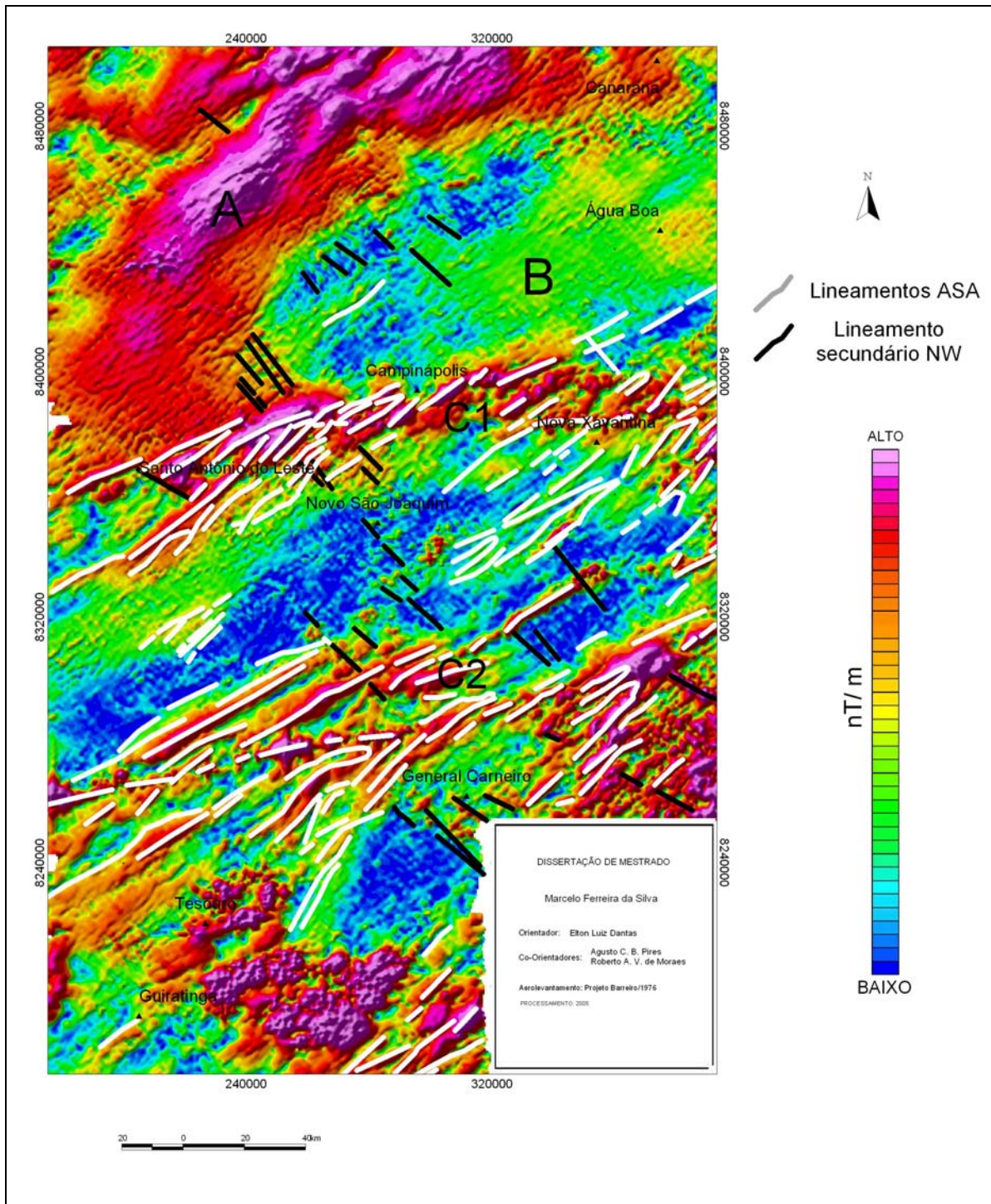


Figura 3.8 – Imagem da Amplitude do Sinal Analítico de Ordem Zero, com principais lineamentos interpretados, vale ressaltar o lineamento E -W a norte da cidade de Tesouro, parecendo tratar-se de corpos ígneos intrusivos.

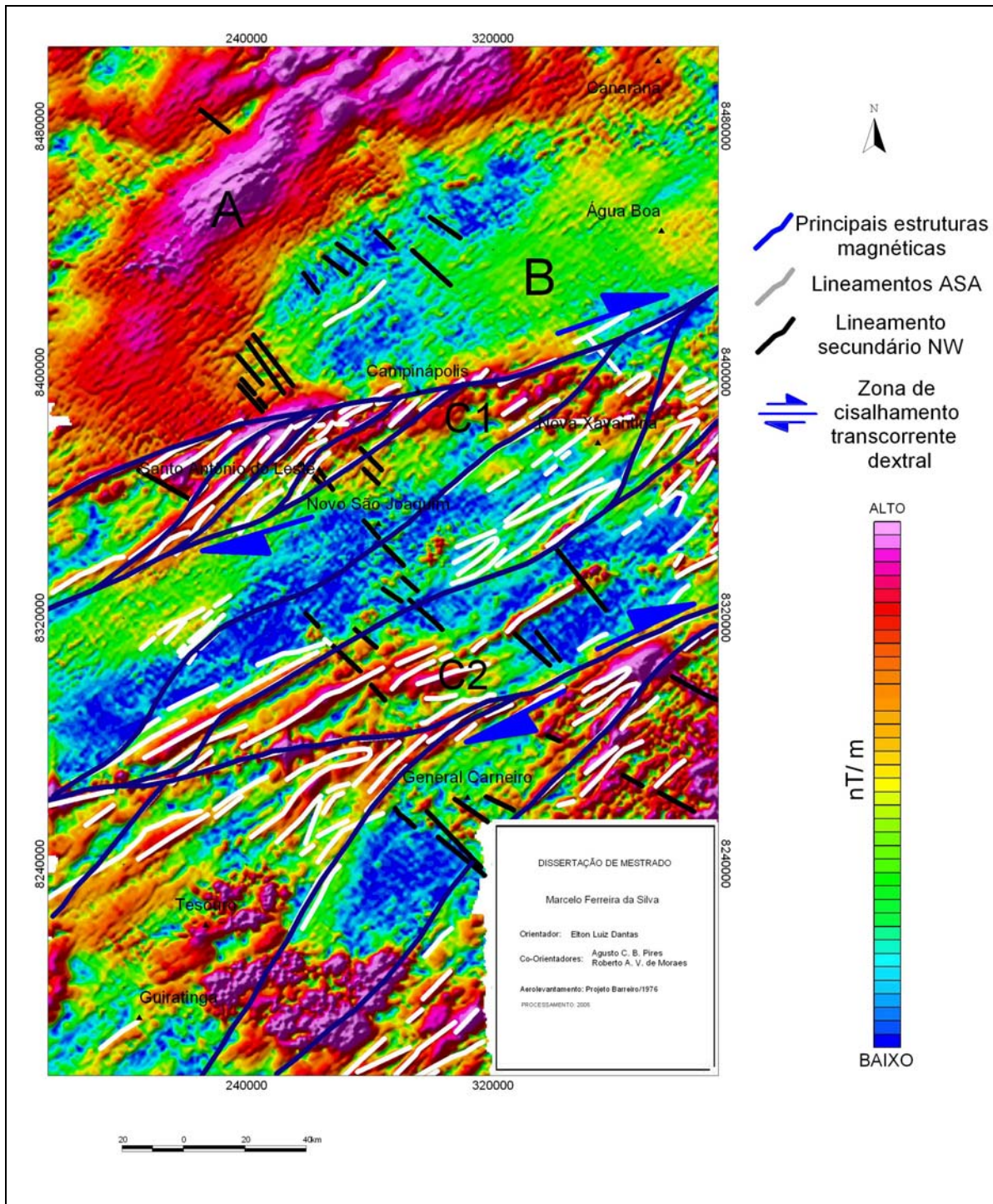


Figura 3.9 – Arranjo magneto-estrutural interpretado usando a amplitude do sinal analítico, observam-se às zonas de cisalhamentos dextrais C1 e C2 com feixe de sigmóides a centro-oeste e um grande sigmóide na parte central.

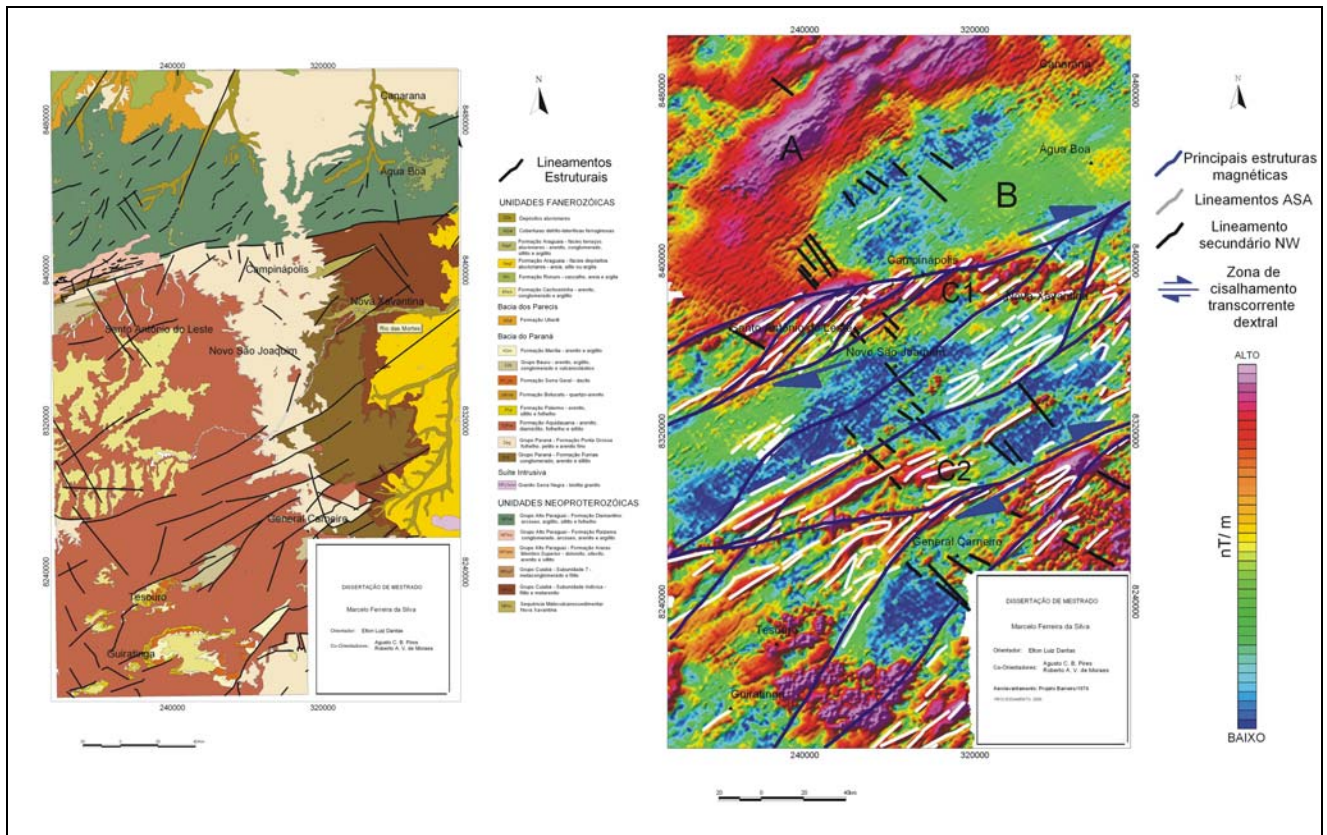


Figura 3.10 – Arranjo magneto-estrutural interpretado sobreposto à imagem da amplitude do sinal analítico, mostrando as principais zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais, podendo observar também um grande sigmóide no centro da imagem. O mapa geológico do estado do Mato Grosso com os limites semelhantes ao polígono do Projeto Barreiro posicionado a esquerda é utilizado como comparação e localização.

### 3.2.4.4 Imagem da Inclinação do Sinal Analítico

A inclinação da fase do sinal analítico é o resultado da relação entre a parte imaginária e a parte real do sinal analítico, cuja parte imaginária é representada pelo gradiente vertical dos dados do campo potencial e cuja parte real é representada pela derivada horizontal desses dados, onde a inclinação do sinal analítico pode ser expressa por:

$$\Phi_n(x, y) = \arctan\left(\left(\frac{\partial G^n_z}{\partial z}\right)\right) / \left[\left(\frac{\partial G^n_z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G^n_z}{\partial y}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}}, \text{ onde } n = 0, 1, 2 \text{ (equação 3)}$$

A inclinação do sinal analítico permite a estimativa do mergulho da fonte causativa e, conseqüentemente, o contraste local de susceptibilidade, segundo Thurston & Smith (1997), marcando o comportamento espacial do vetor do sinal analítico (atitude) no plano vertical que contém a resultante do componente horizontal no ponto considerado. Este parâmetro tem-se mostrado eficiente no mapeamento das feições lineares do relevo magnético (comumente relacionáveis às feições texturais/estruturais dos materiais geológicos subjacentes) e, pelo seu arranjo espacial e textura relativa, na delimitação das diversas unidades magnéticas, feições, por vezes não muito aparentes na amplitude do sinal analítico.

A imagem da inclinação do sinal analítico (figs. 3.11, 3.12, 3.13 e 3.14) mostra com bastante nitidez as estruturas presentes nas outras imagens e também lineamentos menores dentro das unidades que representam contrastes menores de magnetização, não observáveis nas outras imagens, tornando o mapa de lineamentos bastante densificado, maximizando a interpretação.

Neste produto, é ressaltada a grande quantidade de dobramentos, no bloco central da área, próximo a cidade de Nova Xavantina, interpretada como uma zona de encurtamento (fechamento) relacionado à movimentação entre as zonas de cisalhamentos denominadas anteriormente como C1 e C2. Assim, observa-se a formação de um par cisalhante com grandes sigmóides representando um feixe de zonas de cisalhamento com cinemática dextral dominante.

As extensas zonas de cisalhamentos denominadas C1 e C2 evidentes pelas anomalias aeromagnéticas em todos os produtos evidenciam uma forte correlação entre as falhas e as rochas vulcano-sedimentares aflorantes próxima à cidade de Nova Xavantina. Nós

interpretamos que os falhamentos transcorrentes foram desenvolvidos reativando antigas descontinuidades crustais (falhas normais) geradas durante o processo de rifteamento que ocorreu na área.

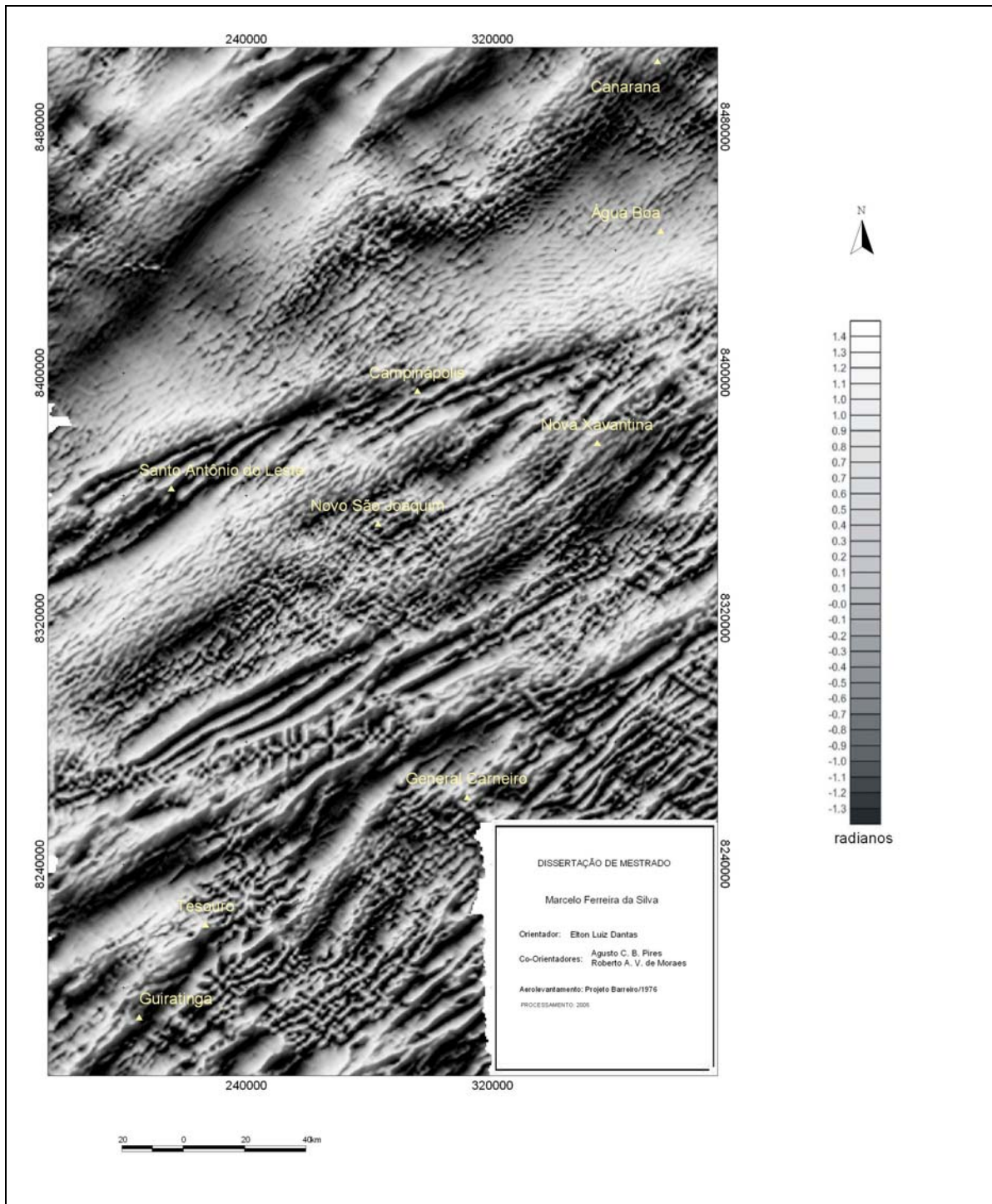


Figura 3.11 – Imagem da Inclinação do Sinal Analítico de Ordem Zero.



Figura 3.12– Mapa de lineamentos interpretados da inclinação do sinal analítico, mostrando os principais lineamentos na direção nordeste e os secundários na direção noroeste, nota-se a leste da figura, próximo a Nova Xavantina, os lineamentos formando um grande dobramento.

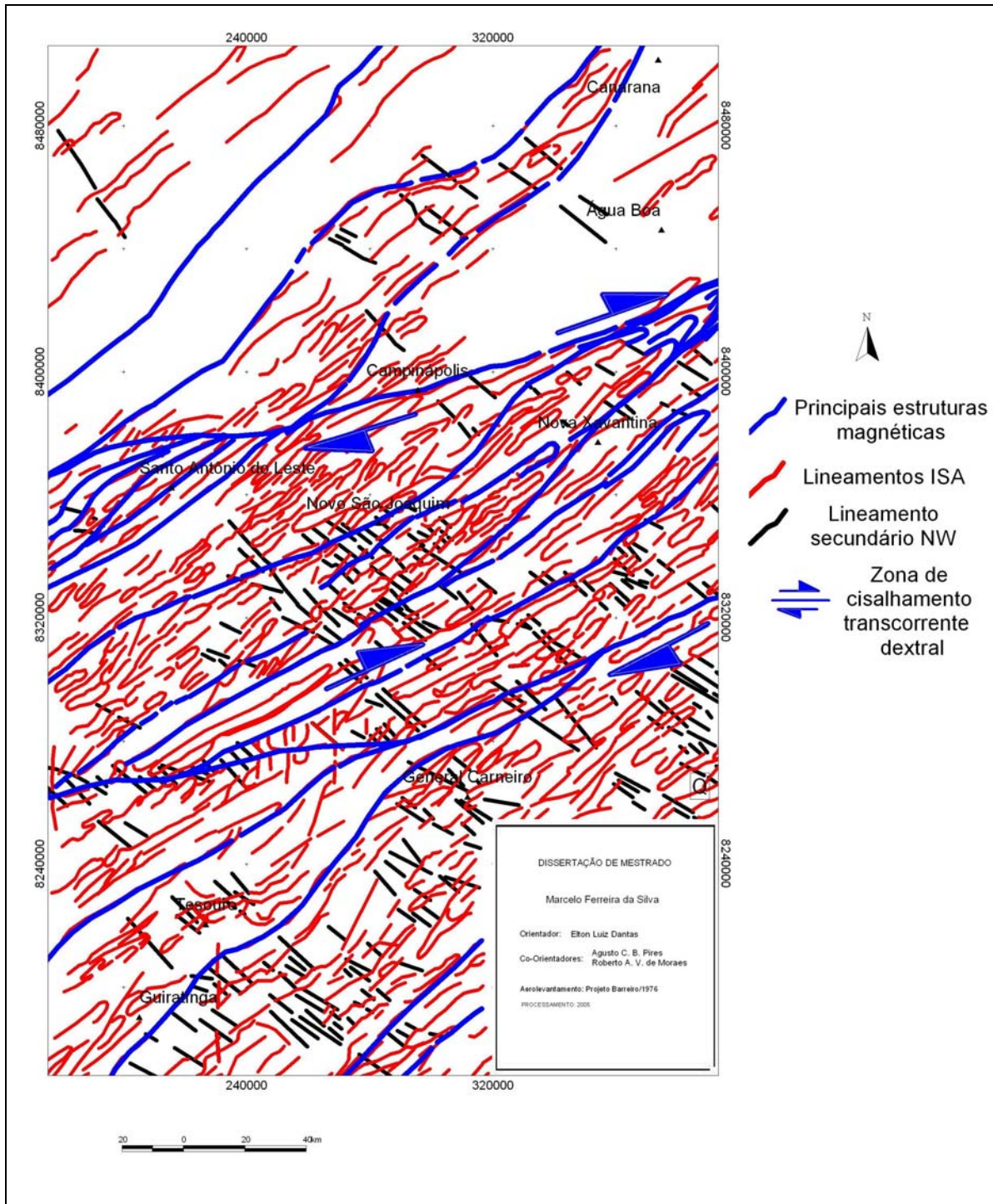


Figura 3.13 – Arranjo magnético estrutural interpretado usando a inclinação do sinal analítico, mostrando um grande sigmóide na parte central da área, e a extensas zonas de cisalhamentos dextrais C1 e C2.



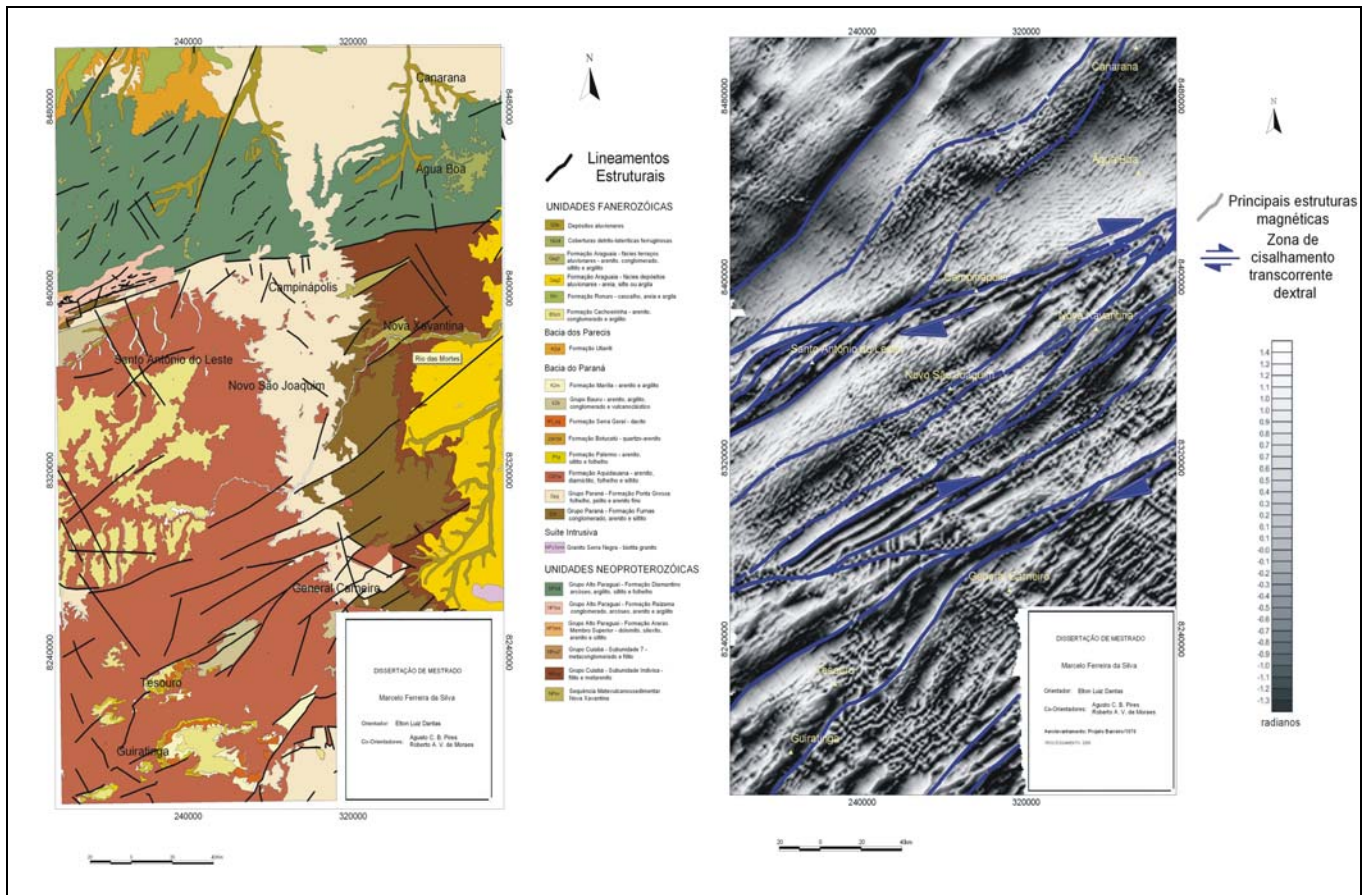


Figura – 3.14 – Arranjo magneto estrutural interpretado sobreposto à imagem da inclinação do sinal analítico com os principais lineamentos magnéticos delineados pela cor azul, com indicador cinemático dextral e a esquerda deste o mapa geológico do Mato Grosso com limites semelhantes ao polígono do Projeto Barreiro, sendo usado como comparação e localização.

### 3.3 GAMAESPECTROMETRIA

A espectrometria de raios gama, ou simplesmente gamaespectrometria, é uma técnica geofísica com desenvolvimento relativamente recente. Os primeiros sistemas sensores de alta sensibilidade foram desenvolvidos na década de 1960 e aperfeiçoados na década de 1970, quando tornou-se possível o armazenamento digital dos dados. A estes avanços tecnológicos seguiram-se o desenvolvimento de algoritmos matemáticos e técnicas computacionais para processamento dos dados e novas metodologias de apresentação de mapas coloridos (Shives 1997).

A gamaespectrometria foi inicialmente utilizada na prospecção de depósitos de urânio. A evolução dos sistemas detetores propiciou a obtenção de dados com qualidade bastante superior e a técnica passou então a ser utilizada com maior abrangência na prospecção de elementos granofiros (Sn, W etc), elementos raros (Be, Zr, Y, etc), carbonatitos, metais preciosos (Au e Ag) e metais básicos (Cu, Pb, Zn). Seguiu-se a aplicação no mapeamento geológico e no monitoramento de radiação ambiental (Shives 1997).

#### 3.3.1 CONCEITOS BÁSICOS

A radiação gama ( $\gamma$ ) detectada próxima à superfície terrestre 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 ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) e radiação gama. As partículas alfa e beta equivalem a núcleos de hélio e a elétrons, respectivamente. Ao emitir essas partículas, o núcleo pode permanecer ainda num estado excitado, com a energia restante sendo liberada sob a forma de raios gama. Somado às emissões alfa, beta e gama existe um outro tipo de transmutação, denominado de captura  $k$ , onde o raio gama é emitido quando um elétron do orbital  $k$  entra no núcleo (Telford *et al.* 1990).

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração do Potássio 40 ( $^{40}\text{K}$ ), Urânio 238 ( $^{238}\text{U}$ ) e Tório 232 ( $^{232}\text{Th}$ ). A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para a contagem total (Grasty *et al.* 1985).

A janela do potássio monitora os raios gama emitidos com energias centradas em 1,46 MeV<sup>6</sup> pelo <sup>40</sup>K. Como o <sup>40</sup>K ocorre como uma porção fixa do potássio no ambiente natural, o fluxo de raios gama a partir do <sup>40</sup>K pode ser usado para estimar a quantidade total de K presente. O U ocorre naturalmente como os isótopos <sup>238</sup>U e <sup>235</sup>U, que dão origem a séries de decaimento radioativo. O Th ocorre como o isótopo <sup>232</sup>Th, que também dá origem à série de decaimento radioativo. Nem o urânio nem o tório emitem raios gama e as emissões de seus isótopos radioativos filhos podem ser usadas para estimar as concentrações. Esses isótopos podem ser <sup>214</sup>Pb e o <sup>208</sup>Tl com energias centradas, respectivamente, em 1,76 e 2,615 MeV. Essas estimativas são baseadas no equilíbrio das séries de decaimento do U e Th. Enquanto o Th raramente ocorre fora do equilíbrio na natureza, o desequilíbrio na série do U é comum. As estimativas de U e Th são comumente chamadas na literatura de *urânio equivalente e tório equivalente* por serem baseados nas condições de equilíbrio da fonte (Grasty *et al.* 1997; Gunn 1998).

Os dados gamaespectrométricos são coletados, em geral, simultaneamente com os dados aeromagnetométricos.

As medições aerogamaespectrométricas resultam na determinação das concentrações médias superficiais de uma área de centenas de metros quadrados, compostas em proporções variáveis pelas rochas, solos, vegetação e água. Entretanto, as contribuições principais devem-se aos materiais rochosos e aos solos subjacentes, sendo por isso a gamaespectrometria de grande importância no mapeamento geológico.

A rocha sã exposta reflete as concentrações de K, Th e U de seus constituintes quando se mede a emissão de raios gama. O potássio corresponde à cerca de 2,3% da crosta terrestre e a maioria desse elemento advém de feldspatos e micas, principalmente de rochas félsicas. A concentração média do urânio é de 2,5 ppm na crosta, sendo comum em óxidos de urânio e em minerais silicáticos como o zircão. Os minerais de urânio estão presentes em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos, gnaisses e alguns folhelhos (Gunn *et al.* 1997). Como o urânio, o tório é um constituinte menor na crosta com uma concentração média de 9 ppm, ocorre em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão. Tanto o Th como o U ocorrem como traços nas rochas e suas concentrações geralmente são maiores quando o conteúdo de K e sílica é maior.

O potássio é geoquimicamente móvel e solúvel na maioria das condições de intemperismo, sendo lixiviado dos minerais primários e normalmente adsorvidos por argilominerais, como illita, montmorilonita e, em menor proporção, caulinitas. No regolito, suas maiores concentrações ocorrerão em perfis pouco desenvolvidos. Concentrações anormais de potássio nas rochas podem estar relacionadas a processos de alteração hidrotermal.

Urânio e tório são muito menos móveis que potássio. Ambos os elementos, quando liberados dos minerais-fonte durante o intemperismo, são facilmente adsorvidos em argilominerais e coprecipitados com óxidos de ferro nos solos, tendendo a se concentrar em ambientes altamente desenvolvidos em relação ao potássio (Wilford *et al.* 1997).

O U pode formar minerais solúveis ocorrendo a diminuição da concentração do elemento. Alguns minerais de U são insolúveis e tendem a não migrar, exceto no caso de serem transportados.

Os componentes de Th geralmente têm baixa solubilidade sendo, portanto, estáveis durante o intemperismo (exceto em soluções ácidas). Na maioria das condições encontradas na superfície, a monazita e o zircão atuam como minerais resistentes ao intemperismo químico. Quando sua concentração é maior do que os demais, pode caracterizar regiões de maior intemperismo químico, marcando enriquecimento desse elemento.

Outros fatores que influenciam nas medidas de radiação gama são: a cobertura de solo (35 cm de solo são suficientes para absorver cerca de 95% da radiação); a umidade (a água fresca é não-radioativa, quando presente pode levar a contagem a zero); a cobertura vegetal (faz decrescer as contagens de U e Th e pode contribuir na redução de até 15 % do K por ser passível de absorção pelas plantas); a topografia; erros nas determinações das concentrações dos radioelementos no solo, efeitos direcionais (quando a janela do detetor não é paralela à superfície) (Grasty *et al.* 1997; Gunn 1998).

### **3.3.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS**

O processamento dos dados gamaespectrométricos para geração de mapas e imagens foi semelhante ao realizado para os dados magnetométricos não exigindo maiores explicações.

Como os dados já vieram corrigidos procedeu-se a confecção de imagens individuais dos canais de eU, eTh, K e Contagem Total e de mapas ternários K:eU:eTh. Na confecção das imagens geofísicas ternárias utilizou-se a composição em falsa cor que consiste de uma técnica básica de realce digital que combina três imagens quaisquer, com as três cores primárias da luz, vermelha, verde e azul (R, *red*, G, *green* e B, *blue*).

### 3.3.3 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Um importante conceito que deve ser utilizado na interpretação das imagens gamaespectrométricas é o de variações relativas nas concentrações dos radioelementos, as quais muitas vezes são mais importantes do que seus valores absolutos, pois permite uma maior seletividade na interpretação.

Para a interpretação de imagens gamaespectrométricas deve-se também levar em consideração o conceito de desequilíbrio, que ocorre quando um ou mais produtos são completa ou parcialmente removidos ou adicionados ao sistema, devido a mecanismos químicos ou físicos (Wilford *et al.* 1997). São processos bastante comuns, especialmente em ambientes tropicais, e por esse motivo a utilização das imagens deve ser feita com cuidado, levando-se em consideração a possibilidade das concentrações medidas não representarem exclusivamente feições geológicas.

A interpretação das imagens gamaespectrométricas dos canais de tório, urânio e potássio é dependente do grau e natureza dos processos intempéricos e do transporte do material que constitui o regolito. Nas áreas onde o intemperismo ocorreu *in situ*, sem transporte de material, os solos tenderão a refletir as concentrações dos radioelementos subjacentes, porém em concentrações menores (Gunn 1998).

As concentrações geoquímicas superficiais dos radioisótopos tendem a se refletir nos levantamentos aéreos. O potássio e o tório correlacionam-se razoavelmente bem com as medidas aéreas, enquanto o mesmo não ocorre com o urânio. Isto deve-se à ocorrência de radônio na atmosfera, o qual é também um produto da cadeia de decaimento do Urânio. Esta pobre correlação pode explicar os valores baixos de eU normalmente medidos nos levantamentos gamaespectrométricos, bem como alto nível de ruído neste canal.

### **3.3.3.1 Imagem do canal de Contagem Total**

O canal de Contagem Total representa uma grande janela de energia que engloba os canais de K, eU e eTh. Verificando que os valores de contagem total mais elevados assemelham-se aos valores mais elevados da imagem *RGB* (K, Th e U) e aos menos elevados também coincidem, optou-se fazer as interpretações separando os domínios apenas nesta última (figura 3.15).

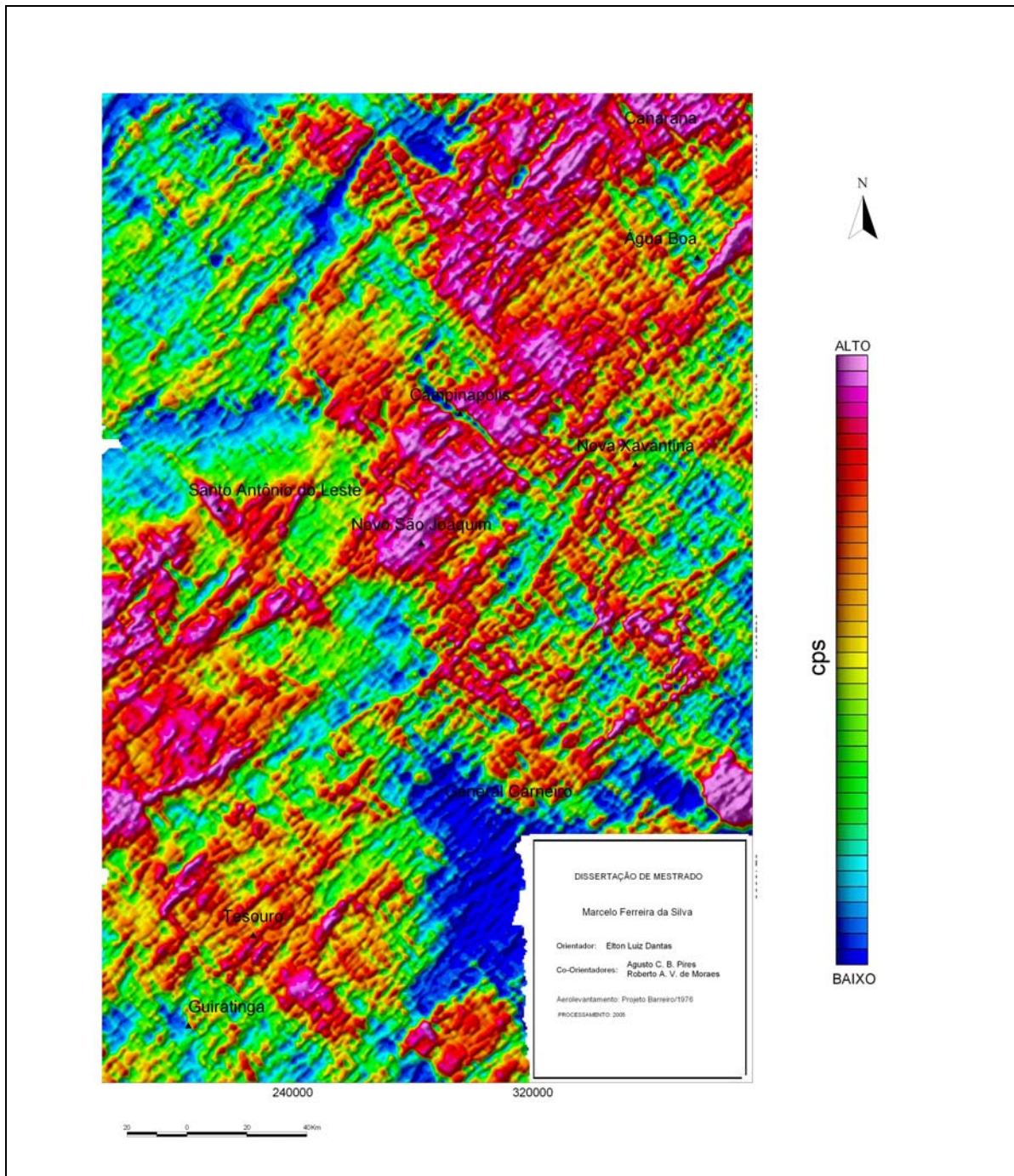


Figura 3.15 – Mapa gamaespectrométrico de contagem total.

### 3.3.3.2 Imagem do canal de Tório

O tório como radioisótopo de menor mobilidade química no ambiente natural, é normalmente considerado como o melhor “mapeador” geológico entre os três elementos utilizados em gamaespectrometria. Apesar de sua abundância na crosta ser pequena, é suficiente para delinear diferenças composicionais relevantes. A imagem do canal de tório foi bastante relevante para delinear as feições estruturais permitindo discriminar algumas unidades geológicas, definindo com bastante precisão seus limites e como estão orientadas estas unidades, porém num regime mais rúptil (superficial) (figura 3.16).

Diferentes lineamentos são identificados na área, delimitando as principais unidades de mapeamento. As principais zonas de cisalhamentos de Campinápolis e General Carneiro, de direção N70°E, e já definidas para as imagens magnetométricas, são bem visualizadas e atravessam toda a área do projeto. Três grandes zonas de cisalhamentos foram identificadas, sendo a C1 coincidente com as estruturas que controlam a ocorrência das rochas vulcânicas que ocorrem no Garimpo do japonês, enquanto que a C3 é relacionada à ocorrência das rochas vulcânicas que afloram no Garimpo dos Araés, próximo a Nova Xavantina. O lineamento C2 tem a mesma direção das demais, mas não tem rochas vulcânicas até então associadas.

Direções de alinhamentos N50°E e N30°E cortam as estruturas anteriores e são relacionadas à mesma direção do Lineamento Transbrasiliano. Pela interpretação da imagem gamaespectrométrica não foi possível determinar a cinemática.

Um terceiro grupo de estruturas, cortando as demais, e com direção N50°-30°W controlam os limites das escarpas das rochas Fanerozóicas da Bacia do Paraná e sedimentos mais recentes. Todos os comentários citados acima são visualizados na figura 3.17.



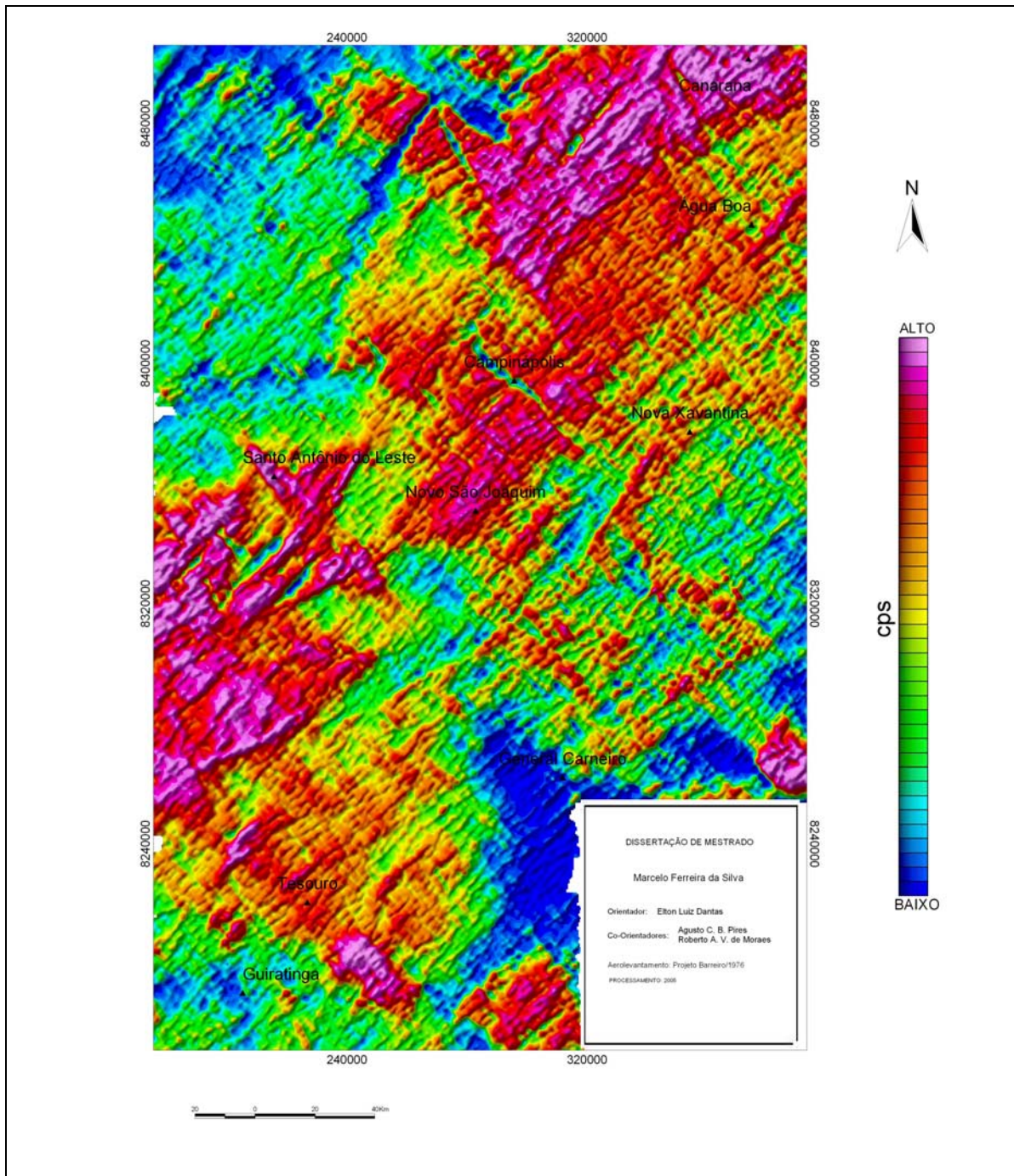


Figura 3.16 – Mapa gamaespectrométrico de tório.

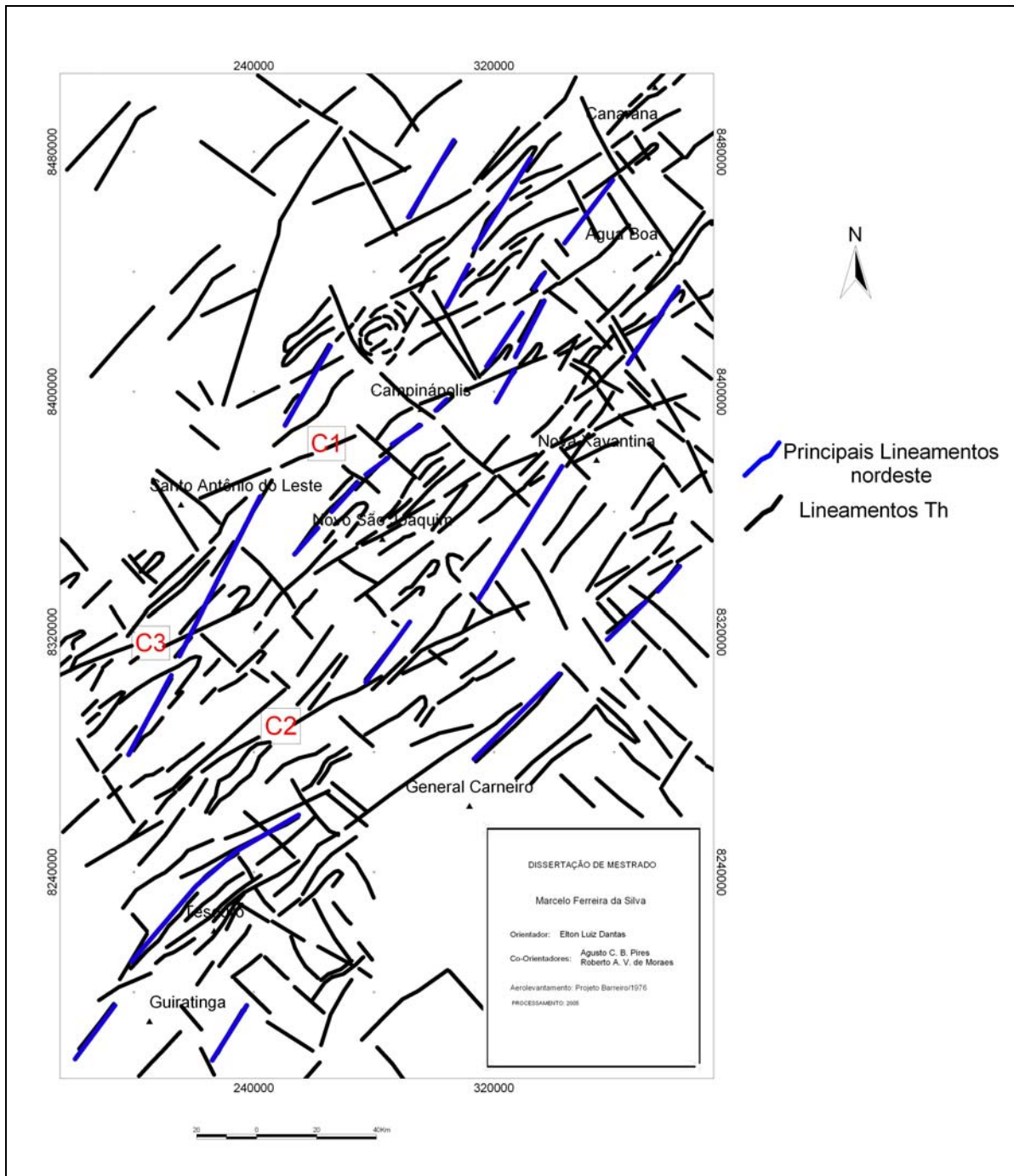


Figura 3.17 - Mapa de lineamentos interpretados da imagem do canal de tório, mostrando as zonas de cisalhamentos C1 e C2 já descritas, e a C3 relacionada à ocorrência das rochas vulcânicas que afloram no Garimpo dos Araés-MT, nota-se também lineamentos nordeste em azul cortando as estruturas primárias (N70°E).

### 3.3.3.3 Imagem Ternária

A utilização de imagens ternárias permite representar as contribuições relativas ao tório, potássio e urânio à imagem final, mostrando as variações existentes entre os três elementos e de que forma suas concentrações se combinam.

O padrão utilizado para a dissertação foi o RGB, onde o potássio é representado pela cor vermelha (R), o tório pelo verde (G) e o urânio pelo azul (B). Neste modelo onde as cores são aditivas, as máximas concentrações dos três elementos resultam na cor branca e as mínimas em preto.

As imagens ternárias apresentam-se como os melhores discriminadores geológicos dentre as demais técnicas utilizadas e por isso foi utilizada na separação dos domínios de forma que cada unidade foi caracterizada com seu conteúdo de radioelementos. A combinação do potássio, tório e urânio em apenas um mapa permitem a distinção de variações internas das grandes unidades geológicas anteriormente definidas pelo mapa geológico do SIG (2004) do Estado do Mato Grosso (Figura 3.18 ).

A descrição dos domínios aerogamaespectrométricos segue a ordem vindo do extremo norte-noroeste para sul da região aerolevantada.

O primeiro domínio (porção **A**) é caracterizado por teores extremamente baixos nos três elementos, e mostra uma boa correlação espacial com a área mapeada com os sedimentos inconsolidados da Formação Ronuro. Já a porção **A1** de mesma assinatura da anterior apenas com um alto teor em potássio no centro do corpo está mapeada pelos sedimentos da Formação Ponta Grossa, porém não coincide com as respostas a quais estas são reconhecidas no restante do projeto. As estreitas faixas denominadas **A2** e **A3** com baixos teores dos três elementos e teores alto em potássio e baixos em tório e urânio representam depósitos aluvionares Holocênicos em drenagens controlados por falhas retilíneas de direção N15°E e N10°W, respectivamente.

O domínio **B** representado por teores médios a baixos tanto para tório quanto para o urânio em quase sua totalidade estão distribuídos de forma conturbada (heterogênea), já o potássio possui baixo teor, exceto na sua porção superior. Este domínio possui boa correlação com os sedimentos mapeados da Formação Diamantino. Embora o domínio **B1** também seja correlacionado as rochas da Formação Diamantino, eles mostram diferentes

assinaturas gama, representados por teores de tório altos, ao passo que urânio e potássio são baixos. Sendo que o domínio mais a sul possui moderado teor de potássio.

O domínio **C** é individualizado no extremo nordeste da área, com pequena porção noroeste se estendendo até a região central. É caracterizado por altos teores nos três elementos por vezes variáveis, onde na porção nordeste a contagem do canal de tório é superior aos demais e na porção centro-sul há predominância do canal de potássio. Importante ressaltar a similaridade entre a porção centro-sul e o domínio **O**, talvez devido à semelhança entre as rochas sedimentares. Entretanto o domínio **C** é bem correlacionável aos sedimentos da Formação Ponta Grossa.

O domínio **D** caracterizado por contagens intermediárias a altas em potássio e urânio e baixas teores de tório, correlacionável aos sedimentos deltáicos da Formação Raizama.

O domínio **E**, representado por baixos teores nos três elementos por vezes moderado no canal de potássio, não possui boa correlação no sentido de delimitar a quais rochas são pertinentes tais disposições dos elementos químicos, compreendidos neste domínio estão os sedimentos da Formação Ponta Grossa, Formação Aquidauna e Grupo Bauru.

O domínio **F** predominantemente caracterizado por altos teores de potássio e urânio e moderado teor de tório, está bem delimitado pelos sedimentos da Formação Aquidauna havendo boa correlação, apenas uma pequena porção central **F1** com moderado a alto teor nos três elementos desta, mas também está representado pelas rochas da Formação Aquidauna.

Representado pelos altos teores nos três elementos e principalmente em tório, o domínio **G** está bem caracterizado e delimitado pelos sedimentos inconsolidados da Formação Cachoeirinha e em menor proporção pelos sedimentos da Formação Aquidauna, tanto na região ocidental quanto na região sul do Projeto Barreiro.

O domínio **H**, contagens altas no canal de tório e moderadamente nos canais de potássio e urânio, não possui boa correlação com a litologia, dificultando a delimitação das unidades o qual o domínio está mapeado. Entretanto no centro deste domínio existem rochas vulcânicas mapeadas pertinentes a Formação Serra Geral e é possível visualizar nas imagens da amplitude do sinal analítico com altos valores de amplitude, tratando-se de rochas magnéticas e provavelmente ígneas que não coincidem com as respostas gamaespectrométricas.

No extremo sudoeste do Projeto Barreiro com teores de potássio e urânio elevados e tório moderado, o domínio **I** distinguiu-se dos domínios G e H de forma bem representativa tendo uma resposta da espectrometria gama muito semelhante ao domínio F onde corrobora que esta litologia é fidedigna a unidade mapeada como Formação Aquidauna.

O domínio **J** com altas contagens no canal de tório e moderadas nos canais de potássio e urânio posicionado a sudeste do Projeto Barreiro, possui respostas gamaespectrométricas semelhantes ao domínio **C** no extremo nordeste e ambos são mapeados como sedimentos psamo-pelíticos da Formação Ponta Grossa, havendo muito boa correlação entre a unidade de mapeamento e a espectrometria gama.

Ocorre no domínio **L** baixas taxas de contagens nos três elementos e que destoa bastante dos domínios F e I em relação à emissão de raios gama, porém os três domínios citados estão mapeados em quase sua totalidade pelos sedimentos depositados em condições glaciais- periglaciais da Formação Aquidauna. Uma pequena porção a sudoeste do bloco L é mapeada como rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, ou seja, sendo coerente com as respostas gama, as imagens da amplitude do sinal analítico do campo magnético residual sugerem, igualmente tratem-se de rochas magnéticas, possivelmente básicas a ultrabásicas.

Com respostas gamaespectrométricas bastantes semelhantes, os quatro blocos formadores do domínio **M** caracterizados por teores moderados para os três elementos, possuem boa correlação com a unidade mapeada formada pelos sedimentos arenosos da Formação Furnas, porém quanto a sua delimitação espacial não está tão bem definido, talvez devido a variação faciológica destes sedimentos.

O domínio **N** com altas contagens no canal do tório e contagens baixas no canal de potássio e urânio mapeados também como sedimentos da Formação Furnas diferindo do domínio M quanto a emissão de raios gama, entretanto possui boa demarcação espacial da litologia.

De grande extensão, o domínio **O** caracterizado com altos teores de potássio e moderados em tório e urânio está bem correlacionado com a litologia (metarenitos e filitos) do Grupo Cuiabá e também ao arranjo espacial, tendo apenas um prolongamento para nordeste que é mapeado como pertencente aos sedimentos da Formação Diamantino e a leste pequena porção mapeada como depósitos aluvionares da Formação Araguaia.

O domínio **P** situado na região oriental do Projeto Barreiro caracterizado por teores moderados a altos para tório e potássio e baixo para urânio delimita e está bem correlacionável aos depósitos aluvionares psamíticos da Formação Araguaia.

O domínio **Q** corresponde a rochas com altos teores dos três elementos, muitos bem delimitados e correlacionável ao Granito Serra Negra.

O objetivo da utilização dos produtos gamespectrométricos é auxiliar no mapeamento geológico básico. Na área do projeto vimos que existe uma grande correlação entre as principais unidades de mapeamento da Bacia do Paraná. Mesmo assim, algumas zonas identificadas no mapa ternário não apresentam correlação com a cartografia geológica conhecida. Estas áreas são merecedoras de especial atenção para a caracterização da evolução geotectônica regional e deverão ser revistas em campo. Vale lembrar que algumas unidades geológicas diferentes possuem respostas gamespectrométricas semelhantes, pelo fato da maioria das rochas pertinentes na região do Projeto serem sedimentares e possuírem às vezes variações muito tênues quanto a sua mineralogia e não serem derivadas de rochas básicas dificultando uma distinção precisa.

Contudo, a metodologia não foi muito eficaz na caracterização e identificação das rochas metavulcanosedimentares da região de Nova Xavantina, devido a escala utilizada nos produtos (1:500 000) e ao espaçamento das linhas de produção do aerolevanteamento (1 km).

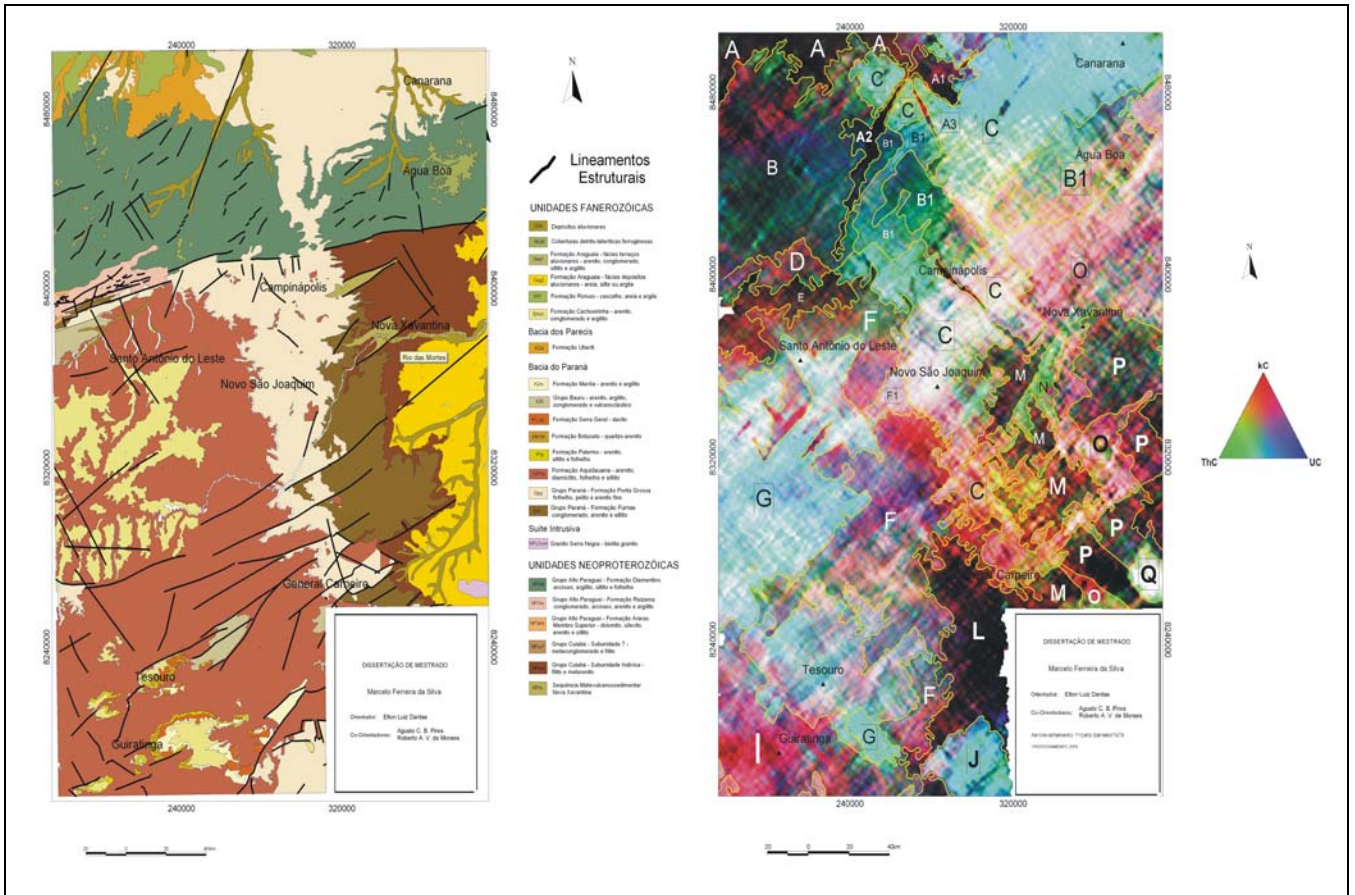


Figura 3.18 – Imagem gamaespectrométrica ternária RGB a direita, mostrando os seus principais domínios e sua correlação com o mapa geológico do estado do Mato Grosso (CPRM 2004), os limites do mapa são semelhantes ao polígono delimitado pelo Projeto Barreiro.

## 4 Rochas Vulcanoclásticas

Durante o mapeamento geológico na região de Nova Xavantina, foram identificadas rochas vulcânicas com características principalmente piroclásticas e vulcanoclásticas. Este tipo de vulcanismo explosivo não é comum nas faixas dobradas brasileiras, e por esta razão foi feita uma pesquisa bibliográfica sobre o tema, para podermos ter um melhor entendimento do ambiente de formação destas rochas. Serão discutidos neste texto, os principais depósitos associados a eventos vulcânicos, dando ênfase aos principais tipos de depósitos piroclásticos. Para tal, foram usados como base para este resumo, os livros *Volcanic Successions* de Cas e Wright 1987, *Volcanic Textures* de J. McPhie, M. Doyle e R. Allen 1993; geologia de los corpos ígneos, de E. Llambías, 2003 e a tradução sobre o tema de Junqueira-Brod (2003).

### 4.1 Terminologia de texturas de rochas vulcânicas

As rochas vulcânicas podem ser coerentes, como as lavas, ou fragmentais. O termo vulcanoclástica é descritivo e aplicado a depósitos compostos predominantemente de partículas vulcânicas (Fisher, 1961). As partículas podem ser de qualquer tamanho e forma, não especificando processos formadores dos clastos, transporte e processos deposicionais, ou estruturas que estão implícitas. Rochas piroclásticas se formam diretamente por fragmentação do magma e por atividade vulcânica explosiva. Os processos epiclásticos posteriores ao evento vulcânico podem produzir fragmentos do material piroclástico já formado ou simplesmente transportar os fragmentos primários, retrabalhando o depósito original. O processo autoclástico é formado por dois fatores: a fragmentação freatomagmática devido ao contato entre um corpo magmático quente e a água fria ou um sedimento saturado em água, produzido por uma rápida perda de calor do magma na zona de contato; o outro fator é a fragmentação por fluxo; formada durante o movimento de um derrame de lava, por quebra das bordas de resfriamento, com subsequente reincorporação dos fragmentos, sem processo explosivo envolvido. O termo hidroclástica é usado para rochas piroclásticas formadas com a participação de



freatomagmatismo. Tefra é o termo coletivo para designar qualquer depósito piroclástico (Fisher & Schmincke 1984, Cas & Wright 1987).

## **4.2 Estruturas em depósitos vulcânicos**

Para a compreensão dos processos envolvidos na formação de um depósito vulcanoclástico e na determinação de fácies é importante que haja uma descrição criteriosa dos fragmentos que compõem este depósito. Entre as características importantes de fragmentos estão o tamanho e a origem (Brod-Junqueira, 2003).

Os depósitos de piroclásticas são formados por piroclastos, termo em que se agrupam todos os fragmentos relacionados a explosão ou erupção vulcânica. Quanto ao tamanho, um fragmento pode ser classificado como bloco ou bomba, se for maior que 64 mm; uma bomba será arredondada e terá indícios de plasticidade no momento de deposição, enquanto um bloco é anguloso. Fragmentos com dimensões entre 2 e 64 mm são chamados de lapíli e aqueles menores que 2 mm são classificados como cinza, o diâmetro de 1/16 mm limita cinza grossa e fina. O tamanho dos grãos em um depósito reflete a eficiência e tipo de fragmentação, a eficiência do meio de transporte e o grau de abrasão durante o transporte e deposição. É importante ressaltar que, em rochas fragmentais, o tamanho de grãos não reflete a distância da fonte (Fisher & Schmincke 1984, Cas & Wright 1987).

O termo tufo se utiliza para designar depósitos piroclásticos de queda consolidados. É comum encontrar alusões em alguns trabalhos invocando as implicações genéticas ou como denominação para qualquer tipo de depósito de piroclástica, mas sem levar em consideração a origem.

Quanto à origem, os fragmentos podem ser juvenis, líticos ou cristais (Cas & Wright 1987). Um fragmento juvenil representa uma amostra do próprio magma eruptado. Podem estar cristalizados parcialmente ou não-cristalizados, depende da pré-história eruptiva do magma, Normalmente ele é vesicular e estava líquido no momento, ou pouco antes, da erupção. Púmices são fragmentos (vidro vulcânico) juvenis de alta vesicularidade com ou sem cristais, típicos de vulcanismo explosivo de magmas ácidos e intermediários. O termo escória é frequentemente usado para púmices de composição máfica a intermediária. Devido à alta vesicularidade estes fragmentos (púmices) possuem baixa densidade, em alguns casos, menor que a água, o que possibilita que eles flutuem nela. Partículas vítreas angulares, na sua maioria tamanho cinza,

resultantes da fragmentação magmática explosiva de paredes de vesículas são chamadas de estilhaços. Clastos de Púmices e escórias em depósitos piroclásticos não-soldados são comumente achatados paralelos ao acamamento, durante a diagênese e a litificação (Branney e Sparks 1990).

Os fragmentos líticos, em geral, fazem referência a fragmentos densos, são derivados de rochas pré-existentes, incluindo tipos vulcânicos e não-vulcânicos, quase sempre angulosos e podem ser cognatos ou xenólitos. Os cognatos representam fragmentos juvenis não vesiculares, total ou parcialmente solidificados derivados da erupção do magma; podem ser uma amostra de cumulado da câmara ou um pedaço de magma que se resfriou na borda do conduto. Os xenólitos representam amostras estranhas ao magma de uma determinada erupção, e são subdivididos em acessórios, quando são trazidos da parede do conduto pelo magma, ou acidentais, quando coletados pelo fluxo piroclástico ou surges na porção externa ao conduto. Em alguns casos é muito difícil diferenciar entre acessórios e acidentais. Geralmente, xenólitos envolvem pequena proporção de fragmentos de cristais em rochas piroclásticas, que pode ser derivada da desintegração de paredes de rochas ígneas e metamórficas.

O grau de seleção de um depósito reflete a capacidade do agente transportador de selecionar os fragmentos, esta seleção pode ser por formato, peso ou densidade. Agregados vulcanilásticos são, em geral, mal selecionados com relação ao tamanho, mas podem ser bem selecionados hidraulicamente, ou seja, por densidade. Comparados a depósitos epiclásticos com tamanho de grãos semelhantes, os depósitos piroclásticos são mais mal selecionados. Em processos piroclásticos onde o transporte tem curta duração, a importância da seleção hidráulica é reduzida (Cas & Wright 1987, Junqueira-Brod, 2003).

A confusão gerada a partir das diferentes nomenclaturas para as rochas piroclásticas tem conduzido nos últimos anos a uma tentativa de definição da nomenclatura das mesmas. O uso de terminologia sedimentológica no campo da vulcanologia, tem induzido a erros e confusões na interpretação das gênesis dos depósitos piroclásticos,

A identificação de estruturas sedimentares é fundamental na interpretação da origem do depósito por serem elas um reflexo dos agentes de transporte e deposição envolvidos. As partículas podem ser transportadas de forma particulada (uma por uma) ou por movimento de massa (um conjunto de partículas se movimenta instantaneamente, como um todo). O movimento

particulado produz estruturas de tração como estratificação cruzada, duna e marcas de onda, enquanto o movimento de massa tende a produzir um depósito maciço (Cas & Wright 1987).

Os lapílis acrescionários são uma estrutura comum em rochas piroclásticas, são agregados concêntricos de cinza com formato esferoidais. Caso um núcleo, que pode ser um cristal ou um fragmento lítico, esteja presente, eles são chamados de lapíli com armadura (Gilbert & Lane 1991, Woods 1993, Schumacher & Schminke 1991). Sua presença em depósitos piroclásticos é um indicador de piroclásticas onduladas, sendo muito comum, principalmente, em depósitos de queda (co-surge, co-ignimbrito, freatopliniana) (Cas & Wright 1987) e surges úmidas (Wohletz 1998). Embora formados principalmente em ambientes subaéreos podem ser depositados, redepositados ou retrabalhados em estruturas subaquosas. Pequenas vesículas frequentemente ocorrem no núcleo de cinzas grossas de lapílis acrescionários.

## **4.3 Depósitos Associados ao Vulcanismo**

### **4.3.1 Depósitos de queda**

Depósitos de queda subaéreos podem ser gerados por uma completa variação de erupções explosivas (magmática, freatomagmática e freática) e por magmas de quaisquer composições. Piroclastos ejetados explosivamente dentro da atmosfera são temporariamente suspensos, mas eventualmente caem e acumulam para formar depósitos de queda piroclástico. Este tipo de depósito se diferencia dos depósitos de fluxos piroclásticos pela acumulação um a um dos piroclastos.

Um depósito de queda é formado depois que o material é ejetado explosivamente da cratera e forma uma pluma (coluna), de trefa e gás, que fica suspensa na atmosfera. A geometria e tamanho do depósito refletem a intensidade da coluna eruptiva e a velocidade e direção do vento. Com a expansão da pluma, os piroclastos caem por influência da gravidade, a distâncias variadas da fonte, dependendo do seu tamanho, densidade, velocidade e ângulo de ejeção, formando os depósitos conhecidos como “depósitos de queda derivados de uma coluna”. Os fragmentos maiores e mais densos serão lançados do conduto em trajetória balística, sem sofrer influência do vento, sendo denominados de clastos ou fragmentos balísticos. Depósitos de queda se formam como mantos, com espessura local uniforme, acompanhando a topografia, e podem ser compostos por cinza, púmice ou escória. Estes depósitos costumam ser bem selecionados. Em

alguns casos podem apresentar estratificação plano-paralela ou laminação. Próximo à cratera o depósito pode ser soldado.

Depósitos de queda associados a vulcanismo hawaiano e stromboliano são o produto de atividade vulcânica fracamente explosiva, uma vez que o magma associado tem baixa viscosidade e em geral é basáltico. Muitos piroclastos são pobremente a moderadamente vesiculares.

O vulcanismo stromboliano é dominado por erupção de lavas, porém também aparece uma fase piroclástica, sendo característico dos magmas basálticos, muito menos viscosos, e menos ricos em voláteis que os calcioalcalinos, formados por uma série de explosões discretas, num intervalo que varia entre menos de 1 segundo a, algumas horas. A fase piroclástica é produzida pela vesiculação e fragmentação de magmas pouco viscosos. O material piroclástico de granulometria fina é relativamente escasso. Geralmente, os depósitos destes tipos de vulcanismos são compostos por fragmentos balísticos do tipo escória (bombas fluidas e vesiculares), cinzas e gotas distorcidas de lava, formando os cones destes vulcões.

Depósitos de queda de erupções plinianas são as mais violentas quanto à energia liberada e forma uma coluna eruptiva de grande altitude, está associada a magmas muito viscosos, com composições que variam desde andesíticas a riolíticas. Os depósitos proximais são, normalmente, homogêneos e podem ser grossos, formados por blocos grandes de púmice, volumetricamente dominantes, e fragmentos balísticos. Estratificação plano-paralela, zomeamento composicional, acamamento gradacional direto e inverso são estruturas comuns.

Erupções vulcanianas são, em geral, associadas a magmas de composição intermediária. Frequentemente, ocorrem associados a fluxos piroclásticos de volume pequeno, e sua elevada explosividade deve-se a interação com corpos de água. Grande parte do material piroclástico corresponde a fragmentos líticos arrancados da rocha encaixante ou do magma solidificado. Produzem depósitos de queda estratificados, de granulação fina e pouco espessos. Próximos a cratera é comum a presença de fragmentos balísticos grandes (blocos ou bombas). Grande parte do material ejetado é composto por fragmentos acessórios.

### 4.3.2 Fluxos piroclásticos e seus depósitos: ignimbritos

Os ignimbritos são rochas produzidas por fluxos piroclásticos, e este termo se aplica tanto as rochas como ao corpo ígneo. Este nome foi dado por Marshall (1935) e desde essa época tem vários significados, sendo muito aplicado como sinônimo de tufos soldados. Na atualidade, o termo ignimbrito compreende a todas as rochas e depósitos formados por fluxos piroclástico, independente do grau de soldamento, e conseqüentemente, temperatura. As composições dos ignimbritos variam desde intermediárias a ácidas, podendo-se reconhecer ignimbritos andesíticos e riolíticos. Os magmas basálticos raramente formam ignimbritos devido a sua incapacidade de formar colunas eruptivas. Por este motivo, ignimbritos basálticos são muito raros e são conhecidos apenas como uma exceção nas Ilhas Canárias (Freundt e Schmincke, 1995).

Os fluxos piroclásticos são controlados pela gravidade, têm temperaturas altas, e às vezes são fluidizados. Geram depósitos formados por detritos piroclásticos transportados a altas velocidades, como uma dispersão de sólido e gás com alta concentração de partículas. A velocidade de um fluxo piroclástico pode atingir mais de 400 km/h e as distâncias de transporte podem ser superiores a 100 km. Devido à sua baixa densidade e velocidade alta, os fluxos podem ser transportados através do mar. Quase sempre o fluxo é acompanhado por uma nuvem de cinza.

Os fluxos se formam principalmente por dois tipos de processos: Por colapso da parte inferior, mais densa, da coluna eruptiva e por colapso de um derrame ou domo de lava. Derrames, domos ou criptodomos de lava localizados em encostas íngremes de um cone podem entrar em colapso gravitacional ou sofrer uma explosão direta. A explosão pode ser causada pelo contato do domo com um corpo de água, por um terremoto ou por um alívio de carga. O fluxo de fragmentos de lava gerado neste tipo de processo é chamado de fluxos de blocos e cinza ou depósitos de avalanche quente. As rochas formadas exclusivamente por colapso gravitacional não são piroclásticas *sensu stricto* (Cas & Wright 1987). Colunas de erupção explosiva acompanham a extrusão do domo de lava.

Os depósitos são em geral mal selecionados e maciços. A má seleção é atribuída à alta concentração de partículas e não à turbulência, uma vez que o principal mecanismo de fluxo é laminar. A superposição de pequenos fluxos, originados em um mesmo evento, pode gerar um acamamento aparente. Em alguns casos ocorre uma estratificação discreta dentro de um mesmo fluxo, causada por cisalhamento interno durante o transporte (Junqueira-Brod, 2003).

Os corpos de ignimbritos têm espessuras variáveis e concordância com a topografia subjacente. Erupções de ignimbritos de grandes volumes sobre superfícies suaves produzem uma inundação da paisagem, formando um platô. Cada corpo de ignimbrito tem um perfil massivo, que se erosiona como uma unidade única. Contudo, em numerosos casos se observam estruturas internas laminadas que constituem subunidades dentro do ignimbrito. Quanto mais volumoso e completo é o processo que dá origem ao fluxo piroclástico maior é o número de unidades de fluxo individual.

Depósitos de fluxos piroclásticos são restritos a estruturas subaéreas e de águas rasas. Extensivos, volumosos, ignimbritos silícicos estão provavelmente associados com caldeiras.

### 4.3.3 Surges

Surges transportam piroclastos como uma dispersão de gás e sólidos expandida, turbulenta e com baixa concentração de partículas. Os depósitos recobrem a topografia, mas tendem a ser mais espessos nas depressões. A presença de estruturas de fluxos unidirecionais como estratificações cruzadas de baixo ângulo, dunas e antidunas, estratificação laminar de alta energia e corte e preenchimento são uma das características mais importantes destes depósitos. Os depósitos de surge costumam ser enriquecidos em fragmentos líticos densos e cristais. Uma lâmina individual tende a ser bem selecionada, mas o conjunto de depósitos tem má seleção. Em geral o regime de fluxo é turbulento e tem capacidade erosional (Cas & Wright 1987, Wohletz 1998).

As surges podem ser de três tipos: *base surge*, *ground surge* ou *ash-cloud surge*. As *base surges* são formadas na cratera, na base de uma coluna de erupção ou por explosão direta, e estão normalmente associadas a explosões freáticas ou freatomagmáticas, são depósitos estratificados, as vezes maciços, laminados, com líticos cognatos vesiculados a não-vesiculados, cinzas, cristais e ocasionalmente líticos acessórios. Lapíli acrescionários são comuns. As *ground surges* e *ash-cloud surges* são geneticamente ligadas a fluxos piroclásticos: a primeira se forma na interface entre o fluxo e o substrato, em geral não superam um metro e são formadas por cinzas, pomez, cristais e líticos, e a segunda tem origem na nuvem de cinza acompanhante do fluxo, ainda que podem adquirir identidade própria, freqüentemente, recobrando os ignimbritos. *Ground surges* e

*ash-cloud surges* são principalmente associados com dacitos ou riolitos, fluxos piroclásticos púmices e blocos e fluxos de cinzas.

Uma *base surge* tem o formato de um anel, como uma nuvem baixa que se expande radialmente, e pode ser gerada no próprio sítio da explosão freatomagmática ou freática ou pelo colapso da coluna destas erupções. Os depósitos originados por *base surges* são estratificados, laminados e, às vezes, maciços, contendo fragmentos juvenis, que variam de não-vesiculados a vesiculados, clastos líticos cognatos, cinza, cristais e, ocasionalmente fragmentos acessórios. Lapíli acrescionários são comuns. Fragmentos balísticos maiores podem deixar marcas de impacto próximo à cratera. Os fragmentos juvenis costumam ter menos de 10 cm de diâmetro, devido ao alto grau de fragmentação associado à explosão freatomagmática. A espessura dos depósitos de *base surges* chega a 100 m próximo à cratera, mas se adelgaçam rapidamente (Cas & Wright 1987, Wohletz 1998).

Depósitos de *ground surge* são estratificados e pouco espessos, formados por púmice e cinza. Comparados a depósitos de *base surge*, eles são considerados quentes e secos. Enquanto *base surges* são espacialmente restritos, *ground surges* e *ash-sloud surges* podem atingir grandes extensões, comparáveis aos fluxos piroclásticos a eles associados (Cas & Wright 1987, Wohletz 1998).

Depósitos de *surges* são restritos a estruturas deposicionais subaéreas, embora eles possam ser gerados por crateras submersas superficialmente.

#### **4.4 Geologia Local**

O mapeamento geológico foi realizado na escala 1:25.000, na região de Nova Xavantina, focalizando as rochas Neoproterozóicas que ocorrem na região. As principais unidades de mapeamento são as rochas da Seqüência Vulcanosedimentar de Nova Xavantina (Pinho, 1990) e do Grupo Cuiabá (Almeida, 1968). A única proposta de empilhamento estratigráfico para a região foi a de Martinelli *et al.* (1998) para a região do Garimpo dos Araés, que coloca na unidade basal, rochas metavulcânicas básicas alternando para metavulcânicas intermediárias mais acima (tufos), sobreposta a estas encontram-se sedimentos químicos compostos por formações ferríferas bandadas e metachert ferruginosos, filitos carbonosos numa porção intermediária e

metachert quartzosos no topo da seqüência química. No topo, têm-se sedimentos clásticos psamo-pelíticos pertinentes à porção superior da seqüência metavulcanossedimentar.

Com base nesses conceitos, em nosso mapeamento vamos detalhar apenas as rochas vulcânicas presentes na região de Nova Xavantina, com ênfase na identificação e caracterização de rochas piroclásticas e vulcaniclásticas. De maneira a discutir suas principais características texturais e suas assinaturas litogeoquímicas que caracterizam diferentes tipos de vulcanismos. Embora as rochas estejam deformadas em fácies xisto verde baixo, ainda preservam feições ígneas originais. Para tanto, com o intuito de maximizar a distinção e caracterização das rochas da região, as mesmas foram descritas petrograficamente e posteriormente selecionadas vinte e nove amostras de rochas vulcânicas para o estudo litogeoquímico, bem como diferenciar os processos de alteração que afetam estas rochas. Elas foram classificadas e subdivididas em quatro unidades de mapeamento, descritas abaixo e são visualizadas no mapa geológico da área (figura 4.1).



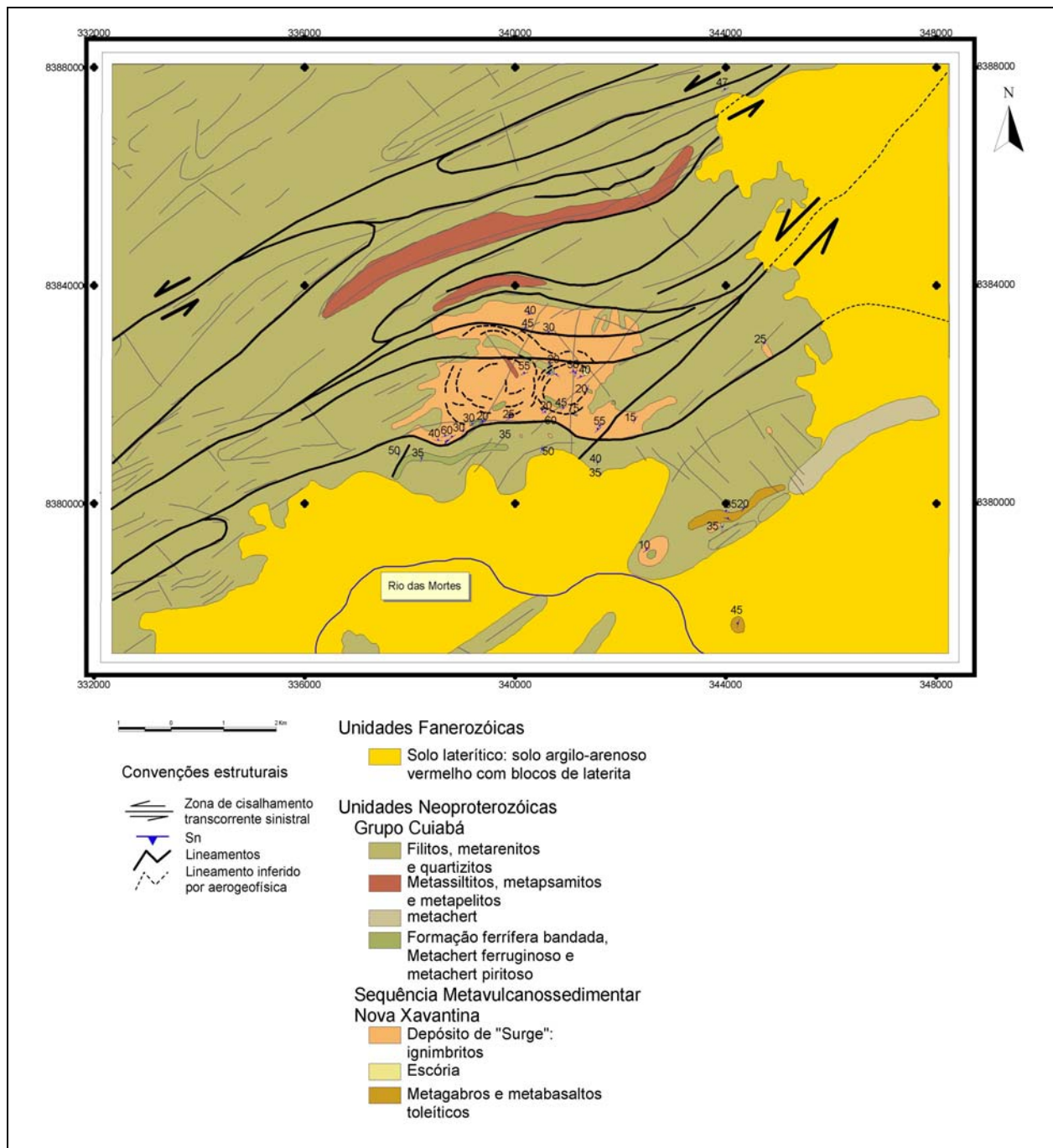


Figura 4.1 – Mapa geológico para a região de Nova Xavantina, ver anexo escala 1:25.000.

## 4.4.1 Caracterização das rochas vulcânicas.

### 4.4.1.1. Metagabros e Meta-Basaltos Toleíticos

Os gabros ocorrem principalmente em estrada vicinal de acesso a Fazenda do Morro Redondo, em contato com filitos e quartzitos, formando um corpo alongado sigmoidal relativamente extenso, pouco deformado, e apresentando o desenvolvimento de zonas de cisalhamentos nas bordas do corpo. Nesta região, as rochas são crenuladas, foliadas e xistificadas com direção aproximada N50°E. A rocha dominante corresponde a um microgabro de coloração esverdeada com textura média a fina, porém observam-se blocos com textura granular. Ao microscópico sua mineralogia essencial é piroxênio e plagioclásio, sendo que estes na sua maioria encontram-se alterados para clorita e epidoto respectivamente. Parece tratar-se de um dique/sill encaixado nas rochas metassedimentares, por contatos tectônicos (figuras 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5).

As figuras a seguir relacionadas estão indicadas apenas pelo número.

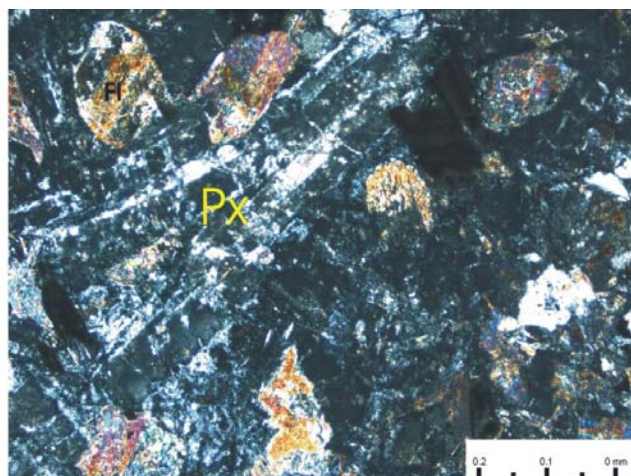
4.2. Gabro bastante foliado (xistificado) encontrado em corte de estrada, em contato com as rochas do Grupo Cuiabá. O contato é feito por zonas de cisalhamentos, formando camadas de filossilicatos secundários.



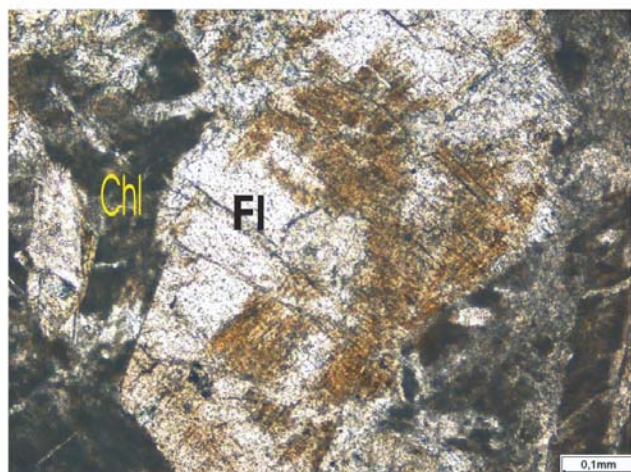
4.3. Amostra de mão de microgabro pouco deformado, com coloração esverdeada, formado essencialmente por piroxênio, clorita e plagioclásio.



4.4 Fotomicrografia de metagabro, composto basicamente por piroxênio (Px) e plagioclásio, onde o piroxênio encontra-se bastante alterado para clorita, e plagioclásio (Fl) para epidoto. Aumento de 40x e nicol cruzado.



4.5. Fotomicrografia de metagabro composto basicamente por clorita (chl) como produto de alteração do piroxênio, e cristais de feldspato. Aumento de 100x e nicol paralelo.



Os metabasaltos afloram principalmente ao longo do Córrego Laranjeiras e encontram-se bastante deformados com forma alongadas. As rochas apresentam textura afanítica e cores esverdeadas, formadas essencialmente por uma massa de clorita. Na análise microscópica a rocha é formada em sua maioria por clorita, sendo possível identificar anfibólio como actinolita/tremolia e plagioclásio (albita) alterando para epidoto, e quartzo intersticial (figuras 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10).

4.6. Amostras de metabasaltos com forma alongada (estirada), encontradas no sopé de um morrote as margens do Córrego Laranjeiras.



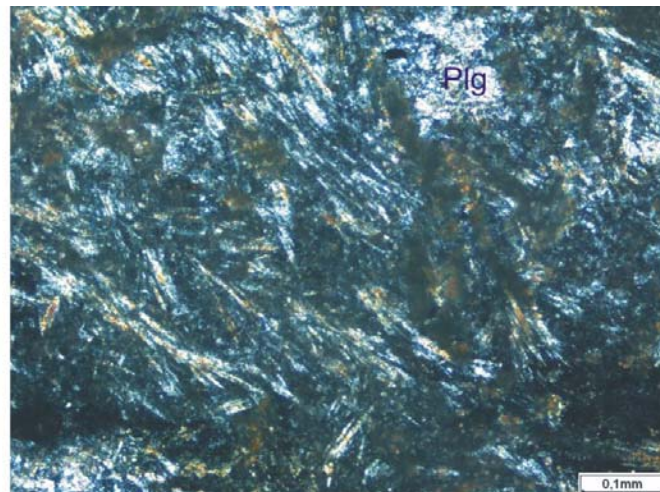
4.7. Afloramento do metabasalto deformado no Córrego Laranjeiras.



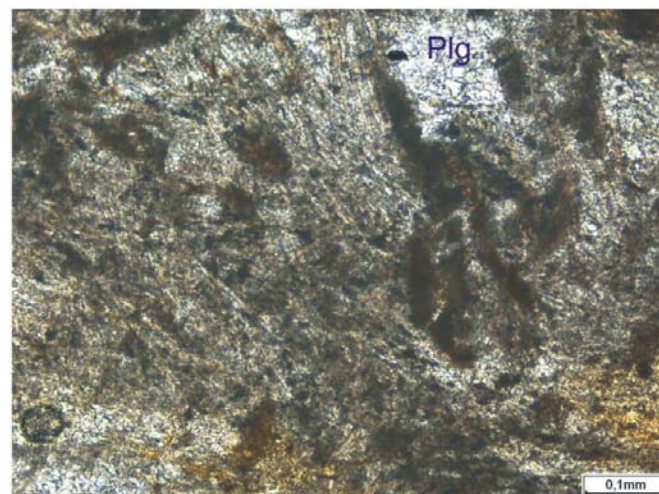
4.8. Amostra de mão do mesmo afloramento anterior, composta basicamente por uma massa de clorita de coloração esverdeada.



4.9. Fotomicrografia de metabasalto, composto basicamente por anfibólio (actinolita), em forma de ripas de cor bege amarelado e plagioclásio (Plg) alterando para epidoto. Aumento de 100x e nicol cruzado.



4.10. Fotomicrografia da mesma rocha em nicóis paralelos, podendo observar também presença clorita de cor marrom-esverdeado, anfibólio de cor caramelo, e cristal de plagioclásio (Plg). Aumento de 100x e nicol paralelo.



#### 4.4.1.2. Alkali-basaltos

As rochas pertencentes a esta classe ocorrem aflorantes em localidades de escavações de garimpeiros, principalmente no garimpo do Buracão e da Rocinha, intercaladas ao *surge*. Macroscopicamente as rochas exibem uma estrutura maciça de coloração cinza-esverdeada escura, formada por filossilicatos secundários (clorita) e óxidos, permitindo visualizar uma foliação (orientação) dos minerais. Ao microscópio os álcali-basaltos contêm clorita, albita e quartzo e mostram uma intensa deformação e alteração hidrotermal dominada por carbonatos (dolomita) e muscovita. Veios tardios cortando a foliação da rocha são preenchidos por carbonatos (figuras 4.11 e 4.12).

4.11. Amostra de mão de álcali-basalto com textura maciça, de coloração cinza-esverdeada escura, formada basicamente por filossilicatos secundários (clorita).



4.12. Amostra de mão de álcali-basalto de coloração acinzentada, maciça com fraturas que em microscopia observa-se que estão preenchidas por carbonato. Fenocristal elipsoidal de plagioclásio também é notório.



#### 4.4.1.3. Depósito piroclástico *Surge*

As rochas que compõem o depósito de *surge* são mapeáveis por uma ampla região posicionadas no centro da área mapeada, compondo a maioria das rochas piroclásticas aflorantes. A exposição de estratos que representam de forma exemplar o fluxo piroclástico, onde é possível notar a estratificação cruzada, com os estratos com mergulhos variáveis (ondulados) recobrendo a topografia e acompanhando a paleogeomorfologia é bem visível nas proximidades de garimpos extintos. Extensas bancadas com mais de 10 metros de altura, exibidas (formadas) devido à exploração do filão principal, expõem a estrutura descrita acima. As rochas piroclásticas apresentam coloração amarela esbranquiçada, que deve-se principalmente a quantidade de

quartzo e ao vidro vulcânico alterado para sericita/ fengita na rocha (figuras 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16).

4.13. Extensa bancada ignimbrítica no Garimpo dos Araés, exibindo camadas com mais de 10 metros de espessura, e nítidas estratificações bem desenvolvidas típica de depósito piroclástico de surge.



4.14. Bancada próxima a anteriormente descrita, mostrando ignimbrito dacítico, de coloração esbranquiçada já bastante alterado para sericita, com estratificação bem desenvolvida.



4.15. Afloramento no Garimpo do Buracão, ignimbrito dacítico alterado para sericita, com estratificações paralelas, bem como estratificações cruzadas.



4.16. Afloramento no Garimpo Móveis, mostrando estratos com mergulhos variáveis (ondulados), acompanhando a paleogeomorfologia.



Quando não aflorantes em bancadas de exploração, o depósito piroclástico de *surge* é encontrado principalmente em baixadas, por vezes drenagens, como por exemplo, no Córrego Barreira (afloramento NXT 120). Rochas de coloração amarelada esbranquiçada de composição dacítica/riolítica, bastante fina com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo típica, bem como acunhamento das camadas, cinza vulcânica laminada com fragmentos de cristais de quartzo caídos, derivados de vulcanismo explosivo, são estruturas características de *surge*, restritos principalmente a estruturas deposicionais subaéreas. Em amostras de mão, estas rochas



são laminadas, bastante finas compostas, essencialmente, por quartzo e filossilicatos secundárias (sericita/fengita) (figuras 4.17, 4.18, 4.19, 4.20 e 4.21).

A mineralogia essencial desta rocha é formada por quartzo entre as lâminas de filossilicatos (sericita/fengita) provenientes do produto de alteração do vidro vulcânico dacítico e bastantes púmices (figuras 4.22, 4.23, 4.24 e 4.25).

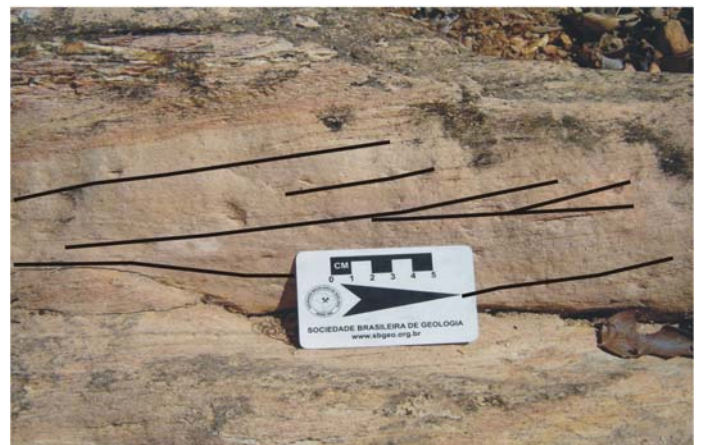
4.17. Rocha mostrando muito fina (cinza vulcânica) de coloração esbranquiçada, onde as linhas em preto mostram a laminação plano-paralela, bem como acunhamento das camadas, típico de depósito de *surge*. Alguns são realçados para melhor visualizar enquanto outros são bem visíveis.



4.18. Mesmo afloramento da Fig. 4.17, mostrando a laminação plano-paralela e acunhamento das lâminas, as elipses representam cristais de quartzo, oriundos do vulcanismo explosivo.



4.19. Percebe-se nítido acunhamento e laminações cruzadas de baixo ângulo característicos em *surges*.



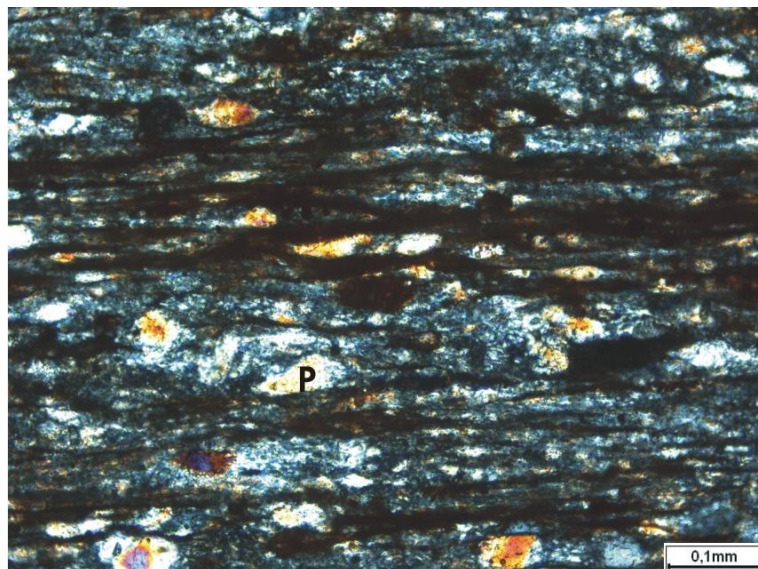
4.20. Amostra de mão do afloramento NXT-120 mostrando rocha de coloração amarela esbranquiçada, de composição dacítica, onde encontra-se bastante alterada para sericita. Laminação plano paralela evidente.



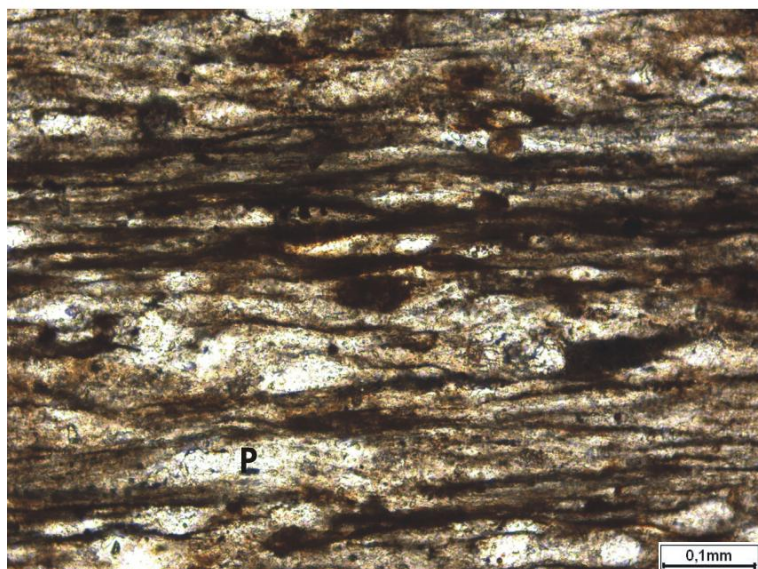
4.21. Mesma amostra da anterior, porém com visada mais afastada.



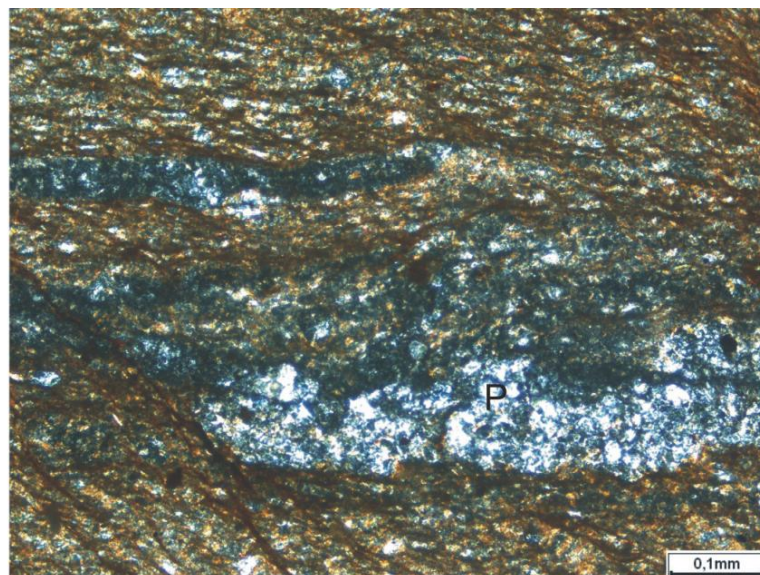
4.22. Fotomicrografia de ignimbrito, bastante fino formado basicamente por quartzo, presença de púmices (P) recristalizadas para quartzo envoltas por sericita como produto de alteração do vidro vulcânico ácido. Aumento de 100x e nicol cruzado. (Ponto NXT 120).



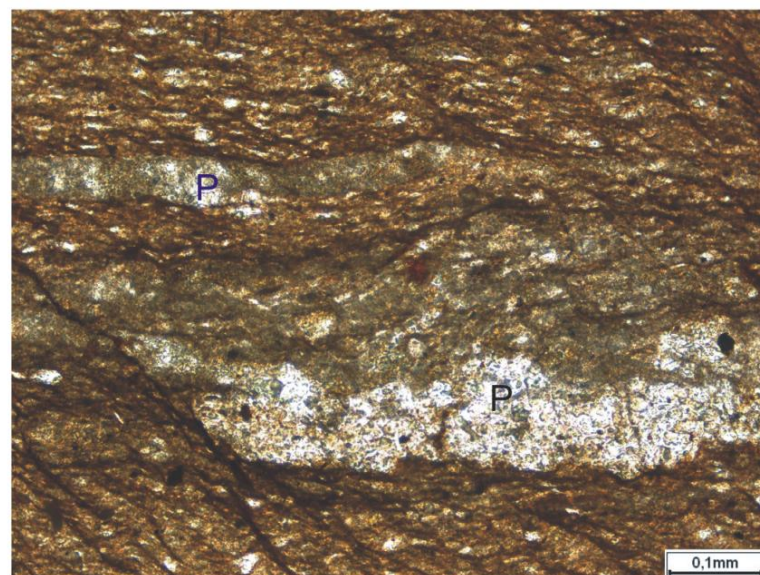
4.23. Fotomicrografia de mesma rocha, mostrando as púmices (P) bastante compactadas, formando sigmóides, rocha bastante fina. Aumento de 100x e nicol paralelo.



4.24. Rocha bastante fina, parecida com a anterior de ignimbrito, com púmices (P) recristalizadas para quartzo com formato sigmóide, envolto por sericita como produto de alteração do vidro vulcânico. Aumento de 100x e nicol cruzado. (Ponto NXT 127).



4.25. Nesta lâmina da rocha da anterior mostrando as púmices (P) bastante compactadas e sigmoidais, presença de micas crenuladas. Aumento de 100x e nicol paralelo.



Próxima ao Córrego da Colher, as margens da estrada vicinal que dá acesso ao garimpo dos Araés, encontram-se rochas fortemente estratificadas com fragmentos balísticos (blocos) com mais de 20 cm de diâmetro, angulosos, que sugerem evidência de não-retrabalhamento, que são interpretados como pedaços do material da erupção, onde é possível observar estrutura de arqueamento causada pelo impacto do bloco; marcas de impacto, inferindo que as mesmas não estão muito distantes da cratera. A rocha encaixante é bastante fina (cinza vulcânica) e apresenta clastos de quartzo, também relacionados à erupção explosiva (figura 4.28).

4.26. Afloramento de rocha vulcânica de composição dacítica, foliada bastante fina com mergulho variável, ondulado (ver linha em preto), característico de depósito de *surge*, coloração amarelo esbranquiçada. Ponto NXM 01.



4.27. Mesma foto anterior com visada mais próxima, mostrando estratificações.



4.28. Rocha estratificada no mesmo afloramento onde nota-se próximo ao martelo um fragmento balístico (bloco) com marca de impacto ressaltado pela linha em preto.

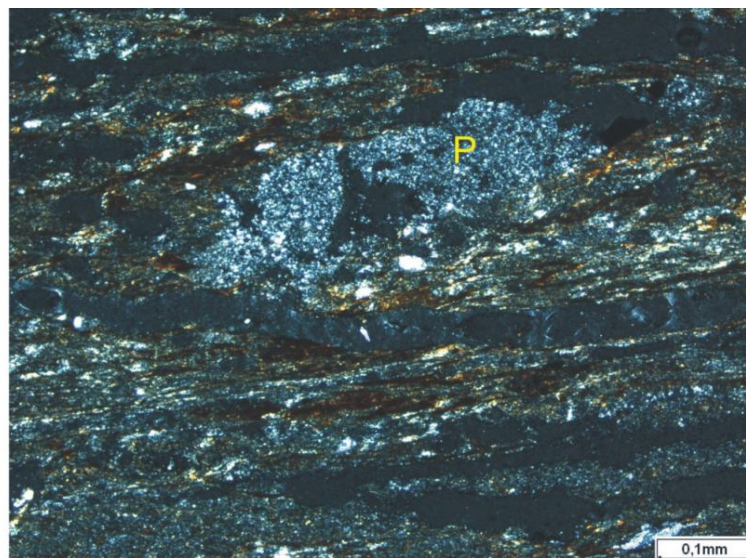


A ocorrência de ignimbritos, de cor amarelado, formados por lapíli púmices com formas sigmoidais, bastante estratificada, deformada e fina, é encontrado na drenagem Santo Antônio (afloramento NXT 86). Ao microscópio, sua mineralogia essencial é formada por vidro vulcânico alterado para sericita/fengita, presença de púmices achatadas recristalizadas para quartzo e subparalelas ao vidro vulcânico, e cristais de quartzo (figuras 4.29, 4.30 e 4.31).

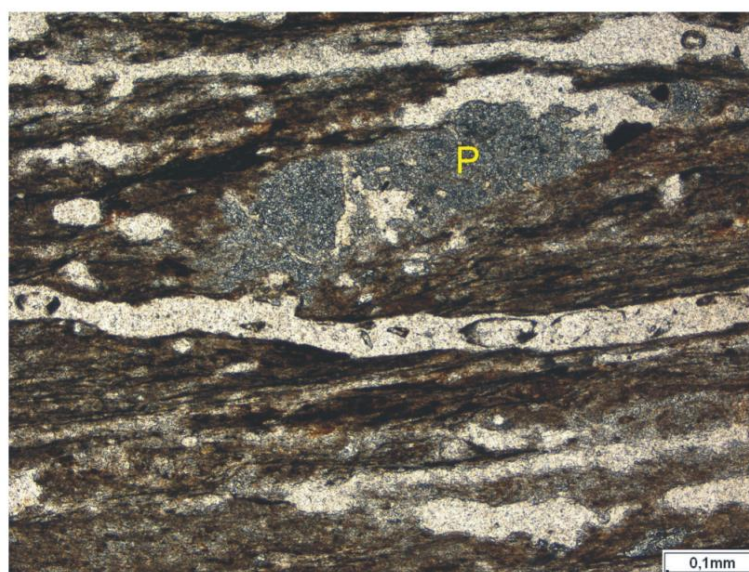


4.29 - Amostra de mão contendo púmices sigmoidais realçadas pela linha em preto, bastante compactada, caracterizando o ignimbrito. Ponto NXT 86.

4.30. Fotomicrografia de ignimbrito, rocha bastante fina, contendo púmice (P) recristalizada para quartzo, subparalela aos filossilicatos (sericita). Aumento de 100x e nicol cruzado.

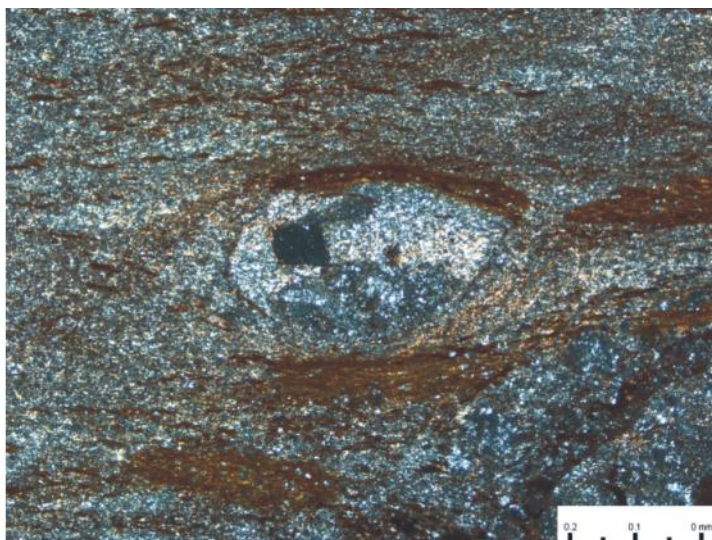


4.31. Mesma rocha anterior, mostrando a púmice estirada evidenciando grande compactação e deformação da rocha. Aumento de 100x e nicol paralelo.

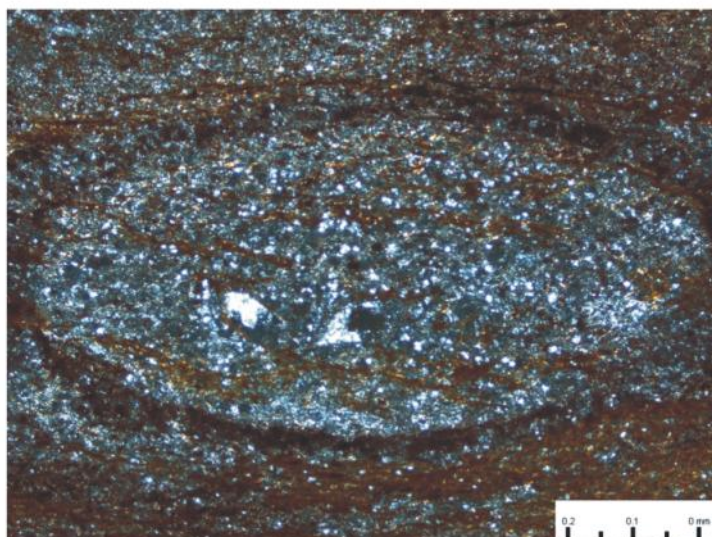


Rochas contendo lapílis acrecionários, também são encontradas nas adjacências do Córrego Santo Antônio (alforamento NXM 30), sendo caracterizados por uma textura muito fina, coloração rósea, com fragmentos elipsoidais que são mineralogicamente distinguíveis apenas em microscopia. É possível perceber em lâmina que estes agregados concêntricos de cinza vulcânica tem forma elipsoidal, com o núcleo composto por fragmentos, sendo então chamados de lapíli com armadura. Os mesmos são envoltos por filossilicatos secundários (sericita) decorrentes da alteração do vidro vulcânico dacítico e quartzo bastante fino. Este tipo de fragmento é muito comum em ambientes subaéreos, principalmente depósitos de queda e *surges* úmidas (figuras 4.32, 4.33 e 4.34).

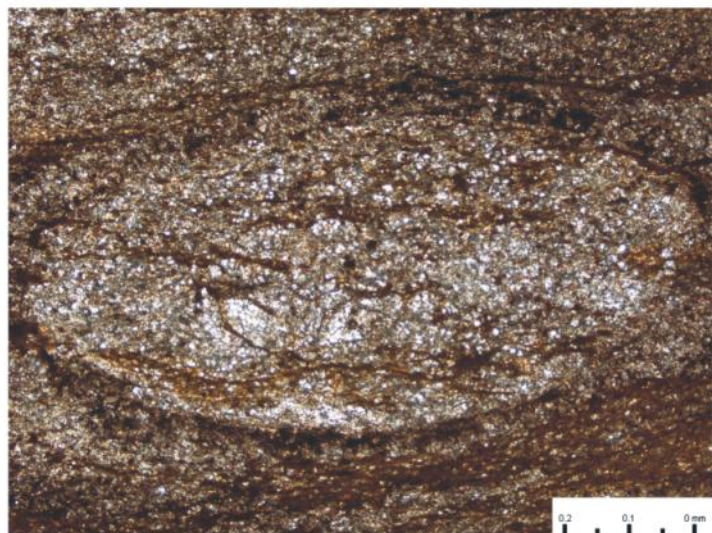
4.32. Fotomicrografia mostrando lapíli acrescionário, com o núcleo preenchido com cristais. Rocha composta basicamente por quartzo e sericita. Aumento de 40x e nicol cruzado. Ponto NXM 30.



4.33. Rocha bastante fina, contendo lapíli acrescionário composto basicamente por quartzo e com fragmentos no seu núcleo. A sericita ocorre envolvendo o lapíli. Aumento de 40x e nicol cruzado. Ponto NXM 30.



4.34. Mesma lâmina da anterior, realçando os filossilicatos envolvidos ao lapíli. Aumento de 40x e nicol paralelo. Ponto NXM 30





#### **4.4.1.4. Depósito Vulcanoclástico**

Os representantes desta unidade afloram nas proximidades do Córrego Barreira. São blocos de rochas de coloração marrom-avermelhada, provavelmente devido ao processo de laterização.

A rocha é bastante vesiculada, representada por fragmentos balísticos do tipo escória relacionada a um vulcanismo stromboliano, estrutura típica de ambiente subaéreo com explosões discretas e composição básica. Em amostras de mão ela tem coloração cinza esverdeada, formada por uma matriz fina composta por clorita e fragmentos de escória com vesículas bem formadas. Ao microscópio é composta por grãos de escória com vesículas circulares dentro delas, contornadas por clorita como produto de alteração do vidro vulcânico de composição básica, ainda há presença de quartzo dentro das vesículas e púmices por influência de contribuição distal que estão deformadas, em formas alongadas, sulfetos também estão presentes, pode-se chamar de hialoclastito que devido ao resfriamento abrupto o vidro vulcânico encontra-se em pedaços (figuras 4.35, 4.36, 4.37, 4.38, 4.39 e 4.40).

4.35. Afloramento formado por blocos de escória de coloração avermelhada com nítidas vesículas, tratando-se vulcanismo explosivo subaéreo. Afloramento NXT 146, próximo ao Córrego Barreira.

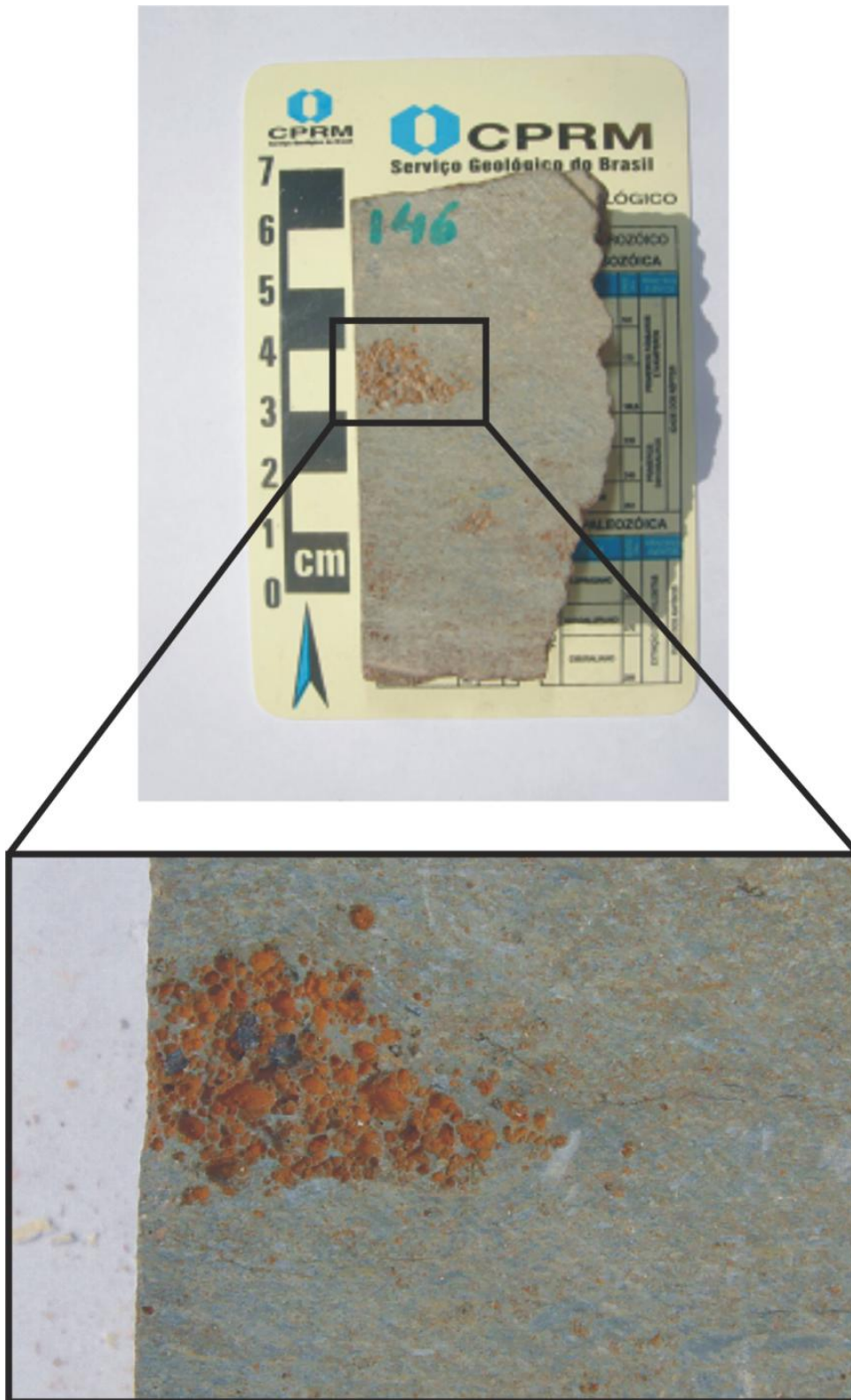


4.36. Amostra de mão, evidenciando vesículas bem formadas, rocha de composição básica.



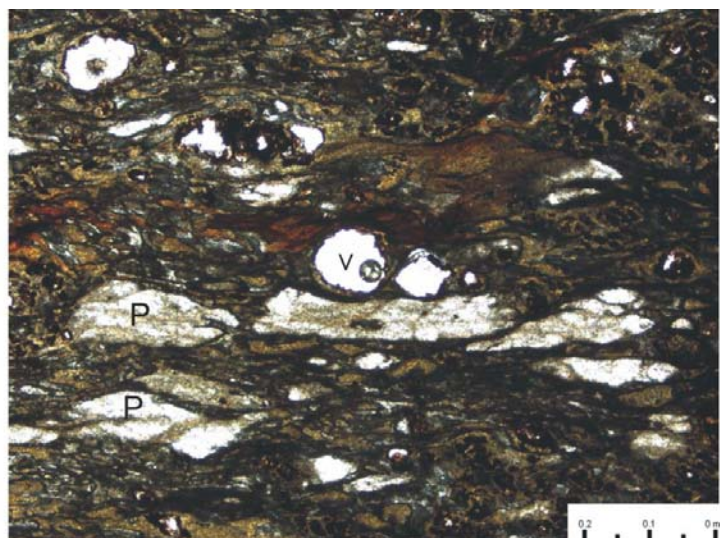
4.37. Detalhe das vesículas centimétricas.



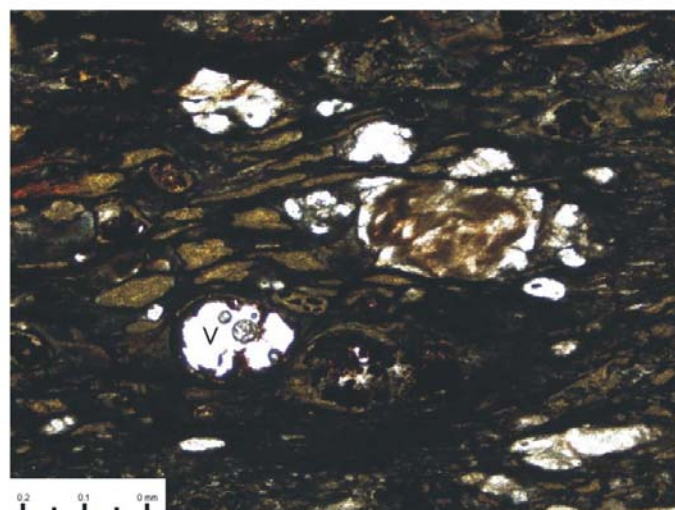


4.38 – Amostra de mão de escória (fragmento vítreo bastante vesiculado), de coloração cinza esverdeada, formada basicamente por clorita, pode-se notar vesículas bem arredondadas de coloração avermelhada provavelmente devido ao processo de laterização.

4.39. Fotomicrografia da rocha NXT 146, composta por vesículas (V) arredondadas e púmices achatadas, por vezes formando sigmóides, em meio a pedaços de vidro vulcânico básico (hialoclastita) alterado para clorita. Aumento 4x e nicol cruzado.



4.40. Fotomicrografia mostrando uma zonação de cor mais escura, que é a escória, formada por vesículas (V) e clorita de cor marrom esverdeada.



## 4.5 Estrutura de Caldeira

O estudo de feições geomorfológicas em terrenos vulcânicos conduz a sua evolução vulcanológica e estrutural e a possível locação de depósitos minerais. Entretanto, quando estão submetidas à erosão e tectonismo as estruturas vulcânicas se tornam imperceptíveis, diante disso o sensoriamento remoto provê uma ferramenta valiosa para sua identificação.

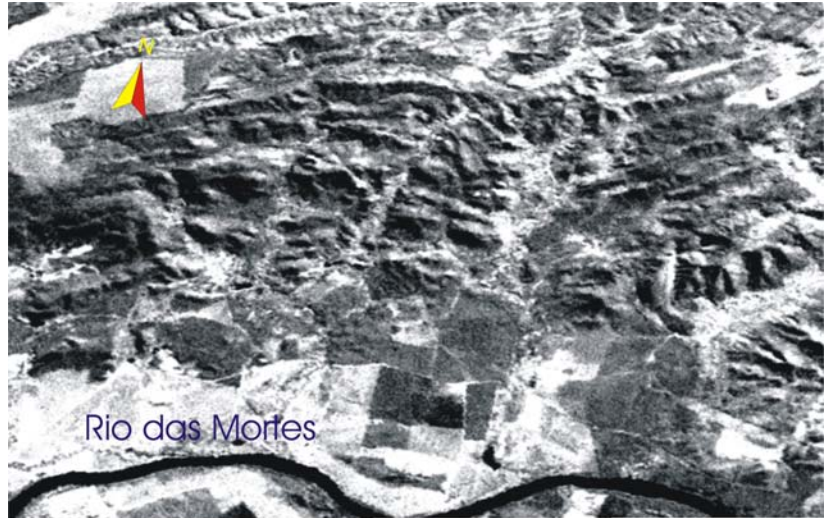
Na região de Nova Xavantina, a presença de expressivos depósitos piroclásticos explosivos, requer a presença de ambientes vulcânicos característicos, tipo caldeiras (Llambías, 2003). Caldeiras são depressões de colapso com forma quase circular a elípticas com diâmetros muitas vezes maiores do que as chaminés incluídas (Willians, 1941) as quais são interpretadas por ser o resultado do *stress* local induzido por insurgência de magma (Acocella *et al.*, 2002). A evolução das caldeiras e domos associados tem sido classicamente caracterizados por uma intumescência inicial regional e geração de falhas anelares usualmente seguido de uma erupção maior e colapso da caldeira e apresentando muitas vezes uma intra-caldeira dômica ressurgente (Smith e Bailley, 1968; Henry e Price, 1984; Newhall e Dzurisin, 1988.; Acocella *et al.*, 2000).

A sobreposição de imagens de *landsat* e radar permite visualizar estruturas anelares na região do Garimpo do Araés, próximo a Nova Xavantina (Figuras 4.40 e 4.41). O anel topográfico é a escarpa que limita a área de subsidência (deposição) de uma caldeira, além da qual está posicionado o declive vulcânico externo não perturbado. Para caldeiras erodidas, o anel topográfico tende inicialmente a ser alargado devido ao desgaste da massa erosional, todavia a erosão posterior do declive externo do edifício superior da caldeira pode também reduzir o diâmetro topográfico. Caldeiras com baixos anéis (muros) e de grandes diâmetros (>10 Km Moriya, 1979) são freqüentemente descontínuas, soterradas por produtos pós-caldeiras, e/ou cortadas por falhas como nos casos das caldeiras de Valles, Krakatau e Santorini (Karatson *et al.*, 1999). O muro topográfico interno é tipicamente íngreme na sua parte superior, mas tende a ter um perfil côncavo na declividade inferior horizontalizada (aplainada). O preenchimento (*fill*) da intracaldeira é formado principalmente por fluxo de cinza, tufo e fragmentos de rochas provenientes dos muros das caldeiras.

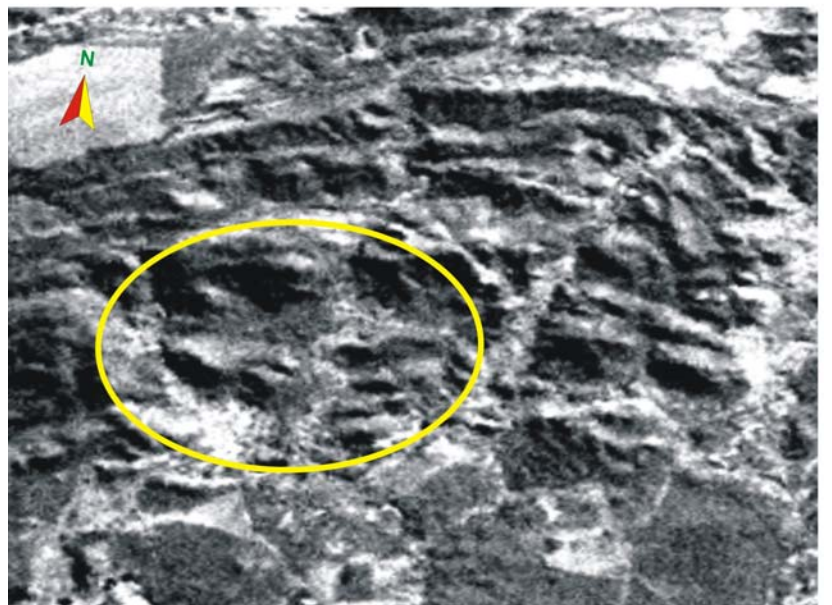
No caso da estrutura de Nova Xavantina, a escarpa do anel topográfico da borda sul da estrutura encontra-se bastante erodido, mas a estrutura circular côncava ainda é preservada e praticamente todos os depósitos piroclásticos estão delimitados por esta estrutura, preenchendo a

parte interna da caldeira. Os mergulhos das foliações geralmente acompanham a estrutura circular da caldeira.

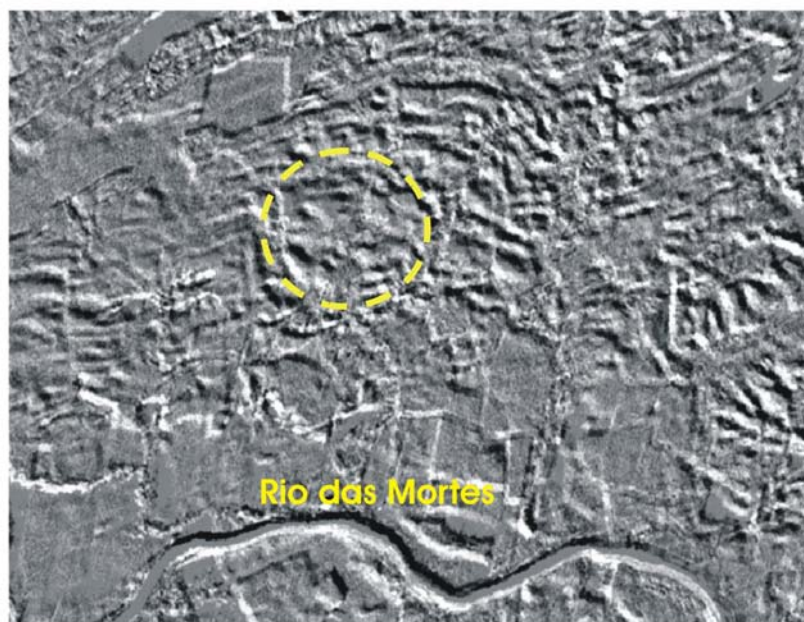
4.41. Imagem formada pela sobreposição de pancromática e imagem de radar. Nota-se estrutura circular, delimitada por zonas de cisalhamentos (vista de cima), o anel topográfico é estrutura da caldeira.



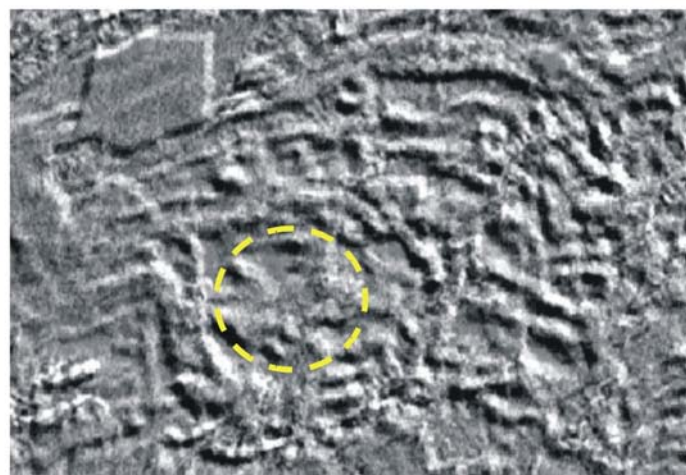
4.42. Mesma imagem da anterior, com aumento de 3 vezes. A elipse mostra a estrutura da caldeira com a escarpa do anel topográfico da borda sul bastante erodido.



4.43. Imagem da pancromática tratada em *corel paint*. O círculo mostra a estrutura da caldeira.



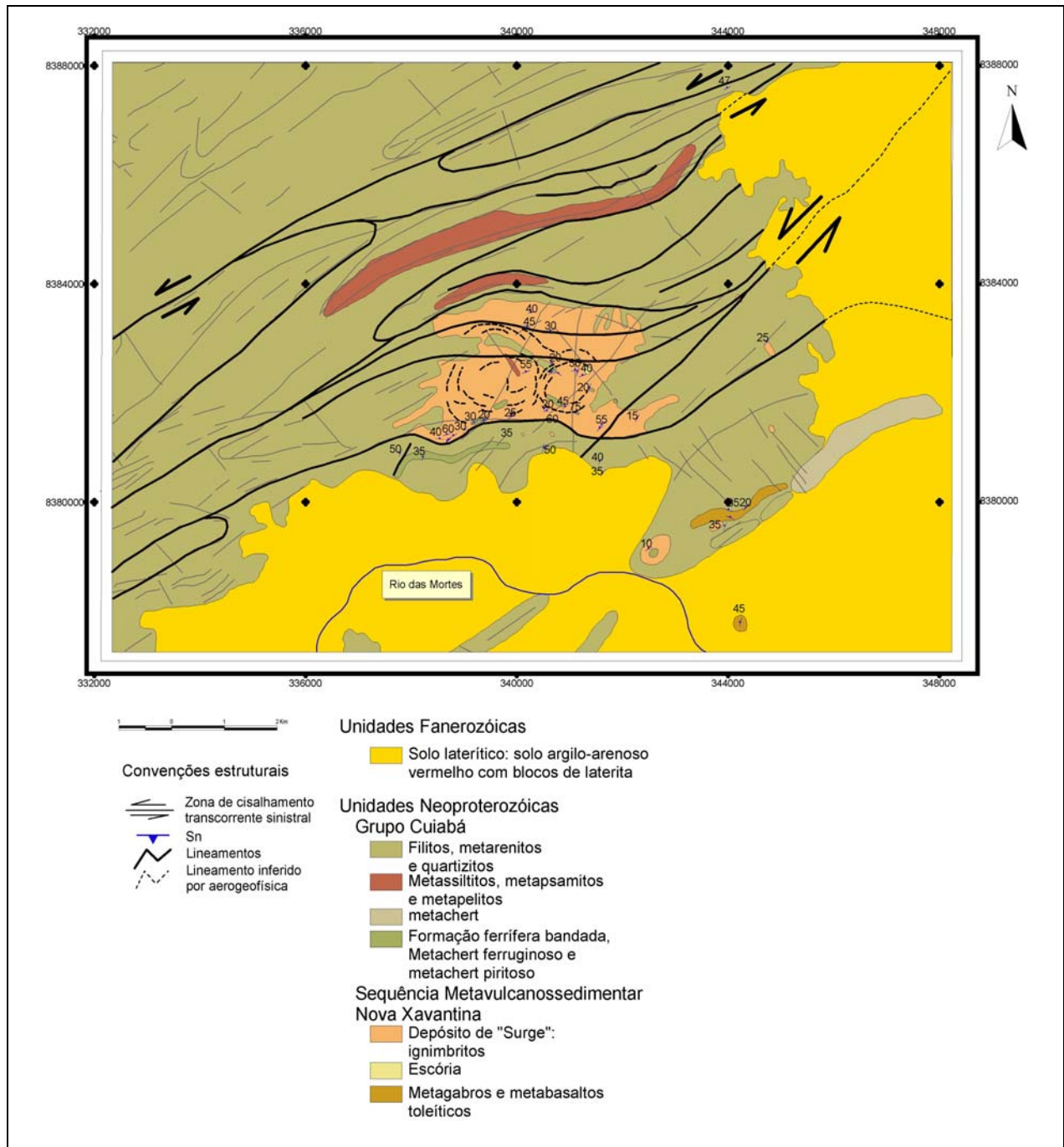
4.44. Imagem semelhante a anterior com visão mais aproximada, o círculo no centro da estrutura é só pra mostrar onde está posicionada a caldeira, percebe-se que a mesma está envolta por falhamentos.



As falhas anelares são arqueadas limitadas por falhas que estão dispostas em algumas caldeiras fortemente erodidas com grandes diâmetros por volta de 5 Km, enquanto que a sua presença em algumas caldeiras menos erodidas, pode ser inferida a partir da distribuição de domos pós-colapso e soerguimento ressurgente simétrico de rochas vulcânicas da caldeira preenchida (*filling*) (Smith e Bailey, 1968; Hidreth e Mahood, 1986). Não conseguimos distinguir estas estruturas na região de Nova Xavantina, devido ao forte tectonismo regional posterior.

A detecção de estruturas de caldeira, separadamente da sua utilidade em estudos vulcanológicos, é também de grande interesse a ser aplicada em pesquisa de depósito mineral para a mineralização de metal precioso epitermal em campos geotermiais. Diversos trabalhos indicam que um grande número de ocorrências de ouro epitermal está relacionado espacialmente a fluxo de cinza numa estrutura (*setting*) de caldeira. Uma vez formada, caldeiras ignimbríticas podem fornecer claramente condições favoráveis para circulação de água hidrotermal e, por isso, mineralização associada a presença de falhas limites e rochas altamente porosas tais como ignimbritos relacionados as caldeiras (White e Hedenquist, 1990; Rytuba, 1994; Milesi *et al.*, 1999). No caso de Nova Xavantina, as mineralizações de Ouro, exploradas desde o século XIX estão intimamente ligadas às rochas piroclásticas.





4.45 – Mapa de unidades geofísicas e geológicas integradas para a região de Nova Xavantina.

## 4.6 Geoquímica das rochas vulcânicas

As rochas vulcânicas da região de Nova Xavantina foram subdivididas em 4 grupos distintos, baseado nas características petrográficas e litogeoquímicas. 29 amostras foram analisadas no laboratório da ACME para elementos maiores por ICP-ES e elementos traços e terras raras por ICP-MS.

Composições de elementos maiores são rotineiramente usados para classificar as rochas vulcânicas, em termos da petrogênese e arcabouço tectônico (e.g. Pearce e Cann, 1973). Entretanto, o mesmo método não é tão aplicado para rochas alteradas porque muitos dos elementos maiores, especialmente Si, Fe, Mg, Ca, e K, são relativamente móveis durante a alteração. Conseqüentemente, mudanças composicionais relacionadas à alteração podem ter influência considerável nas suas variações primárias. Felizmente, vários elementos traços são imóveis quimicamente durante os vários tipos de alteração e estes podem ser usados de forma confiável para classificar e correlacionar rochas vulcânicas alteradas.

### 4.6.1 Grupo I

Engloba a unidade de metagabros e metabasaltos, que são classificados como basaltos toleíticos de baixo  $K_2O$ , semelhantes a rochas geradas em fundo oceânico (Figura 4.46). A natureza da assinatura toleítica é clara usando-se diagramas discriminantes com elementos traços imóveis ou fracamente móveis em condições hidrotermais (Zr, Nb, Y, La, Cr). Os padrões de elementos terras raras são convexos, e mostram-se levemente empobrecidos em terras raras pesados (figura 4.48). As fontes mantélicas para estas rochas são similares a ambientes do tipo T-MORB (transicionais). Sistemáticamente os basaltos plotam no campo do T-MORB com trend de enriquecimento, bem visível em diagramas Zr versus Nb, Y/Nb versus Zr/Nb e La/Nb versus Nb e Nb/Y versus Zr/Y (Figura 4.47).

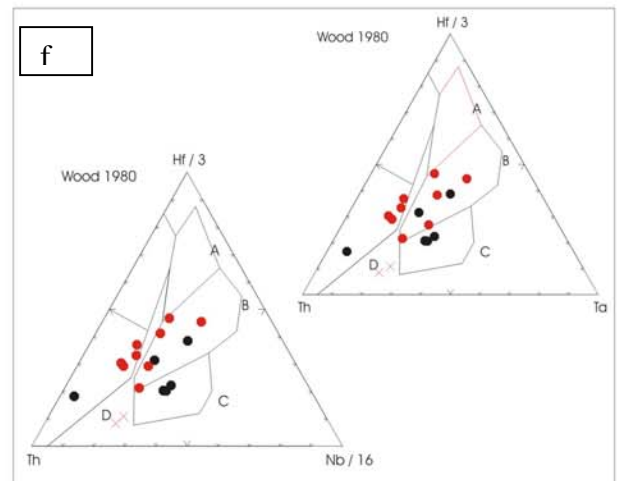
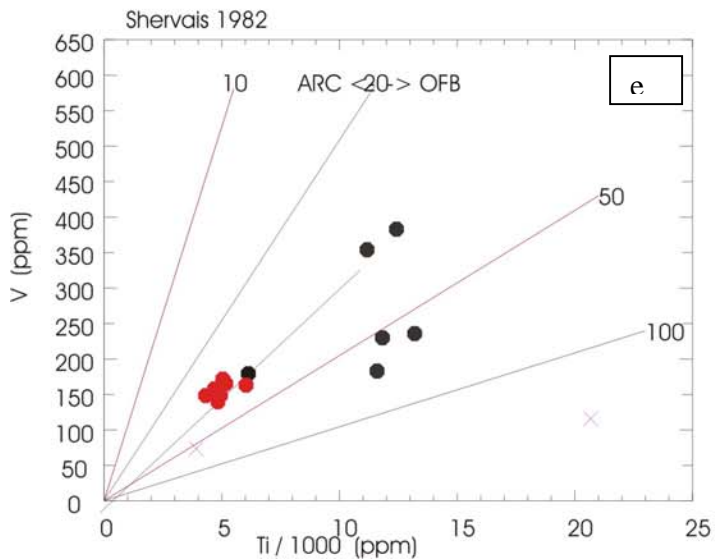
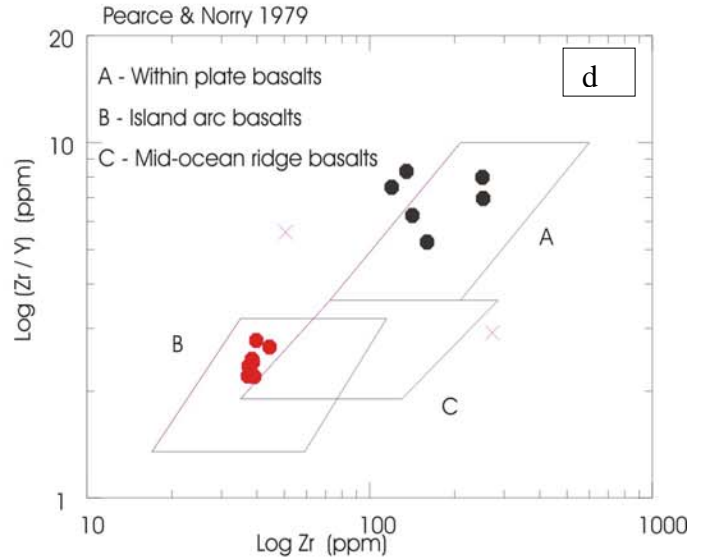
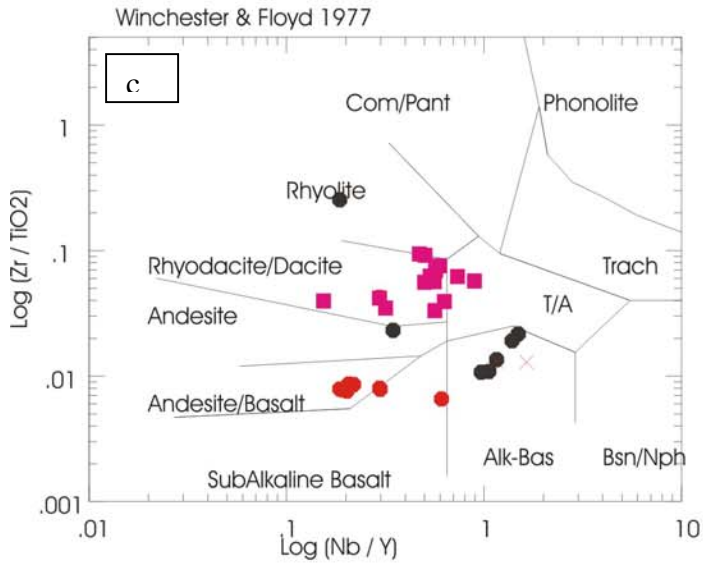
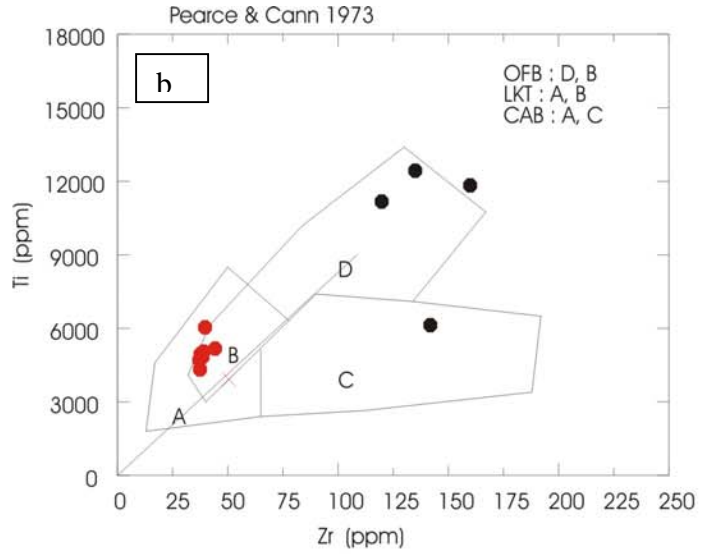
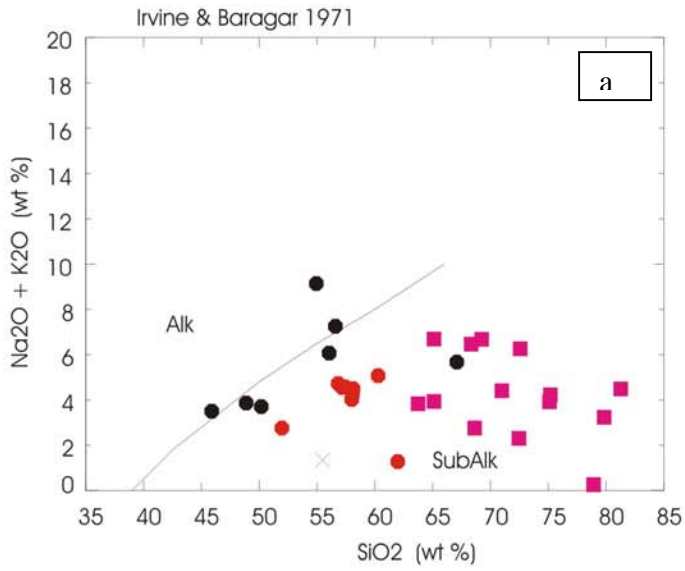


Figura 4.46 – Diagramas classificatórios para as principais rochas vulcânicas da Seqüência Nova Xavantina. Os círculos vermelhos são as rochas do Grupo I, os círculos pretos, as amostras do Grupo II e os quadrados vermelhos e pretos são amostras do Grupo III. (a) diagrama de alcalis versus sílica, separando o campo dos basaltos alcalinos dos campos sub-alcalinos, de acordo com Irvine e Baragar (1971). (b) Diagrama titânio versus zircônio discriminando os basaltos dos grupos I e II de acordo com Pearce & Cann (1973). (c) diagrama classificatório para as rochas do grupo I, II e III de acordo com Winchester & Floyd (1977). (d) Diagrama separando bem os basaltos do grupo I e II de acordo com Pearce e Norry (1979). (e) Diagrama mostrando as características continentais dos basaltos dos grupos I e II; (f) Diagramas classificatórios de ambientes tectônicos dos basaltos dos grupos I e II.

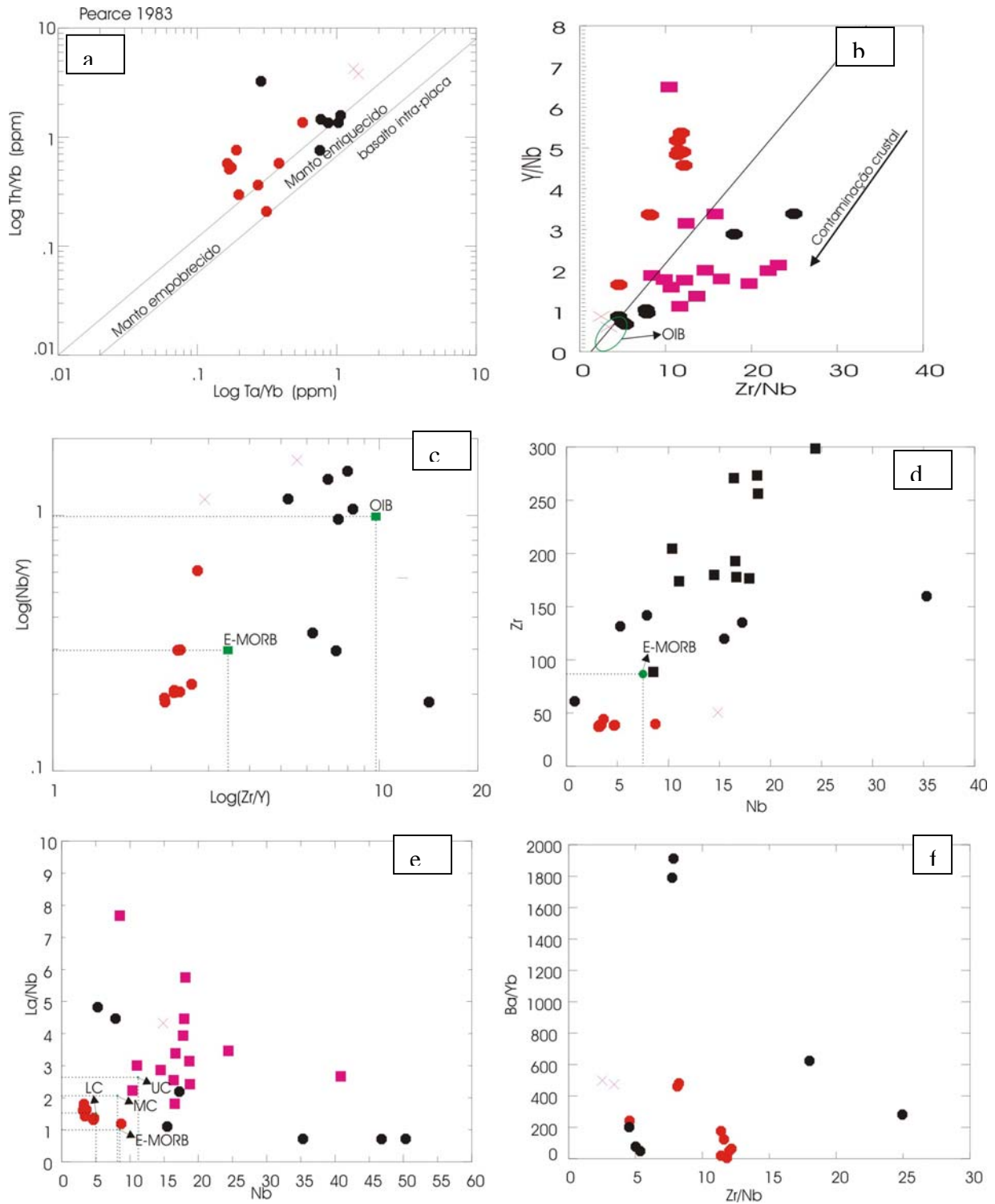


Figura 4.47– Diagramas comparativos da assinatura geoquímica das fontes dos basaltos da região, levando em consideração principalmente às rochas do Grupo I e Grupo II e em alguns casos o Grupo III. (a) Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb, de acordo com Pearce (1983) mostra fontes

mantélicas enriquecidas. (b) Diagrama Y/Nb versus Zr/Nb, mostrando a similaridade entre os basaltos de pluma e continentais. (c) Diagrama de Nb/Y versus Zr/Y comparando os basaltos e as fontes tipo E-MORB e OIB. (d) Diagrama bivalente Zr versus Nb para os três grupos, ficando claro a contaminação crustal dos grupos II e III (e) Diagrama La/Nb versus Nb para os três grupos, em relação a diferentes reservatórios terrestres. (f) diagrama Ba/Yb versus Zr/Nb para os grupos dos basaltos, mostrando aumento da razão Ba/Yb com a contaminação crustal.

Nos spidergramas para abundância de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo e ao MORB (figuras 4.48 e 4.49), também sugerem que estas rochas são MORB ligeiramente enriquecidos (Pearce, 1983; Sun-MacDonough, 1989), contudo, certos elementos traços sofrem efeito de alteração e mobilidade, tais como Sr, K, Rb e Ba que podem mostrar variação de enriquecimento ou empobrecimento relativo. Y e Ti são empobrecidos, característicos em T-MORB. Ausência de anomalia de Nb é significativa confirma natureza essencialmente MORB destes basaltos.

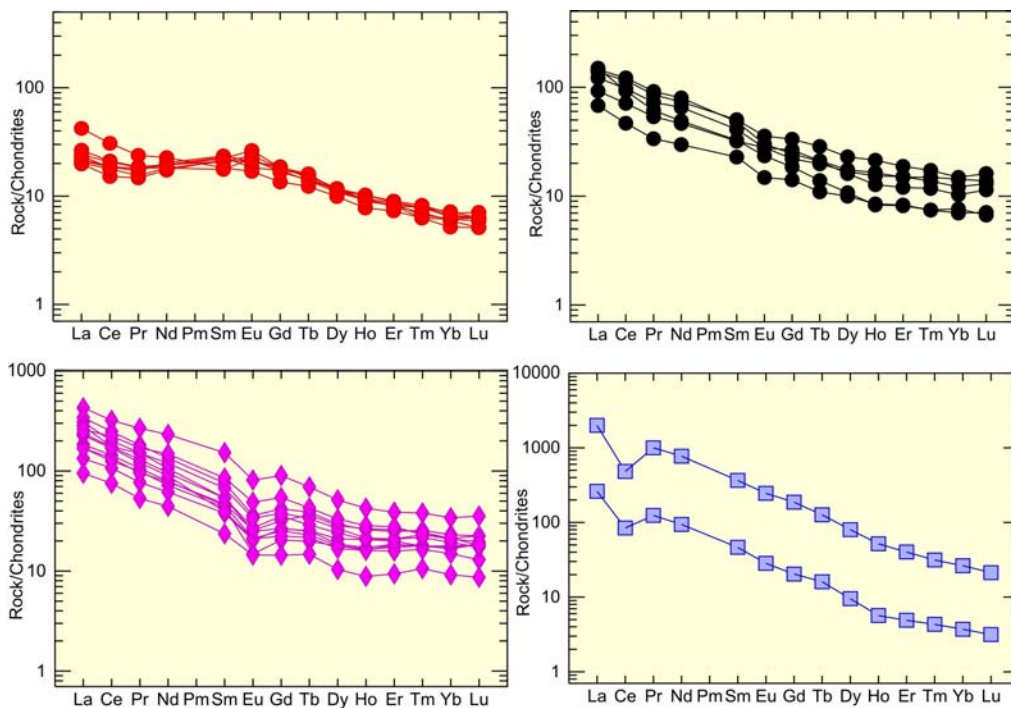


Figura 4.48 – Diagramas de elementos terras raras normalizados em relação ao condrito para as rochas da Sequência Vulcânica Nova Xavantina, de acordo com Sun and McDonough (1989).

Grupo I, círculos vermelhos; Grupo II, círculos pretos; Grupo III, Losangos magenta e Grupo IV, quadrados azuis.

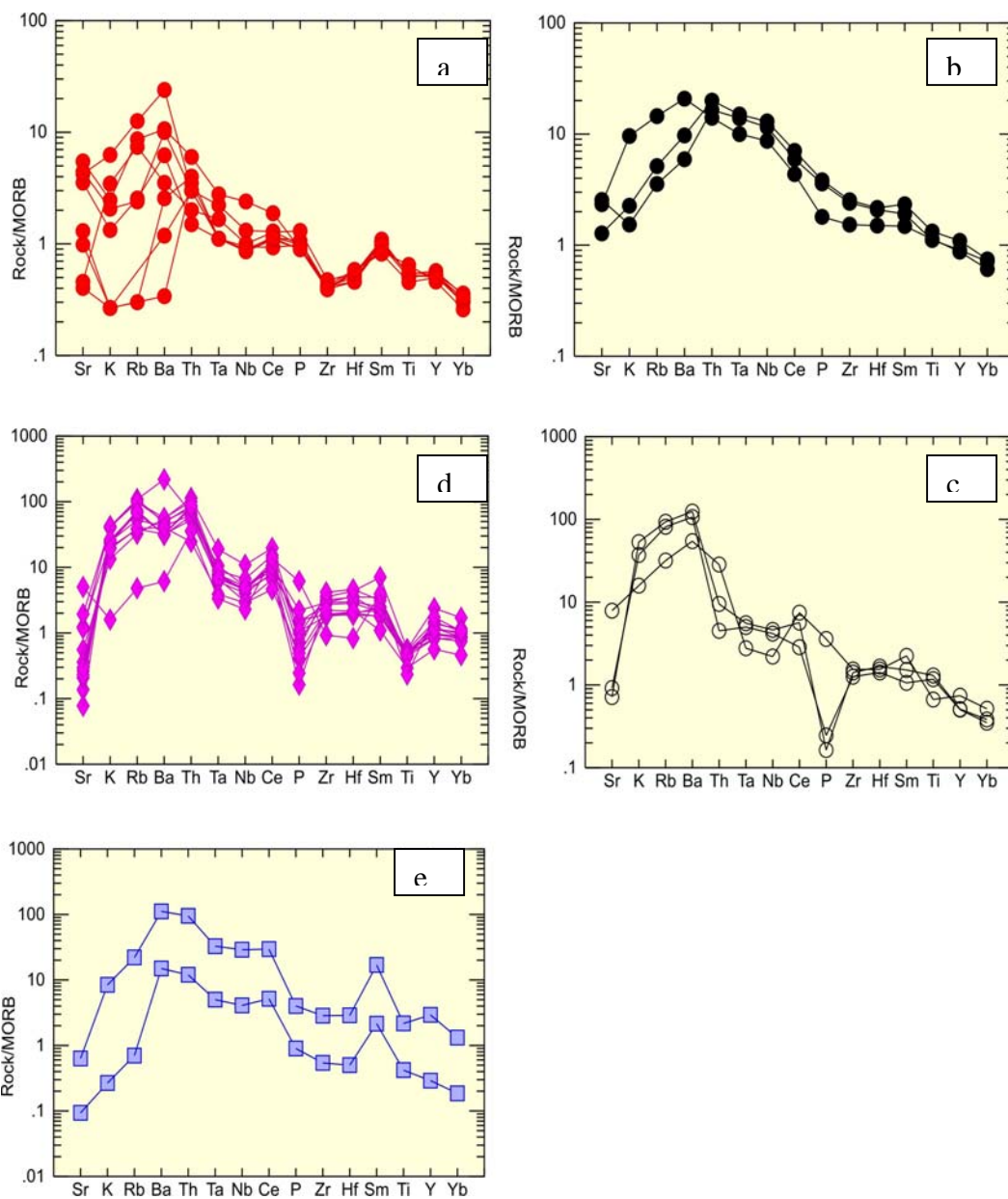


Figura 4.49 – Spidergramas normalizados a MORB das vulcânicas da Seqüência Nova Xavantina. (a) círculos em vermelho do Grupo I, (b) círculos em preto preenchidos mostram as rochas mais primitivas do Grupo II, (c) círculos em preto vazios do Grupo II contaminados por crosta continental (d) Losangos magenta do Grupo III (e) quadrados de cor azul do Grupo IV.

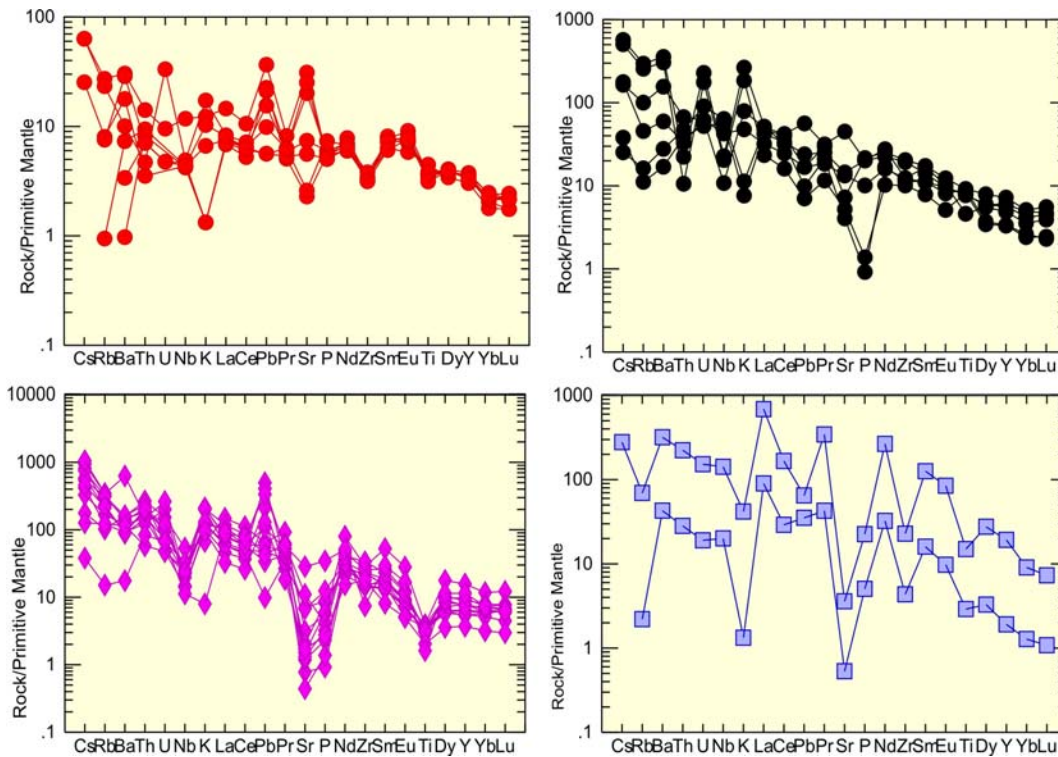


Figura 4.50 - Spidergramas normalizados a manto primitivo para as rochas vulcânicas da Sequência Nova Xavantina. Círculos em vermelho do Grupo I; círculos em preto representando do Grupo II; Losangos em cor magenta representando o Grupo III; de cor azul o Grupo IV.

#### 4.6.2 Grupo II

É composto por Álcali-basaltos, que nos diagramas discriminantes mostram afinidade intraplaca continental (continental Flood basalts). São basaltos mais primitivos do que os do grupo I, com teores de  $\text{SiO}_2$  em torno de 43% e altos teores de MgO (entre 5 a 8%). As rochas mais alteradas deste grupo mostram enriquecimento em  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ . O padrão de elementos terras raras normalizados ao condrito, mostra um enriquecimento em terras raras leves e sem anomalia de európio. Em vários diagramas de elementos maiores e de alguns elementos traços, principalmente os elementos tipo low-field-strength elements (LFSE), que são mais móveis, é possível distinguir duas assinaturas geoquímicas diferentes para as rochas deste grupo. Este processo é muito evidente nos spidergramas normalizados em relação ao MORB, em que as rochas mais básicas deste grupo, mostram um padrão encurvado típico de basaltos derivados de



fontes mantélicas enriquecidas, tipo OIB. Enquanto que um segundo conjunto de rochas mostra enriquecimento de K, Rb, Ba e uma forte anomalia de P, que sugerem que estas rochas sofreram contaminação crustal. Nos spidergramas normalizados ao manto primitivo, este processo é evidente, e os basaltos realçam características de Continental Flood Basalts (basaltos de inundação continental). Estas rochas podem ser consideradas como típicas rochas álcali-basálticas intraplaca, uma vez que não mostram significativa anomalia de empobrecimento em Nb-Ta relativo a La.

#### **4.6.3 Grupo III**

Compreende as rochas vulcânicas ácidas (piroclásticas), onde predominam rochas de composição variando entre dacitos e riodacitos. Os padrões de elementos terras raras mostram um enriquecimento em terras raras leves e anomalias negativas de európio, com elementos terras raras pesados com leve fracionamento. Ressaltam as amostras MAT 1 e NXT 189, que são respectivamente as rochas mais e menos evoluídas do magmatismo ácido, em termos de elementos terras raras.

Os spidergramas normalizados ao MORB mostram padrões caracterizados por significativo enriquecimento em Th e fortes anomalias negativas em P e Ti. Estas anomalias sugerem fracionamento de apatita e óxidos de Fe-Ti, respectivamente. Shinjo & Kato (2000) sugerem para este tipo de processo que a geração do magma ácido, requer uma fonte basáltica em profundidade na base da crosta (underplate). O calor produzido durante o underplate, pode contribuir com grandes volumes de fusão crustal e o magma ácido gerado herda as características da fonte crustal, que tem assinatura cálcio-alcálica. Desta maneira as rochas piroclásticas podem apresentar ligeiras anomalias de Nb-Ta (Llambías et al., 2003).

#### **4.6.4 Grupo IV**

Duas amostras representativas da escória de magmas explosivos basálticos mostram padrão de elementos terras raras distintos das demais rochas da região de Nova Xavantina. São caracterizadas por apresentar uma anomalia de Ce e um forte enriquecimento de elementos terras raras leves, sem anomalia de európio, e empobrecimento de terras raras pesadas, sugerindo

granada na fonte. Estas rochas são bastantes contaminadas e mostram-se dispersas em alguns diagramas discriminantes e classificatórios dos diversos tipos de basaltos e em outros se assemelham aos álcali-basaltos. Os spidergramas refletem a contaminação crustal sofrida por estas rochas, com enriquecimento em La, e Ba e empobrecida em K, Sr, Zr e Ti.

Os resultados sugerem magmatismo bimodal para a região de Nova Xavantina, caracterizado por alcali-basaltos toleíticos e rochas vulcânicas félsicas formadas em ambiente de *rift* intracontinental e possuem relação genética com fontes mantélicas enriquecidas (grupos II e III), relacionado à interação com uma provável pluma mantélica.

Vestígios de basaltos de fundo oceânico, tipo T-MORB são evidências do início de formação de crosta oceânica (grupo I), e não muito desenvolvida, derivada de manto litosférico enriquecido. Desta maneira, múltiplas fontes mantélicas podem estar relacionadas à extensão do rifteamento continental na Faixa Paraguai.

#### **4.6.5 Processos de Alteração de Rochas Vulcânicas.**

A intensidade de alteração é uma indicação de como completamente uma rocha tem reagido para produzir novos minerais e texturas, e é independente do processo de alteração. A intensa alteração não reflete as novas espécies minerais, somente sua abundância. Ela está intimamente ligada à mudança textural e composicional, pois ela reflete as proporções as quais as texturas e minerais pré-existente estão preservados (relictos dos fácies vulcânicas originais), e o grau de metassomatismo (Rose e Burt, 1979). A intensidade de alteração pode ser estimada qualitativamente e quantitativamente.

##### **4.6.5.1 Estimativas qualitativas e quantitativas da intensidade de alteração.**

Estimativas qualitativas da intensidade de alteração sumarizam as mudanças texturais e mineralógicas que ocorrem durante a alteração. Elas são baseadas nas abundâncias dos novos minerais de alteração, o grau de destruição dos minerais pré-existentes, a pervasividade de alteração textural, e o grau de preservação de texturas pré-existentes. Embora estas feições possam ser estimadas em alguns casos em amostras de mão, elas são comumente estimadas petrograficamente. Muitos geocientistas aplicam termos tais como pouco alterado, fracamente

alterado, moderadamente alterado, fortemente alterado e intensamente alterado para descrever a intensidade de alteração; entretanto estes termos são subjetivos e são raramente bem definidos.

Simmons e Christenson (1994) determinaram a intensidade de alteração medindo a porcentagem de conversão de minerais primários para minerais secundários, para tal rocha fracamente alterada contém 0-33% de minerais de alteração, moderadamente alterada 33-67%; e fortemente alterada 67-100%. A intensidade de alteração pode também ser medida estimando independentemente a adição de novos minerais na rede de massa e a destruição de fenocristais primários tais como plagioclásio. Em contraste, Guilbert *et al.* (em Guilbert e Park, 1986) propuseram que a intensidade de alteração pode ser descrita em termos do crescimento de novos minerais e a destruição de texturas pré-existentes.

Os Índices de alteração podem ser simples, multi-componentes ou razões normalizadas de dados composicionais litogeoquímicos. Eles são freqüentemente calculados a partir dos dados de composição como peso porcentagens (wt%) ou partes por milhão (ppm), embora em alguns casos proporções molares são utilizadas. Eles são representações geoquímicas de assembléias de minerais hidrotermais designados para facilitar a discriminação de estilos de alteração, quantificação da intensidade de alteração, e vetores de exploração.

Índices de razões simples, especialmente de proporções molares são geralmente facilmente relacionados a mudanças mineralógicas (Eilu *et al.* 1997). Entretanto, este não é o caso para alguns índices mais complexos onde mudanças no valor do índice pode ser devido a mudanças em uma ou mais das três ou quatro componentes, e assim relacionado a várias fases minerais. Índices de alteração são formulados colocando proporções de componentes que foram ganhos durante a alteração no numerador e componentes que foram perdidos no denominador, assim produzindo os mais altos valores nas rochas mais intensamente alteradas.

Multi-componentes e índices normalizados tem dois ou mais componentes adicionados juntos em cada um ou ambos ao numerador e denominador do índice. O índice baseado nos álcalis  $K_2O/Na_2O + K_2O + CaO$  é um exemplo típico. Eles têm uma estrutura comum para índices de alteração: os componentes do numerador são também do denominador. Assim tem um resultado normalizado de uma série de valores possíveis de zero até um. A normalização em alguns índices envolvem a multiplicação por um fator de uma centena para produzir uma série potencial a partir de zero até uma centena, que é conveniente para quantificação da intensidade de alteração. O exemplo clássico é o índice de alteração (AI) de Ishikawa *et al.* (1976):

$$AI = \frac{100(MgO + K_2O)}{MgO + K_2O + CaO + Na_2O}$$

Originalmente projetado como uma medida de alteração de sericita e clorita associado com o depósito Kuroko-VHMS, ele é útil em muitos tipos de sistemas de alteração hidrotermal destrutivos de plagioclásio.

O bem conhecido Índice de Alteração (AI) foi desenvolvido nos depósitos de Kuroko-VHMS, Japão, para representar os ganhos dos principais componentes (MgO e K<sub>2</sub>O) durante a alteração da clorita e sericita, e as perdas de (Na<sub>2</sub>O e CaO) durante a decomposição do plagioclásio sódico e vidro vulcânico (Ishikawa *et al.*, 1976). O índice AI varia de 0 a 100. Altos valores (>60) refletem altos teores de MgO e K<sub>2</sub>O relativos a CaO e Na<sub>2</sub>O, e pode estar relacionado a intensa alteração hidrotermal sericítica e clorítica. Em contraste baixos valores de AI (<30) refletem altos teores de CaO ou Na<sub>2</sub>O que pode ser devido a intensa alteração de albita ou calcita mais típica de alteração diagenética regional ou metamorfismo.

O índice de alteração Ishikawa tem duas grandes limitações (Large *et al.*, 2001a). Primeiramente, ele não leva em conta a alteração de carbonatos. Onde carbonatos cálcicos estão presentes eles causam um decréscimo em AI, mesmo onde a destruição do plagioclásio é extrema, porque CaO está no denominador. Segundo, o AI mede efetivamente a destruição do plagioclásio, mas não diferencia clorita de rochas alteradas sericíticas. Um índice geoquímico para quantificar a variação seria uma melhoria sobre estimativas visuais subjetivas.

O índice clorita-carbonato-pirita,

$$CCPI = \frac{100(FeO + MgO)}{(FeO + MgO + Na_2O + K_2O)}$$

Este índice foi desenvolvido para refletir a proeminência de clorita, carbonatos Fe-Mg, e pirita, que são minerais comuns nas zonas alteradas próximas a muitos depósitos (Large *et al.* 2001a). Altos valores de CCPI refletem altos teores de FeO e MgO, sugerindo intensa alteração para minerais ricos em Fe ou Mg tais como clorita, carbonatos Fe-Mg (dolomita, ankerita ou siderita), pirita, magnetita ou hematita. Entretanto, o CCPI de rochas menos alteradas é dependente da composição primária e fracionamento magmático. Rochas máficas com altos

teores primários de FeO e MgO tem tipicamente valores de CCPI maiores que 50, ao passo que rochas félsicas tem valores baixos de CCPI entre 10 e 50. Assim o CCPI não é muito apropriado para estudar rochas máficas alteradas.

Usado em conjunção com o AI, plotados sobre um gráfico bivalente com o AI no eixo x, o CCPI provê um eficaz método de zonas alteradas enriquecidas em sericita, clorita e carbonatos. Além disso, o gráfico bivalente AI-CCPI, denominado Gráfico de Alteração por Large *et al.* (2001a), discrimina estas assembléias de alteração hidrotermal de assembléias diagenéticas de albita ou albita + K-feldspato.

Feldspato, filossilicatos, carbonato e várias outras composições de minerais de alteração são plotados nas margens do gráfico de alteração. Albita plotado no canto inferior esquerdo, K-feldspato e muscovita pura no canto inferior direito, clorita no canto superior direito, e carbonatos ao longo da aresta superior. Calcita no vértice superior esquerdo, carbonatos Ca-Mg dispersos na aresta superior. Siderita, pirita e óxidos de ferro tem valores de CCPI de 100, mas são indeterminados para AI e assim plotados como uma linha, ao longo do topo superior.

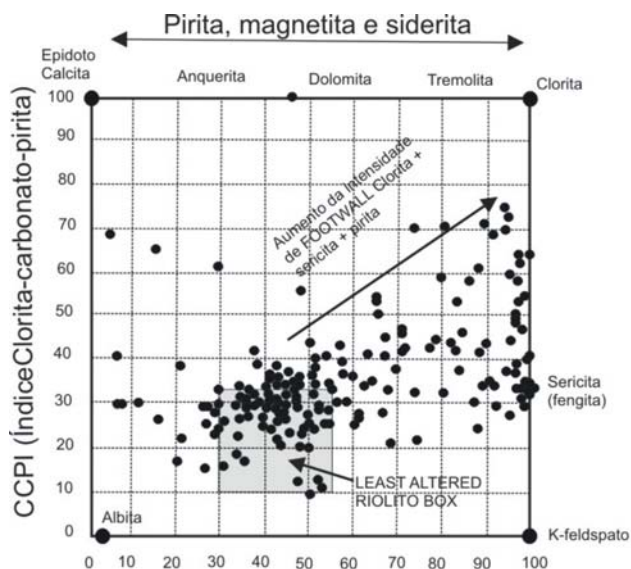
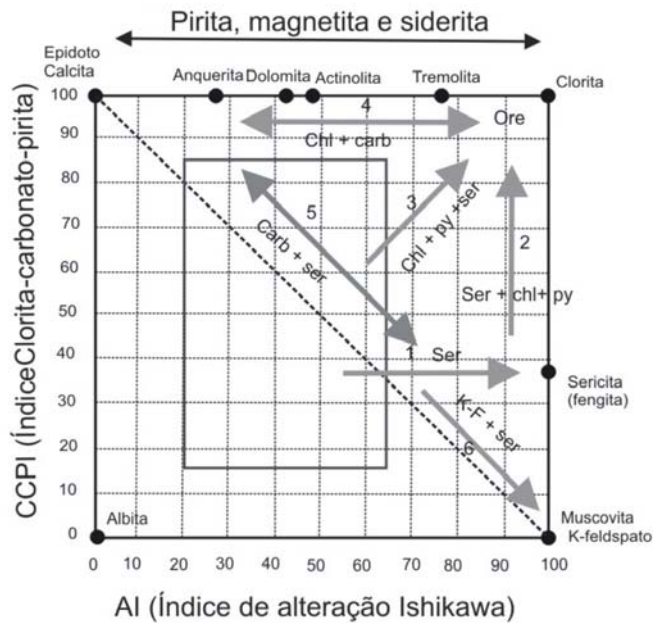


Figura 4.51 – Diagrama exemplificativo de alteração AI-CCPI plotados para riolitos do Complexo Vulcânico Central norte, ocidente da Tasmânia. Amostras são de brechas púmices riolíticas. Com o incremento da intensidade de alteração de clorita + sericita ± pirita, valores de AI e CCPI aumentam e as amostras são plotadas no lado direito superior do diagrama de alteração.

Large *et al.* (2001a) definiu 10 diferentes *trends* no gráfico de alteração. Seis destes *trends* relacionados aos estilos de alteração hidrotermal, e quatro são associados principalmente com alteração diagenética.

### A. Trend Hidrotermal



### B. Trend Diagenético

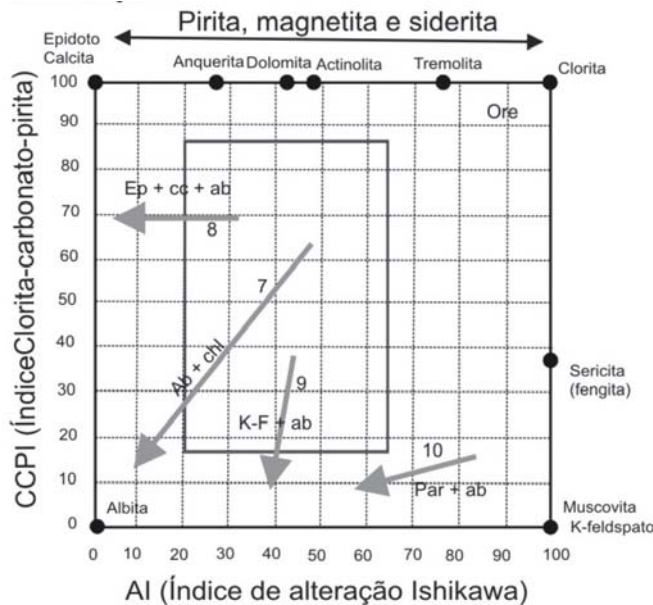


Figura 4.52 – Diagramas de Alteração esquemático mostrando os 10 *trends* reconhecidos por Large *et al.* (2001a). (A) Os seis *trends* marcados pelas setas no diagrama são típicos de rochas

alteradas hidrotermalmente. *Trend 1*: alteração de sericita as margens do halo de alteração hidrotermal em rochas vulcânicas félsicas. *Trend 2*: lapa de alteração para sericita + clorita ± pirita em rochas vulcânicas félsicas e máficas. *Trend 3*: alteração de clorita ± sericita ± pirita, típica de lapa, zonas dominadas de clorita em uma ou outra rocha vulcânica félsica ou máfica. *Trend 4*: alteração de clorita + carbonato tipicamente desenvolvido próximo a lentes de sulfetos maciços na capa de uma ou outra rocha hospedeira félsica ou máfica. *Trend 5*: alteração de sericita + carbonato próximo ao teto do depósito de minério ou ao longo da transcorrente nas rochas hospedeiras. *Trend 6*: K-feldspato + sericita, um *trend* incomum desenvolvido localmente desenvolvido dentro da lapa de rochas vulcânicas félsicas. (B) Os quatro *trends* marcados pelas setas no diagrama são principalmente atribuídos a processos diagenéticos e são incorrelacionáveis a mineralização. *Trend 7*: alteração de albita + cloroita, típica da interação de rochas vulcânicas submarinas de baixa temperatura. *Trend 8*: alteração epidoto + calcita ± albita comum em rochas vulcânicas intermediárias e máficas. *Trend 9*: alteração K-feldspato + albita. *Trend 10*: alteração paragonita sericita + albita.

Concentrações de elementos maiores também podem ser usados como guias para intensidade de alteração. Vários estudos de alteração têm usado a depleção de sódio como uma medida da intensidade de alteração hidrotermal. Tipicamente riolitos calci-alcálicos modernos inalterados tem valores de Na<sub>2</sub>O entre 3 e 5 wt% (Barret *et al.*, 1993; Stolz *et al.*, 1996). Riolitos com mais de 5 wt% de Na<sub>2</sub>O são normalmente albitizados, enquanto riolitos com menos do que 3 wt% de Na<sub>2</sub>O refletem estilos de alteração destrutiva de feldspato (i.e. sericita, clorita, pirita, K-feldspato e carbonato). Os baixos teores de Na<sub>2</sub>O são relacionados a rochas mais intensamente alteradas hidrotermalmente; assim, Na<sub>2</sub>O tipicamente decresce em sistemas de alteração.

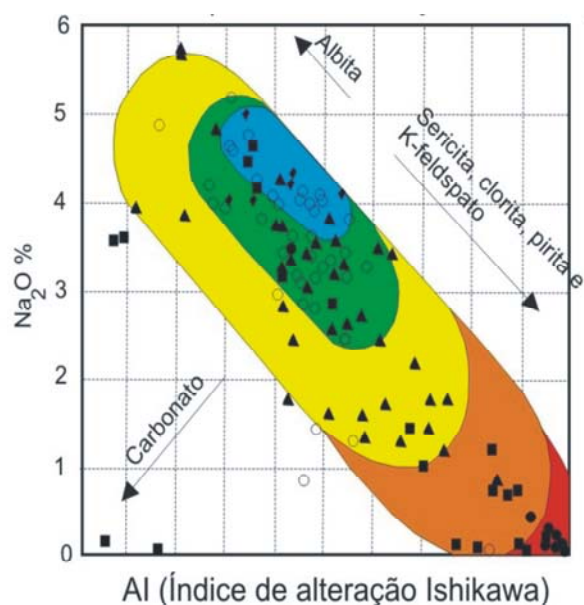


Figura 4.53 – Diagrama exemplificativo de amostras de riolito do Complexo Vulcânico Central norte, ocidente da Tasmânia, que tem sido classificado qualitativamente. AI versus Na<sub>2</sub>O para riolitos alterados sutilmente, fracamente, moderadamente, fortemente e intensamente. Com intensidade de alteração crescente plotados afastado do campo central.

Em relação às rochas da região de Nova Xavantina, os índices foram usados com o intuito de mensurar quantitativamente o comportamento quanto à atuação dos processos de alteração. É sabido que as mesmas sofreram metamorfismo de baixo grau em fácies xisto verde, e fluidos hidrotermais percolaram pelas zonas de cisalhamento dúctil e por zonas de fraqueza rúptil.

Foram utilizados os diagramas bivariantes CCPI versus AI, sendo possível observar que as rochas vulcânicas pertencentes ao grupo 1 e 2 em sua grande maioria estão quase inalteradas devido ao posicionamento das amostras próximas ao centro do diagrama, com um AI variando de 30 a  $\cong$  55, já o índice de CCPI varia de  $\cong$  65 a  $\cong$  90, evidenciando que os referidos grupos tratam-se de amostras basálticas/andesíticas. Apenas uma amostra do grupo 1 com forte *trend* de alteração de clorita  $\pm$  pirita  $\pm$  sericita e duas amostras do grupo 2 mostram um *trend* de alteração sericita + carbonato. Para o grupo 3 as rochas apresentam uma intensa alteração para sericita + clorita  $\pm$  pirita em rochas vulcânicas félsicas, já no grupo 4 é mais provável que as rochas tenham um *trend* de alteração de clorita  $\pm$  pirita  $\pm$  sericita com zona dominada de clorita por se tratar de rochas básicas discernidas na petrografia. O grupo 5 é composto por uma amostra com um moderado *trend* de alteração de sericita + carbonato. Com estas análises conclui-se que todas as alterações aplicadas para as rochas amostradas, quando sofridas, foram alterações hidrotermais.

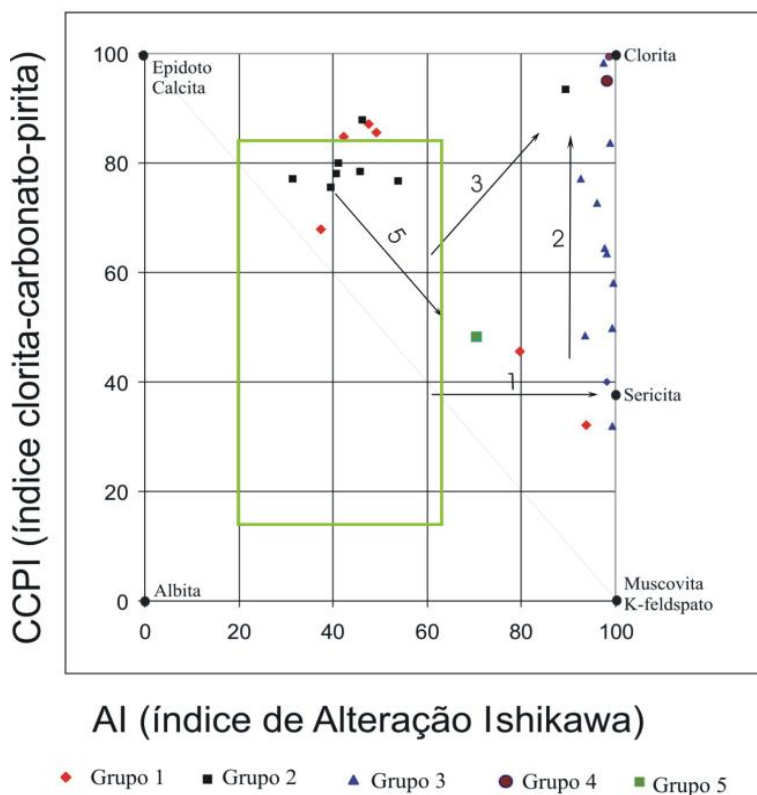


Figura 4.54 – Diagrama bivariante CCPI versus AI, mostrando as principais tendências de alteração para as rochas da região de Nova Xavantina – MT.



Para as rochas da região de Nova Xavantina também foi utilizado como guia de alteração hidrotermal o diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  versus índice de alteração (AI), quantificando e corroborando as descrições já feitas em relação ao diagrama CCPI versus AI (figura 4.55).

As amostras do grupo 1 e 2, mostram-se sutilmente a fracamente alteradas (elipse azul e verde), exceto uma amostra do grupo 1 e duas amostras do grupo 2, que encontram-se fortemente alteradas (região laranja). Entretanto as amostras do grupo 3 e 4, com valores menores do que 1,5 wt% de  $\text{Na}_2\text{O}$  mostram-se intensamente alteradas (região vermelha) com alterações para sericita, clorita, piritita e K-feldspato, não discriminando para qual mineral foi alterado. Já o grupo 5 encontra-se moderadamente alterado (região amarela).

Nota-se que em ambos os gráficos de alteração quantitativa os resultados assemelham-se e que a metodologia é bastante confiável para quantificar o índice de alteração.

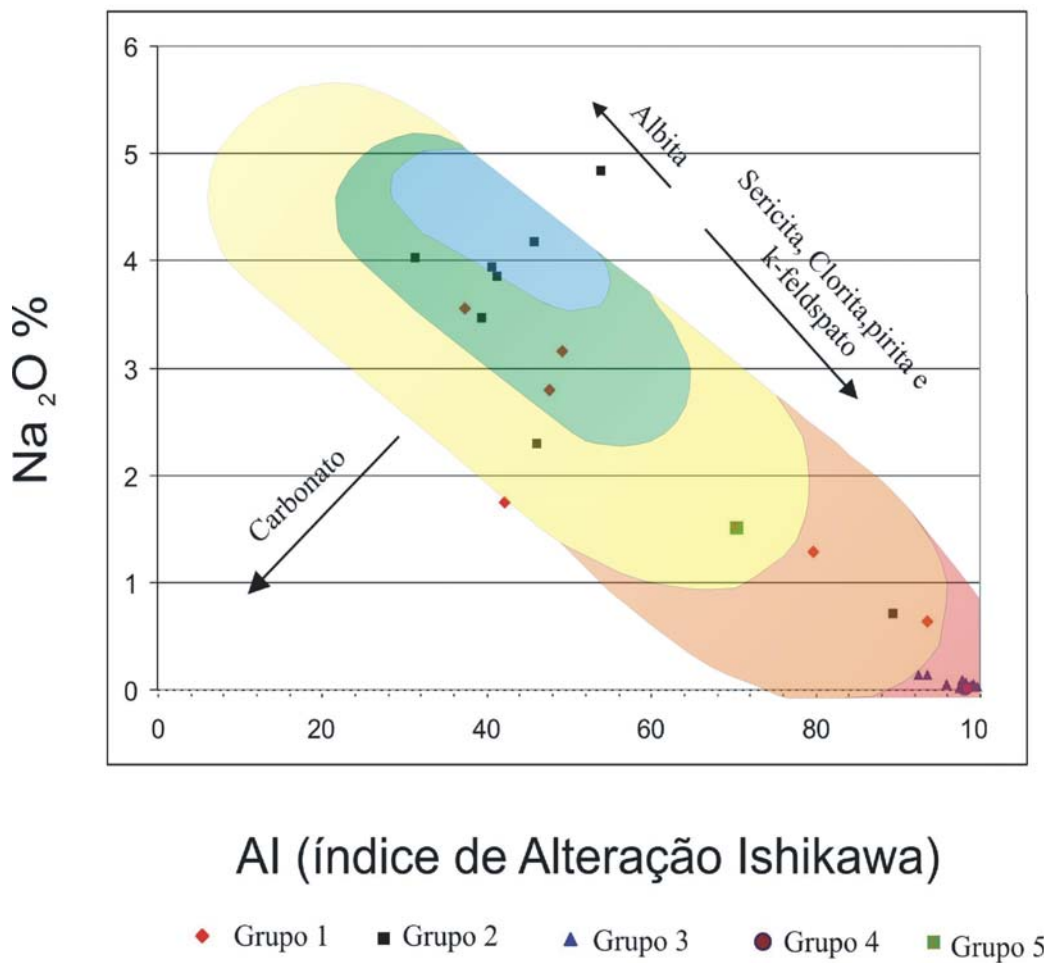


Figura 4.55 – Diagrama bivalente  $\text{Na}_2\text{O}$  versus AI utilizado como guia de alteração hidrotermal.

Índices de alteração têm sido amplamente aplicados em pesquisa e exploração para depósitos (Ishikawa *et al.* 1976; Large *et al.* 2001) e que as variações em relativas proporções de clorita e sericita ou relações espaciais entre zonas de clorita e sericita podem ser importantes guias para exploração.

No tocante aos elementos traços, os HFSE (*high-field-strength elements*) Ti, Zr, Nb e Y são relativamente imóveis durante a alteração hidrotermal, diagenética e intempérica e durante o metamorfismo regional até o fácies anfibolito-médio. Razões destes elementos imóveis são as bases dos diagramas utilizados na discriminação tectono-magmática desenvolvidos na década de 1970 (e.g. Pearce e Cann, 1973; Floyd e Winchester, 1978). Em prática, Ti e Zr são os elementos imóveis mais confiáveis.

Assinatura quimioestratigráfica é comumente feita com razões Ti/Zr e plotagens bivariantes TiO<sub>2</sub>-Zr. Entretanto, o enriquecimento de Ti em suítes alcalinas é similar ao *trend* de enriquecimento em Fe típico da série de fracionamento das rochas máficas (MacLean e Barret, 1993). Em outras palavras, Ti é inicialmente incompatível no fracionamento da série toleítica até aproximadamente a composição dos basaltos alcalinos. Sobre uma plotagem TiO<sub>2</sub>-Zr, o final da série máfica toleítica tem um *trend* de fracionamento positivo, essencialmente similar aos *trends* de alteração sobrepostos por mudanças metassomáticas subseqüentes na rede de massa. Por isso, TiO<sub>2</sub>-Zr não é um discriminante confiável de toleíticos máficos alterados.

Diagramas de SiO<sub>2</sub> versus MgO e K<sub>2</sub>O versus MgO mostram que duas amostras do Grupo II tendem a ficar com assinatura geoquímica semelhante às rochas riodacíticas do Grupo III, evidenciando que as mesmas sofreram contaminação crustal (figura 4.56).

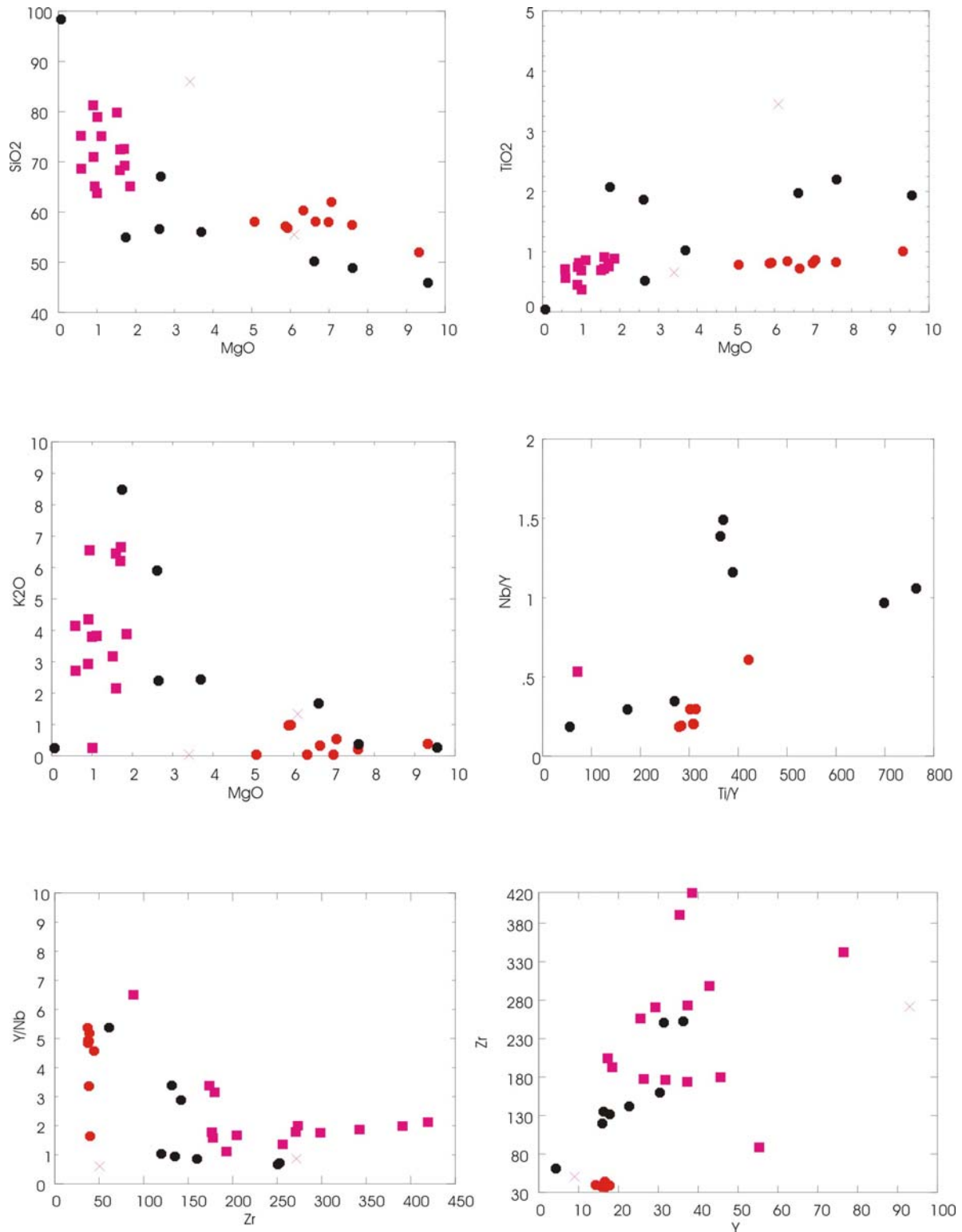


Figura 4.56 - Diagramas evidenciando os altos índices de alteração, principalmente para as três amostras do Grupo II (NX 1, NX 4 e NX 30), assim como a maioria das rochas piroclásticas dacíticas do Grupo III, mostrados em todos os diagramas acima.

Elementos incompatíveis são aqueles que tendem a ser excluídos da rede de cristalização dos minerais a partir do magma e são como substitutos particionados dentro da fase fundida (*melt*). Enquanto que elementos compatíveis tem alto coeficiente de distribuição magmática ( $>1$ ) e são preferencialmente apanhados pela fase de cristalização do mineral a partir do magma. Conseqüentemente, elementos compatíveis são depletados da fase fundida (é o oposto do enriquecimento em elementos incompatíveis). Assim, a proporção relativa de elementos compatíveis e incompatíveis no *melt* residual mudam igualmente no produto do fracionamento.

Por isso existem elementos incompatíveis em altas proporções nas rochas félsicas envolvidas. Razões de elementos incompatíveis-incompatíveis são plotados em diagramas bivariantes e usados para identificar afinidades magmáticas, terrenos e suítes vulcânicas favoráveis. Como um resultado os *trends* de alteração coincidem com os *trends* de fracionamento primário. Alumínio, Ti, Cr, Sc e V são geralmente compatíveis durante a cristalização e imóveis durante a alteração (Barret e MacLean, 1994a). Plotagens bivariantes de elementos imóveis compatíveis-incompatíveis para amostras menos alteradas de uma afinidade magmática particular mostrará tendência de fracionamento uniforme, geralmente com inclinação negativa.

## 5 Arcabouço Tectônico

A região de Nova Xavantina está inserida em um contexto tectônico onde a Faixa Paraguai, está próxima aos limites das Faixas Araguaia e Brasília, bordejando o Cráton Amazônico, mostrando um *trend* estrutural preferencial EW, sendo considerada como formada em um ambiente de margem passiva.

A análise dos principais lineamentos existentes na região, na escala 1:250.000, obtidos no processamento e interpretação de imagens aerogeofísicas, e de sensores remotos, e por vezes, aplicando a integração e fusão dos produtos para otimizar a interpretação estrutural, permitem tecer considerações com respeito a evolução tectôno-estrutural deste segmento da Faixa Paraguai. Esta visão regional possibilitou uma melhor compreensão do ambiente tectônico ao qual a região está inserida, onde foi realizado o mapeamento geológico básico (1:25.000).

As feições mais marcantes na escala são grandes zonas de cisalhamento de caráter transcorrente. A mais expressiva é a zona de cisalhamento de Campinópolis, de direção EW que delimita (descrimina) o contato entre as rochas do Grupo Cuiabá e rochas do Grupo Alto Paraguai. Esta descontinuidade estrutural é bem marcada em todos os produtos estudados, tanto em superfície quanto em profundidade, pois são bem realçados em anomalias magnetométricas.

Um feixe de zonas de cisalhamento de direção N60°-50°E, espaçadas 15 Km entre si, é bem evidente entre a região de Campinópolis e o Rio das Mortes. Na área da reserva indígena dos Xavantes, observa-se uma estrutura dobrada que é truncada por uma grande zona de cisalhamento, de direção N50°E, sugerindo uma cinemática sinistral. Esta descontinuidade representa o limite oeste do grande Lineamento Transbrasiliano (figura 5.1).

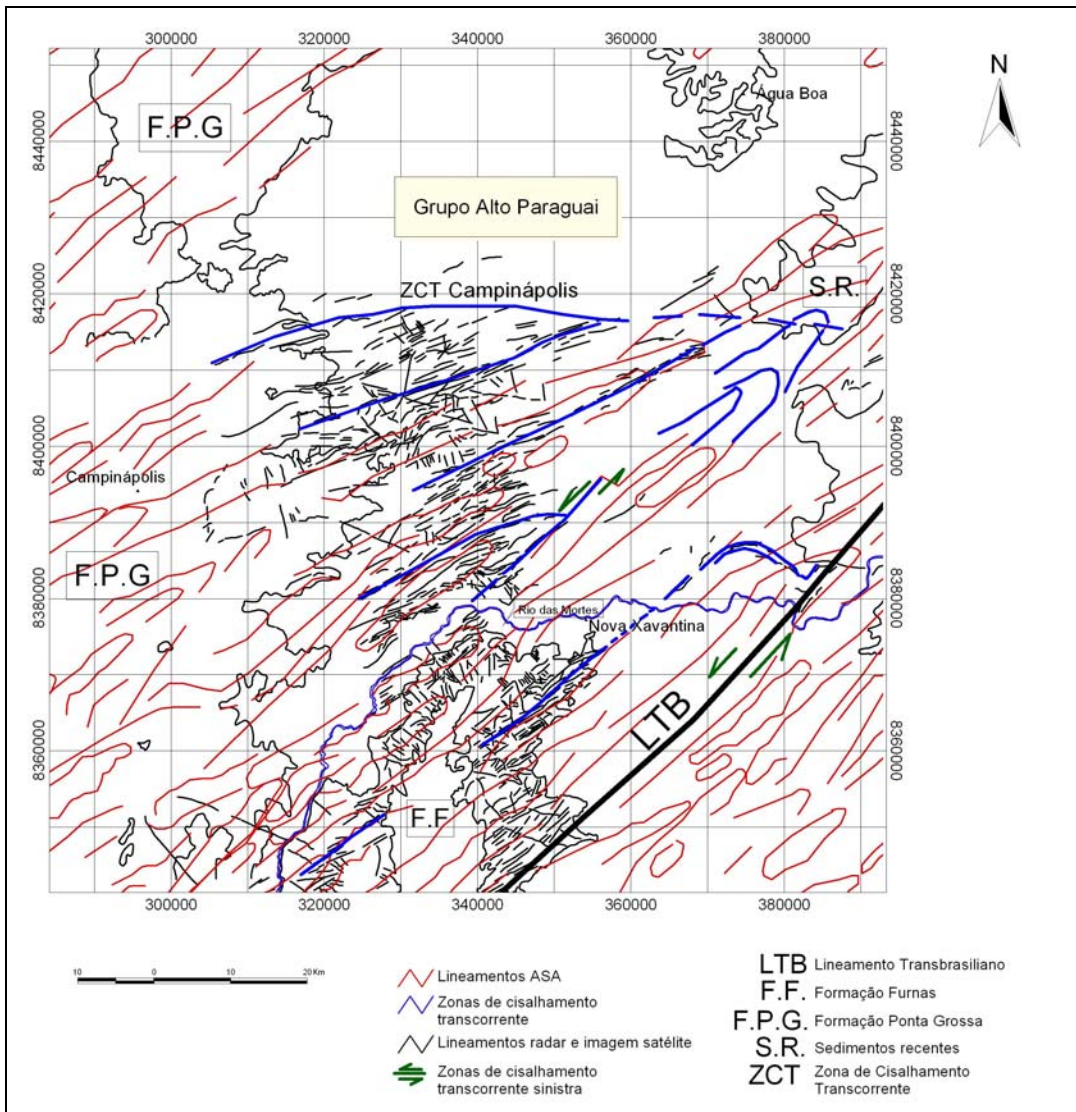


Figura 5.1 – Mapa de estruturas integrando lineamentos de imagens de sensores remotos e da amplitude do sinal analítico, podendo observar em cor azul os grandes lineamentos responsáveis pela abertura do rifte, posteriormente reativados e a zona de cisalhamento Campinápolis, e o Lineamento Transbrasiliano representado pelo lineamento em cor negra, truncando a estrutura situada na reserva indígena dos Xavantes, com indicador cinemático levógiro.

Na região de Nova Xavantina as rochas estão orientadas em lineamentos contínuos com *trend* aproximado N70°E, sendo melhor registrada nos filitos do Grupo Cuiabá. Grandes dobras fechadas a recumbentes foram identificadas na interpretação dos sensores remotos, com plano axial paralelo ao *trend* regional. O contato das rochas do Grupo Cuiabá com as rochas vulcânicas da Seqüência Nova

Xavantina, é tectônico, bem delimitado por zonas de cisalhamentos de cinemática dextral e direção EW, formando o sistema de cisalhamento dos Araés.

Na região do Garimpo dos Araés, foi identificado uma estrutura anelar, ainda preservada, interpretada como uma caldeira vulcânica, caracterizada pela ocorrência quase exclusiva de rochas piroclásticas ácidas e básicas e basaltos. O desenvolvimento de foliação circundando a estrutura sugere que ela tenha sido formada pretérita a deformação regional e foi posteriormente perturbada formando um grande sigmóide em Z (figura 5.2).

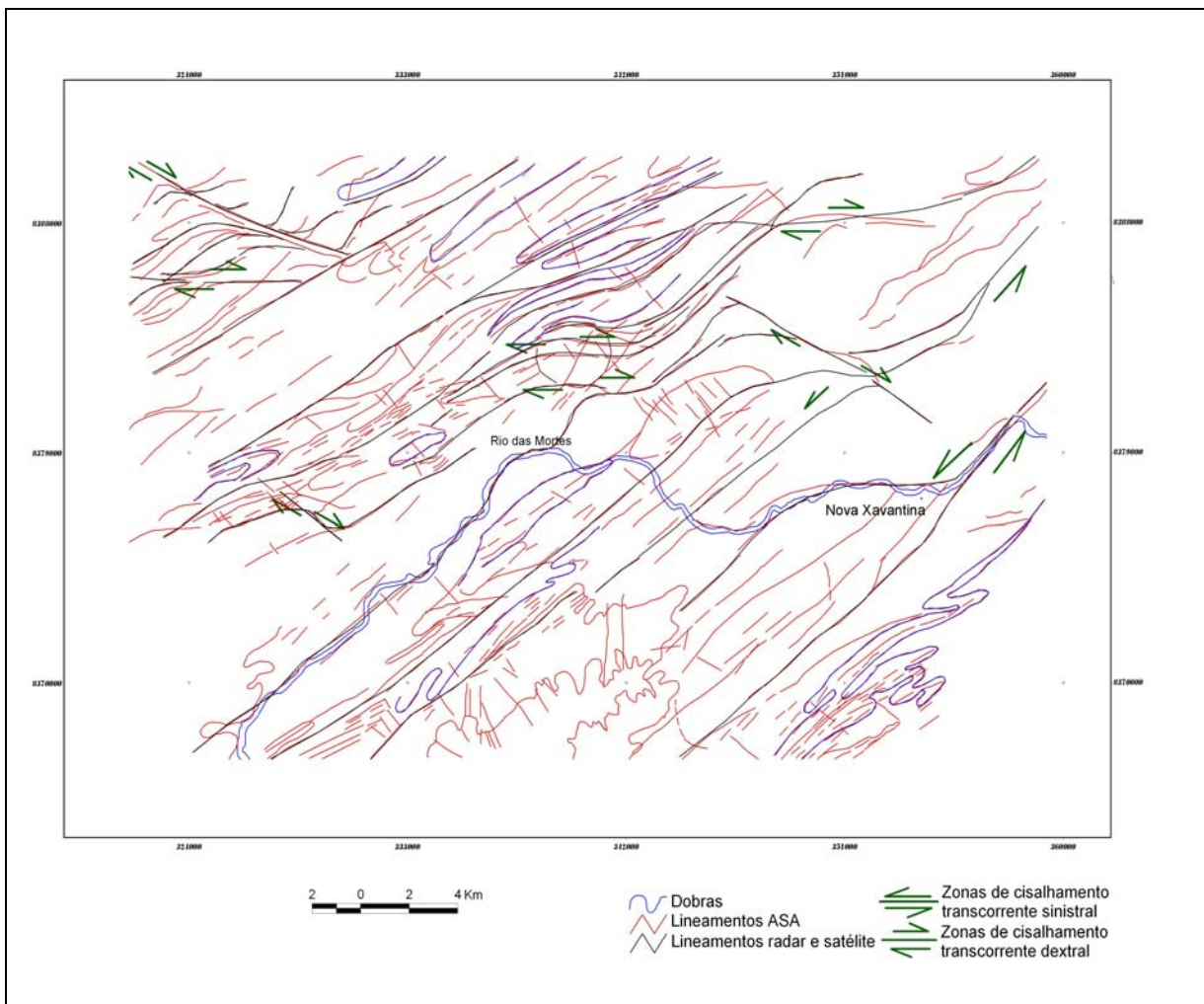


Figura 5.2 – Mapa de lineamentos local, para a região de Nova Xavantina, evidenciando os principais lineamentos nordeste, formando extensos sigmóides com indicadores cinemáticos dextrais, dobras recumbentes em cor azul também são mostrados, bem como a estrutura anelar onde estão localizadas as principais rochas vulcânicas de Nova Xavantina.

Um feixe de zonas de cisalhamento de direção N50°-30°E corta as demais estruturas já descritas e mostram cinemática sinistral predominantemente. A deformação nestas zonas é dúctil em condições de fácies xisto verde, com intensa cloritização e sericitização e são associados ao desenvolvimento do Lineamento Transbrasiliano.

Falhas e fraturas desenvolvidas em condições rúpteis-dúcteis de direções variadas, mas com predomínio da N30°W e N30°E, são associadas a grande percolação de fluídos formando estruturas sigmoidais tipo *en-echelon e veios extensionais*. Grandes falhas normais, mostrando deslocamentos verticais com mais de 500 metros, desenvolvem-se nas bordas Bacia do Paraná formando um relevo peneplano (chapadões) e controlando a deposição dos sedimentos Fanerozóicos dentro da bacia.



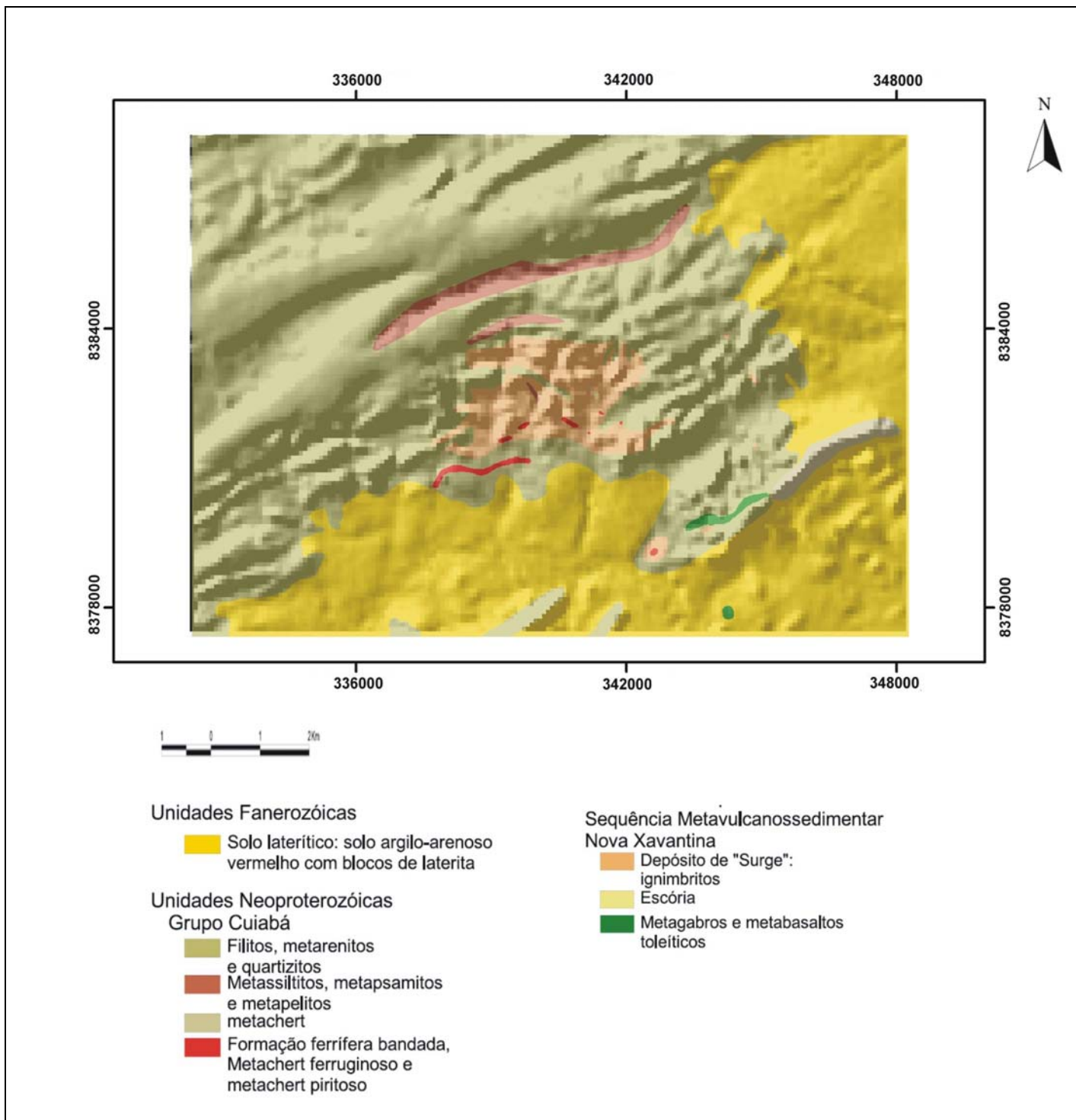


Figura 5.3 – Mapa geológico da região de Nova Xavantina sobreposto à imagem de radar, mostrando foliação em volta da estrutura anelar, fazendo um grande sigmóide em Z.

## Discussão final e Conclusões

A integração de diversas ferramentas utilizadas neste trabalho e aplicadas à compreensão do ambiente tectônico a qual está inserida a região de Nova Xavantina, permite sugerir um ambiente de rifte continental para o desenvolvimento e formação das rochas vulcânicas encontradas na área.

As estruturas mais marcantes nos temas aerogeofísicos são feições lineares definidas por dois lineamentos magnéticos de direção aproximada EW, paralelos com mais de 200 km de extensão os quais representam os limites da abertura (falhas normais) de um antigo rifte, mapeada em subsuperfície. Posteriormente foram reativadas, formando um sistema de zonas de cisalhamentos transcorrentes com cinemática dextral. Posicionadas entre as zonas de cisalhamentos de Campinópolis e General Carneiro, que delimitam o rifte, observam-se anomalias magnéticas de grande amplitude sugerindo que as rochas básicas (metabasaltos) aflorantes próximo à Nova Xavantina podem ser bem mais expressivas do que se tem conhecimento, havendo uma continuidade destas por baixo dos sedimentos Fanerozóicos pertinentes na região.

Lineamentos com *trend* aproximadamente N30°E-N50°E visualizados em todos os produtos aerogeofísicos e de sensores remotos, são relacionados ao Lineamento Transbrasiliano, com cinemática sinistral e claramente cortam as estruturas anteriormente descritas.

As rochas vulcânicas básicas da região são subdivididas em dois grupos. O primeiro é composto por metabasaltos com padrão do tipo T-MORB (Grupo I) evidenciando a formação de crosta oceânica durante o desenvolvimento do rifte, cuja fonte é o manto enriquecido.

O segundo grupo é caracterizado por álcali-basaltos toleíticos com assinatura litogeoquímica do tipo OIB (Grupo II) e é interpretado como formado devido a processos de extensão e afinamento crustal provocado pelo soerguimento (*uplift*) de uma pluma mantélica. Já as rochas félsicas (metariodacitos) e básicas enriquecidas, representam rochas piroclásticas caracterizadas por ignimbritos e escórias encontradas na região próxima a cidade de Nova Xavantina, indicando que as mesmas tenham sido formadas principalmente em ambientes explosivos subaéreos, e numa fase pretérita a deposição dos sedimentos marinhos (turbiditos, carbonatos, diamictitos e BIFs) encontrados por toda a Faixa Paraguai. A ocorrência de rochas ácidas e básicas indica o caráter bimodal do magmatismo nesta região, relacionado à história da abertura de um rifte intracontinental.

Um magma de composição máfica, fundido abaixo da crosta (*underplate*) é requerido como a fonte de calor que gera o magmatismo ácido em pequenas profundidades. Esta fonte de calor pode ser a própria pluma geradora dos álcali-basaltos do grupo II. Podemos inferir que as piroclásticas se desenvolveram no início da abertura do rifte e, portanto são mais antigas do que as remanescentes de crosta oceânica, no início de ou tentativa de abertura oceânica no Neoproterozóico. Assim múltiplas fontes mantélicas estão envolvidas na geração do magmatismo da região.

Uma estrutura em caldeira foi identificada por sobreposição de imagens *landsat* e radar (SRTM), e é caracterizada por estruturas anelares delimitadas por escarpas (muros) e que não-coincidentemente limitam os depósitos piroclásticos encontrados no Garimpo dos Araés. O preenchimento de vulcânicas na estrutura interna da caldeira é mais uma evidência de ambiente subaéreo para a formação destas rochas.

A detecção de estruturas de caldeira, separadamente da sua utilidade em estudos vulcanológicos, é também de grande interesse a ser aplicada em pesquisa de depósitos minerais. Trabalhos sobre o tema indicam que um grande número de ocorrências de ouro epitermal está relacionado espacialmente a fluxo de cinza numa estrutura (*setting*) de caldeira. Uma vez formada, as caldeiras podem fornecer claramente condições favoráveis para circulação de água hidrotermal e, por isso, favorecer mineralizações, que estão associadas à presença de falhas limites e de rochas altamente porosas, tais como ignimbritos relacionados as caldeiras (White e Hedenquist, 1990; Rytuba, 1994; Milesi *et al.*, 1999).

A identificação de corpos básicos e depósitos de piroclásticas no Garimpo do Japonês, abre a possibilidade de um ambiente de caldeira semelhante, situado a 50 Km norte da área mapeada, e com implicações para a prospecção de mineralizações de metal precioso epitermal em campos geotermiais, tipo VHMS.

## Referências Bibliográficas

- ACOCELLA, V., CIFELLI, F., FUNICIELLO, R. 2000. *Analogue models of collapse calderas and resurgent domes.*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104,81-96.
- ACOCELLA, V., KORME, T., SALVINI, F., FUNICIELLO, R. 2002. *Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2512,1-15.
- ALMEIDA, F.F.M. 1945. *Geologia do Sudoeste Mato-Grossense*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 118p.(Boletim 116).
- ALMEIDA F.F.M. 1954. *Geologia do Centro-Leste Mato-Grossense*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 97p. (Boletim 150).
- ALMEIDA F.F.M. 1964. *Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense*. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (215) : 1-113.*
- ALMEIDA F.F.M. 1965. *Geologia da Serra do Bodoquena (Mato Grosso)*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 96p. (Boletim 219).
- ALMEIDA F. F. M. 1965. *Geossinclíneo Paraguai*. In: SEMANAS DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1., Porto Alegre, Universidade Federal, Centro Acadêmico do Estudantes de Geologia. P. 87-101.
- ALMEIDA F.F.M. 1968. *Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior*. *An. Acad. Brás.CL*, 40(supl.):285-293.
- ALMEIDA, F.F.M., 1984. *Província Tocantins – setor sudoeste*, In: ALMEIDA F.F.M. & HASUI, Y. eds. *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Ed. Blücher. p. 265-281.
- ALMEIDA F.F.M. 1985. *Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste*. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1986. Atas... Goiânia, SBG.p. 3-14.
- ALVARENGA, C.J.S. 1984. *Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico*. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. 1985. *Evidências de fácies turbidíticas grosseiras no grupo Cuiabá, MT*. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG. p. 256-266.
- ALVARENGA, C.J.S. 1988. *Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso*. *Rev. Bras. Geoc.* 18:323-327.

- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1988. *Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Cráton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt. (Mato Grosso, Brazil). In: Meeting Earth's Glacial Record-Proj. 260. Cuiabá, 1988. Abstracts and Field Trip... Ciabá, IGCP-UNESCO/UFMT. P. 31-44.*
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1992. *Glacial influenced sedimentation in the lter Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). Paleogeograf. Paleoclimatol. Palaeoecol, 92:85-105.*
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1993. *Evolução Tectônica Brasileira da faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá.*
- ARAÚJO, H.J.T.; SANTOS NETO, A; TRINDADE, C.AH.; PINTO, J.C.A; MONTALVÃO, R.M.G.; DOURADO, T.D.C.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *FOLHA SF 21 Campo Grande, Geologia. In: RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, MME. P. 23 – 124. (Levantamento de Recursos Naturais).*
- BARRET T. J. and MACLEAN W. H., 1994 a. *Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks, in Lentz, D.R., ed., Alteration and alteration process associated with ore forming systems: Geological Society of Canada Short Course Notes, v. 11, p. 433-67.*
- BARROS, A.M.; SILVA, R.M.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA, J.J.; Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SD21 Cuiabá, Geologia. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais 26).*
- 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.*
- BOGGIANI, P.C. 1990. *Ambientes de sedimentação do grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul. São Paulo, Igc-USP, Dissert. Mestr.*
- BRANNEY, M.J., and SPARKS, R.S.J. 1990. *Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments, J.Geol. Soc. London 147:919-922.*
- BRITO NEVES B.B. de 1983. *O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1000.000. São Paulo, Igc-USP, Tese Livre Doc.*
- CARVALHO, M.T.N. 1999. *Integração de Dados Geológicos, Geofísicos e Geoquímicos Aplicados à Prospecção de Ouro nos Greenstone Belts de Pilar de Goiás e Güarinos, GO. . Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado. 187p.*

- CAS, R. & WRIGHT J.V. 1987. *Volcanic successions: Modern and Ancient*. London, Alien & Unwin, 528 p.
- CASTELNAU, F. DE. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du sud...* 15 vol., 7 partes, Paris.
- CORDANI, U. G., D'AGRELLA-FILHO, BRITO-NEVES, B. B., and TRINDADE, R. I. F., *Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments*. *TerraNova*, 15, 350-359, 2003.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G.; NETO, C.; CAVALLON, LA; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1979. *Geologia das Regiões Centro e Oeste Mato Grosso do Sul*. Brasília, DNPM.111 p. (*Geologia Básica 3*).
- CPRM, Serviço Geológica do Brasil. 2004. *GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DO MATO GROSSO – Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Programa *Geologia do Brasil*.
- DANTAS, E. L.; FUCK R. A.; PIMENTEL, M. M.; ALVARENGA, C. J. S.; MARTIELLI, C.; SILVA, M. F.; LAUX, J. H.. 2006. *Evidências de crosta oceânica na Faixa Paraguai: Implicações para a conexão com Avalônia*.
- DORR II, J.V.N. 1945. *Manganese and iron deposits of Morro de Urucum, Mato Grosso, Brazil*. *U.S. Geol. Surv. Bull*, 946-A:l-47.
- DRAGO, V.A. et al 1981. *Geologia*. In: *Brazil. Min. Das Minas e Energia. Secretária Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro (Lev. De Recursos Naturais, 25)*.
- EILU, P., MIKUCKI, E. J., and GROVES, D. I., 1997. *Wallrock alteration and primary geochemical dispersion in lode-gold exploration: 4<sup>th</sup> biennial meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Turku, Finland, August 11-13, 1997, Short course notes*, p. 65.
- EVANS, J.W. 1894. *The geology of Mato Grosso*. *Geol. Soe. London*. 50:85-104.
- FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. *Projeto Alto Guaporé. Goiânia DNPM/CPRM*. v. 11, 173 p. (*Relatório Final Integrado*).
- FISHER, R. V. 1961. *Rocks composed of volcanic fragments and their classification*. *Earth Sci.Rev.*, 1:287-298
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 p., Berlin.

- FLOYD, P. A., and WINCHESTER, J. A., 1978. *Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: Chemical geology*, v. 21, p.291-306.
- FRAGOMENI, P. R. P. e COSTA, S. A. de G. 1976. Complexo vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás – base do Grupo Cuiabá. *Bol. Esp.* 1:11, XXIX Congr. Brás. Geol. Ouro Preto.
- FREUNDT, A. & SCHMINKE, H.U. 1995. *Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria, Bulletin of Volcanology*, 56:640-659.
- GEOSOFT 1996. MAGMAP 2-D frequency domain processing. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- GEOSOFT 2000. OASIS Montaj 5.2 Geosoft, Inc., Toronto.
- GRASTY, R.L.; GLYN, J.E. & GRANT, J.A. 1985. *The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra. Geophysics*, **50**(12): 2611-2620.
- GRASTY, R.L.; ST. JOHN SMITH, B. & MINTY, B.R.S. 1997. *Developments in the standardization and analysis of airborne gamma-ray data. In: PROCEEDINGS OF EXPLORATION 97: 4<sup>TH</sup> DECENIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION* edited by A.G. Gubins; p. 725-732.
- GILBERT JS, LANE SJ, SPARKS RSJ and KOYAGUCHI T 1991 Charege Measurements on particle fallout from a volcanic plume. *Nature* 349: 598-600.
- GUILBERT, J. M., and PARK, C. F. J. 1986. *The geology of ore deposits: New York, USA*, W.H. Freeman e Co., 985 p.
- GUNN, P.J. 1998. *Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys*. Course. AGSO. 150 p.
- HASSUI Y. e ALMEIDA F.F.M. de 1970. *Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol. Soc. Brás. Geol.*, 19(1): 5-26.
- HEFFERAN, K. P., ADMOU, H., KARSON, J. A., SAQUAQUE, A., *Anti-Atlas (Mrocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. Precambrian Research* 103 (200) 89-96.
- HENNIES, W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte Mato-Grossense. São Paulo. 65p. (Tese de Doutorado, Poli/USP)*.
- HILDRETH, W., MAHOOD, G.A., 1986. *Ring fracture eruption of the Bishop Tuff. Geol. Soc. Amer. Bull.* 97, 396-403.

- IRVINE, T.N. and BARAGAR W.R.A., 1971. *A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- ISHIKAWA, Y., SAWAGUCHI, T., IWAYA, S., AND HORIUCHI, M. 1976. *Delineation of volcanism of underlying dacite and alteratin halos: Mining Geology*, v. 26, p.105-17.
- JONES, J.P. 1985. *The Soutern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolivia: an Interpretation of its Geologic Evolution. Precambrian Research*, 28, 111-135.
- J. MCPHIE, M. DOYLE and R. ALLEN 1993. *Volcanic Textures, A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*, p. 1-191.
- JUNQUEIRA-BROD T.C. 2003. *Vulcanologia das Rochas Kamafugíticas da Província Alcalina de Goiás*, p. 4-34 (Tese de Doutorado n° 63, UNB).
- LANGE, F.W. 1967. *Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin, Bol. Par. Geoc.*, 21-22:63-98.
- LARGE, R. R., GEMMELL, J. B., and PAULICK, H. 2001. *The alteration box plot – a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits: Economic Geology*, v. 96, p. 957-71.
- LLAMBÍAS E.J., 2003. *Geologia de Los Cuerpos Ígneos*, p.7-175.
- LLAMBÍAS E. J., QUENARDELLE S., MONTENEGRO T. 2003. *The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active mrgin of the Gondwana continent. Journal of South Earth Sciences* 16 (2003) 243-257.
- LUDWIG, G. & RAMOS, A.N. 1965 – *Estudo faciológico das Formações Iapó, Furnas e Ponta Grossa do Paleozóico Inferior da Bacia do Paraná, Brasil. Ponta Grossa, PETROBRÁS – DEPSP Relatório Interno.*
- KARATSON, D., THOUURET, J.C., MORIYA, I., LOMOSCHITZ, A. 1999. *Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. Bull. Volcanol.* 61, 174-193
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. *Projeto província Serrana. Goiânia, DNPM/CPRM. v1, 105p. (Relatório Final).*
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. *Projeto Caxipó. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 136p. (Relatório Final).*
- MAACK, R. 1947. *Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina, Arq. Biologia e Tecnologia (IBPT)*, v. II, p.63-154.



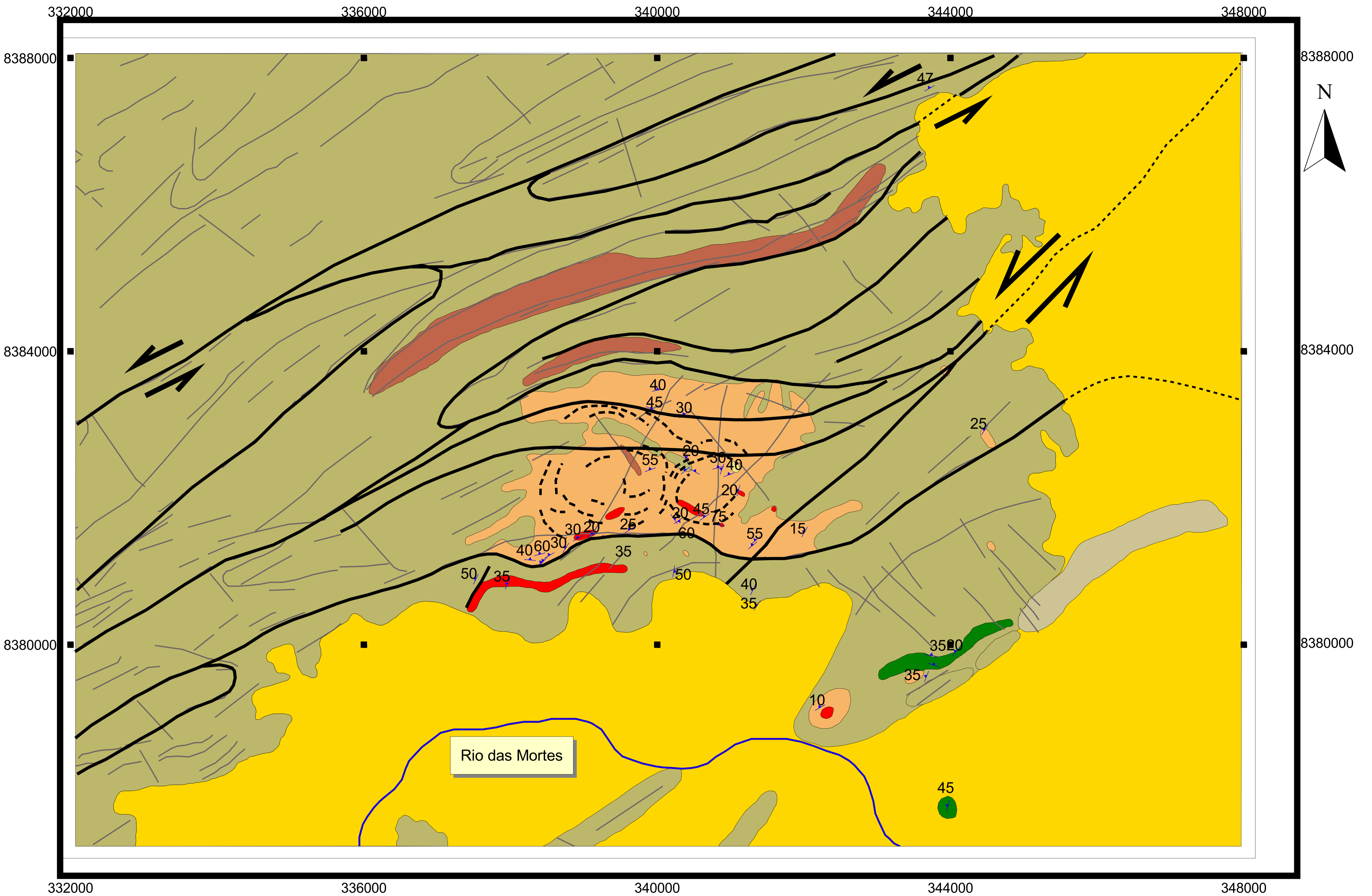
- MACIEL, P. 1959. *Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso*. São Paulo, SBG. P. 3-49 (Boletim 8).
- MACLEAN, W.H., and BARRET, T.J., 1993. *Lithogeochemical techniques using immobile elements: Journal of Geochemical Exploration*, v. 48, p. 109-33.
- MACLEOD, I.N.; VIEIRA, S. & CHAVES, A.N. 1993. *Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes*. In: CONGR. INT. SOC. BRAS. GEOF., 3, Rio de Janeiro, 1993. Anais... Rio de Janeiro, SBGf, v.2, p. 830-835.
- MARSHAL, P., 1935. *Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district*. Royal Society of New Zealand Transactions, 64: 323-366.
- MARTINELLI, C.D., XAVIER, R.P., MORALES, N. & BATISTA, J.J. 1998. *Modelo Estrutural e Fluido da Mineralização Aurífera "Garimpo dos araes", Nova Xavantina-MT*. Anais do VI Simpósio Regional de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá, MT, p.46-48.
- MILESI, J.-P., MARCOUX, E., SITOROUS, T., SIMANDJUNTAK, M., LEROY, J., BAILLY, L., 1999. *Pongkor (West Java, indonesia): a Pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mn) deposit*. Miner. Depos. 34, 131-149.
- MILLIGAN, P.R. & GUNN, P.J. 1997. *Enhancement and presentation of airborne geophysical data*. AGSO Journal of Australia Geology & geophysics, 17 (2): 63-75.
- MINTY, B.R.S. 1991. *Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data*. Expl. Geoph. 22:591-592.
- MORIYA, I., 1979. *Geomorphological developmentt and classification of the Quaternary volcanoes of Japan*. Geogr. Rev. Jpn., Ser. B 52, 479-501 (in japanese).
- NABIGHIAN, M.N. 1974. *Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section*. Geophysics, 39:85-92.
- NAGATA, T. 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen Co., Ltd., Tokyo, Revised Edition, 350p.
- NANCE, R. D., & MURPHY J.B. 2002. *Sm-Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians*, Earth-Science Reviews 59(2002) 77-100.
- NEWHALL, C.G., DZURISIN, D. 1988. *Historical Unrest at Large Calderas of the World*. U.S. Geological Survey. 1109 pp.
- NOGUEIRA, V.L. & OLIVEIRA, C.C. 1978. *Projeto Bonito Aquidauana*. Goiânia, DNPM/CPRM. 121 p. (Relatório Final 1).

- OLIVA, LA.; OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W.; SCHOBENHAUS FILHO, C. 1979. *Folha SD21 Cuiabá. Brasília, DNPM. (Carta geológica do Brasil ao Milionésimo).*
- OLIVEIRA A.I. & LEONARDOS O.H. 1943 - *Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Brasil-Ministério da Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, Série Didática 2, 813 p.*
- OLIVEIRA, M. A M. 1964. *Reconhecimento Geológico Expedito na Região do Alto Paraguai. Ponta grossa, Petrobrás-DEBSP. 47P.(Relatório).*
- PEARCE, J.A., and CANN, J.R. 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth and Planetary Science Letters, v. 19, p. 290-300.*
- PEARCE J.A. 1983. *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M. J. Norry (ed.) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich. 230-249.*
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. 1979. *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions in Mineralogy and Petrology 69, 33-47.*
- PINHO, F. E. C. 1990. *Estudo das rochas encaixantes e veios mineralizados a ouro do Grupo Cuiabá, na região denominada "Garimpo do Araés", Nova Xavantina – estado do mato grosso, universidade do rio grande do sul, dissertação de mestrado, 114p.*
- RIBEIRO FILHO, W & FIGUEIREDO, A.J.A. 1974. *Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais...Porto Alegre, SBG. v. 4,p. 27-35.*
- RIBEIRO FILHO, W. & LUZ, J.S.; ABREU FILHO, W. 1975. *Projeto Serra Azul. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 104p. (Relatório Final).*
- ROEST, W.R.; VERHOEF, J. & PILKINGTON, M. 1992. *Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. Geophysics, 57(1): 116-125.*
- ROSE, A. W. e BURT, D. M. 1979. *Hydrothermal Alteration, in Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3<sup>rd</sup> edition: New York, USA, John Wiley e Sons, p. 173-235.*
- RYTUBA , J.J. 1994. *Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits. Econ. Geol. 89, 1687-1696.*
- SCHOBENHAUS FILHO C., OGUINO G., RIBEIRO D.L., OLIVA L.A. TAKANOHASHI J.T. 1975. *Folha Goiás SD22, Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. DNPM, Brasília, Brasil.*
- SCHOBENHAUS FILHO C., CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1981. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Mineraiis – Escala 1/2.500.000. Brasília, DNPM.*

- SCHOBENHAUS FILHO C., CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais. Brasília, DNPM. 501p.*
- SCHOBENHAUS FILHO C. & OLIVA, L.A. 1979. *Folha SE2J Corumbá. Brasília, DNPM. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).*
- SCHOBENHAUS FILHO C. & SOARES, M.E.S. 1979. *Folha SF21 Rio Apa. Brasília, DNPM (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).*
- SCHUMACHER R and SCHIMINCKE H-U. 1991. *Internal structure and occurrence of accretionary lapilli – a case study at Laacher See volcano. Bull Volcanol 53: 612-634.*
- SHINJO R. & KATO Y. 2000. *Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin.*
- SHIVES, R. 1997. *Applications of Gamma Ray Spectrometry to Mineral Exploration and Geological Mapping. In: Gubins, A.G., ed., EXPLOTARION'97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Anais... Toronto, 1997. 14 p.*
- SIMMONS, S. F., and CHRISTENSON, B. W. 1994. *Origins of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, v. 294, p. 361-400.*
- SMITH, R.L., BAILEY, R.A. 1968. *Resurgent cauldrons. Geol. Soc. Amer. Mem. 116, 83-104.*
- SOARES, J.E.P. 2005. *Estudos de Refração Sísmica Profunda, Função do Receptor e Gravimetria na Província Tocantins, Brasil Central (Tese de Doutorado, n°73, UNB).*
- SUN, S.-s., MACDONOUGH, W.F. 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Lond. Sp. Publ. 42, pp. 313-345.*
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P. & SHERIFF, R.E. 1990. *Applied Geophysics. 2nd ed., Cambridge, 770p.*
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. 1981. *Applied Geophysics. Cambridge University Press, New York. 860p.*
- THURSTON, J.B. & SMITH, R.S. 1997. *Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method. Geophysics 62(3): 807-813.*
- VIEIRA, A.J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa, Petrobrás/DEBSP. 58p. (Relatório Técnico 303).*

- WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N. & CRAIG, M.A. 1997. *Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology*. *AGSO Journal* 17(2): 201-216.
- WILLIAMS, H., 1941. *Calderas and their origin*. *Univ. Calif. Publ. Depart. Geol. Sci.* 25, 239-346.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1977. *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- WITHE, N.C., HEDENQUIST, J. W., 1990. *Ephitermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, guidelines for exploration*. *J. Geochem. Explor.* 36, 445-474.
- WOHLETZ, K.H. 1998. *Pyroclastic Surges and Compressible Two- Phase Flow*. In: Freundt, A., Rosi, M. (Editors) *From Magma to Tephra: Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*, Elsevier, 274-312.
- WOODS, A. W. 1993. *Moist Convection and the Injection of Volcanic Ash Into the Atmosphere*. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 98(B10), 17627-17636.

# Mapa Geológico Região de Nova Xavantina



Escala 1:25000



## Convenções estruturais

- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Sn
- Lineamentos
- Lineamento inferido por aerogeofísica

## Unidades Fanerozóicas

- Solo laterítico: solo argilo-arenoso vermelho com blocos de laterita

## Unidades Neoproterozóicas

### Grupo Cuiabá

- Filitos, metarenitos e quartzitos
- Metassiltitos, metapsamitos e metapelitos
- metachert
- Formação ferrífera bandada, Metachert ferruginoso e metachert piritoso

### Sequência Metavulcanossedimentar

#### Nova Xavantina

- Depósito de "Surge": ignimbritos
- Escória
- Metagabros e metabasaltos toleíticos

PONTOS	LAT (Y)	LONG (X)	Lâminas	Rocha
NXM 01	8379260	342509	SIM	metav
NXM 02	8380851	341579	SIM	metav
NXM 03	8381798	341950		metachert
NXM 04	8381706	341980	SIM	metachert
NXM 05	8381650	342092		metav
NXM 06	8381341	342174		metav/qtz
NXM 07	8381606	342315		metav
NXM 08	8381952	342804		metav
NXM 09	8381980	342866		laterita
NXM 10	8381362	338815		metav
NXM 11	8381259	338730		metav
NXM 12	8382285	340654		metac/hid
NXM 13	8383024	340528		metav cin
NXM 14	8383269	340659		metav
NXM 15	8382545	341361		escória
NXM 16	8387742	343994		qtzitos/f
NXM 17	8384609	337005		areial
NXM 18	8384444	337152		argilito
NXM 19	8384302	337222		qtzito
NXM 20	8384007	337053		arenito
NXM 21	8383893	337071		pasto
NXM 22	8383805	337508		pasto
NXM 23	8383998	337856		pasto
NXM 24	8383866	338123		pasto
NXM 25	8383799	338309		pasto
NXM 26	8383675	338428		pasto
NXM 27	8383675	338428		arenito
NXM 28	8383556	338601		argilito
NXM 29	8383518	338620		metac/hid
NXM 30	8383457	338620	SIM	metav
NXM 31	8383265	338703		metac/hid
NXM 32	8383094	338703		siltito/a
NXM 33	8382945	338671		qtzito/si
NXM 34	8382789	338747		qtzito
NXM 35	8381786	338594		qtzito/ri
NXM 36	8381985	338259		qtzito/ri
NXM 37	8382140	338428	SIM	qtzito/ri
NXM 38	8382585	338514		qtzito/ri
NXM 39	8380968	337077		argilito/
NXM 40	8381122	337086		argilito/
NXM 41	8381319	337050		qtzito
NXM 42	8381657	339960		metav
NXM 43	8382513	340198	SIM	metav
NXM 44	8382480	340127	SIM	metav/sil
NXM 45	8382475	340064		siltitos/
NXM 46	8382607	339945		siltitos
NXM 47	8382664	339919		siltitos
NXM 48	8382794	339852		siltito/q



NXT 16	8380055 343546	metachert
NXT 17	8380044 343426	qtzito e metache
NXT 18	8379877 343498	gabro
NXT 19	8379712 343279	pc
NXT 20	8380336 344630	gabro
NXT 21	8380413 345242	filito carb e me
NXT 22	8380336 345545	qtzito e metache
NXT 23	8380437 344979	gabro
NXT 24	8380711 344471	qtzo leitoso
NXT 25	8380932 344445	qtzo
NXT 26	8381142 344567	qtzo e filo
NXT 27	8381474 344493	qtzito e arenito
NXT 28	8381447 344721	qtzo
NXT 29	8381488 344849	xisto
NXT 30	8381639 344858	qtzo e filo
NXT 31	8381793 344779	qtzito e metache



NXT 32	8382148 344556		qtzito e metache
NXT 33	8382599 344625		qtzo
NXT 34	8382051 344325		qtzito e veio qz
NXT 35	8382007 344049		qtzo
NXT 36	8379923 351135		solo qtzo
NXT 37	8381193 348072		solo letrita
NXT 38	8381904 348032		metache bandado
NXT 39	8382826 344874 325	20	xisto
NXT 40	8383072 344735 303	25	xisto
NXT 41	8383674 344502		qtzito
NXT 42	8383874 344222		xisto
NXT 43	8384471 344245		qtzito
NXT 44	8385119 344667		qtzito
NXT 45	8385841 345089		qtzito
NXT 46	8386061 345183		qtzito e metache
NXT 47	8386810 344128		arenito



NXT 64	8374844 300184		solo arenoso
NXT 65	8373623 329276		qtzito e qtzo
NXT 66	8373130 329858		qtzito e qtzo
NXT 67	8376171 332619		solo arenoso
NXT 68	8377054 332705		qtzo
NXT 69	8377376 332385		qtzo
NXT 70	8377875 335449		qtzo qtzito e
NXT 71	8380323 338148		qtzo
NXT 72	8380550 338861		qtzo e metache
NXT 73	8380883 338806		bif
NXT 74	8380963 338224 294	35	filito
NXT 75	8380950 338041		bif
NXT 76	8380769 337844		bif
NXT 77	8380652 337776		bif
NXT 78	8381033 337792 295	50	filito
NXT 79	8380996 337207		qtzito e qtzo





NXT 112	8381322	340622						qtzito e qtzo
NXT 113	8381357	340692						xisto
NXT 114	8381546	340711						metache qtzito e qtzo
NXT 115	8381628	340712						
NXT 116	8381785	340608	145	60				metav metav e veio qz
NXT 117	8381852	340556	55	20	66	20		
NXT 118	8381814	340185						tufo
NXT 119	8381792	340059						metav v
NXT 120	8380676	341629	304	35		230		surge
NXT 121	8380888	341570	295	40	270	45	200	milonito qtzito e qtzo
NXT 122	8381303	341516						
NXT 123	8381503	341576	320	45	305	20		metav
NXT 124	8381570	341616	320	55				metav qtzito e metache
NXT 125	8381872	341977						
NXT 126	8381783	342146						metav
NX 127	8381733	342215						metav



NXT 144	8382596 340757								qtzito e qtzo	
NXT 145	8382720 341192								metache bandado	
NXT 146	8382543 341340								metav concrec ferrugin	
NXT 147	8378250 346776								metav	
NXT 148	8382244 340049								metav v	
NXT 149	8382323 340001								metav	
NXT 150	8382303 340186								metache	
NXT 151	8382472 340159								metav v	
NXT 152	8382540 340189 340	55			197	90		297	25	metav v qtzito e metache
NXT 153	8382712 340273									metav
NXT 154	8382872 340344									xisto
NXT 155	8382976 340379 0	15								vulcanica
NXT 156	8383025 340481							83	40	metav qtzito e metache
NXT 157	8383112 340552									metav
NXT 158	8381358 340824									metav
NXT 159	8381788 341140 7	18	3	35						metav



NXT 160 8381893 340924 325	75	25	70	120	90	metav
NXT 161 8382049 340604						rejeito
NXT 162 8382292 340601						metav azul
NXT 163 8382526 340659 320	16	90	20			qtzitos e metach
NXT 164 8383065 340711						metav
NXT 165 8383265 340319 0	30					metav metav e
NXT 166 8383368 340225 23	45					veio qz
NXT 167 8383481 340239						qtzito
NXT 168 8383548 340258						metav azul
NXT 169 8383628 340297 348	40					metav e veio qz
NXT 170 8383605 340422						metav e veio qz
NXT 171 8383477 340530						metav
NXT 172 8383367 340594						metav azul
NXT 173 8383288 340646 325	30	320	25	50	63	metav
NXT 174 8399560 319114						metav
NXT 175 8399512 319076 353	40			143	80	metav v

NXT 176	8399470	319044			qtzito
NXT 177	8399462	318928			metav
NXT 178	8399412	318845	7	25	metache
NXT 179	8399406	318781			metav
NXT 180	8399390	318691			arenito
NXT 181	8399282	318514			solo arenoso
NXT 182	8399102	318722			solo arenoso
NXT 183	8399312	318948			arenito
NXT 184	8399378	318970			metache
NXT 185	8399660	319173			arenito e qtzo
NXT 186	8399646	319359			qtzito
NXT 187	8399626	319429			metache bandado
NXT 188	8399594	319524	0	31	metache e veio q
NXT 189	8399818	319494			qtzito
NXT 190	8399892	319758			metav
NXT 191	8399918	320127			pc

NXT 192 8400478 320350		rejeito
NXT 193 8400392 320577 300	45	metav metache bandado
NXT 194 8400288 320583		arenito solo arenoso
NXT 195 8400206 320624		arenito
NXT 196 8399598 320725		arenito
NXT 197 8398148 320659		metav
NXT 198 8399036 319576		arenito
NXT 199 8399166 319194		
NXT 200 8397462 314004		

	SiO2%	Al2O3%	Fe2O3%	MgO%	CaO%	Na2O%	K2O%	TiO2%	P2O5%
NX 1	54,75	16,35	8,95	3,61	6,5	3,55	2,38	1	0,44
NX 3	54,94	14,67	8,75	7,27	4,67	4,18	0,2	0,79	0,12
NX 04	51,66	27,7	2,42	1,64	0,02	0,63	7,97	1,95	0,02
NX 05	39,63	14,28	12,26	8,25	6,54	2,8	0,23	1,67	0,44
NX 30	53,42	25,8	3,27	2,47	0,77	1,28	5,57	1,76	0,03
NX 80	55,26	15,69	7,95	5,68	6,68	3,47	0,94	0,78	0,12
NX 135	50,04	14,28	10,47	8,98	8,64	2,29	0,37	0,97	0,11
Laran 1a	56	14,32	8,74	6,75	5,84	3,85	0,04	0,78	0,13
Laran 1b	57,95	15,82	9,95	6,09	0,41	4,84	0,04	0,81	0,12
Laran 1c	55,51	14,6	8,89	4,85	6,69	4,03	0,04	0,75	0,11
BUC 1	98,23	0,94	0,28	0,07	0,01	0,01	0,25	0,04	0,01
BUC 2a	43,21	11,82	12,06	5,7	8,05	1,75	1,44	1,7	0,22
ROC 1	44,17	15,08	13,91	6,88	4,28	3,16	0,34	1,99	0,47
MAT 1	67,63	15,19	5,73	1,49	0,14	0,14	2,01	0,85	0,12
NXT 143	69,9	16,74	1,18	1,64	0,01	0,05	5,98	0,77	0,02
NXT 146	52,28	12,99	17,98	5,75	0,12	0,01	1,26	3,25	0,49
NXT 155	68,56	16,39	4,66	0,88	0,05	0,06	4,2	0,72	0,21
NXT 10	61,15	11,3	17,96	0,96	0,01	0,04	3,64	0,66	0,18
NXT 84	56,91	16,3	11	6,79	0,15	0,71	0,52	0,83	0,16
NXT 85	75,98	10,02	3,91	1,44	0,02	0,06	3,02	0,66	0,05
NXT 99	64,72	9,24	16,36	0,56	0,03	0,04	2,56	0,53	0,23
NXT 120	72,62	12,34	5,8	1,08	0,02	0,09	3,7	0,83	0,19
NXT 134	59,59	17,58	7,89	1,7	0,17	0,05	3,55	0,81	0,13
NXT 135	66,14	15,88	4,67	1,64	0,03	0,03	6,35	0,72	0,03
NXT 150	54,84	13,59	8,78	6,28	5,71	3,94	0,31	0,68	0,11
NXT 156	62,36	19,51	5,14	0,9	0,35	0,14	6,27	0,78	0,27
NXT 162	65,55	14,8	7,04	1,53	0,01	0,02	6,18	0,69	0,09
NXT 173	71,88	16,23	2,13	0,56	0,01	0,08	3,96	0,68	0,07
NXT 189	79,22	8,92	3,23	0,88	0,06	1,52	2,86	0,44	0,06
NXT 190	82,82	4,54	4,72	3,28	0,04	0,01	0,04	0,63	0,11
NXT 194	74,19	3,83	13,64	0,95	0,02	0,01	0,24	0,35	0,75

	MnO%	Cr2O3%	Ni(ppm)	Sc(ppm)	LOI	La(ppm)	Ce(ppm)	Pr(ppm)	Nd(ppm)
NX 1	0,15	0,002	14	18	2,1	34,4	74,7	8,7	37,3
NX 3	0,09	0,048	296	15	4,2	5,2	11,5	1,7	9
NX 04	0,01	0,109	106	34	5,4	35,5	56,7	5,83	22,9
NX 05	0,22	0,047	299	21	13,4	28,9	59,5	6,92	30,5
NX 30	0,01	0,098	113	32	5,1	16,1	28,6	3,2	13,9
NX 80	0,1	0,032	82	16	3,2	6,3	12,9	1,77	9,1
NX 135	0,13	0,055	382	18	3,4	10	18,8	2,26	10,6
Laran 1a	0,1	0,034	257	15	3,4	5	11,4	1,62	9,5
Laran 1b	0,07	0,052	121	17	3,9	4,7	9,3	1,4	8,1
Laran 1c	0,11	0,037	218	16	4,4	4,8	10,9	1,47	8,5
BUC 1	0,01	0,001	8	1	0,2	15,6	23,3	2,54	7,8
BUC 2a	0,17	0,009	47	16	13,8	21,9	43,6	5,1	21,7
ROC 1	0,1	0,041	196	28	9,5	32,7	70,6	8,13	34,3
MAT 1	0,02	0,013	345	18	6,4	101,6	196,6	25,4	108,2
NXT 143	0,01	0,01	18	10	3,3	40,3	76,8	9,45	33,5
NXT 146	0,07	0,052	422	24	5,3	472,5	295,2	95,06	360,3
NXT 155	0,01	0,005	43	10	4,2	100,6	155,8	20,78	78,6
NXT 10	0,01	0,008	19	13	4	43,7	88,1	10,07	36,9
NXT 84	0,08	0,064	702	16	6,4	5,7	12,7	1,74	9,1
NXT 85	0,01	0,02	27	15	4,6	31,6	65,5	7,31	28,7
NXT 99	0,01	0,007	30	11	5,6	28,3	57,3	6,5	26,4
NXT 120	0,01	0,017	51	18	3,2	40,1	82,4	9,06	36,4
NXT 134	0,03	0,011	58	16	8,4	73,2	121,9	14,45	49,3
NXT 135	0,01	0,005	41	14	4,4	53,8	103,4	11,5	41,6
NXT 150	0,11	0,053	332	14	5,5	5,6	11,2	1,73	8,5
NXT 156	0,04	0,008	32	13	4,1	56,2	106,2	12,43	44,5
NXT 162	0,01	0,005	35	13	3,9	81	152,1	17,22	62,8
NXT 173	0,01	0,005	10	9	4,3	67	106,3	14,38	55,8
NXT 189	0,29	0,005	12	6	2,4	22,5	46,1	5,04	20,7
NXT 190	0,12	0,039	272	9	3,6	61,9	51,6	11,79	43,9
NXT 194	0,01	0,008	22	9	5,8	61,4	136,7	16,12	69,2

	Sm(ppm)	Eu(ppm)	Gd(ppm)	Tb(ppm)	Dy(ppm)	Ho(ppm)	Er(ppm)	Tm(ppm)	Yb(ppm)
NX 1	7,4	1,74	5,04	0,78	4,09	0,72	1,99	0,3	1,75
NX 3	3,4	1,53	3,79	0,57	2,99	0,53	1,34	0,18	1,01
NX 04	5	1,36	3,81	0,52	2,73	0,47	1,35	0,19	1,3
NX 05	6,3	1,61	5,45	0,79	4,43	0,93	2,47	0,38	2,43
NX 30	3,5	0,86	2,9	0,41	2,54	0,48	1,37	0,19	1,19
NX 80	3,5	1,06	3,55	0,52	2,76	0,52	1,35	0,16	1,04
NX 135	2,8	0,98	2,78	0,46	2,52	0,44	1,21	0,16	0,88
Laran 1a	3,6	1,22	3,84	0,55	2,89	0,54	1,41	0,17	1,05
Laran 1b	3,3	1,2	3,8	0,58	2,99	0,58	1,49	0,21	1,18
Laran 1c	3,2	1,37	3,77	0,6	2,86	0,58	1,45	0,2	1,22
BUC 1	1,5	0,23	0,99	0,15	0,78	0,16	0,42	0,06	0,41
BUC 2a	4,9	1,62	4,53	0,74	4,27	0,87	2,5	0,35	2,07
ROC 1	7,7	2,07	6,85	1,07	5,83	1,21	3,11	0,44	2,53
MAT 1	23,3	4,71	18,47	2,59	13,06	2,4	6,42	0,97	5,79
NXT 143	6,6	0,86	4,2	0,74	4,55	0,92	3,02	0,45	2,88
NXT 146	55,9	14,23	38,36	4,73	20,32	2,93	6,64	0,8	4,47
NXT 155	14,5	3,25	12,78	1,86	9,3	1,46	3,94	0,6	3,6
NXT 10	6,9	1,23	5,17	0,86	4,57	0,94	2,85	0,46	2,84
NXT 84	3,2	1,25	3,52	0,6	2,88	0,54	1,42	0,2	1,1
NXT 85	5,8	1,18	5,42	0,95	5,32	1,17	3,3	0,45	2,96
NXT 99	5,3	1,32	4,74	0,65	3,45	0,62	1,68	0,28	1,35
NXT 120	7,2	1,48	6,54	1,36	7,22	1,5	4,29	0,62	3,61
NXT 134	8,2	1,45	5,46	0,94	4,73	0,97	3,07	0,45	3,03
NXT 135	6	1,22	4,59	0,81	4,26	0,91	2,62	0,42	2,53
NXT 150	2,7	1,29	3,42	0,53	2,89	0,51	1,35	0,2	1,14
NXT 156	8,2	1,57	7,26	1,08	6,11	1,16	3,47	0,55	3,29
NXT 162	11,6	2,08	8,61	1,45	7,5	1,46	4,12	0,65	3,93
NXT 173	10,3	1,95	7,8	1,25	6,76	1,21	3,46	0,59	3,55
NXT 189	3,6	0,84	2,96	0,55	2,63	0,5	1,55	0,27	1,56
NXT 190	7,1	1,64	4,18	0,6	2,42	0,32	0,81	0,11	0,63
NXT 194	13	2,83	11,13	1,6	8,39	1,61	4,57	0,59	3,63

	Lu(ppm)	Ba (ppm)	Be(ppm)	Co(ppm)	Cs(ppm)	Ga(ppm)	Hf(ppm)	Nb(ppm)	Rb(ppm)
NX 1	0,29	1091,6	2	53,3	1,3	19,8	3,7	7,7	63,6
NX 3	0,13	124,5	< 1	44	0,2	19,8	1,3	3,1	5,1
NX 04	0,17	2486,1	3	25,5	4,5	44,8	4	16,2	187,3
NX 05	0,35	118,6	1	129,7	0,3	17,7	5	40,4	7,1
NX 30	0,18	2130,2	2	33,3	4	42,7	3,4	14,6	162,7
NX 80	0,15	479,5	<1	51,7	0,7	19,9	1,1	4,6	25,2
NX 135	0,13	212,7	1	71,3	0,5	16,2	1,4	8,4	17,3
Laran 1a	0,16	51,2	< 1	46,6	< 0,1	19,1	1,3	3,1	0,6
Laran 1b	0,18	23,7	< 1	40,5	< 0,1	23,8	1,2	3,3	< 0,5
Laran 1c	0,16	6,8	< 1	52,3	< 0,1	20,5	1,1	3	< 0,5
BUC 1	0,06	66,2	< 1	92,9	0,4	1,4	1,7	0,8	9,9
BUC 2a	0,33	416,6	1	31	1,4	15,6	3,6	30,4	29
ROC 1	0,41	194,4	< 1	50,2	0,2	21,7	5,2	45,5	10,3
MAT 1	0,9	1102,9	2	22,1	1,4	21,4	10,4	38,1	64,8
NXT 143	0,48	4371,4	2	10,6	7,4	20,5	8,7	15,8	217,2
NXT 146	0,54	2226,7	2	55,5	2,2	22,2	6,9	101,4	44,1
NXT 155	0,55	937,5	2	19,6	4,6	21,1	12	17,5	148,3
NXT 10	0,47	619,3	3	12,7	6,4	15	6,8	18	147,4
NXT 84	0,16	70,3	< 1,0	75,9	0,5	21,3	1,3	3,5	14,8
NXT 85	0,46	643,1	2	25,9	3,3	14	4,9	10,5	76,3
NXT 99	0,22	753	2	24,6	2,8	12,1	4,7	15,6	82,3
NXT 120	0,57	841	2	15,7	2,6	17,7	5	14	105,4
NXT 134	0,46	637,4	3	13,5	4,6	23,7	4,7	16,4	134,2
NXT 135	0,33	1008	3	14,8	5,9	20,1	4,5	15,9	198,3
NXT 150	0,16	200,9	< 1,0	45,3	< 0,1	17,7	1,4	3,1	4,8
NXT 156	0,44	950,9	2	22,1	8,3	23,9	7,2	17,9	218,4
NXT 162	0,57	1127,2	3	21,9	4,3	21,2	8,4	23,4	197,1
NXT 173	0,5	644,4	3	19,8	3,6	19	11,1	17	137,6
NXT 189	0,22	803,7	1	80,3	1	10	5,2	10,1	77,7
NXT 190	0,08	298,8	1	50,7	< 0,1	6,4	1,2	14,3	1,4
NXT 194	0,46	122,7	< 1,0	11,1	0,3	8,1	2	8	9,6

	Sn(ppm)	Sr(ppm)	Ta(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	V(ppm)	W(ppm)	Zr(ppm)	Y(ppm)
NX 1	2	947	0,5	5,7	1,3	175	231,1	138,6	22,2
NX 3	1	424,4	0,2	0,3	< 0,1	142	45,3	36	15,3
NX 04	4	85,6	1	1,9	4,8	360	44,1	127	15,3
NX 05	2	305,9	2,5	3,3	1,1	158	72,4	216,4	27,1
NX 30	4	110,1	0,9	0,9	3,7	334	135,8	113,1	15,1
NX 80	< 1	506,8	0,4	0,6	0,1	144	148	37,4	15,5
NX 135	< 1	656,4	0,5	1,2	0,2	157	145,7	38,3	13,8
Laran 1a	< 1	156,1	0,2	0,8	< 0,1	135	59,6	37,2	15,2
Laran 1b	1	48,3	0,2	0,6	0,1	165	52,2	37,6	17,1
Laran 1c	< 1	118,3	0,2	0,7	< 0,1	151	67,4	35,5	16,1
BUC 1	< 1	8,9	0,5	1,7	0,4	5	780	61	4,3
BUC 2a	1	280,8	1,8	2,8	1,3	198	51,6	137,7	26,2
ROC 1	2	153,1	2,7	4	1,9	213	29,4	228,3	32,8
MAT 1	4	66,4	3,4	22,7	3,2	441	38,2	319,6	71,4
NXT 143	3	16,4	1,4	13,5	1,5	62	87,9	260,8	28,2
NXT 146	2	75,9	5,9	19	3,2	109	18,7	255,9	87,7
NXT 155	2	89,9	1,3	17,1	4,2	68	134,9	405	37,2
NXT 10	2	43,2	1,9	12,3	1	77	87,1	245,7	24,5
NXT 84	< 1,0	54,9	0,3	0,4	0,7	159	43,6	42,6	16
NXT 85	1	24,9	1,2	10,5	4,2	122	216,2	165,5	35,5
NXT 99	1	239	1,5	7	1,6	95	245,1	181,9	17,4
NXT 120	2	148,4	1,1	12,6	5,5	446	77,3	173,8	44,1
NXT 134	3	31,5	1,3	16,1	2,3	103	18,8	161,6	29,1
NXT 135	2	9,3	1,2	15,8	1	93	40,4	169,7	25,2
NXT 150	< 1,0	531,4	0,2	0,6	0,1	140	44,4	35,3	15
NXT 156	3	141,8	1,4	17,5	2	78	87,4	261,7	35,8
NXT 162	3	231,7	1,6	20	1,4	70	116,3	286,3	41,1
NXT 173	2	27,6	1,2	17	2,5	54	185,1	373,6	33,8
NXT 189	< 1,0	35,4	0,7	4,9	1	51	747,2	199,4	16,9
NXT 190	< 1,0	11,2	0,9	2,4	0,4	71	216,4	48,7	8,7
NXT 194	< 1,0	599,5	0,6	7,1	1,4	106	84,7	83,3	52



	Mo(ppm)	Cu(ppm)	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Ni(ppm)	As(ppm)	Cd(ppm)	Sb(ppm)	Bi(ppm)
NX 1	0,3	77,1	4	64	10,4	1,3	< 0,1	0,1	< 0,1
NX 3	0,1	75,2	0,7	72	226,3	< 0,5	< 0,1	0,1	< 0,1
NX 04	< 0,1	4,2	0,7	6	12,2	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
NX 05	0,4	47,3	1,7	95	272,8	27,6	0,1	< 0,1	< 0,1
NX 30	< 0,1	12,4	0,5	12	39,2	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
NX 80	0,1	45,2	4,2	63	52,1	< 0,5	0,1	< 0,1	< 0,1
NX 135	0,3	81,9	2,6	57	274,4	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Laran 1a	< 0,1	86,1	1,1	69	193	< 0,5	0,1	< 0,1	< 0,1
Laran 1b	< 0,1	50,1	1,6	105	110,6	1,6	< 0,1	0,1	< 0,1
Laran 1c	0,1	82,1	0,4	75	163,8	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1
BUC 1	0,1	1,6	5,3	2	4,3	0,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1
BUC 2a	0,2	39,4	1,2	79	37,5	2,4	0,2	0,1	< 0,1
ROC 1	0,6	70,1	1,2	115	181,7	1,7	0,2	< 0,1	< 0,1
MAT 1	0,1	169,4	4,6	218	318,2	3,1	0,2	0,2	0,7
NXT 143	< 0,1	2,2	0,7	2	1,2	< 0,5	< 0,1	< 0,1	0,1
NXT 146	< 0,1	16,3	4,6	315	366,9	4,4	0,2	0,1	0,1
NXT 155	< 0,1	20,2	8,7	84	32	1,6	< 0,1	< 0,1	0,2
NXT 10	0,2	16,1	3,4	8	4	< 0,5	< 0,1	0,1	0,2
NXT 84	0,1	97	1,5	156	608,5	2,5	0,1	< 0,1	< 0,1
NXT 85	5,7	38	15	35	19,5	12,4	0,5	0,6	0,3
NXT 99	3,3	25,9	5,4	39	16,8	39,5	0,1	0,1	0,1
NXT 120	5	62,9	35,3	25	39,9	22,2	0,1	2,3	0,2
NXT 134	< 0,1	21,4	28,9	91	33,8	< 0,5	< 0,1	< 0,1	0,2
NXT 135	< 0,1	1,9	2,4	8	6	1,2	< 0,1	0,1	0,3
NXT 150	0,1	75,2	0,4	82	255,4	< 0,5	0,1	0,1	< 0,1
NXT 156	0,2	9,1	4,2	28	21,5	1,4	< 0,1	0,1	0,2
NXT 162	0,3	3,7	3	7	4	0,5	< 0,1	0,1	< 0,1
NXT 173	0,6	16,2	7,6	10	2,5	7,5	< 0,1	0,7	0,2
NXT 189	0,4	6,7	9,2	82	18,8	2,5	0,5	0,1	0,1
NXT 190	0,3	98	2,5	116	235,8	0,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1
NXT 194	0,8	12,1	23,7	17	9,1	17,3	< 0,1	0,3	0,3

	Ag(ppm)	Au(ppb)	Hg(ppm)	Tl(ppm)	Se(ppm)
NX 1	< 0,1	3,2	0,01	0,1	< 0,5
NX 3	< 0,1	< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,5
NX 04	0,1	1,3	0,01	0,1	< 0,5
NX 05	< 0,1	3,5	< 0,1	< 0,1	0,6
NX 30	< 0,1	1,2	0,01	0,1	< 0,5
NX 80	< 0,1	3	0,01	< 0,1	< 0,5
NX 135	< 0,1	0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,5
Laran 1a	< 0,1	0,8	< 0,1	< 0,1	< 0,5
Laran 1b	< 0,1	1,5	< 0,1	< 0,1	< 0,5
Laran 1c	< 0,1	< 0,5	0,01	< 0,1	0,5
BUC 1	< 0,1	0,9	< 0,1	< 0,1	< 0,5
BUC 2a	< 0,1	0,7	< 0,1	< 0,1	0,5
ROC 1	0,1	0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,5
MAT 1	< 0,1	1,1	0,02	< 0,1	0,8
NXT 143	< 0,1	2,2	0,02	0,1	< 0,5
NXT 146	< 0,1	< 0,5	0,01	< 0,1	< 0,5
NXT 155	< 0,1	1	< 0,01	< 0,1	< 0,5
NXT 10	< 0,1	1,9	0,03	0,1	< 0,5
NXT 84	< 0,1	1	0,01	< 0,1	< 0,5
NXT 85	1	7,8	0,14	0,1	18,1
NXT 99	< 0,1	1,1	0,09	< 0,1	0,6
NXT 120	< 0,1	78,6	0,11	0,1	4,7
NXT 134	< 0,1	0,5	0,01	< 0,1	< 0,5
NXT 135	< 0,1	< 0,5	0,01	0,1	< 0,5
NXT 150	< 0,1	< 0,5	0,01	< 0,1	< 0,5
NXT 156	< 0,1	1	0,02	0,1	< 0,5
NXT 162	< 0,1	0,6	0,02	0,1	< 0,5
NXT 173	< 0,1	< 0,5	0,04	0,1	< 0,5
NXT 189	< 0,1	0,9	0,06	0,1	< 0,5
NXT 190	< 0,1	< 0,5	0,05	< 0,1	< 0,5
NXT 194	< 0,1	2,1	0,27	0,1	6,8

## **COMENTÁRIOS:**

A etapa de conversão dos formatos arquivos acarretou na perda de resolução deturpando suas tonalidades originais. O autor está disponível para maiores esclarecimentos e discussões científicas.

Contato: [marcelofs.geo@hotmail.com](mailto:marcelofs.geo@hotmail.com)/55(61)98418464

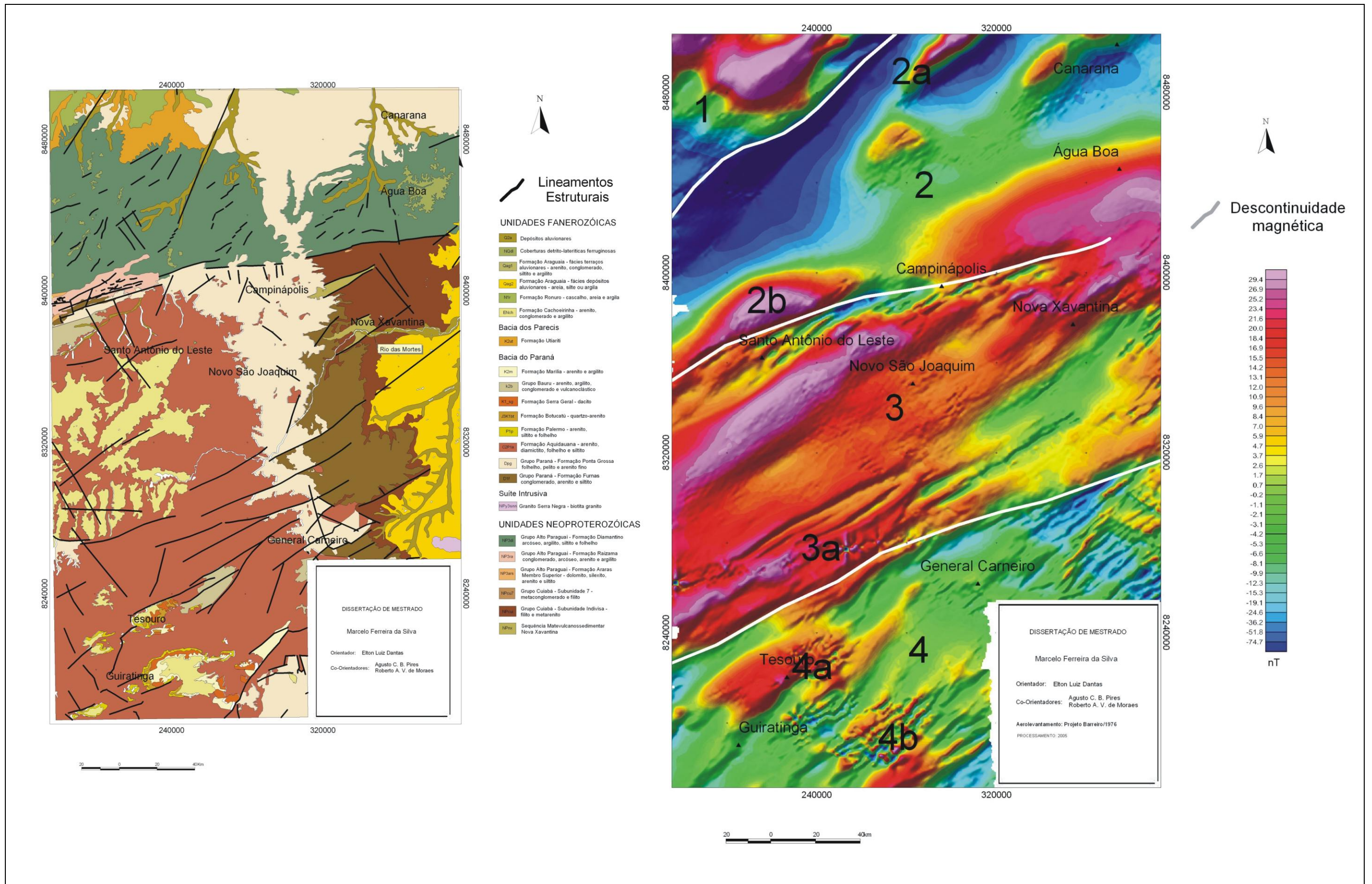


Figura 3.3 – Imagem do campo magnético anômalo mostrando os diferentes blocos e as principais descontinuidades magnéticas, a esquerda é o mapa geológico do Mato Grosso, com os limites semelhantes ao polígono delimitado do Projeto Barreiro (Fonte CPRM 2004).

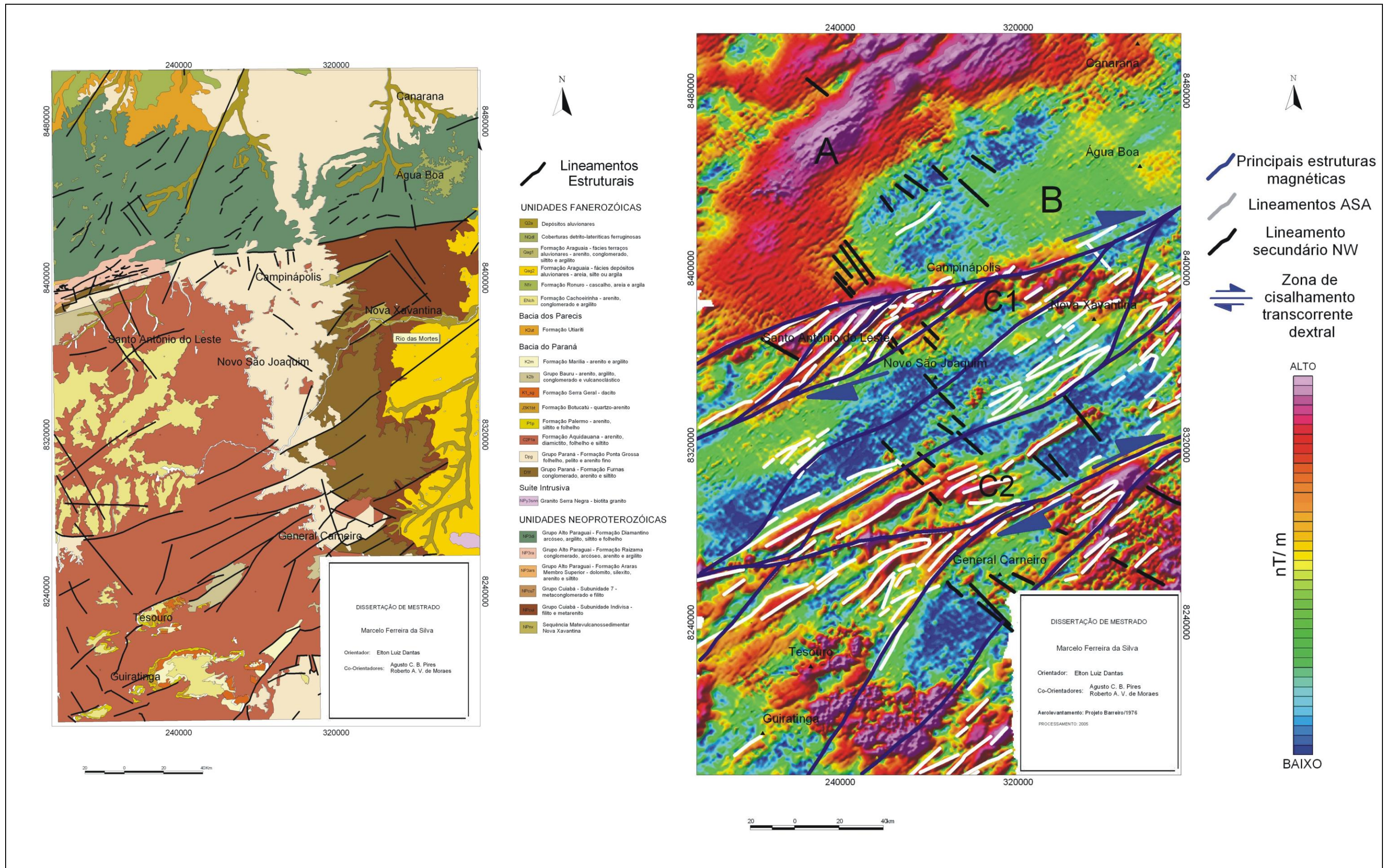


Figura 3.10 – Arranjo magneto-estrutural interpretado sobreposto à imagem da amplitude do sinal analítico, mostrando as principais zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais, podendo observar também um grande sigmóide no centro da imagem. O mapa geológico do estado do Mato Grosso com os limites semelhantes ao polígono do Projeto Barreiro posicionado a esquerda é utilizado como comparação e localização.

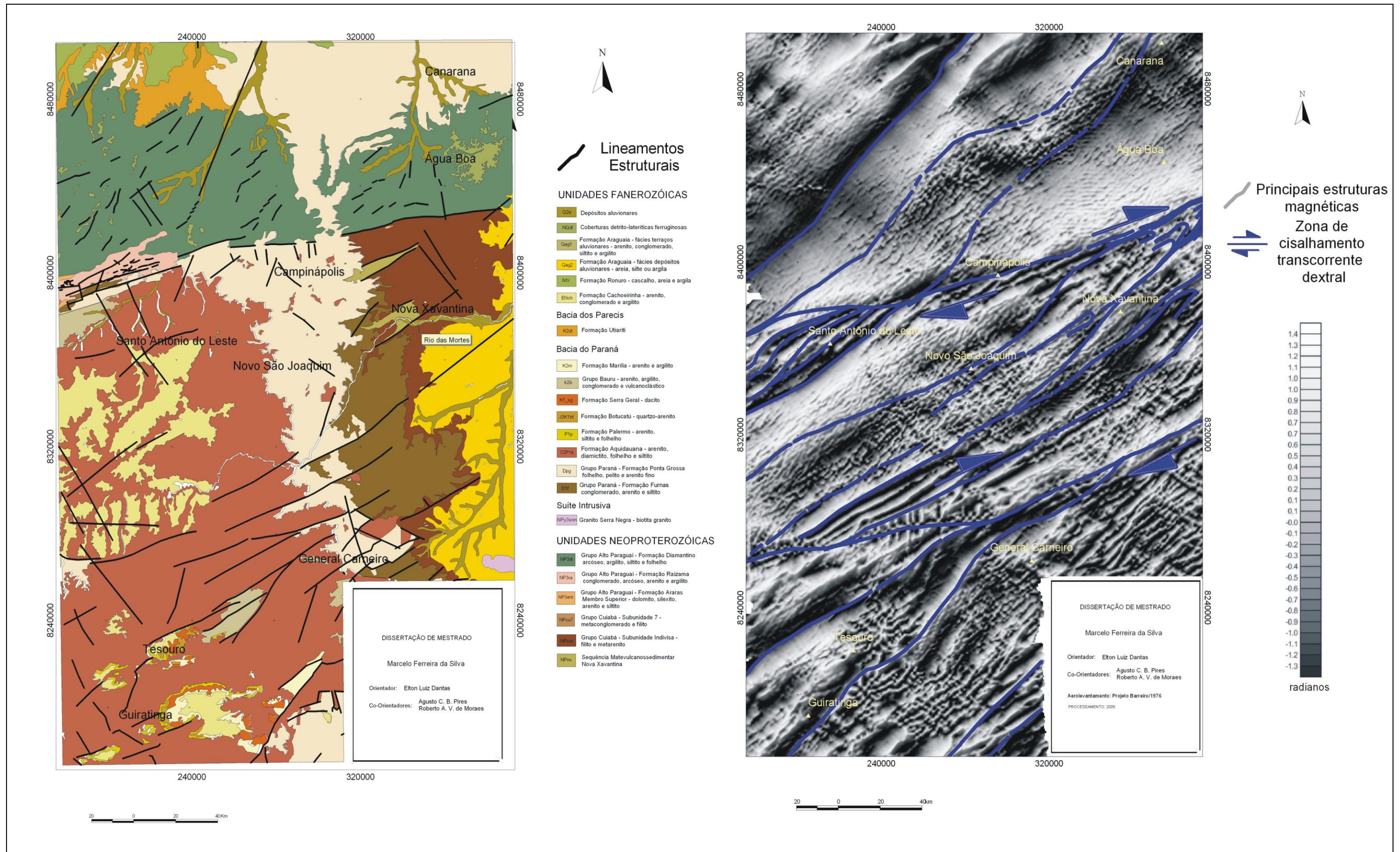


Figura – 3.14 – Arranjo magneto estrutural interpretado sobreposto à imagem da inclinação do sinal analítico com os principais lineamentos magnéticos delineados pela cor azul, com indicador cinemático dextral e a esquerda deste o mapa geológico do Mato Grosso com limites semelhantes ao polígono do Projeto Barreiro, sendo usado como comparação e localização.

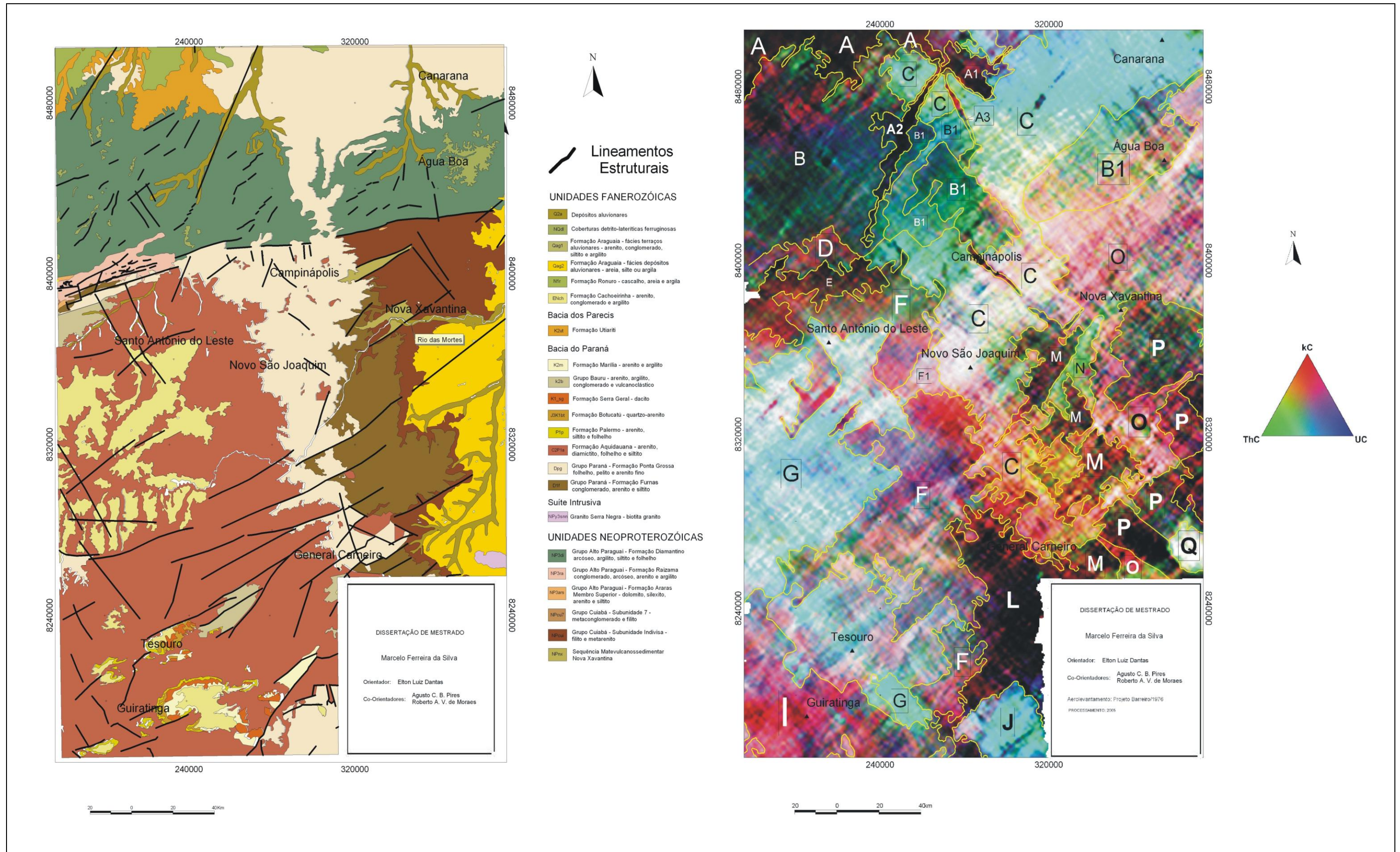


Figura 3.18 – Imagem gamaespectrométrica ternária RGB a direita, mostrando os seus principais domínios e sua correlação com o mapa geológico do estado do Mato Grosso (CPRM 2004), os limites do mapa são semelhantes ao polígono delimitado pelo Projeto Barreiro

Autor: MARCELO FERREIRA DA SILVA

Título da dissertação: AEROGEOFÍSICA, LITOGEOQUÍMICA E GEOLOGIA NA  
CARACTERIZAÇÃO DO RIFTE INTRACONTINENTAL DA FAIXA PARAGUAI

Número da dissertação: 221

Nome do Curso: Geologia

Data da defesa: 9/02/2007

Nome do orientador: Elton Luiz Dantas

Palavras chaves em português: Integração de dados aerogeofísicos e litogeoquímicos no estudo de um rifte intracontinental na Faixa Paraguai.

Palavras chaves em inglês: Integration of airborne geophysical data and litogeochemistry in the intracontinental study of one rift is the Paraguay Belt.

Área de trabalho de dissertação: geologia regional e geofísica.



# Resumo

A integração de dados aerogeofísicos e de litogeoquímica permitem propor um modelo de evolução geotectônica considerando a abertura de um rifte intracontinental na Faixa Paraguai. A presença de rochas vulcânicas básicas e piroclásticas ácidas concentradas na região dos Araés, município de Nova Xavantina, sudeste do estado do Mato Grosso, sugerem o envolvimento de múltiplas fontes mantélicas na geração do magmatismo bimodal na área. A presença de uma pluma mantélica na base da crosta continental é requerida para explicar a assinatura geoquímica dos basaltos encontrados na região (continental flood basalts e tipo OIB), bem como, a tentativa de abertura e formação de crosta oceânica durante a evolução do rifte é sugerida pela presença de basaltos toleíticos com assinatura de MORB.

O processamento dos dados dos temas aeromagnéticos de campo anômalo, amplitude do gradiente horizontal total, amplitude do sinal analítico e inclinação do sinal analítico auxiliaram na caracterização das feições estruturais da região e o delineamento dos corpos magnéticos, delimitando os limites do rifte, orientado na direção EW, e que posteriormente foram reativados formando extensas zonas de cisalhamento com indicadores cinemáticos dextrais.

A identificação de uma estrutura anelar delimitando as rochas vulcânicas na região do Garimpo dos Araés sugere a presença de uma caldeira ignimbrítica formada no início da abertura do rifte e tem implicações metalogenéticas para a prospecção na região.

# Abstract

The integration of airborne geophysical data and litogeochemistry allows to consider a model of geotectonic evolution considering the intracontinental opening of one rift in the Paraguay Belt. The presence of concentrated basic volcanic and acid piroclásticas rocks in the region of the Araés, county of Nova Xavantina, Southeast of the state of the Mato Grosso, suggest the involvement of multiple mantelic sources in the generation of the bimodal magmatism in the area. The presence of a mantle plume in the base of the continental crust is required to explain the geochemistry signature of the basalts found in the region (continental flood basalts and OIB Type), as well as, the opening attempt and formation of oceanic crust during the evolution of the rift is suggested by the presence of tholeiitic basalt with MORB signature.

The processing of airborne data of the magnetic anomalous field, amplitude of the total horizontal gradient, amplitude of the analytical signal and inclination of the analytical signal had assisted in the characterization of the structural features of the region and the delineation of the magnetic bodies, delimiting the limits of the rift, in direction EW, and that later had been reactivated forming extensive shear zones with dextral kinematics indicators.

The identification of a ring structure delimiting the volcanic rocks in the region of Garimpo of the Araés suggests the presence of a ignimbritic caldera established at the beginning of the rift opening and has metalogenetic implications for the prospection in the region.