



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA, GEOLOGIA ESTRUTURAL E AEROGEOFÍSICA DA
PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ, PROVÍNCIA MARONI-
ITACAIÚNAS**

**Dissertação apresentada por:
CRISTIANE SILVA DE SOUSA**

**BELÉM
2008**



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROLOGIA, GEOLOGIA ESTRUTURAL E
AEROGEOFÍSICA DA PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO
BACAJÁ, PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

CRISTIANE SILVA DE SOUSA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **30/09/2008**

Comitê de Dissertação:

Dr. CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS (Orientador-UFPA)

Dr. MARCELO LACERDA VASQUEZ (CPRM-SUREG-PA)

Dr. SÉRGIO PACHECO NEVES (UFPE)

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

S725p Sousa, Cristiane Silva de
Petrologia, geologia estrutural e aerogeofísica da porção Leste do
Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas / Cristiane Silva de
Sousa – 2008

xii, 160 f. : il.; 2 mapas.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Programa
de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

Orientador; Carlos Eduardo de Mesquita Barros.

1 Fácies petrográficas. 2. Aerogeofísica 3. Granitóides. 4.
Deformação 5. Província Maroni-Itacaiúnas. 6. Domínio Bacajá. I.
Universidade Federal do Pará. II. Barros, Carlos Eduardo de
Mesquita, Orient. III. Título.

CDD 20. ed.:552.3

*“Qualquer criança me desperta
dois sentimentos: ternura pelo
que ela é e respeito pelo que
poderá vir a ser”*

*LOUIS PASTEUR (1822-1895),
químico francês*

*A minha princesa Anamaya,
principal razão da minha vida*

AGRADECIMENTOS

Diante de todas as dificuldades para a conclusão deste trabalho não poderia deixar de expressar meus sinceros agradecimentos às pessoas e entidades que contribuíram para esta dissertação de mestrado:

À CPRM- Serviço Geológico do Brasil que me concedeu a oportunidade de cursar o mestrado, e que espero poder retribuir a altura, fazendo o melhor e o que mais gosta na profissão de geólogo, que é o mapear e buscar o significado geológico das rochas.

Ao curso de Pós-Graduação pela disponibilidade da infra-estrutura do Instituto de Geociências.

Ao Programa de apoio a núcleos de excelência (PRONEX). CNPq - FINEP CAPES (Proj. 103/98 Proc. 66.2103/1998-0) pelo apoio financeiro nos trabalho de campo.

Aos coordenadores do projeto financeiro do CNPq (Auxílio à Pesquisa Nº 467104/00-0) e do CT-Mineral FINEP 01/2001 que financiou as análises químicas.

Ao meu orientador Cadu pela confiança, paciência, incentivo para não desistir de realizar este trabalho.

A todos os amigos de mestrado e doutorado, em especial a Valéria e Desaix pelas discussões e sugestões.

Aos amigos da CPRM Marcelo, Jaime, Lucia, Cíntia, Regina, Reinado pela amizade, companheirismo, conselhos e discussões geológicas em meio aos nossos “coffee break”.

A minha mãe Maria do Socorro e irmã Giselly pelo amor e apoio que me deram durante todos os momentos de minha vida.

Ao meu companheiro, amigo, confidente Elielson, pela pessoa maravilhosa, dedicada, amorosa e compreensiva que é me apoiando em todas as fases desta dissertação.

A minha querida filha Anamaya Sousa Oliveira, pela grande alegria de vê-la crescer.

A Deus por tudo.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	p.
AGRADECIMENTOS	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	ix
ABSTRACT	1
	3

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO	05
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	06
1.2. OBJETIVOS	08
1.3. MATERIAIS E MÉTODOS	09
1.3.1. Pesquisa bibliográfica	09
1.3.2. Mapeamento geológico	09
1.3.3. Petrografia	09
1.3.4. Geoquímica	10
1.3.5. Geologia estrutural	11
1.3.6. Sensoriamento remoto	12
1.3.7. Dados aerogeofísicos	13

CAPÍTULO 2

2. GEOLOGIA REGIONAL	17
2.1. APRESENTAÇÃO	17
2.2. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E GEOCRONOLÓGICA DO CRÁTON AMAZÔNICO	17
2.3. PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS	22
2.4. TRABALHOS ANTERIORES	23

CAPÍTULO 3

3. AEROGEOFÍSICA	33
3.1. GAMAESPECTROMETRIA	33
3.1.1. Aplicação dos Dados Aerogamaespectrométricos	33

3.1.2. Interpretação dos dados Gamaespectrométricos	35
3.1.3. Mapa dos Domínios Gamaespectrométricos	43
3.2. MAGNETOMETRIA	45
3.2.1. Aplicação dos Dados Aeromagnetométricos	46
3.2.2. Análise e Interpretação dos Dados Magnetométricos	46
3.2.2.1. Domínios Magnéticos	47
3.2.2.2. Lineamentos Magnéticos	49
3.2.2.3. Espectro de Potência Ponderado Radialmente	49
3.3. INTREGRAÇÃO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS	51

CAPÍTULO 4

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	55
4.1. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MACROSCÓPICAS	55
4.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MESOSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS	58
4.2.1. Granitóides	58
4.2.1.1. Feições Microtectônicas	66
4.2.2. Gnaisses	71
4.2.2.1. Feições Microtectônicas	72
4.2.3. Anfibolitos	73
4.2.4. Quartzitos	76
4.2.5. Diques Básicos	76
4.3. DISCUSSÕES	77

CAPÍTULO 5

5. PETROGRAFIA	81
5.1. SIENOGRANITOS	81
5.2. MONZOGRANITOS	85
5.3. GRANODIORITOS	99
5.4. TONALITOS	105
5.5. ROCHAS CHARNOQUÍTICAS	108
5.6. GNAISSES	114
5.7. QUARTZITOS	117
5.8. ANFIBOLITOS	118

5.9. DIQUES MÁFICOS	118
5.10. DISCUSSÃO	119

CAPÍTULO 6

6. GEOQUÍMICA	122
6.1. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES	122
6.2. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS	127
6.3. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS	130
6.4. DISCUSSÃO	132
6.5. TIPOLOGIA	133
6.6. AMBIENTE TECTÔNICO	135
6.7. PETROGÊNESE	138

CAPÍTULO 7

7. INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEFÍSICOS E GEOLÓGICOS.....	142
---	------------

CAPÍTULO 8

8. CONCLUSÕES.....	144
---------------------------	------------

CAPÍTULO 9

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	147
---	------------

ANEXO 1 - MAPA DE PONTOS DE CAMPO

ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

p.

CAPÍTULO 1

Figura 1.1. Mapa de localização da área de trabalho	07
Figura 1.2. Localização do Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuêre	14
Figura 1.3. Fluxograma das principais etapas desenvolvidas no processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto Anapu-Tuerê	16

CAPÍTULO 2

Figura 2.1. Mapa do Cráton Amazônico e suas Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico conforme modelo de Tassinari & Macambira 2004.	20
Figura 2.2. Mapa de províncias geocronológicas do Cráton Amazonas conforme modelo de Santos <i>et al.</i> 2006	21
Figura 2.3. Mapa dos domínios das províncias geocronológicas da porção central e sudeste do Cráton Amazônico e adjacências	23
Figura 2.4. Mapa geológico da porção leste da região de Bacajá	27
Figura 2.5. Mapa geológico da porção oeste da região de Bacajá	28
Figura 2.6. Mapa Geológico do domínio Bacajá	31

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. Imagens gamaespectrométricas dos canais de Tório, Urânio e Potássio .	37
Figura 3.2. Imagem do canal de Contagem Total e Mapa dos domínios gamaespectrométricos	38
Figura 3.3. Imagens das razões Th/K, U/Th e U/K	41
Figura 3.4. Imagem Ternária da composição RGB (K, U, Th) e Imagem Ternária da composição CMY (K, U, Th)	42
Figura 3.5. Mapa dos domínios gamaespectrométricos baseados principalmente nas imagens ternárias de K, U e Th	44
Figura 3.6. Principais domínios magnéticos individualizados a partir do campo total reduzido ao pólo	48
Figuras 3.7. Principais lineamentos magnéticos extraídos das derivadas horizontais (x e y) e derivada vertical (z)	50
Figura 3.8. Espectro da potência do campo magnético residual com as respectivas profundidades estimadas	51
Figura 3.9. Mapa da integração dos resultados dos mapas gamaespectrométricos e magnetométricos	54

CAPÍTULO 4

Figura 4.1. Imagem de radar (SRTM) evidenciando a direção principal dos lineamentos NW-SE do Domínio Bacajá	56
Figura 4.2. Mapa de trajetórias da foliação da área trabalhada	57

Figura 4.3. Diagramas de pólo e curvas de isofrequências das foliações e lineações mineral dos granitóides e gnaisses	58
Figura 4.4. Acamamento rítmico em Biotita monzogranito	61
Figura 4.5. Aspecto da foliação S ₁	61
Figura 4.6. Dobras assimétricas ptigmática e abertas	63
Figura 4.7. Titanita biotita monzogranito milonítico mostrando foliação S-C com cinemática inversa	63
Figura 4.8. Hornblenda monzogranito milonítico mostrando porfiroclastos de feldspato alcalino contornado por sombras de deformação	64
Figura 4.9. Enderbita apresentando banda de cisalhamento sinistral deslocando a foliação S ₁	64
Figura 4.10. Biotita hornblenda granodiorito com banda de cisalhamento conjugada	65
Figura 4.11. Leucomonzogranito afetado por falha protoclastica	65
Figura 4.12. Feições macro e microscópicas do Biotita monzogranito	67
Figura 4.13. Fotomicrografia de plagioclásio com extinção ondulante e com leve arqueamento em suas maclas e simplectitos	67
Figura 4.14. Fotomicrografia de cristais de quartzo com subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez e feições manto e núcleo em cristais de microclina	69
Figura 4.15. Fotomicrografia mostrando contatos interlobados entre cristais e biotita com bordas de reação	70
Figura 4.16. Fotomicrografia de porfiroclasto de microclina com cauda de recristalização assimétrica e foliação milonítica	71
Figura 4.17. Gnaiss granodiorítico bandado com ondulações	72
Figura 4.18. Fotomicrografia mostrando feições microtectônica nos gnaisses	73
Figura 4.19. Mapa de localização da ocorrência de xenólitos	74
Figura 4.20. Feições estruturais meso e microscópicas nos xenólito de anfibolitos ..	75
Figura 4.21. Fotomicrografia de quartzito ultramilonítico	76

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M para as rochas ígneas plutônicas	84
Figura 5.2. Mapa de pontos com classificação petrográfica das rochas estudadas	87
Figura 5.3. (a) Aspecto macroscópico do leucomonzogranito	88
Figura 5.3. (b) Microfalhas perpendiculares ao maior eixo do cristal de microclina	88
Figura 5.3. (c) Cristal de plagioclásio com <i>kink bands</i>	88
Figura 5.3. (d) Cristal de allanita subédrico metamictizado	88
Figura 5.4. (a) Biotita monzogranito com foliação moderada a fraca	91
Figura 5.4. (b) Fotomicrografia de plagioclásio e quartzo com bordas de grãos poligonais	91
Figura 5.4. (c) Fotomicrografia mostrando antipertitas em plagioclásio	91
Figura 5.4. (d) Biotita mostrando feições de reação com minerais opacos (rutilo) ...	91
Figura 5.5. (a) Foliação marcada pela estiramento dos porfiroclastos de feldspato e quartzo nos hornblenda monzogranitos	94
Figura 5.5. (b) Protomilonítico com porfiroclastos de microclina contornados por neoblastos	94
Figura 5.5. (c) Fotomicrografia de cristais de hornblenda e allanita corroídos e	94

sendo substituídos por opacos	94
Figura 5.5. (d) Fotomicrografia de hornblenda com bordas corroídas	94
Figura 5.6 (a) Foliação S ₀ concordante a S ₁ nos hornblenda-biotita monzogranitos	96
Figura 5.6. (b) Plagioclásio apresentando maclas interrompidas e forte saussuritização	96
Figura 5.6. (c) Simplectito no contato da hornblenda com plagioclásio	96
Figura 5.6. (d) Recristalização de borda na hornblenda marcada pela substituição de biotita, biotita e opacos recristalizados ao longo da S ₁	96
Figura 5.7. (a) Foliação milonítica no titanita-biotita monzogranito	99
Figura 5.7. (b) Fotomicrografia da foliação milonítica marcada por fitas de quartzo e caudas de neoblastos	99
Figura 5.7. (c) Fotomicrografia (luz natural) de porfiroclastos sigmodais de titanita impregnados de minerais opacos e microclina	99
Figura 5.7. (d) Fotomicrografia (nicóis x) de porfiroclastos sigmodais de titanita impregnados de minerais opacos e microclina	99
Figura 5.8. (a) Fotomicrografia de biotita granodiorito com textura granular alotriomórfica	102
Figura 5.8. (b) Fotomicrografia de plagioclásio com maclas levemente arqueadas ..	102
Figura 5.9. (a) Fotomicrografia de hornblenda-biotita granodiorito. com textura granular hidiomórfica orientada	104
Figura 5.9. (b) Fotomicrografia de porfiroclastos de microclina com textura manto-núcleo	104
Figura 5.10. (a) Fotomicrografia de biotita tonalito com textura granolepidoblástica orientada	106
Figura 5.10 (b) Fotomicrografia de cristais de plagioclásio com maclas curvadas ...	106
Figura 5.11. Fotomicrografia de hornblenda com aspecto poiquilítico	108
Figura 5.12. (a) Charnoquitos com foliação S ₁ bem desenvolvida	113
Figura 5.12. (b) Fotomicrografia de cristal de feldspato potássico mesopertítico alongado segundo à foliação	113
Figura 5.12. (c) Fotomicrografia de ortopiroxênio corroído e parcialmente alterado para anfibólio e opacos	113
Figura 5.13. (a) Fotomicrografia do charno-enderbitos com textura granoblástica e cristais de clinopiroxênio com formas amebóides e impregnados de minerais opacos	114
Figura 5.13. (b) Fotomicrografia de ortopiroxênio fortemente alterado para hornblenda e opacos	114
Figura 5.14. Fotomicrografias de enderbitos com textura nemato-granoblástica	114
Figura 5.15. (a) Bandamento gnáissico com porfiroblastos de granada	116
Figura 5.15 (b) Gnaisse granodiorítico com biotita anédrica marrom avermelhada .	116
Figura 5.15. (c) Biotita com bordas de reação nos contatos com plagioclásio	116
Figura 5.16. Serra da Fumaça constituída essencialmente de quartzitos	117
Figura 5.17. Fotomicrografia de quartzito ultramilonítico	117
Figura 5.18. (a) Fotomicrografia dos anfibólios fortemente orientados	118
Figura 5.18. (b) Ortopiroxênios fortemente fraturados	118
Figura 5.19 (a) Dique de diabásio de espessura milimétrica cortando biotita monzogranito	119
Figura 5.19. (b) Fotomicrografia de cristais de plagioclásio ripiformes	119

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Diagramas de variação óxidos vs. sílica (elementos maiores)	125
Figura 6.2. Diagrama de Maniar & Piccoli (1989)	127
Figura 6.3. Diagramas de variação óxidos vs. sílica (elementos traços	128
Figura 6.4. Diagramas de Rb vs. Sr e (B) Sr vs. Ba dos granitóides estudados	129
Figura 6.5. Diagrama de multi-elementos segundo o condrito de Taylor & McLennan (1985)	130
Figura 6.6. Diagramas de ETRs dos granitóides estudados	131
Figura 6.7. Diagrama de SiO ₂ vs. CaO e Na ₂ O + K ₂ O (Peacock, 1931)	134
Figura 6.8. Diagrama Log [CaO/(Na ₂ O + K ₂ O)] vs. SiO ₂ (Brown, 1982)	134
Figura 6.9. Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O (Le Maitre <i>et al.</i> 1989)	135
Figura 6.10. Diagramas Nb vs. Rb e Rb vs. Nb+Y. Pearce <i>et al.</i> (1984), Pearce (1996) ...	137
Figura 6.11. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico aplicado às rochas estudadas (a) Thiéblemont & Téguy (1994), (b) Thiéblemont & Cabanis (1990)	137
Figura 6.12. Diagrama de log CaO/(Na ₂ O+K ₂ O) vs. SiO ₂ (Brown <i>et al.</i> 1984)	137
Figura 6.13. Diagrama multi-elementar comparado com os de ambiente de arco vulcânico de Pearce <i>et al.</i> (1984)	138
Figura 6.14. Diagrama relacionando Rb vs. Sr, Ba Y e Yb	140

TABELAS

CAPÍTULO 1

Tabela 1.1. Síntese das principais características do Sensor ETM ⁺ do Landsat 7	12
--	----

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1. Domínios gamaespectrométricos e suas associações geológicas	43
---	----

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1. Composições modais dos granitóides estudados	83
--	----

CAPÍTULO 6

Tabela 6.1. Análises litoquímicas dos granitóides estudados	123
Tabela 6.2. Norma CIPW com as proporções de minerais formadores das rochas estudadas	126
Tabela 6.3. Comparação entre os valores de R ² das funções lineares e polinomiais para os diagramas de variação dos elementos maiores e traço	126

RESUMO

O Domínio Bacajá está situado na porção centro-leste do Estado do Pará na parte sul da Província Maroni-Itacaiúnas, na qual ocorrem rochas orogenéticas paleoproterozóicas e arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico. A área estudada se localiza no município de Novo Repartimento, a sul da localidade de Maracajá, onde afloram monzogranitos, granodioritos, tonalitos, assim como quartzitos, granulitos e gnaisses. Anfibolitos ocorrem como xenólitos em granitóides. Diques de diabásio afloram localmente.

Os dados aerogeofísicos permitiram aprimorar a cartografia da área. As estruturas magnéticas, principalmente das derivadas horizontais (x,y) e vertical (z), evidenciam lineamentos WNW-ESE, coincidente com as estruturas regionais. Os lineamentos de direções NE-SE representam diques máficos. Os canais de K, U, Th, Contagem Total e Ternários (RGB e CMY) permitiram a individualização de dez domínios gamaespectrométricos. Os granitos com biotita e gnaisses têm valores radiométricos altos. Nos locais de leucomonzogranitos e de granitos com hornblenda os valores de radioatividade são moderados a baixos, ao passo que nos quartzitos os valores são moderados a baixos.

Os granitóides estudados têm foliação penetrativa em escala regional, com direções NW-SE a WNW-ESE e mergulhos geralmente subverticais. Acamamento primário com mergulhos de baixo e alto ângulos evoluem para foliação secundária e zonas miloníticas concordantes. A lineação mineral é fraca e possui baixo ângulo de caimento. Na escala microscópica nota-se transição da deformação em estágio não completamente consolidado para a deformação no estágio sólido.

A análise dos elementos estruturais dos granitóides refletem contemporaneidades entre a deformação regional e a colocação de grande volume de magma intermediário a félsico, onde a penetratividade, em escala regional, da foliação impressa nas rochas e a homogeneidade desta foliação na escala de afloramento são feições muito comuns em cinturões plutônicos sintectônicos, geralmente encontrados em arcos magmáticos.

Quatorze fácies petrográficas são descritas entre os granitóides, podendo traduzir a presença de vários plútons. Estas rochas são metaluminosas, cálcio-alcálicas de médio a alto potássio e se distinguem por altos teores de elementos terras raras leves e concentrações baixas de terras raras pesadas. As anomalias negativas de Eu são muito pequenas ou estão ausentes. Os granitóides mostram feições petrográficas, geoquímicas e estruturais que permitem sugerir um ambiente de arco magmático para a região estudada, com a colocação dos granitóides contemporânea a esforços compressivos.

Palavras-chaves: Fácies Petrográficas. Aerogeofísica. Granitóides. Deformação. Província Maroni-Itacaiúnas. Domínio Bacajá.

ABSTRACT

The Bacajá Domain is located in the central-eastern part of the Pará State, in the southern part of the Maroni-Itacaiúnas Province, which is characterized by a large exposure of Paleoproterozoic and Archean rocks reworked during the Transamazonian Cycle Orogeny.

The study area is situated in the Novo Repartimento town, to the south of the Maracajá village, where monzogranites, granodiorites and tonalites, as well as quartzites, granulites and gneisses are exposed. Amphibolites occur as xenoliths in the granitoids. Diabase dikes are found locally.

Aerogeophysical data obtained has improved the cartography of the mapped area. The magnetic structures, mainly determined from the horizontal (x, y) and vertical derivatives (z), evidence a major set of lineaments trending WNW-ESE, consistent with the regional structures. NE-SW lineaments comprise mafic dikes. Maps of potassium, uranium and thorium channels, total count and ternary (RGB, CMY) has allowed the individualization of ten gamma-spectrometric domains. High radiometric values correspond to biotite-granites and gneisses. Leucomonzogranites, hornblende granites and quartzites show moderate to low radiometric values.

A penetrative foliation is recognized at regional scale in the granitoids and displays NW-SE and WNW-ESE strikes, generally with subvertical dips. Primary layering showing gentle to steep dip evolves to a secondary foliation and to mylonitic zones, both concordant. The mineral lineation is weak and have gentle plunges. Microstructural features indicate a transition from magmatic flow to solid-state deformation during the development of foliations in granitoids.

Structural analysis of the granitoids suggests that the regional deformation and the emplacement of great volume of intermediate to felsic magma were contemporaneous. Pervasive foliation at the regional scale and homogeneous foliation at the outcrop scale are very common features in syntectonic plutonic belts, and generally generated in a magmatic arc setting.

Fourteen petrographic facies are recognized in the granitoids, so they can represent several plutons. These rocks are metaluminous, medium-to high K calc-alkaline and distinguished by high light REE and low heavy REE contents. Eu negative anomalies are very weak or absent.

Petrological, geochemical and structural features of the granitoids suggest a magmatic arc environment for the studied region, and that granitoid emplacement is contemporaneous with a compressive tectonic event.

Keywords: Petrographic Facies. Aerogeophysical. Granitoids. Deformation. Maroni-Itacaiúnas Province. Bacajá Domain.

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) no domínio da Província Geocronológica Maroni-Itacaiúnas, a qual se estende desde o norte da Serra dos Carajás até o nordeste da Venezuela, representando um extenso cinturão orogênico transamazônico de idade 2,20-1,95 Ga (Tassinari & Macambira 2004). Na porção sul-sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas está o Domínio Bacajá, que compreende granitóides, rochas supracrustais, ortogranulitos e rochas charnoquíticas paleoproterozóicas relacionadas ao Ciclo Transamazônico, com remanescentes de gnaisses arqueanos associados (Vasquez *et al.* 2008).

O Domínio Bacajá vem sendo alvo de sucessivos estudos geológico nos últimos anos, por tratar-se de uma área chave para o entendimento do limite entre os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos.

Esta região conta com levantamentos geológicos realizados durante a década de 1970 pelo Projeto RADAM do IBGE (Issler *et al.* 1974, Silva *et al.* 1974, Santos *et al.* 1975, entre outros) e do Projeto Integração Geológico-Geofísica do Sul do Pará da CPRM/DNPM (Martins & Araújo 1979). Levantamentos geológicos sistemáticos na escala 1:250.000 foram executados no final da década de 1980 e 90 pela CPRM/DNPM em áreas que englobam parcialmente o domínio. Em 2003, o Serviço Geológico do Brasil-CPRM utilizou as informações desses projetos e as novas informações geológicas obtidas na BR-230 e algumas transversas dessa região e integraram em um novo projeto, o qual se encontra em ambiente de sistema de informação geográfica (SIG) chamado GIS do Brasil (Bizzi *et al.* 2003) na escala de 1:2.500.000 e posteriormente atualizadas em cartas geológicas ao milionésimo na escala 1:1.000.000 (Schobbenhaus *et al.* 2004). Em 2004, a CPRM realizou o levantamento Aerogeofísico Anapu-Tuêre de alta resolução, localizado na parte central do estado do Pará, cobrindo uma área de aproximadamente 25.000 km², onde a área de estudo está inserida.

Atualmente a CPRM está finalizando o projeto Mapa Geológico do Estado do Pará na escala 1:1.000.000, onde foram mapeadas área de menor conhecimento

geológico (Vasquez *et al.* 2006), incluindo regiões que compreendem o Domínio Bacajá foram escolhidas pelo projeto.

Tendo em vista a escassez de informações detalhadas sobre as rochas do Domínio Bacajá, e com a disponibilidade de dados aerogeofísicos de qualidade, se fez necessário um mapeamento geológico em escala de detalhe, onde o objetivo foi o de aprofundar o conhecimento desta região a partir da integração de dados aerogeofísicos com dados petrográficos, geoquímicos e estruturais; descrições e discussões mais detalhadas das estruturas presentes, assim como a caracterização petrográfica e geoquímica no intuito de propor modelos para tentar compreender a origem dos magmas das rochas graníticas da área.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

A área proposta para o trabalho está localizada na porção centro-leste do Estado do Pará, a aproximadamente 500 km da cidade de Belém, a sudoeste da cidade de Novo Repartimento e sul da localidade de Maracajá, tendo como acesso principal as rodovias estaduais pavimentadas PA-150 e PA-263 e a rodovia federal não pavimentada BR-230 (Mário Andreazza antiga Transamazônica), além de diversas estradas vicinais e ramais que ainda não constam em mapas. A área é limitada a leste pelo rio Arataú e a oeste pelo rio Pacajá. A área mapeada constitui um polígono regular limitado pelas coordenadas 50°24'08,64"/ 04°14'15,47", 50°44'12,12"/ 04°39'41,04" (Figura 1.1).

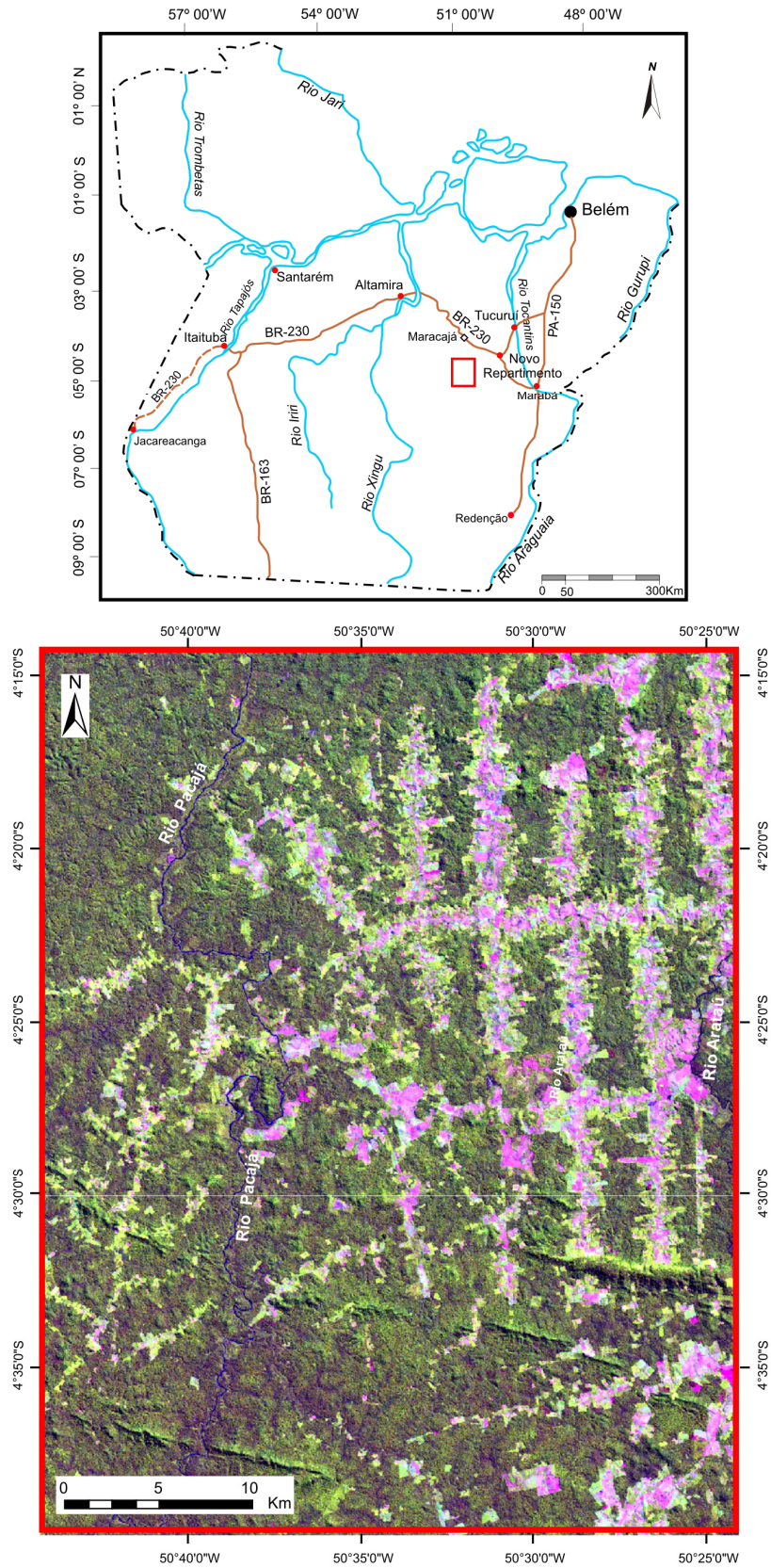


Figura 1.1. Mapa de localização e imagem Landsat 7 ETM+ da área de trabalho.

1.2. OBJETIVOS

Esta dissertação tem como objetivo geral avaliar os produtos integrados radar R99-B-SAR/gama e ETM+Landsat/gama no mapeamento geológico, tectônico e estrutural e gerar um mapa geológico a partir da integração dos produtos gerados a partir dos dados de campo, melhorando a cartografia da área inserida no Domínio Bacajá.

Entre os objetivos específicos podem ser enumerados:

- ◆ A caracterização e interpretação das principais feições estruturais da área estudada;
- ◆ Estabelecer a relação temporal entre magmatismo e deformação regional;
- ◆ A caracterização petrográfica e geoquímica das rochas da área;
- ◆ A caracterização tipológica das rochas graníticas presentes na área no intuito de inferir a origem de seu(s) magma(s);
- ◆ Testar a aplicabilidade da integração de dados petrográficos, geoquímicos e estruturais com dados de sensores remotos e aerogeofísicos. Neste sentido espera-se poder comparar a cartografia de fácies petrográficas com domínios interpretados por meio de dados de sensores remotos.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de alcançar os diversos objetivos enunciados serão utilizados diversos métodos e técnicas de investigação inerentes aos assuntos abordados.

1.3.1. Pesquisa bibliográfica

Leitura de textos sobre a geologia da Província Maroni-Itacaiúnas, assim como de temas concernentes à evolução petrológica e estrutural de granitos paleoproterozóicos e textos referentes à aplicação de sensores remotos e aerogeofísicos no mapeamento geológico.

1.3.2. Mapeamento geológico

Foi realizado mapeamento na escala 1:100.000 na área selecionada, utilizando como apoio folhas topográficas do IBGE, imagens de radar R99-B/SAR (aerolevanteamento realizado pelo SIPAM) e altimetria SRTM, imagens do satélite Landsat 7/ETM+, dados aerogeofísicos gamaespectrométricos (contagem total, Th, U, K) e magnetométricos (sinal analítico e 1ª derivada vertical) na elaboração dos mapas preliminares.

No mapeamento foram feitos perfis ao longo das estradas vicinais com coleta sistemática e criteriosa de amostras para a obtenção de dados petrográficos e estruturais. Foram percorridos estradas e ramais que ainda não constam em mapas. A localização no campo foi realizada com o auxílio de um GPS (*Global Position System*). As medidas de atitudes de elementos estruturais foram obtidas com uma bússola de geólogo.

1.3.3. Petrografia

Foram realizadas descrições macroscópicas das amostras coletadas, com ênfase na identificação dos minerais, textura e transformações mineralógicas com a seleção e confecção de 75 lâminas delgadas para estudo em microscópio petrográfico.

As descrições microscópicas e a análise textural envolveram o reconhecimento de fases minerais, suas relações de contato (Mackenzie *et al.* 1982), estruturas deformacionais (Passchier & Trouw 1996) e, sempre que possível, a definição da ordem de cristalização dos minerais.

Foram realizadas análises modais de 15 amostras de granitóides, utilizando contador de pontos da marca “*Swift*” acoplado ao microscópio petrográfico. Foram priorizadas as amostras selecionadas para o estudo geoquímico. Foram contados em média 1.500 pontos para cada lâmina. As análises modais permitiram caracterizar e classificar melhor os tipos de rochas estudadas por meio da utilização do diagrama QAP seguindo as recomendações da comissão do IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 1989). A localização das amostras laminadas e daquelas em que foram realizadas análises modais constam no Anexo 1.

As rochas metamórficas encontradas na área foram descritas em termos texturais segundo Yardley (1989). O estabelecimento das condições de metamorfismo foi feito baseado em assembléias minerais conforme discutido por diferentes autores (Winkler 1974, Turner *et al.* 1968, Yardley 1989).

1.3.4. Geoquímica

A preparação das amostras selecionadas para a análise geoquímica compreendeu a trituração, pulverização no aparelho *Shater Box*, quartejamento e homogeneização no aparelho *Spex Mix*. Aproximadamente 100 g de cada amostra foram enviados para análise em laboratório comercial (ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.).

Os elementos maiores foram analisados pelo método de Fluorescência de Raios-x e os elementos traços e terras raras bem como Th, Ba e U foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma). A construção de diferentes diagramas geoquímicos foi feito com os programas Excel, em ambiente Windows-XP, Newpet no sistema MS-DOS (D. Clarke, versão 1994 - Mem. Univ. Newfoundland) e Minpet (L. R. Richard, versão 2.02 1988-1997).

Para o tratamento e interpretação dos dados foram seguidas as recomendações

de Rollinson (1993). Foram utilizados diagramas de variação (eg. Harker 1965) envolvendo os óxidos maiores versus sílica no sentido de se verificar possíveis correlações entre estes elementos. A assinatura geoquímica das rochas estudadas foi discriminada a partir da utilização de diagramas multielementares tais como o diagrama de Shand (1969) e Sylvester (1989). Diagramas tipológicos baseados em elementos maiores e traço foram aplicados a fim de se discriminar a tipologia dos granitos em consideração (Pearce *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987). Os dados geoquímicos obtidos foram comparados com dados de granitos pós-arqueanos apresentados por Sylvester (1994). Diagramas de elementos terras raras foram confeccionados no intuito de se discriminar a tipologia das rochas, estimar as possíveis condições de geração dos magmas graníticos e os prováveis processos magmáticos capazes de dar origem aos diferentes tipos de rochas encontradas na área, além de determinar possíveis fases de fracionamento durante a geração e/ou diferenciação dos magmas, para assim se estabelecer, ainda que tentativamente, ambientes geotectônicos favoráveis à geração dos granitos estudados.

1.3.5. Geologia estrutural

Foi priorizada para o levantamento mesoscópio das estruturas planares e lineares (foliação, lineação mineral, assim como das bandas de cisalhamento, dobras, eixos de dobras, etc.) segundo Twiss & Moore (1992). Foram realizadas aproximadamente 80 medidas de foliação e lineação, com o intuito de definir o quadro geométrico das estruturas das rochas estudadas. A identificação dos critérios cinemáticos foi baseada em Simpson (1985).

A identificação de critérios que permitiram estabelecer as relações temporais entre a granitogênese e a deformação regional teve como base os trabalhos de Marre (1982), Castro (1987), Paterson *et al.* (1998, 1991), Vignerresse *et al.* (1996) entre outros. Dentre estes critérios pode ser mencionada a relação entre a deformação e as condições de temperatura (Arzi 1978, Paterson *et al.* 1991), a orientação de grãos em rochas pouco deformadas (Miller & Paterson 1994), e a relação temporal entre veios sinplutônicos e fases de deformação (Gower 1993).

Em laboratório foram realizadas análises de microestruturas de rochas deformadas em seções delgadas orientadas segundo os planos XZ e YZ da deformação finita, visando à caracterização do regime de deformação e processos termotectônicos (Passchier & Trouw 1996). Os dados obtidos no campo e em laboratório foram integrados e plotados em diagramas.

1.3.6. Sensoriamento remoto

Os dados de sensoriamento remoto adotados para a geração dos produtos de integração foram às imagens do sensor ETM+/Landsat 7, os dados de altimetria do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e o aerolevanteamento de radar R99-B/SAR fornecidas pelo SIPAM.

Do sensor ETM+ foi utilizada uma cena da órbita/ponto 224/063, com data de passagem de 09 de julho de 2001 fornecida pela NASA. Na tabela 1.1 são apresentadas as principais características desta imagem. As imagens ETM+ foram submetidas à correção atmosférica pelo método de “subtração do pixel escuro” (Chavez Jr. 1975), geométrica (Jensen 2000) e realce de imagem.

Tabela 1.1. Síntese das principais características do Sensor ETM⁺ do Landsat 7.

Sensor/Satélite	Bandas	Resolução espacial (m)	Ângulo de elevação solar	Ângulo azimutal solar
ETM+Landsat 7	1,2,3,4,5,7 e pancromática	28,50 e 14.25 (pancromática)	49.23°	47.85°

As imagens R99-B/SAR apresentam resolução espacial de 16 metros, com direção de imageamento E-W e visada para S. As imagens foram adquiridas na banda L com polarizações HH e HV. Os dados SAR passaram inicialmente por uma avaliação da qualidade do sinal, onde foram aplicadas as correções necessárias para a remoção de efeitos de distorção típicos de radar (padrão de antena, *layover*, *foreshortening* etc).

As imagens de altimetria SRTM, com resolução de 90 metros, foram utilizadas sempre que houve necessidade de correção dos efeitos topográficos nas imagens SAR e submetidas ao processamento para realce das informações de textura. As imagens foram adquiridas do site da EMBRAPA (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>).

Técnicas de fusão de imagens SAR ou ETM+ e aerogeofísicas foram aplicadas para a geração dos produtos integrados e foram baseadas nos trabalhos realizados por Paradella (1995), Paradella *et al.* (1997), Harris *et al.* (1994), Rencz (1999), Okida (2001), que usaram a transformação IHS (*Intensity, Hue, Saturation*), buscando combinar a informação de textural realçada no SAR proveniente da superfície e refletindo o substrato geológico, com as assinaturas aerogeofísicas relacionadas tanto às unidades litológicas (gamaespectrometria) como também às feições estruturais de superfície e subsuperfície (magnetometria).

1.3.7. Dados aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos fazem parte do Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuerê, realizado no ano de 2004 pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM. A área do levantamento aerogeofísico está contida na parte central do Estado do Pará, localizada na região do médio Xingu (Figura 1.2). O levantamento cobriu uma área de 25.000 km² e aproximadamente 50.000 km de extensão de perfis aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de vôo e controle espaçadas de 0,5 km e 10,0 km respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. A altura de vôo foi de 100 m sobre o terreno. Ao longo dos perfis foram realizadas dez leituras do aeromagnetômetro e uma leitura do gamaespectrômetro por segundo, posicionados com sistema de observação de satélite GPS de precisão melhor do que 10m.

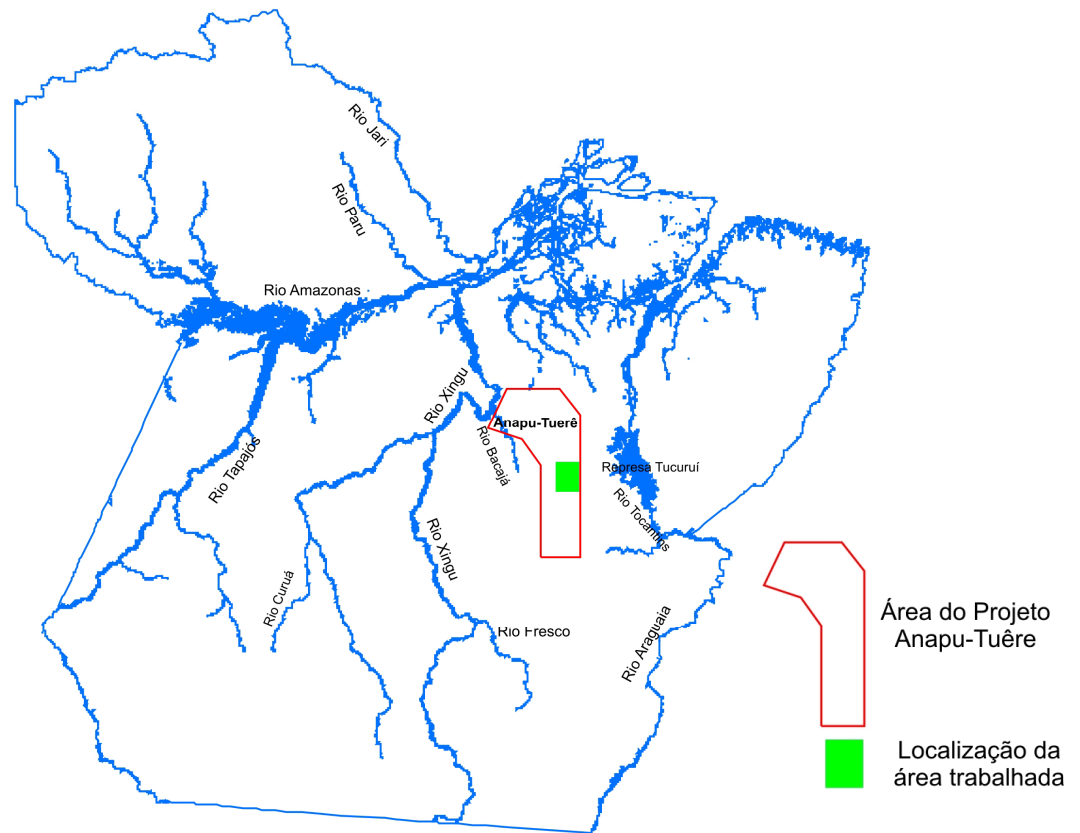


Figura 1.2. Localização do Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuê.

Os métodos de processamento deste trabalho foram baseados em Blum (1999) e Carvalho (2006). Durante o processamento, foram realizados diversos testes para os dados aerogeofísicos, visando melhor à qualidade dos dados. Foram aplicadas diversas transformações lineares principalmente nos dados magnéticos, a fim de fornecer subsídios geofísicos que colaborassem na interpretação geológica-estrutural da área em estudo, onde as principais etapas para a geração das imagens encontram-se resumidas na Figura 1.3.

Os dados foram verificados e avaliados visualmente, em seguida verificadas inconsistências da distribuição das linhas de vôo e sua regularidade no espaçamento. Os dados foram interpolados em uma malha regular, com espaçamento de 125m, utilizando como interpolador os métodos de Mínima Curvatura para os dados gamaespectrométricos e Bidirecional para os dados magnetométricos (GEOSOFT 1995). Posteriormente, os dados foram submetidos às rotinas de micronivelamento desenvolvida por Blum (1999) com base nas técnicas de Minty (1991) para remover erros residuais de nivelamento das linhas de vôo. Em seguida foram aplicados filtros apropriados para cada base de dados (gamaespectrometria e magnetometria) dentre eles a remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field) do campo total. Foram gerados os seguintes produtos: Mapa do Campo Magnético Total Reduzido ao Pólo; Mapas das 1ª Derivadas Horizontais (x, y) e Vertical (z) do Campo Magnético Total; Mapa do Sinal Analítico (amplitude e fase) do Campo Magnético Total; Espectro Radial de Potência; Mapa da Taxa de Exposição do Canal de Contagem Total; Mapa da Concentração de Potássio (em %); Mapa da Concentração de Urânio (em ppm); Mapa da Concentração de Tório (em ppm); Mapa da Razão Urânio/Tório; Mapa da Razão Urânio/Potássio; Mapa da Razão Tório/Potássio; Mapas das Imagens Ternárias RGB e CMY (K, U, Th).

Os mapas de concentração K, U e Th e suas razões foram comparados com os resultados das análises geoquímicas para uma possível caracterização de fácies petrográficas.

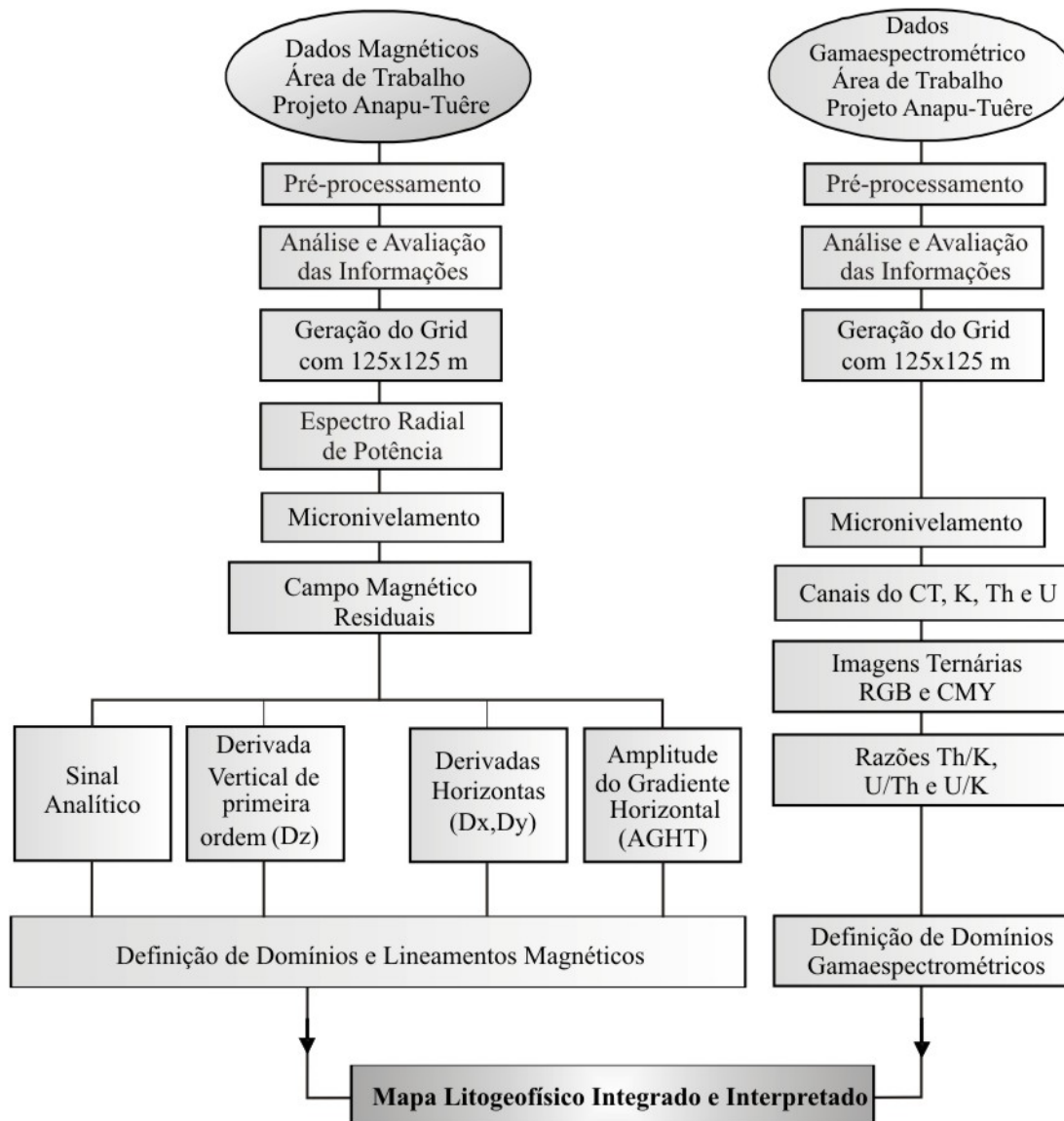


Figura 1.3. Fluxograma das principais etapas desenvolvidas ao longo do processamento dos dados aerogeofísicos do Projeto Anapu-Tuêre.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. APRESENTAÇÃO

A região Amazônica apresenta um vasto e variado conjunto de granitóides com idades que se estendem desde o Arqueano até o Mesoproterozóico. O significativo avanço no conhecimento geológico, verificado nas últimas décadas, tem sido impulsionado, sobretudo, pelas descobertas de importantes jazidas minerais. Paralelamente ao acúmulo de informações geológicas, várias propostas de classificação, sistematização e modelos evolutivos têm sido apresentadas para o Cráton Amazônico e de suas várias províncias. No entanto, como os dados disponíveis são poucos em relação à vastidão da área, são freqüentes as generalizações, ausência de comprovações e pontos conflitantes nas diversas propostas apresentadas.

Nos últimos anos, um número crescente de dados isotópicos de amostras do embasamento, seqüências metavulcano-sedimentares e de granitóides tem contribuído para entendimento da evolução do Cráton Amazônico.

2.2. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA E GEOCRONOLÓGICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, é uma das mais extensas áreas cratônicas do mundo e compreende a quase totalidade das rochas pré-cambrianas expostas na região amazônica, tendo alcançado estabilidade tectônica no início do Neoproterozóico (Cordani & Sato 1999). Este cráton se divide, ao norte, pelo Escudo das Guianas, e, ao sul, pelo Escudo Brasil Central, ou Guaporé, entre os quais se interpõe a Bacia do Amazonas (Figura 2.1a). Em uma das primeiras propostas evolutivas para o Cráton Amazônico, esses escudos corresponderiam às províncias estruturais Rio Branco ao norte e Tapajós ao sul (Almeida *et al.* 1981).

A sistematização de dados geológicos, geofísicos e principalmente geocronológicos tem contribuído para uma maior compreensão da evolução do cráton e definição de seus limites. Diversas propostas têm sido apresentadas para a

compartimentação da região Amazônica em domínios geotectônicos ou províncias geocronológicas (Amaral 1974, Almeida 1978, Cordani *et al.* 1979, Almeida *et al.* 1981, Cordani & Brito Neves 1982, Hasui *et al.* 1984, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Santos *et al.* 2000 e 2006). Apesar de conflitantes em alguns pontos, os modelos propostos em geral aceitam a existência de um núcleo de idade predominantemente arqueana, o qual teria sido cratonizado a partir do Proterozóico e margeado por sucessivos cinturões móveis com idades que variam de 2,2 até 1,0 Ga, orientados segundo direção NW-SE, mais jovens em direção ao sudoeste do cráton.

A evolução deste cráton tem sido sintetizada em dois modelos interpretativos principais, o modelo fixista e modelo mobilista.

Genericamente, o modelo fixista considera o Cráton Amazônico como uma grande plataforma arqueana afetada por diversos episódios de retrabalhamento crustal e rejuvenescimento termal durante o paleo e mesoproterozóico. O modelo considerou apenas o processo colisional do tipo himalaiano (crosta continental vs. crosta continental) para explicar o crescimento da plataforma continental durante o Arqueano e Paleoproterozóico (Almeida 1978, Amaral 1984, Hasui *et al.* 1984, Hasui & Almeida 1985, Costa & Hasui 1997).

Hasui *et al.* (1984) descreveram as principais feições tectônicas e descontinuidades do Cráton Amazônico extraídas da análise de dados geofísicos e estruturais. Neste modelo, o quadro tectônico do Cráton Amazônico é configurado em vários blocos crustais relacionados à evolução arqueana. As bordas destes blocos seriam definidas por anomalias gravimétricas positivas, fortes variações nas respostas magnéticas, e na presença de lineamentos regionais. Nos núcleos destes blocos seriam comuns as ocorrências de granitóides e de seqüências metavulcano-sedimentares (tipo *greenstone-belts*).

O modelo mobilista apoiado amplamente por dados geocronológicos, considera que o Cráton Amazônico iniciou sua formação no Arqueano, e teria evoluído durante eventos episódicos de acreção crustal durante o Proterozóico. Este modelo admite a existência de um núcleo continental de idade arqueana constituído por terrenos granitóide-*greenstones* e gnaiss-migmatíticos, ao qual foram acrescentados cinturões

móveis e arcos magmáticos proterozóicos aglutinados por colisão, os quais constituiriam novos domínios correspondentes às províncias geocronológicas (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004).

Amaral (1974) foi o primeiro a propor a compartimentação do Cráton Amazônico com base em dados geocronológicos. Esta divisão foi, mais tarde, aperfeiçoada por Cordani *et al.* (1979), Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari (1996). Estes modelos individualizaram uma porção central de evolução arqueana, a Província Amazônia Central e sucessivas faixas móveis proterozóicas, orientadas segundo direção NW-SE e progressivamente mais jovens em direção ao sudoeste do cráton.

Os principais aspectos da evolução do Cráton Amazônico foram sintetizados em Tassinari & Macambira (1999 e 2004) que consideraram a existência de seis províncias geocronológicas (Figura 2.1b): a Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,9 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,9 - 1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 - 1,0 Ga).

Santos *et al.* (2003 e 2006), baseados em novos dados U-Pb e Sm-Nd, diferem do modelo anterior, sobretudo nos limites e na denominação das províncias geocronológicas e em alguns intervalos temporais das orogenias (Figura 2.2). Estes autores propuseram a divisão do Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, Carajás (3,00 - 2,5 Ga); Amazônia Central (supostamente Arqueana); Transamazonas (2,26 - 2,01 Ga); Tapajós-Parima (2,03 - 1,88); Rio Negro (1,82 - 1,52 Ga); Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga); e Sunsás e K'Mudku (1,45 - 1,10 Ga).

Na essência, os modelos de evolução geodinâmica das principais províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico são atribuídos à acresção de arcos magmáticos e reciclagem crustal durante colisões continentais, principalmente na porção sudoeste do cráton.

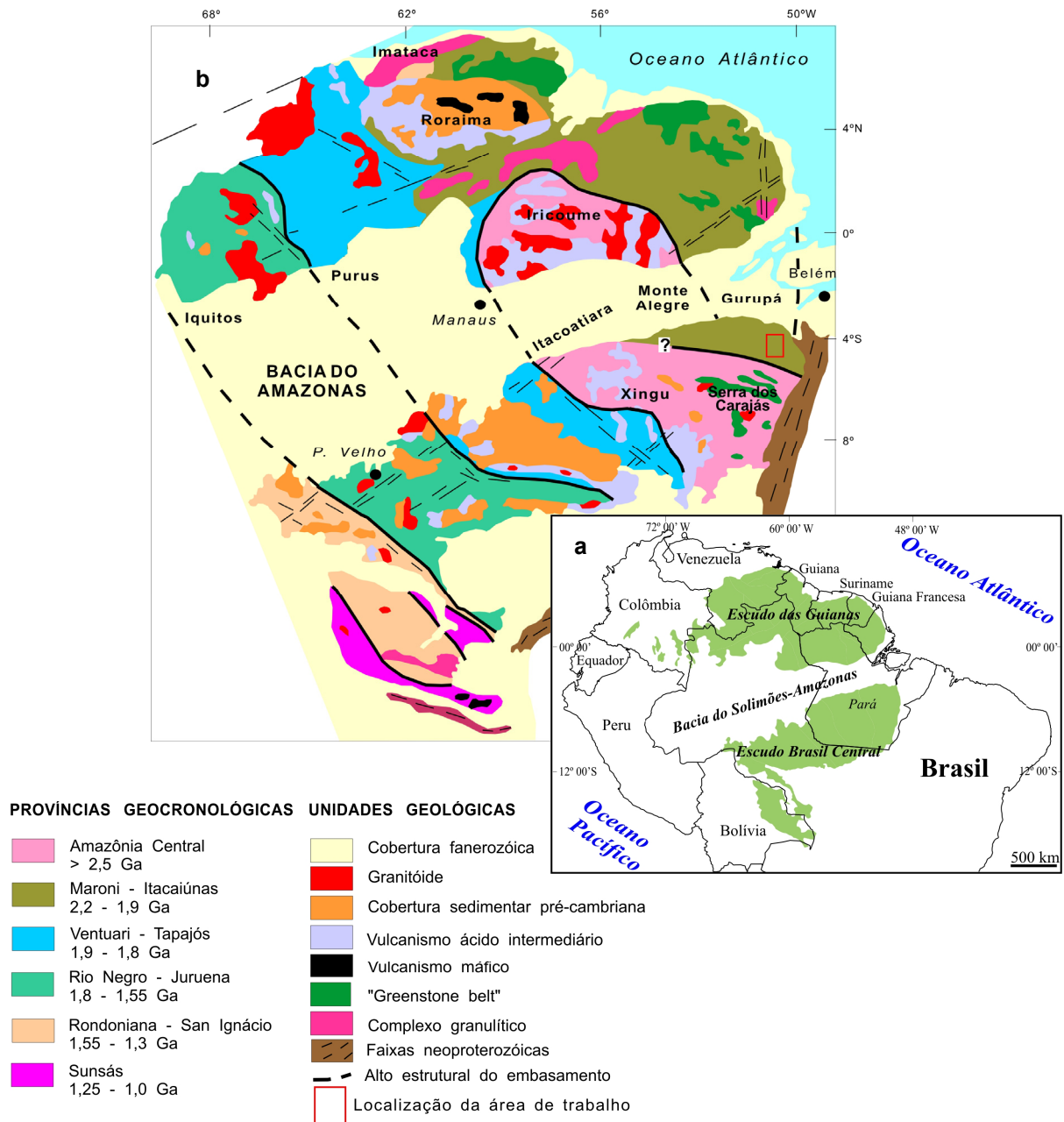


Figura 2.1. (a) Mapa esquemático do Cráton Amazônico; (b) Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004).

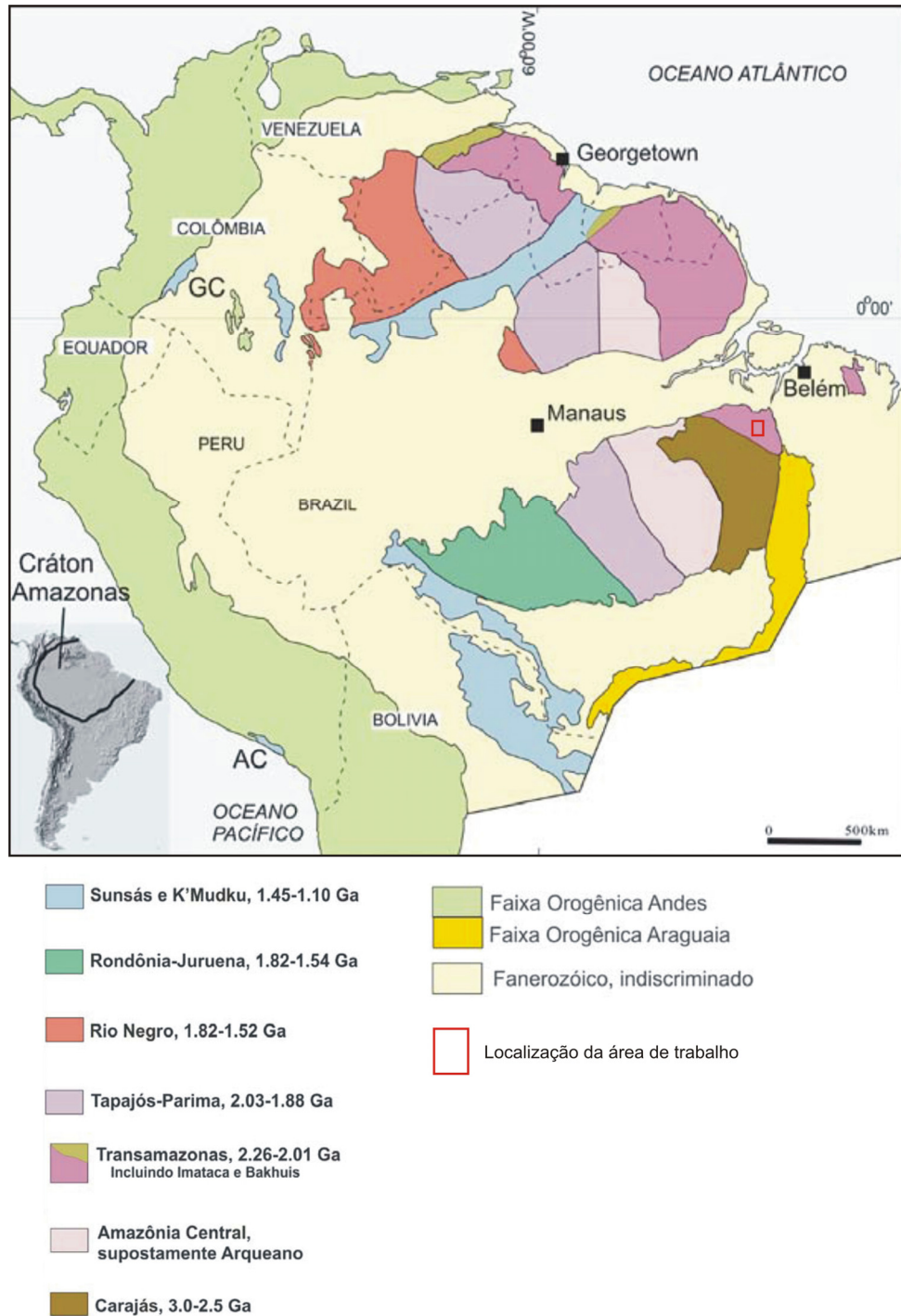


Figura 2.2. Mapa de províncias geocronológicas do Cráton Amazonas (Santos *et al.* 2006).

2.3. PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), de maior interesse neste trabalho, corresponde amplamente à Província Transamazonas de Santos *et al.* (2000) e se estende nas porções norte e nordeste do Cráton Amazônico incluindo a Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e o Estado do Amapá, assim como um prolongamento a sul da Bacia do Amazonas, na porção setentrional do Estado do Pará, que recebeu o nome de Domínio Bacajá (Figura 2.3). Sua evolução está relacionada às orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,2 – 1,95 Ga), consistindo de domínios de crosta juvenil paleoproterozóica e de blocos arqueanos retrabalhados no Paleoproterozóico (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999 e 2004, Tassinari *et al.* 2000). É formada por complexos granítico-gnáissicos com núcleos granulíticos, que seriam partes retrabalhadas da Província Amazônia Central, bem como seqüências vulcano-sedimentares deformadas e metamorfasadas na fácies xisto-verde a anfíbolito (Tassinari 1996).

Embora o retrabalhamento de rochas arqueanas tenha sido comum durante o Ciclo Transamazônico, a formação de crosta juvenil foi importante durante estas orogêneses riacianas no Cráton Amazônico (Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999 e 2004). Algumas particularidades atribuídas à PMI são, por exemplo, o fato de na Guiana Francesa predominarem rochas juvenis (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a), enquanto que no Bloco Amapá e no Domínio Bacajá os componentes arqueanos são mais extensos (Pimentel *et al.* 2002, Ricci *et al.* 2002, Avelar *et al.* 2003, Klein *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2003, Rosa-Costa 2006, Santos *et al.* 2003; Macambira *et al.* 2004; Vasquez 2006). Outra peculiaridade do domínio Bacajá é a presença de rochas siderianas (Macambira *et al.* 2004, Faraco *et al.* 2005, Vasquez *et al.* 2005 e 2008).

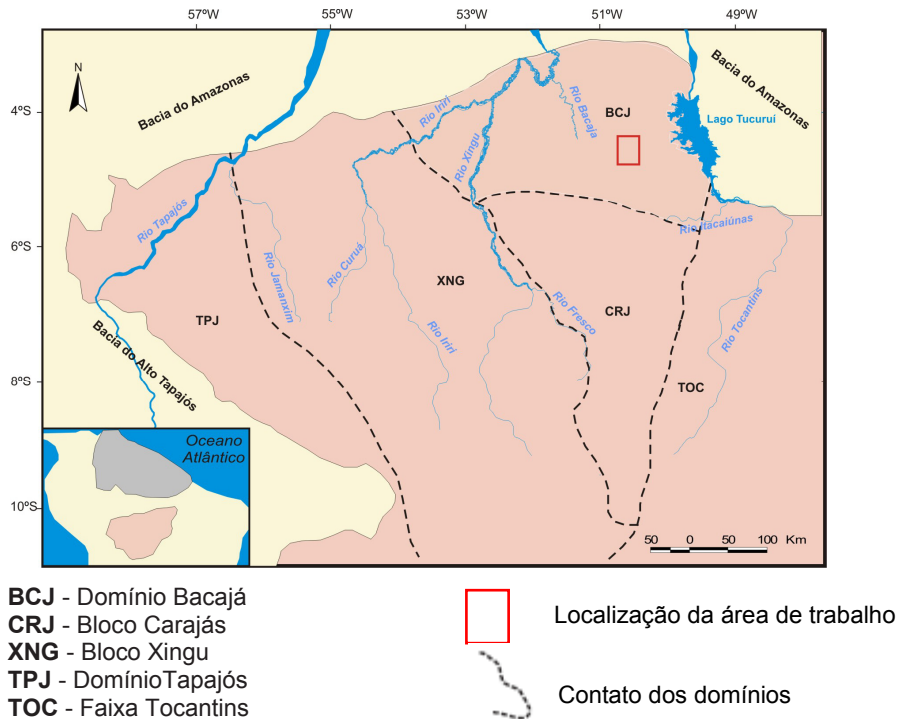


Figura 2.3. Mapa dos domínios das províncias geocronológicas da porção central e sudeste do Cráton Amazônico e adjacências (Vasquez 2006).

2.4. TRABALHOS ANTERIORES

Inúmeros trabalhos de natureza geológica em escala regional foram efetuados no Domínio Bacajá na década de 1970, o Projeto Transamazônica (Reis *et al.*, 1974) mapeou o trecho Marabá-Altamira, onde foi verificada a presença de granodioritos com textura cataclástica, os quais foram enquadrados no Pré-Cambriano. Enclaves de anfibolitos e dioritos, que representariam material que resistiu à migmatização, foram descritos de modo localizado.

Issler *et al.* (1974), mapeando a Folha SB-22 pelo Projeto Radam, identificaram um embasamento gnaisse, migmatitos e rochas graníticas, além de xistos, englobados no Complexo Xingu. Baseados na correlação com o embasamento da região situada a sudeste (região Carajás), sugeriram um rejuvenescimento do embasamento da região durante o Ciclo Transamazônico.

O Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará da CPRM/DNPM (Martins & Araújo 1979) mapeou nas escalas 1:250.000 e 1:500.000, as áreas mapeadas

possuíam recobrimento aerogeofísico de magnetometria e parcialmente gamaespectrometria. Este projeto ressaltou a indispensável utilização de fotointerpretação na limitação dos contatos geológicos, melhorou a cartografia geológica do projeto RADAM e salientou ainda a presença de bens minerais na região da volta Grande do rio Xingu, como também na seqüência máfica-ultramáfica da serra Três Palmeiras.

Mapeamentos de maiores detalhes foram executados no final da década de 1980, como a Folha Altamira (SA.22-Y-D), João *et al.* (1987) que individualizaram corpos granulíticos predominantemente félsicos (Granolito Bacajaí), englobados por uma grande extensão de granodioritos, granitos e quartzo-dioritos, com porções gnáissicas e migmatizadas (Granodiorito Anapu). Dados litoquímicos do Granolito Bacajaí mostram afinidades cálcio-alcálicas de alto potássio, que segundo os autores, representaria um episódio cálcio-alcálico do tipo margem continental ativa no Arqueano desta região. Neste embasamento também foi descrito um cinturão de rochas metavulcânicas máficas (Suíte Metamórfica Três Palmeiras), que seriam prováveis *greenstone-belts*. Por fim, batólitos de leucogranitos foliados (Granito João Jorge) teriam intrudido os granitóides do embasamento e plútons granodioríticos maciços (Granodiorito Oca) teriam sido colocados em rochas supracrustais.

Souza (1995) estudando a área do garimpo de ouro Manelão a sudoeste do Domínio Bacajaí, interpretou-a como uma região de intensa mobilidade crustal, marcada por uma transposição tectônica generalizada que lenticularizou e paralelizou os corpos rochosos da região orientando-os segundo a direção WNW-ESE. Este autor definiu novas unidades geológicas na região. 1) a seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel, composta principalmente de anfíbolitos e, subordinadamente, xistos e quartzitos, que hospedam as principais mineralizações de ouro em veios de quartzo e, 2) o granitóide Felício Turvo um corpo de formas amendoadas com predomínio de monzogranitos e subordinadamente granodioritos, orientados na direção geral WNW-ESE. Souza *et al.* (2003) obtiveram uma idade para este corpo por evaporação de Pb em zircão de 2069 ± 6 Ma interpretada como cristalização do granitóide. Este resultado é coerente com Macambira *et al.* (2001 e 2003) que obtiveram idades Pb-Pb em monocristais de zircão de 2076 ± 6 Ma e 2154 ± 4 Ma para corpos de granitóides nas

proximidades de Novo Repartimento, sendo interpretadas como idade de colocação e cristalização. Esses granitóides corresponderiam àqueles cartografados por Jorge João *et al.* (1987) como Granodiorito Anapu. Santos (2002) mapeando os mesmos granitóides ao longo da rodovia Transamazônica, entre Novo Repartimento e Belo Monte, verificou que os granodioritos e monzogranitos apresentam uma grande variedade na intensidade da deformação, ocorrendo desde rochas isotrópicas até rochas miloníticas. Santos *et al.* (2002) confirmou a natureza sintectônica daquelas rochas, às quais marcariam um episódio de magmatismo granítico acompanhado por compressão, ambos relacionados ao ciclo Transamazônico, como sugerido por Macambira *et al.* (2001). Novos dados isotópicos de Nd apresentados por Macambira *et al.* (2003 e 2004) indicaram que parte desses granitóides de 2,1 Ga são produtos de uma crosta juvenil associada ao ciclo Transamazônico, semelhantes àqueles que ocorrem no Escudo das Guianas, no domínio da Província Maroni-Itacaiúnas.

Oliveira *et al.* (1994) descreveram granulitos félsicos (Enderbitto Cajazeiras) e máficos (Piriclasito Rio Preto) englobados na Suíte Metamórfica Bacajá na região de Serra Pelada. Faraco *et al.* (2005) estenderam a ocorrência desses corpos granulíticos, ortoderivados em sua maioria, desde a região de Bacajá até a região de Iriri-Xingu e caracterizaram quatro novas unidades estratigráficas. O Kinzingito Ipiaçava representa granulitos paraderivados. Os granulitos e milonitos foram atribuídos à Suíte Granulítica Direita, e os gnaisses, migmatitos, metatonalitos, metagranodioritos e metamonzogranitos englobados no Complexo Valentim. Monzogranitos protomiloníticos, metamonzogranitos e tonalitos foram denominados de Complexo Jacaré (Figura 2.4). Datações de cristais de zircão (U-Pb SHRIMP) forneceram uma idade riaciana de 2114 ± 35 Ma para um metagranodiorito do Complexo Valentim, e uma idade sideriana de 2313 ± 9 Ma para um metatonalito do Complexo Jacaré. Estes dados permitiram comprovar a presença de crosta paleoproterozóica ao norte de Carajás, e confirmaram as idades siderianas anteriormente obtidas em rochas da região (Santos, 2003, Macambira *et al.* 2004), além de indicar que o Domínio Bacajá apresenta uma evolução geológica distinta daquela da Província de Carajás.

Macambira *et al.* (2004) na busca de melhor definir os limites entre as províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, dataram pelo método Pb-Pb em monocristais de

zircão um gnaiss tonalítico e um metaquartzo andesito que forneceram idades de 2,67 e 2,36 Ga respectivamente. Estes dados apontaram a presença de rochas mais antigas que aquelas anteriormente obtidas a norte e noroeste da Província Carajás.

Vasquez *et al.* (2005) investigando a região Iriri-Xingu, confirma a presença de rochas mais antigas (Siderianas e Neoarqueanas) na porção oeste do Domínio Bacajá. Estes autores se baseiam na presença de cristais herdados de zircão nos granitóides transamazônicos da região (2,5 Ga), pela evidência de vestígios arqueanos (cristais herdados e T_{DMNd}) em rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos em regiões adjacentes (Sato & Tassinari 1997, Santos *et al.* 2000, Lamarão *et al.* 2002, Macambira *et al.* 2003), assim como idade de U-Pb SHRIMP de 2,5 Ga em tonalitos (Santos 2003), e um gnaiss de 2,44 Ga (Vasquez *et al.* 2005) na região de Uruará. Vasquez *et al.* (2005) identificou ainda quatro eventos de formação para os granitóides paleoproterozóicos (2,22; 2,10; 2,08; e 1,99Ga) que devem estar relacionados a diferentes estágios de uma ou mais fases das orogêneses ligada ao Ciclo Transamazônico (Figura 2.5). A ocorrência de granitóides de idade de 2,10 Ga no Domínio Bacajá como os estudados por Macambira *et al.* (2003) e os dados geocronológicos obtidos por Vasquez *et al.* (2005) no Iriri-Xingu, levou estes autores a estenderem o limite do Domínio Bacajá mais para oeste do que o limite previamente estabelecido por Teixeira *et al.* (1989) e Santos (2003) que restringiam as proximidades da foz do rio Iriri, no rio Xingu.

As datações U-Pb SHRIMP, obtidas por Vasquez *et al.* (2008a) para os granitóides da porção central do Domínio Bacajá, forneceram idades siderianas (metatonalito porfiroclástico de 2338 ± 5) e riacianas (quartzo monzodiorito de 2160 ± 3 Ma e metatonalito granular 2133 ± 10) o que permitiu ampliar a ocorrência de rochas siderianas no domínio e confirmaram a participação destas rochas para a formação dos granitóides riaciano do Domínio Bacajá. A evidência de uma crosta sideriana no Domínio Bacajá, combinada com outros dados obtidos por Macambira *et al.* (2004), segundo Vasquez (2006) sugere que essas rochas poderiam estar relacionadas a uma crosta sideriana acrescida a um cráton arqueano, ambos afetados pelo Ciclo Transamazônico.

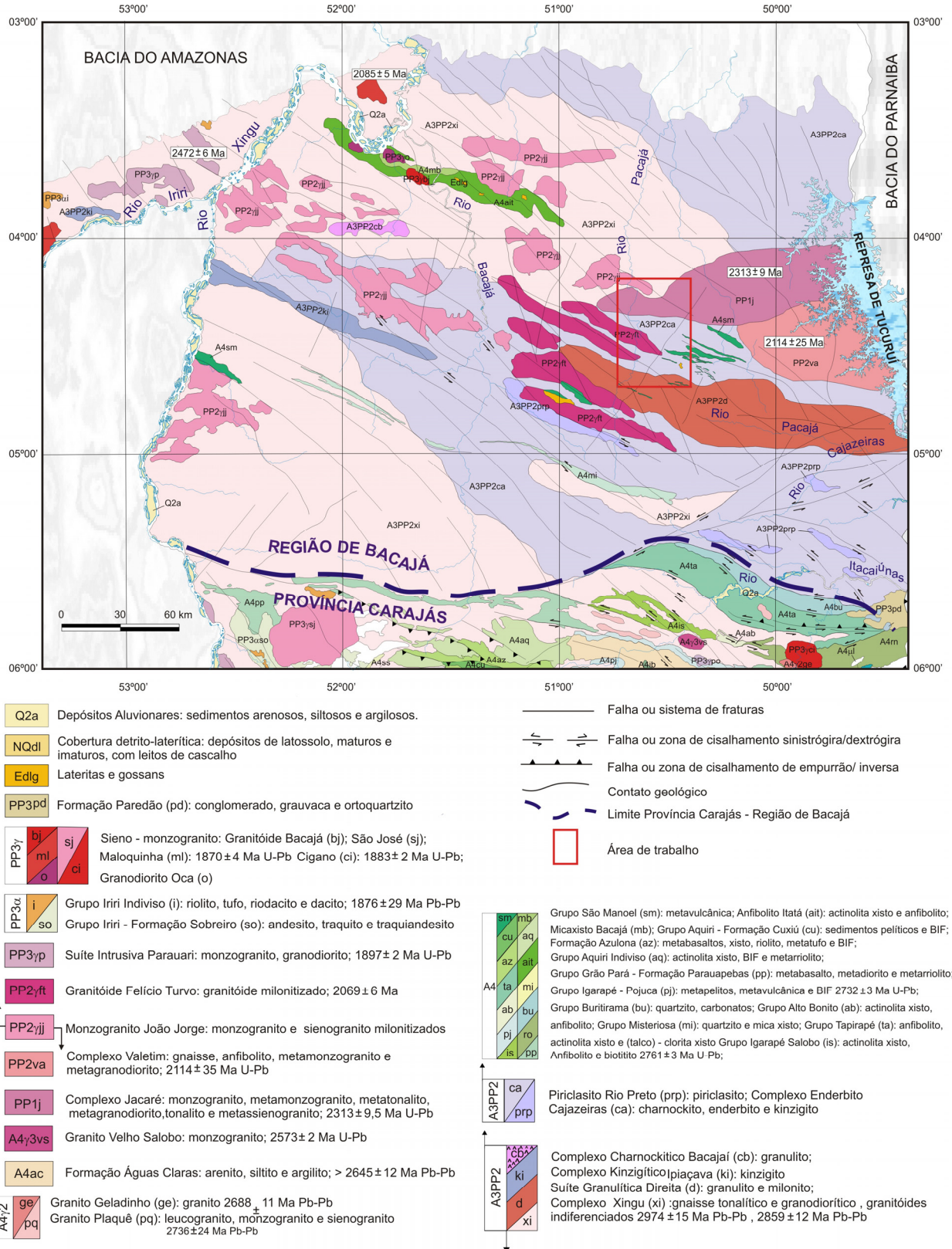


Figura .2.4. Mapa geológico da porção leste da região de Bacajá (modificado de Faraco *et al.* 2005)

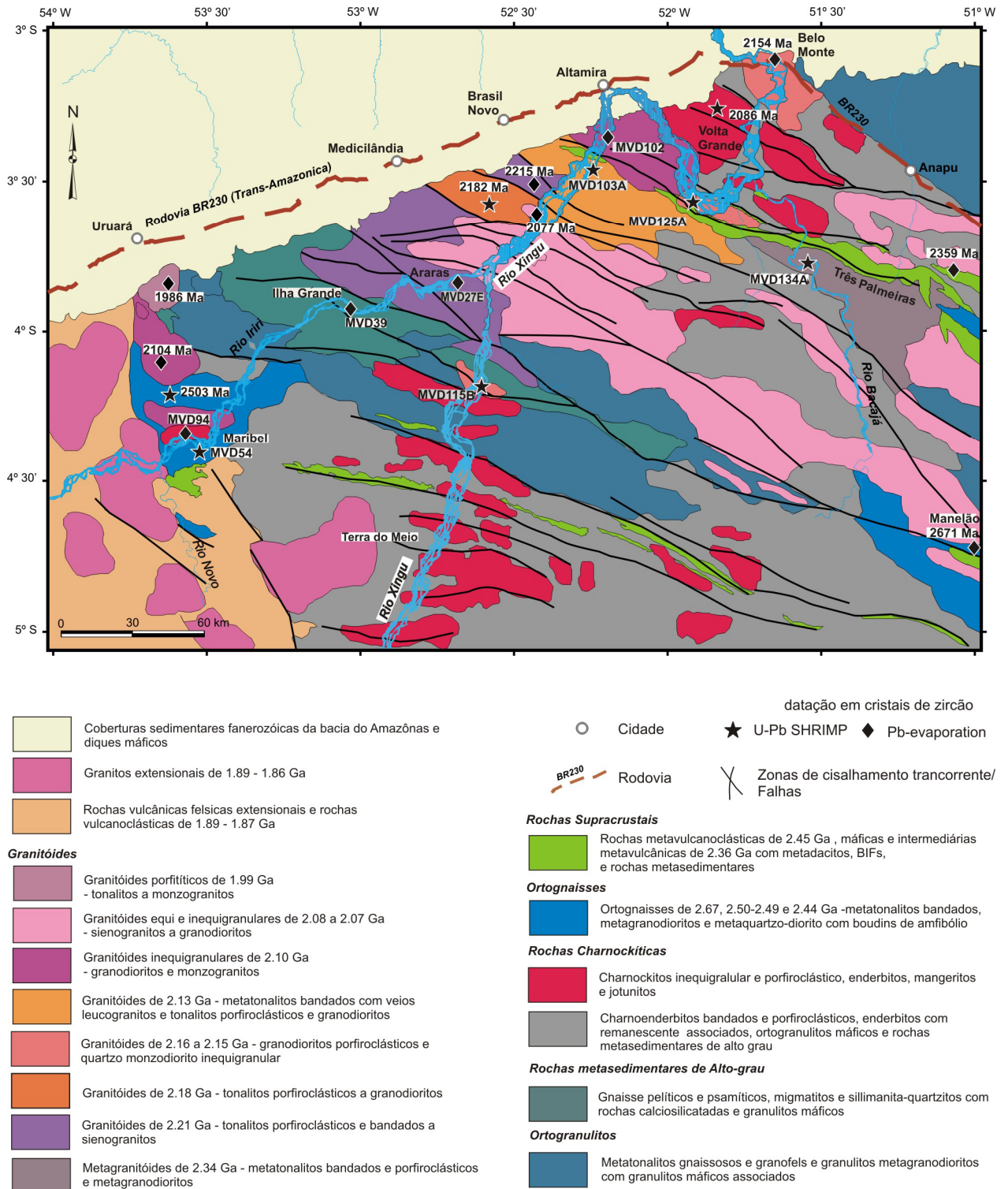


Figura 2.5. Mapa geológico da região de Iriri-Xingu e porção oeste da região de Bacajá (Vasquez 2006).

Segundo Ricci (2006 a, b) no Domínio Bacajá predominam granulitos retrometamorfizados, gnaisses, charnoquitóides, migmatitos e granitóides de nível crustal raso, designados de Bloco de Alto Grau Bacajá. Segundo aquele autor, alguns desses corpos foram anteriormente mapeados como gnaisses de fácies anfibolito do Complexo Xingu. O Bloco de Alto Grau Bacajá seria uma entidade tectônica rica em faixas de paragnaisses intrudidas por granitos ricos e pobres em sódio. Intrusões características de zonas profundas também seriam encontradas formando amplos cinturões plutônicos de direção WNW-ESE, onde enderbitos, charno-enderbitos, charnoquitos seriam os litotipos mais comuns. As rochas charnoquitóides teriam sido afetadas por quatro estágios de transformação, sendo o estágio final marcado por completa transformação do granitóide (descharnoquitizado), restando poucas evidências da paragênese original. Ricci (2006 a, b) considera que os granitóides seriam provenientes da crosta inferior e teriam sido alçados para níveis crustais mais rasos, e reequilibrados totalmente para uma nova paragênese mineralógica.

Palmeira & Barros (2006) e Sousa & Barros (2006), estudando os granitóides na região de Pacajá, classificaram essas rochas como pertencentes à série cálcio-alcálica médio-K, e verificaram uma variação lateral na intensidade da deformação, a qual produziu bandamento magmático primário, foliação secundária e formação de zonas miloníticas, sendo interpretado como resultado de um regime de deformação progressiva durante um regime termal decrescente, comprovando o caráter sintectônico das rochas. Barros *et al.* (2007) acreditam que a evolução estrutural e petrográfica dos granitos estudados são similares aos observados em outros terrenos paleoproterozóicos relacionados a arcos magmáticos desenvolvidos durante a colisão de placas tectônicas em regime de alto gradiente geotérmico e considerável plasticidade.

Sousa & Silva (2007) integrando dados magnetométricos com técnicas de sensoriamento remoto ao norte da Província Mineral de Carajás elaboraram um mapa de lineamentos estruturais da área e identificaram duas direções principais dos lineamentos magnéticos: um NW-SE, concordante com *trend* magnético principal, e outro com altos valores de amplitude magnética, indicativo de diques de direção NE-SW cortando a direção principal dos lineamentos da região. Aqueles autores caracterizaram

as estruturas deformacionais em estruturas dúcteis, que correspondem às estruturas distribuídas homoganeamente em toda a área com orientação preferencial N40-60W, caracterizando-as como traços de foliação; e estruturas rúpteis, correspondendo a lineamentos localmente distribuídos na área e apresentando orientação principal NNW-NNE, correspondendo a fraturas e/ou falhas. Eles ressaltam que a integração de dados aeromagnéticos com sensoriamento remoto é uma ferramenta eficaz para trabalhos de mapeamento regional, possibilitando melhor compreensão do arcabouço geométrico de uma área, mas que trabalhos de campo são insubstituíveis quando se trata de interpretação estrutural de uma região.

A CPRM - Serviço Geológico do Brasil vem executando o Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará na escala 1:1.000.000, que reúne o estado da arte sobre o conhecimento geológico atual do estado, mas também elegeu áreas onde o conhecimento geológico é baixo para realizar mapeamento geológico (Vasquez *et al.* 2006). O Domínio Bacajá foi uma dessas áreas eleita para o mapeamento geológico, compreendendo granitóides pós-colisionais de 2,08 a 2,07 Ga (Suíte Intrusiva João Jorge), charnoquitos colisionais de 2,1 Ga (Suíte Intrusiva Arapari), granitóides de arcos magmáticos de idade de 2,21 a 2,18 Ga (Tonalito Brasil Novo) e os de 2,16 a 2,13 Ga (Granodiorito Oca e Metatonalito Tapiranga), rochas supracrustais de 2,36 Ga (Seqüência Três Palmeiras), rochas metassedimentares de alto grau (rochas supracrustais 1), ortognaisses neoarqueanos a cedo siderianos de 2,67 a 2,4 Ga (Complexo Pacajá e Ortognaisse Uruará) e ortogranulitos de 2,9-2,3 Ga com metamorfismo de alto grau de idade de 2,1 e 2,07 Ga (Complexo Cajazeiras e Rio Preto) (Figura 2.6).

Domínio Bacajá

Magmatismo Pós-orogênico (Ciclo Transamazônico)

Granodiorito Sant'Ana: granodioritos com tonalitos e monzogranitos subordinados. **1986 ± 5 Ma (Pb-Pb).**

Magmatismo Orogênico Colisional e Pós-colisional (Ciclo Transamazônico)

Granito Felício Turvo: monzogranitos e granodioritos subordinados, inequigranulares a miloníticos. **2069 ± 6 Ma (Pb-Pb)**

Suíte Intrusiva João Jorge: monzo e sienogranitos com granodioritos subordinados, inequi e equigranulares e porfiroclásticos. **2077 ± 2 e 2069 ± 6 Ma (Pb-Pb)**

Suíte Intrusiva Arapari: charnockitos e charmoenderbitos, frequentemente, descharmocottizados. **2086 ± 5 Ma (U-Pb), 2075 ± 3 e 2070 ± 3 Ma (Pb-Pb)**

Granodiorito Babaquara: granodioritos inequigranulares com hornblenda e monzogranitos equigranulares com biotita. **2102 ± 3 Ma (Pb-Pb)**

Granito Canaã: monzogranitos e granodioritos inequigranulares com biotita. **2104 ± 5 Ma (Pb-Pb)**

Complexo Bacajá: enderbitos e charmoenderbitos, charnockitos, mangeritos e jotunitos, frequentemente descharmocottizados. **2114 ± 3 e 2094 ± 4 Ma (Pb-Pb), 2113 +35/-36 Ma (U-Pb)**

Magmatismo Orogênico Pré-colisional (Ciclo Transamazônico)

Metatonalito Tapiranga: tonalitos e granodioritos porfiroclásticos e bandados, com veios leucograníticos e xenólitos de rochas metamáficas. **2133 ± 10 Ma (U-Pb)**

Monzogranito Piranhaquara: monzogranitos porfiroclásticos com veios leucograníticos boudinados. **2147 ± 5 Ma (U-Pb)**

Granodiorito Belo Monte: granodioritos e monzogranitos inequigranulares e bandados. **2154 ± 3 Ma (Pb-Pb)**

Granodiorito Oca: granodioritos, tonalitos porfiroclásticos, quartzo monzodioritos inequigranulares, localmente bandados. Relacionado a arco magmático. **2160 ± 3 (U-Pb)**

Tonalito Brasil Novo: tonalitos, granodioritos e granitos, porfiroclásticos e bandados, localmente isotrópicos. Relacionado a arco magmático. **2215 ± 2 e 2209 ± 2 Ma (Pb-Pb), 2182 ± 6 Ma (U-Pb)**

Seqüências Supracrustais

Seqüência Três Palmeiras: actinolita xistos, anfibolitos, metabasaltos, metadesitos, metadacitos, metatufos, mica xistos, quartzitos, FFBs e grafita xistos, em fácies xisto verde a anfibolito. Depósitos de Au. **2359 ± 3 Ma (Pb-Pb)**

Seqüência Rochas Supracrustais 1: quartzitos puros, clorita-muscovita quartzitos, sericita quartzitos, maciços ou foliados, e mica xistos quartzosos.

Formação Buritirama: quartzitos micáceos e ferruginosos, mica xistos, quartzo xistos, rochas calcissilicáticas e mármore, metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito baixo. Depósitos de Mn.

Formação Tapirapé: ortoanfibolitos, xistos máficos e ultramáficos, metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito baixo.

Complexos Metamórficos

Metatonalito Rio Bacajá: metatonalitos a metamonzogranitos, bandados e porfiroclásticos, com feições migmatíticas e frequentes xenólitos de rochas supracrustais. **2338 ± 5 (U-Pb)**

Paragnaisse Ipiacava: gnaissees pelíticos a psamíticos de fácies anfibolito alto a granulito, frequentemente migmatizados e com lentes de granulito máfico e sillimanita quartzo associados. **< 2474 Ma (U-Pb, Pb-Pb)**

Granulito Novolândia: kinzigitos migmatíticos e interbandados com rochas metavulcânicas máficas granulitizadas, paragnaissees arcoseanos, sillimanita quartzo e FFBs com ortopiroxênio e granada.

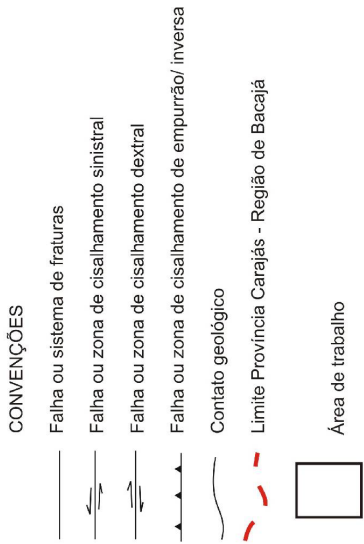
Ortognaisse Uruará: gnaissees tonalíticos, granodioríticos e quartzo dioríticos de fácies anfibolito, localmente migmatizados e com lentes de anfibolitos. **2503 ± 10 e 2487 ± 13 Ma (U-Pb); 2440 ± 7 Ma (Pb-Pb)**

Complexo Aruanã: ortognaissees originalmente enderbiticos a charnoquíticos, frequentemente retrometamorforisados, localmente contendo ortopiroxênio. **2606 ± 4 Ma (Pb-Pb).**

Ortognaluito Máfico Rio Preto: granulitos máficos, localmente migmatizados e com faixas enderbiticas.

Ortognaisse Pacajá: ortognaissees e migmatitos tonalíticos a graníticos, com metamorfismo de fácies anfibolito. **2671 ± 3 Ma (Pb-Pb)**

Complexo Cajazeiras: ortognaissees originalmente enderbiticos a charnoquíticos, frequentemente retrometamorforisados, contendo localmente ortopiroxênio. **3009 ± 27 Ma (U-Pb); 2942 ± 4 Ma (Pb-Pb)**



Dados geocronológicos no Domínio levantados pelo projeto

◇ Pb-Pb **2439** - idade da cristalização

◆ U-Pb **2108** - idade do metamorfismo

Figura 2.6. Continuaçãoção

3. AEROGEOFÍSICA

3.1. GAMAESPECTROMETRIA

A aerogamaespectrometria é utilizada para mapeamento dos elementos radioativos potássio, urânio e tório, a partir das variações em seus teores nos primeiros 30-40 cm da superfície (Dickson & Scott 1997). Porém, podem ocorrer repostas a processos intempéricos e hidrotermais, que mudam a distribuição original dos elementos radioativos. Segundo Gunn *et al.* (1998), para se interpretar de uma maneira mais eficiente os dados gamaespectrométricos é essencial se entender os diferentes tipos de repostas gerados por rocha fresca, rocha alterada, material transportado e depósitos minerais. Além disso, existem também alguns fatores físicos que controlam as repostas dos raios gama, como por exemplo, a vegetação principalmente em áreas de florestas úmidas, onde o pouco tório e urânio são absorvidos pelos tecidos das plantas, enquanto o potássio pode contribuir com cerca de mais de 15% da contagem de potássio nessas áreas.

As principais fontes de radiação gama são o K^{40} que possui desintegração natural, a série de decaimento do U^{238} e seus produtos filhos e a série do Th^{232} e seus produtos filhos. O K^{40} é o mais abundante dos três radioelementos naturais, sendo encontrado principalmente em feldspato potássico, muscovita, biotita, leucita, nefelina, sericita e flogopita. O U^{238} e o Th^{232} podem ser encontrados em quantidades traço em minerais principais como quartzo e feldspato e em concentrações maiores em zircão, titanita, allanita, epidoto, monazita e apatita.

3.1.1. Aplicação dos Dados Aerogamaespectrométricos

A interpretação dos dados gamaespectrométricos tem por objetivo delimitar áreas com diferentes níveis de K, Th e U gerando mapas de unidades radiométricas. A imagem do canal de contagem total representa uma medida da radioatividade total do espectro de raios-gama, que engloba os canais de K, U e Th.. Devido ao maior teor de potássio nas rochas, esse elemento possui um peso maior na janela de contagem total

(Dickson & Scott 1997). Para Vasconcellos *et al.* (1994), o canal de contagem total deve ser utilizado na separação das unidades radiométricas por ter maior precisão estatística fornecendo correlação melhor com as litologias.

As razões U/Th, U/K e Th/K têm utilidade no mapeamento geológico e indicam possíveis áreas mineralizadas, utilizadas para identificar áreas com enriquecimento em potássio que, em geral, são associados a eventos hidrotermais de potassificação, também são úteis na delimitação de fácies graníticas (Gunn *et al.*, 1998). A razão U/Th tem sido utilizada para a diferenciação de granitos, por exemplo, os granitos tipo S (não magnéticos) possuem altas razões U/Th, enquanto que os granitos tipo I (magnéticos) possuem baixas razões U/Th. Os granitos tipo A (alcalinos-peralcalinos) também possuem baixa razão U/Th, porém com enriquecimento absoluto de U e Th maior. Alguns autores afirmam que baixas razões Th/K podem indicar alteração hidrotermal potássica associada a mineralizações (Gunn *et al.* 1998)

Composições ternárias são usadas na produção de imagens que condensam informações de três canais, logo a interpretação dos dados gamaespectrométricos se torna mais fácil, pois imagens ternárias mostram leves variações, imperceptíveis pela análise isolada das imagens de cada canal (Miligan & Gunn 1997).

A diferença entre os dois tipos de composição ternária advém da forma de como são somadas as contribuições de cada canal de cor. Nas composições RGB, os valores relativos às cores primárias, vermelho, verde e azul, são somados de tal modo que cores mais saturadas (mais esbranquiçadas) da imagem ternária refletem intensidades mais altas, enquanto que porções menos saturadas (mais escuras) representam intensidades baixas nos três canais. Para a composição CMY, os valores relativos às cores primárias ciano, magenta e amarelo são subtraídos de modo que as áreas mais saturadas destacam áreas de baixa expressividade gamaespectrométrica em todos os canais, enquanto que áreas com menor saturação marcam porções mais expressivas na radiação gama para os três canais (Carvalho, 1999).

3.1.2. Interpretação dos Dados Gamaespectrométricos

A interpretação qualitativa conjunta de todas as imagens gamaespectrométricas geradas para este trabalho teve com objetivos separar unidades radiométricas na tentativa de integrá-las aos dados petrográficos, estruturais e geoquímicos das rochas, e comparar a cartografia de fácies petrográficas com os domínios radiométricos.

◆ *Tório*

A análise da imagem de tório (Figura 3.1a) mostra maiores concentrações desse elemento na porção centro norte, leste e extremo sudoeste seguindo direções NW-SE. Na parte extremo norte da área mostra baixas concentrações desse elemento. Já na porção centro-sul os valores são moderados desse elemento e é o valor dominante na área. Nesta imagem também é visível lineamentos que se orientam nas direções NW-SE e W-E seguindo a direção regional da Província Maroni-Itacaiúnas.

◆ *Urânio*

As concentrações mais elevadas desse elemento estão na porção extremo sudoeste da área e localmente no centro da área, com formas alongadas seguindo direções NW-SE, mas predomina concentrações moderadas a baixas de urânio (Figura 3.1b). É possível também observar lineamentos de direção NNE-SSW onde há uma moderada concentração de urânio em regiões de drenagem.

◆ *Potássio*

A imagem do canal de potássio mostra maiores concentrações do elemento na porção central da área, com um comportamento diferenciado das outras imagens mostrando áreas levemente arredondadas com fortes valores negativos. Há concentrações moderadas de potássio nas regiões de drenagem, mostrando que esse elemento sofreu lixiviação (Figura 3.1c). Apresentam lineamentos de direção NW-SE como visto nas imagens anteriores, porém eles são mais discretos na imagem do potássio.

♦ **Contagem Total**

A análise da imagem de contagem total (Figura 3.2a) em conjunto com as imagens de cada um dos canais individualmente (Figura 3.1), possibilitou a definição de um arcabouço gamaespectrométrico regional para a área de trabalho (Figura 3.2b), onde foi possível se ter uma idéia do que realmente contribui para a formação do relevo gamaespectrométrico, também foi possível estudar os lineamentos que geralmente retratam contatos entre as grandes unidades. O esboço das unidades gamaespectrométricas definidas para a área resultou em quatro grandes domínios radiométricos descritos a abaixo.

CT1 - Esse domínio é caracterizado por concentrações altas a muito altas mostradas na cor magenta, essa assinatura tem principal contribuição do tório.

CT2 - É caracterizado por concentração média representada pelos tom vermelho amarelado que bordeja o domínio gamaespectrométrico CT1.

CT3 - Domínio caracterizado por concentrações médias a baixas representada pela cor verde de maior expressão na área.

CT4 - Caracteriza-se por contagens baixas a muito baixas, marcadas pela cor azul, que ocorre sobretudo na porção sul em áreas de topografia mais elevada. Esse domínio está associado a CT2 e CT3.

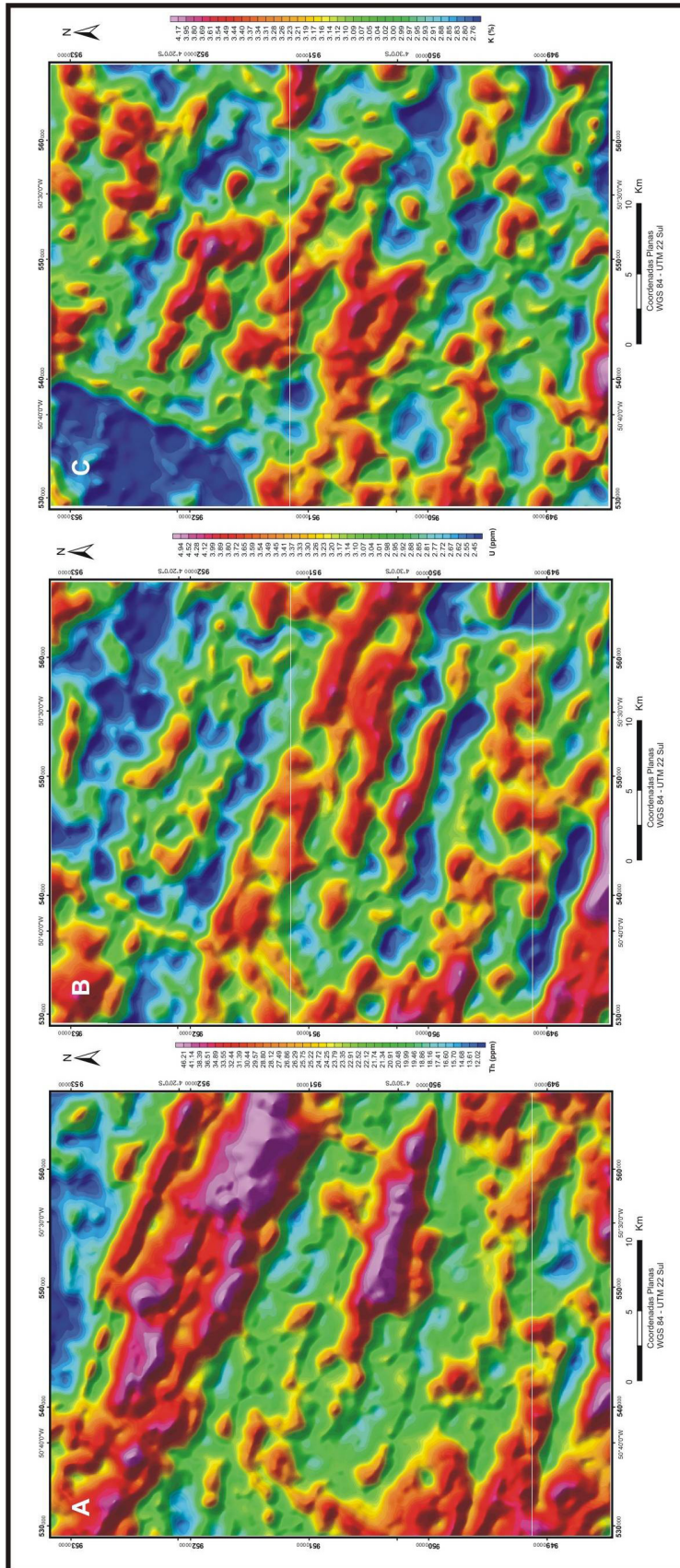


Figura 3.1. Imagens gamaespectrométricas dos canais de Tório (a), Urânio (b) e Potássio (c).

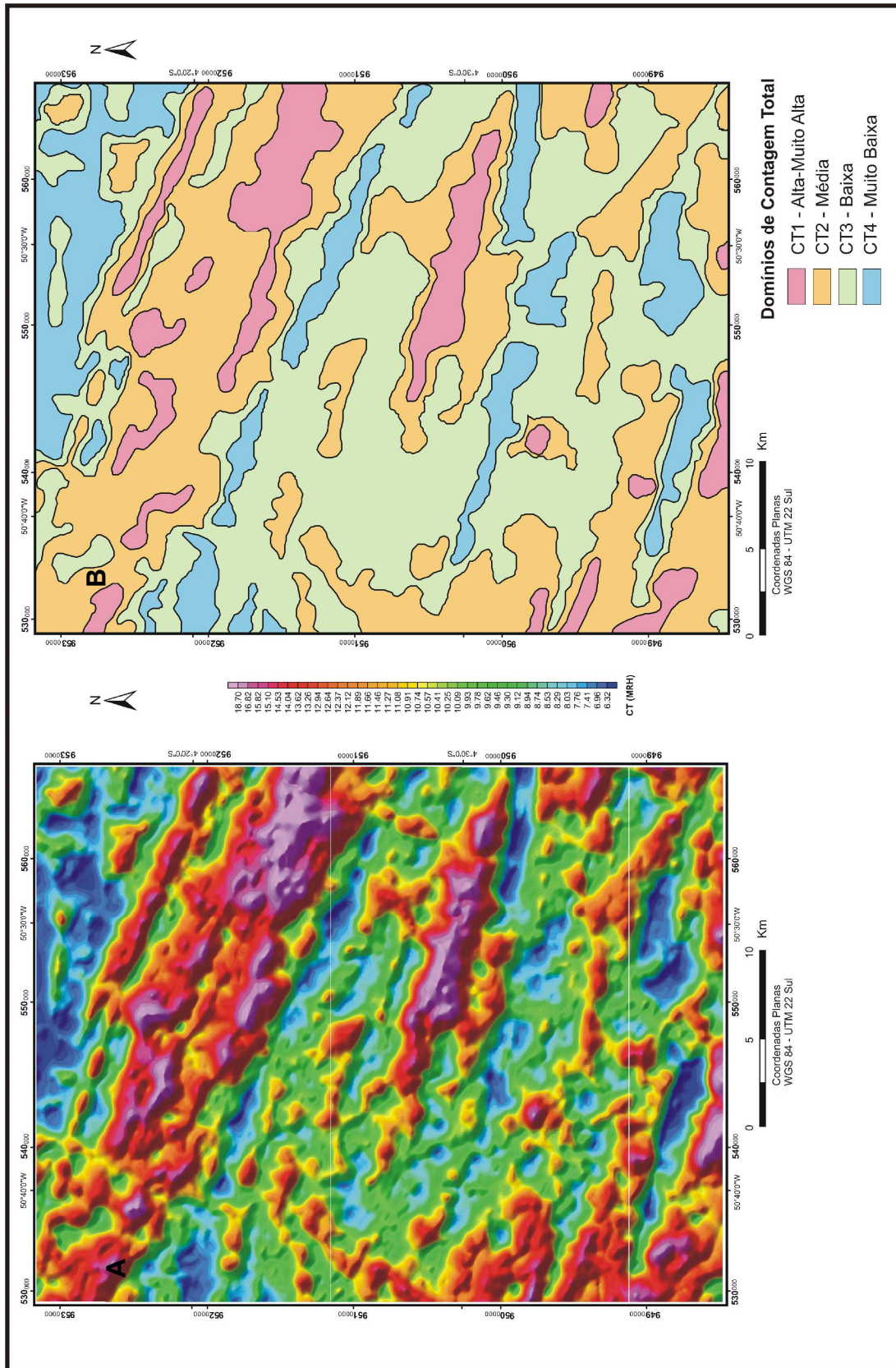


Figura 3.2. (a) Imagem do canal de Contagem Total, (b) Mapa dos domínios gamaespectrométricos retirados a partir da imagem de contagem total com contribuições adicionais das demais imagens gamaespectrométricas.

◆ **Razões Th/K, U/Th e U/K**

A razão entre as concentrações de tório e potássio tende a mostrar zonas em que ocorreu enriquecimento ou empobrecimento de potássio sem que tenha havido um aumento na concentração de tório.

A imagem da razão Th/K (Figura 3.3a) da área pesquisada caracteriza-se por apresentar valores moderados a altos. A região onde os valores de potássio são elevados, na porção extremo norte, apresenta valores mais baixos dessa razão. As áreas de altas razões Th/K encontram-se na parte norte-leste e no extremo sudoeste da área com forma alongada apresentando direção NW-SE. Lineamentos são visíveis segundo direção NW-SE e WNW-ESE.

A razão U/Th (Figura 3.3b) permitiu identificar as unidades delimitadas no mapa de contagem total, o mapa mostra uma faixa na porção norte de direção NW-SE com concentrações baixas da razão U/Th, confirmando o enriquecimento de tório, além de algumas porções na parte centro-sudeste e sudoeste. Concentrações moderadas a alta são observadas na parte centro-sul e central da área.

O mapa da razão U/K (Figura 3.3c) caracteriza-se por apresentar concentrações variadas dessa razão, as concentrações mais altas desse mapa encontram-se nas porções noroeste, sudoeste e leste e os valores mais baixos da razão U/K no extremo norte-nordeste da área, as demais regiões apresentam concentrações médias a baixas. O comportamento dos lineamentos é similar àqueles de direção NW-SE.

◆ **Imagens Ternárias (RGB e CMY)**

Foram criados dois tipos de imagens ternárias, onde cada um dos canais gamaespectrométricos K, U, Th foram atribuídos a uma cor primária, onde cada pixel reproduz a tonalidade de cor que reflete os valores relativos à intensidade de radiação gama entre os três canais, já que as imagens ternárias são capazes de mostrar variações sutis, que são imperceptíveis quando as imagens de cada canal são analisadas separadamente (Carvalho, 2006).

Na composição RGB foi atribuída a cor vermelha ao canal de potássio, o verde ao canal do tório, e azul ao urânio. Na composição CMY, o potássio corresponde ao

ciano, o tório o magenta e ao urânio o amarelo. Essas imagens foram geradas para a separação das unidades gamaespectrométricas da área de trabalho. A composição RGB é mais eficiente para revelar tonalidades em unidades com alta contagem radiométrica, enquanto a composição CMY diferencia melhor as unidades de baixa contagem, sendo assim, utiliza-se as duas imagens de modo alternado (Figura 3.4a, b).

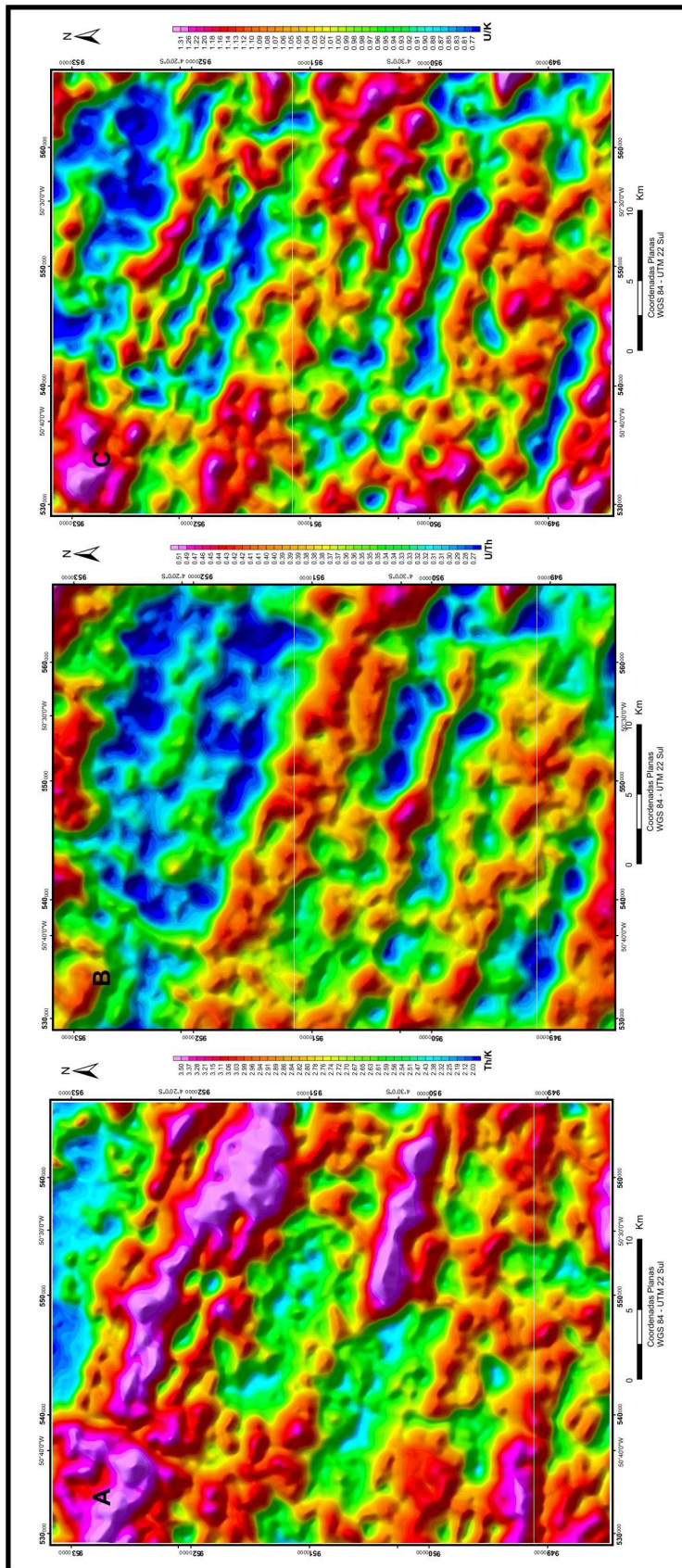


Figura 3.3. Imagens das razões (a) Th/K (b) U/Th e (c) U/K.

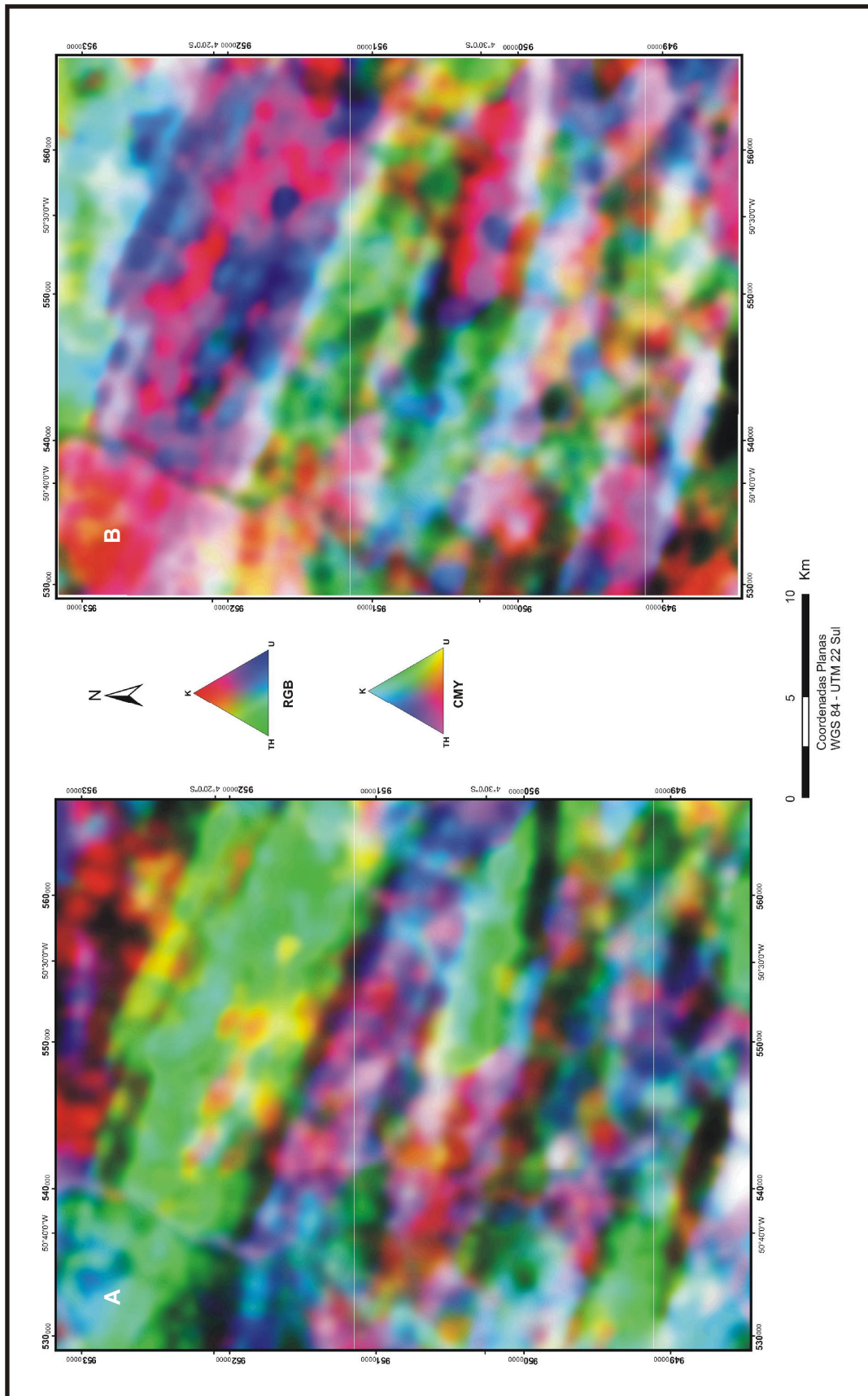


Figura 3.4. (a) Imagem Ternária da composição RGB (K, U, Th) e (b) Imagem Ternária da composição CMY (K, U, Th).

3.1.3. Mapa dos Domínios Gamaespectrométricos

Os domínios gamaespectrométricos foram interpretados principalmente a partir dos mapas ternários (Figura 3.4a, b), com contribuições adicionais dos canais individuais Th, U e K (Figura 3.1a, b, c) e suas razões Th/K, U/Th e U/K (Figura 3.3a, b, c).

Como primeiro passo definiram-se as unidades mais evidentes com o auxílio do mapa de contagem total (Figura 3.2a, b), ao qual foram reconhecidos quatro domínios. Em seguida fez-se a correlação com imagens ternárias RGB e CMY. A comparação das unidades interpretadas a partir da contagem total (Figura 3.2) com imagens ternárias (Figura 3.4) mostrou variações radiométricas associadas a mais de quatro domínios.

No total foram delimitadas 10 unidades gamaespectrométricas distintas para essa região e com base nas repostas radiométricas de acordo com as misturas de cores vermelho, verde e azul, foi possível agrupá-los em três categorias. As características de cada unidade, em função de seu conteúdo de Th, U e K estão definidas na tabela 3.1 e mostrada na Figura 3.5.

Tabela 3.1. domínios gamaespectrométricos e suas associações geológicas de acordo com a Figura 2.5 do Capítulo 2 desta dissertação.

Domínios	Composição Relativa*			Associação Geológica
	Th	U	K	
1gm	a	a	a	Suíte Intrusiva João Jorge e Complexo Cajazeiras
2gm	b	b	b	Seqüências de Rochas Supracrustais 1 e Complexo Cajazeiras
3gm	b	b	a	Suíte Intrusiva João Jorge
4gm	m	m	b	Complexo Cajazeiras
5gm	a	b	b	Ortognaisse Pacajá e Complexo Cajazeiras
6gm	m	b	m	Complexo Cajazeiras e Ortognaisse Pacajá
7gm	m	a	b	Complexo Cajazeiras
8gm	b	m	m	Complexo Cajazeiras e Suíte Intrusiva João Jorge
9gm	b	a	m	Complexo Cajazeiras
10gm	a	m	b	Complexo Cajazeiras, Seq. de Rochas Supracrustais 1 e Ortognaisse Pacajá

* b- baixa; m- média; a- alta.

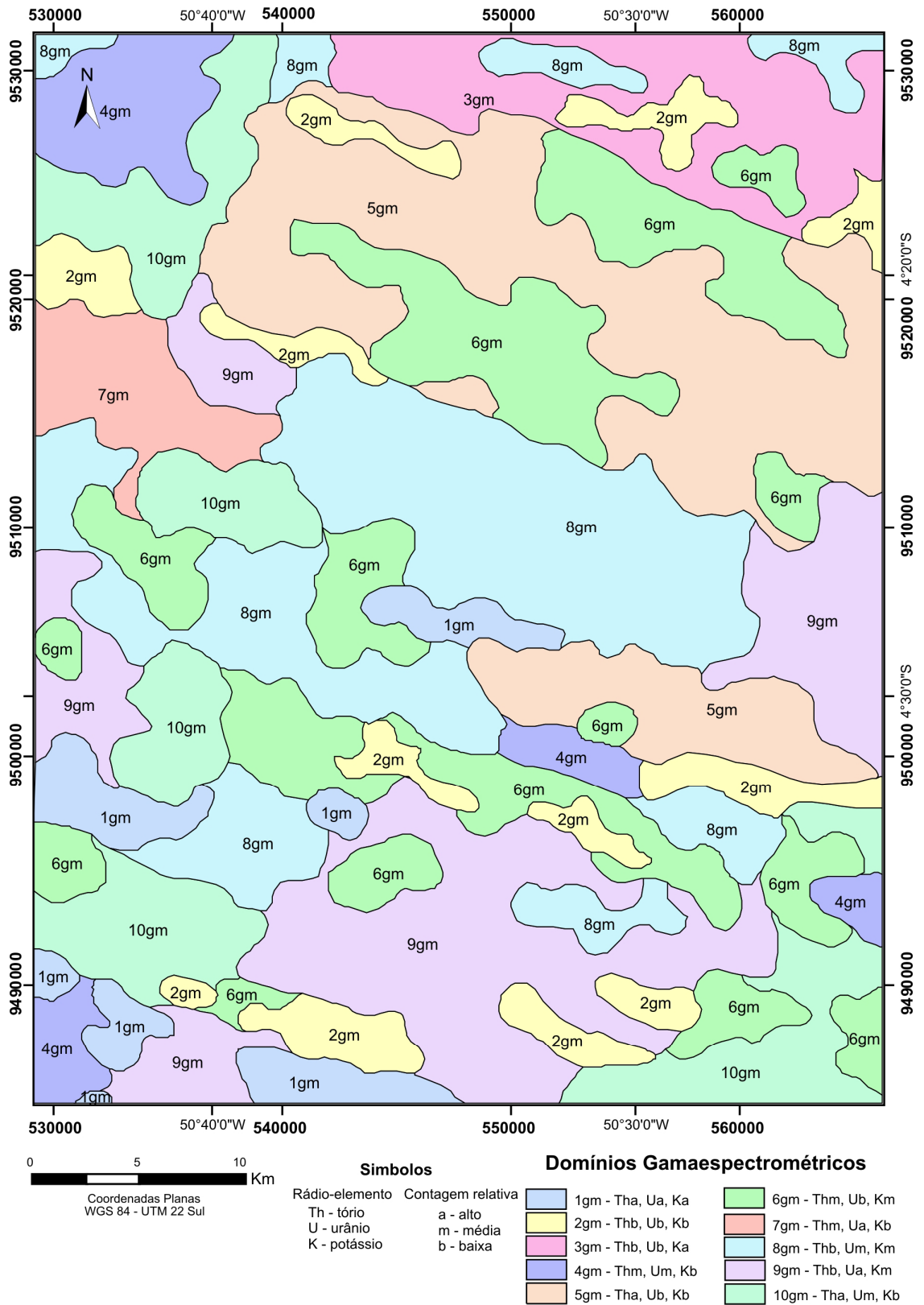


Figura 3.5. Mapa dos domínios gamaespectrométricos baseados principalmente nas imagens ternárias de K, U e Th. Cada símbolo representa um domínio.

3.2. MAGNETOMETRIA

Em contraposição à gamaespectrometria, que fornece apenas dados superficiais da crosta, a magnetometria possibilita a obtenção de dados em superfície e subsuperfície atingindo até 20 Km de profundidade. A partir desta profundidade, para um gradiente geotérmico normal de 33°C, as substâncias magnéticas atingem o ponto Curie (750°C - Fe, 580°C - magnetita e 360°C - Ni) e perdem suas propriedades magnéticas (Telford, 1990 apud Bicho, 1994).

As altas profundidades atingidas pela magnetometria permitem o mapeamento de estruturas de grande expressão e fazem do método um importante aliado nos mapeamentos regionais. É importante salientar que, para a detecção dos limites entre duas litologias, o método exige que a magnetização de ambas seja diferente. O contato entre duas litologias que possuam quantidades iguais de minerais magnéticos poderá ser detectado se a direção de magnetização de ambas for diferente. De forma inversa, se a magnetização for a mesma, ainda que as rochas tenha susceptibilidade diferente, o limite não poderá ser estabelecido (Richards & Walraven, 1975).

O magnetismo das rochas é causado pela presença de minerais magnéticos sendo os mais importantes magnetita, ilmenita, pirrotita e hematita. A facilidade com que esses minerais são magnetizados é determinada pela sua susceptibilidade. A magnetita, além de ser o acessório mais comum, possui susceptibilidade 10 vezes maior que os outros minerais. Por este motivo, as anomalias são controladas essencialmente pelas variações no conteúdo de magnetita das rochas (Telford, 1990 apud Bicho, 1994).

De maneira geral, as rochas básicas possuem magnetismo maior que suas variedades ácidas. As rochas sedimentares possuem baixa susceptibilidade com exceção das formações ferríferas e folhelhos. A magnetita pode se formar a partir de sedimentos ferruginosos em baixo grau metamórfico ou ser absorvida pelos piroxênios em graus mais altos. Piroxênio, anfíbolito e rochas ultrabásica metamorfizadas possuem elevadas susceptibilidades. Em terrenos metamórficos, os valores mais altos associam-se à magnetita, quartzitos e itabiritos (Richards & Walraven, 1975).

3.2.1. Aplicação dos Dados Aeromagnetométricos

A interpretação dos dados magnéticos tem por objetivo separar grandes domínios e lineamentos a partir das feições magnetométricas. As imagens magnéticas usadas neste trabalho se produziram a partir da aplicação de vários filtros sobre a imagem do campo magnético residual micronivelado. Esses filtros possibilitaram o melhor entendimento da distribuição e da natureza das fontes magnéticas (Blum, 1999).

A amplitude do sinal analítico, baseada no uso de derivadas vertical e horizontal de anomalias do campo potencial, é eficaz na determinação de parâmetro geométrico (geológicos e estruturais) e da profundidade de fontes magnéticas, uma vez que posiciona a anomalia magnética sobre suas respectivas fontes causadoras.

A derivada vertical realça informações provindas de comprimentos de ondas curtos e realçam gradientes de borda de corpos magnéticos rasos, sendo eficiente na delimitação de falhas e de bordas dos corpos anômalos. A derivada horizontal realça os gradientes horizontais, representando as possíveis fontes da anomalia, que possibilitam a passagem de valores que correspondem às altas frequências.

O espectro de potência ponderado radialmente é uma função capaz de estabelecer a profundidade das fontes magnéticas e o comportamento das rochas em subsuperfície através da análise da declinação da curva do espectro de energia.

3.2.2. Análise e Interpretação dos Dados Magnetométricos

Os dados magnéticos tiveram como objetivo realçar feições lineares e facilitar a discriminação das assinaturas magnéticas para a melhor análise visual do traçado de lineamentos e da identificação das áreas anômalas de grandes comprimentos de onda que permitem definir domínios magnéticos e seu arcabouço estrutural. Na interpretação dos dados magnéticos foram utilizadas as imagens do campo magnético residual, campo total reduzido ao pólo, amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico e as derivadas de ordem um D_x , D_y e D_z . Tais imagens interpretadas de forma conjunta possibilitaram a individualização de quatro domínios magnéticos e extração dos

principais lineamentos magnéticos estruturais presentes na área estudada, assim como estimar a profundidade das fontes magnéticas.

3.2.2.1. Domínios Magnéticos

A área estudada compreende quatro domínios magnéticos (DM) principais, onde se reconhecem valores de campo magnéticos e padrões de trama magnética distintas em cada um deles observados a partir da imagem do campo magnético total reduzido ao pólo. O relevo magnético da área mostra alternância de faixas alongadas com valores baixos (azul) e altos (magenta) que vão de -170 a 215 nT, orientadas na direção NW-SE mostrando materiais com diferentes graus de magnetização (Figura 3.6).

O DM1 se estende ao longo de um corredor NW-SE com largura de aproximadamente 12 Km na porção sudeste da área. Este domínio mostra valores magnéticos muito altos. Internamente há lineamentos magnéticos locais que refletem variações na litologia e na trama estrutural dos ortognaisses do Complexo Cajazeiras.

DM2 ocorre na porção norte, central e sudoeste da área, onde há valores magnéticos altos a moderados e fortes lineamentos magnéticos de direção E-W a WNW-ESE. Este domínio se correlaciona ao Complexo Cajazeiras, à Suíte Intrusiva João Jorge e ao Ortognaisse Pacajá.

DM3 ocupa a porção nordeste e central da área é o domínio de maior extensão ocorrendo em faixas com direções E-W com largura de 15 a 25 km. Os valores magnéticos são moderados, o relevo é movimentado e internamente há contínuos lineamentos magnéticos NW-SE ligados à zona de cisalhamento Bacajá. Este domínio se associa ao embasamento metamórfico (Complexo Cajazeiras e Ortognaisse Pacajá).

DM4 ocupa uma faixa no centro-norte da área, tem largura de 9 km e possui quatro área menores no sudoeste e sudeste com baixos valores magnéticos, relevo movimentado e grandes lineamentos NW-SE. Estão associadas em sua maioria à Seqüência Supracrustal (Complexo Cajazeiras e Ortognaisse Pacajá).

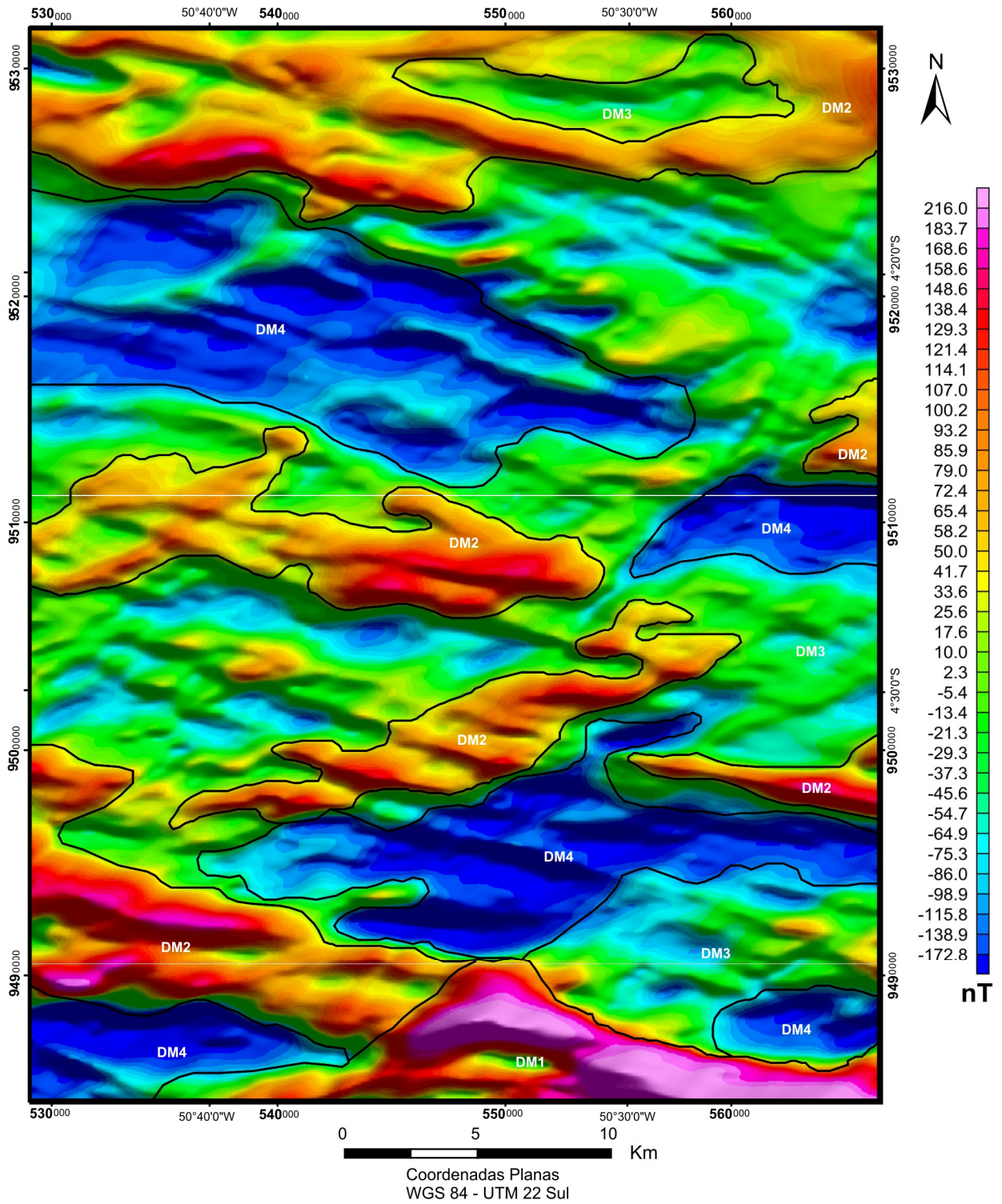


Figura 3.6. Principais domínios magnéticos individualizados a partir do campo total reduzido ao pólo.

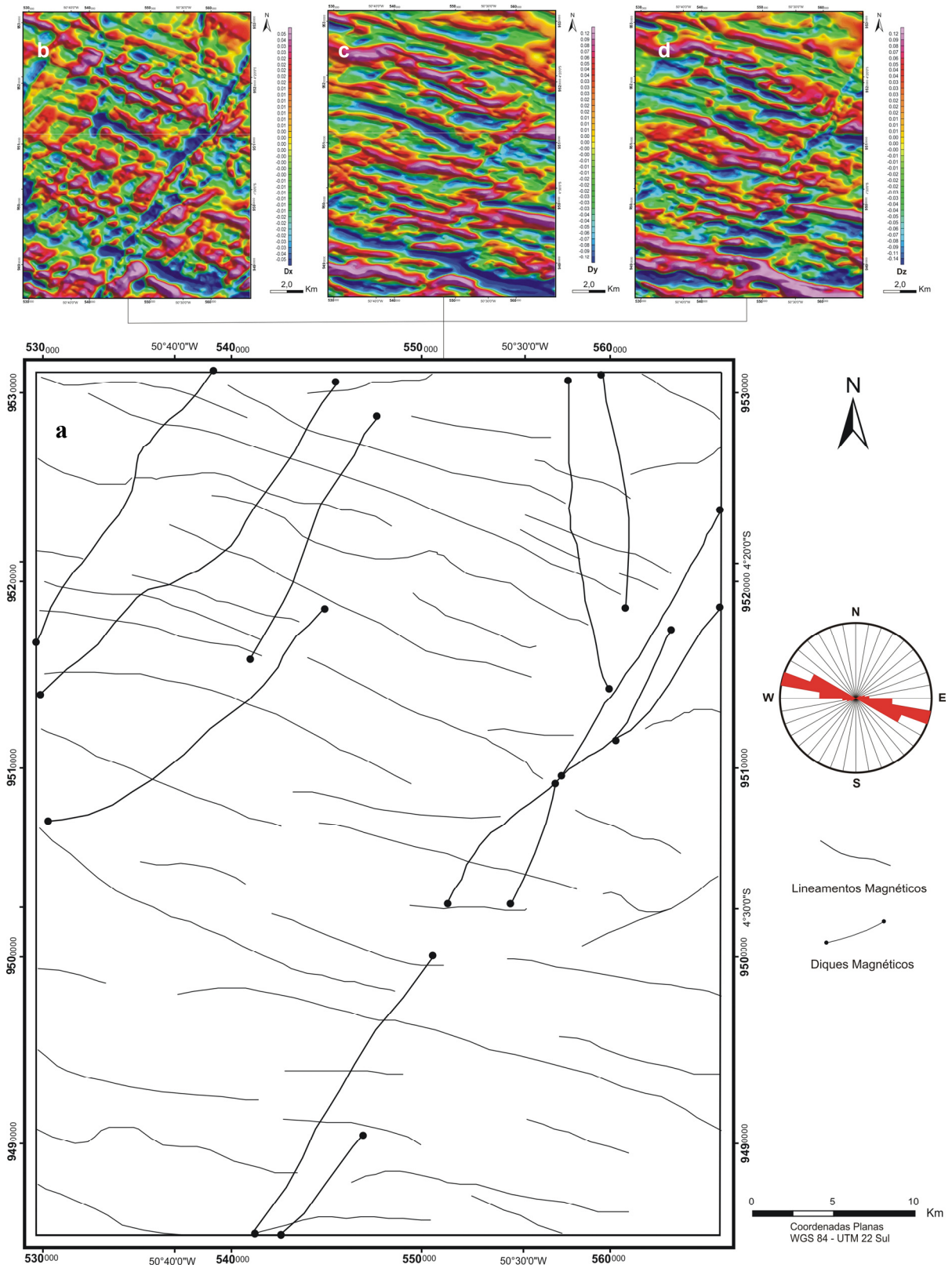
3.2.2.2. Lineamentos Magnéticos

Os lineamentos interpretados foram extraídos principalmente das derivadas horizontais (x , y) e derivada vertical (z) (Figura 3.7). Essas imagens realçam lineamentos magnéticos pouco aparentes nas imagens do campo magnético residual, principalmente lineamentos com expressão regional visíveis a partir de cristas magnéticas e de mudanças abruptas no gradiente magnético. Os lineamentos magnéticos extraídos apresentam direção NW-SE, coincidente com o as estruturas regionais. Deslocamentos aparentes de corpos magnéticos dipolares na direção NE-SW indicam a presença de diques máficos (Figura 3.7a).

3.2.2.3. Espectro de Potência Ponderado Radialmente

A fim de estabelecer as profundidades das fontes magnéticas e o comportamento das rochas em subsuperfície se fez a análise da frequência e profundidade das fontes a partir do espectro de potência do campo magnético residual. Foram identificados três intervalos distintos de fontes magnéticas (Figura 3.8). A primeira reta representa as fontes mais profundas da área com profundidades estimadas entre 4,2 a 2,2 km (Figura 3.8b) correspondendo nos mapas aos maiores comprimentos de onda; a segunda reta representa fontes magnéticas médias com profundidades estimadas entre 2,2 a 1,9 km. A terceira reta corresponde a fontes mais rasas situadas a cerca de 1,9 a 0,8 km de profundidade.

Este quadro indica que as fontes de alta frequência (Figura 3.6 DM1 e DM2) podem estar ligadas às fontes mais superficiais (supracrustais), enquanto os outros grupos são de fonte intermediárias a profundas.



Figuras 3.7. (a) Principais lineamentos magnéticos extraídos das derivadas horizontais x,y (b e c) e derivada vertical z (d).

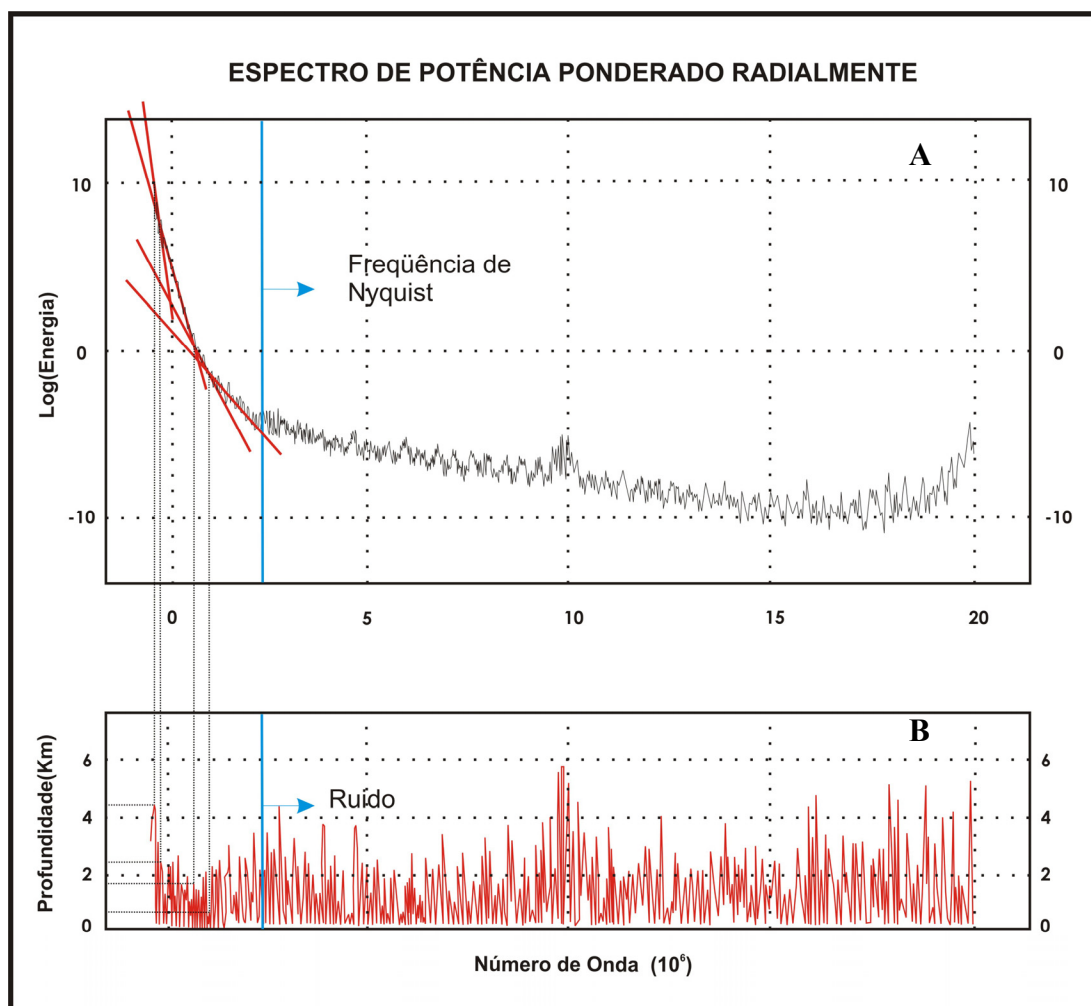


Figura 3.8. Espectro da potência do campo magnético residual com as respectivas profundidades estimadas.

3.3. INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

A integração de dados geofísicos de natureza distinta forneceu importantes informações sobre os conjuntos estruturais e litológicos regionais (Figura 3.9). Os produtos aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos foram tanto utilizados para a caracterização do arcabouço geológico regional quanto para diferenciar unidades litogeofísicas e, posteriormente para detalhamento da área de trabalho, permitindo uma visão mais ampla das unidades mapeadas e dos grandes traços estruturais.

Algumas assinaturas mapeadas na fase de interpretação, incluindo os lineamentos estruturais, e unidades litológicas foram assinaladas em trabalho de campo. Nesta etapa, procurou-se reconhecer as assinaturas nas áreas mapeadas

1:100.000 e extrapolar as assinaturas geofísicas para as áreas de difícil acesso ou locais onde não foram localizados contatos litológicos. Cabe ressaltar que, devido à amostragem, o levantamento aerogeofísico Anapu-Tuêre utilizado pode ser considerado como de alta resolução (espaçamento entre linhas de vôo igual a 500 metros), o que permitiu a identificação de uma série de feições gamaespectrométricas e magnéticas, capazes de serem correlacionáveis em diversos graus aos aspectos lito-estruturais regionais e locais.

A imagem da deriva vertical (dz) (Figura 3.7d) mostra que a grande zona de cisalhamento transcorrente Bacajá (Souza, 1995) é representada por altos valores de amplitude nas imagens de derivada vertical e amplitude do sinal analítico, assim como na imagem de composição ternária RGB, a qual tem alta contribuição no canal de Th e moderado de K alternados por valores intermediários de Th, K e U.

Os altos valores de Th e intermediários de K na imagem RGB (Figura 3.4a) correspondem, em grande parte aos ortognaisses e migmatitos de fácies anfibolito mapeados pelo projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008b em preparação), unidade que ocorre exclusivamente no domínio Bacajá chamada de Ortognaisse Pacajá. Os valores intermediários nesta mesma imagem para Th, K e U traduzem grande parte da porção central e sul da área trabalhada e se correlacionam ao embasamento gnáissico definido como Complexo Cajazeiras.

Os batólitos graníticos alongados na direção NW-SE da Suíte intrusiva João Jorge (Vasquez *et al.* 2008b) são correlacionáveis à alta contribuição no canal do K presente na imagem ternária RGB, sobretudo na porção nordeste da área. Os locais com baixa contribuição na imagem ternária e com altos valores de susceptibilidade magnética nas imagens de amplitude do sinal analítico e derivadas horizontais e vertical, que ocorrem principalmente na porção sul da área estudada, são correlacionáveis às rochas da Seqüência Supracrustal 1 composta principalmente por quartzitos puros (Vasquez *et al.* 2008b).

Os lineamentos magnéticos de orientação NW-SE são os mais expressivos e abundantes. As estruturas NE-SW, bem marcadas na imagem do sinal analítico e derivada vertical, estariam associadas a diques básicos.

Algumas unidades não mostram correlação entre domínios geofísicos. Outras apresentam excelente correlação espacial, apenas com pequenas variações faciológicas internas. As unidades que não tiveram sobreposição foram consideradas de domínios geofísicos. Vale ainda afirmar que é possível a identificação de um número maior de domínios magnéticos-gamaespectrométricos, de acordo com a escala final do trabalho de interpretação (1:100.000). Este mapa (Figura 3.9) representa um quadro bem mais completo e complexo do que deve ser na realidade as assinaturas gamaespectrométricas e magnéticas locais. De um modo geral, os domínios radiométricos e magnéticos apresentam correlação razoável entre si.

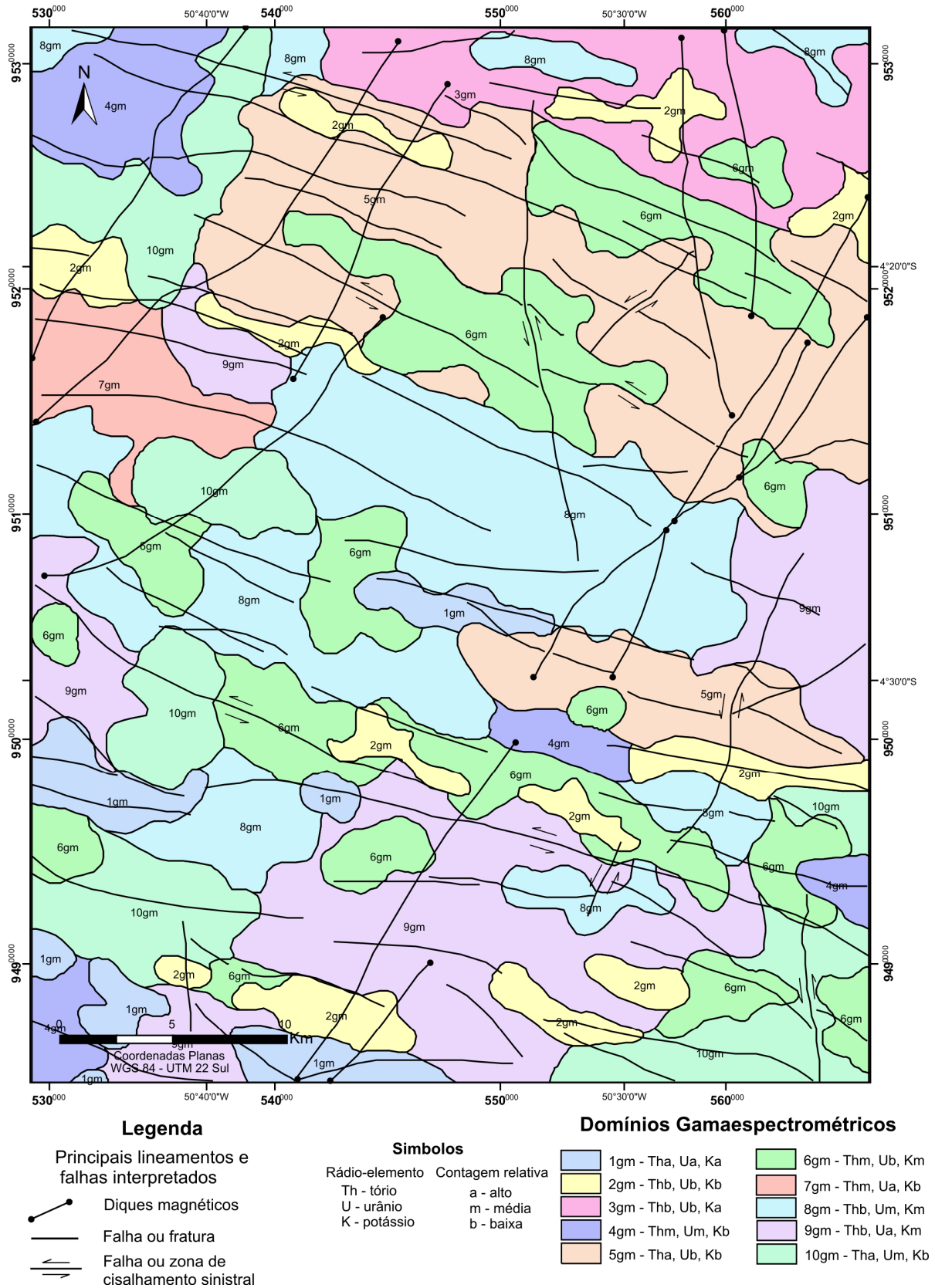


Figura 3.9. Mapa da integração dos resultados dos mapas gamaespectrométricos e magnetométricos.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MACROSCÓPICAS

O arcabouço estrutural geral da área observados nas imagens de radar é marcado por extensos lineamentos de até dezenas de quilômetros com direção predominante NW-SE, (Figura 4.1). Este padrão se confirma nos mapas aeromagnéticos por meio de anomalias de feições mais profundas da crosta e pelo alinhamento do relevo magnético como visto no capítulo anterior. Na porção sul da área, onde o relevo é mais acidentado, os lineamentos assumem direção WNW-ESE, concordante com a estrutura regional da região denominada de Zona de Cisalhamento Transcorrente Bacajá (ZCTB) (Souza 1995), a qual afeta rochas neoarqueanas a paleoproterozóicas. A macroestruturação observada nas imagens de radar e mapas aerogeofísicos revelam a disposição das feições deformacionais dúcteis e rúpteis bem como a distribuição das unidades litológicas.

Arranjos de uma cinemática sinistral foram sugeridos por Souza (1995) ao longo da faixa NW-SE da ZCTB. Estas feições também são confirmadas nos mapas aeromagnético e radar e nas feições de campo.

O comportamento geral da foliação na região observada no campo é bastante homogêneo, penetrativo e contínuo ao longo da direção NW-SE, variando lateralmente para a direção WNW-ESE com valores de mergulho alto (Figuras 4.2 e 4.3). As observações de campo possibilitaram a documentação das principais estruturas das rochas da área. Em escala mesoscópica são observados elementos estruturais agrupados em feições planares e lineares como acamamentos magmáticos, xistosidades, dobras, zonas miloníticas, bandas de cisalhamento e lineação mineral.

A seguir serão descritos as principais feições estruturais macroscópicas observadas em cada litotipo como os granitóides, gnaisses, quartzitos e rochas máficas.

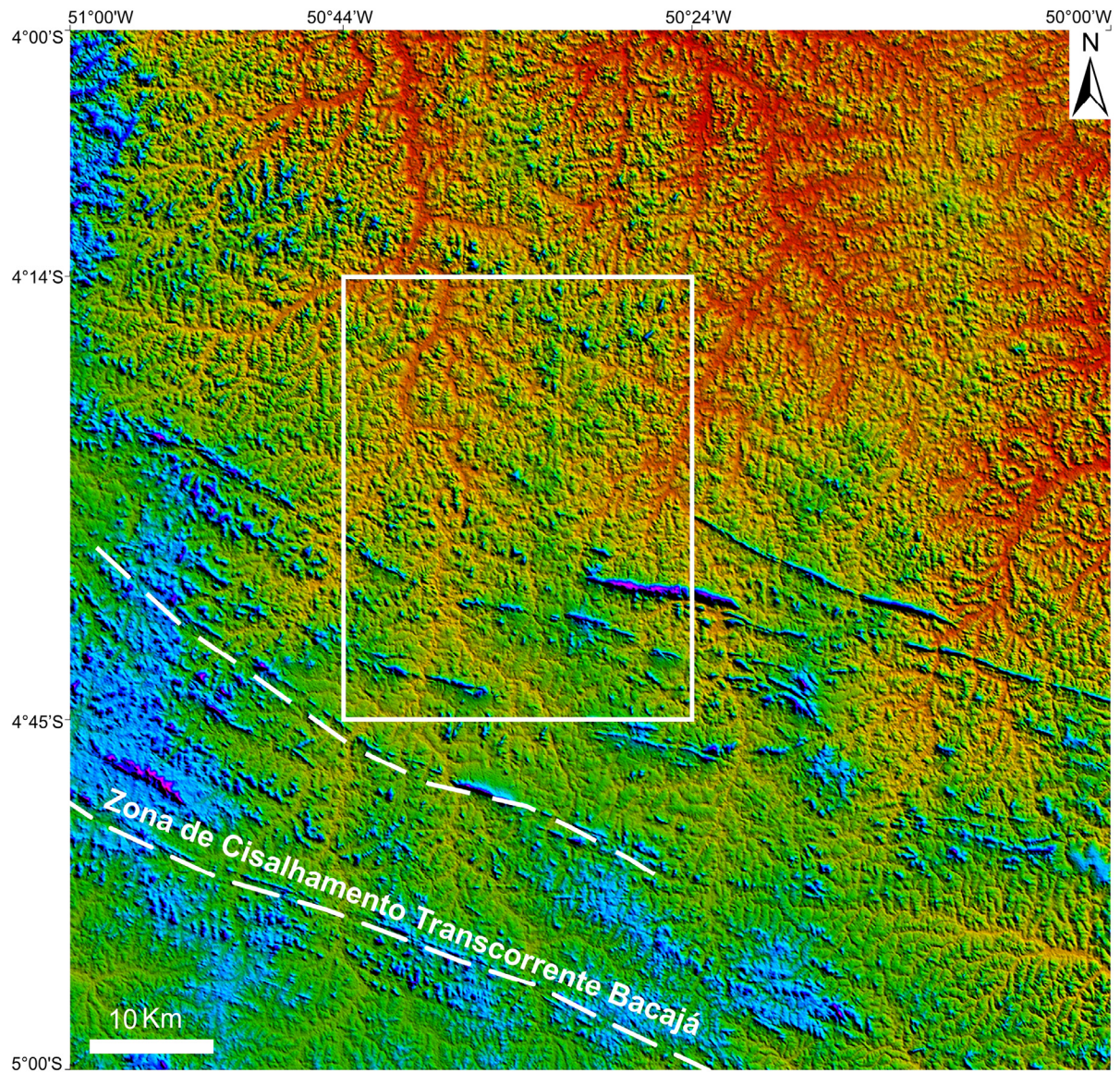


Figura 4.1. Imagem de radar (SRTM) evidenciando a direção principal dos lineamentos NW-SE do Domínio Bacajá. O retângulo marca os limites da área estudada.

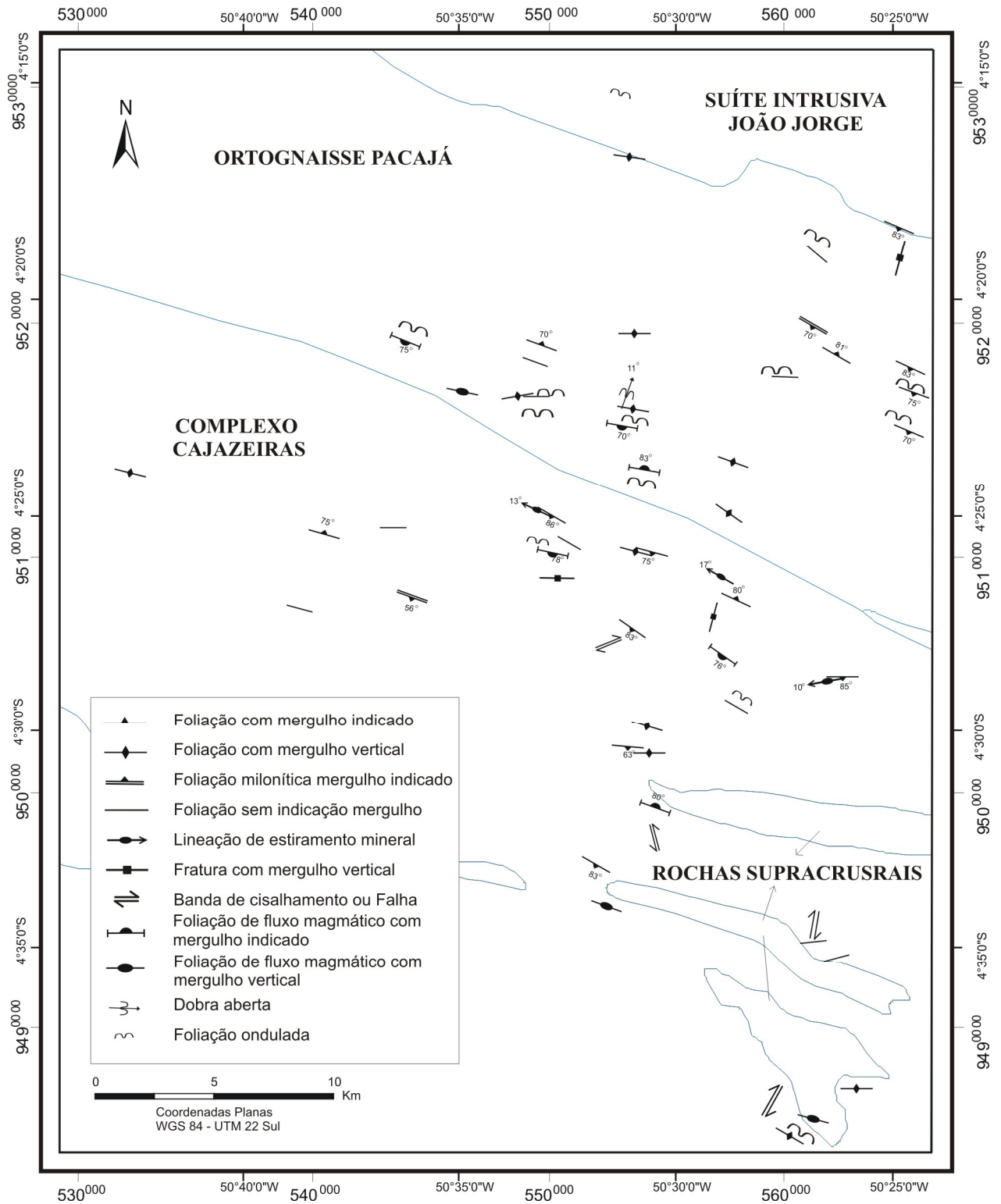


Figura 4.2. Mapa de trajetórias da foliação da área trabalhada, porção NE do Domínio Bacajá, com os contatos das unidades geológicas individualizadas no mapa geológico do Estado do Pará.

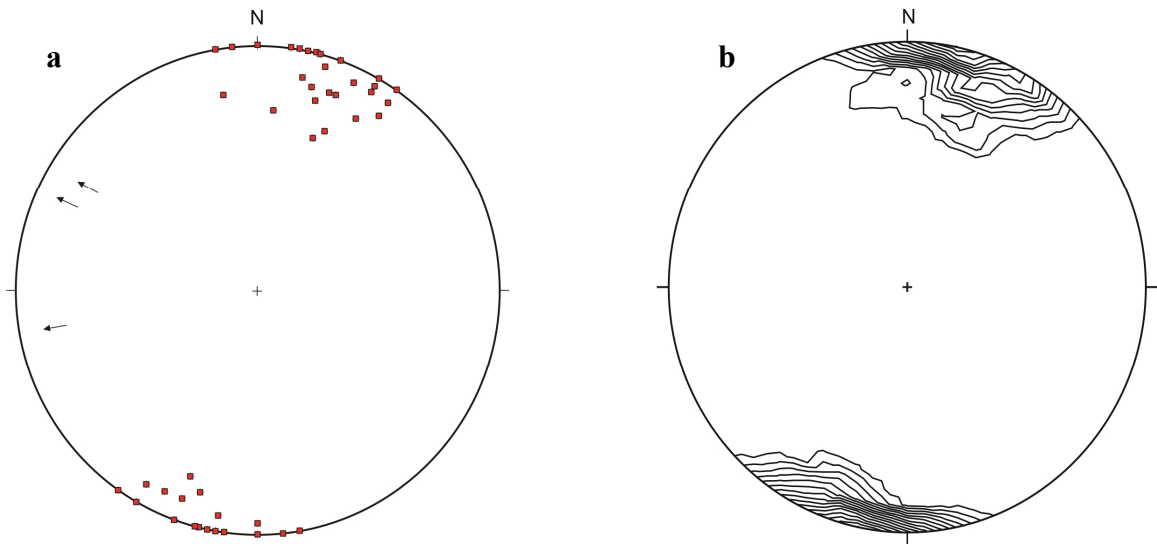


Figura 4.3. (a) Diagrama de pólo das foliações (38 medidas) e lineações de estiramento mineral (3 medidas) dos granitóides e gnaisses; (b) Curvas de isofreqüências dos pólos das foliações, mostrando o domínio da direção regional WNW-ESE. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

4.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS MESOSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Neste tópico serão apresentadas as principais feições estruturais observadas em 85 afloramentos dos variados litotipos encontrados tais como granitóides, gnaisses, anfibolitos e quartzitos. Também será apresentada a descrição microtectônica na tentativa de se discutir sobre o ambiente deformacional dos granitóides.

4.2.1. Granitóides

Correspondem às unidades II, II e IV do Mapa Geológico proposto por este trabalho (em anexo) e as unidades Ortognaisse Pacajá e Complexo Cajazeiras do mapa regional da figura 2.6 CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

São os litotipos dominantes na área, apresentam feições estruturais desenvolvidas sob um amplo aspecto de condições reológicas, desde feições geradas no estágio magmático até o estágio sólido.

◆ *Acamamento Magmático (S_0)*

O acamamento magmático é caracterizado pela alternância de níveis esbranquiçados e de níveis finos e descontínuos escuros com espessuras variáveis entre 1 a 20 cm. As porções claras são formadas por feldspatos e quartzo e as bandas escuras apresentam biotita e anfibólio, além dos minerais félsicos. Os níveis mais claros apresentam granulação mais grossa quando comparados aos níveis escuros (Figuras 4.4a, b). Este acamamento primário representa uma foliação magmática que ocorre preferencialmente nos domínios onde a deformação é menos intensa. esta foliação tem orientação preferencial N70W e mergulho subvertical concordante à foliação regional. Localmente, a foliação S_0 apresenta mergulhos subhorizontais. Este acamamento primário mostra mudança de orientação de sua trajetória quando contorna xenólitos de anfibolito. Por vezes, o acamamento magmático pode ser destacado pela presença de veios aplíticos de espessura centimétrica concordantes ao acamamento da rocha hospedeira (Figura 4.4b). Localmente, esta superfície primária é desenhada por concentrações decimétricas de fenocristais alongados de feldspato.

◆ *Foliação (S_1)*

A foliação S_1 é a feição planar de maior expressão nos granitóides e se caracteriza pela orientação preferencial de biotita e/ou anfibólio dispostos em níveis milimétricos alternados com níveis quartzo-feldspáticos. Grãos de quartzo achatados formam níveis ressaltados em superfícies alteradas da rocha, melhor definindo a foliação S_1 . Em rochas mais deformadas, esta superfície pode apresentar arranjo anastomosado (Figura 4.5). Esta foliação tem direção geral NW-SE, mergulho vertical a subvertical, aspecto homogêneo, contínuo, penetrativo na escala de afloramento e concordante com o padrão estrutural regional. Normalmente, a foliação S_1 é paralela e/ou subparalela à foliação S_0 , com direção de N70W e altos ângulos de mergulho, variando de 70° a 90°, predominantemente para SW, predominando o mergulho vertical (Figuras 4.3 a,b). A foliação S_1 também esta impressa localmente em veios quartzo-feldspáticos e nas rochas que os hospedam.

◆ *Dobras*

Os granitóides podem apresentar dobras ptigmáticas e dobras que afetaram as superfícies S_0 e/ou S_1 . As primeiras são mais facilmente vistas em veios pegmatíticos e/ou aplíticos de espessura milimétrica (Figura 4.6a), variam de abertas a fechadas, apresentam forte desarmonia e assimetria, podendo ser do tipo “M” (Figura 4.4b). Os veios dobrados têm espessuras centimétricas a decimétricas. As dobras que afetam S_0 e/ou S_1 são caracterizadas por ondulações e dobras decimétricas, assimétricas e cujo ângulo interflanco varia de 60° a 90° , o que permite classificá-la como sendo do tipo aberta. Por vezes, o acamamento primário apresenta dobras abertas às quais se associa uma foliação de plano axial S_1 , subvertical, discreta e marcada pela orientação preferencial de finos agregados ricos em biotita formando bandas de cisalhamento (Figura 4.6b). Na maioria das vezes, as dobras apresentam eixo subhorizontal ou com baixos ângulos de caimento.

◆ *Lineação Mineral*

A lineação mineral, melhor observada em amostras orientadas, é caracterizada pela orientação preferencial de quartzo e de minerais ferromagnesianos, os quais se dispõem em agregados alongados. A lineação é pouco desenvolvida, o que sugere um regime de deformação controlado principalmente por achatamento. As raras medidas de atitudes da lineação mineral indicaram o predomínio de baixos ângulos de caimento, normalmente inferiores a 20° , e uma direção que varia de 260° a 300° (Figuras 4.2, 4.3).

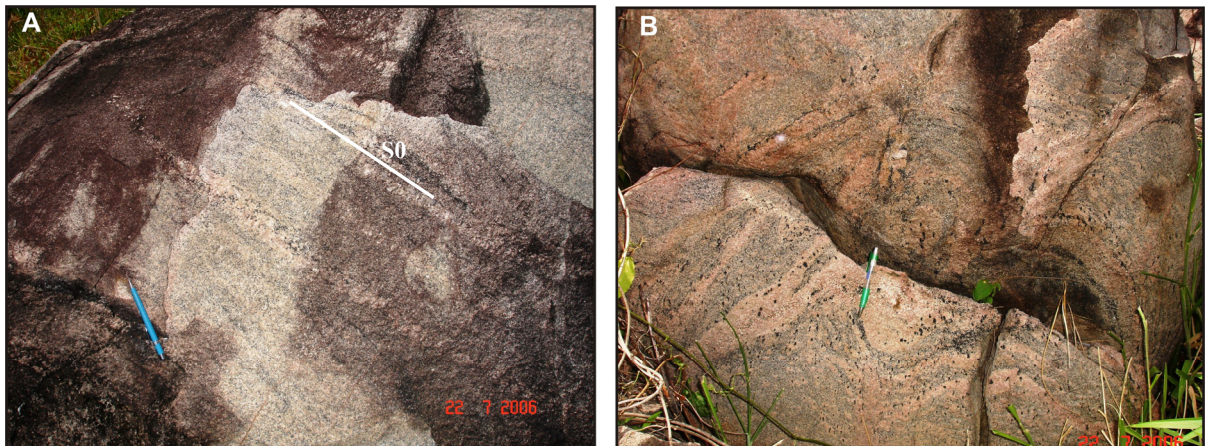


Figura 4.4. Acamamento rítmico em Biotita monzogranito marcado pela (a) alternância de níveis quartzo-feldspáticos e níveis ricos em minerais máficos; (b) presença de veios aplíticos concordante ao acamamento da rocha; observar presença de agregados de biotita. Afloramento CC-05.

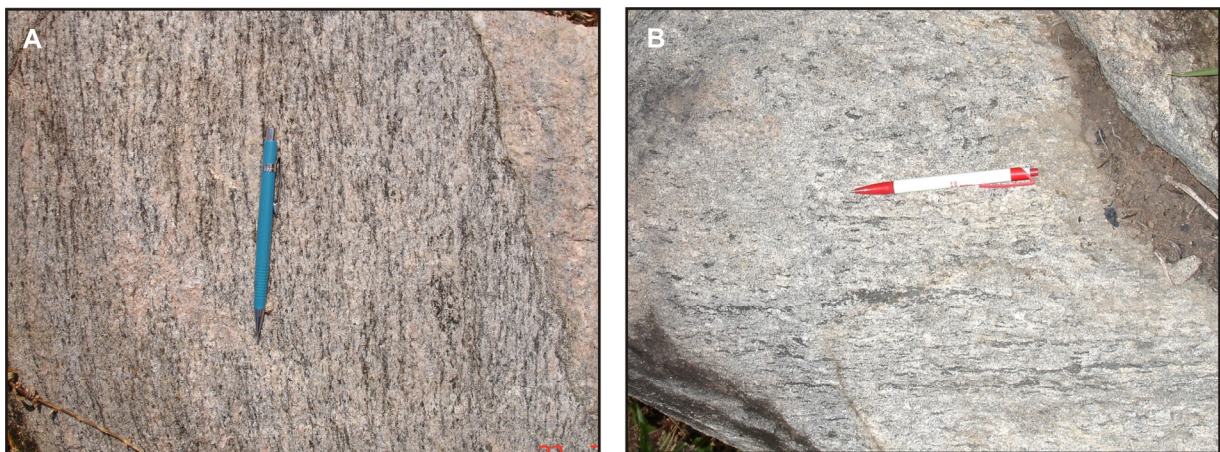


Figura 4.5. Aspecto da foliação S1 penetrativa na escala do afloramento com aspecto homogêneo e evidenciada pela orientação preferencial dos minerais máficos no (a) Leucomonzogranito; (b) Biotita tonalito. Afloramentos CC-21 e CC-84.

◆ Foliação Milonítica (S_{1m})

A foliação milonítica (S_{1m}) ocorre de modo localizado (afloramentos CC-36, CC-77 e CC-81) em zonas de espessura centimétrica a decimétrica, concordantes à S_1 . Os milonitos se caracterizam pela presença de uma matriz fina e pela alternância de finos níveis ricos em minerais máficos com níveis finos quartzo-feldspáticos. Por vezes, podem ser identificadas duas superfícies levemente oblíquas que representam as foliações S e C. A interseção destas foliações resulta em um arranjo sigmoidal pouco desenvolvido e restrito na área (Figura 4.7). Porfiroclastos de feldspato estão orientados

paralelamente à S_{1m} e ao seu redor pode haver sombras de deformação ricas em quartzo. Alguns porfiroclastos de feldspato mostram microfalhas e feições de rompimento (entelhamento) Figura 4.8.

◆ *Bandas de Cisalhamento*

A foliação S_1 é localmente cortada por bandas de cisalhamento de espessura centimétricas, comprimentos métricos e orientação oblíqua à foliação S_1 . As bandas de cisalhamento são marcadas por maior deformação dúctil das rochas e pela conseqüente redução do tamanho dos cristais. Nos raros locais em que as bandas de cisalhamento foram vistas, elas deslocam a S_1 e possibilitam a determinação do sentido de movimentação dextrógira das bandas de cisalhamento (Figura 4.9), localmente se desenvolve zona de cisalhamento conjugada (Figuras 4.10). Verifica-se, ainda, que a intensidade da foliação aumenta das paredes para a parte central da zona de cisalhamento, o que significa que a deformação foi heterogênea.

◆ *Falhas*

Falhas de pequeno rejeito protocáticas ocorrem raramente e podem ser preenchidas por veios de quartzo, apresentam orientação principal na direção N15W no sentido sinistral. Esta estrutura se torna mais evidente quando desloca níveis de composições diferentes (S_0) exibindo caráter rúpil-dúctil (Figura 4.11).

◆ *Faturas*

Os granitóides apresentam famílias de fraturas verticais de direção predominante NNW-SSE ou NE-SW. Em alguns casos, essas fraturas são preenchidas por vênulas quartzo-feldspáticas de espessuras centimétrica a decimétrica. Localmente, estas vênulas apresentam foliação interna marcada pelo estiramento de cristais de quartzo e que são concordantes com a foliação S_1 .

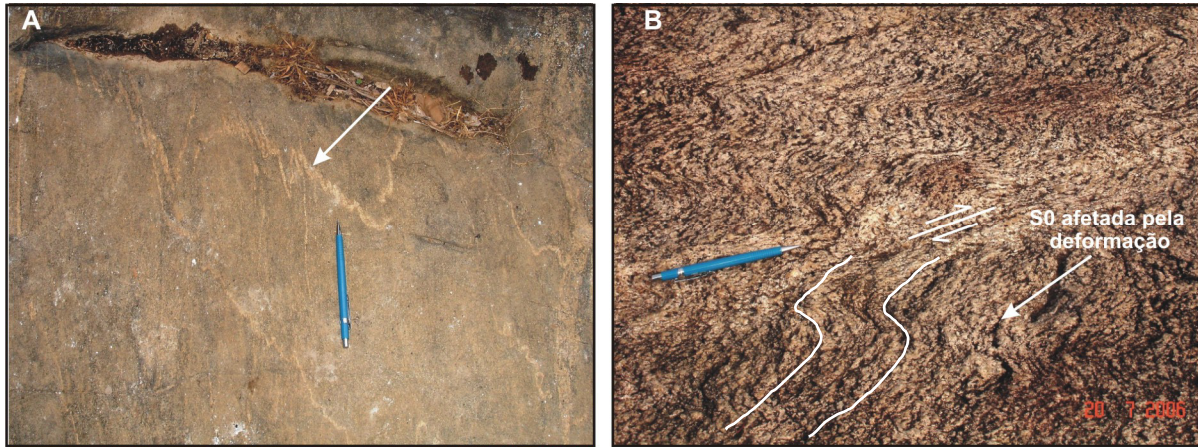


Figura 4.6. (a) Dobras assimétricas ptigmática em veios milimétricos de quartzo; (b) Dobras abertas associada a uma foliação de plano axial formando bandas de cisalhamento que afetam a superfície S₀. Afloramentos CC-23 e CC-01.

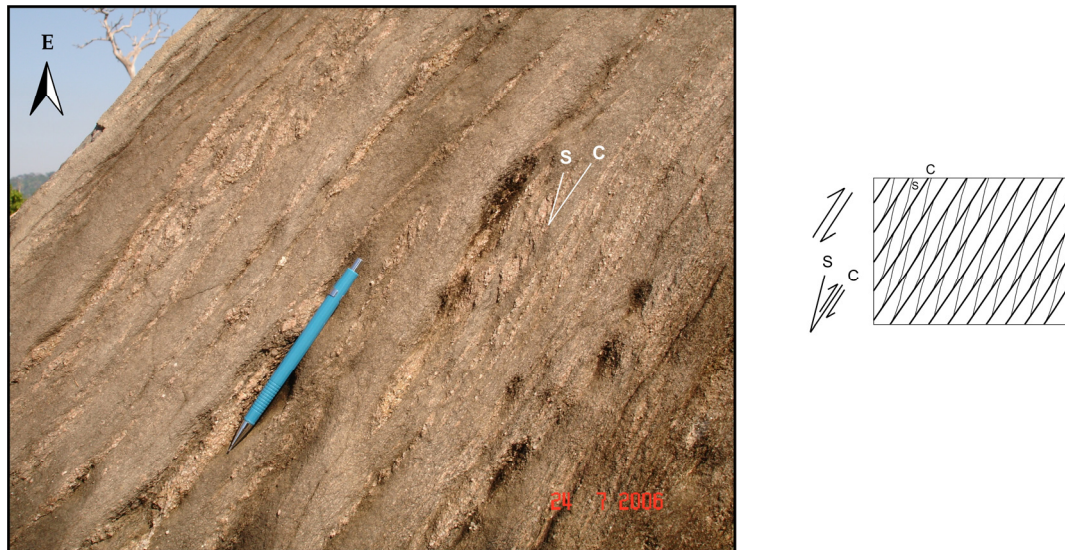


Figura 4.7. Titanita biotita monzogranito milonítico mostrando foliação S-C com cinemática inversa olhando de leste para oeste. Afloramento CC-36.

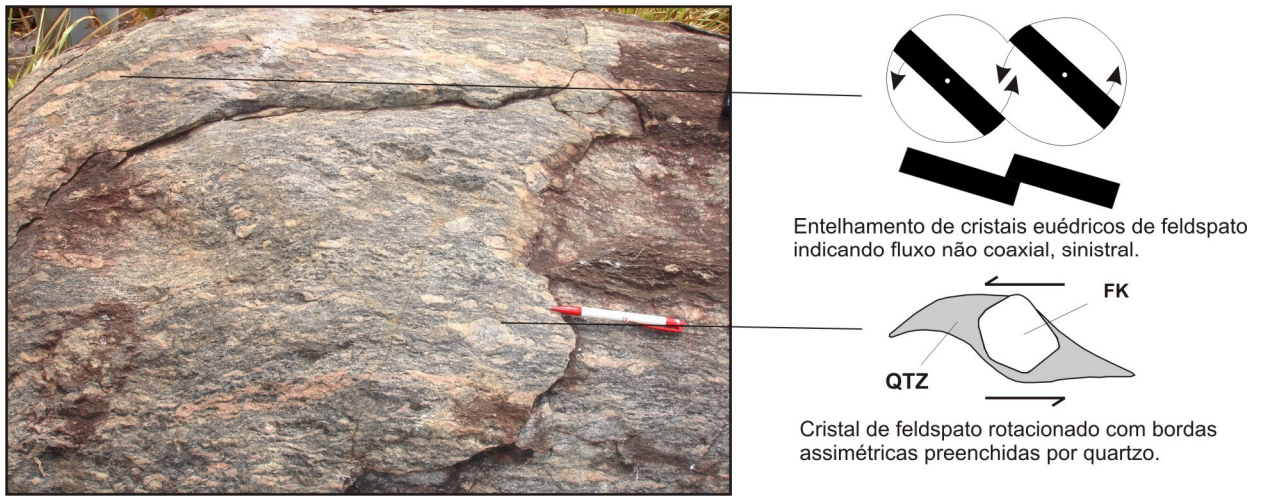


Figura 4.8. Hornblenda monzogranito milonítico mostrando porfiroclastos de feldspato alcalino contornado por sombras de deformação ricas em quartzo. Alguns porfiroclastos de feldspato mostram microfalhas e feições de rompimento. Afloramento CC-81.

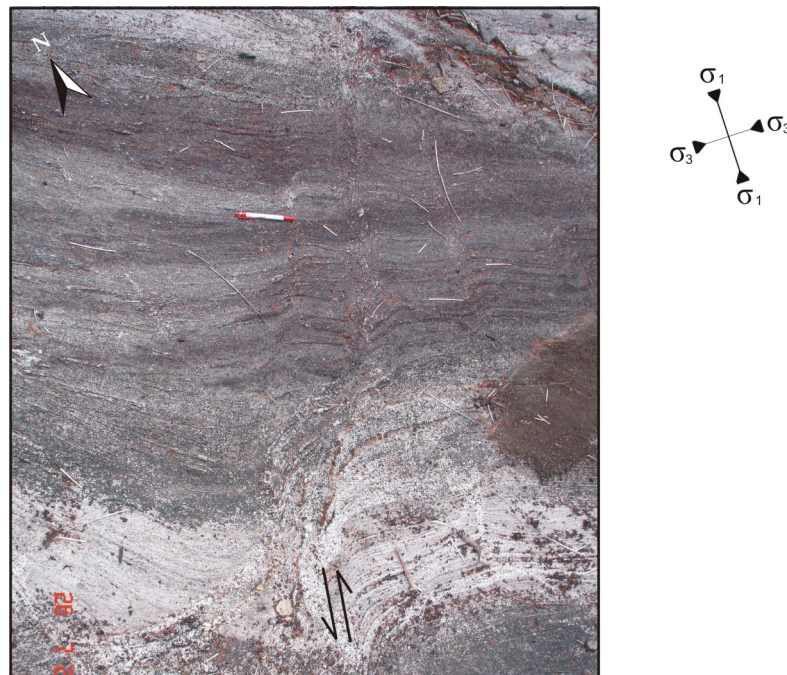


Figura 4.9. Afloramento em planta de enderbita apresentando banda de cisalhamento sinistral deslocando a foliação S1. Afloramento CC-67

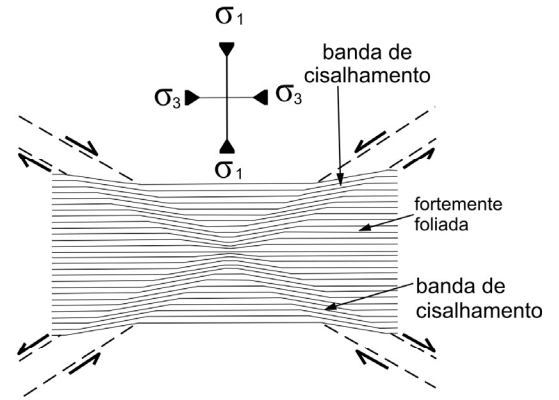


Figura 4.10. Biotita hornblenda granodiorito com banda de cisalhamento conjugada. Afloramento CC-23.

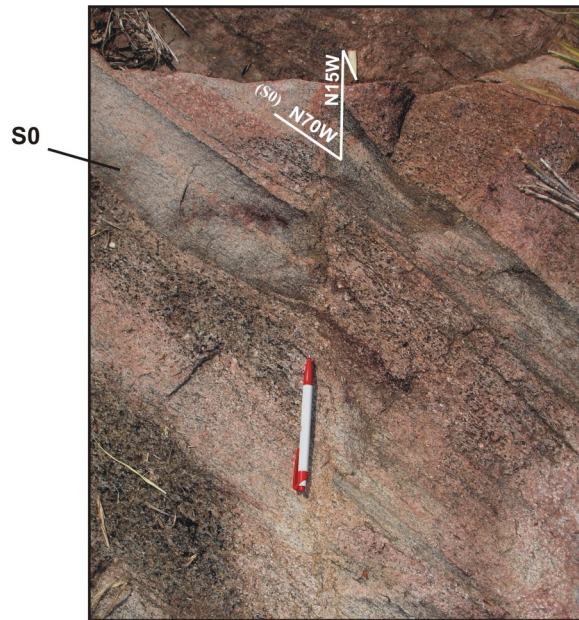


Figura 4.11. Leucomonzogranito afetado por falha protoclástica marcada pelo deslocamento da foliação S0. Afloramento CC-61.

4.2.1.1. Feições Microtectônicas

Serão descritos as microestruturas dos granitos geradas em estágio não completamente consolidado, assim como, as geradas por deformação em estado sólido.

♦ *Deformação no estágio ainda não completamente consolidado*

Os granitos geralmente apresentam feições macroscópicas de fluxo magmático (S_0) e foliação moderada a fraca, marcada principalmente pela orientação de cristais euédricos de feldspatos e de minerais máficos sem evidência de deformação plástica ou recristalização, que quando imersos em magma com fluxo laminar, foram rotacionados e alinhados paralelamente à foliação magmática (Figura 4.12a).

Os cristais de quartzo são fraca a moderadamente alongados, concordantes com a foliação, e possuem extinção ondulante moderada a forte, que passa lateralmente para subgrãos (Figura 4.12b) e formação inicial de novos grãos. Localmente há grãos que apresentam extinção com padrão tabuleiro de xadrez.

A microclina apresenta orientação preferencial fraca a incipiente, com seus cristais euédricos a subédricos, alguns grãos apresentam extinção ondulante moderada à fraca com suave arqueamento de suas maclas, é comum a presença de micropertitas e pertitas em chamas, a geração de novos grãos ocorreu localmente.

Os cristais de plagioclásio mostram orientação preferencial moderada a fraca, com formas originais preservadas, exibem extinção ondulante que varia de incipiente à fraca, neste estágio da deformação os cristais apresentam bordas levemente recristalizadas e localmente há arqueamento de maclas, mas sem formar *kink bands* (Figura 4.13a).

Os cristais de biotita e hornblenda apresentam orientação fraca a moderada, disposta muitas vezes em níveis preferenciais, em algumas rochas os cristais de hornblenda e/ou biotita encontram-se parcialmente corroídos em suas bordas quando em contato com feldspatos, dando origem a simplectitos. Estes são formados por finos cristais vermiculares de titanita ou opacos (Figura 4.13b), estas feições se desenvolvem nas faces paralelas à foliação.

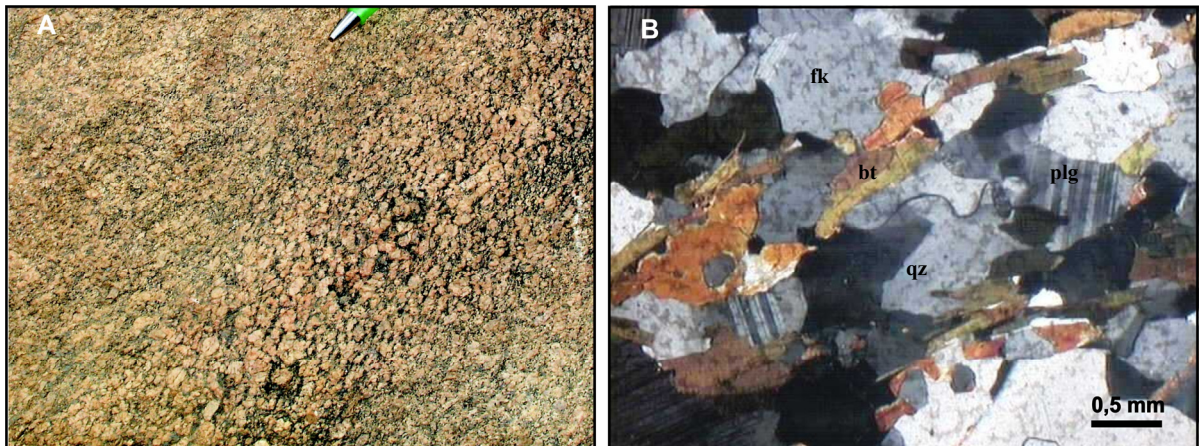


Figura 4.12. Biotita monzogranito (a) mostrando foliação de fluxo magmático evidenciada pela orientação de cristais euédricos de feldspato potássico sem deformação plástica; (b) Fotomicrografia (luz polarizada) apresentando foliação definida pela orientação preferencial de biotita (bt). Notar extinção ondulante fraca no quartzo (qz) e raros subgrãos. Afloramento CC-03.

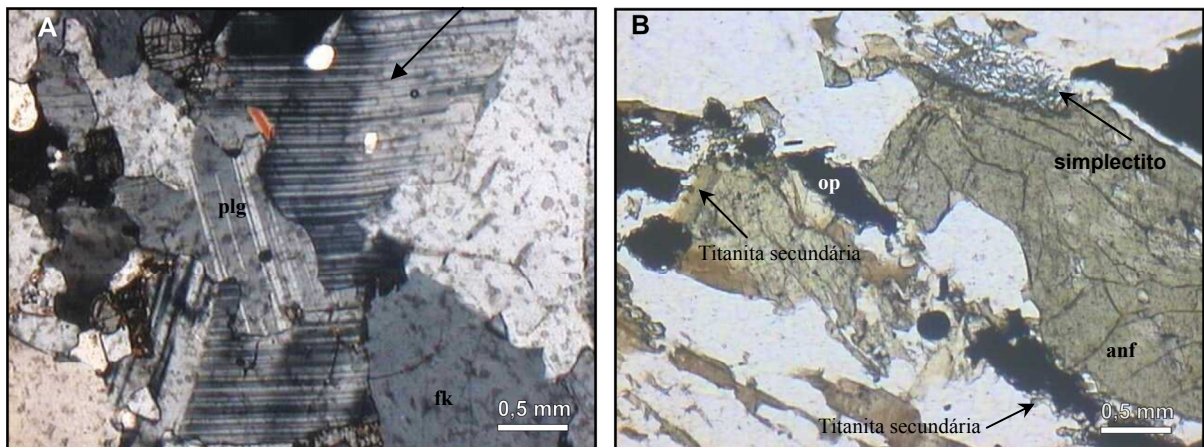


Figura 4.13. Fotomicrografia mostrando (a) (luz polarizada) plagioclásio (plg) apresentando extinção ondulante e com leve arqueamento em suas maclas; (b). (luz natural) simplectitos em cristais de anfibólio (anf) com cristais vermiculares de opacos (op). Notar os opacos sendo contornados por cristais de titanita secundária. Afloramentos CC-03 e CC-35.

◆ *Deformação no estágio sólido*

As feições microtectônicas geradas por deformação em estado sólido constituem bons indicadores das condições deformacionais, em especial, da temperatura. O tipo de microestrutura desenvolvida independe do caminho termal seguido durante a deformação do corpo granítico. Microestruturas registrando temperaturas muito altas (acima de 600°C) até moderadas a baixas podem ser geradas, tanto sob o efeito termal

do resfriamento do corpo granítico quanto em episódios tectono-termais superpostos (Gapais 1989, Passchier & Trouw 1996).

O comportamento reológico dos minerais está, em grande parte, relacionado às condições de temperatura, a qual controla fortemente a capacidade do mineral de sofrer deformação intracristalina por processos rúpteis (catáclase) ou dúcteis, por meio da ativação dos diferentes sistemas de deslizamento (Passchier & Trouw 1996). As rochas neste estágio são aquelas que mostram em escala de afloramento foliação moderada a forte e definida pela forte orientação preferencial dos minerais.

Os cristais de quartzo são geralmente alongados, paralelos à foliação, com contatos lobados a levementes curvos, apresentam extinção ondulante forte a moderada, passando lateralmente para subgrãos e novos grãos finos na borda dos cristais maiores, em alguns granitos os subgrãos têm o mesmo tamanho dos novos grãos, há também subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (Figura 4.14a), com limites paralelos a seções prismáticas e basais (Kruhl, 1996). Migração de limite de grão com a nucleação de novos grãos de quartzo pode ter sido um mecanismo importante.

Os cristais de microclina apresentam orientação moderada, formas alongadas a subarredondadas paralelos à foliação e extinção ondulante. Microfalhas são observadas localmente. Ocorrem agregados de grãos com contatos irregulares sugerindo recristalização por migração da fronteira entre grãos. Pertitas em chamás são observadas e tendem a ser paralelas à direção de maior encurtamento. Mirmequitas são vistas em faces paralelas à direção da foliação. Alguns porfiroclastos mostram recristalização em suas bordas, resultando em feições tipo manto e núcleo (*cf.* White 1975) (Figura 4.14b).

O plagioclásio encontra-se com formas subarredondadas, contatos lobados a levemente curvos e mirmequíticas ao longo de contatos com microclina. A orientação preferencial é moderada. O plagioclásio pode exibir extinção ondulante, maclas ligeiramente arqueada ou *kink bands*. Pertitas em chamás e micropertitas são feições comuns (Figura 4.15a). Localmente há maclas interrompidas em cristais com bordas levemente recristalizadas.

Os cristais de biotita possuem forte orientação preferencial, mostrando contatos retos a serrilhados (Figura 4.15b), localmente ocorrem finos neoblastos, e simplectítico em arranjos vermiculares formados, provavelmente, por titanita.

A hornblenda mostra forte a moderada orientação preferencial concordantes à foliação. Localmente há formação de neoblastos finos que formam caldas nos cristais maiores.

Os cristais de piroxênios que ocorrem nas rochas charnoquíticas apresentam orientação preferencial moderada, geralmente bastante fraturado, os clinopiroxênios encontram-se mais preservadas que os ortopiroxênios, mostram limites côncavos ou convexos, especialmente quando em contato com quartzo. Alguns cristais podem exibir extinção ondulante.

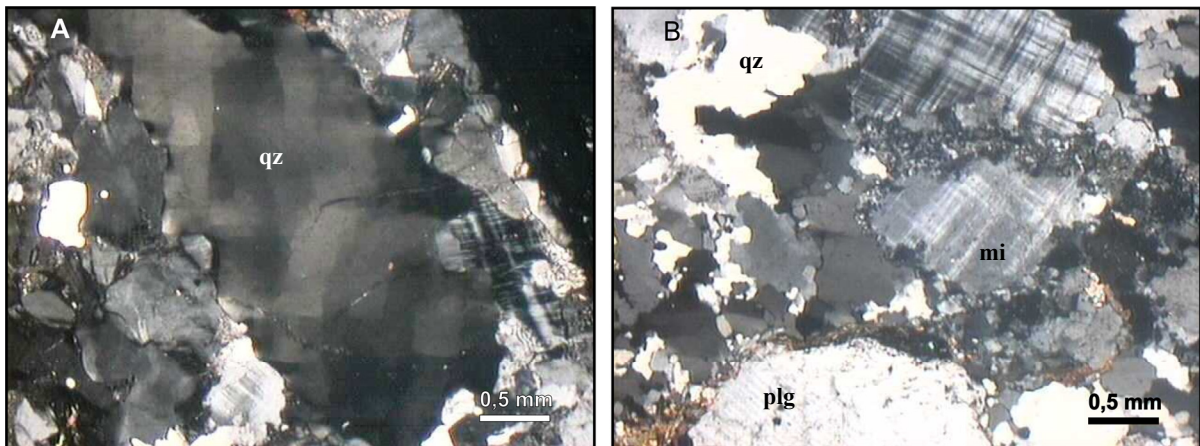


Figura 4.14. Fotomicrografia (luz polarizada) (a) Leucomonzogranito mostrando cristais de quartzo (qz) com subgrãos retangulares em padrão de tabuleiro de xadrez (*chess-board*, Kruhl, 1996); (b) Hornblenda- biotita granodiorito mostrando porfiroclasto de microclina com bordas parcialmente recristalização (textura manto e núcleo). Afloramentos CC-45 e CC-49.

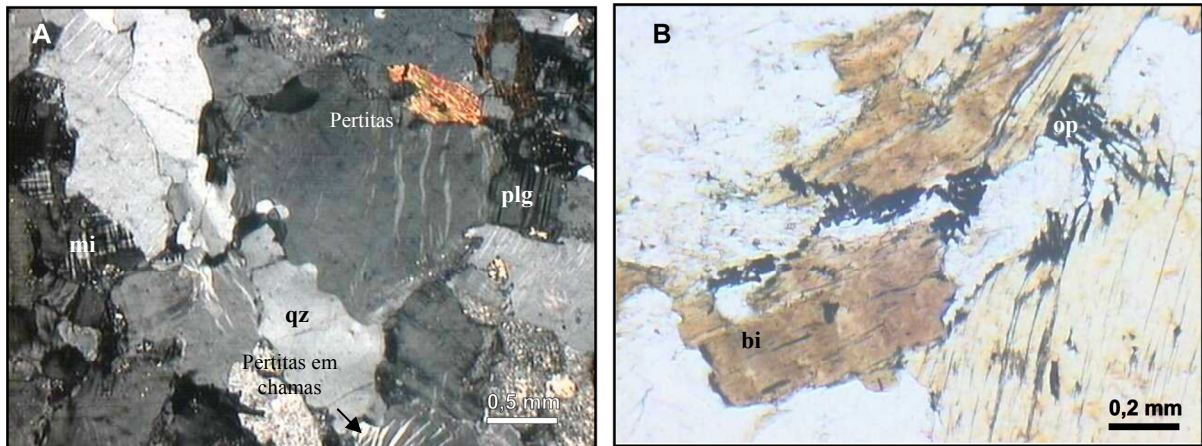


Figura 4.15. Fotomicrografia (luz polarizada) de leucomonzogranito mostrando (a) contatos interlobados entre cristais de quartzo (qz), microclina (mi) e plagioclásio (plg) ; (b) biotita (bi) mostrando bordas de reação com cristais anédricos de opacos (op). Afloramentos CC-45 e CC-49.

◆ *Estruturas miloníticas*

Nos milonitos da região a foliação é bem definida principalmente pelos minerais máficos e pelo achatamento dos cristais de quartzo, estes estão em estágio avançado de recristalização e constituem agregados alongados (*ribbons*) de subgrãos oblíquos à direção da foliação e abundantes novos grãos que contornam porfiroclastos (Figura 4.16). Às vezes os subgrãos têm o mesmo tamanho dos novos grãos, e o conjunto produz uma matriz fina.

A microclina está moderadamente orientada, possui formas arredondadas a amendoadas e representam porfiroclastos com extinção ondulante que, por vezes, apresentam caudas assimétricas de recristalização, resultando em porfiroclastos do tipo sigma (Figura 4.16). Textura do tipo manto e núcleo também é observada, assim como pertitas em chamas e mirmequitas dispostas paralelamente à foliação.

A deformação no plagioclásio é evidenciada pela forte orientação preferencial dos porfiroclastos, os quais mostram extinção ondulante e recristalização parcial de bordas o que deu origem a abundantes novos grãos. Alguns cristais de plagioclásio apresentam fraturas preenchidas por carbonatos.

Os cristais de biotita são finos, têm forte orientação preferencial e estão dispostos em finos níveis descontínuos e levemente ondulados sobretudo quando contornam porfiroclastos. Feições S-C e assimetrias de porfiroclastos indicam sentido sinistral.

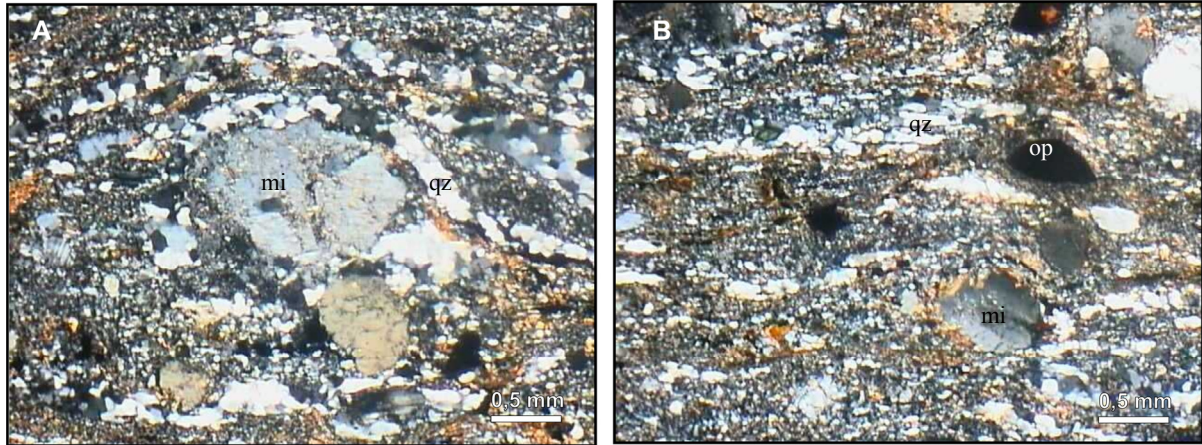


Figura 4.16. Fotomicrografia (luz polarizada) (a) de porfiroclasto de microclina (mi) mostrando cauda de recristalização assimétrica (tipo sigma) e sentido sinistral; (b) foliação milonítica marcada por fitas de quartzo e predomínio de neoblastos, textura em manto e núcleo também se observa. Afloramento CC-36.

4.2.2. Gnaisses

São rochas de pouca expressão mapeadas na área estudada, a principal estrutura é um bandamento composicional que pode ser afetado por dobras abertas.

◆ *Bandamento Gnaíssico (Sn)*

O forte bandamento Sn nos gnaisses é marcada pela alternância de bandas claras composta por quartzo, feldspatos potássicos e plagioclásio e bandas escuras formadas por minerais máficos principalmente biotita e anfibólio. Estas bandas apresentam espessuras que variam de 1 a 7 cm. O bandamento possui direção NW-SE com mergulho subvertical, aspecto ondulado, contínuo e penetrativo na escala de afloramento (Figura 4.17).

◆ *Dobras*

Os gnaisses apresentam dobras de espessura milimétrica que afetaram as superfícies Sn. São do tipo abertas e mostram harmonia e simetria, são caracterizadas por ondulações cujo ângulo interflanco vai de 120 ° a 160 ° e eixo subhorizontal.



Figura 4.17. Gnaiss granodiorítico de fácies granulítico fortemente foliado, apresentando alternância de bandas claras (quartzo e plagioclásio) e escuras (biotita e anfibólio) com ondulações. Afloramento CC-18.

4.2.2.1. Feições Microtectônicas

Os gnaisses apresentam nos níveis félsicos cristais de quartzo que estão estiradas a amendoadas, com orientação preferencial forte a moderada, têm contatos retos a levemente curvo, porém, em contato com feldspatos potássicos, os contatos são lobados e mostram extinção ondulante moderada a forte, passando lateralmente para subgrãos orientados segundo a foliação da rocha, novos grãos são vistos localmente (Figura 4.18).

O plagioclásio tem forma subarredondada, contatos retos a levemente curvos, orientação preferencial moderada, extinção ondulante e maclas arqueadas formando *kink bands*. Nas bordas há subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos. Localmente ocorrem cristais com fraturas preenchidas por argilominerais.

O feldspato potássico encontra-se orientado moderadamente, mostra contatos entre grãos retos a levemente curvos, localmente são intersticiais e extinção ondulante em alguns cristais. São encontradas pertitas em chamás e mirmequitas. São comuns inclusões de quartzo arredondadas nos feldspatos.

Nos níveis máficos a biotita possui forte orientação preferencial, mostrando contatos retos a serrilhados. Intercrescimento simplectítico com arranjos vermiculares formados por titanita e opacos.

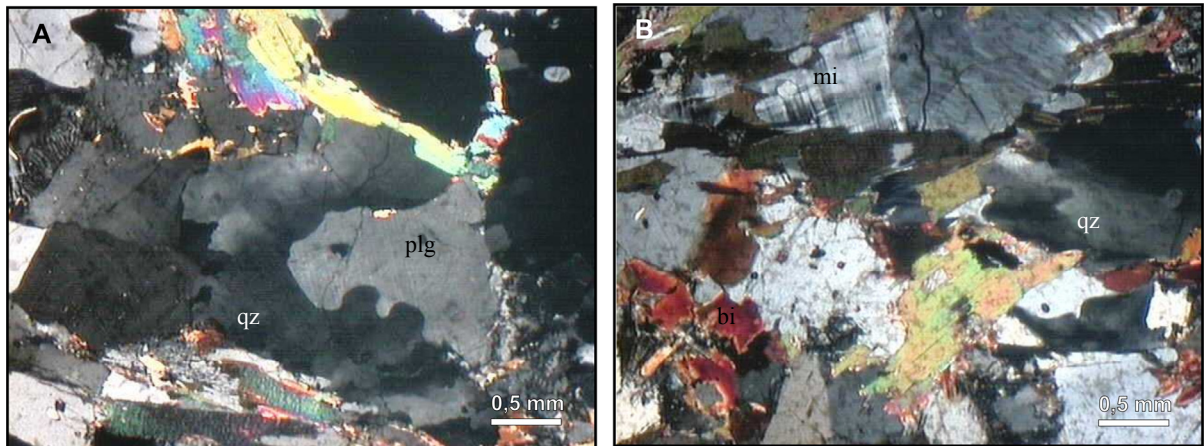


Figura 4.18. Fotomicrografia (luz polarizada) (a) mostrando cristais fortemente orientados e contatos lobados entre plagioclásio e quartzo; (b) cristais de feldspato com limites irregulares e maclas levemente arqueadas, além de quartzo com extinção ondulante passando para subgãos.

4.2.3. Anfibolitos

Os anfibolitos ocorrem como xenólitos hospedados nos granitos, principalmente na porção leste da área (Figura 4.19), em meio às rochas. Exibem contatos nítidos, possuem dimensões centimétricas a métricas e têm forma angulosa a subarredondada. Frequentemente os xenólitos estão orientados preferencialmente seguindo a foliação S_1 do granitóide hospedeiro (Figura 4.20a). Em alguns xenólitos há uma foliação gnáissica preexistente a qual pode estar dobrada (Figura 4.20b). Observa-se que eles ocorrem em rochas com grau de deformação variada, nas rochas mais fortemente deformadas apresentam formas elípticas. Alguns xenólitos foram parcialmente digeridos pelo magma granítico. Nestes casos há enriquecimento de cristais de anfibólio na rocha granítica situada próxima ao contato com o xenólito (Figura 4.20c). É comum o xenólito ser contornado pela foliação S_1 do granito, o que sugere elevado contraste de viscosidade entre os dois materiais (Figura 4.20d).

Ao microscópio, os anfibolitos apresentam cristais com orientação preferencial forte, contatos entre grão retos a levemente curvos (Figura 4.20e). Localmente se observa estiramento e recristalização parcial dos constituintes minerais.

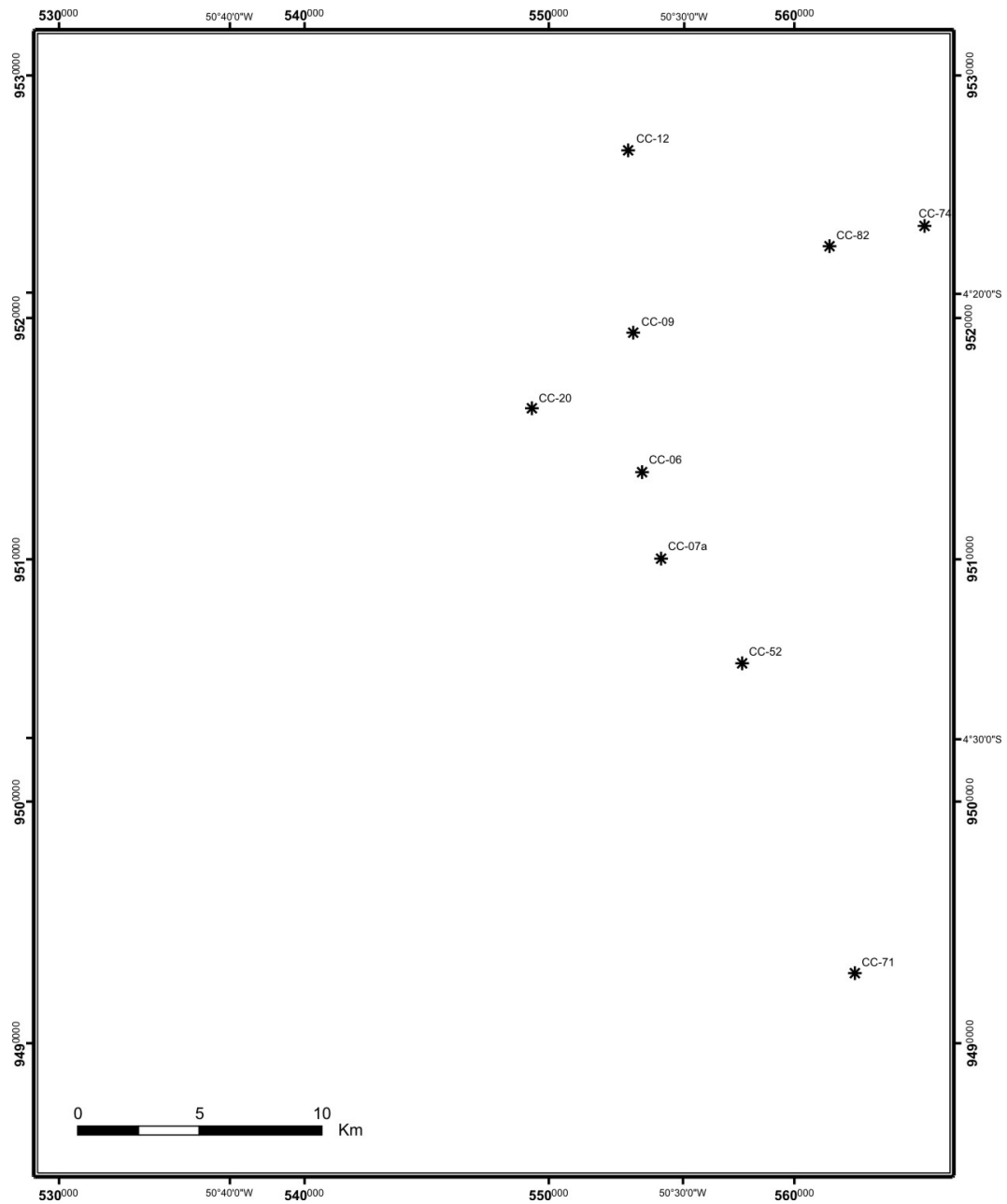


Figura 4.19. Mapa de localização da ocorrência de xenólitos

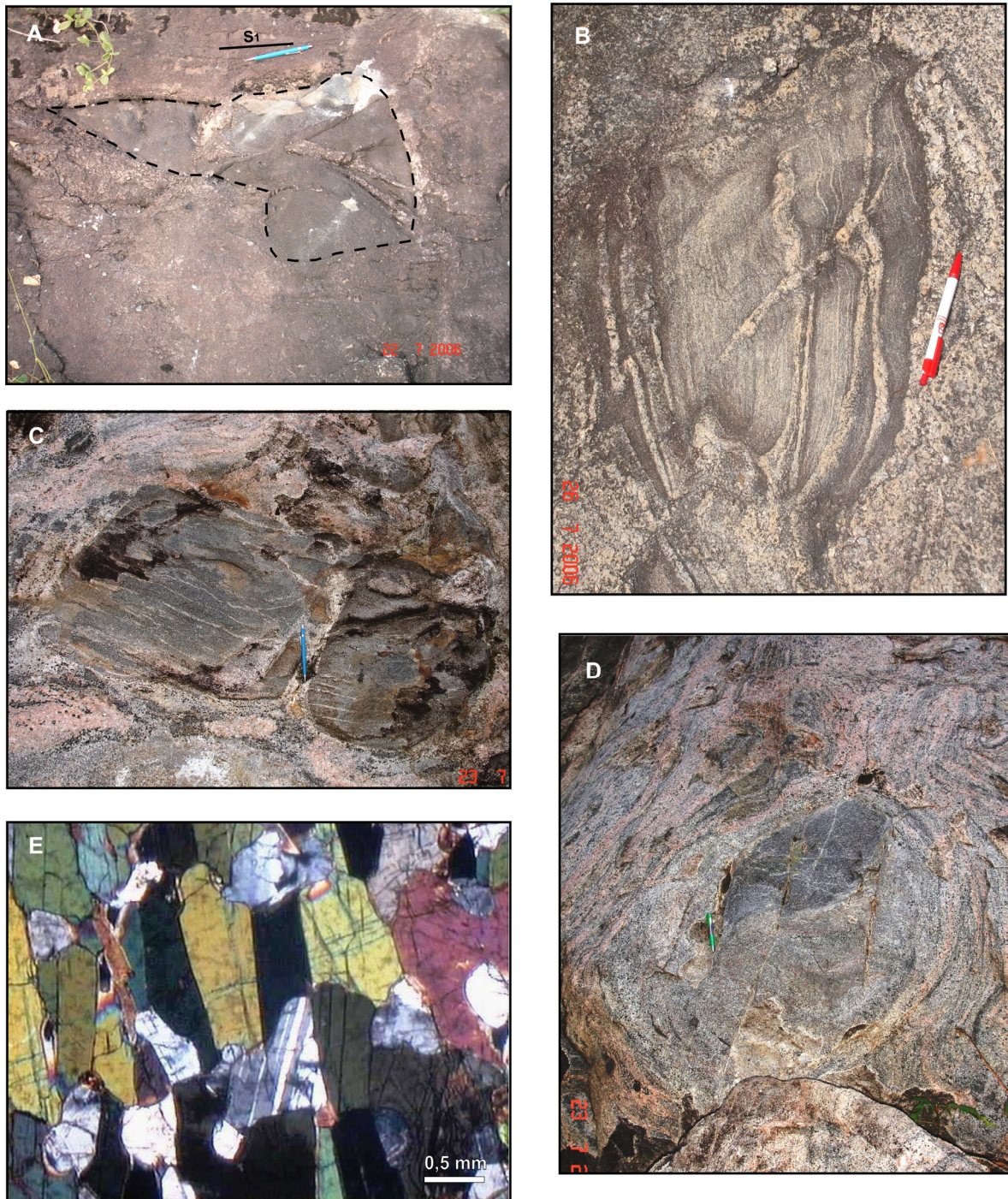


Figura 4.20. Xenólito de anfibólito (a) anguloso com orientação preferencial concordante a foliação S_1 ; (b) foliação gnáissica preexistente dobrada; (c) parcialmente digerido onde há um enriquecimento em anfibólio na rocha hospedeira; (d) contornado pela foliação S_1 da rocha hospedeira; (e) fotomicrografia (luz polarizada) mostrando cristais fortemente orientados e contatos retos a levemente curvos.

4.2.4. Quartzitos

São encontrados principalmente ao sul da área de estudo, sob a forma de cristas alongadas de direções WNW-ESE e E-W. São rochas fortemente deformadas com cristais de quartzo achatados sublinhados por finos níveis micáceos que contornam os agregados de quartzo, seguindo um arranjo anastomosado que marca a foliação milonítica com direção WNW-ESE e mergulhos subverticais. Foram também observadas fraturas verticais de direções preferenciais N-S de espessuras centimétricas.

Os cristais de quartzo estão fortemente orientados, exibindo feições fitadas ou poligonais, mostram extinção ondulante forte com recristalização de subgrãos e novos grãos mostrando contatos irregulares (Figura 4.21).



Figura 4.21. Fotomicrografia (luz polarizada) quartzito ultramilonítico mostrando cristais de quartzo fitados fortemente recristalizados com subgrãos e novos grãos. Afloramento CC-54.

4.2.5. Diques Básicos

Diques de diabásio e microgabro apresentam comprimentos centimétricos a decamétricos são discordantes em relação à estruturação geral da região e estão orientados nas direções N-S e NNE-SSW. Os diques são facilmente cartografados pelas imagens da derivada vertical e no sinal analítico, como visto no capítulo anterior e que podem estar relacionados à falhas ou fraturas.

4.3. DISCUSSÃO

A análise das feições estruturais revelou que a deformação dúctil na região é heterogênea, sendo praticamente inexistentes em determinados locais e em outros alcança valores elevados, chegando ao estágio milonítico. A foliação S_1 é bem desenvolvida e penetrativa na área mapeada, ao contrário das lineações que são fracamente marcadas. Isto confere aos granitos um caráter oblato, o que permite classificá-los como tectonitos S ($S > L$).

As relações geométricas entre as estruturas planares mesoscópicas (S) e lineares (L) revelam uma dinâmica essencialmente transcorrente direcional na área. A relação da superfície S com as lineações de estiramento mineral indica uma movimentação subhorizontal, pelo menos durante a formação dos elementos lineares.

O comportamento penetrativo da foliação em escala regional impressa nos granitos e sua homogeneidade em escala de afloramento demonstram esforços de caráter regional quando de suas colocações. Segundo Pitcher (1987) são feições comuns em cinturões plutônicos sintectônicos de arcos magmáticos.

Barros *et al.* (2007) propuseram que um grande volume de magma que foi gerado e colocado no Paleoproterozóico da Província Maroni-Itacaíunas, representado por um cinturão plutônico, deve ter aumentado os gradientes térmicos e mantido um comportamento dúctil em escala regional, que favoreceu o desenvolvimento de uma foliação homogênea em meio plástico.

Foram identificadas feições que registram a contínua deformação em estágio magmático a submagmático passando à deformação em estado sólido, com evidências de estruturas formadas sob alta temperatura passando para feições de temperaturas moderadas a baixas. Feições indicativas de deformação sinmagmática foram observadas em escala mesoscópica na área: orientação de cristais euédricos de feldspato sem evidência de deformação plástica, (Hutton 1988, Pons *et al.* 1995); entelhamento de cristais principalmente de feldspatos, indicando fluxo magmático com rotação de cristais (Pons *et al.* 1995) e xenólitos de anfibólitos subarredondados a subangulosos, desviando a foliação, sugerindo que a encaixante comportava-se como líquido durante a colocação do corpo, evitando assim a deformação destes xenólitos

durante o fluxo magmático (Pons *et al.* 1995). A distribuição homogênea da foliação S₁, a presença de dobras ptigmáticas e o paralelismo das zonas miloníticas com a foliação S₁ e S₀ e a foliação regional reforçam a natureza sintectônica destes granitos.

As feições estruturais descritas são similares àquelas discutidas por Miller & Paterson, (1994) e Paterson *et al.* (1989) e apontadas como critérios de caracterização de corpos plutônicos sintectônicos, onde o paralelismo entre as foliações de estágio magmático e aquelas formadas em estado sólido são observadas. Vale ressaltar que em alguns plútons sintectônicos bem estudados (Pawley & Colins 2002, Barros *et al.* 2001) o paralelismo entre as foliações magmáticas e aquelas formadas em estágio sólido está restrito a algumas porções dos plútons. Esses autores descrevem a obliquidade entre a foliação magmática e a formada em estágio sólido, desenvolvidas em corpos colocados sintectonicamente em zonas com componente transcorrente.

A presença de veios foliados concordante à estruturação da rocha hospedeira pode indicar a sincronicidade entre a formação da rocha hospedeira e a colocação dos veios durante a fase de deformação (Gower, 1993). Nas fases tardias da estruturação, a criação de espaços, representados por fraturas ou pequenas zonas de cisalhamento, pode favorecer a coleta de magma residual mais evoluído (Vigneresse *et al.* 1996).

A presença de bandas de cisalhamento, às vezes disposta em pares conjugados, traduz o aumento da deformação em condições de temperaturas decrescentes, que segundo Gapais (1989) atesta a assinatura sintectônica dos granitóides estudados. Segundo este autor, granitóides que sofreram deformação sinmagmática mostram feições dúcteis com distribuição homogênea e penetrativa em diferentes escalas. Isto indica que a deformação começou a ser acumulado a altas temperaturas, acima da transição rúptil-ductil, podendo ser registrado em grandes volumes de rocha.

Paterson *et al.* (1989) menciona o paralelismo entre foliação em estado sólido com a foliação regional como uma importante evidência para caracterizar a natureza sintectônica dos granitos. Paterson *et al.* (1994) ressalta que condições mais favoráveis para a evolução de feições, que registre a transição contínua de deformação em estado magmático até deformação em estado sólido, ocorrem em plútons sintectônicos colocados em zonas de cisalhamento, onde a taxa de deformação é muito alta ou naqueles colocados em níveis crustais profundos onde a cristalização é lenta. A taxa de

resfriamento ideal para a preservação de petrotramas sintectônicas ocorrem aparentemente em plútons colocados na crosta média. Miller & Paterson (1994) mencionam que no caso de plútons colocados em níveis crustais mais profundos, feições sintectônicas podem se formar sob taxas de deformação bem menores do que aquelas necessárias para a evolução de tais feições em intrusões mais rasas. Nas condições de crosta média a inferior, com taxa de resfriamento muito lenta, as feições de estágio submagmático para estágio sólido podem ser completamente apagadas pela deformação em estado sólido com intensa recristalização.

A deformação dos granitóides da porção leste do Domínio Bacajá, no estágio do resfriamento do magma, deu origem a feições evidenciadas muitas vezes por bandamentos composicionais, dobras ptigmáticas, quartzo em *ribbon* e orientação preferencial de enclaves e xenólitos máficos, mas a partir de um momento no qual já havia grande predominância de fases cristalinas e diminuição da fase líquida, onde os esforços regionais teriam uma maior atuação no sentido de imprimir feições deformacionais, há a formação de zonas miloníticas decimétricas a métricas localizadas, como resultado da formação de zonas de instabilidade mecânica no final do estágio de consolidação dos granitos.

As feições microtectônicas encontradas nos cristais de quartzo são semelhantes às aquelas observadas por Gapais & Barbarin (1986). Miller & Paterson (1994) descrevem em granitos sintectônicos a presença de cristais de quartzo com subgrãos e novos grãos com limites interlobados, indicativo de migração de limites de grãos. Em cristais de quartzo, os subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez (*cf.* Kruhl, 1996) são indicativos de deformação sob temperaturas elevadas. Por outro lado, à medida que a deformação passa a ser mais intensa observa-se um maior achatamento do quartzo com subgrãos e novos grãos com tamanhos similares, sugerindo recristalização por rotação de subgrãos, mecanismo que começa sob temperaturas moderadas a baixas.

Outra feição microtectônica importante para a caracterização de granitos sintectônicos, e que estão presentes nas rochas do Domínio Bacajá são os simplectitos, formados pela corrosão da biotita e anfibólio. Estas texturas evidenciam aumento progressivo das condições de oxidação durante a cristalização e resfriamento dessas rochas. A formação destas feições concordantes com a foliação, perpendicular a

direção dos esforços, indica esforços com fortes componentes coaxiais e origem em meio não completamente consolidado. Segundo Barros *et al.* (2007), a dificuldade de equilíbrio químico entre os minerais dissolvidos (anfíbólio ou biotita) e os formadores dos simplectitos (albita e titanita), sugere que os elementos químicos devem ter sido transportados por líquido residual ou por uma fase fluida intergranular. Com o esforço imposto nas faces dos cristais a energia cinética aumentaria ao mesmo tempo em que favoreceria a dissolução controlada pela pressão. Com a atuação dos esforços, o magma intersticial tende a ser expulso e tornar-se capaz de transportar os componentes da parte dissolvida do mineral. Isso permitiria a formação de minerais opacos e titanita a partir da corrosão de biotita e anfíbólio, denotando o caráter sinmagmático da deformação e progressivo aumento da fugacidade de oxigênio.

5. PETROGRAFIA

Neste capítulo serão abordados os resultados do estudo das lâminas delgadas, que constou na descrição dos aspectos textural e mineralógico das rochas. Os granitóides foram classificados com base nas proporções modais de minerais essenciais e dos minerais máficos, sendo possível identificar quatorze fácies petrográficas (Tabela 5.1, Figura 5.1). Também são apresentadas as características dos enclaves, das rochas encaixantes gnáissicas e das rochas máficas hipobássicas.

5.1. SIENOGRANITOS

Os sienogranitos, descritos apenas no ponto CC-15, localizam-se na porção centro norte da área (Figura 5.2) e apresentam textura equigranular subédrica de granulação média (5 a 3 mm) e granular hipiomórfica, cor cinza rosado e quantidade significativa de máficos. Localmente, a rocha apresenta textura fina e concentrações de minerais máficos. A mineralogia essencial desta fácies é constituída por microclina micropertítica, quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios presentes mais comuns são opacos, allanita, apatita zircão, titanita e, mais raramente apatita e rutilo. Sericita é o mineral secundário principal. Estas rochas mostram foliação fraca definida pela orientação preferencial dos minerais máficos.

♦ ***Biotita-hornblenda sienogranito (Bi Hb Sg)***

Os cristais de microclina são tabulares alongados, têm contatos retos ou curvos entre os grãos, apresentam orientação preferencial fraca, são subequigranulares, grossos a médios e subédricos e podem englobar cristais menores de quartzo, plagioclásio, biotita, opacos e apatita, e mais raramente zircão. São comuns os intercrescimentos mirmequíticos e as micropertitas. A microclina mostra leve argilização em alguns cristais.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, médios a finos, anédricos, mostram contatos curvos e levemente retos, principalmente quando em contato com a hornblenda. O quartzo apresenta orientação preferencial fraca a incipiente, extinção

ondulante moderada a fraca e subgrãos sem a presença de novos grãos. Inclusões são representadas por plagioclásio e hornblenda. O quartzo também forma intercrescimento vermicular mirmequítico com plagioclásio.

O plagioclásio se apresenta em cristais tabulares, médios a grossos, subédricos a anédricos, têm contatos retos a curvos e orientação fraca segundo a foliação. O plagioclásio pode estar incluso em quartzo e microclina e englobar quartzo, opacos, apatita e zircão. A alteração moderada para sericita é freqüente, o que dificulta determinar sua composição. Alguns grãos de plagioclásio exibem mirmequitas. Não apresenta feições deformacionais importantes.

Os cristais de hornblenda são inequigranulares, médios a finos, anédricos a subédricos e mostram orientação preferencial moderada a forte, contatos retos a levemente curvos e corrosão localizada. O pleocroísmo varia de amarelo pálido a verde oliva. Há inclusões na hornblenda tais como zircão, apatita, opacos e quartzo.

Os cristais de biotita são subequigranulares médios, subédricos, orientados moderada a fortemente. Seu pleocroísmo é amarelo pálido a acastanhado. Os contatos entre os grãos são retos a levemente curvos. A biotita está em geral associada aos minerais opacos e à hornblenda. Pode haver inclusões de zircão, apatita, allanita e opacos.

Os minerais acessórios são opacos de granulação fina, por vezes formam agregados isolados ou associados a minerais máficos. Titanita pode formar coroas nos opacos. Apatita e zircão ocorrem em cristais subédricos. Zircão pode estar incluso em biotita ou em minerais félsicos. Apatita em cristais prismáticos ou aciculares ocorre inclusa em minerais máficos e félsicos e/ou associada a agregados máficos. A allanita tem em geral granulação fina (1,2 mm), seus cristais são anédricos, metamictizados e inclusos ou associados à biotita.

Tabela 5.1. Composições modais dos granitóides da região de Novo Repartimento a nordeste do Domínio Bacajá (percentagem em peso a partir do contador de pontos – 1500 pontos por lâmina).

Composição Mineral	Bt Mzg			LeucoMzg			Bt Hb Sng			Hb Bt Mzg			Ti Bi Mzn			Bi Grd			Hb Bt Grd			Bi Tonal				
	CC 01	CC 04	CC 08	CC 32	CC 47	CC 34	CC 15	CC 38	CC 73	CC 26	CC 74	CC 81 A	CC 49	CC 23	CC 84	CC 74	CC 81 A	CC 49	CC 23	CC 84	CC 74	CC 81 A	CC 49	CC 23	CC 84	
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartzo	30,50	39,60	33,10	30,30	18,90	33,86	16,80	33,10	30,90	28,80	24,60	49,90	28,30	31,00	33,40											
Plagioclásio	27,70	23,60	27,50	28,60	41,70	16,49	10,00	22,00	31,70	32,10	48,20	31,70	48,90	29,50	52,60											
Microclíneo	36,00	25,50	31,20	32,50	23,20	31,87	46,60	28,20	21,60	21,90	18,80	12,20	7,60	11,30	0,20											
Biotita	4,90	8,00	5,00	7,20	11,50	8,75	6,40	9,90	10,00	10,40	6,80	4,40	8,90	5,20	10,90											
Hornblenda	-	-	1,90	0,10	-	1,46	15,80	4,10	4,00	-	-	-	3,90	20,30	1,60											
Opacos	0,50	1,00	0,60	0,40	3,10	2,72	3,70	2,20	1,10	2,30	-	0,20	0,80	2,20	0,30											
Titanita	-	-	-	-	-	-	0,30	-	0,20	-	-	-	0,30	-	0,10											
Allanita	-	0,60	0,30	0,20	1,00	0,40	-	0,40	-	-	-	-	-	-	-											
Zircão	-	-	-	-	-	-	0,40	-	0,30	0,10	-	-	0,40	0,20	0,20											
Apatita	-	-	0,20	-	0,30	-	-	-	0,20	0,30	-	-	0,30	-	0,10											
Muscovita (sec.)	-	1,70	-	0,70	0,30	1,00	-	-	-	0,60	1,30	1,40	0,60	-	0,30											
Sericita	-	-	-	-	-	1,19	-	-	-	-	-	-	-	-	0,30											
Q a 100%	32,38	44,64	37,32	33,15	22,55	40,21	22,89	39,74	36,70	34,78	26,86	53,20	33,37	43,17	38,75											
A	38,22	28,75	35,17	35,56	27,69	37,84	63,49	33,85	25,65	26,45	20,52	13,01	8,96	15,74	0,23											
P	29,40	26,61	31,00	31,29	49,76	21,95	13,62	26,41	37,65	38,77	52,62	33,79	57,67	41,09	61,02											
A+P	67,62	55,36	66,17	66,85	77,45	59,79	77,11	60,26	63,30	65,22	73,14	46,80	66,63	56,83	61,25											
M	5,40	9,30	8,00	7,90	15,90	13,33	26,60	16,40	15,80	16,60	6,80	4,60	14,60	27,90	13,20											

Bi Mzg – Biotita Monzogranito; **Bi Hb Sg** – Biotita-Hornblenda Sienogranito; **Hb Bi Mzg** – Hornblenda-Biotita Monzogranito; **Ti Bi Mzg** – Titanita-Biotita Monzogranito; **Bi Grd** – Biotita Granodiorito; **Hb Bt Grd** – Hornblenda-Biotita Granodiorito; **Bi Hb Grd** – Biotita-Hornblenda Granodiorito; **Bi Tonal** – Biotita Tonalito

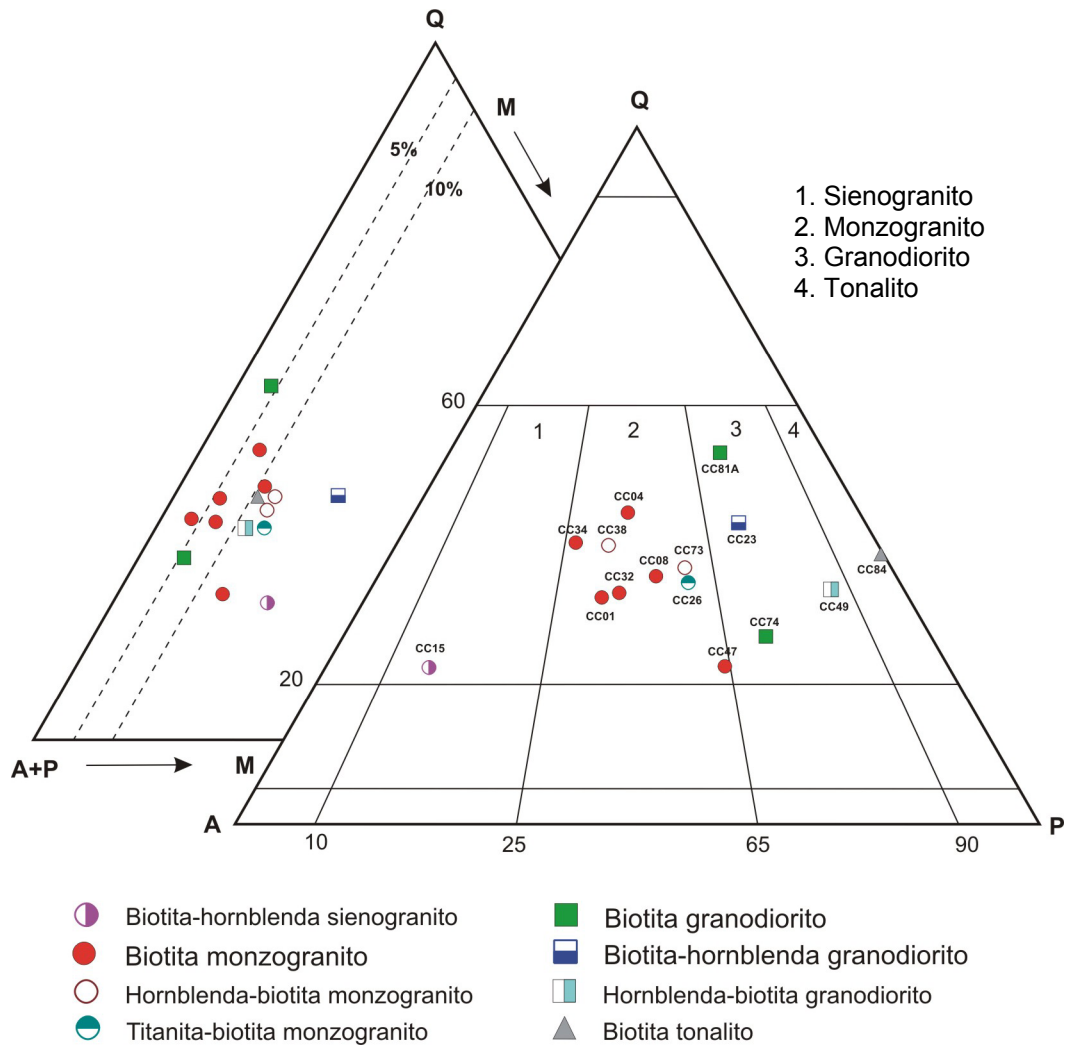


Figura 5.1. Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M para as variedades petrográficas da área estudada. Campos conforme Streckeisen (1976).

5.2. MONZOGRANITOS

Os monzogranitos são a variedade petrográfica predominante da área estudada, podendo ser distinguidos pela proporção modal de biotita, hornblenda e titanita.

♦ **Leucomonzogranito (LMzg)**

São rochas com ampla distribuição na área (Figura 5.2), apresentam cor cinza esbranquiçado a rosa acinzentado (Figura 5.3a), são leucocráticas, e têm textura fanerítica média (3 a 5 mm), homogênea ou heterogranular e pequena quantidade de biotita. Em alguns afloramentos pode haver fenocristais de feldspato potássico. Nas rochas com foliação fraca, o feldspato mostra fraca orientação preferencial e não possui feições de deformação. Nas rochas com foliação forte há deformação e estiramento dos minerais.

A microclina ocorre em cristais tabulares subédricos a anédricos, alongados, médios a finos. Apresentam orientação preferencial moderada a forte, com contatos retos a levemente curvos entre grãos. Os efeitos da deformação se manifestam sob a forma de extinção ondulante fraca e nas rochas fortemente deformadas a microclina é afetada por microfalhas e fraturas (Figura 5.3b). Porfiroclastos de microclina podem mostrar recristalização moderada a fraca das suas bordas, e pertitas em chama são comuns. Pode haver inclusões de quartzo e plagioclásio e, mais raramente, de opacos, biotita, apatita e zircão. A microclina está fraca a moderadamente alterada para sericita.

Os cristais de plagioclásio são tabulares subédricos e anédricos, inequigranulares, médios a finos, têm orientação preferencial fraca a forte, e apresentam contatos levemente curvos a retos, por vezes formando junções tríplexes. As suas composições (An_{20} a An_{29}) permitem classificá-lo como oligoclásio. Nas rochas com intensa deformação, os cristais apresentam extinção ondulante, curvamento de maclas (*kink bands*) (Figura 5.3c) e fraturas discretas. Alguns grãos possuem subgrãos e nas suas bordas pode haver novos grãos finos (textura “manto e núcleo”). Este mineral pode estar incluso em quartzo e microclina, ao passo que biotita, quartzo e zircão podem estar inclusos no oligoclásio. Podem mostrar bordas com mirmequita nos

contatos com microclina. O plagioclásio está moderadamente saussuritizado e, nestes casos, a sericita pode mostrar sobrecrescimento, que dá origem a cristais de muscovita.

Os cristais de quartzo são anédricos, inequiranulares, seus contatos são regulares a curvos, estão orientados moderada a fortemente ao longo da foliação S_1 e apresentam extinção ondulante moderada a forte. Ocorrem quase sempre entre cristais mais desenvolvidos de feldspato potássico ou como faixas alongadas. Nas rochas fortemente deformadas, os cristais geralmente constituem agregados de subgrãos e novos grãos anédricos, são finos com contatos irregulares. Estes agregados podem apresentar orientação preferencial moderada a forte. Localmente se observam subgrãos retangulares com limites subparalelos à seção prismática em padrão tabuleiro de xadrez (*chess-board*) (Kruhl, 1996). Em algumas rochas o quartzo se apresenta como finos *ribbons* que se intercalam a agregados ricos em feldspato. Finos grãos de quartzo estão inclusos em feldspato potássico e plagioclásio, geralmente nas proximidades das margens destes últimos. Quartzo vermicular constitui, junto ao plagioclásio, intercrescimentos mirmequíticos dispostos em geral concordantes à foliação.

A biotita ocorre como lamelas subédricas a anédricas com percentagens que variam de 0,5% a 2%, são subequigranulares, finas a médias, com orientação preferencial moderada a forte. O pleocroísmo deste mineral varia de amarelo pálido a marrom avermelhado. Apresenta contatos retos, levemente curvos a serrilhados, às vezes, com aspecto intersticial. Nas rochas mais deformadas ocorrem finos neoblastos de biotita que, juntamente com neoblastos de outros minerais, constroem a matriz milonítica. Localmente, a biotita mostra bordas corroídas formando *simplectitos*. São observadas inclusões de zircão e opacos. Biotita secundária ocorre localmente a partir da transformação das bordas de anfibólio corroído. Em alguns locais há substituição parcial ou completa da biotita por clorita.

A hornblenda ocorre apenas em algumas rochas dessa fácies e geralmente em quantidades inferiores a 1%. Os cristais de hornblenda são anédricos a subédricos, médios a finos e apresentam orientação preferencial moderada a forte, têm contatos retos a levemente curvos e localmente estão fraturados. Apresentam bordas corridas formando *simplectitos*. Este mineral pode ter raras inclusões de minerais opacos e

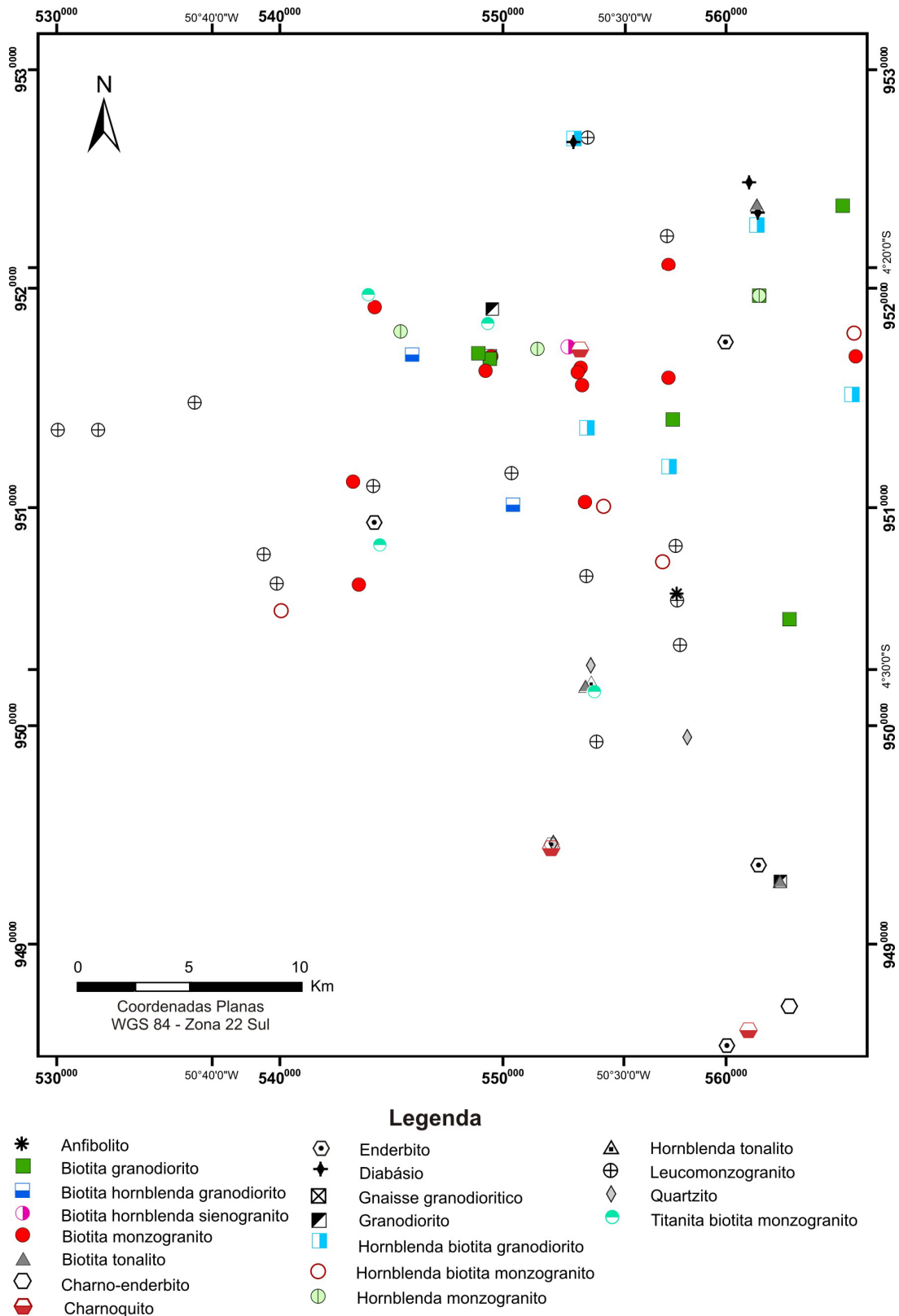


Figura 5.2. Mapa de pontos com classificação petrográfica das rochas estudadas na área.

crystal aciculares de rutilo. Localmente o anfibólio mostra bordas substituídas por biotita. Alguns grãos de anfibólio são parcialmente transformados para actinolita fibrosa, a qual está associada à clorita anédrica, aos opacos e à biotita secundária.

Os cristais de allanita, zircão, titanita e apatita tendem a ser euédricos a subédricos, a allanita apresenta cristais amarelo acastanhado, fortemente metamictizados, com contatos retos e quando em contatos com biotita apresentam bordas de reação (Figura 5.3d). O zircão, a titanita e apatita são cristais finos, estão inclusos geralmente no quartzo, biotita e anfibólio. Titanita secundária em geral contorna cristais de opacos. Os opacos estão isolados, anédricos, têm orientação preferencial, podem ser intersticiais ou estar inclusos nos minerais principais.



Figura 5.3. Feições macro e microscópicas dos leucomonzogranitos (a) em afloramento; (b) Microfalhas perpendiculares ao maior eixo do cristal de microclina; (c) Cristal de plagioclásio com *kink bands*; (d) Cristais de allanita subédricos metamictizados.

♦ ***Biotita Monzogranito (Bi Mzg)***

Os biotita monzogranitos afloram na porção centro norte da área (Figura 5.2) e se distinguem pela cor rosa acinzentado claro, pela textura fanerítica homogênea, granulação fina a média e foliação moderada a fraca (Figura 5.4a), dada pela orientação preferencial de biotita e plagioclásio. Localmente, há porções porfiríticas ricas em fenocristais subédricos de feldspato potássico cuja orientação preferencial sugere direção do fluxo magmático. Veios quartzo-feldspáticos com textura grossa podem estar presentes. Os contatos entre os minerais constituintes podem ser retos, sinuosos, consertais e de reação, sobretudo entre plagioclásio e microclina. A textura é granular hipidiomórfica ou granoblástica.

A mineralogia essencial é constituída por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Os minerais acessórios são allanita, opacos, zircão, titanita, apatita, sendo os secundários sericita, muscovita, clorita e epídoto. Estas rochas exibem características petrográficas semelhantes àquelas dos leucomonzogranitos, exceto no que se refere ao aumento da deformação e das proporções modais de biotita e quartzo (Tabela 5.1). Em uma amostra desta fácies há cristais anédricos de granada.

Os cristais de microclina são inequigranulares, finos a médios, anédricos e subédricos, apresentam micropertitas e estão orientados moderadamente segundo a foliação. Os contatos entre os grãos de microclina são retos a levemente curvos. A micropertita é observada principalmente no núcleo, que pode estar fraturado, sendo as fraturas preenchidas principalmente por muscovita. Os efeitos da deformação nos cristais de microclina aparecem na forma de fraturas, bem como através da recristalização moderada a fraca que se concentram nas bordas dos porfiroclastos e extinção ondulante moderada a fraca que pode ser observada em alguns cristais, pertitas em chammas são feições comuns. As inclusões presentes na microlina são de cristais arredondados principalmente de quartzo e plagioclásio e mais raramente biotita, allanita, opaco e zircão.

O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais tabulares anédricos a subédricos, inequigranulares, finos a médios, podendo ter orientação preferencial, mostram contatos curvos a retos, localmente poligonais (Figura 5.4b). Mostram frequentemente maclas do tipo albita-periclínio, ocorrendo com menor frequência albita-*carlsbad*. O teor

de anortita varia de An_{24} a An_{33} , predominando oligoclásio. Nas rochas mais deformadas, os cristais apresentam extinção ondulante ou maclas levemente arqueadas, recristalização mostrando subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos e localmente cristais fraturados. São freqüentes inclusões de quartzo e biotita, localmente ocorre cristais de antipertitas (Figura 5.4c). Nos contatos entre plagioclásio e microclina, o primeiro mostra bordas adornadas por intercrescimento mimerquítico. A saussuritização do plagioclásio é moderada a forte e tem como produtos sericita± carbonato, que tende a mascarar as feições originais do plagioclásio, muitas vezes encobrindo seus planos de maclas impossibilitando determinar sua composição.

O quartzo é anédrico a subédrico, fino a médio e pode ter formas irregulares alongadas paralelas à foliação. O quartzo mostra contatos curvos e localmente retilíneos, principalmente quando em contato com biotita e plagioclásio. É comum a presença de extinção ondulante moderada a forte e lateralmente subgrãos os quais passam a formar agregados policristalinos de neoblastos finos e que têm contatos irregulares. Localmente se observam subgrãos retangulares com limites subparalelos à seção prismática em padrão tabuleiro de xadrez (*chess-board*) (Kruhl, 1996) e contatos retos em junção tríplice (Figura 5.4b). Por vezes o quartzo está incluso na microclina e no plagioclásio. Quartzo também ocorre em arranjos finos e vermiculares de mirmequitas.

Os cristais de biotita são subédricos a anédricos, subequigranulares, finos a médios, têm orientação preferencial moderada a fraca. Seu pleocroísmo mais comum é castanho amarelado ao castanho escuro. A biotita apresenta contatos retos a levemente curvos. Suas bordas podem mostrar feições de reação com cristais aciculares de opacos (Figura 5.4d). Está inclusa em cristais de feldspatos, situando-se preferencialmente nas suas bordas. Localmente a biotita está parcial ou completamente substituída por clorita.

A hornblenda ocorre como acessório nesta fácies e em geral nas rochas menos deformadas. Seus cristais são inequigranulares, finos a médios, anédricos a subédricos, e têm orientação preferencial incipiente. Mostram contatos retos a curvos, corrosão localizada e pleocroísmo verde amarelado a verde azulado, em alguns planos de

clivagem há inclusões aciculares de rutilo. O anfibólio pode ter inclusões de opacos e localmente mostrar substituição parcial para biotita.

Os cristais de allanita são prismáticos, médios a finos, têm contatos retos e se associam à biotita. Zircão, titanita e apatita são subédricos, finos, e estão inclusos em quartzo, biotita e hornblenda. Os opacos são anédricos, às vezes são intersticiais, podem estar inclusos nos minerais principais e se associar à biotita.

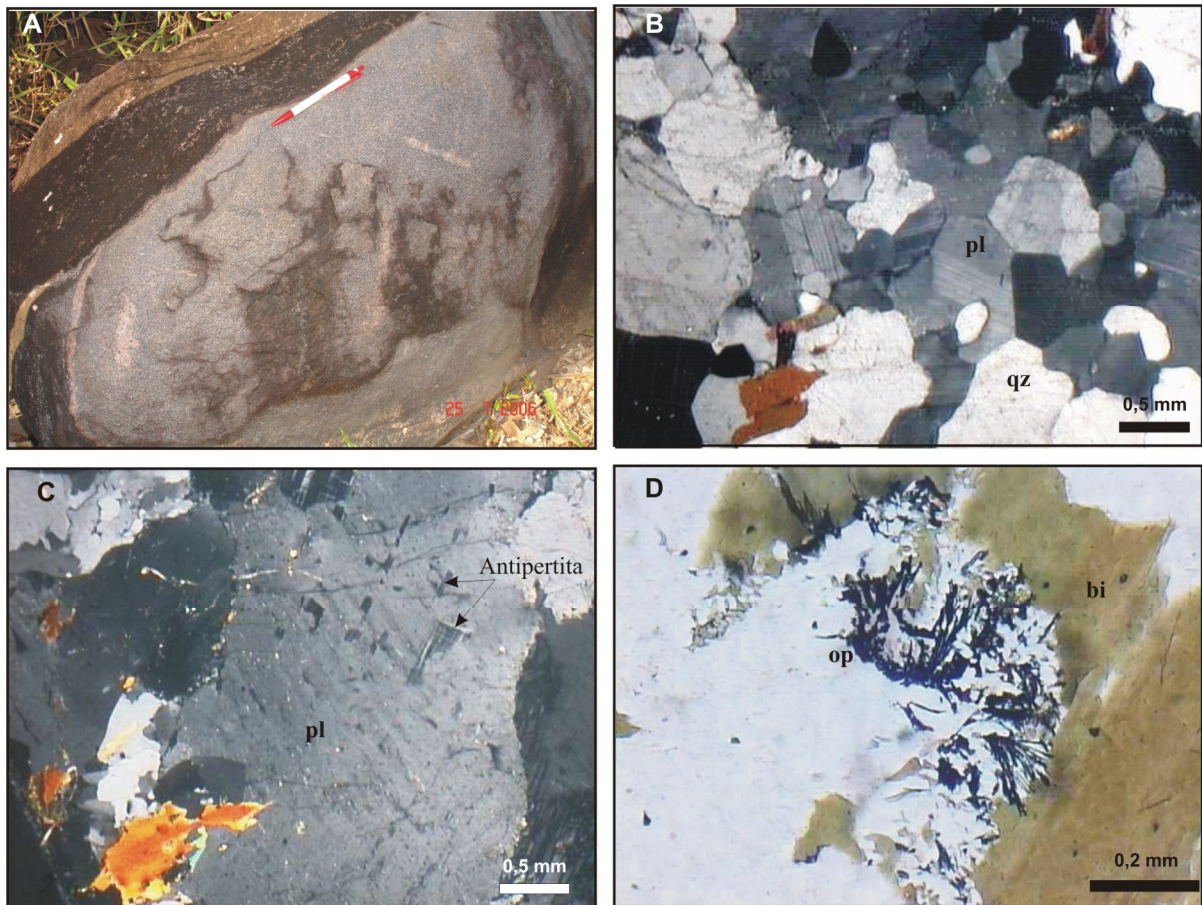


Figura 5.4. Aspecto macro e microscópico de biotita monzogranitos. (a) com foliação moderada a fraca (b) plagioclásio e quartzo com bordas de grãos poligonais; (c) antipertitas em plagioclásio; (d) biotita mostrando feições de reação com minerais opacos (rutilo).

◆ **Hornblenda Monzogranito (Hb Mzg)**

Esta rocha ocorre predominantemente na porção centro norte da área (Figura 5.2), apresenta foliação moderada marcada pela orientação e estiramento dos porfiroclastos de feldspato potássico e quartzo (Figura 5.5a) alternados com níveis contínuos de hornblenda, granulação média a grossa, coloração cinza esbranquiçado a cinza rosado.

Os grãos de quartzo são anédricos a subédricos, muito finos a médios, com formas alongadas paralelas a foliação da rocha, mostrando contatos interlobados a curvos, podendo constituir agregados de subgrãos a novos grãos, que podem formar *ribbons*. O quartzo apresenta extinção ondulante forte à moderada, a recristalização originou agregados policristalinos de neoblastos anédricos finos que fazem parte da matriz. Há subgrãos orientados obliquamente a direção da S_1 . O quartzo pode estar incluso na microclina e no plagioclásio. Inclusões finas de hornblenda, opacos e zircão ocorrem no quartzo. Finos cristais vermiculares de quartzo se associam à albita em intercrescimentos mirmequíticos.

Os cristais de plagioclásio são subequigranulares, subédricos a anédricos, grossos a médios, com orientação preferencial moderada a forte, mostram contatos curvos a retos, maclamento tipo albita, sua composição varia de An_{12} a An_{32} (oligoclásio a andesina). Os efeitos da deformação são observados através de extinção ondulante, recristalização mostrando subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos (nas rochas com forte deformação origina uma matriz milonítica na quais os finos novos grãos de plagioclásio são abundantes e contornam os porfiroclastos). Estão inclusos no quartzo e microclina e podem ter inclusões de biotita e opacos. A alteração para sericita é fraca.

A microclina ocorre localmente sob a forma de grãos inequigranulares arredondados, finos a grossos, subédricos a anédricos, com micropertitas e maclamento xadrez nítido, apresentando orientação preferencial moderada a forte, mostram contatos irregulares curvos e serrilhados. Nas rochas milonitizadas ocorrem a formação de novos grãos, estes encontram-se nas bordas dos porfiroclastos ou fazendo parte da matriz (Figura 5.5b), localmente há cristais fraturados. Geralmente incluem quartzo, plagioclásio e biotita.

Os cristais de hornblenda são subequigranulares, médios, subédricos a anédricos, apresentando orientação preferencial moderada a forte, com contatos retos a curvos e cominuídos (Figura 5.5c), pleocroísmo vai de amarelo amarronzado a verde azulado. Nas rochas fortemente deformadas, estão sendo substituídas por biotita. Localmente são encontrados nas bordas de alguns porfiroclastos de anfibólio epidoto formando caldas. Na matriz das rochas protomiloníticas os anfibólios aparecem como neoblastos finos que já estão substituídos por biotita. Incluem cristais arredondados de quartzo e opacos.

Os cristais de allanita ocorrem como minerais acessórios, são finos, anédricos a subédricos, geralmente associado aos máficos, estão moderada a fortemente metamictizadas. Os outros minerais acessórios são os opacos, que se encontram anédricos, finos e associados à titanita, e o zircão subédricos inclusos no quartzo.

A biotita ocorre como substituição parcial nas bordas de anfibólios, em alguns casos esta substituição pode ser completa (Figura 5.5d). Os cristais de biotita são finos, alongados e podem ocorrer como agregados radiais mostram forte orientação. Os minerais secundários presentes são a titanita anédrica que está contornando os minerais opacos, o epidoto como produto de alteração da hornblenda e a sericita como produto de alteração do plagioclásio.

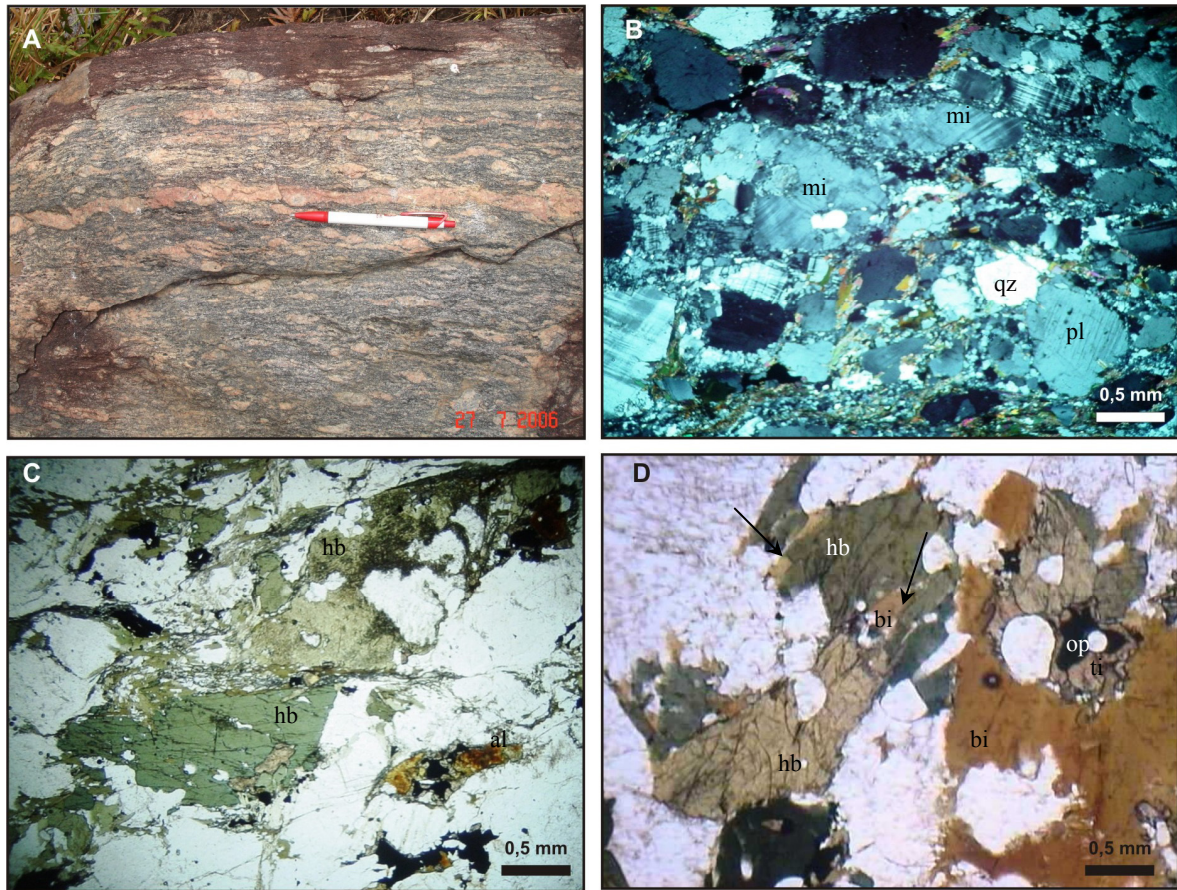


Figura 5.5. Aspectos macro e microscópicos de hornblenda monzogranito (a) foliação marcada pela orientação e estiramento dos porfiroclastos de feldspato e quartzo; (b) protomilonítico com porfiroclastos de microclina contornados por neoblastos; (c) cristais de hornblenda e allanita corroídos e sendo substituídos por opacos; (d) hornblenda (hb) com bordas corroídas.

♦ **Hornblend-Biotita Monzogranito (Hb Bi Mzg)**

Estas rochas são encontradas nas porções centro leste da área estudada (Figura 5.2), apresentam coloração cinza rosada, fina a média, sua foliação varia de moderada a forte e a S_1 é concordante a S_0 , assim como as vênulas quartzo-feldpáticas (Figura 5.6a).

A microclina é subédricas a anédricas, com cristais subequigranulares, médios a finos, mostrando maclamento xadrez, apresentam orientação preferencial moderada. Os contatos entre os grãos são retilíneos a curvos, tem inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Pertitas retilíneas e pertitas em chamus ocorrem na microclina. Este mineral pode estar fracamente alterado para sericita.

Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos, apresentam orientação preferencial moderada a forte dos grãos. A relação de contato entre os cristais é curva

a levemente reta. Apresentam maclas do tipo albita, as quais podem estar interrompidas (Figura 5.6b). A composição do plagioclásio é oligoclásio (An_{22} e An_{26}). As feições deformacionais mais importantes observadas são leve arqueamento das maclas, mas que não chega a formar *kink band*, alguns cristais exibem extinção ondulante fraca e algumas fraturas. Ocorrem inclusos opacos e cristais de quartzo, assim com estão inclusos na microclina ordenados geometricamente formando textura micropertítica. Mostram alteração fraca à moderada para sericita e algumas muscovitas, há cristais totalmente alterados no núcleo mostrando bordas límpidas (Figura 5.6b).

Os cristais de quartzo são inequigranulares, anédricos, médios a finos e localmente grossos, com formas alongadas mostrando contato entre os grãos interlobados ou curvos. Apresentam orientação preferencial moderada a forte, com cristais apresentando extinção ondulante forte a moderada, podendo constituir agregados de subgrãos ou de novos grãos, é freqüente a presença de novos grãos finos que estão do mesmo tamanho dos subgrãos. Quartzo com forma vermicular ocorre quando em contato com plagioclásio formam mirmequitas. O quartzo pode estar incluso no plagioclásio e microclina. Zircão pode estar incluso.

Os cristais de biotita são lamelas finas a médias, subédricas a anédricas, com orientação preferencial moderada a forte podendo está recristalizadas ao lonfo da foliação S_1 , contatos retos a curvos, pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom avermelhado,. Estão inclusas no plagioclásio e microclina. Podem ocorrer como produto de alteração da hornblenda.

Os cristais de hornblenda são inequigranulares, finos a médios, anédricos a subédricos, apresentando orientação preferencial moderada a forte. Os contatos dos cristais de anfibólio são retos a curvos, o pleocroísmo vai de amarelo pálido a verde azulado. Apresentam aspecto corroído onde alguns cristais quando em contato com plagioclásio formam *simplectitos* (Figura 5.6c). A hornblenda pode mostrar recristalização em suas bordas marcada pela substituição de biotita (Figura 5.6d).

Os acessórios presentes nesta fácies estão geralmente associados aos minerais máficos e são representados por cristais subédricos e euédricos de opacos recristalizados concordante a S_1 (Figura 5.6d), allanita, apatita e zircão. Os opacos são intersticiais e podem estar dispostos ao longo de contatos entre grãos. A allanita está

muito corroída e metamictizada, e em geral inclusa na biotita. Comumente, os acessórios estão moderadamente orientados segundo a direção da foliação.

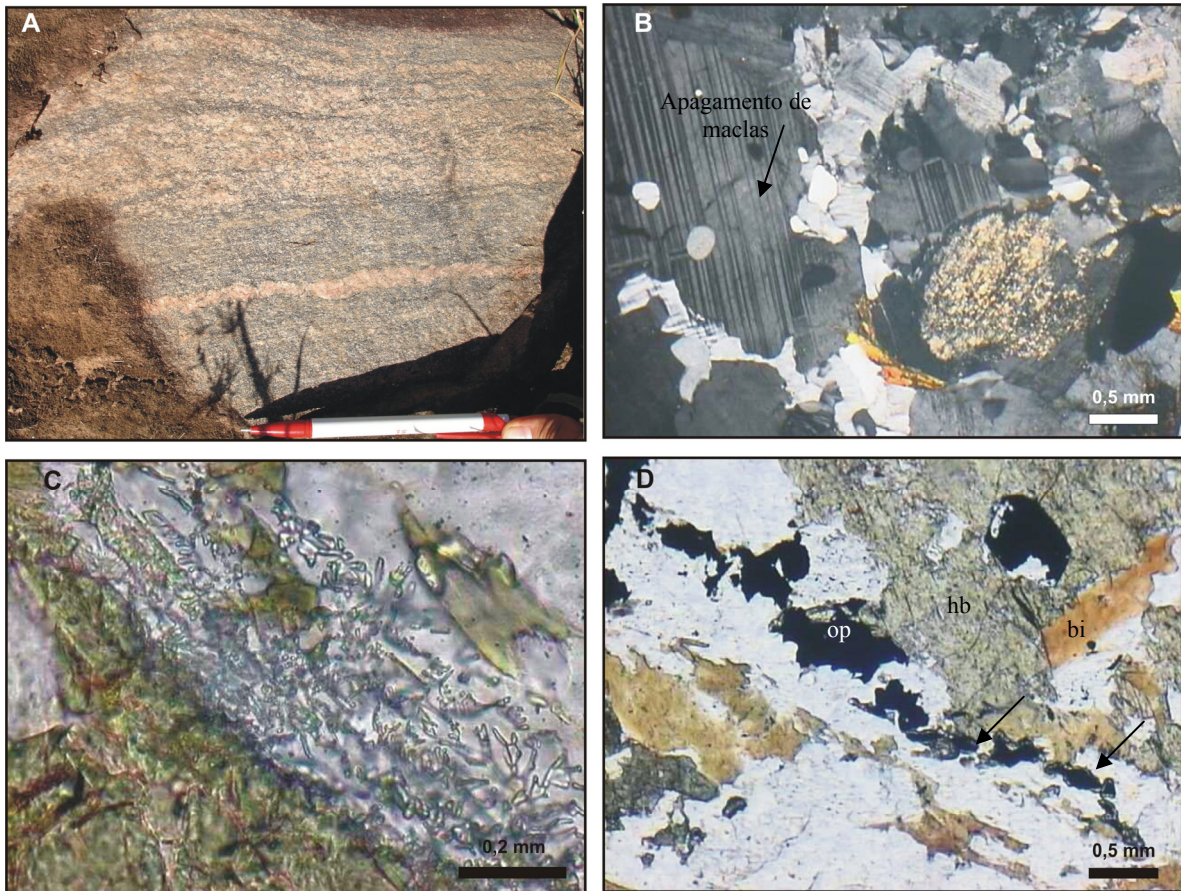


Figura 5.6. Aspectos macro e microscópico do hornblenda-biotita monzogranito (a) foliação S_0 concordante a S_1 ; (b) plagioclásio apresentando maclas interrompidas e forte saussuritização no núcleo com bordas preservadas; (c) *simplectito* no contato da hornblenda com plagioclásio; (d) recrystalização de borda na hornblenda marcada pela substituição de biotita, biotita e opacos recrystalizados ao longo da S_1 .

◆ *Titanita-biotita monzogranito (Ti Bi Mzg)*

Estas rochas são encontradas na porção central da área de modo disperso (Figura 5.2) e se caracterizam por cor cinza rosado, textura equigranular fina a média, e pela presença de foliação incipiente a forte, que evolui para foliação milonítica (Figura 5.7a). As zonas miloníticas têm espessura centimétrica à métrica, onde uma das características marcante é a orientação dos fenocristais e a presença de porfiroclastos de microclina que, por vezes, apresentam cauda de recrystalização resultando em feições assimétricas do tipo sigma.

São monzogranitos com teores significantes de titanita (Figura 5.1) e destacam-se por apresentar localmente foliação S-C.

A microclina ocorre como cristais inequigranulares finos a médios, subédricos a anédricos, orientados moderada a fortemente segundo a foliação. Os contatos variam de retos a interlobados. Nos milonitos, os porfiroclastos de microclina mostram extinção ondulante moderada e porções recristalizadas de subgrãos e novos grãos que gradam para a matriz da rocha. Os porfiroclastos têm fraturas preenchidas por estilpnomelano. As margens dos porfiroclastos estão parcialmente recristalizadas para novos grãos finos, o que resulta em textura manto-e-núcleo. Pertitas em chamuscas são feições comuns. Há inclusões, sobretudo, de quartzo e plagioclásio e raramente de biotita e opacos.

Os grãos de quartzo são anédricos, finos, orientados segundo a foliação S_1 de modo moderado a forte, apresentam contatos entre os grãos curvos a interlobados e localmente retos. Mostram extinção ondulante moderada a forte passando lateralmente para subgrãos e para agregados de novos grãos anédricos finos. Nos milonitos, o quartzo apresenta-se como finos *ribbons* (Figura 5.7b) contornando os porfiroclastos e compõem a matriz junto a agregados finos de minerais máficos. Quartzo pode estar incluso em feldspatos. Ocorre nas faces paralelas à foliação e associado ao plagioclásio em intercrescimentos mirmequíticos.

Os cristais de plagioclásio são subequigranulares, subédricos a anédricos, médios a finos, estão moderada a fortemente orientados segundo uma direção preferencial, apresentam contatos entre grãos retos a levemente curvos, têm teores de anortita entre An_{22} e An_{30} . Nos milonitos, os porfiroclastos têm extinção ondulante, subgrãos e novos grãos ao seu redor (Figura 5.7b). Apresentam poucas inclusões, sendo comuns opacos e biotita e raramente quartzo e zircão. Podem formar mirmequita nos contatos com microclina. Localmente, notam-se cristais com antipertitas. A saussuritização do plagioclásio é moderada a forte produzindo sericita e muscovita e localmente carbonato. A alteração se dá geralmente no centro dos cristais.

Os cristais de biotita são subequigranulares, finos, subédricos a anédricos, orientados fortemente segundo a foliação S_1 , apresentam contatos retos a denteados. O pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom amarelado. Nas rochas mais

deformadas ocorrem como agregados finos na matriz intercalando-se como níveis quartzo-feldspáticos (Figura 5.7b). Os níveis ricos em biotita podem apresentar aspecto levemente ondulante, sobretudo quando contornam porfiroclastos de microclina. Quando a mesma está em contato com plagioclásio, podem-se formar *simplectitos* que resultam da corrosão da biotita, sobretudo nas faces paralelas à foliação. As partes finas vermiculares destes *simplectitos* são de opacos. A biotita está incluída em cristais de microclina e plagioclásio, preferencialmente nas bordas destes minerais. Alteração parcial para clorita pode ser vista em alguns cristais.

A titanita ocorre sob a forma de cristais alongados, equigranulares, subédricos a anédricos, médios a finos, localmente mostram-se como fragmentos. Apresentam orientação preferencial moderada a forte e podem possuir inclusões de opacos. Nos milonitos são encontrados como porfiroclastos e estão geralmente associados à biotita e aos opacos (Figura 5.7c, d). Os minerais acessórios são opacos anédricos, ora com aspecto intersticial entre os grãos, incluso nos minerais principais, cristais de zircão e apatita finos, subédricos e podem estar inclusos em quartzo, microclina, plagioclásio e biotita.

Os minerais secundários são sericita, argilominerais e localmente carbonato. A muscovita sobrecrescida e sericita se formam sobre plagioclásio e a clorita geralmente nas bordas da biotita.



Figura 5.7. Aspectos macro e microscópico do titanita-biotita monzogranito (a) foliação milonítica (b) Aspecto da foliação milonítica marcada por fitas de quartzo e caudas de neoblastos (quartzo, feldspato, biotita em grãos de 0,02mm); (c) e (d) Porfiroclastos sigmodais de titanita impregnados de minerais opacos e microclina.

5.3. GRANODIORITOS

Os granodioritos são, depois dos monzogranitos, os tipos petrográficos mais comuns. Estas rochas se concentram na porção leste da área (Figura 5.2), e se distinguem pela proporção de minerais máficos em granodioritos, biotita granodioritos, hornblenda-biotita granodioritos e biotita-hornblenda granodioritos (Tabela 5.1).

◆ *Granodiorito (Grd)*

São rochas mesocráticas, acinzentadas, granulação média a fina (4 a 0,5 mm). No geral apresentam textura granular hipidiomórfica, os minerais máficos mais freqüentes são biotita e hornblenda (Figura 5.1).

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a euédricos, médios a finos, localmente grossos, orientados moderadamente segundo a direção da foliação (S_1). Os cristais têm contatos retos a levemente curvos e interlobados, apresentam maclas que podem em alguns casos se afinar. O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An_{24} e An_{34}). Feições deformacionais são extinção ondulante fraca a moderada e arqueamento de maclas. Há também cristais com antipertitas. Este mineral tem inclusões de quartzo, microclina, biotita e opacos. A alteração é moderada para sericita, epídoto e carbonatos. A sericita pode evoluir para muscovita.

A microclina ocorre sob a forma de cristais subequigranulares, finos a médios, anédricos a subédricos, ricos em micropertitas, possuem orientação preferencial moderada e contatos retos a levemente curvos. Estão inclusos principalmente no plagioclásio, assim como incluem cristais de quartzo, biotita, opacos e zircão.

Os cristais de quartzo são anédricos, finos a médios, orientados moderadamente segundo a S_1 , apresentam contatos curvos a interlobados, com extinção ondulante moderada a forte. A extinção ondulante passa lateralmente para subgrãos, que estão oblíquos à direção da foliação, e novos grãos anédricos de granulação fina e que mostram contatos retos a curvos. Estão inclusos na microclina e plagioclásio. O quartzo pode estar intercrescido com plagioclásio em mirmequitas.

A biotita encontra-se como lamelas, subequigranulares, finas a médias, subédricas a anédricas, apresentam orientação preferencial moderada. O pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom acastanhado. Mostra contatos retos, serrilhados a levemente curvos, localmente mostram *simplectitos*. A biotita pode estar inclusa em feldspato potássico e plagioclásio, e englobar zircão e cristais aciculares de rutilo. Apresenta alteração fraca para clorita.

A hornblenda ocorre apenas em algumas amostras e ainda com percentuais inferiores a 2%. São cristais subequigranulares, médios a finos, anédricos a subédricos, com orientação preferencial fraca a moderada, mostram contatos retos a levemente curvos e pleocroísmo amarelo esverdeado a verde azulado claro. Estão alterados fracamente para biotita.

Os minerais acessórios são opacos, zircão, apatita e allanita, são subédricos a euédricos e estão geralmente associados aos máficos. O zircão mostra zoneamento

bem marcante, a allanita pode estar metamictizada e os opacos são aciculares ou grãos anédricos intersticiais.

Os minerais secundários são muscovita, sericita, epídoto e carbonato, e resultaram de alteração do plagioclásio. Titanita forma coroas em opacos, e clorita é alteração da biotita.

◆ ***Biotita Granodiorito (Bi Grd)***

Estas rochas ocorrem na porção nordeste da área trabalhada, (Figura 5.2) e se caracterizam por apresentar textura fina a média e cor cinza esbranquiçada, o principal mineral máfico é a biotita.

Os minerais constituintes encontram-se forte a moderadamente orientados segundo a foliação S_1 , apresentando contatos irregulares entre os minerais e textura granular alotriomórfica (Figura 5.8a), podendo apresentar localmente arranjo porfirítico.

O plagioclásio é o mineral mais abundante e ocorre como cristais subédricos a anédricos, médios a finos, com orientação preferencial moderada a forte e contatos retos a curvos, localmente interlobados, maclas do tipo albita-periclínio. Os teores de anortita variam de An_6 a An_{16} . Os efeitos da deformação são marcados pela extinção ondulante moderada a fraca, subgrãos, agregados de finos novos grãos e leve arqueamento de maclas (Figura 5.8b). Localmente, antipertita pode ser abundante. Fraturas localizadas estão preenchidas por carbonato (Figura 5.8b). Mostram inclusões de quartzo, feldspato potássico, biotita e opacos. Estão alterados moderada a fortemente para sericita/muscovita e carbonatos.

Os cristais de microclina são subequigranulares, médios a finos, subédricos a anédricos, orientados moderadamente segundo a foliação. Seus contatos são retos a levemente curvos e micropertitas são comuns. A extinção ondulante fraca evolui para subgrãos e para finos agregados de neoblastos. Fraturas são localizadas. Apresentam inclusões de cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e opacos.

Os grãos de quartzo são anédricos, finos a médios, alongados e orientados segundo a foliação. Seus contatos são curvos a lobados, a extinção ondulante é forte e os subgrãos se orientam em geral perpendicularmente à foliação. Novos grãos anédricos finos mostram contatos retos. Subgrãos e novos grãos podem ter tamanhos

semelhantes. Há inclusões de quartzo em microclina e plagioclásio. Quartzo pode formar mirmequitas junto ao plagioclásio.

Os cristais de biotita são lamelares, finos a médios, subédricos a anédricos, mostram moderada orientação segundo a foliação preferencial. Seu pleocroísmo mais comum é castanho pálido a castanho escuro. A biotita tem contatos retos, serrilhados e levemente curvos. A biotita está inclusa em microclina e plagioclásio. Nas bordas deste mineral há alteração para clorita.

Os minerais acessórios são os opacos anédricos, a allanita, zircão e apatita, geralmente associados à biotita.

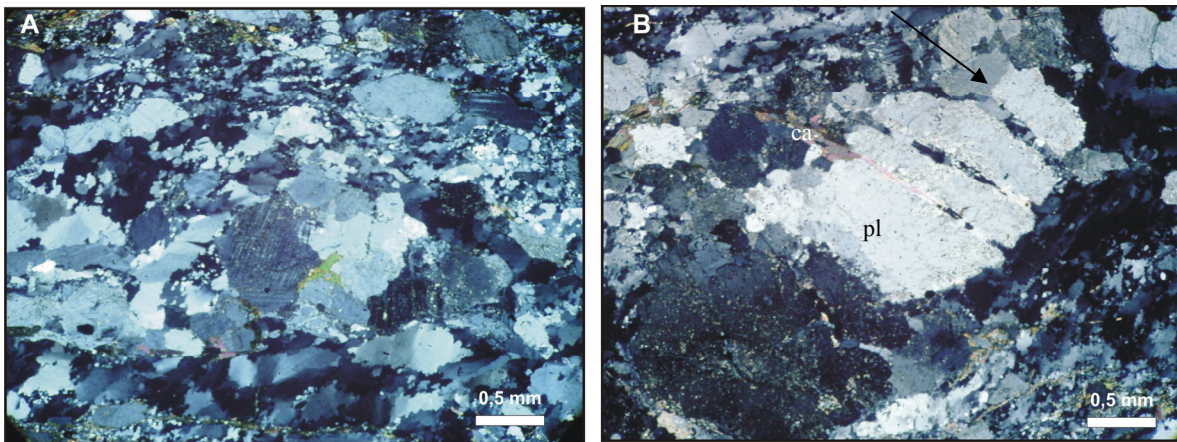


Figura 5.8. Fotomicrografias (Luz polarizada) de biotita granodiorito (a) Textura granular aliotriomórfica; (b) Plagioclásio com maclas levemente arqueadas, fraturas preenchidas por carbonato (ca).

◆ ***Hornblenda-Biotita Granodiorito (Hb Bi Grd)***

Os hornblenda-biotita granodioritos estão concentrados na porção norte-nordeste da área (Figura 5.2), são cinza esbranquiçados, finos a médios, localmente porfiríticos. A foliação é moderada e definida pela alternância de níveis centimétricos leucocráticos quartzo-feldspáticos e de níveis ricos em biotita e anfibólio. Apresentam veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos centimétricos concordantes e discordantes à foliação. Podem ser encontrados enclaves máficos arredondados a angulosos. A textura predominante é granular orientada e subordinadamente granular hipidiomórfica (Figura 5.9a).

Os cristais de plagioclásio são tabulares, médios a finos (4 a 0,2 mm), subédricos a anédricos, com orientação preferencial moderada, apresentam contatos entre os grãos retos no geral e com os outros minerais variam de retos a suavemente curvos. As

maclas são do tipo albita e mais raramente albita-*carlsbad* e seu teor de anortita varia de An₂₂ a An₂₇ (oligoclásio). Feições deformacionais são representadas por extinção ondulante fraca, arqueamento das maclas formando *kink bands* e maclas interrompidas. A alteração do plagioclásio é fraca à moderada para sericita/muscovita.

A microclina é fina a média, subédrica a anédrica, com orientação preferencial moderada a fraca. Seus contatos são retos e mais raramente curvos, geralmente nos limites com quartzo. A recristalização de margens de porfiroclastos originou textura em manto e núcleo (Figura 5.9b). Texturas micropertíticas e pertitas em chama são comuns, assim como inclusões de quartzo, biotita, anfibólio e de opacos. A microclina pode estar alterada fracamente para sericita.

Os cristais de quartzo são anédricos, médios a finos e localmente grossos, têm formas alongadas e contatos lobados ou curvos, principalmente quando nos limites com plagioclásio. O quartzo tem orientação preferencial moderada a forte, extinção ondulante forte, a qual passa lateralmente para subgrãos e novos grãos poligonais finos. Cristais vermiculares associados a plagioclásio formam mirmequitas. O quartzo pode estar incluso em plagioclásio, microclina e hornblenda. Finas inclusões de biotita e zircão podem ser vistas.

A biotita é fina, subédrica a anédrica, moderada a fortemente orientada segundo a direção da foliação. Seus contatos são retos a curvos, localmente têm aspecto intersticial. O pleocroísmo é castanho pálido a escuro. Pode haver inclusões de biotita em plagioclásio, microclina e quartzo. Finas inclusões de zircão, titanita e opacos são vistas na biotita.

Os cristais de hornblenda são médios a finos, subédricos a anédricos, orientados de modo moderado a forte. Os seus contatos são curvos a levemente retos, e localmente têm aspecto esquelético, o pleocroísmo varia de amarelo acastanhado a verde azulado, está alterada nas bordas para biotita e epídoto. Há inclusões de rutilo, opacos, apatita e titanita.

Os minerais acessórios encontrados são opacos, zircão, titanita e apatita, em subédricos, finos, associados à biotita ou à hornblenda. Os opacos são intersticiais ou podem estar em bordas da hornblenda. Zircão e apatita podem estar inclusos em quartzo e plagioclásio.

Os minerais secundários de alteração do plagioclásio são sericita e muscovita sobrecrescida. O epídoto e biotita são alterações da hornblenda.

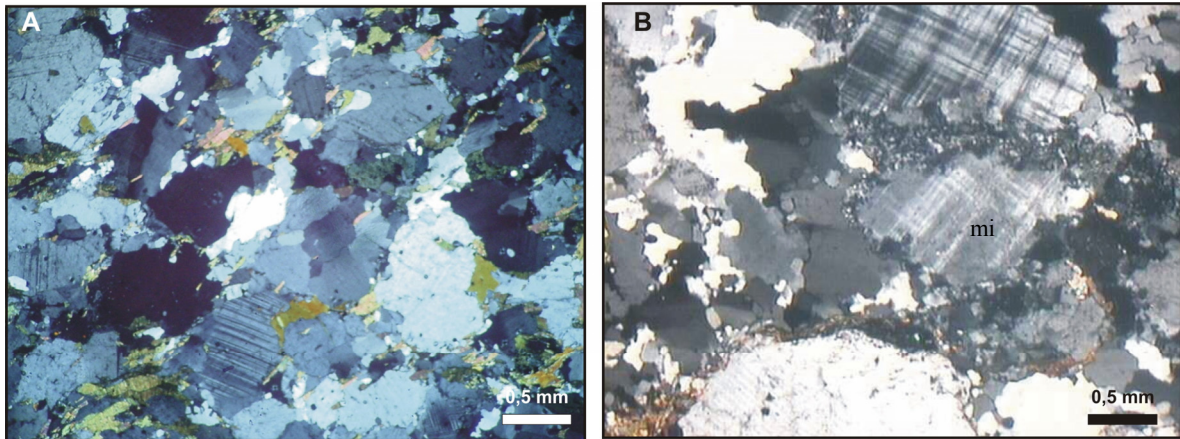


Figura 5.9. Fotomicrografias (Luz polarizada) do hornblenda-biotita granodiorito. (a) textura granular hidiomórfica orientada; (b) porfiroclastos de microclina (mi) com textura manto-núcleo.

◆ **Biotita-Hornblenda Granodiorito (Bi Hb Grd)**

Esta fácies ocorre apenas em dois pontos (CC-23 e CC-29) na parte centro-norte da área (Figura 5.2), apresenta textura granulação média a grossa (2 a 6 mm) e coloração cinza esbranquiçada. Há uma foliação moderada à fraca, marcada principalmente pela orientação preferencial de anfibólio e biotita. A textura é granular hipidiomórfica.

Os grãos de plagioclásio são subédricos a anédricos, médios a finos (3 a <1 mm), orientados moderada a fracamente segundo a foliação. Os contatos entre os grãos são retos a levemente curvos e os teores de anortita variam de An₂₈ a An₃₉ (andesina). As maclas são do tipo albita e albita-periclina. Este mineral apresenta extinção ondulante fraca que passa para subgrãos, assim como leve ondulação nas maclas. Pertitas são pouco comuns. Intercrescimentos mirmequíticos se desenvolvem ao longo dos contatos entre plagioclásio com microclina. Quartzo, biotita e hornblenda são inclusões de plagioclásio. O plagioclásio está fracamente alterado para sericita.

A microclina é fina a média (0,5 a 3 mm), subédrica a anédrica, apresenta orientação preferencial moderada a fraca e contatos retos a levemente curvos. A microclina pode estar inclusa no plagioclásio e englobar finos cristais de quartzo, biotita e opacos.

Os cristais de quartzo são anédricos, granulação média a fina, apresentam orientação preferencial moderada, com contatos interlobados e localmente retos. A extinção ondulante moderada passa lateralmente para subgrãos e novos grãos. Os subgrãos podem ter orientação perpendicular àquela da foliação. Finos tubos de quartzo se associam ao plagioclásio em arranjos mirmequíticos.

Os cristais de hornblenda são médios a finos (4 a <1 mm), anédricos a subédricos, moderada a fracamente orientadas segundo uma direção preferencial, apresentam contatos retos a levemente curvos e localmente serrilhados. O pleocroísmo varia de verde amarelado a verde azulado claro.

Os cristais de biotita são finos a médios, subédricos a anédricos e apresentam orientação preferencial moderada. O pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom avermelhado. Seus contatos são retos a curvos.

Os minerais acessórios são opacos anédricos e finos, zircão e titanita subédrica e apatita. Geralmente estão associados ou inclusos nos minerais máficos. Os minerais acessórios são sericita como produto do plagioclásio.

5.4. TONALITOS

Na área pesquisada, este tipo petrográfico ocorre na porção centro-sul e é, depois dos sienogranitos, a fácies menos abundante (Figura 5.2) e se distingue pela variação na proporção de biotita e hornblenda (Tabela 5.1).

♦ **Biotita Tonalito (Bi Tonal)**

Estas rochas têm cor cinza claro, são constituídas por cristais médios (3 a 5 mm) e possuem foliação forte, desenhada pela orientação preferencial dos agregados quartzo-feldspáticos e dos minerais máficos estirados. A textura predominante é a granular orientada e localmente granolepidoblástica (Figura 5.10a).

Os cristais de plagioclásio são finos a médios (1 a 3 mm), subédricos, orientados fortemente segundo a foliação da rocha, mostram contatos retos a levemente curvos. Apresentam macla do tipo albita e albita-periclínio. Os teores de anortita (An_{39} a An_{53}) permitem classificar o plagioclásio como sendo do tipo andesina. Alguns cristais podem mostrar extinção ondulante e encurvamento em suas maclas (Figura 5.10b). Inclusões

de quartzo, biotita e hornblenda dispõem-se geralmente nas bordas do plagioclásio. A alteração é moderada para sericita, muscovita e carbonato.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos, médios a finos, mostra formas alongadas orientadas fortemente segundo a direção preferencial e contatos curvos a retilíneos, extinção ondulante moderada e subgrãos dispostos obliquamente à direção preferencial da rocha. Novos grãos também são observados em menor quantidade. Quartzo pode estar incluso no plagioclásio e pode, por sua vez, englobar biotita.

A biotita ocorre como lamelas finas, subédricas, apresentando forte orientação preferencial, mostrando contatos levemente curvos. Seu pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom acastanhado. Pode mostrar bordas corroídas com *simplectitos*. Está inclusa em cristais de plagioclásio e incluem opacos, titanita e apatita.

A microclina é pouco abundante nos tonalitos e seus cristais são subédricos, médios (2 a 4 mm), moderadamente orientados ao longo da foliação.

Os cristais de hornblenda são finos, subédricos a anédricos, fortemente orientados à foliação, com contatos curvos a levemente retos, há cristais corroídos em contato com biotita formando *simplectitos*. Apresentam pleocroísmo verde amarelado a verde azulado. Geralmente cristais de biotita e opacos se associam ao anfibólio.

Os minerais acessórios são opacos finos, localmente aciculares/vermiculares quando formam *simplectitos*. A titanita associada aos opacos, o zircão está geralmente incluso na biotita; e a apatita e allanita subédricas associadas à hornblenda e biotita.

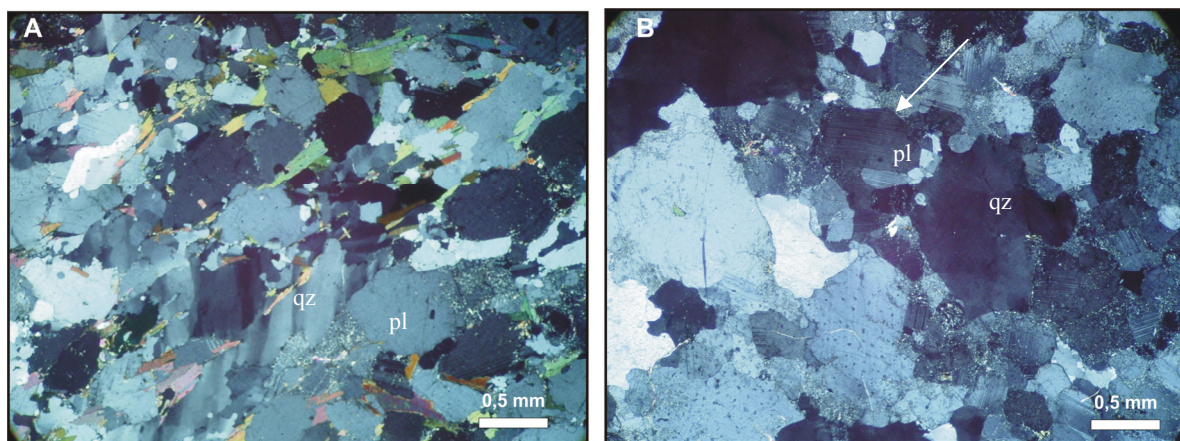


Figura 5.10. Fotomicrografia (Luz polarizada) de biotita tonalito (a) textura granolepidoblástica orientada; (b) cristais de plagioclásio com maclas curvadas.

♦ **Hornblenda Tonalito (Hb Tonal)**

Esta rocha se distingue pela cor cinza a cinza rosada, textura granoblástica e orientação preferencial fraca, marcada principalmente por cristais subédricos finos a médios de plagioclásio e quartzo.

O plagioclásio é o mineral mais abundante nesta rocha, e ocorre como cristais subédricos a anédricos, orientados fracamente segundo a foliação, mostram contatos curvos a retos. Apresentam maclas tipo albita e periclina e composições variando de An_{35} a An_{43} (andesina). Há cristais com extinção ondulante e leve arqueamento das maclas. Raramente há inclusões de zircão e hornblenda no plagioclásio, os quais estão moderadamente alterados para sericita. Antipertitas são observadas localmente.

Os cristais de quartzo são médios a finos (4 a 1 mm), anédricos, fracamente orientados segundo a foliação, têm extinção ondulante moderada e subgrãos em tabuleiro de xadrez. Podem estar inclusos no plagioclásio e hornblenda.

A hornblenda ocorre sob a forma de cristais médios a finos (5 a 0,5 mm), anédricos, de aspecto poiquilítico (Figura 5.11), orientados de modo fraco a moderado segundo a foliação, possuem contatos irregulares a curvos, são amarelos esverdeados a verdes acastanhados. A hornblenda altera moderada a fortemente para epídoto. Apresentam inclusões de rutilo aciculares nos cristais menos alterados.

Os minerais opacos são os principais acessórios e ocorrem como cristais finos a médios, anédricos associados aos máficos, aparecendo sob a forma de agregados na hornblenda ou isolados e com formas intersticiais. Zircão, titanita e apatita completam a assembléia de minerais acessórios e ocorrem como cristais subédricos geralmente associados ou inclusos em minerais máficos.

Entre os minerais secundários os mais comuns são estilpnomelano, biotita amarela pálida a verde amarelada (cloritizada) e o epídoto anédrico como produto de alteração da hornblenda, sericita como alteração de plagioclásio.



Figura 5.11. Fotomicrografia de hornblenda com aspecto poiquilítico.

5.5. ROCHAS CHARNOQUÍTICAS

Estas rochas afloram principalmente nas porções sul e sudeste da área estudada, são caracterizadas por apresentar ortopiroxênio acompanhado geralmente de clinopiroxênio. Muitas destas rochas mostram sinais de deformação e recristalização. Geralmente predominam rochas de granulometria média a fina, subordinadamente grossa, e com diferentes composições. A deformação varia de discreta a moderada e foliação é comum e varia de moderada a forte. Foram classificados de acordo com diagrama QAP (*cf.* Le Maitre *et al.* 1989) em charnoquitos (hiperstênio granitos), charno-enderbitos (hiperstênio granodioritos) e enderbitos (hiperstênio tonalitos).

◆ *Charnoquitos*

Estas rochas ocorrem em três pontos (CC66b, CC68 e CC75) localizados a sul-sudeste e centro norte da área (Figura 5.2). Apresentam cor rosa acinzentado, granulometria média a grossa, foliação moderada (Figura 5.12a) e textura granular hipidiomórfica com contatos interlobados a curvos entre os grãos. A mineralogia essencial é constituída por microclina, quartzo, ortopiroxênio, plagioclásio, biotita e, às vezes, hornblenda.

A microclina contém mesopertítas, são inequigranular, fina a grossa (0,5 a 5 mm), anédrica a subédrica alongada, e mostra orientação fraca a moderada segundo

uma direção preferencial (Figura 5.12b). Este mineral possui extinção ondulante moderada e novos grãos contornando a borda de cristais maiores. São observados cristais com fraturas preenchidas por carbonato. Inclusões de plagioclásio e quartzo arredondado podem ser vistas. A alteração é moderada para argilo-minerais e carbonatos.

Os grãos de quartzo são finos a médios, anédricos, têm contatos curvos, interlobados e localmente retos e estão orientados fraca a moderadamente segundo a foliação. Mostram extinção ondulante moderada que passa lateralmente para subgrãos retangulares e agregados de novos grãos. Podem incluir opacos e biotita e estar inclusos no plagioclásio e microclina, intercrescimentos mimerquíticos são feições comuns.

Os cristais de ortopiroxênio são médios a grossos (1 a 5 mm), anédricos a subédricos e alongados. Têm aspecto esquelético, contatos curvos e orientação preferencial moderada. Sua cor é amarelo pálido a cinza pálido, mostram aspecto sujo e alteração para material ocre, amorfo e anfibólio (Figura 5.12c). Em algumas rochas, há cristais reliquias substituídos parcial ou totalmente por hornblenda/actinolita.

Os cristais de plagioclásio são finos a médios, subédricos a anédricos, mostram orientação moderada a fraca, contatos retos a levemente curvos e teor de anortita entre An_{22} a An_{30} (oligoclásio). Localmente há maclas com leve encurvamento. Foram notadas inclusões de quartzo, biotita e opacos. Em contatos com microclina ocorrem mirmequitas. A saussuritização do plagioclásio é forte a moderada e a sericita pode estar sobrecrecida para muscovita.

A biotita encontra-se como cristais finos, anédricos, com orientação preferencial incipiente, de cor amarelo acastanhado a marrom avermelhado, mostrando contatos irregulares retos, curvos e serrilhados, quando em contato com feldspato apresenta *simplectitos*, cujas partes vermiculares são compostas de opacos e provavelmente titanita. A biotita geralmente associadas ao ortopiroxênio, opacos e anfibólio. Clorita pode se formar pela alteração parcial da biotita.

As quantidades de hornblenda são inferiores a 5%, seus cristais são anédricos, estão corroídos, orientados fracamente, têm contatos curvos a retos e cor de amarelo

acastanhado ao amarelo esverdeado. Biotita pode estar associada à hornblenda. Este mineral pode estar substituído por actinolita fibrosa e opacos.

Cristais finos e anédricos de opacos têm bordas contornadas por titanita. Zircão e apatita podem estar inclusos na microclina e no plagioclásio. A allanita está metamictizada e a granada é anédrica e tem aspecto corroído.

Os minerais secundários são sericita, muscovita e carbonatos como produtos de alteração do plagioclásio, argilo-minerais como produto dos feldspatos, actinolita e clorita como produto da biotita.

◆ **Charno-enderbitos**

Os charno-enderbitos foram descritos em apenas um ponto (CC69) situado na parte sudeste da área. A rocha é cinza esbranquiçada, equigranular, média a grossa, foliada fracamente e tem textura granoblástica poligonal (Figura 5.13a).

Os grãos de plagioclásio são médios (1 - 3 mm), tabulares subédricos, orientados moderada a fracamente segundo a foliação, apresentam contatos retos a curvos (Figura 5.13a), composição correspondente ao oligoclásio (An_{22} a An_{24}). Podem apresentar antipertitas. Este mineral pode ter extinção ondulante e maclas arqueadas. Inclusões de quartzo, biotita, opacos e zircão são vistas em alguns grãos. A alteração para sericita é fraca. Mirmequitas são raras.

Os cristais de quartzo são subequigranulares, médios a finos, anédricos, orientados fracamente segundo a direção preferencial, mostram contatos curvos a levemente retos. Os efeitos da deformação são extinção ondulante moderada e subgrãos. Quartzo vermicular forma mirmequitas. Alguns cristais finos de plagioclásio estão englobados em cristais de quartzo.

Os cristais de microclina são subequigranulares, médios, subédricos a anédricos, mostram orientação fraca segundo a foliação S_1 e contatos retos a levemente curvos. Há inclusões de quartzo, biotita e opacos na microclina. Sua alteração para sericita é incipiente.

O clinopiroxênio ocorre como cristais finos a médios (0,5 – 3 mm), anédricos a subédricos, às vezes com aspecto intersticial ou poiquilítico quando envolve plagioclásio (Figura 5.13a). O clinopiroxênio é incolor a verde muito pálido, apresenta

contatos curvos e orientação preferencial fraca. Alguns cristais estão impregnados de minerais opacos dando um aspecto turvo ao cristal. Foram observadas raras inclusões de opacos e zircão.

O ortopiroxênio é muito similar ao descrito nos charnoquitos. Seus cristais são finos a médios (1 a 3 mm), subédricos a anédricos, têm aspecto poiquilítico ou intersticial, contatos curvos e orientação preferencial fraca (Figura 5.13b). O pleocroísmo varia de incolor a cinza pálido. O ortopiroxênio pode estar alterado para anfibólio esverdeado e opacos finos e anédricos.

A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos, com orientação moderada, tem pleocroísmo amarelo pálido a marrom avermelhado e contatos retos a curvos. Zircão, opacos e apatita podem estar inclusos na biotita. Biotita secundária de cor esverdeada substitui parcialmente bordas de hornblenda.

Os minerais acessórios são opacos anédricos e intersticiais, granada anédrica esqueletal, zircão e apatita. Sericita é produto de alteração de plagioclásio. Anfibólio, opacos e epídoto são formados pela alteração de piroxênio.

◆ **Enderbitos**

Entre as rochas charnoquíticas, os enderbitos são os mais comuns, encontram-se distribuídos na parte centro-norte, sul e sudeste da área (CC35, CC66a, CC67, CC70 e CC79) (Figura 5.2). São rochas de granulometria fina a média (0,2 – 4 mm), têm cor cinza escuro a cinza esverdeado e foliação variando de fraca a forte. A textura é granular hipidiomórfica e os contatos entre os grãos são curvos a levemente retos.

O plagioclásio é frequentemente antipertítico nestas rochas. Seus cristais são inequigranulares, finos a grossos, subédricos, têm orientação preferencial fraca a forte e contatos retos a levemente curvos ou localmente poligonais. O maclamento polissintético é do tipo albita/periclínio e a composição é andesítica (An_{26} a An_{50}). Extinção ondulante fraca a moderada, leve arqueamento de maclas e *kink bands* são as feições deformacionais mais comuns neste mineral. Fraturas e maclas finas são pouco freqüentes assim como mirmequitas em contato de grãos de plagioclásio e microclina. As inclusões são representadas por quartzo arredondado, biotita, opacos e zircão. A alteração para sericita é localizada.

Os cristais de quartzo são subequigranulares, médios, anédricos, mostram contatos curvos a lobados, estão moderadamente orientados. Apresentam extinção ondulante moderada, subgrãos com arranjo em tabuleiro de xadrez (cf. Kruhl, 1996). Quartzo pode estar incluso em plagioclásio e clinopiroxênio. Quartzo vermicular e plagioclásio formam intercrescimento mirmequítico que pode estar disposto ao longo da foliação.

O clinopiroxênio é o mineral máfico mais abundante e seus cristais são médios, anédricos, têm contatos lobados a retilíneos ou aspecto poiquilítico e orientação preferencial moderada a forte. O pleocroísmo varia do rosa pálido ao marrom esverdeado. A extinção ondulante é fraca a moderada nas rochas mais deformadas, e fraturas são localizadas. O clinopiroxênio pode mostrar substituição parcial para anfibólio verde amarelado e para minerais opacos. Por vezes são observadas inclusões de opacos e quartzo.

Os cristais de ortopiroxênio são finos a médios, anédricos, corroídos, orientados moderada a fortemente segundo a foliação S_1 , apresentam contatos irregulares, lobados a levemente retos. O pleocroísmo varia de incolor a marrom acinzentado claro. Por vezes mostram aspecto turvo e parcial alteração para anfibólio e opacos finos (Figura 5.14a, b).

Os cristais de biotita são subédricos a anédricos, finos a médios, fraca a moderadamente orientados segundo uma direção preferencial e estão geralmente associados ao piroxênio. O pleocroísmo varia do amarelo acastanhado ao marrom avermelhado. Os contatos deste mineral são retos a levemente curvos. Quando a biotita está em contato com o plagioclásio, podem ocorrer simplectitos, cujas partes vermiculares são compostas de opacos. A biotita engloba cristais de zircão, apatita e opacos.

A hornblenda que ocorre em algumas rochas desta fácies é fina, anédrica a subédrica, tem hábito poiquilítico e os contatos entre os grãos são curvos a levemente retos e exibem forte orientação preferencial. A cor é verde amarelado a verde oliva. Alguns cristais, quando em contato com plagioclásio, possuem bordas corroídas ao longo das quais se formaram simplectitos. Pode haver alteração moderada de suas bordas para biotita esverdeada.

Os minerais acessórios são representados por zircão, apatita e opacos geralmente associados aos máficos.

Os minerais secundários são argilominerais e sericita, produtos de alteração do plagioclásio. Anfibólio, epídoto e opacos são produtos de piroxênio, e estilpnomelano substitui parcialmente cristais de biotita.

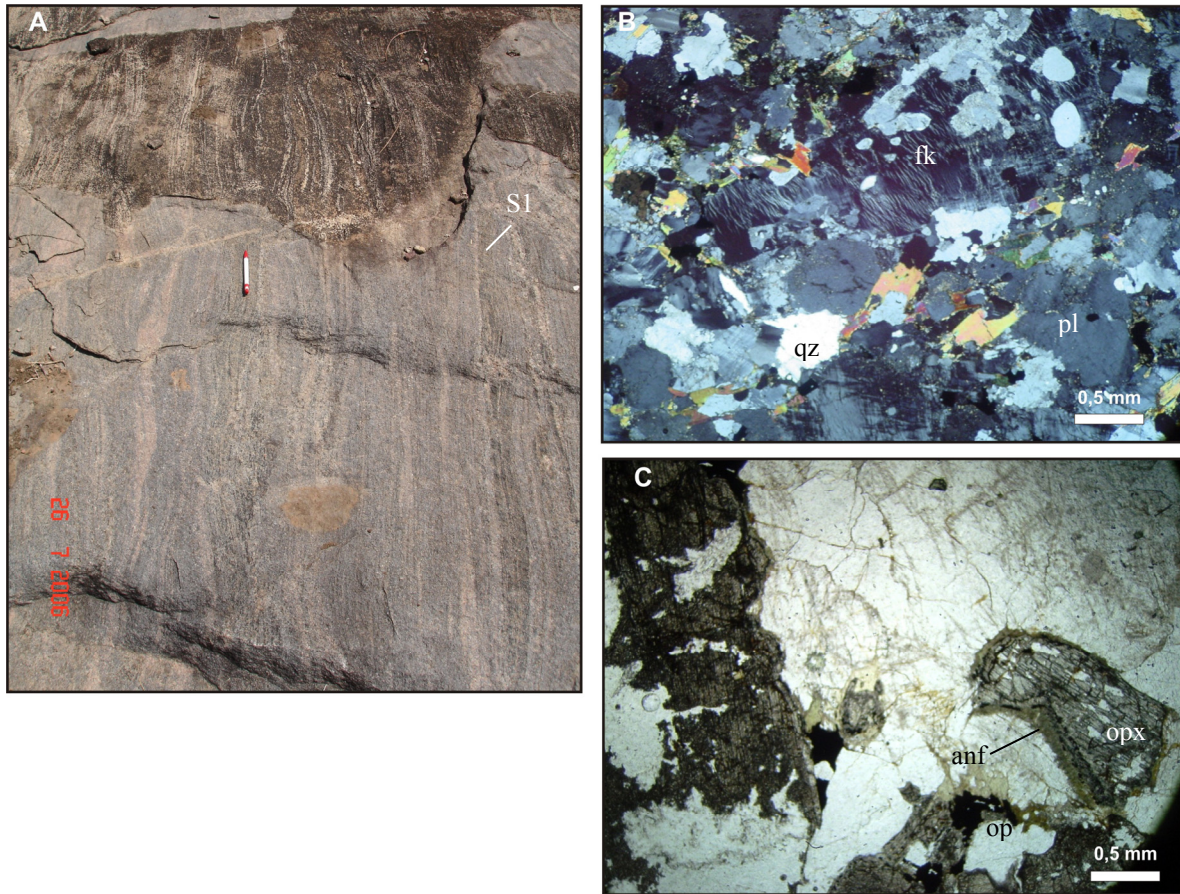


Figura 5.12. Aspectos macro e microscópico de charnoquitos (a) Foliação S_1 bem desenvolvida; (b) Cristal de feldspato potássicos (fk) mesoperfítico alongado segundo à foliação (Luz polarizada); (c) Ortopyroxênio (opx) corroído e parcialmente alterado para anfibólio (anf) e opacos (Luz natural).

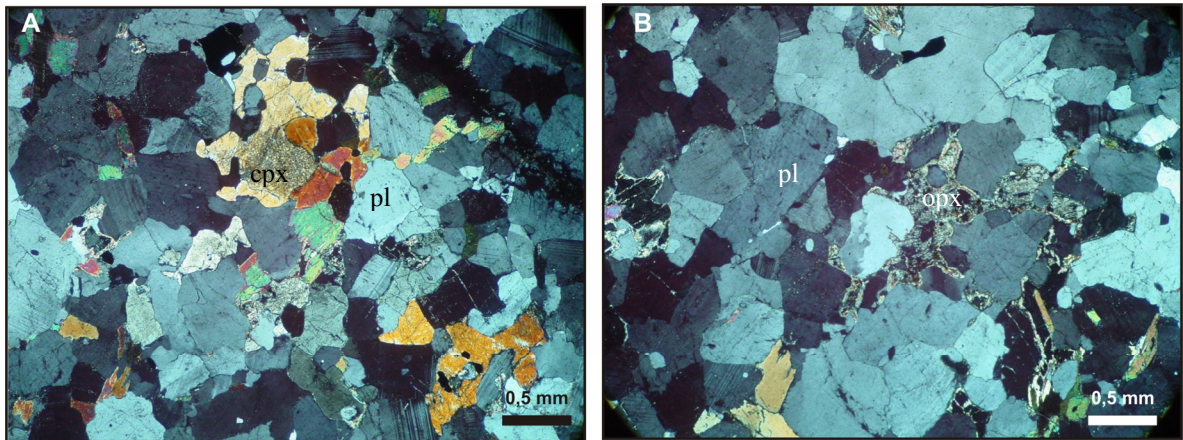


Figura 5.13. Fotomicrografias (Luz polarizada) do charno-enderbitos. (a) Textura granoblástica poligonal com cristais de plagioclásio (pl) e clinopiroxênio (cpx); (b) Ortopiroxênio (opx) fortemente alterado para hornblenda e opacos.

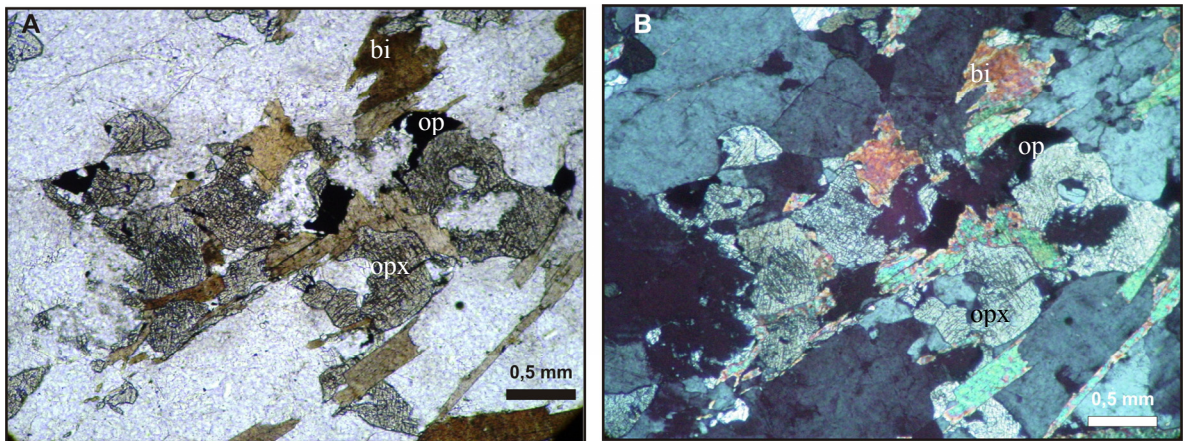


Figura 5.14. Fotomicrografias de enderbitos (a) (Luz natural) Ortopiroxênio (opx) e biotita (bi) marrom avermelhada em rocha com textura nemato-granoblástica (b) (luz polarizada) idem anterior.

5.6. GNAISSES

Os gnaisses ocorrem em apenas um ponto (CC 18) da porção centro norte da área (Figura 5.2). Classificado como Granada-biotita gnaisses, macroscopicamente esta rocha apresentar cor cinza esbranquiçado, granulometria fina, bandamento regular, definido por camadas milimétricas onduladas quartzo-feldspáticas alternadas com níveis ricos em ferromagnesianos (Figura 5.15a). A textura destas rochas é granolepdoblástica.

As bandas félsicas possuem textura granoblástica irregular, variando de interlobada a poligonal, marcada por grãos de plagioclásio, quartzo e microclina. O

plagioclásio tem composição variando de An₁₆ a An₂₈ (oligoclásio). Os grãos são subequigranulares, médios a finos, subédricos a anédricos, orientados moderadamente segundo a S₁. Os contatos entre os grãos são irregulares retos a levemente curvos. Alguns cristais podem mostrar extinção ondulante e subgrãos, fraturas também podem ocorrer e estar preenchidas por argilominerais. Mirmequitas são raras no contato com microclina. Mostram raras inclusões de quartzo, biotita, zircão e opacos. Alteração é freqüente para sericita cujos cristais podem ter sido sobrecrescidos para muscovita.

Os grãos de quartzo são alongados, finos a médios (1 a 4 mm), anédricos, têm limites retos a lobados quando em contato com microclina. O quartzo mostra extinção ondulante forte a moderada, subgrãos orientados obliquamente à direção da foliação S₁, ou ainda constituir de modo subordinado agregados de novos grãos. É comum a presença de cristais finos arredondados inclusos em microclina, biotita e plagioclásio. Quartzo vermicular associado ao plagioclásio forma intercrescimentos mirmequíticos.

Os cristais de microclina são médios a finos, subédricos a anédricos, localmente intersticiais, orientados moderadamente segundo uma direção preferencial, mostram contatos entre os grãos retos a levemente curvos. A deformação da microclina é evidenciada pela extinção ondulante em alguns grãos. Pertitas em chama se desenvolvem localmente, por outro lado, mirmequitas são mais freqüentes. Incluem cristais de quartzo, plagioclásio e biotita.

A granada ocorre nas porções leucocráticas do gnaiss, como cristais subequigranulares, médios (2 a 4 mm), anédricos, fracamente orientados segundo uma direção preferencial. Os contatos entre a granada e os demais minerais são curvos a levemente retos. Fraturas são freqüentes assim como inclusões de cristais arredondados de quartzo. Os níveis félsicos não apresentam orientação mineral dominante, sendo compostos, principalmente, por grãos subequidimensionais de feldspato em arranjo granoblástico inequigranular.

As bandas escuras têm biotita fortemente orientada, gerando textura lepidoblástica. A biotita ocorre como cristais inequigranulares, médios a finos (3 a 0,5 mm), subédricos a anédricos, de cor marrom avermelhada, fortemente pleocróica (Figura 5.15b). A biotita apresenta contatos retos a serrilhados e pode mostrar bordas de reação quando em contato com plagioclásio (Figura 5.15c). Podem incluir minerais

opacos, zircão e apatita. A biotita pode mostrar parcial alteração para clorita. Os minerais máficos podem ocorrer de modo intersticial entre grãos de plagioclásio e quartzo, com biotita alterada por opacos e clorita.

Entre os minerais acessórios, os opacos são os mais freqüentes na rocha e ocorrem sob a forma de cristais finos, anédricos às vezes com aspecto intersticial. Cristais finos e aciculares (rutilo) podem estar englobados por biotita. Zircão, apatita e ortopiroxênio ocorrem como cristais finos e geralmente inclusos ou associados à biotita.

Os minerais secundários são muscovita, argilominerais e sericita como produto do plagioclásio e clorita como produto da biotita.

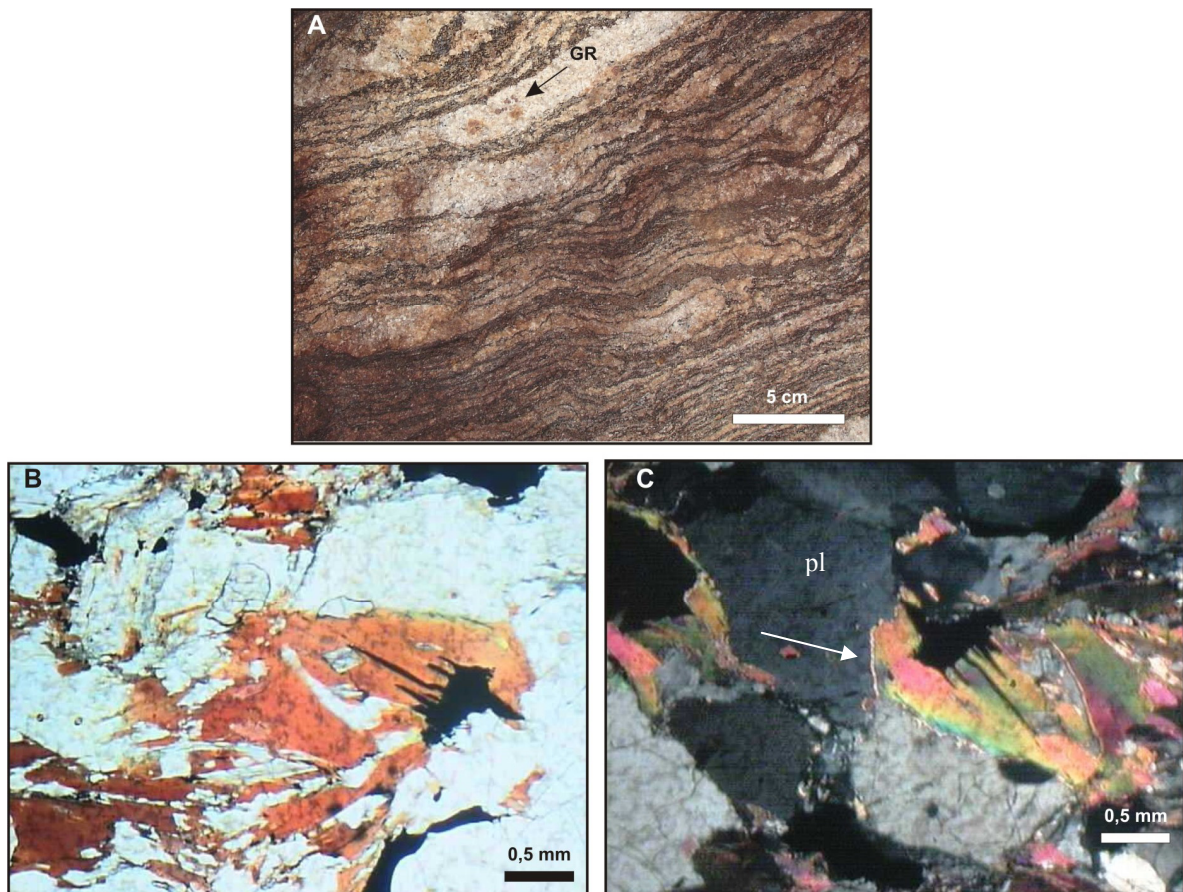


Figura 5.15. Aspectos macro e microscópicos de Granada-biotita gnaisse (a) bandamento gnáissico com porfiroblastos de granada (GR); (b) Biotita anédrica marrom avermelhada (Luz natural); (c) Biotita com bordas de reação nos contatos com plagioclásio (Luz polarizada).

5.7. QUARTZITOS

Estas rochas estão limitadas ao sul da área, formando serras alinhadas (Figura 5.2, 5.16). Estas rochas têm cor esbranquiçada, granulometria média a grossa, finos níveis micáceos contornando os cristais achatados de quartzo. O quartzo exibe extinção ondulante forte que passa lateralmente para subgrãos ou constitui finos neoblastos anédricos recristalizados dispostos em agregados alongados (Figura 5.17). Essas rochas são definidas como quartzitos ultramiloníticos.



Figura 5.16. Serra da Fumaça constituída essencialmente de quartzitos. Afloramento CC-54.



Figura 5.17. Fotomicrografia (Luz polarizada) de quartzito ultramilonítico. Notar a presença de *ribbons* de quartzo com subgrãos e matriz rica em novos grãos. Afloramento CC-54.

5.8. ANFIBOLITOS

Os anfibolitos afloram sob a forma de xenólitos nas rochas granitóides, exibem cor verde escura a cinza esverdeado escuro e textura fina. Ao microscópio apresentam textura equigranular, finos a médios, anédricos a subédricos, fortemente orientados, apresentando contatos interlobados a retos, textura granoblástica formada por hornblenda, plagioclásio, quartzo, clino e ortopiroxênio. Biotita, titanita, opacos e allanita são os acessórios (Figura 5.18).

A hornblenda é verde acastanhada a verde azulada e ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, com contatos retos a levemente curvos, e mostrando forte orientação preferencial. Localmente há bordas desestabilizadas para biotita. O teor de anortita do plagioclásio varia de An₂₄ a An₃₂ (oligoclásio-andesina).

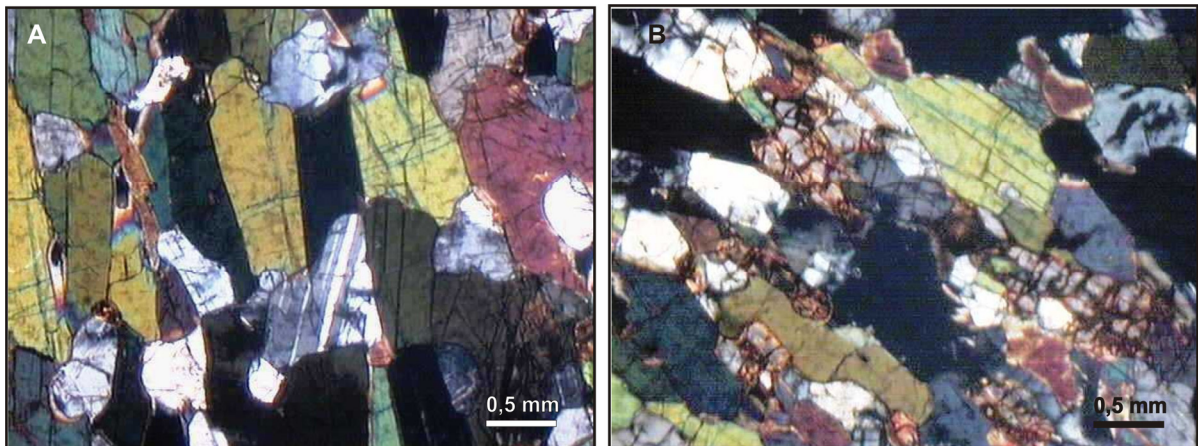


Figura 5.18. Fotomicrografia (Luz polarizada) dos anfibolitos (a) com textura granoblástica; (b) Ortopiroxênios fortemente fraturados.

5.9. DIQUES MÁFICOS

Encontrados principalmente na parte nordeste da área (Figura 5.2), os diques máficos têm cor esverdeada, granulação média a grossa, correspondendo a diabásios ou gabros (Figura 5.19a). Microscopicamente, estas rochas exibem textura ofítica e são constituídas em ordem decrescente de abundância por plagioclásio (labradorita-bytownita), augita, minerais opacos e quartzo (Figura 5.19b).

O clinoproxênio apresenta uralização marcado pela substituição por hornblenda, o plagioclásio ripiforme apresenta saussuritização moderada a fraca. Este mineral mostra zoneamento marcante e do tipo oscilatório.

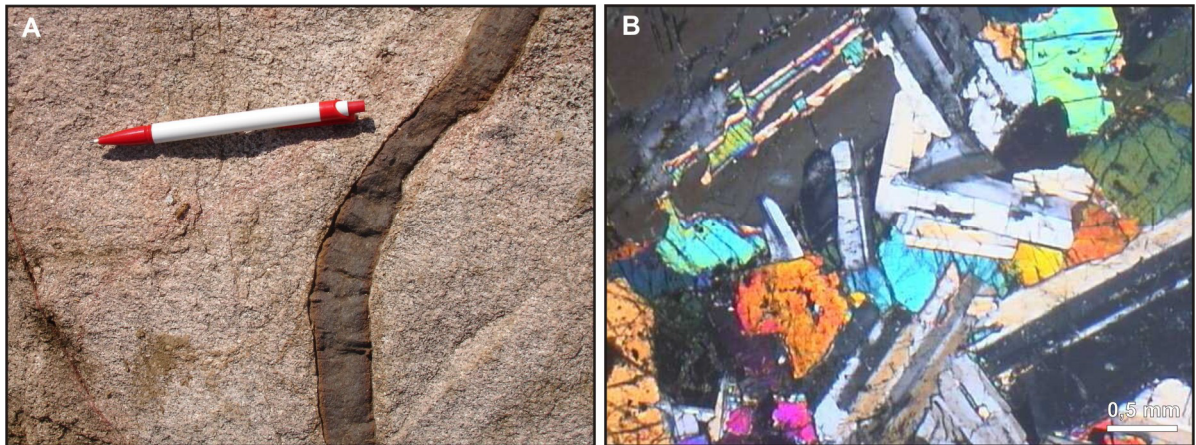


Figura 5.19. Dique de diabásio (A) de espessura milimétrica cortando biotita monzogranito; (B) Fotomicrografia (luz polarizada) de textura ofítica. Afloramento CC 59b.

5.10. DISCUSSÕES

As rochas que predominam na área estudada são monzogranitos e granodioritos. Tonalitos, sienogranitos e o charnoquitos ocorrem de modo mais localizado, assim como gnaisses e quartzitos. Dentre as rochas graníticas se distinguem diversas fácies com base no conteúdo dos minerais máficos. Estas variedades petrográficas guardam semelhanças com as descritas em corpos adjacentes cronocorrelatos, como os granitóides riacianos de 2,21 a 1,99 Ga descritos por Vasquez *et al.* (2005). Estes autores discriminam quatro eventos magmáticos paleoproterozóicos no domínio Bacajá e que devem estar relacionados a diferentes estágios de uma ou mais fases da orogênese do Ciclo Transamazônico. As diversas fácies identificadas podem traduzir, em parte, a presença de diferentes plútons, cuja separação deve envolver trabalhos futuros de maior detalhe.

Os monzogranitos e granodioritos podem ter cristais recristalizados de feldspato, sugerindo que durante a colocação, eles foram submetidos à deformação de temperaturas maiores que 450°C. A existência de rochas com feições remanescentes

de fluxo magmático sugere que a deformação ocorreu na presença de magma, em regime dúctil de altas temperaturas. Altas temperaturas também são indicadas pela presença de contatos interlobados entre cristais de quartzo e feldspatos, exibindo formas cúspides em direção aos domínios ricos em quartzo (Gower & Simpson 1992).

É freqüente a recuperação dos cristais de quartzo em subgrãos e sua recristalização como agregados finos nas bordas de porfiroclastos ou na matriz, evidenciando que essas rochas passaram por uma deformação dúctil em estagio sólido (Passchier & Trouw 1996).

Feições de borda de reação ligadas à corrosão de cristais de anfibólio e biotita (*simplectitos*), são feições indicadoras de que granitos se coloram concomitantemente a esforços compressivos, inicialmente com fortes componentes de achatamento coaxial (Barros *et al.* 2001), também pode sugerir que essas rochas sofreram metamorfismo sob temperaturas elevada rapidamente.

Mirmequitas são bem mais freqüentes nas rochas mais deformadas e se dispõem nas faces paralelas à foliação. Segundo Simpson (1985) estas mirmequitas podem ter se desenvolvido durante a deformação em temperaturas relativamente elevadas. A presença de mirmequitas, principalmente desenvolvidas nas bordas dos cristais maiores de plagioclásio e feldspato, poderia refletir o efeito de fluidos tardi-magmáticos. Estes fluidos, ricos em H₂O e CO₂, podem também ter sido responsáveis pela saussuritização do plagioclásio e cloritização dos minerais máficos.

Nos gnaisses, a textura granoblástica deve ter sido produzida por mecanismos de migração de limite de grãos, são feições típicas de alto grau metamórfico (Passchier *et al.* 1993), além de que textura granoblástica em feldspatos sugere que a deformação dúctil nestes gnaisses ocorreu em temperatura alta (Tullis & Yund 1985).

Tendo em vista que a fugacidade de oxigênio de um magma está relacionada com sua fonte, Wones (1989) afirma que a paragênese titanita + magnetita + quartzo, ocorrendo em equilíbrio, e associada à clinopiroxênio ou anfibólio com razão Mg/Mg+Fe²⁺ intermediárias a alta, são indicativos de elevada fugacidade de oxigênio. Os granitóides possuem opacos euédricos, provavelmente magnetita e titanita euédrica como fases precoces, indicando que o magma era relativamente oxidado. A presença

de anfibólio e biotita como fases precoces aos feldspatos é indicativa de magma subsaturado em água.

Os litotipos petrográficos identificados apresentam boa correlação com o mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 3.9). A fácies com biotita estão relacionadas ao domínio gamaespectrométrico 6gm, caracterizado por valores de Th médios, U baixos e K médios e 5gma que apresenta valores de Th alto, U baixo e K baixo.

As fácies com hornblenda estão relacionadas predominantemente ao domínio gamaespectrométrico 6gm (Thm, Ub, Km), já as fácies com hornblenda e biotita se correlacionam aos domínios 6gm (Thm, Ub, Km) e 8gm (Thb, Um, Km), os leucomonzogranitos localizados principalmente na porção central da área estão correlacionados às concentrações de tório baixo, urânio médio e potássio alto do domínio gamaespectrométrico 8gm. Os gnaisses apresentam altos valores radiométricos correlacionáveis ao domínio gamaespectrométrico 6gm, os quartzitos apresentam valores radiométricos variáveis de baixos a moderados e estão relacionados aos domínios 2gm e 9gm, os diques máficos apresentam valores gamaespectrométricos moderados a altos relacionáveis aos domínios 6gm e 3gm, os anfibolitos encontrados são correlacionáveis ao domínio gamaespectrométrico 8gm.

6. GEOQUÍMICA

Neste capítulo será abordado o comportamento dos elementos maiores e traços dos granitos da porção leste do domínio Bacajá a partir dos resultados obtidos nas análises químicas de rocha total. Foram analisadas treze amostras de granitóides, cinco correspondem aos biotita monzogranitos; duas aos hornblenda-biotita monzogranito; duas ao biotita granodioritos; uma ao titanita biotita monzogranito; uma ao biotita-hornblenda granodiorito; uma ao hornblenda-biotita granodiorito e uma ao biotita tonalito (Mapa de pontos ANEXO 1). Os resultados analíticos estão na tabela 6.1, distribuídas pelos tipos litológicos descritos acima.

6.1. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES

A geoquímica dos elementos maiores apresenta teores de sílica que variam de 61,9% a 73,32% para as sete fácies identificadas neste grupo de rochas (Tabela 6.1). A fácies TiBiMzg é a fácies menos diferenciada desse grupo com teor de SiO₂ de 61,93%, as fácies HbBiMzg, BiHbGrd e BiTonal apresentam valores entre 63,83% a 69,47% de SiO₂, a fácies BiGrd com intervalos de 70,65 a 72,99% de SiO₂ e a fácies BiMzg que apresenta um maior intervalo composicional, variando de 69,84 a 73,32% de SiO₂, sendo a fácies mais diferenciado deste grupo. Utilizando o método dos mínimos quadrados para estas rochas, foi possível analisar estatisticamente qual a melhor curva de regressão se enquadraria para a população estudada nos diagramas bivariantes (elementos maiores e traços). A sílica foi utilizada como parâmetro para separar as diferentes populações, além de marcar o grau de diferenciação magmática dos granitos. Neste sentido, usando a sílica como índice de diferenciação em diagrama de variação (Figura 6.1) nota-se que os teores de TiO₂, Fe₂O₃, CaO, MgO, P₂O₅ e MnO decrescem com o aumento da sílica e são mais elevados nas fácies TiBiMzg, BiHbGrd e HbBiMzg, e apresentam valores de coeficiente de correlação polinomial (R²) significantes acima de 99,0% para a quantidade de amostras plotadas (Figura 6.1, Tabela 6.3). Os óxidos de Al₂O₃ e Na₂O mostram razoável dispersão das amostras e valores R² com significância menores que 85,0%, tornando difícil avaliar o comportamento do óxido,

	CC-01 BiMzg	CC-04 BiMzg	CC-08 BiMzg	CC-32 BiMzg	CC-34 BiMzg	CC-26 TiBiMzg	CC-38 HbBiMzg	CC-73 HbBiMzg	CC-23 BiHbGrm	CC-49 HbBiGrd	CC-74 BiGrd	CC-81A BiGrd	CC-84 BiTonal
Oxidos (% em peso) e razões entre óxidos													
SiO ₂	69,84	68,76	69,40	72,77	73,32	61,93	69,47	67,20	63,83	70,46	70,65	72,99	64,75
TiO ₂	0,42	0,69	0,36	0,28	0,22	1,66	0,42	0,98	0,75	0,23	0,24	0,23	0,57
Al ₂ O ₃	13,64	13,74	13,63	13,49	13,17	14,07	13,98	13,44	14,65	14,8	15,17	13,32	16,63
Fe ₂ O ₃ T	4,45	4,45	3,67	3,04	2,62	7,04	4,34	6,2	6,97	3,12	2,71	2,99	4,98
MnO	0,07	0,04	0,05	0,03	0,03	0,07	0,06	0,07	0,11	0,04	0,03	0,03	0,04
MgO	0,55	0,68	0,72	0,51	0,35	1,57	0,73	0,83	1,98	0,89	0,64	0,41	1,35
CaO	1,75	1,90	2,17	2,06	1,46	3,28	1,90	2,41	4,64	2,80	2,77	1,59	4,35
Na ₂ O	3,47	2,54	2,8	3,38	2,75	3,25	2,73	2,66	3,28	3,79	4,08	3,06	4,41
K ₂ O	4,52	5,95	5,18	3,67	5,33	4,78	5,49	5,34	3,00	3,30	2,93	4,67	1,52
P ₂ O ₅	0,12	0,23	0,14	0,07	0,05	0,76	0,12	0,35	0,32	0,10	0,07	0,09	0,18
PF	0,9	0,6	1,6	0,4	0,5	0,9	0,4	0,2	0,1	0,2	0,5	0,3	1,0
Total	99,73	99,58	99,72	99,70	99,80	99,31	99,64	99,68	99,63	99,73	99,79	99,68	99,78
Na ₂ O/K ₂ O	0,77	0,43	0,54	0,92	0,52	0,68	0,50	0,50	1,09	1,15	1,39	0,66	2,90
Parâmetros de Geoquímicos													
IA	1,22	1,10	1,18	1,39	1,12	1,24	1,17	1,15	1,73	1,55	1,64	1,21	2,29
A/CNK	0,95	0,86	0,88	1,00	0,91	0,81	0,91	0,84	0,87	1,01	1,06	0,96	1,10
Elementos traço (ppm) e razões entre elementos													
Ba	1510	2102	1787	1551	932	4176	2134	1560	1595	1445	861	1868	575
Sr	228	355	287	455	169	911	319	167	475	493	394	486	432
Rb	114	225	170	128	182	181	162	141	90	95	95	114	73
Zr	421	588	315	282	163	786	282	715	399	86	63	156	257
Y	19	25	27	10	10	21	28	46	35	7	2	10	12
Nb	7	22	12	4	8	30	11	28	15	5	4	4	5
Ga	17	20	15	17	14	25	16	20	19	15	20	14	22
Th	29	123	37	17	45	51	22	18	9	51	3	41	2
U	1,5	1,6	1,2	1,6	5,4	6,5	0,6	0,9	1,1	0,9	0,3	0,9	0,7
Hf	11	15	8	8	5	19	8	19	10	2	2	5	7
Ta	0,4	1,4	0,6	0,2	0,3	1,6	0,4	1,5	1	0,3	0,2	0,2	0,2
V	21	43	41	31	19	86	59	62	116	35	29	23	68
Rb/Sr	0,50	0,63	0,59	0,28	1,07	0,20	0,51	0,85	0,19	0,19	0,24	0,23	0,17
Rb/Ba	0,08	0,11	0,10	0,08	0,20	0,04	0,08	0,09	0,06	0,07	0,11	0,06	0,13
Sr/Ba	0,15	0,17	0,16	0,29	0,18	0,22	0,15	0,11	0,30	0,34	0,46	0,26	0,75
K/Ba	24,85	23,50	24,06	19,64	47,47	9,50	21,36	28,42	15,61	18,96	28,25	20,75	21,94
K/Rb	8,45	8,33	7,04	4,59	2,19	34,71	6,26	20,66	29,92	8,55	6,05	6,72	20,55
Elementos terras raras (ppm) e razões normalizadas													
La	150,7	302,4	132,4	67,5	63,9	288,3	99,7	111,7	65,3	31,3	12,1	77,7	27,7
Ce	270,4	519,1	240,9	120,1	121,1	485	242,9	227,5	136,1	49,5	20,5	135,7	48,4
Pr	28,79	53,13	25,65	11,55	13,02	51,88	20,97	27,81	16,56	5,31	2,2	15,13	5,54
Nd	94	162,6	79,5	34,3	41	166,4	64,7	101,2	63	17,6	7,6	50	21,4
Sm	11,27	19,43	11,05	3,8	6	19,95	8,43	16,67	10,01	2,57	1,05	6,62	3,68
Eu	1,84	2,07	1,35	1,2	0,81	3,78	1,43	1,89	1,92	0,94	0,93	1,59	1,02
Gd	5,92	9,39	6,42	1,9	3,72	9,02	4,81	12,13	7,3	1,63	0,72	3,47	3
Tb	0,8	1,3	0,98	0,25	0,53	1,14	0,98	1,8	1,15	0,23	0,09	0,45	0,46
Dy	3,33	5,59	4,85	1,04	2,41	4,58	5,24	9,1	5,96	1,24	0,32	1,92	2,17
Ho	0,57	0,83	0,87	0,2	0,37	0,61	0,96	1,62	1,12	0,19	0,06	0,31	0,4
Er	1,51	1,94	2,34	0,56	0,82	1,41	2,56	4,18	3,12	0,54	0,14	0,87	1,04
Tm	0,21	0,27	0,35	0,1	0,1	0,22	0,44	0,64	0,52	0,08	0,01	0,12	0,14
Yb	1,3	1,57	2,11	0,55	0,58	1,27	2,22	3,79	3,21	0,52	0,11	0,76	0,83
Lu	0,21	0,18	0,29	0,1	0,08	0,17	0,33	0,56	0,5	0,09	0,01	0,1	0,12
ETR _T	570,9	1079,8	509,1	243,2	254,4	1033,7	455,7	520,6	315,8	111,7	45,8	294,7	115,9
Eu _N /Eu*	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,4	1,0	0,3	0,3
(La/Lu) _N	74,5	174,4	47,4	70,1	82,9	176,0	31,4	20,7	13,6	36,1	125,6	80,7	24,0
(La/Sm) _N	8,4	9,8	7,5	11,2	6,7	9,1	7,4	4,2	4,1	7,7	7,3	7,4	4,7
(Gd/Lu) _N	3,5	6,5	2,8	2,4	5,8	6,6	1,8	2,7	1,8	2,3	8,9	4,3	3,1
(La/Yb) _N	78,2	130,0	42,4	82,8	74,4	153,2	30,3	19,9	13,7	40,6	74,2	69,0	22,5
(Gd/Yb) _N	3,7	4,8	2,5	2,8	5,2	5,7	1,8	2,6	1,8	2,5	5,3	3,7	2,9
(Ce/Yb) _N	53,8	85,6	29,5	56,5	54,0	98,8	28,3	15,5	11,0	24,6	48,2	46,2	15,1

Tabela 6.1. Análises litológicas dos elementos maiores, traços e terras raras, razões entre elementos e parâmetros de geoquímicos, que foram calculados em proporção molecular: Índice Agpático (IA=Al₂O₃/Na₂O+K₂O), Índice de Shand (A/CNK= Al₂O₃/CaO+K₂O+Na₂O) dos granitóides estudados. As razões entre ETRs foram normalizadas pelo condrito estudado por Evensen *et al.* (1978).

embora a dispersão geral pareça indicar um comportamento compatível com a sílica, onde os teores mais elevados estão nos tonalitos e granodioritos. O K_2O mostra dispersão com uma leve correlação positiva com a sílica, os teores de álcalis (Na_2O+K_2O) em geral aumentam com a diferenciação, sendo possível distinguir duas populações, uma sódica, com teores superiores a 3% e uma potássica, com teores superiores a 4,5%. Esta relação é bem marcada pela razão Na_2O/K_2O , onde se observa um decréscimo dessa razão com a diferenciação (Figura 6.1, Tabela 6.1). Já as razões K_2O/Na_2O são elevadas, variando entre 0,34 a 2,34% decrescendo em direção aos granitos mais diferenciados.

A relação alumina/álcalis marcada pelo índice algaítico (IA) é superior a 1,1 tendendo a aumentar nas fácies mais diferenciadas. De acordo como o índice de aluminosidade (Shand 1969), os granitos da área estudada são predominantemente metaluminosos ($A/CNK < 1$), sendo que três amostras apresentam um caráter levemente peraluminoso ($A/CNK > 1$), (Tabela 6.1, Figura 6.2). Os granitóides que plotam no campo das rochas peraluminosas são ricos em biotita (Tabela 5.1) e geralmente apresentam coríndon normativo (Tabela 6.2). Por outro lado os granitóides metaluminosos costumam apresentar hornblenda e/ou titanita (Tabela 5.1), e quando estes minerais são abundantes apresentam alto conteúdo de diopsídio normativo (Tabela 6.2). Os monzogranitos com percentuais de biotita menores que 8% ou com hornblenda maior que 1% geralmente são metaluminosos.

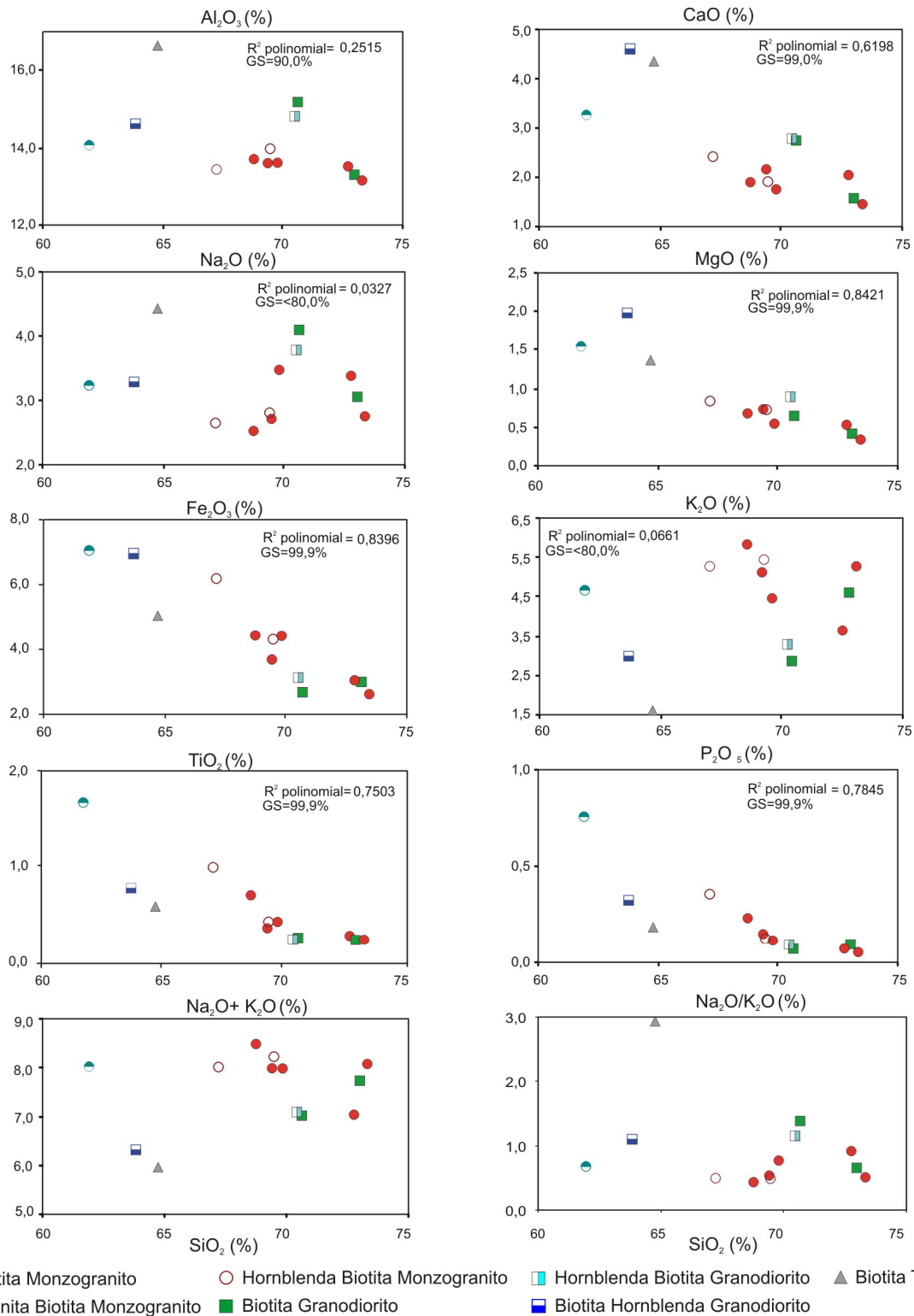


Figura 6.1. Diagramas de variação mostrando a relação entre SiO₂ e elementos maiores. Os quadrados dos coeficientes de correlação polinomial (R²) e respectivos graus de significância (GS, n=13 amostras). Símbolos como na Figura 6.1.

	BiMzg CC-01	BiMzg CC-04	BiMzg CC-08	BiMzg CC-32	BiMzg CC-34	TiBiMzg CC-26	HbBiMzg CC-38	HbBiMzg CC-73	BiHbGrd CC-23	HbBiGrd CC-49	BiGrd CC-74	BiGrd CC-81A	BiTonal CC-84
fases minerais normativas em % peso													
Quartzo	27,71	26,42	28,04	33,74	33,17	17,73	27,19	25,60	21,45	28,26	28,74	33,13	22,10
Ortoclásio	27,14	35,70	31,33	21,93	31,84	28,88	32,83	31,88	17,91	19,66	17,50	27,86	9,15
Albita	29,78	21,76	24,19	28,84	23,46	28,04	23,33	22,69	27,98	32,27	34,82	26,09	37,87
Anortita	8,51	8,73	9,61	10,43	7,31	10,05	9,41	9,10	16,61	13,82	13,79	8,03	21,02
Corindon	-	-	-	0,21	0,24	-	0,18	-	-	-	0,30	0,36	0,16
Diopsídio	0,02	0,01	0,83	-	-	2,29	-	0,90	4,08	0,07	-	-	-
Hiperstênio	2,68	2,50	2,48	2,14	1,67	3,25	3,06	2,74	4,90	3,19	2,40	1,95	4,63
Magnetita	3,27	3,27	2,72	2,22	1,92	5,2	3,18	4,53	5,09	2,28	1,98	2,18	3,66
Ilmenita	0,81	1,33	0,70	0,54	0,42	3,21	0,81	1,88	1,44	0,44	0,46	0,44	1,10
Apatita	0,29	0,57	0,36	0,18	0,12	1,93	0,31	0,86	0,79	0,24	0,17	0,23	0,44
Zircão	0,09	0,12	0,06	0,06	0,03	0,16	0,06	0,14	0,08	0,02	0,01	0,03	0,05
Total	100,28	100,40	100,31	100,29	100,17	100,76	100,34	100,33	100,32	100,25	100,17	100,31	100,17

Tabela 6.2. Norma CIPW com as proporções de minerais formadores das rochas estudadas.

Óxidos	R ² (linear)	R ² (polinomial)	Grau de significância polinomial (GS)	Equação polinomial de segunda ordem
TiO ₂	0,7010	0,7503	99,9%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,61
Al ₂ O ₃	0,2189	0,2556	90,0%	y = -0,0075x ² + 1,1163x - 41,69
Fe ₂ O ₃	0,8395	0,8396	99,9%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,62
MgO	0,8281	0,8421	99,9%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,63
CaO	0,6185	0,6198	99,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,64
Na ₂ O	0,3120	0,0327	< 80,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,65
K ₂ O	0,0617	0,0661	< 80,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,66
P ₂ O ₅	0,6901	0,7845	99,9%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,67
MnO	0,4851	0,4986	99,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,68
Ba	0,2031	0,3266	95,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,69
Rb	0,0035	0,0063	< 80,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,70
Sr	0,2675	0,5855	99,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,71
Nb	0,3956	0,3957	95,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,72
Zr	0,4176	0,4176	95,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,73
Y	0,2349	0,3741	95,0%	y = -0,3916x ² + 51,418x - 1659,6
Th	0,0096	0,0111	< 80,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,74
U	0,0433	0,5661	99,0%	y = -0,0153x ² + 1,9543x - 47,75

Tabela. 6.3. Comparação entre os valores de R² das funções lineares e polinomiais para os diagramas de variação dos elementos maiores e traço (os graus de significância R² polinomiais para n=13 amostras e equações polinomiais de segunda ordem também são apresentadas).

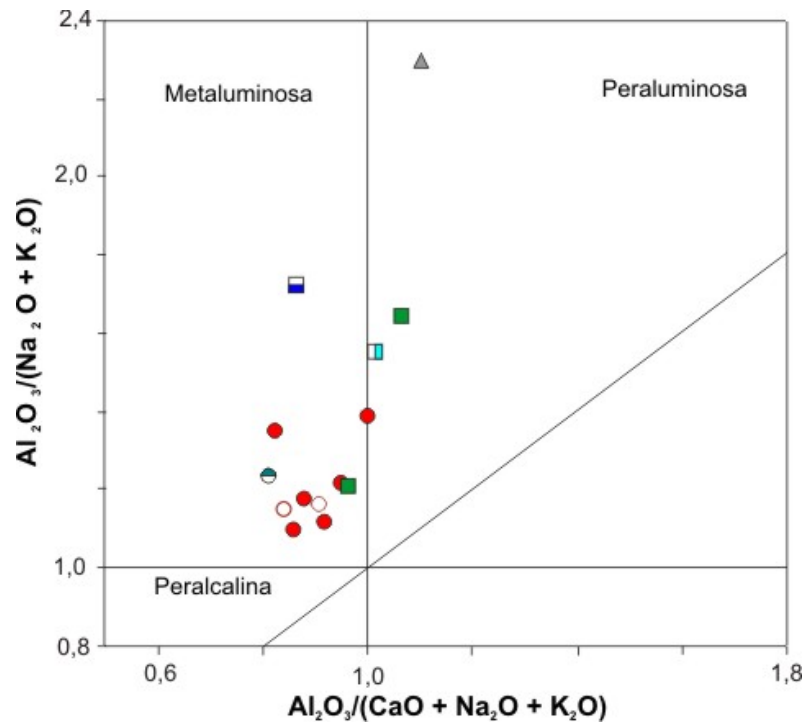


Figura 6.2. Diagrama de Maniar & Piccoli (1989), baseado nos índices de Shand para a razão de aluminosidade, mostrando o caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso das rochas estudadas. Símbolos como na Figura 6.1.

6.2. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS

Com relação os elementos-traço, notam-se valores relativamente elevados para os elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), sobretudo Ba e Sr, e um pouco mais discreto para o Rb, pois estes elementos são importantes por apresentarem variações expressivas de seus coeficientes de partição em anfibólio, biotita, plagioclásio e álcali-feldspato (Rollison, 1993), principais fases minerais presentes nos granitos estudados. No diagrama de variação para elementos-traço, Ba e Sr apesar da moderada dispersão, mostram uma correlação negativa em relação à SiO_2 , comportando-se como elementos compatíveis, possuindo os coeficientes de correlação polinomiais mais elevados entre os elementos traços (95,0 e 99,0%), onde esta correlação é bem mais marcada pelas rochas monzograníticas (Figura 6.3 e Tabela 6.3). O Rb no diagrama de variação mostra dispersão, mas se observa um acentuado empobrecimento nas rochas menos evoluídas, passando para um suave enriquecimento nas fácies mais evoluídas.

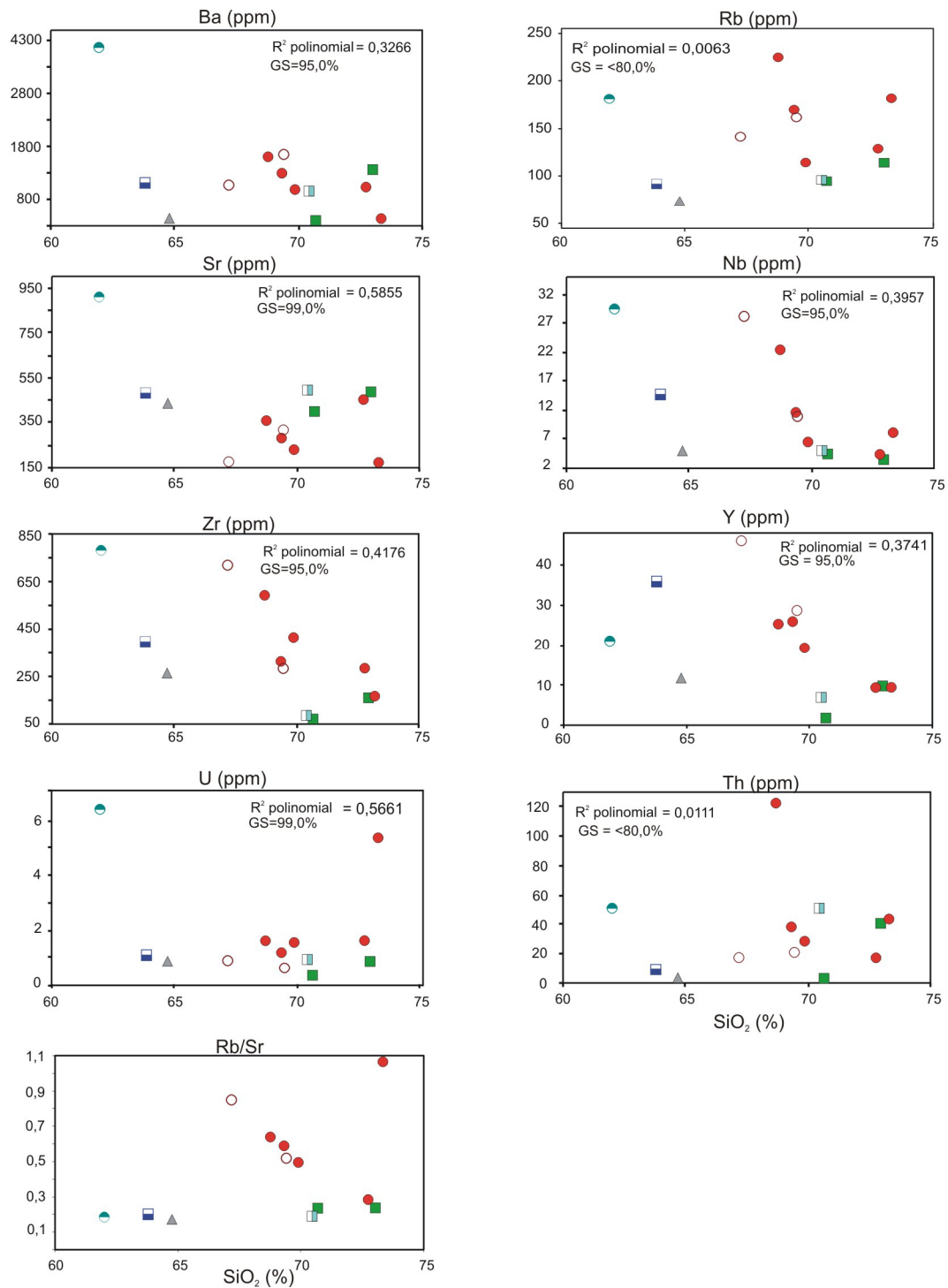


Figura 6.3. Diagramas de variação mostrando a relação entre elementos traços e sílica. Com os quadrados dos coeficientes de correlação polinomial (R²) e respectivos graus de significância (GS, n=13 amostras) e curvas polinomiais. Símbolos como na Figura 6.1.

A razão Rb/Sr é um bom indicador de cristalização fracionada em magmas félsicos (Blevin & Chappell 1995). Quando plotados versus SiO₂, mostra dois *trend* de evolução, sugestivo de mudanças controladas por cristalização fracionada, envolvendo fracionamento dominado por diferentes fases minerais (cf. Dall'Agnol *et al.* 1999). Os elementos Nb, Zr, Y e U exibem uma correlação negativa com a sílica, (Figura 6.3).

Nos diagramas Sr versus Ba e Rb versus Sr são plotados vetores compilados de Dall'Agnol *et al.* (1999) que indicam as modificações na composição do líquido residual em função do fracionamento das fases minerais indicadas, (anfíbólio, biotita, plagioclásio e álcali-feldspato), permitindo uma melhor avaliação da influência das fases minerais. Foram identificados dois *trens* distintos, o primeiro é marcado pelas rochas menos evoluídas granodioritos e tonalito com aumento nos teores de Ba e Rb acompanhado pelo pequeno decréscimo de Sr (Figura 6.4). O segundo *trend* é individualizado pelo aumento de Sr e Ba e um pequeno decréscimo de Rb marcado pelas rochas monzograníticas (Figura 6.4).

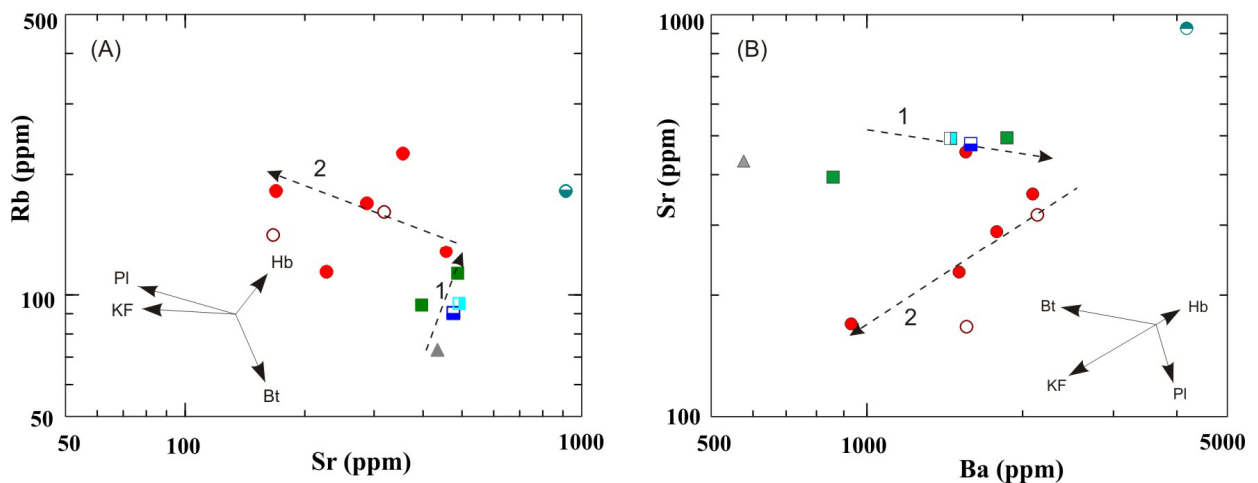


Figura 6.4. Diagramas geoquímicos (A) Rb vs. Sr e (B) Sr vs. Ba dos granitóides estudados. Os vetores indicam a influência do fracionamento do plagioclásio (PI), feldspato potássico (KF), hornblenda (Hb) e Biotita (Bt) na composição do líquido residual. Símbolos como na Figura 6.1.

No diagrama multielementar os granitóides estudados mostram assinaturas geoquímicas similares, Ba, Rb, Zr e elementos terras raras leves apresentam anomalias positivas em relação ao Nb, Sr, Ti e Y que apresentam anomalias negativas em relação ao condrito de Taylor & McLennan (1985) (Figura 6.5).

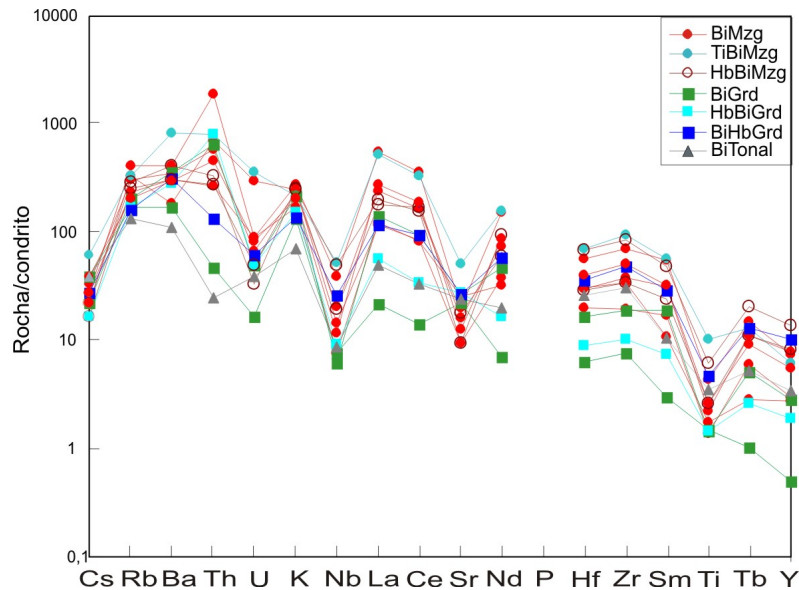


Figura 6.5. Diagrama multi-elementos para os granitóides estudados, normalizados segundo o condrito de Taylor & McLennan (1985).

6.3. COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS

O conteúdo de elementos terras raras (ETR) nas rochas estudadas é caracterizado pelo enriquecimento acentuado em ETRL em relação os ETRP (Figura 6.6 A-E), indicando que houve acentuado a moderado fracionamento de ETRP.

Os BiMzg, TiMzg e HbBiMzg apresentam elevados teores de ETR entre 243 a 1080 ppm, onde a relação ETRL e ETRP, reflete-se no forte fracionamento $[(Ce/Yb)_N]$ entre 15,54 a 98,48]. O fracionamento dos ETRL $(La/Yb)_N$ entre 20 a 153 é mais acentuado que dos ETRP $(Gd/Yb)_N$ entre 1,8 a 6,6 ppm, as anomalias negativas de Eu são ausentes ou muito pequenas (0,13 a 0,43). Os BiGrg, BiHbGrd e HbBiGrd apresentam valores de ETR comparativamente muito menores que dos monzogranitos (46 a 316 ppm), mas também apresentam forte fracionamento dos ETRL em relação ao ETRP com razão $(Ce/Yb)_N$ entre 10 a 48 ppm, razão $(La/Sm)_N$ entre 4 a 8 e razão $(Gd/Yb)_N$ entre 2 a 5 ppm. O comportamento do Eu é variado nestas rochas, e definido por fracas anomalias negativas ou positivas de Eu, ou mesmo não apresentar esta anomalia (Figura 6.7 e Tabela 6.1). O BiTonal apresenta as concentrações mais baixa de ETR de 116 ppm, apresentando fracionamento dos ETRL mais acentuado que dos ETRP, há um padrão levemente côncavo dos ETRP e anomalia de Eu é ausente.

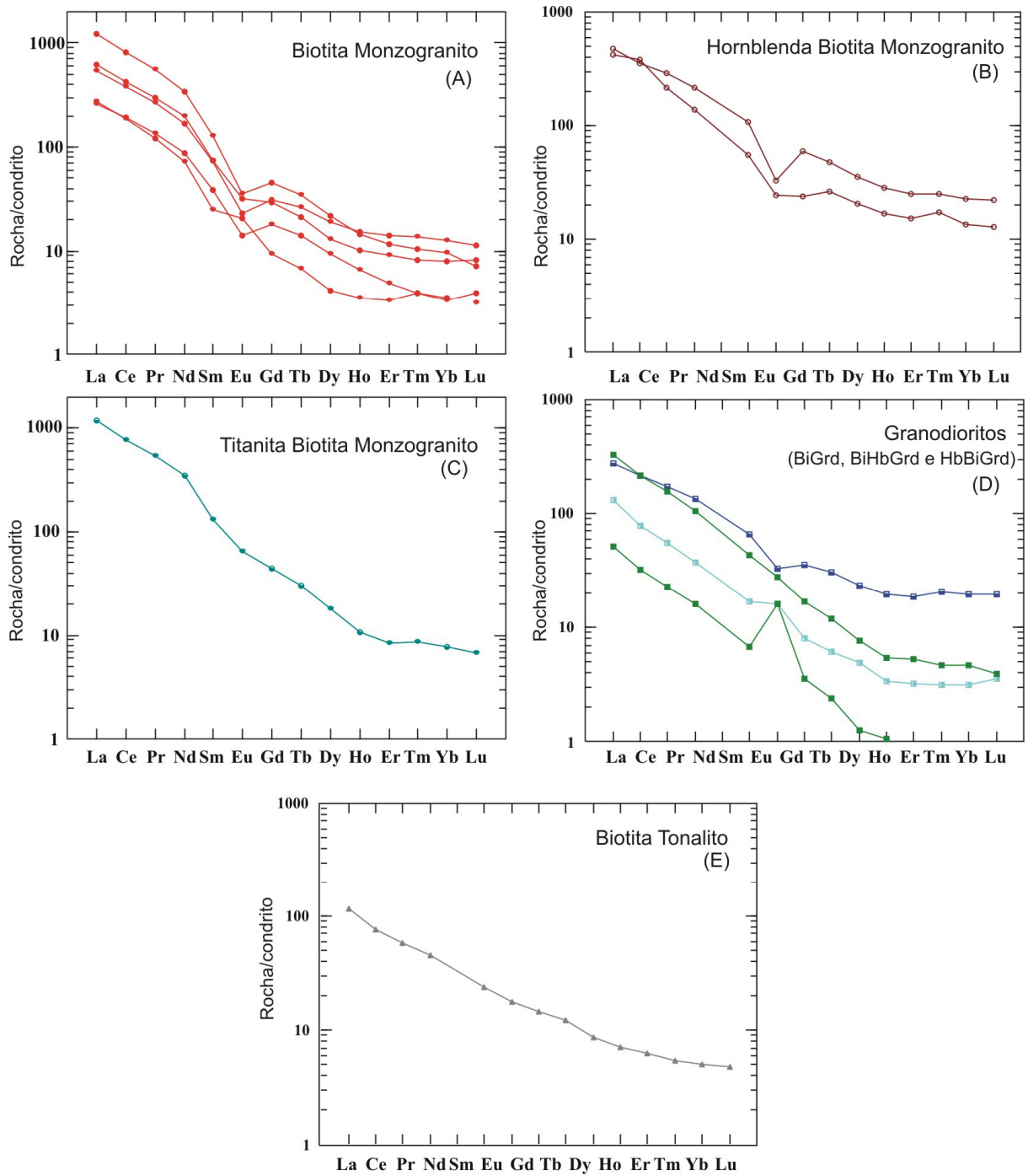


Figura 6.6. Padrões de elementos terras raras das fácies identificadas nos granitóides da porção leste do Domínio Bacajá. Normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al.* (1978). Símbolos como na Figura 6.1.

6.4. DISCUSSÃO

Nos diagramas de variação (Figura 6.1, 6.3) os granitóides estudados apresentam correlação negativa entre SiO_2 e TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , MnO , Nb , Zr e Y , esse comportamento poderia ser explicado pelo fracionamento de hornblenda, biotita, titanita, apatita, zircão e allanita. O Al_2O_3 mostra leve correlação negativa em relação a SiO_2 , provavelmente refletindo relativa constância do fracionamento de plagioclásio durante a evolução destas rochas.

Nos granitos estudados, o enriquecimento em Ba em monzogranitos e em alguns granodioritos e as baixas concentrações no biotita tonalito parecem traduzir a substituição do potássio pelo bário no feldspato potássico, na hornblenda e na biotita. Tal substituição teria sido acentuada nos monzogranitos com hornblenda, biotita e titanita e não teria sido efetiva no biotita tonalito, em virtude da não abundância modal do anfibólio e feldspato potássico nesta fácies (Tabela 5.1). O decréscimo mais acentuado de Sr, no intervalo de 61% a 67% de SiO_2 reflete o fracionamento de anfibólio e plagioclásio no início da cristalização deste grupo de rochas, onde em conjunto com o Ba comportam-se como elementos compatíveis em relação a SiO_2 (Figura 6.3), tal comportamento é coerente com o fracionamento de feldspatos e biotita. Hanson (1978) modelando rochas graníticas observou que o Ba é retido pelo feldspato alcalino potássico e biotita. Os valores de Rb nas fácies TiBiMzg, BiHbGrd e BiTonal (Figura 6.3) apresentam valores decrescentes, esse decréscimo de Rb pode ser produto do fracionamento de biotita que é a fase mineral onde este elemento é mais compatível, com valores dos coeficientes de partição *mineral/melt* (Kd) entre 2 e 4 (Rollinson, 1993).

O aumento dos teores de Ba e Rb assim como o decréscimo pequeno de Sr nos granodioritos e tonalito do Domínio Bacajá (Figura 6.4) se explicariam pelo fracionamento simultâneo de anfibólio e plagioclásio. Nos monzogranitos com valores crescentes de Sr e Ba e decrescente de Rb teria predominado o fracionamento de plagioclásio, com influência subordinada de anfibólio e possivelmente álcali-feldspato.

Outra característica das rochas estudadas são os teores baixos e moderados de Nb (3,5 a 30 ppm), (1,7 a 47 ppm) e Ga (14 a 25 ppm), muito similares aos teores

encontrados em granitóides cálcio-alcálinos de arcos magmáticos normais (Brown *et al.* 1984).

Em diagrama multielementar as rochas do Domínio Bacajá apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes, apresentando anomalias negativas de Ti, Sr e Nb e podem refletir fracionamento de fases como ilmenita e apatita. No entanto, elas também são pronunciadas nas amostras menos evoluídas, sugerindo origem em arco magmático, tal como proposto por Pearce *et al.* (1984). Segundo Martin (1987) anomalias negativas de Nb e Ti são normalmente interpretadas como reflexo de: (1) contaminação do magma e/ou de sua fonte por componentes crustais; (2) interação entre o magma e um peridotito empobrecido; ou (3) eficiente fracionamento de anfibólio.

Estas rochas são caracterizadas pelo enriquecimento acentuado em ETRL em relação os ETRP (Figura 6.6), comportamento causado provavelmente por fracionamento de anfibólio e/ou granada. Outra característica importante e que tem implicações petrogenéticas é a relativa variação das intensidades das anomalias de Eu (0,13 a 0,43). As anomalias levemente positivas observada nos BiGrd e HbBiGrd são condizentes com fontes empobrecidas em plagioclásio, em virtude da afinidade deste com o Eu. As anomalias negativas fracas a moderadas, observadas nos BiMzg (CC-01, CC-04, CC-08 CC-34), HbBiMzg (CC-73) e BiHbGrd (CC-23), resultariam da presença de plagioclásio no resíduo, concentrando Eu e tornando os líquidos residuais menos enriquecidos neste elemento. Porém as rochas que apresentam anomalia muito pequena poderiam sugerir fracionamento de plagioclásio em pequena extensão e participação mais efetiva de anfibólio como fase fracionada.

6.5. TIPOLOGIA

As rochas que ocorrem na área estudada apresentam altas razões Fe_2O_3T/MgO , razões $(Na_2O+K_2O)/CaO$ moderadas a altas e elevados teores de Ba, Sr, Zr e Y. A utilização do diagrama de Peacock (1931) que separa diversas suítes ígneas com base nos óxidos de sódio, potássio, cálcio e óxido de sílica, onde o ponto de intersecção das duas retas de regressão, formadas por $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 e outra formada por CaO versus SiO_2 , define nomes às diferentes séries magmáticas do diagrama, mostra

que as rochas estudadas apresentam índice de alcalinidade em torno de 58% de sílica, de caráter cálcio-alcalina (Figura 6.7). Brown (1982) adaptando o diagrama de Peacock (1931) elaborou um gráfico $\text{Log} [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 , onde as duas curvas do diagrama de Peacock são reduzidas a um reta. Ao longo da diferenciação nos granitos estudados mostra um empobrecimento do CaO em relação aos álcalis (Figura 6.8) confirmando o caráter cálcio-alcalino. Este comportamento foi observado por Brown (1982) nos *trends* evolutivos dos arcos magmáticos cálcio-alcalinos.

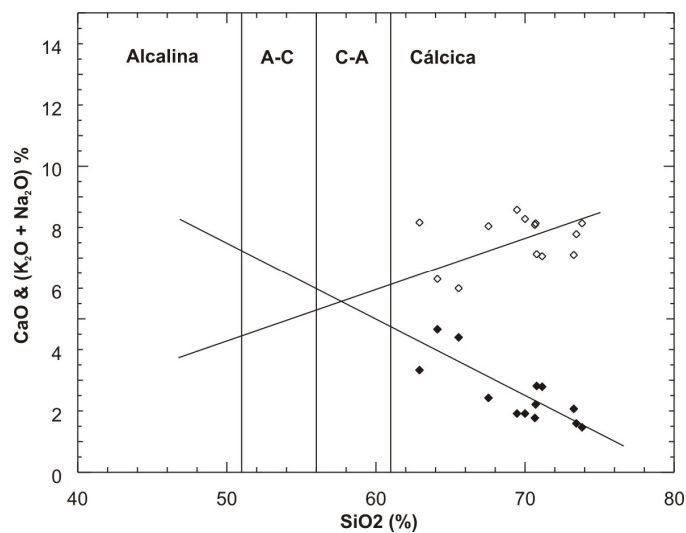


Figura 6.7. Diagrama SiO_2 vs. CaO e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (cf. Peacock, 1931), A-C (Álcali-Cálctico), C-A (Cálctio-Alcalino).

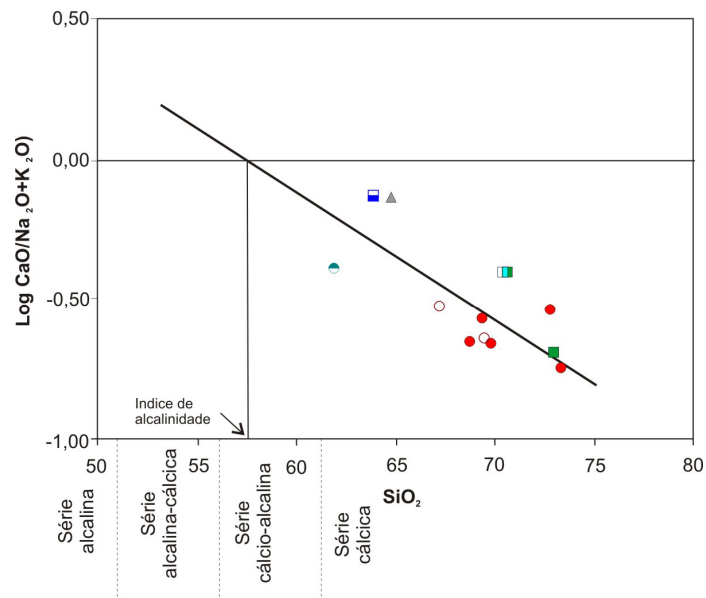


Figura 6.8. Diagrama $\text{Log} [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ vs. SiO_2 confirmando o caráter cálcio-alcalino dos granitóides, segundo Brown (1982). Símbolos como na Figura 6.1.

O emprego do diagrama SiO_2 versus K_2O de Le Maitre *et al.* (1989) permitiu classificar dois grupos de rochas cálcio-alcálicas, a primeira de médio potássio que incluem as fácies BiTonal, BiHbGrd, HbBiGrd e BiGrd (CC-74) e a segunda de alto potássio que incluem os monzogranitos e o BiGrd (CC-81A) (Figura 6.9).

Os granitos da porção leste do Domínio Bacajá podem ser comparados aos granitos arqueanos cálcio-alcálicos de Sylvester (1994), apresentando afinidades com os representantes do tipo CA-1.

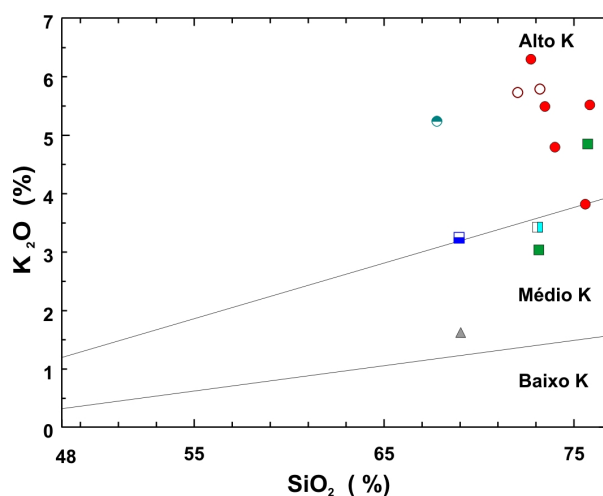


Figura 6.9. Diagrama SiO_2 versus K_2O usado para discriminar a série cálcio-alcálica (Le Maitre *et al.* 1989). Símbolos como na Figura 6.1.

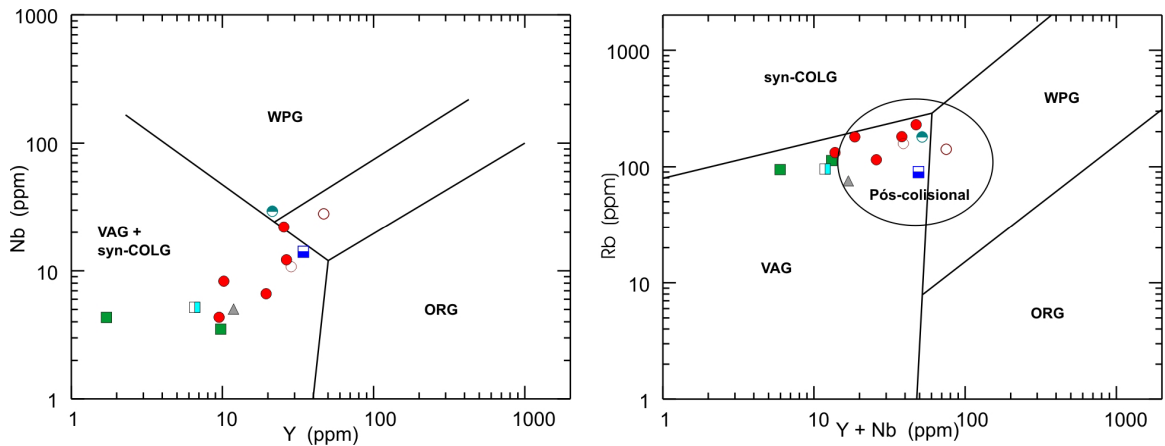
6.6. AMBIENTE TECTÔNICO

As rochas estudadas, quando plotadas nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) posicionam-se, preferencialmente no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG) e pós-colisionais (Pearce, 1996), algumas amostras se encontram no limite destes dois campos, como os biotita granodioritos e hornblenda-biotita granodiorito, próximo dos limites dos granitos sin-colisionais e granitos intraplaca (Figura 6.10). Aqueles autores chamam a atenção para o fato de que tais rochas podem apresentar tanto características de granitos gerados em arco como em condição intraplaca. O que controlará a assinatura será a espessura e composição da litosfera envolvida no evento colisional, tempo e posicionamento do magmatismo, além da presença de diferentes áreas-fonte.

No diagrama Zr versus (Nb/Zr) as rochas estudadas têm afinidades com aquelas de arcos magmáticos e margens continentais ativas (Figura 6.11a), refletindo um empobrecimento na razão Nb/Zr e/ou baixas concentrações em Zr, o que é comum para rochas de natureza cálcio-alkalina. No diagrama triangular Rb/100-Ta-Tb de Thiéblemont & Cabanis (1990) (Figura 6.11b), as amostras analisadas concentram-se no campo das rochas ácidas pós-colisionais + sin-subducção, corroborando sua natureza orogênica.

Comparando as rochas estudadas com típicas séries cálcio-alkalina de Brown *et al.* (1984), que mostra o campo de andesitos cálcio-alkalinos normais e *trends* definidos por alguns plútons da série cálcio-alkalina, as rochas estudadas exibem o *trend* clássico das séries cálcio-alkalinas (Figura 6.12). O diagrama sugere que estas rochas são transicionais entre arcos continentais normais a maduros.

No diagrama multi-elementar normalizado em relação aos granitóides de cadeia oceânica (Pearce *et al.* 1984), as rochas estudadas apresentam uma forte semelhança na forma dos padrões e nas anomalias encontradas em granitos de arcos vulcânicos VAG. A área em cinza na figura representa a média do magmatismo de arco vulcânico definida por (Pearce *et al.* 1984). Apresentam anomalias positivas de Rb, Th, Ce e Sm e anomalia negativa de Y, este padrão é atribuído por Pearce *et al.* (1984) a forte envolvimento crustal. Outra característica comum é a anomalia negativa de Yb. Uma outra feição de destaque é a forma côncava-convexa para o trecho entre Th e Ce e entre Hf e Yb. As feições descritas devem refletir características da fonte desses magmas, ou seja, uma crosta previamente empobrecida em Yb implica em anomalia negativa no líquido de fusão, além da presença de biotita e anfibólio, responsáveis pela concavidade dos elementos (Figura 6.13).



6.10. Diagrama (A) Nb x Rb e (B) Rb x Nb+Y com campos de acordo com Pearce *et al.* (1984), acrescido do campo dos pós-colisionais (Pearce, 1996). Símbolos como na Figura 6.1.

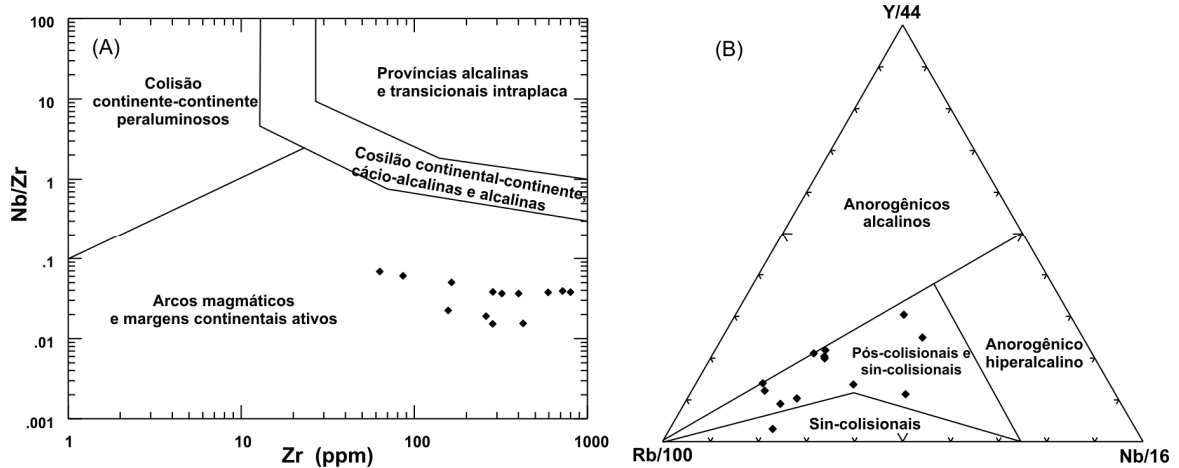


Figura 6.11. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico aplicado às rochas estudadas. (A) Thiéblemont & Téguey (1994), (B) Thiéblemont & Cabanis (1990).

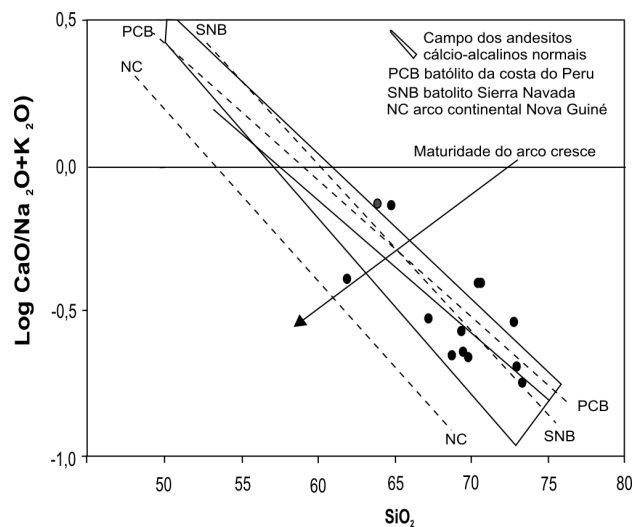


Figura 6.12. Diagrama de $\log \text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 (Brown *et al.* 1984) para as rochas com afinidade cálcio-alcalina.

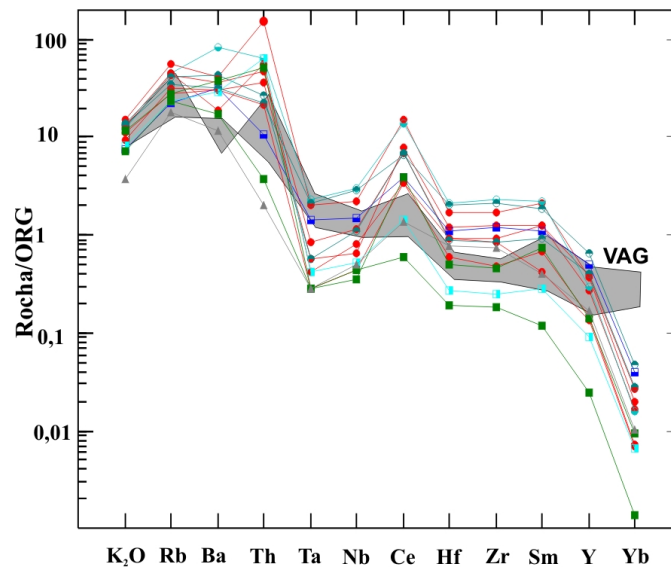


Figura 6.13. Diagrama multi-elementar dos granitóides estudados, comparado com os de ambiente de arco vulcânico (VAG) de Pearce *et al.* (1984).

6.7. PETROGÊNESE

O mecanismo essencial para a geração dos magmas é a fusão parcial de rochas provenientes do manto, da crosta ou uma mistura complexa de ambos. Durante a ascensão, o magma é submetido a uma série de processos físico-químicos (variação de P, T, fO₂, cristalização fracionada, mistura de magmas, contaminação), que ocasionam a modificação parcial ou mesmo completa de suas propriedades físicas e químicas originais (Wilson, 1989).

Um dos processos clássicos de evolução dos magmas é a cristalização fracionada (CF). Neste caso, critérios de campo (variação faciológica, presença de cumulados) e texturais (cristais zonados, seqüência de cristalização) fornecem informações valiosas. Porém, tais observações nem sempre são fáceis, ou definitivas, haja vista problemas como falta de exposição adequada, dificuldade de acesso a regiões de contato, deformação tectônica e reequilíbrio metamórfico. Em tais situações, faz-se uso de diagramas geoquímicos (ex: Harker), onde se define um índice de diferenciação adequado (SiO₂) e se estuda o comportamento de óxidos e elementos-traço com respeito àquele índice (ex: Figura 6.1 e 6.3). Também é bastante usado o diagrama bi-logarítmico, constituído de um elemento-traço incompatível na abscissa e

outro compatível na ordenada (Hanson, 1978). Neste diagrama avalia-se qual o processo dominante na evolução do magma, se foi cristalização fracionada ou fusão parcial.

Considerando o comportamento dos elementos maiores e traço nos diagramas de variação para as rochas cálcio-alcálicas, suspeita-se que mecanismos de cristalização fracionada ou processos de assimilação-cristalização fracionada-AFC (*cf.* De Paolo, 1981) tenham sido os responsáveis pela evolução das rochas estudadas, apresentando correlação linear excelente, sem mudança de assembléia fracionante (Figura 6.1, 6.3 e Tabela 6.3).

As variações observadas nos diagramas Sr versus Rb, Ba versus Rb, Y versus Rb e Y versus Rb (Figura 6.14) sugerem que a cristalização fracionada teve importante participação na modificação da composição dos magmas. A cristalização teria evoluído por diferenciação, onde coube ao fluxo magmático sob um campo tensional a geração de minerais segregados, como indicado pelas feições petrográficas. Além disto, independentemente da escala, a existência de acamamento magmático demonstra a ocorrência de processos de diferenciação e que cristais e magmas foram segregados.

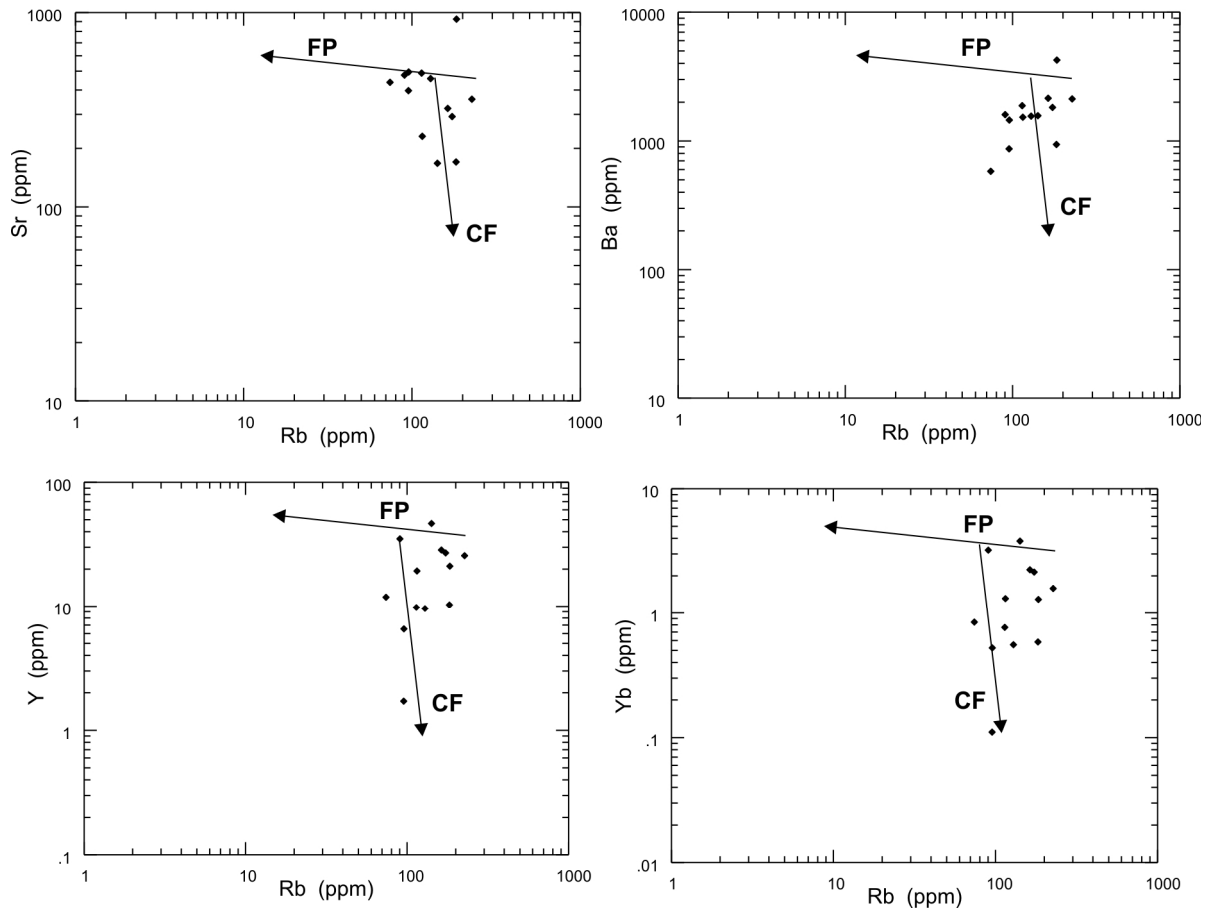


Figura 6.14. Diagrama relacionando Rb com Sr, Ba Y e Yb para os granitóides cálcio-alcálinos. FP= fusão parcial, CF = cristalização fracionada.

A origem de magmas graníticos cálcio-alcálinos tem sido atribuída à fusão parcial de metatonalitos da crosta continental inferior, com possível interação com líquidos do manto, ou ainda a fusão de metabasaltos (Martin, 1987). No caso dos granitóides cálcio-alcálinos do Domínio Bacajá, não pode ser elaborado um modelo petrogenético sem que sejam consideradas as altas concentrações de Ba, Zr, Sr e Ce, os altos valores de ETRL e as baixas concentrações de ETRP nas rochas estudadas, que sugerem que os magmas foram gerados em grandes profundidades, sob condições de pressões altas onde se pode esperar a presença de resíduo com olivina e piroxênio. O comportamento muitas vezes côncavo de elementos terras pesados, parece indicar a presença de anfibólio no resíduo, coerente com fontes situadas a grandes profundidades.

A presença de enclaves máficos nas rochas cálcio-alcálinas sugere ter havido coexistência de material mantélico com frações mais evoluídas. Os dados estruturais

dos granitóides estudados indicam colocação concomitante a esforços compressivos. Isto poderia traduzir um episódio de colisão de blocos e conseqüentemente espessamento crustal. As porções mais profundas da crosta continental espessada seriam fundidas parcialmente, resultando em magmas cálcio-alcalinos.

7. INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E GEOLÓGICOS

Neste capítulo é apresentada a integração de dados de campo com os produtos gamaespectrométricos e magnetométricos, imagens de radar e satélite (ANEXO 2) e cartografia de fácies dos granitóides e dados estruturais. Esta integração permitiu individualizar 5 unidades de mapeamento.

◆ UNIDADE I

São rochas facilmente identificadas em imagens de radar por um conjunto de serras com formar de corpos lenticulares de direção NW-SE e W-E, nas imagens gamaespectrométricas são marcadas por baixos valores em todos os canais, nas imagens magnetométricas apresentam relevo movimentado marcado por grandes lineamentos com valores magnéticos moderados a baixo. São constituídas por quartzitos puros ou micáceos, com foliações verticais a subverticais, são correlacionáveis as rochas da Seqüência Supracrustais 1 de Vasquez *et al.* (2008b).

◆ UNIDADE II

No extremo norte-nordeste da área há granitóies caracterizados por altos valores gamaespectrométricos quando analisada a imagem RGB com maior contribuição do K e correspondente à Suíte Intrusiva João Jorge (Jorge João *et al.* 1987, Vasquez *et al.* 2008b), que, segundo estes autores, é composta de monzo, sienogranitos e raros granodioritos com foliação magmática e localmente foliação milonítica.

◆ UNIDADE III

Formando uma extensa faixa de direção NW-SE na porção norte da área de trabalho, ocorrem granodioritos a monzogranitos e mais raramente tonalitos ricos em biotita e hornblenda. Esta unidade é caracterizada nos mapas de gamaespectrometria por altos valores do canal Th. Estas rochas possuem foliação penetrativa subvertical e

direção concordante ao *trend* regional NW-SE. Os granodioritos têm bandamento gnáissico e acamamento magmático na porção sul desta unidade, a qual poderia ser uma fácies menos diferenciada da Suíte Intrusiva João Jorge ou outro corpo que provavelmente se estenda para fora dos limites da área estudada.

◆ UNIDADE IV

Esta unidade ocupa uma faixa de direção NW-SE na porção central da área. As rochas dessa unidade apresentam valores moderados nos canais de K e U e baixas contagens para o Th. Predominam monzogranitos com relação aos granodioritos com biotita e/ou hornblenda. A foliação forte tem direção NW-SE e mergulho subvertical e passa lateralmente para trama milonítica. No mapa de Vasquez *et al.* (2008b), esta unidade representa rochas de alto grau do embasamento metamórfico. No presente trabalho seus limites foram deslocados mais ao sul da área. A unidade IV parece ser outra fácies da Suíte Intrusiva João Jorge, diferente da Unidade III.

◆ Unidade V

Esta unidade ocupa a porção sul da área, mostra valores radiométricos baixos a moderados, possui relevo acidentado e serras de quartzitos da Unidade I. Nos produtos magnéticos há altos valores magnéticos, verificados principalmente nas imagens da amplitude do sinal analítico. São rochas enderbíticas charnoquíticas correlacionáveis ao Complexo Cajazeiras (Vasquez *et al.* 2008b). Segundo Ricci (2006d) estas rochas do Complexo Cajazeiras são granulitos hidratados de composição tonalítica a granítica, com textura granoblástica interlobada e poligonal.

8. CONCLUSÕES

Os granitóides da porção leste do domínio Bacajá apresentam foliação NW-SE e WNW-ESSE, cujos mergulhos são predominantemente de alto ângulo, porém mergulhos subhorizontais também são observados localmente. A penetratividade da foliação juntamente com a presença de orientação preferencial de grãos sem deformação, simplectitos, assim como a presença de veios foliados concordante à estruturação da rocha hospedeira sugere que a estruturação destas rochas granitóides ocorreu no momento de sua cristalização e colocação. O paralelismo entre a atitude de acamamento magmático, a foliação de estágio mais avançado de consolidação dos magmas e de zonas miloníticas caracteriza e confirmam a natureza sintectônica desses granitóides.

A análise das feições estruturais juntamente com o entendimento das grandes feições regionais do Domínio Bacajá revelou que a deformação envolvida na região é heterogênea sendo que em determinados locais praticamente inexistentes e em outros alcança valores elevados, chegando a alcançar o estágio milonítico. As relações geométricas entre as estruturas planares e lineares indicam dinâmica essencialmente transcorrente direcional na área com movimentação subhorizontal, pelo menos durante a formação dos elementos lineares.

O comportamento penetrativo da foliação em escala regional impressa nos granitos e sua homogeneidade em escala de afloramento demonstram esforços de caráter regional quando de suas colocações. Segundo Pitcher (1987) são feições comuns em cinturões plutônicos sintectônicos de arcos magmáticos.

A evolução estrutural destes granitos é marcada pelo aumento da deformação e pela diminuição da temperatura, como evidenciado pelas estruturas precoces de alta temperatura que gradam para feições de temperaturas moderadas a relativamente baixas;

Os granitóides da área estudada são predominantemente monzogranitos e granodioritos, tonalitos e sienogranitos como também enderbitos e charnoquitos, ganisses e quartzitos ocorrem localmente. Xenólitos de anfibolitos são encontrados nos domínios onde predominam as rochas granodioríticas. Dentre as rochas graníticas se

distinguem diversas fácies com base no conteúdo dos minerais máficos. As diversas fácies identificadas podem traduzir, em parte, a presença de diferentes plútons, cuja separação deve envolver trabalhos futuros de maior detalhe.

Os monzogranitos e granodioritos podem ter cristais recristalizados de feldspato, sugerindo que durante a colocação, eles foram submetidos à deformação de temperaturas maiores que 450°C. A existência de rochas com feições remanescentes de fluxo magmático sugere que a deformação ocorreu na presença de magma, em regime dúctil de altas temperaturas. Altas temperaturas também são indicadas pela presença de contatos interlobados entre cristais de quartzo e feldspatos, exibindo formas cúspides em direção aos domínios ricos em quartzo. É também freqüente a recuperação dos cristais de quartzo em subgrãos e sua recristalização como agregados finos nas bordas de porfiroclastos ou na matriz, evidenciando que essas rochas passaram por uma deformação dúctil em estágio sólido.

Feições de borda de reação ligadas à corrosão de cristais de anfibólio e biotita como os *simplectitos* são feições indicadoras de que granitos se coloram concomitantemente a esforços compressivos, inicialmente com fortes componentes de achatamento coaxial.

Os granitóides possuem opacos euédricos, provavelmente magnetita e titanita euédrica como fases precoces, indicando que o magma era relativamente oxidado. A presença de anfibólio e biotita como fases precoces aos feldspatos é indicativa de magma subsaturado em água.

Nos gnaisses, a textura granoblástica deve ter sido produzida por mecanismos de migração de limite de grãos, são feições típicas de alto grau metamórfico, além de que textura granoblástica em feldspatos sugere que a deformação dúctil nestes gnaisses ocorreu em altas temperaturas.

Os dados litoquímicos permitiram discriminar um grupo de rochas cálcio-alcálicas que guardam semelhanças com os granitos arqueanos cálcio-alcálico CA-1 de Sylvester (1994). Os dados geoquímicos juntamente com estruturais sugerem ambiente de arcos magmáticos. O modelo para a evolução magmática de um cinturão colisional proposto por Harris *et al.* (1986), e adaptado por Crawford & Windley (1990) para leucogranitos do Himalaia, pode ser utilizado para explicar a geração das rochas

estudadas. Segundo o modelo, que considera a colisão de placas um evento dinâmico, suítes cálcio-alcálicas em ambiente colisional podem originar-se durante a fase de subducção de placa oceânica anterior à colisão, quando são gerados magmas mantélicos modificados pela litosfera oceânica subductada, ou durante a fase pós-colisional, sob influência da cunha de manto existente sobre a litosfera oceânica subductada. De acordo com o modelo proposto por Tassinari (1996) e Sato & Tassinari (1997) para a evolução crustal do Cráton Amazônico, núcleos arqueanos foram amalgamados através de cinturões móveis com idades relacionadas ao ciclo orogênico Transamazônico (2,2 – 1,9 Ga). Por sua vez, esses grandes fragmentos neoformados foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades variáveis desde 2,21 até 1,96 Ga. A proposta envolve a subducção de placa oceânica, estando, portanto, em conformidade com o modelo de Harris *et al.* (1986) que, com base nos dados existentes, parece o mais adequado para explicar o magmatismo cálcio-alcálico dessas rochas, gerado em ambiente de arco vulcânico sob influência de placa oceânica subductada. Estas rochas podem ter sido geradas durante um dos eventos magmáticos Riácianos identificados por Vasquez *et al.* (2008) durante a instalação do arco magmático de margem continental ativa de 2,21-2,18 Ga e 2,16-2,13 ou o começo de um magmatismo de 2,10 Ga relacionado ao estágio pós-colisionais, marcado por adelgaçamento crustal e grandes zonas de cisalhamento.

Vale ressaltar a excelente contribuição da aerogeofísica em conjunto com os dados de campo na delimitação das assinaturas gamaespectrométricas das cinco unidades informais de mapeamento. Os produtos derivados da magnetometria aliados à imagens de radar foram excelentes ferramentas que auxiliaram na caracterização das estruturas, tais como zonas de cisalhamento, falhas e diques.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos no Hemisfério Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife: SBG, v.6, p. 2392-2407.
- ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, **17**: 1-19.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo, USP/IG, (tese de livre docência).
- AMARAL, G. 1984. *Pré-Cambriano do Brasil*. In: ALMEIDA, F.F.M. de, & HASUI, Y.O. E. Blücher, São Paulo, p.06-35.
- ARZI A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**: 173-184.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 83-100.
- BARKER, F. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. 1979. New York: Elsevier Scientific Publishing Company. 659p.
- BARROS C.E.M., BARBEY P., BOULLIER A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**:93-109.
- BARROS, C.E.M., MACAMBIRA, M.J., SANTOS, M.C.C., SILVA, D.C.C., PALMEIRA, L.C.M., SOUSA, M.M. 2007. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2):293-304.
- BICHO, P.C. 1994. *Processamento digital de imagens aerogeofísicas, Landsat/TM e radar na folha Presidente Médice/RO, com ênfase na caracterização metalogenética da suíte granítica Rio Pardo*. 103 p. Campinas: Instituto de Geociências - Universidade de Campinas. (Dissertação de Mestrado).

- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília. 692p.
- BLEVIN, P.L. & CHAPPELL, B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geol.*, **90**:1604-1619.
- 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*. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 229p. (Tese de Doutorado).
- BROWN, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. (Ed.) *Andesites: Brogenic Andesites and Related Rocks*. New York: John Wiley & Sons Ltd. 437-464.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*. **141**, 413-426.
- CARVALHO, L.M.M. 1999. *Aspectos mineralógicos, geoquímicos e das inclusões fluidas das esmeraldas e águas-marinhas das minas de Belmont (Itabira) e Santa Galo (Nova Era), Estado de Minas Gerais*. Ouro Preto: Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. 159 p. (Dissertação de Mestrado).
- CARVALHO, L.M.M. 2006. *Integração de Dados de Geofísica Aérea Aplicado a Geologia e à Prospecção Mineral no Distrito Esmeraldífero de Itabira-Ferros, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 178p. (Tese de Doutorado).
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, **6**(1):101-124.
- CHAVEZ Jr., P.S. 1975. Atmospheric, solar and MTF corrections for ERTS digital imagery. *Am. Soc. Photogrammetry*, 69-79.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12** (11-3):78-88.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, base on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167-173.

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congr. Geol. Chileno, 2. *Actas*, 137-148.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: ROSA-COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG–Núcleo Norte. v. 5, p. 15-90.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004. *Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuêre*. Rio de Janeiro, 17v. 47p. (Relatório Final).
- DALL'AGNOL, R.; RAMO, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- DE PAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry – An introduction. Springer-Verlag, 197p.
- DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, **2-3-4**: 5-57.
- DICKSON, B.L. & SCOTT, K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* **17**(2):187-200.
- EBY, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1199-1212.
- FARACO, M.T.L.; VALE, A.G.; SANTOS, J.O.S.; LUZARDO, R.; FERREIRA, A.L.; OLIVEIRA, M.A.; MARINHO, P.A.C. 2005. Levantamento Geológico da Região ao Norte da Província Carajás In: SOUZA, V. & HORBE, A.C. (eds.). *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v.4, p.32-44.

- GAPAIS D. & BARBARIN B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, **125**:357-370.
- GAPAIS D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**:1144-1147.
- GEOSOFT. 1995. *Geosoft mapping and processing system*. Toronto, Geosoft Inc., 50p
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, **2**:7-14.
- GOWER, C.F., 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**:1674-1675.
- GOWER, R.J.W. & SIMPSON, C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struct. Geol.*, **14**: 301-313.
- GUNN, P.J.; MEIXNER, T.; MILLIGAN, P; MACKEY, T. 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Canberra: *Australian Geological Survey Organisation*. Airborne geophysics group. 113 p.
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**: 26-43
- HARKER, A. 1965. *The Natural history of the igneous rocks*. Facsimile of 1909 Edition, New York. 384p.
- HARRIS, J.; BOWIE, C.; RENCZ, A .N.; GRAHAM, D. 1994. Computer-enhancement technique for the integration of remotely sensed, geophysical and thematic data for the geosciences. *Canadian Journal of Remote Sensing*, v.20, n.3, p.210-221.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, **8**: 29-37
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazônico, 2, *Anais*, 1:129-148.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **79**: 245-255.

- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. 1974. *Geologia. Folha SA.22 - Belém*. DNPM/Radam, v.5, p.1-71. (Relatório técnico).
- JENSEN, J.R. 2000. *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. New York, Prentice Hall. 544p.
- JORGE JOÃO, X.S.; VALE, A.G.; LOBATO, T.A.M. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM. 31p.
- KLEIN, E.L.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. CD ROM.
- KRUHL, J.H. 1996. Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: amicrostructural geothermobarometer. *J. Metamorphic Geol.*, **14**, 581-589.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rocks type series Discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, **14**:169-186.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEX, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BASSABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLWY, R.A.; ZANNETTIN, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- MACAMBIRA M.J.B., PINHEIRO, R.V.L., ARMSTRONG R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Craton Amazônico; Adrupta no tempo suave na tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10, Porto Velho. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- MACAMBIRA M.J.B., SILVA D.C., VASQUEZ M.L., BARROS C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Crajás, Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá. *Resumos*, Araxá, SBG. CD ROM.

- MACAMBIRA, M.J.B. *et al.* 1990. Geocronologia U-Pb, Rb-Sr e K-Ar dos granitóides da região de Rio Maria (Pa). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Boletim Resumos...*Natal: SBG,. p. 169-170.
- MACAMBIRA, M.J.B.; BARROS, C.E.; SILVA, D.C.C. & SANTOS, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, *Resumos Expandidos* (em CD-ROM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; SILVA, D.C.C.; BARROS, C.E.M. & SCHELLER, T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at north of the Carajás Mineral Province. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman Scientific & Technical, 148 p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, **101**: 635-643.
- MARRE, J. 1982. *Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes*. BRGM, Orléans, 126p.
- MARTIN, H. 1987. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, **17**(4):360-365.
- MARTINS, R.C. & ARAÚJO, O.J.B., 1979. *Projeto de integração geológico-geofísica sul doPará: Relatório Final*. Belém. CPRM/DNPM. 12 v. (Relatório técnico)
- MATOLIN, M. - 1984 - Radiometric Methods and Methods of Nuclear Geophysics. In: Stanislav Mares - Introduction to Applied Geophysics, Dordrecht, Holland, D. Riedel Publishing Co., p. 154-231.
- MILLER, R.B., PATERSON, S.R., 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation implications from the Mount Stuart Batholith, Washington. *Journal of Structural Geology* 16, 853-865.
- MILLIGAN, P.R. & GUNN, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 63-75.
- MINTY B.R.S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*. **22**:591-592.

- MINTY, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, **17**(2):39-50.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Serv. Prof. Paper.* p.79-84.
- OKIDA, R. 2001. *Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia.* 127p. IG-USP, São Paulo. (Tese de Doutorado).
- OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB.22-X-C. Estado do Pará.* CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 220p. (Relatório técnico)
- PALMEIRA, L.C.M. & BARROS, C.E.M. 2006. Geologia estrutural e petrografia de granitos Paleoproterozóicos da região ao norte de Pacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- PARADELLA, W. R. 1995. Assessment of the digital integration of airborne SAR with Landsat TM and gamma ray airborne data for geological mapping in the Carajas Mineral Province, Brazil. Technical Report. Ottawa, Ontario: CCRS, Canada. p 41.
- PARADELLA, W.R.; BIGNELLI, P. A. ; VENEZIANI, P; PIESTCH, R.W.; TOUTIN, T. 1997. Airborne and spaceborne synthetic aperture radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rain forest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, v.18, n.7, p.1483-1501.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics.* Ed. Springer, Berlim. 289 p.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau.* Edusp, São Paulo. 188 p.
- PATERSON, S.R., FOWLER JR., T.K., SCHMIDT, K.L., YOSHINOBU, A.S., YUAN, E.S., MILLER, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* **44**: 53– 82.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H., FOWLER JR., T.K., 1991. Aureole systematics. In: Ribbe, P.H. (Eds.), Contact Metamorphism. **Reviews in Mineralogy** **26**: 673-722.

- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349-363.
- PAWLEY, M.J. & COLLINS, W.J. 2002. The development of contrasting structures during cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *Journal Struct. Geol.*, **24**: 469-483.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, **39**: 54-67.
- PEARCE, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**:120–125.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **25**(4), 956–983.
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; SPIER, C.A. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 371-376.
- PITCHER W.S. 1987. Granites and yet more granites forty yearson. *Geol. Rundsch.*, **76**(1):51-79.
- PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LEGER, J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: The Birmanian of southwestern Niger. *Precambrian Research*, **70**: 281-301.
- REIS, R.M.; SILVA, G.H.; LOBATO, T.A.M. 1974. **Projeto Transamazônica. Trecho Estreito-Itaituba**: reconhecimento geológico. Relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 106 p., il.
- RENCZ A. N. 1999. Remote Sensing for the Earth Sciences. Manual of Remote Sensing, 3rd edition, vol. 3. John Wiley/American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- RICCI, P.S.F., 2006a. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized and reemplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- RICCI, P.S.F., 2006b. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iri River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the

- Bacajá High- Grade Block boundaries. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, *Anais de resumos...*, João Pessoa, SBG. p.524.
- RICHARD, R. L. Minpet for Windows, version 2.02, Minpet Geological Software, Québec, Canada, 1995.
- RICHARDS, D.J. & WALRAVEN, F. 1975. Airborne geophysics and ERTS imagery. *Mineral Sci. Engng.*, vol 7, nº3: 234-278.
- ROLLINSON H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical, 352p.
- ROSA-COSTA, L.T. 2006. *Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico*. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. 226p. (Tese de Doutorado).
- ROSA-COSTA, L.T., RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**:101-120.
- SANTOS A.R., PARADELLA W.R., VENEZIANI P., LIU C.C., SANT'ANNA M.V. 1997. Integração de dados SAR-TM e SAR-GAMA em estudos geológicos na Província Mineral de Carajás (Brasil). In: SELPER, Simp. Latinoamericano de Percepcion Remota, 8, Mérida, Venezuela, CD-ROM.
- SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B.; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. 1975. *Geologia*. Folha SB.21.Tapajós. DNPM/Radam, v.7, p.15-116. (Relatório técnico)
- SANTOS, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003.p. 169-226, il.

- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; SCHILILOV, A.; PINEYRO, D.; McNAUGHTON, N.J. 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, **45**: 27-48.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J. & FLECHER, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.
- SANTOS, J.S.O.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- SANTOS, M.C.C. & BARROS, C.E.M. 2002. Estudo petrográfico e estrutural de rochas granitóides da região de Novo Repartimento-Pacajá-Anapu, Estado do Pará. XLI Cong. Brás. Geol. João Pessoa, SBG, p.472.
- SANTOS, M.C.C. 2002. Estudo Petrográfico e Estrutural das Rochas Granitóides da Região de Novo Repartimento-Pacajá-Belo Monte, Estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 32p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.1, p.91-142.
- SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; SANTOS, J.O.S.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas - SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. 41 CD ROMs.
- SHAND, S.J. 1969. *Eruptive Rocks their genesis composition, classification, and their relation to ore-deposits*. Hafner Publishing Company. 488 p.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins*. DNPM/Radam. v.4, p.1-72. (Relatório técnico)

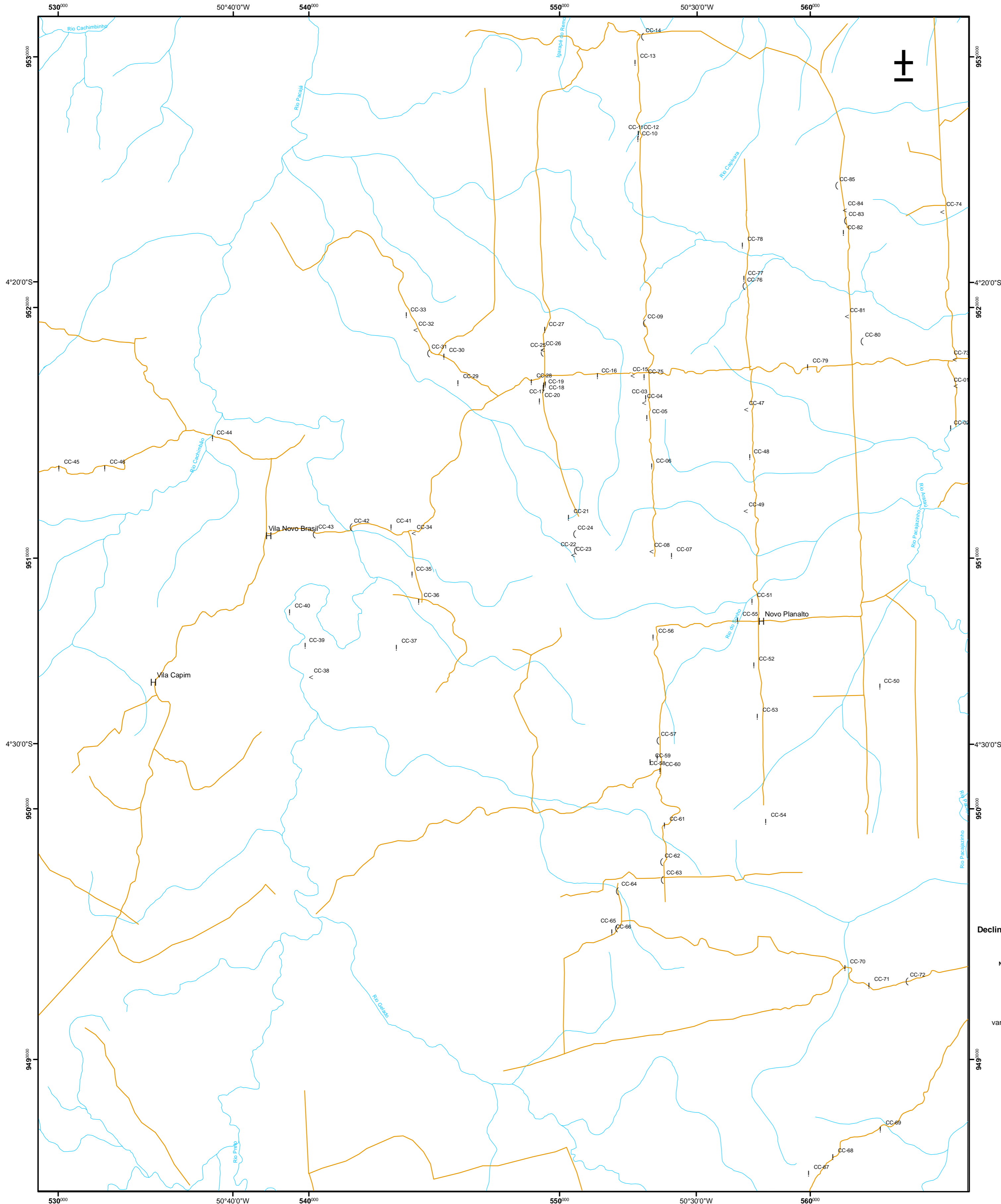
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**:503-511.
- SOUSA, C.S. & SILVA, R.C.S. 2007. Integração de dados aerogeofísicos (magnetometria) e de sensores remotos para a extração de lineamentos da região ao norte de Carajás, Província Maroni-Itacaiúnas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, Florianópolis. *Anais*, INPE, p. 2199-2206.
- SOUSA, M.M. & BARROS, C.E.M. 2006. Estudo petrográfico e estrutural de rochas granitóides Paleoproterozóicas da região ao sul de Pacajá, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- SOUZA V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, Região do Bacajá – PA. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, 111 p. (Dissertação de Mestrado)
- SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B., KOUTCHOUBEY B. 2003. Idade de zircão do Granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. *Resumos Expandidos*, Manaus, SBG. CD ROM.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**: 1-33.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Elsevier - Developments in Precambrian Geology 11, Amsterdam, 297-323.
- SYLVESTER, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*. **97**: 261–280.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. p.471-485.

- TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de. 139p. (Tese de Doutorado).
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p.41-95..
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 319p.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geocronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.S. *Applied Geophysics*. 2nd ed. New York, Cambridge University Press, 1990
- THIÉBLEMONT, D. & CABANIS, B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. France*. **VI**: 23-35.
- THIÉBLEMONT, D. & TÉGYEY, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **319**: 87-94.
- TULLIS, J. & YUND, R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**:238-241.
- TURNER F.J. 1968. *Metamorphic petrology, mineralogical and fiels aspects*. McGraw Hill, New York, 403p.
- TWISS R.J. & MOORE E.M. 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532 p.
- VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILESI, J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.
- VASCONCELLOS, R.M.; METELO, M.J.; MOTTA, A.C.; GOMES, R.D. 1994. *Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil*. CPRM-Digeof, Rio de Janeiro, 165p.

- VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A. 2005. Granitóides Transamazônicos da Região Irixi-Xingu, Para - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: SOUZA, V. & HORBE, A.C. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, v.4, p.16-31.
- VASQUEZ, M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: Evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas - sudeste do Cráton Amazônico*. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. 212p. (Tese de Doutorado).
- VASQUEZ, M.L.; SOUSA, C.S.; CARVALHO, J.M.A. 2006. Mapa Geológico do Estado do Pará – proposta e avanços. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG. CD ROM.
- VASQUEZ, M.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; ARMSTRONG, R.A. 2008a. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**: 279-302.
- VASQUEZ, M.L.; SOUSA, C.S.; CARVALHO, J.M.A. 2008b. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.
- VIGNERESSE J.L, BARBEY P., CUNEY M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregations and transfer. *Journal of Petrology*, **37**, 1579-1600.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., AND CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics. discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.
- WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **50**: 287-304.
- 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.
- WILSON, M. - 1989. *Igneous petrogenesis*. UK: Blackwell, 466p.

-
- WINDLEY B.F. 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *J. Geol. Soc.* London, 150:39-50.
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York: Springer-Verlag, 348p.
- WONES, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Amer. Mineral.*, **74**:744-749.
- YARDLEY B.W.D., MACKENZIE W.S., GUILFORD C. 1995. Atlas of metamorphic rocks and their textures. New York, Longman Scientific & Technical, 120p.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Earth Science Series, Singapore, 248p.

ANEXO 1: MAPA DE PONTOS



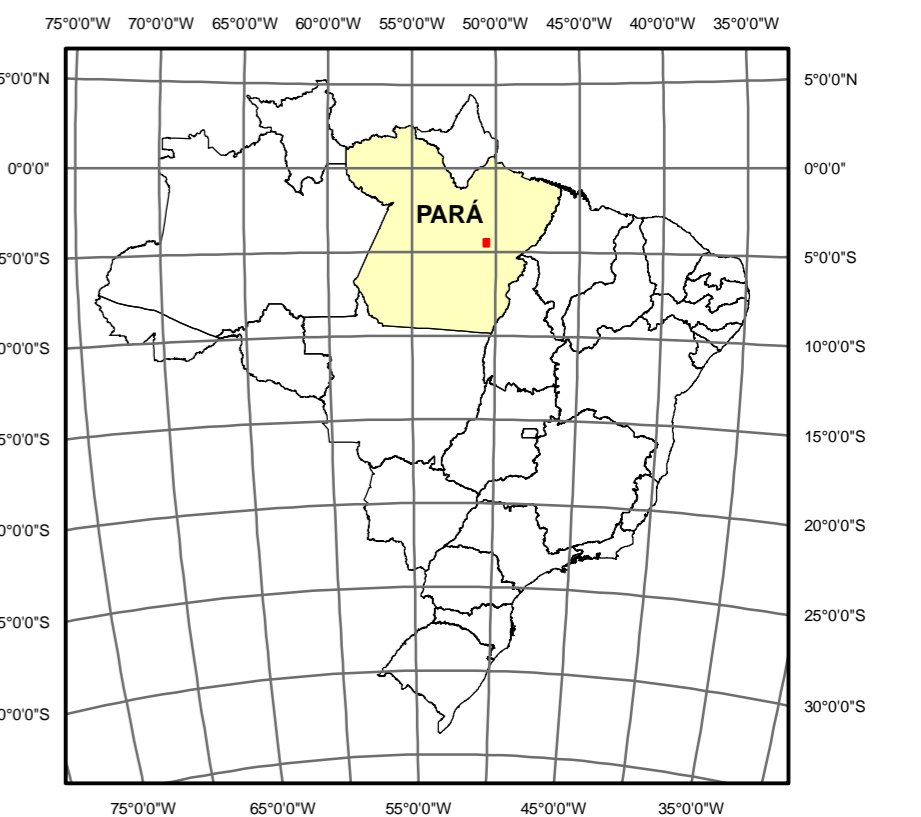
LEGENDA

- H Localidade
- (Afloramentos sem coleta de amostras
- ! Afloramentos com lâmina petrográfica
- < Afloramentos com análise modal e litológica

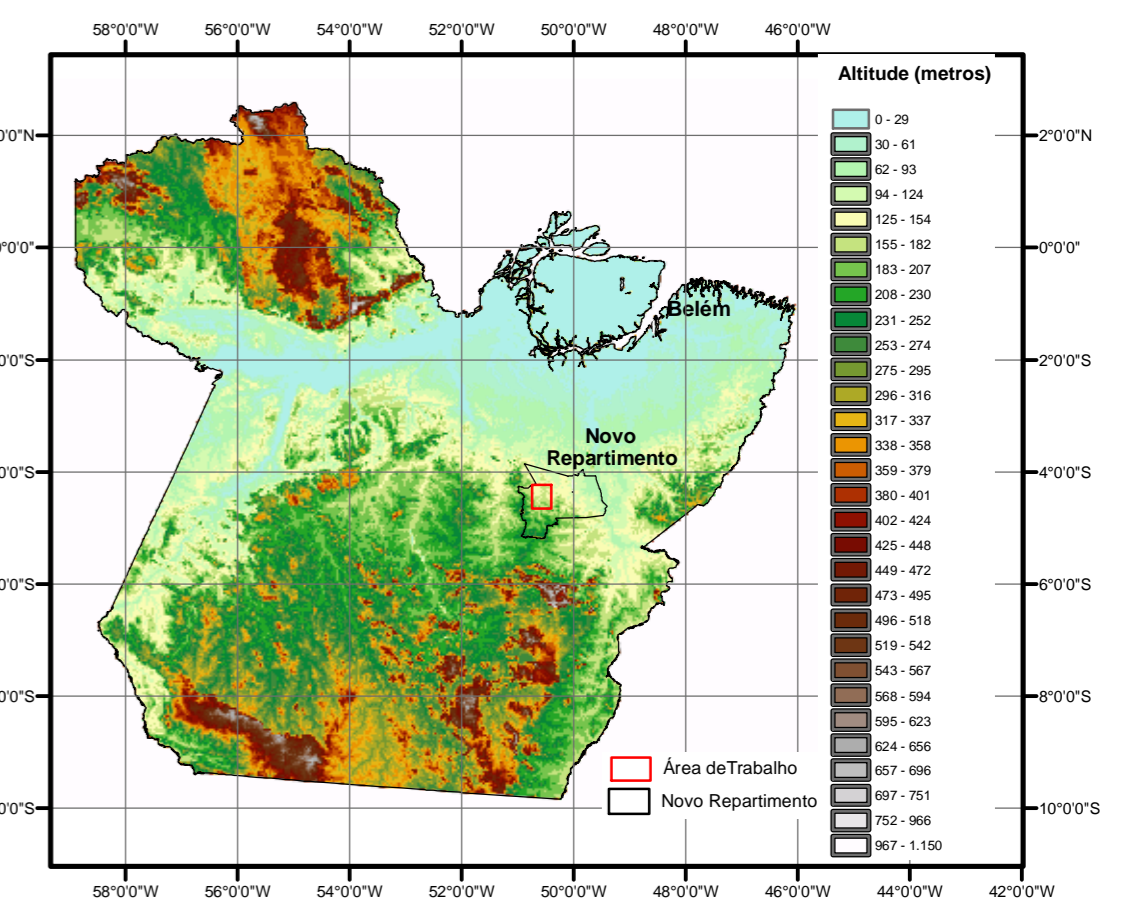
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Ramais
- ~ Drenagem
- Área do trabalho

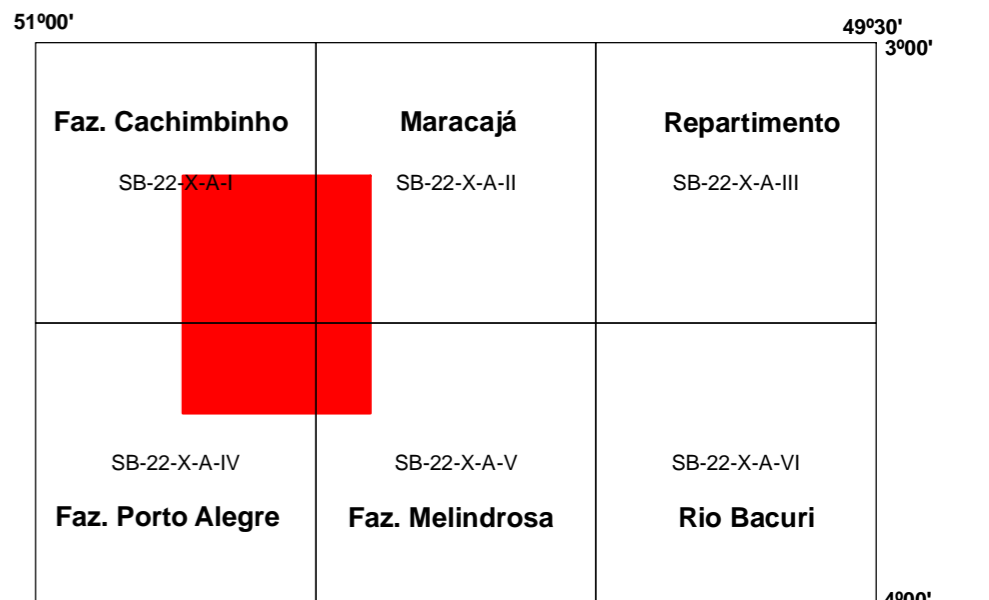
DIVISÃO POLÍTICA



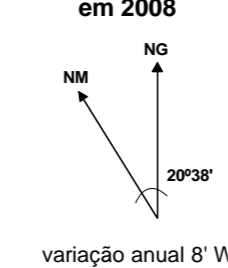
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA NOVO REPARTIMENTO 1:250.000



Declinação Magnético em 2008



ANEXO 1



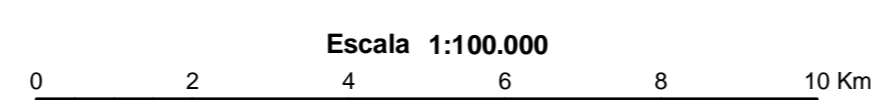
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

Autora: Cristiane Silva de Sousa

Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Julho de 2008

Dados digitalizados a partir da base cartográfica digital do IBGE e foram complementados com informações de campo e imagens de satélites e de modelo digital de terreno (MDT) do SRTM - Radar Topographic Mission.

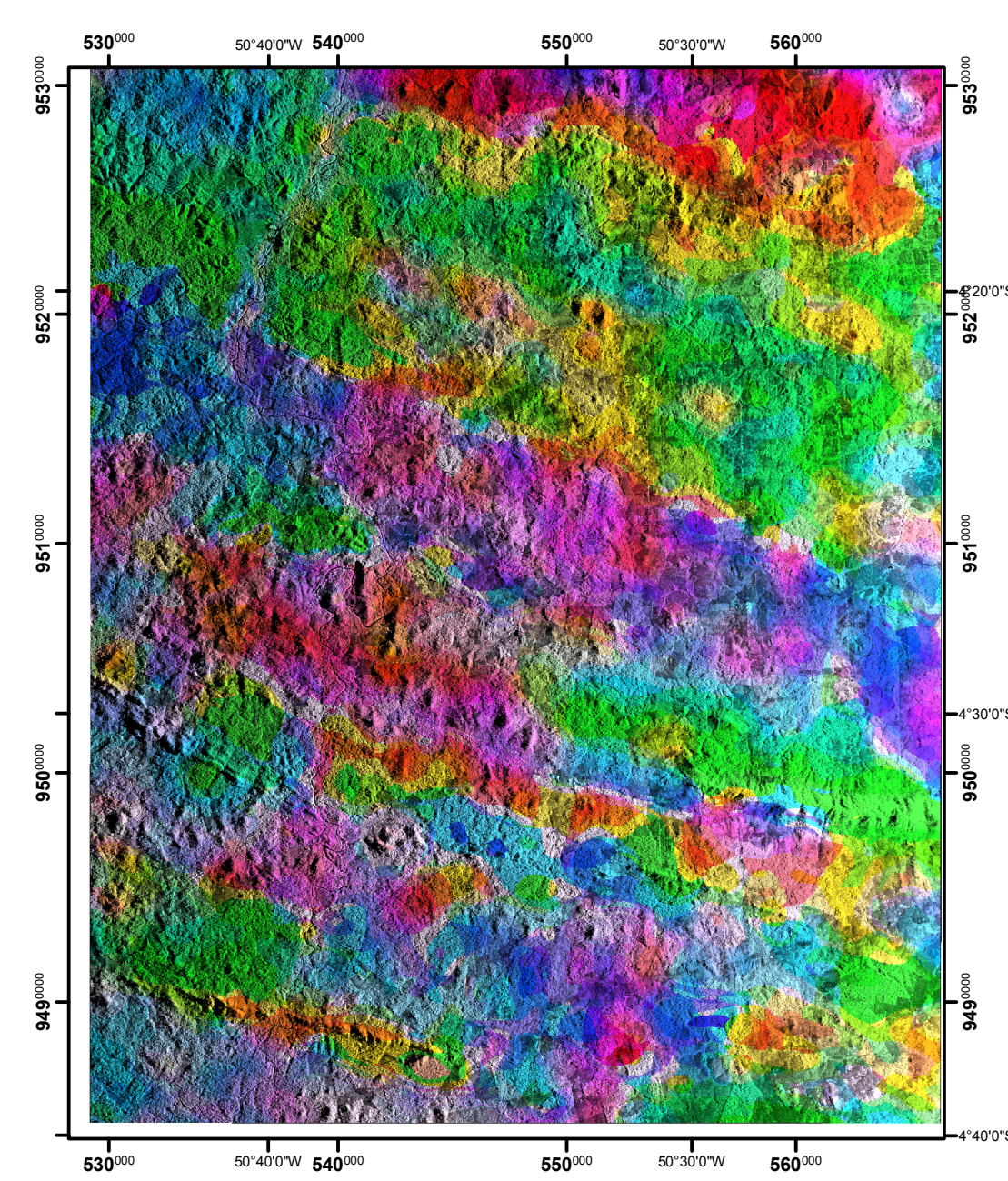


Escala 1:100.000

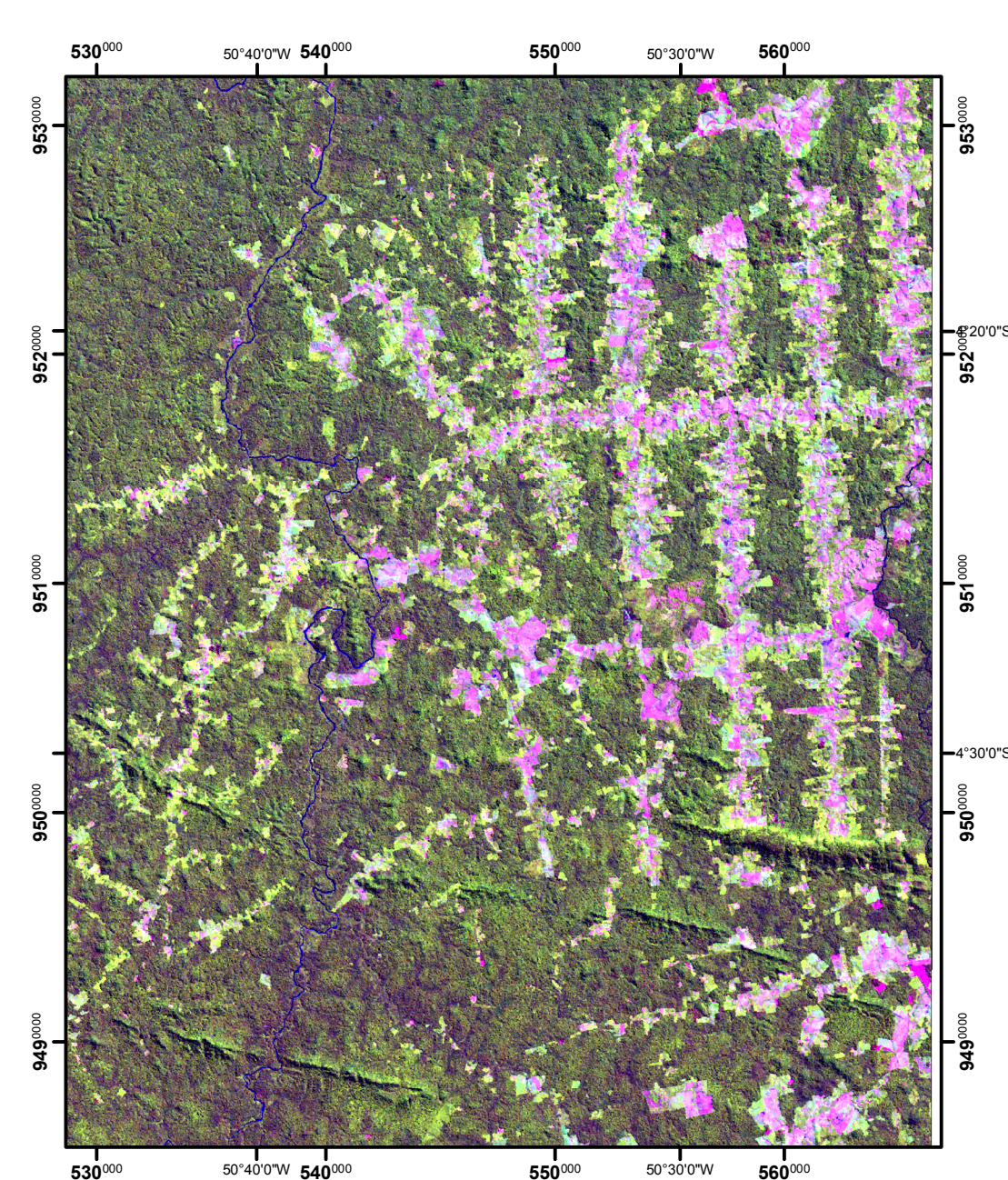
Dados em Coordenadas Planas
Datum: WGS84 - UTM 22 Sul
ANO 2008

ANEXO 2 - MAPA GEOLÓGICO

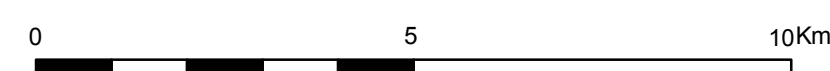
FUSÃO TERNÁRIO (rgb) + RADAR SAR-SIPAM



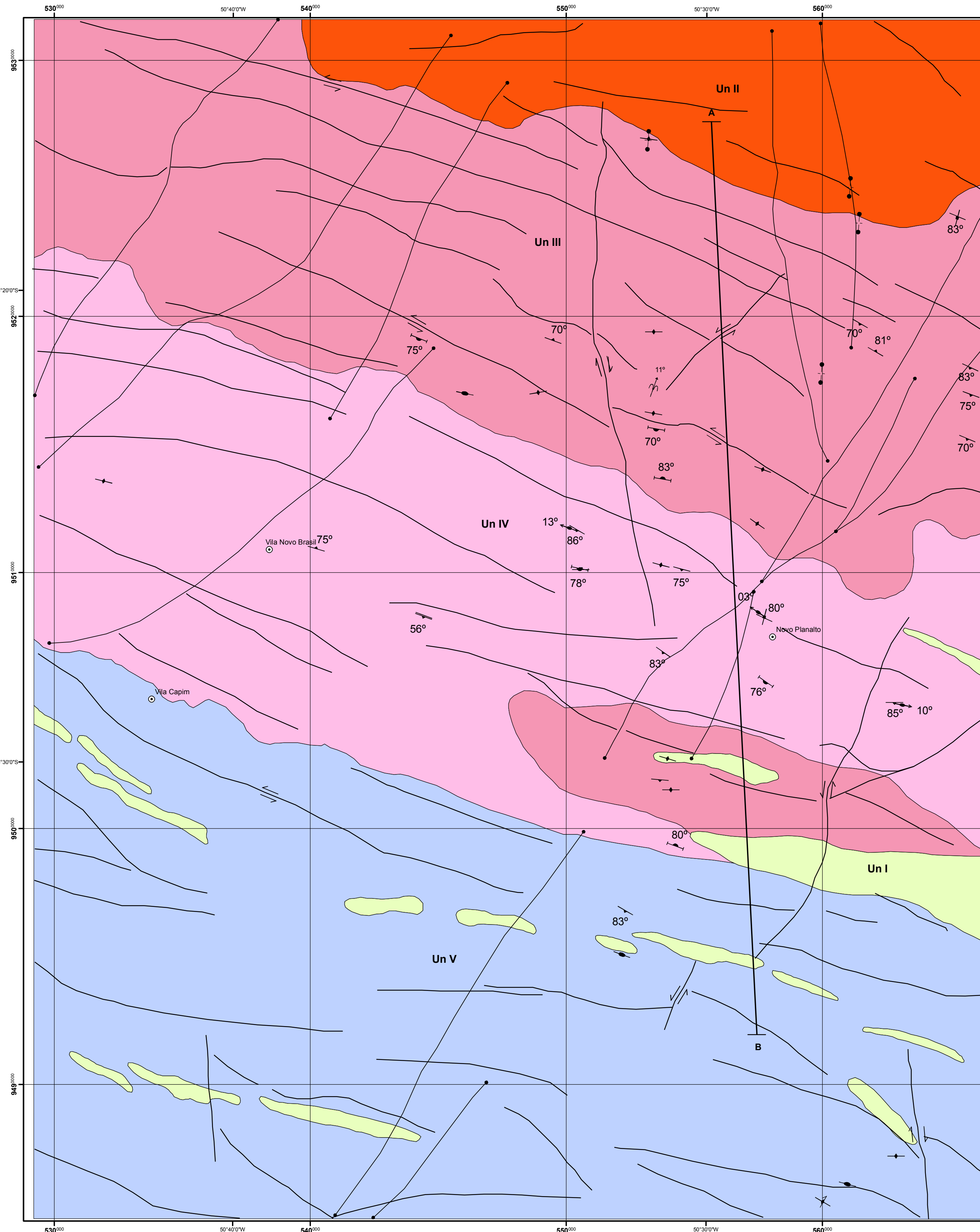
COMPOSIÇÃO RGB543 DO SENSOR ETM+



Dados digitalizados a partir da base cartográfica digital do IBGE e foram complementados com informações de campo e imagens de satélites e de modelo digital de terreno (MDT) do SRTM - Radar Topographic Mission.



ESCALA 1:100.000
Dados em Coordenadas Planas
Datum: WGS84 - UTM 22 Sul
ANO 2008



LITOTIPO

- Un I** Unidade I - quartzitos puros ou micáceos
- Un II** Unidade II - monzogranitos a sienogranitos de alto valores de K
- Un III** Unidade III - granodioritos a monzogranitos e mais raramente tonalitos, geralmente ricos em biotita e hornblenda
- Un IV** Unidade IV - monzogranitos subordinadamente granodioritos que podem conter biotita e/ou hornblenda
- Un V** Unidade V - enderbitos a chonoquitos

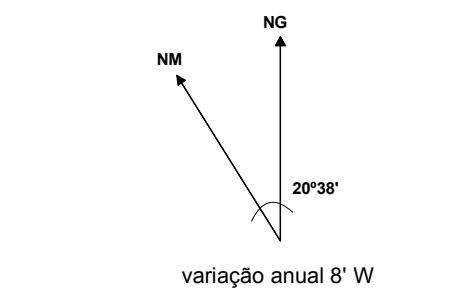
Elementos Estruturais

- dobra aberta
- dique de diabásio
- fratura com mergulho vertical
- lineação de estiramento mineral
- foliação de fluxo magmático com mergulho vertical
- foliação de fluxo magmático com mergulho indicado
- foliação com mergulho indicado
- foliação com mergulho vertical
- foliação milonítica com mergulho indicado
- diques extraídos da fase do sinal analítico
- falha ou fratura
- falha ou zona de cisalhamento dextral
- falha ou zona de cisalhamento sinistral

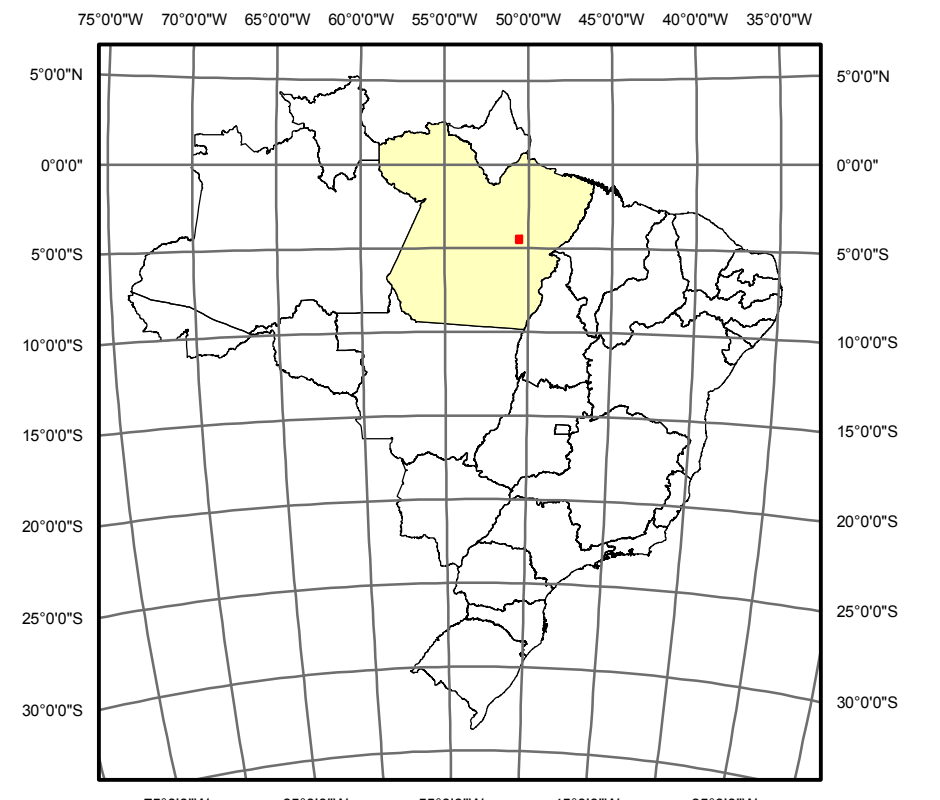
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Ramais
- Drenagem
- Área de trabalho
- Localidade

Declinação Magnética em 2008



DIVISÃO POLÍTICA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA NOVO REPARTIMENTO 1:250.000

51°00' W	49°30' W	3°00' S
Faz. Cachimbino SB-22-X-A-I	Maracajá SB-22-X-A-II	Repartimento SB-22-X-A-III
SB-22-X-A-IV	SB-22-X-A-V	SB-22-X-A-VI
Faz. Porto Alegre	Faz. Melindrosa	Rio Bacuri
		4°00' S

ANEXO 2



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

Autora: Cristiane Silva de Sousa
Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Julho de 2008

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA

