



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA E ESTRUTURAL DAS ROCHAS
GRANITÓIDES E METABÁSICAS DA SERRA LESTE,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

VALÉRIA MARINHO DO NASCIMENTO

**BELÉM
2009**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

N244e Nascimento, Valéria Marinho do
Evolução petrológica e estrutural das rochas metabásicas e
granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás./
Valéria Marinho do Nascimento; orientador: Carlos Eduardo de
Mesquita Barros; coorientador: Candido Augusto Veloso Moura
– 2009
xiv, 138 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) –
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém,
2009.

1. Petrologia Pará. 2. Geoquímica Pará. 3. Província
Mineral de Carajás. I. Universidade Federal do Pará. II. Barros,
Carlos Eduardo de Mesquita, *orient.* III. Moura, Cândido
Augusto Veloso, *coorient.* IV. Título.

CDD 20. ed.: 552.098115



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

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA E ESTRUTURAL DAS
ROCHAS GRANITÓIDES E METABÁSICAS DA SERRA
LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

VALÉRIA MARINHO DO NASCIMENTO

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

Data de Aprovação: **25 /09 /2008**

Comitê de Dissertação:

DR. CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS (UFPR)
(Orientador)

DR^a ELEONORA MARIA G. VASCONCELLOS (UFPR)
(Membro)

DR. PAULO SÉRGIO DE SOUZA GORAYEB (UFPA)
(Membro)

Belém

Dedico este trabalho a meus pais:

Pedro Geraldo H.
Nascimento.
Raimunda Marinho da
Silva.

A meus irmãos:

Jeanne Nascimento.
Gisele Corrêa.
Thiago Nascimento.
Felipe Antonio da Silva.
Luciana Nascimento.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por tudo que sou e por todas as conquistas designadas a mim e às demais pessoas que, ao longo deste bom tempo, de uma forma ou de outra, conviveram comigo e sem as quais este trabalho não teria sido concluído.

Ao professor e orientador Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pela boa orientação, amizade, paciência, incentivo e dedicação, que se refletiram claramente no êxito deste trabalho.

À minha família pelo carinho e amor, e também por tudo aquilo que seus convívios me proporcionaram a aprender, tanto nos momentos felizes como também nas dificuldades.

Este trabalho não teria sido possível sem o suporte financeiro dos projetos abaixo:

- Estudo das relações entre a deformação das rochas e os depósitos minerais na região sudeste da Serra dos Carajás-PA, com base na aquisição geoespacial, visualização e análise de dados geoestruturais. Companhia Vale do Rio Doce - Universidade Federal do Pará – Fadesp. Período 2006 a 2007.
- CNPq (PRONEX - 662103/1998-8). A CAPES pela concessão de bolsa de estudo.

À Companhia Vale do Rio Doce, na pessoa do geólogo Carlos Augusto de Medeiros Filho pelo apoio logístico e pela colaboração nos trabalhos de campo.

Aos geólogos Rosemary Nascimento, Paulo Gorayeb, Vânia Barriga e Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque, pela orientação na utilização de alguns programas e tantos outros, pelo convívio quase diário e por tudo aquilo de bom que me proporcionaram através de seus carinhos e amizades.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela disponibilidade de toda a infraestrutura de apoio ao pleno desenvolvimento do trabalho e condições laboratoriais.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	IV
AGRADECIMENTOS	V
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	XI
RESUMO.....	1
ABSTRACT	3
1 - INTRODUÇÃO	4
1.1 - APRESENTAÇÃO.....	4
1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
1.3 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	7
1.4 - OBJETIVOS	8
1.5 - MÉTODOS	8
1.5.1 - Pesquisa bibliográfica	8
1.5.2 - Trabalho de campo	8
1.5.3 - Tratamento dos dados estruturais	9
1.5.4 - Petrografia	9
1.5.5 - Geoquímica.....	10
1.6 - DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS	11
1.6.1 - Foliação.....	11
1.6.2 - Lineações.....	11
1.6.3 - Zonas de cisalhamento.....	11
1.6.4 - Milonitos e cataclasitos	12
2 - GEOLOGIA REGIONAL COM ÊNFASE NAS SEQÜÊNCIAS MÁFICAS.....	15
2.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
2.1.1 - Domínio – Terreno Granito-greenstone de Rio Maria	15
2.1.1.1 - Supergrupo Andorinhas	15
2.1.1.2 - Granitóides arqueanos	16
2.1.1.3 - Grupo Rio Fresco	18
2.1.2 - Domínio Carajás	18
2.1.2.1 - Complexo Pium	18
2.1.2.2 - Complexo Xingu	19
2.1.2.3 - Grupo Rio Novo	20
2.1.2.4 - Complexo Luanga	20
2.1.2.5 - Supergrupo Itacaiúnas	21
2.1.2.6 - Formação Águas Claras.....	22

2.1.2.7 - Granitóides arqueanos do domínio Carajás	22
2.1.2.8 - Diques máficos.....	26
2.1.2.9 - Granito Old Salobo.....	26
2.1.2.10 - Granitóides anorogênicos	26
2.2 - AS SEQUÊNCIAS MÁFICAS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: ENFASE NA GEOLOGIA REGIONAL, GEOQUÍMICA, AMBIENTE TECTÔNICO E METAMORFISMO.....	27
 3 - GEOLOGIA DA ÁREA.....	 30
 4 - ROCHAS METASSEDIMENTARES	 33
4.1 - FORMAÇÕES FERRÍFERAS E QUARTZITOS	33
4.1.1 - Modo de Ocorrência	33
4.1.2 - Geologia Estrutural	33
4.1.2.1 - <i>Estruturas Macroscópicas</i>	33
4.1.2.2 - <i>Estruturas Mesoscópicas</i>	33
 5 - ANORTOSITOS	 34
5.1 - MODO DE OCORRÊNCIA.....	34
5.2 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	34
5.2.1 - <i>Estruturas Mesoscópicas</i>	34
5.2.2 - <i>Estruturas Microscópicas</i>	34
5.3 - PETROGRAFIA	35
5.3.1 - <i>Descrição macroscópica</i>	35
5.3.2 - <i>Descrição mineralógica</i>	35
 6 - METABASALTOS E METAGABROS.....	 38
6.1 - MODO DE OCORRÊNCIA.....	38
6.2 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	38
6.2.1 - <i>Estruturas Mesoscópicas</i>	38
6.2.1.1 - <i>Acamamento litológico</i>	38
6.2.1.2 - <i>Foliação</i>	38
6.2.1.3 - <i>Dobras</i>	39
6.2.1.4 - <i>Veios</i>	39
6.2.1.5 - <i>Lineação</i>	39
6.2.1.6 - <i>Faturas e Falhas</i>	43
6.2.2 - <i>Estruturas Microscópicas</i>	44
6.2.2.1 - <i>Metabasalto</i>	44
6.2.2.1.1 - <i>Rochas com textura subofítica preservada</i>	44
6.2.2.1.2 - <i>Rochas com textura subofítica transformada</i>	45
6.2.2.1.3 - <i>Rochas com textura nematoblástica</i>	48
6.2.2.1.4 - <i>Veios</i>	48

6.2.2.2 - Metagabros	49
6.2.2.2.1- Metagabros com textura subofítica preservada	49
6.2.2.2.2 - Metagabros com textura subofítica transformada	49
6.2.2.2.3 - Metagabros com textura nematoblástica	50
6.3 - PETROGRAFIA	53
6.3.1 - Metabasaltos	53
6.3.1.1 - Descrição macroscópica	53
6.3.1.2 - Descrição mineralógica	53
6.3.2 - Metagabros	54
6.3.2.1 - Descrição macroscópica	54
6.3.2.2 - Descrição mineralógica	54
6.4 - EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DAS ROCHAS METABÁSICAS DA REGIÃO DA SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	56
6.5 - GEOQUÍMICA	59
6.5.1 - Elementos maiores e menores	59
6.5.2 - Elementos traço	63
6.5.3 - Elementos Terras Raras	63
6.5.4 - Caracterização Tipológica	66
6.6 - DISCUSSÃO	70
7 - GRANITÓIDES	74
7.1 - MODO DE OCORRÊNCIA	74
7.2 - PETROGRAFIA	74
7.2.1 - Composições modais e classificação	74
7.2.2 - Variedades Petrográficas	78
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>78</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>78</i>
7.2.2.2 - Biotita trondhjemitó	79
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>79</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>79</i>
7.2.2.3 - Hornblenda biotita trondhjemitó	80
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>80</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>80</i>
7.2.2.4 - Hornblenda biotita tonalito	82
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>82</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>82</i>
7.2.2.5 - Biotita granodiorito	82
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>82</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>82</i>
7.2.2.6 - Biotita monzogranito	83
<i>Descrição macroscópica</i>	<i>83</i>
<i>Descrição mineralógica e textural</i>	<i>83</i>
7.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	87
7.3.1 - Estruturas Mesoscópicas	87
7.3.1.1 - Acamamentos	87

7.3.1.2 - <i>Foliações</i>	87
7.3.1.3 - <i>Zona de cisalhamento</i>	88
7.3.1.4 - <i>Lineação mineral</i>	88
7.3.1.5 - <i>Bandas de cisalhamento</i>	88
7.3.1.6 - <i>Faturas e Falhas</i>	88
7.3.2 - Estruturas Microscópicas	89
7.3.2.1 - Biotita-quartzo diorito e biotita trondjemito	89
Rochas fracamente deformadas	89
Rochas moderadamente deformadas	89
Rochas fortemente deformadas	90
7.3.2.2 - Biotita granodiorito e biotita monzogranito	90
7.3.2.3 - <i>Hornblenda-biotita thondjemito e Hornblenda-biotita tonalito</i>	91
7.4 - GEOQUÍMICA.....	98
7.4.1 - Variedades Petrográficas	98
7.4.1.1 - Biotita-quartzo diorito	98
Elementos maiores	98
Elementos traço	101
Elementos Terras Raras	101
7.4.1.2 - <i>Biotita trondjemito</i>	102
Elementos maiores	102
Elementos traço	102
Elementos Terras Raras	103
7.4.1.3 - <i>Hornblenda-biotita trondjemito</i>	103
Elementos maiores	103
Elementos traço	104
Elementos Terras Raras	104
7.4.1.4 - <i>Biotita granodiorito</i>	105
Elementos maiores	105
Elementos traço	105
Elementos Terras Raras	106
7.4.1.5 - <i>Biotita monzogranito</i>	106
Elementos maiores	106
Elementos traço	106
Elementos Terras Raras	107
7.4.2 - Normas CIPW das variedades petrográficas	110
7.4.3 - Caracterização tipológica	110
7.4.4 - Parâmetros geoquímicos versus ambiente tectônico	111
7.4.5 - Petrogênese das variedades petrográficas	115
7.5 - DISCUSSÃO	117
 8 - DIABÁSIOS E GABROS	 120
8.1 - MODO DE OCORRÊNCIA.....	120
8.2 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	120
8.2.1 - Estruturas Mesoscópicas	120
8.2.2 - Estruturas Microscópicas	121

8.3 - PETROGRAFIA	121
8.3.1 - Diabásio	121
8.3.1.1 - <i>Descrição macroscópica</i>	121
8.3.1.2 - <i>Descrição mineralógica</i>	121
8.3.2 - Gabro.....	122
8.3.2.1 - <i>Descrição macroscópica</i>	122
8.3.2.2 - <i>Descrição mineralógica</i>	122
 9 - CONCLUSÃO	 125
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 127

LISTA DE ILUSTRAÇÕES – FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da area de estudo.....	5
Figura 2 – Mapa de localização das amostras estudadas.....	6
Figura 3 – Esquema ilustrando classificação morfológica de foliação.....	13
Figura 4 – Esquema para classificação morfológica de lineações	13
Figura 5 – Esquema ilustrando os tipos de rochas geradas em diferentes condições de pressão e temperatura	14
Figura 6 – Mapa geológico da Província Mineral de Carajás	25
Figura 7 – Mapa litoestrutural da área de estudo	31
Figura 8 – Imagem SRTM (3D),com dados altimétricos, mostrando as variações de relevo da área estudada, Serra Leste de Carajás	32
Figura 9 – (A) Amostra de anortosito do Complexo Luanga. B) Fotomicrografia de anortosito, mostrando cristais de plagioclásio e de tremolita/actinolita	37
Figura 10 – Fotomicrografia de clorita-tremolita-muscovita xisto mostrando restos de cristais de plagioclásio	37
Figura 11 – Fotos de afloramentos dos metabasaltos.....	40
Figura 12 – Estereogramas das principais atitudes das rochas metabásicas da Serra Leste	41
Figura 13 – Fotos de afloramentos de rochas metabásicas e metagabros da Serra Leste	42
Figura 14 – (A) Colina sustentada por rocha metabásica próximo ao contato com rocha granitóide. (B) Detalhe da rocha metabásica mostrando fraturas e falhas	43
Figura 15 – Diagrama de roseta mostrando orientação geral dos traços de fraturas em rochas metabásicas	44
Figura 16 – Variação textural dos metabasaltos da Serra Leste	46
Figura 17 – Fotomicrografias de xenólitos de anfibolito no granito da pedreira do CIMCOP	47
Figura 18 – Fotomicrografias dos metagabros da Serra Leste mostrando variações	

texturais.....	51
Figura 19 – Fotomicrografias de metagabros com texturas subofítica transformada da Serra Leste.....	52
Figura 20 – Mapa litológico e textural das rochas metabásicas e metagabros da região da Serra Leste.....	58
Figura 21 – Diagramas do tipo Harker de elementos maiores para metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste.....	62
Figura 22 – Diagramas do tipo Harker de elementos traços para metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste.....	64
Figura 23 – Padrões de elementos terras raras e diagrama de multielementos para os metabasaltos e metagabros encontrados na região da Serra Leste	65
Figura 24 – Caracterização dos metabasaltos e metagabros da Serra Leste com base em diagrama de classificação geoquímica.....	67
Figura 25 – Caracterização geoquímica de metabasaltos e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama triangular $\text{FeO}t\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O-MgO}$, segundo Irvine & Baragar (1971), (B) Diagrama Al-(Fet+Ti)-Mg de Jensen <i>et al.</i> (1976) e (C) Diagrama $\text{TiO}_2 - (10 \text{ MnO}) - (10 \text{ P}_2\text{O}_5)$ de Mullen (1983)	68
Figura 26 – Caracterização geoquímica de metabasaltos e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama $(\text{Ti}/100) - \text{Zr} - \text{Y}$ (Pearce & Cann 1973) e (B) Diagrama Zr/Y versus Zr (Pearce & Norry 1979).....	69
Figura 27 – Diagrama de Hanson (1978) (elementos incompatíveis vs. Compatíveis) que serve para discriminar evolução da rocha por meio de cristalização fracionada (PM) e/ou fusão parcial (FC)	73
Figura 28 – O diagrama QAP (Streckeisen 1976) dos granitóides da região da Serra Leste	76
Figura 29 – Mapa litológico e de variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste.....	77
Figura 30 – Aspectos macro e microscópicas das variedades petrográficas dos granitóides da região Serra Leste	85
Figura 31 – Aspectos macro e microscópicos das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste	86
Figura 32 – Afloramentos de rochas granitóides da região da Serra Leste.....	93
Figura 33 – Diagrama de pólos das foliações em granitóides da Serra Leste	94

Figura 34 – Estereogramas com as principais atitudes de foliação de tonalitos e trondhjemitos estudados	94
Figura 35 – Aspectos do Biotita monzogranito com fraturas não preenchidas.....	95
Figura 36 – Diagrama de roseta mostrando orientação dos traços de fraturas em granitóides.....	96
Figura 37 – Diagrama de roseta apresentando orientação principal dos traços de fraturas em trondhjemitos e tonalitos	96
Figura 38 – Variação da intensidade da deformação em Biotita-Quartzo diorito e Biotita trondhjemitos da região da Serra Leste	97
Figura 39 – Diagrama de variação (Harker) para os óxidos dos elementos maiores e menores <i>versus</i> sílica (% em peso) para as rochas granitóides da Serra Leste	100
Figura 40 – Diagramas de variação (Harker) para os elementos-traço <i>versus</i> sílica (% em peso) das rochas granitóides da Serra Leste	108
Figura 41 – (A) Padões de elementos terras raras e diagrama multielementos dos granitóides da Serra Leste e dos granitos Arqueanos cálcico-alcalinos dos tipos CA-1 e CA-2, descritos por Sylvester (1994).....	109
Figura 42 – Diagramas geoquímicos com dados dos granitóides da Serra Leste....	112
Figura 43 – Diagramas de caracterização geoquímica dos granitóides da região da Serra Leste.....	113
Figura 44 – Diagrama esquemático que sintetiza os diferentes estágios da geração de rochas TTG	119
Figura 45 – Morro com exposição de rocha metabásica cortada por um dique de diabásio.....	120
Figura 46 – Fotos de amostra de mão de um diabásio e fotomicrografias de diabásio e gabro da Serra Leste.....	123
Figura 47 – Fotomicrografias de gabro da Serra Leste	124

TABELAS

Tabela 1 – Dados geocronológicos dos granitóides arqueanos da Província Mineral de Carajás	24
Tabela 2 – Análise química dos metabasaltos e metagabros da Serra Leste	60
Tabela 3 – Composições Normativas dos metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste	61
Tabela 4 – Composições modais das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste	75
Tabela 5 – Composições químicas das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Pelada	99
Tabela 6 – Composições normativas para as variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Pelada	114

RESUMO

A área estudada situa-se nos domínios de Serra Leste, a nordeste do município de Curionópolis, próximo a Serra Pelada. Foram identificadas rochas máficas/ultramáficas pertencentes ao Complexo Luanga, rochas metavulcano-sedimentares, metagabros e rochas granitóides deformadas. Os metabasaltos possuem intercalações de quartzitos, formações ferríferas e mica xistos. Diques de diabásio e gabro também ocorrem de modo subordinado. Os metabasaltos pertencem à seqüência metavulcano-sedimentar possuem textura subofítica preservada, textura subofítica com superposição de feições metamórficas e textura nematoblástica/granoblástica. A história metamórfica dos metabasaltos é marcada por três fases. A primeira fase M_0 é representada por transformações hidrotermais de natureza marinha, em condições de fácies xisto verde. A segunda fase M_1 é caracterizada pelo metamorfismo termal, provocada pelos efeitos tectônicos regionais somados aos efeitos tectono-termiais provocados por granitóides de 2,85 Ga, a exemplo daqueles da pedreira do CIMCOP. Concomitante à fase M_1 , formou-se uma foliação S_1 (N40°E) nos metabasaltos, marcada pela incipiente orientação de anfibólio. Durante a terceira fase de metamorfismo M_2 desenvolveu-se localmente uma foliação S_2 (N70°E) que corta a foliação S_1 . Igualmente à fase M_1 , a fase M_2 teria se desenvolvido em condições de temperatura em fácies hornblenda hornfels. A foliação S_2 estaria relacionada a efeitos tectônicos regionais somados aos efeitos termiais, causados provavelmente pelos granitóides arqueanos (~2,76 Ga). As rochas metabásicas da região da Serra Leste são subalcalinas, toleíticas e distinguidas por altos teores de ferro, de modo similar ao observado nos basaltos enriquecidos em ferro dos *greenstones* de Munro Township (Canadá). Diagramas químicos usados tentativamente para definir ambientes geotectônicos permitem sugerir que os metabasaltos têm semelhanças com toleitos de arcos de ilha ou de fundo oceânico. Os granitóides da região da Serra Leste são biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, hornblenda-biotita trondhjemitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos cálcico-alcalinos de médio K, comparáveis aos granitóides do tipo-I e CA-2, gerados em arcos vulcânicos. A gênese destas rochas poderia ser explicada pela fusão parcial de metabasaltos, e os líquidos teriam evoluído

a partir do fracionamento de feldspato, anfíbólio e subordinadamente piroxênio. Os granitóides de 2,85 Ga que ocorrem na pedreira do CIMCOP apresentam estruturas magmáticas marcadas por acamamento S_0 e foliação S_1 (orientação preferencial de minerais) paralela ao acamamento. As relações entre os anfibolitos e os granitóides permitem dizer que os metabasaltos são mais antigos que 2,85 Ga.

Palavras-chave: Petrologia - Pará. Geoquímica - Pará. Província Carajás.

ABSTRACT

In the Serra Leste, located to the northeast of Curionópolis village, next to the Serra Pelada, one has identified mafic/ultramafic rocks belonging to the Luanga Complex, metavulcano-sedimentary rocks, metagabbros and deformed granitoids. Quartzites, banded iron formations and micaschists are associated with metabasalts. Post-Archaean diabase and gabbro dykes occur subordinately. The metabasalts display subophitic texture, partially modified subophitic texture and nematoblastic/granoblastic texture. These rocks underwent three phases of metamorphism. The former one (M_0) is represented by hydrothermal alteration developed in seawater environment under greenschist conditions. The second phase (M_1) has thermal nature and developed in response to the emplacement of 2.85 Ga granitoids. Deformation related to the granite emplacement and thermal metamorphism produced a localized foliation (N40°E). The third metamorphic phase (M_2) is marked by the thermal effects of hornblende hornfels facies, promoted by the 2.76 Ga granites. Locally one can describe a foliation (S_2) that was developed synchronously to the M_2 phase. Metabasites from the Serra Leste area have subalkaline signature comparable to that of the iron-rich tholeiites. The chemical characteristics of these metabasalts are similar to those of the greenstones from the Munro Township (Canada). Trace elements behavior permits tentatively to compare these rocks to the basalts from island arc or oceanic crust. Biotite-quartz diorites, biotite trondhjemites, hornblende-biotite trondhjemites, biotite granodiorites and biotite monzogranites are identified in the Serra Leste area. These rocks have medium-K calc-alkaline signature, comparable to the I-type and CA-2 rocks from volcanic arcs. The adopted petrogenetic model to explain the origin of these magmas is the partial melting of metabasalts in a subduction zone context. Modification of magmas composition could be explained by some degrees of fractioning crystallization of feldspar, amphibole and minor pyroxene. These granitoids show layering and preferred orientation of minerals, both developed during the magma emplacement and crystallization. The presence of metabasite xenoliths in the 2.85 Ga granitoids as well as the thermal effects promoted by the granitoids on the metabasites lead to conclude that the supracrustal rocks are older than 2.85 Ga.

Key words: Petrology - Pará. Geochemistry - Pará. Province Carajás.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada no sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), mais exatamente na parte oriental da Província Tapajós, tem merecido um grande destaque devido à sua enorme riqueza mineral (DOCEGEO 1988).

A Serra Pelada, localizada nos domínios da região da Serra Leste, foi notabilizada por possuir importantes depósitos minerais, a maioria dos quais associados a rochas magmáticas e metamórficas. Um exemplo marcante é representado pelas mineralizações de ouro e platina associadas ao complexo máfico-ultramáfico de Luanga (DOCEGEO 1988, Suita & Nilson 1988, Tallarico *et al.* 2000). Nesta área, afloram rochas de idade predominantemente arqueana (Machado *et al.* 1991).

O presente trabalho objetiva o estudo das rochas metabásicas e granitóides da região da Serra Leste, visando aprofundar o conhecimento da mesma do ponto de vista petrográfico, geoquímico e estrutural.

1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área escolhida para este estudo situa-se na porção sudeste do Estado do Pará, a aproximadamente 120 km da cidade de Marabá em direção SW, mais precisamente a leste da Serra dos Carajás (Figura 1).

As rochas aflorantes na área estudada foram encontradas principalmente ao longo da estrada que dá acesso a Serra Pelada, na estrada que liga o município de Curionópolis ao garimpo do Cotia e em algumas estradas vicinais que cortam transversalmente a rodovia principal (PA-275) a direta da mesma no sentido Marabá-Curionópolis, conforme pode ser visto no mapa de pontos (Figura 2).

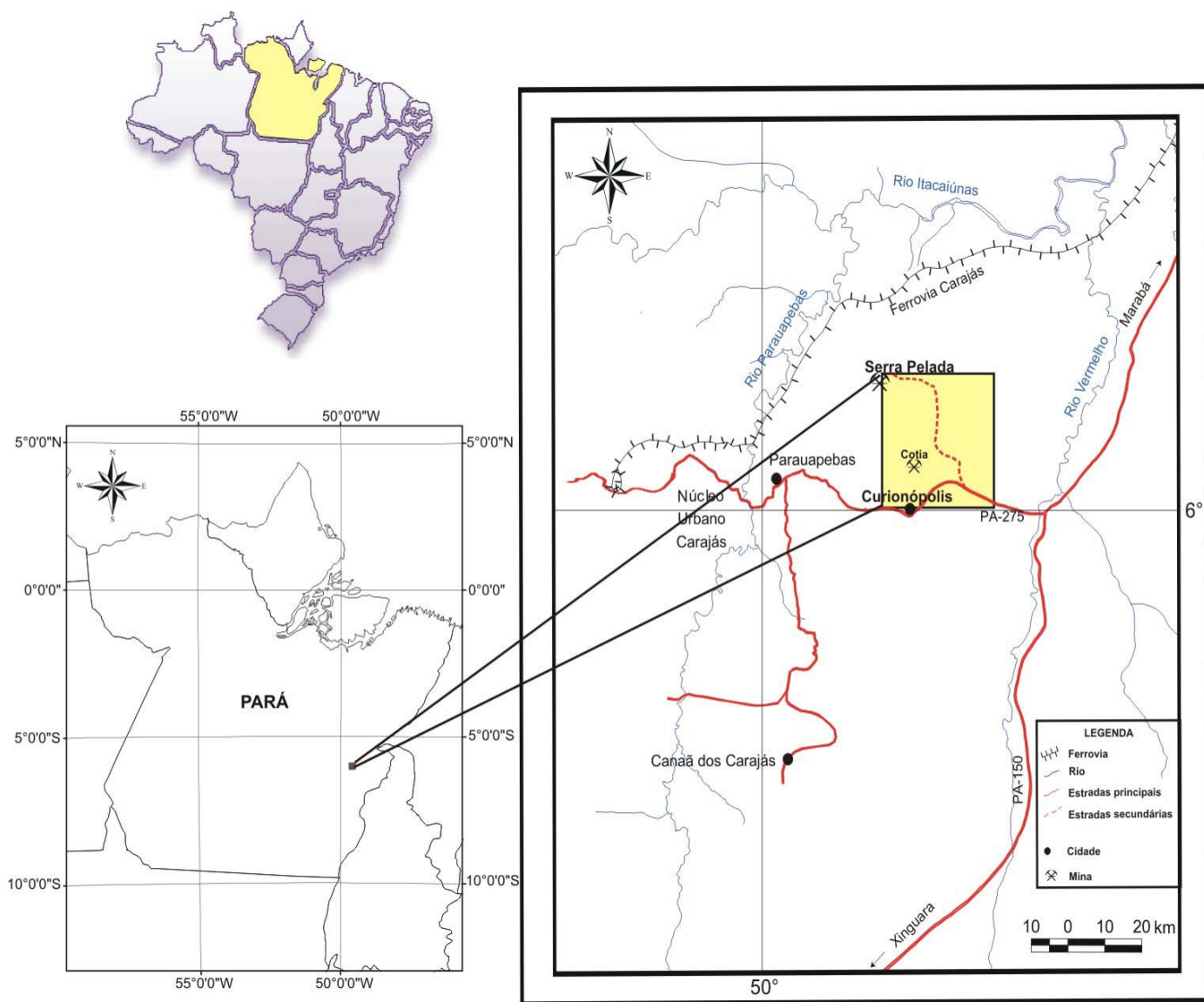
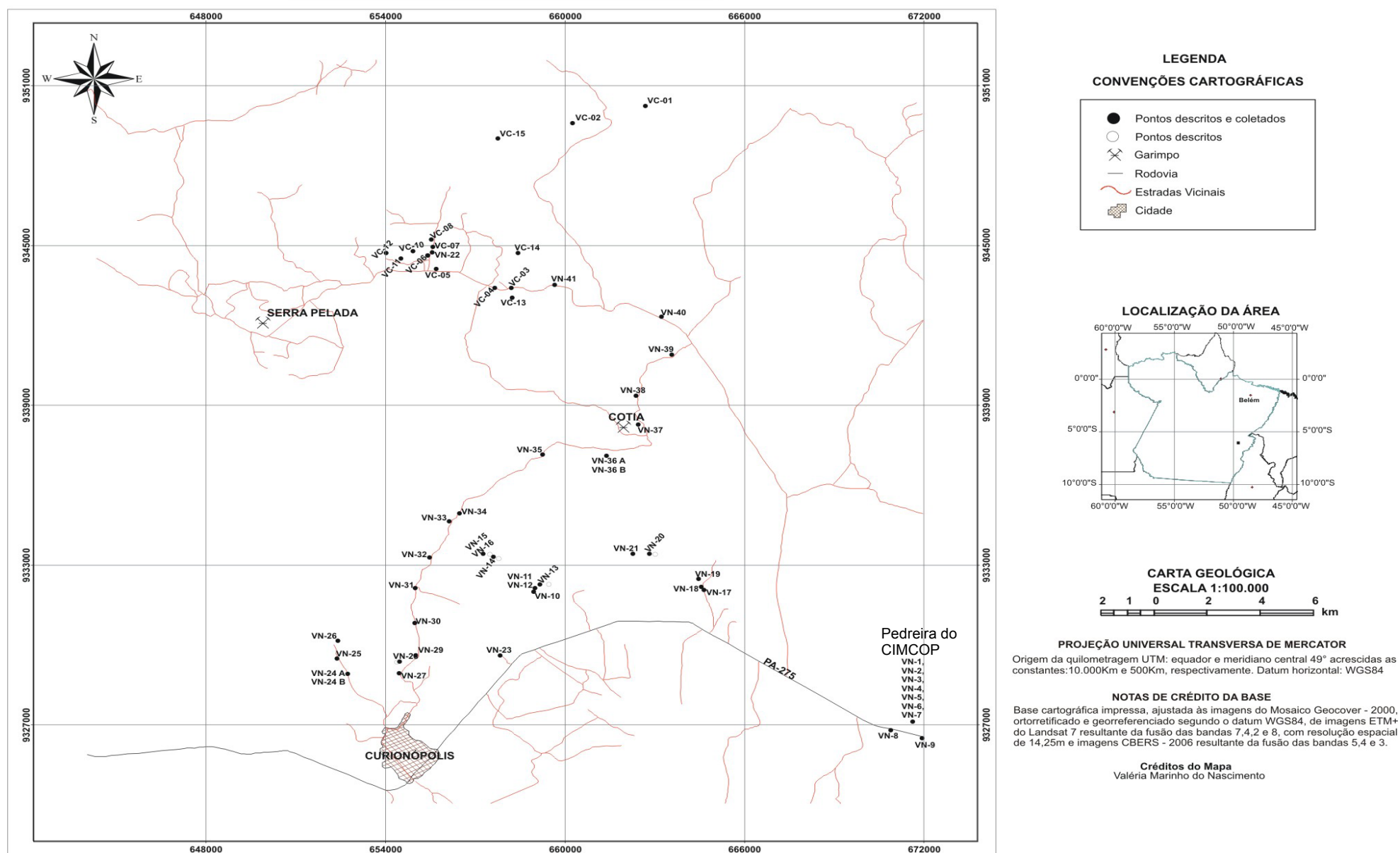


Figura 1 – Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo.

Figura 2 – Mapa de localização das amostras estudadas.



1.3 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Rochas metabásicas que afloram entre o município de Curionópolis e a Serra Pelada têm sido posicionadas em termos estratigráficos ora junto ao conjunto de rochas do embasamento (Pinheiro & Holdsworth 1997), ora correlacionadas ao Supergrupo Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988, Barros & Barbey 1998), ou ainda englobadas no Grupo Rio Novo (DOCEGEO 1988, Costa *et al.* 1990). Isto se deve em grande parte pela dificuldade em se datar este tipo de rochas. Seriam estas rochas metabásicas extensões laterais da associação vulcano-sedimentar englobada no Supergrupo Itacaiúnas? Ou seriam unidades litoestratigráficas mais antigas? Se a segunda hipótese se confirmar surgirá uma outra questão: haveria relação temporal e petrogenética entre as seqüências vulcano-sedimentares da parte norte da província com aquelas do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria? Recentemente, foi demonstrado que granitos deformados, situados próximos a Serra Pelada, provocaram efeitos térmicos nos metabasaltos (Nascimento & Barros 2006). Logo, aqueles granitos são mais novos que as rochas metabásicas.

Estas rochas metabásicas têm sido descritas nas proximidades da pedreira do CIMCOP, situada no km 16 da PA-275. As rochas félsicas deformadas, presentes naquela pedreira, foram datadas (2,84 Ga, U-Pb em zircão) e interpretadas como migmatitos (Machado *et al.* 1991) pertencentes ao embasamento. Qual a relação estratigráfica entre estas rochas félsicas e os metabasaltos?

1.4 - OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo o estudo petrológico, estrutural e geoquímico dos metabasaltos e dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Em termos mais específicos os objetivos podem ser sumarizados em:

- Caracterização petrográfica das rochas metabásicas e granitóides;
- Caracterização das feições estruturais e microestruturais das rochas metabásicas e granitóides;
- Estudo da assinatura geoquímica das rochas metabásicas e granitóides; fazendo uma comparação do quimismo destas rochas com o de outras rochas máficas cronocorrelatas presentes na região de Carajás e de Rio Maria, Província Mineral de Carajás;
- Investigação da evolução metamórfica das rochas metabásicas.

1.5 - MÉTODOS

1.5.1 - Pesquisa bibliográfica

Durante o primeiro ano da dissertação foi realizado levantamento bibliográfico referente às diferentes unidades lito-estratigráficas da parte norte da Província Mineral de Carajás, dando-se ênfase às seqüências metavulcano-sedimentares arqueanas, aos granitóides sintectônicos arqueanos (Complexo Granítico Estrela, Planalto e Plaquê, Granito Geladinho, Granito Serra do Rabo) e aos modelos tectônicos pospostos para região de Carajás. Foi realizado também o levantamento bibliográfico das diferentes unidades litoestratigráficas da parte sul da Província Mineral de Carajás. Este estudo foi sumarizado no capítulo 2 que serviu de base para as discussões que se seguem.

1.5.2 - Trabalho de campo

Os levantamentos de campo ocorreram no período de 05 a 13 de julho de 2006, durante os quais fez-se a cartografia geológica da região da Serra Leste na escala 1:100.000. Os pontos de amostragem (Figura 2) foram localizados com o auxílio de GPS e de mapas-base fornecidos pela Companhia Vale do Rio Doce

(CVRD). Durante os trabalhos de campo foram feitas descrições detalhadas de afloramentos das rochas granitóides e metabásicas em seus aspectos estruturais, petrográficos e mineralógicos, assim como a descrição e classificação das estruturas planares e lineares, (*cf.* Passchier & Trouw 1996) como foliações, lineações, fraturas, falhas e elementos estruturais associados a dobras (*cf.* Twiss & Moore 1992). Foram realizadas medições de atitudes dos elementos estruturais com auxílio de bússola tipo *BRUNTON*. As unidades foram cartografadas e individualizadas, e seus limites foram estabelecidos principalmente a partir dos dados de mapeamento, auxiliados por mapa.

1.5.3 - Tratamento dos dados estruturais

Os dados estruturais foram tratados em estereogramas utilizando redes de igual área ou de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) e plotados no mapa lito-estrutural (Figura 7). Foram obtidos dados cinemáticos, tais como assimetrias e foliações conjugadas (*cf.* Simpson & Schmidt 1983, Twiss & Moore 1992, Passchier & Simpson 1986). Igualmente, buscou-se estabelecer a relação entre as estruturas presentes nas rochas metabásicas com as rochas granitóides da Pedreira do CIMCOP. Para tal, foi estudada a relação espacial entre rochas máficas encontradas em meio às rochas granitóides.

1.5.4 - Petrografia

Os estudos petrográficos foram realizados no nível de descrição de amostra de mão e microscópico, utilizando-se microscópios do laboratório. O estudo foi dirigido visando à identificação do conteúdo de seus minerais, texturas, alterações e de suas feições microtectônicas. As amostras de mão foram descritas e selecionadas para a análise microscópica. Posteriormente, foi feita a análise modal das rochas granitóides e metabásicas com menor intensidade de transformação e deformação, com o auxílio do contador de pontos acoplado ao microscópio petrográfico. Estes dados modais foram lançados no digrama QAP de Streckeisen (1976). As texturas foram classificadas de acordo com as indicações de Mackenzie *et al.* (1982) e para as microestruturas foi adotada a terminologia de White (1975, 1977) e Passchier &

Trouw (1996). Nos metabasaltos, o estudo petrográfico objetivou a identificação de feições metamórficas e deformacionais na escala da lâmina delgada. A história metamórfica dos metabasaltos da região da Serra Leste foi comparada com o que se tem estabelecido para outros domínios de ocorrência de rochas do Supergrupo Itacaiúnas (Lindenmayer & Fyfe 1991, Lindenmayer *et al.* 1994, Barros & Barbey 1998, Barros *et al.* 2001, Sardinha 2002) e de outras seqüências máficas da Província Mineral de Carajás.

1.5.5 – Geoquímica

Após a conclusão do estudo petrográfico, foram selecionadas dezenove (19) amostras para análise química completa, sendo quinze (15) de rochas metabásicas e quatro (4) de granitóides. Para triagem das amostras foram escolhidas as rochas menos transformadas e/ou menos hidrotermalizadas. A preparação das amostras envolveu a trituração, pulverização, quarteamento e a seguir foram encaminhados para análise dos elementos maiores, menores e traço no laboratório ACME Analytical Laboratories LTD. Os elementos maiores e alguns elementos traço foram analisados por Fluorescência de Raios X, ao passo que outros elementos traço, dentre eles os elementos terras raras, foram analisados em plasma ICP-MS. Os dados litoquímicos foram plotados em planilhas eletrônicas e tratados em softwares específicos, a partir dos quais foi possível a confecção de diagramas de variação, e de classificação geoquímica. Para os metabasaltos foram utilizados os diagramas propostos por Irvine & Baragar (1971), Blais (1989), Condie (1994a) e para as rochas félsicas foram adotados os diagramas de classificação de Sylvester (1989) e diagramas tipológicos (ex. Pearce *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987, Eby 1992). Os dados geoquímicos foram comparados com o de rochas metamáficas e granitóides de outras unidades correlatas da Província Mineral de Carajás, estudadas por outros autores.

1.6 – DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

Com o objetivo de auxiliar na compreensão do tema a ser desenvolvido neste trabalho, são apresentados, a seguir, a terminologia e os principais conceitos e definições resumidos de termos utilizados no decorrer deste trabalho.

1.6.1 - Foliação

Define-se por **foliação** qualquer estrutura planar homogênea presente nas rochas (Twiss & Moore, 1992). O termo **Clivagem** (*sensu-stricto*) é usado para descrever tramas rochosas que tendem a se fraturar ou se romper ao longo de superfícies com uma orientação preferencial específica (Twiss & Moore, 1992).

A morfologia, tanto da foliação como da clivagem, em tectonitos, tem sido descrita de acordo com a forma ou arranjo dos componentes das rochas onde estas se encontram registradas (Figura 3).

Feições planares ou tabulares marcadas por sucessões de bandas ou camadas com composição mineralógica ou microestrutural distinta, são aqui denominadas de **bandamento** (Passchier & Trouw, 1996).

1.6.2 - Lineações

São estruturas lineares que ocorrem de forma penetrativa nas rochas, em escala mesoscópica (Passchier & Trouw, 1996). Nesta pesquisa as descrições dessas estruturas obedecerão à classificação morfológica sugerida por Twiss & Moore (1992), reproduzida na Figura 4.

1.6.3 - Zonas de Cisalhamento

O termo **zona de cisalhamento** é usado para definir zonas planares que acomodam movimentos de blocos relativamente rígidos, onde há concentração da deformação. Esta deformação geralmente apresenta uma componente rotacional, refletida em deslocamentos laterais relativos dos blocos envolvidos (Passchier & Trouw, 1996). As zonas de cisalhamento possuem espessuras variáveis, de milimétricas a dezenas de quilômetros.

As zonas de cisalhamento visíveis ao microscópio, em amostras e em afloramentos de espessuras razoáveis são denominadas **bandas de cisalhamento**, de acordo com Passchier & Trouw, (1996).

6.4 - Milonitos e Cataclasitos

De acordo com Twiss e Moore (1992), **milonitos** são rochas de granulação fina, formadas em condições dúcteis a partir de continua recristalização ou fluxo plástico. As rochas formadas sob condições rúpteis, a partir da quebra do material e intensa fragmentação dos minerais são denominadas **cataclasitos**. A figura 5 apresenta o esquema de Wise *et al.* (1984) ilustrando os tipos de rochas geradas em diferentes condições de pressão e temperatura.

Foliação e Clivagem	Espaçada	Composicional	Difusa
			Bandada
		Disjuntiva	Estilolítica
			Anastomótica
			Irregular
			Regular
	Contínua	Crenulação	Zonal
			Discreta
		Fina	Microcrenulação
			Microdisjuntiva
			Microcontínua
		Grossa	

Figura 3 - Esquema ilustrando a classificação morfológica de foliações aplicada neste estudo segundo tradução de Twiss & Moore (1992).

Lineações em rochas deformadas (superficial ou penetrativa)	Estrutural	Discreta	Seixos Oóides Fósseis Manchas de Alteração
		Construtiva	Linhas de charneiras Linhas de intersecção Linhas de <i>boudins</i> <i>Mullions</i> <i>Slickenlines</i>
	Mineral	Policristalina	Bastão Minerais difusos (<i>clusters</i>) <i>Slickenlines</i> Sobrecrescimento não-fibroso
		Grão mineral	Grãos de hábito acicular Grãos alongados Minerais fibrosos Preenchimento fibroso de veios <i>Slickenfibers</i> Sobrecrescimentos fibrosos

Figura 4 - Esquema para classificação morfológica de lineações utilizado neste estudo. Tradução de Twiss & Moore (1992).

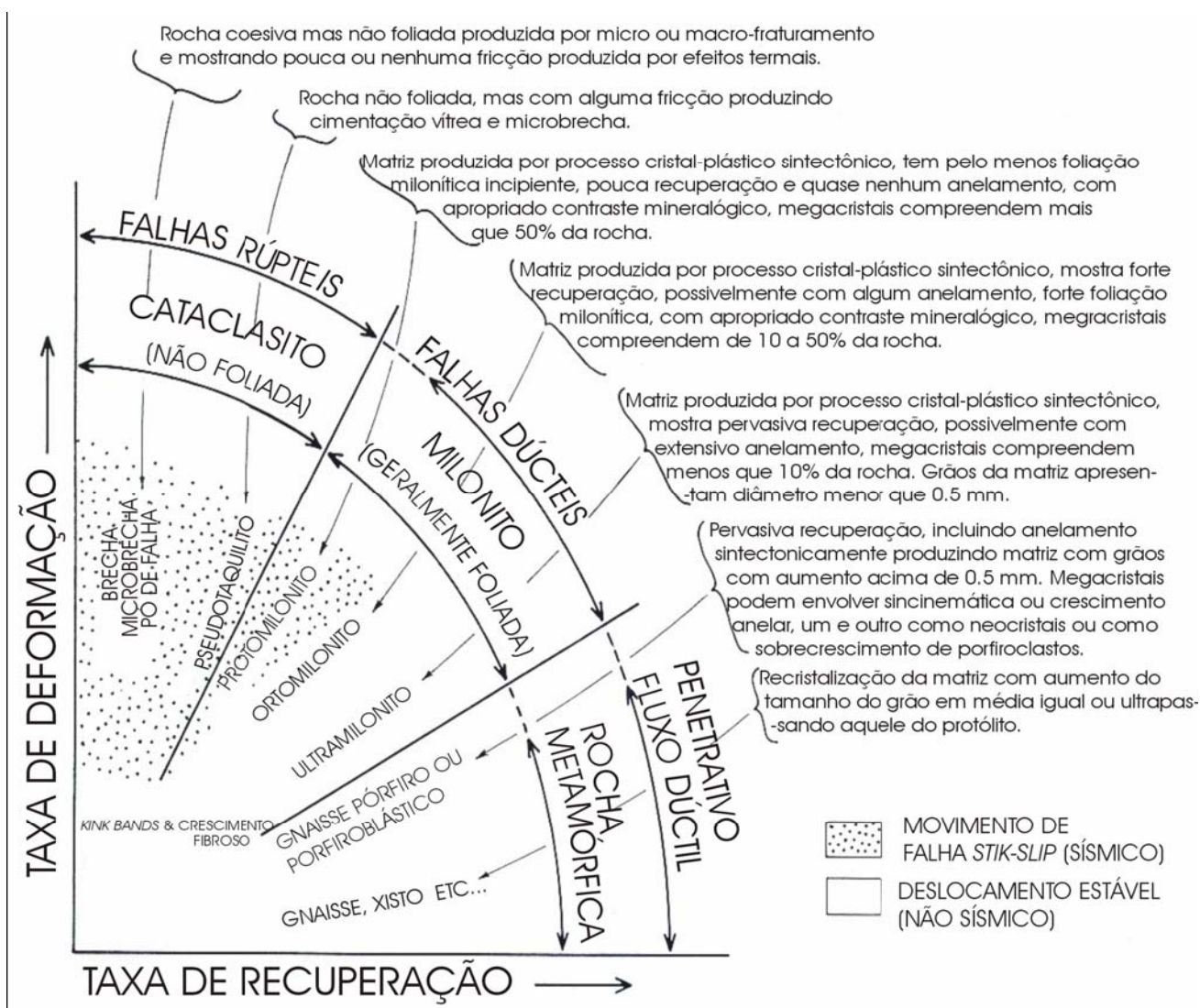


Figura 5 - Esquema ilustrando os tipos de rochas geradas em diferentes condições de pressão e temperatura. Tradução de Wise et al. (1984).

2 – GEOLOGIA REGIONAL COM ÊNFASE NAS SEQÜÊNCIAS MÁFICAS

2.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região em que está inserida a área de estudo faz parte da Província Mineral de Carajás (PMC) que é constituída por unidades litoestratigráficas que na sua grande maioria possuem idade arqueana (Machado *et al.* 1991). As primeiras referências sobre a geologia da região de Carajás foram feitas por Beisiegel *et al.* (1973) e Hirata *et al.* (1982) que definiram diversas unidades litoestratigráficas. Diversas contribuições posteriores definiram novas unidades litoestratigráficas e diversos estudos geocronológicos refinaram o quadro e muitas modificações vêm sendo propostas deste então. Dentre os diversos modelos estratigráficos propostos destacam-se os de Meireles *et al.* (1984), DOCEGEO (1988) e Pinheiro (1997). A PMC é representada por dois domínios: a sul o Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e ao norte a Serra dos Carajás (DOCEGEO 1988).

2.1.1 – Domínio - Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM)

Na porção sul da Província Mineral de Carajás localiza-se o terreno mais antigo da Província, denominado de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Figura 6), composto de seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone* que formam faixas que contornam os granitóides e guardam indícios de que foram extensos corpos, separados posteriormente por sucessivas intrusões graníticas (DOCEGEO 1988). A seguir são descritas sumariamente as unidades do TGGRM.

O quadro estratigráfico atual (Souza 1994) do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) mostra que ele é formado por *greenstone belts* e granitóides, ambos de idade arqueana. Os *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas são compostos por komatiítos e basaltos e são considerados as unidades mais antigas da região.

2.1.1.1 – Supergrupo Andorinhas

Na região de Rio Maria afloram seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belts*, pertencentes ao Supergrupo Andorinhas que são constituídos,

predominantemente, por rochas máficas a ultramáficas com vulcânicas félsicas subordinadas (Hirata *et al.* 1982, Araújo *et al.* 1988, DOCEGEO 1988, Dall'Agnol *et al.* 1997). Inicialmente, Hirata *et al.* (1982) descreveram o Supergrupo Andorinhas como sendo do Complexo Xingu abrigando uma unidade basal (Grupo Babaçu) e uma superior (Grupo Lagoa Seca). O Grupo Babaçu é composto de espessos derrames de meta-basaltos com intercalações de talco xistos, metatufos, metacherts e formações ferríferas bandadas. O Grupo Lagoa Seca é constituído por metapelitos, metapsamitos e meta-riodacitos. Datações U-Pb em zircão forneceram idades de 2904 ± 29 Ma (Macambira & Lancelot 1992) e 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994) (batólitos granodioríticos (Granodiorito Rio Maria), trondhjemitos (trondhjemitos Mogno) e tonalitos (Tonalito Arco Verde) e pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e Guarantã) (Tabela 1).

2.1.1.2 - Granitóides arqueanos

Na região de Rio Maria há diversos granitóides de idade arqueana entre 2957-2878 Ma (Dall'Agnol *et al.* 1997), individualizados com base em dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, tais como os tonalitos Arco Verde, Parazônia, Caracol, os granitos Guarantã, Xinguara, Mata Surrão, os trondhjemitos Mogno, Água Fria e Granodiorito Rio Maria (DOCEGEO, 1988, Medeiros & Dall'Agnol 1988, Macambira & Lancelot 1992, Pimentel & Machado 1994, Leite & Dall'Agnol 1994, Althoff *et al.* 1995, Duarte & Dall'Agnol 1996, Leite 2001).

A sul do Município de Rio Maria aflora o **Tonalito Arco Verde** que segundo Althoff *et al.* (1995, 2000), apresenta características de um granitóide da série tonalito-trondhjemitos-granodiorito (TTG) com assinatura cálcio-alcálica pobre em K_2O . Estas rochas apresentam estrutura resultante de colocação sintectônica a esforços coaxiais de direção N-S (Althoff *et al.* 1995). Estudos isotópicos apontam idades de 2957 ± 25 Ma (Macambira 1992, U-Pb em zircões), 2948 ± 7 Ma (Rolando & Macambira 2003), 2981 ± 8 Ma, 2965 ± 1 Ma e 2988 ± 5 Ma (Rolando & Macambira 2003) (Tabela 1) os quais representam o granitóide mais antigo datado do TGGRM.

O **Granito Guarantã**, localizado a sul do município de Rio Maria, é formado por monzogranitos cálcio-alcálicos fortemente deformados (Althoff *et al.* 1995).

Segundo Althoff *et al.* (2000) este granito possui idade próxima de 2,93 Ga (Tabela 1).

Na parte norte do município de Rio Maria aflora o **Tonalito Parazônia** que é uma variação lateral do Trondhjemito Mogno. Uma idade de 2858 Ma (U-Pb em titanita) foi obtida por Pimentel & Machado (1994) (Tabela 1). O **Trondhjemito Mogno** tem idade U-Pb em titanita de 2871 (Pimentel & Machado 1994) (Tabela 1). De ampla distribuição, o **Granodiorito Rio Maria** (Medeiros & Dall'Agnol 1988) possui foliação magmática incipiente a moderada, epidotização generalizada e assinatura cálcio-alcálica. Datações U-Pb em zircão indicam uma idade de 2,87 Ga para estes granodioritos (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Macambira & Lancelot 1992, Pimentel & Machado 1994, Leite & Dall'Agnol 1994) (Tabela 1). Segundo Althoff *et al.* (1995, 2000) e Dall'Agnol *et al.* (1997), o Granodiorito Rio Maria possui mais afinidades com os granitóides arqueanos, por serem ricos em magnésio e de acordo com Leite (2001), por serem também relativamente empobrecidos em Al_2O_3 , quando comparados às rochas da série cálcio-alcálica. Segundo Dall'Agnol *et al.* (1997) o Granodiorito Rio Maria mostra enriquecimento em Ca, Mg, K, Cr e Ni, e um padrão de elementos terras raras com forte fracionamento das terras raras pesadas e com incipiente anomalia negativa de Eu.

Nas proximidades de Xinguara afloram o **Granito Xinguara**, de assinatura cálcio-alcálica (Leite & Dall'Agnol 1994, Leite 2001), o **Complexo Tonalítico Caracol** cujas idades (Pb-Pb em zircão) variam de 2924 ± 2 Ma a 2948 ± 5 Ma, e o **Trondhjemito Água Fria**, com idade de 2864 ± 21 Ma (Pb-Pb em zircão). O **Granito Mata Surrão** aflora na parte sul de Rio Maria (Duarte & Dall'Agnol 1996), possui assinatura cálcio-alcálica e idades (Pb-Pb rocha total) de 2872 ± 10 Ma (Macambira & Lafon 1995) e (Pb-Pb em zircão) de 2871 ± 7 Ma (Althoff *et al.* 1998) (Tabela 1). Os gnaisses são interpretados como testemunhos do embasamento, sobre o qual se instalaram as rochas do Supergrupo Andorinhas, e apresentam estruturas planares orientadas para NE e suavemente inclinadas para SE. Segundo Leite *et al.* (1999), o Granito Xinguara foi gerado por baixas taxas de fusão de granitos arqueanos TTG ou rochas afins ao Granodiorito Rio Maria.

2.1.1.3 – Grupo Rio Fresco

O **Grupo Rio Fresco** é a unidade litoestratigráfica que corresponde à coberturas plataformais compreendendo uma seqüência clástica transgressiva. As rochas deste grupo possuem granulação grossa na base e gradação em direção ao topo para siltitos e rochas sedimentares químicas (DOCEGEO 1988). Esta seqüência do Grupo Rio Fresco recobre as rochas *greenstones belts* do Supergrupo Andorinhas e os granitóides arqueanos do terreno granito-*greenstone* de Rio Maria. Sugere-se que esta unidade possui idade arqueana, devido à ausência de zircões paleoproterozóicos em suas rochas (Macambira & Lancelot 1992), no entanto, não foram observadas relações de contato entre a mesma e os diversos granitos anorogênicos paleoproterozóicos.

Díques félsicos e máficos, de modo geral contemporâneos aos granitos, ocorrem sob a forma de corpos subverticais, tabulares, com espessuras de até 10 a 20 metros, cortando as unidades arqueanas bem como, localmente, os granitos proterozóicos (Souza *et al.* 1990, Huhn *et al.* 1988). Trabalhos recentes na região levaram a descoberta de um dique composto (Dall'Agnol *et al.* 2002), formado por granito pórfiro e diabásio, seccionando o Granodiorito Rio Maria, aflorando próximo ao contato deste com o Granito Musa. Dados geocronológicos forneceram uma idade de 1885 ± 4 Ma (Dall'Agnol *et al.* 2002) para o granito pórfiro, que é a idade mais precisa obtida para os diques félsicos que ocorrem na região de Rio Maria (Silva Jr *et al.* 1999) e também, por extensão, do dique máfico associado.

2.1.2 – Domínio Carajás

2.1.2.1 – Complexo Pium

O Complexo Pium é a unidade litoestratigráfica mais antiga da PMC. Aflora sob a forma de corpos alongados, sobretudo, a sul da Serra dos Carajás (DOCEGEO 1988, Araújo *et al.* 1988). De acordo com João *et al.* (1992), o Complexo Pium é mais antigo que o Complexo Xingu e é constituído de granulitos máficos e félsicos. Os granulitos máficos teriam protólitos tholeíticos e subordinadamente cálcio-alcalinos. Os granulitos félsicos pertenceriam à série cálcio-alcalina. Conforme interpretação de Araújo *et al.* (1988) teria ocorrido uma variação no ambiente

tectônico, o qual poderia corresponder a um arco vulcânico de margem continental ativa e as rochas granulíticas teriam sofrido um soerguimento tectônico sob um regime compressivo dúctil.

Rodrigues *et al.* (1992) obtiveram uma idade de 3050 ± 57 Ma (Pb-Pb em rocha total), interpretada como a idade de cristalização dos protólitos deste complexo (Tabela 1). Pidgeon *et al.* (2000), através do método U-Pb (SHIMP), obtiveram duas idades uma de 3002 ± 14 Ma (idade interpretada como da cristalização do protólito) e outra de 2859 ± 29 Ma, que representa a idade do evento metamórfico granulítico) (Tabela 1). Araújo *et al.* (1988) consideram que o posicionamento destes granulitos na crosta está diretamente associado a zonas de cavalgamento.

2.1.2.2 - Complexo Xingu

O Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974) foi inicialmente considerado como um conjunto de rochas do embasamento da região de Carajás sendo composto de gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, cataclasitos, milonitos e *greenstone belts*. Estas rochas estão recobertas por extensas seqüências constituídas de metabasaltos, formações ferríferas bandadas, quartzitos e metapelitos do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988).

Segundo Hirata *et al.* (1982) as faixas de *greenstones belts* da região seriam *infolds* nos tonalitos, trondhjemitos e granodioritos do Complexo Xingu. O granitóide foliado da pedreira CINCOP foi datado por Machado *et al.* (1991) pelo método U-Pb em zircão, o qual forneceu idade de 2851 ± 4 Ma, sendo que essa idade representaria o último processo de migmatização que afetou as rochas desta unidade. Por ser uma unidade definida regionalmente e ser o apoio de métodos geocronológicos mais precisos o mapeamento mais detalhado, para novas unidades foram individualizadas e o domínio do Complexo Xingu tem sido reduzido, como ocorreu na região de Rio Maria, situado mais ao sul (Souza 1994). Em vários mapas, domínios de rochas graníticas situadas próximas à Serra Pelada foram atribuídos ao Complexo Xingu (DOCEGEO 1988).

2.1.2.3 - Grupo Rio Novo

O Grupo Rio Novo (Meireles *et al.* 1984, Suita & Nilson 1988), situado no domínio da Serra Lesta, representa uma estrutura sinformal onde predominam clorita xistos, actinolita/tremolita xistos, talco xistos, metaultramáficas, gabros e dioritos, com faixas de rochas metassedimentares químicas (Meireles *et al.* 1984). Nesta unidade ocorrem metabasaltos com afinidade toleítica e serpentina tremolita xistos de provável natureza komatiítica e rochas metavulcânicas félsicas de provável afinidade cálcio-alcálica (Suita & Nilson 1988).

As rochas do Grupo Rio Novo apresentam paragêneses compatíveis com metamorfismo da fácies xisto-verde, no entanto, próximo ao terreno granito-gnáissico do Complexo Xingu, na região são registrados metabasaltos submetidos a condições de fácies anfibolito (Suita & Nilson 1988). Esta seqüência, de idade arqueana, provavelmente é a mais antiga da região de Carajás e, segundo (Suita & Nilson 1988) interpretaram-na como uma seqüência tipo *greenstone belt*, correlacionável àquelas de Gradaús, Andorinhas e Sapucaia. As rochas do Grupo Rio Novo apresentam xistosidade bem desenvolvida, *boudins* e fraturas (Meireles *et al.* 1984).

A idade mínima do Grupo Rio Novo é de 2,76 Ga, interpretada em função da datação de gabros do Complexo Luanga, intrusivo na mesma (Suita & Nilson 1988, Machado *et al.* 1991).

2.1.2.4 - Complexo Luanga

O Complexo Luanga tem local de ocorrência próximo à Serra Pelada e é constituído por rochas ultramáficas e máficas acamadadas (Medeiros Filho & Meireles 1985). Estudos litoquímicos definiram assinatura toleítica rica em ferro da base para o topo da associação (Suita & Nilson 1988). Machado *et al.* (1991) obtiveram idade (U-Pb em zircão) de 2763 ± 6 Ma, à qual foi atribuída à cristalização/intrusão dessas rochas. A idade obtida para o Complexo Luanga é muito próxima à do Grupo Grão Pará, o que parece induzir a correlação sugerida por Suita & Nilson (1988) e Machado *et al.* (1991) para estas duas unidades. Segundo Machado *et al.* (1991) a Formação Parauapebas e o Complexo Intrusivo Luanga pertencem a um mesmo nível estratigráfico, dada a semelhança das idades.

2.1.2.5 - Supergrupo Itacaiúnas

Sobre as rochas do embasamento, repousa o Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO,1988), o qual engloba uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares distribuídas entre os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia e Buritirama.

O **Grupo Igarapé Salobo**, situado na base do Supergrupo Itacaiúnas, é constituído por formações ferríferas, intercalações de anfibolitos, metagrauvacas e quartzitos. Este grupo contém depósitos de Cu, Au, Mn e Ag, e compreende uma faixa dobrada, com metamorfismo de fácies piroxênio hornfels (DOCEGEO 1988, Lindenmayer & Fyfe,1992) e caracteriza-se quimicamente como basáltico toleítico (Lindenmayer *et al.*1994). Três eventos metamórficos superpostos e sucessivos foram identificados nas rochas deste grupo, o primeiro de caráter termal de idade entre 2732 e 2742 Ma e o segundo e o terceiro de caráter hidrotermal de idade 1880 Ma. O Grupo Salobo é cortado por dois corpos graníticos, o mais antigo de idade 2592 $\pm$ Ma (Machado *et al.* 1991), além de diques de diabásio do Cambriano (Lindenmayer *et al.*1994).

O **Grupo Igarapé Pojuca** consiste de uma seqüência metavulcano-sedimentar aflorante no flanco norte do Grupo Grão Pará, contendo mineralizações de cobre, ouro e zinco (Hirata *et al.*1982). Segundo DOCEGEO (1988) este grupo é composto de um pacote inferior de anfibolitos hidrotermalizados, com intercalações de rochas sedimentares clásticas (metarenitos, metassiltitos) e químicas (formações ferríferas e metacherts), além de diques de metagabros/diabásios. Machado *et al.* (1991) obtiveram idade U-Pb em zircão de 2732 Ma em um anfibolito desta unidade.

O **Grupo Grão Pará** constitui uma seqüência vulcano-sedimentar composta por três unidades (DOCEGEO 1988): Paleovulcânica Inferior (Formação Parauapebas), as formações ferríferas da Formação Carajás e a unidade Paleovulcânica Superior na qual predominam basaltos e basaltos-andesíticos. O vulcanismo do Grupo Grão-Pará foi interpretado como bimodal (basáltico-riolítico) por Lindenmayer & Fyfe (1992). Zircão de um riolito foram datados por Machado *et al.* (1991) utilizando método U-Pb, resultando na idade de 2757 $\pm$ 2 Ma.

Segundo Lindenmayer & Fyfe (1992) as rochas dos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca são contemporâneas, formadas em ambiente continental, mas metamorfisadas de modo diferente. As rochas do Grupo Salobo teriam sido submetidas em maior intensidade de metamorfismo, em condições de fácies anfibolito hornfels (Lindenmayer *et al.* 1994).

O **Grupo Igarapé Bahia** é constituído de uma seqüência vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico. Contém depósito de cobre de baixo teor bem como ocorrências polimetálicas com Cu, Au, Mo e Ag (DOCEGEO 1988) de idade entre 2500 e 2600 Ma (Ferreira 1985, *apud* DOCEGEO 1988).

O **Grupo Buritirama** estaria estratigraficamente acima do Grupo Igarapé Bahia e suas rochas se distribuem, da base para o topo, em quartzitos micáceos, mica-xistos, quartzitos bandados e xistos variados (DOCEGEO 1988).

Hirata *et al.* (1982) consideram que acima do Grupo Grão Pará ocorrem a seqüência de arenitos, siltitos e argilitos do Grupo Rio Fresco, de idade entre 2000 e 1800 Ma. Este grupo é intrudido pelo Granito Serra dos Carajás cuja idade é de 1,88 Ga (Machado *et al.* 1991).

2.1.2.6 - Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é formada por arenitos anquimetamorfisados, anteriormente correlacionados ao Grupo Rio Fresco (Araújo *et al.* 1988). Nogueira *et al.* (1995) subdividiram a Formação Águas Claras em dois membros: Inferior e Superior. O membro Inferior é formado por metapelitos, metasiltitos e metarenitos com características de deposição em plataforma marinha. O Membro Superior é constituído por metarenitos e depositados em ambiente litorâneo e fluvial. De acordo com Soares *et al.* (1994), a Formação Águas Claras é cortada por vários *sills* e diques de diabásio e gabro.

2.1.2.7 - Granitóides arqueanos do domínio Carajás

Na região de Carajás afloram diversos plutons graníticos arqueanos, cujas características principais serão descritas a seguir:

A **Suíte Plaquê** ocorre na zona de transição entre o terreno granito-*greenstone* de Rio Maria e o domínio Carajás. Seus leucogranitos peraluminosos (João *et al.* 1991), seriam produtos da fusão de crosta continental rasa durante um evento colisional (Cinturão Itacaiúnas). A evolução estrutural desta suíte seria controlada por zonas de cisalhamentos tangenciais e transcorrentes de direção WNW-ESE (Araújo *et al.* 1994). Avelar *et al.* (1999) obtiveram para estas rochas uma idade (Pb- Pb em zircão) de 2729 ± 29 Ma.

O **Complexo Granítico Estrela** (Barros & Dall'Agnol 1994) engloba monzogranitos foliados cuja colocação teria sido controlada por mecanismos de inchamento (*ballooning*) durante esforços coaxiais. A idade (Pb-Pb evaporação de zircão) de 2763 ± 7 Ma foi atribuída à cristalização destas rochas (Barros *et al.* 2004).

O **Granito Planalto** (Huhn *et al.* 1999), identificado na região da Serra do Rabo, encontra-se milonitizado nas bordas, enquanto que na porção central exhibe baixa intensidade de deformação. Estudo geocronológico Pb-Pb em zircão forneceram idade de 2747 ± 2 Ma, que foi interpretada como a idade de cristalização/colocação do granito.

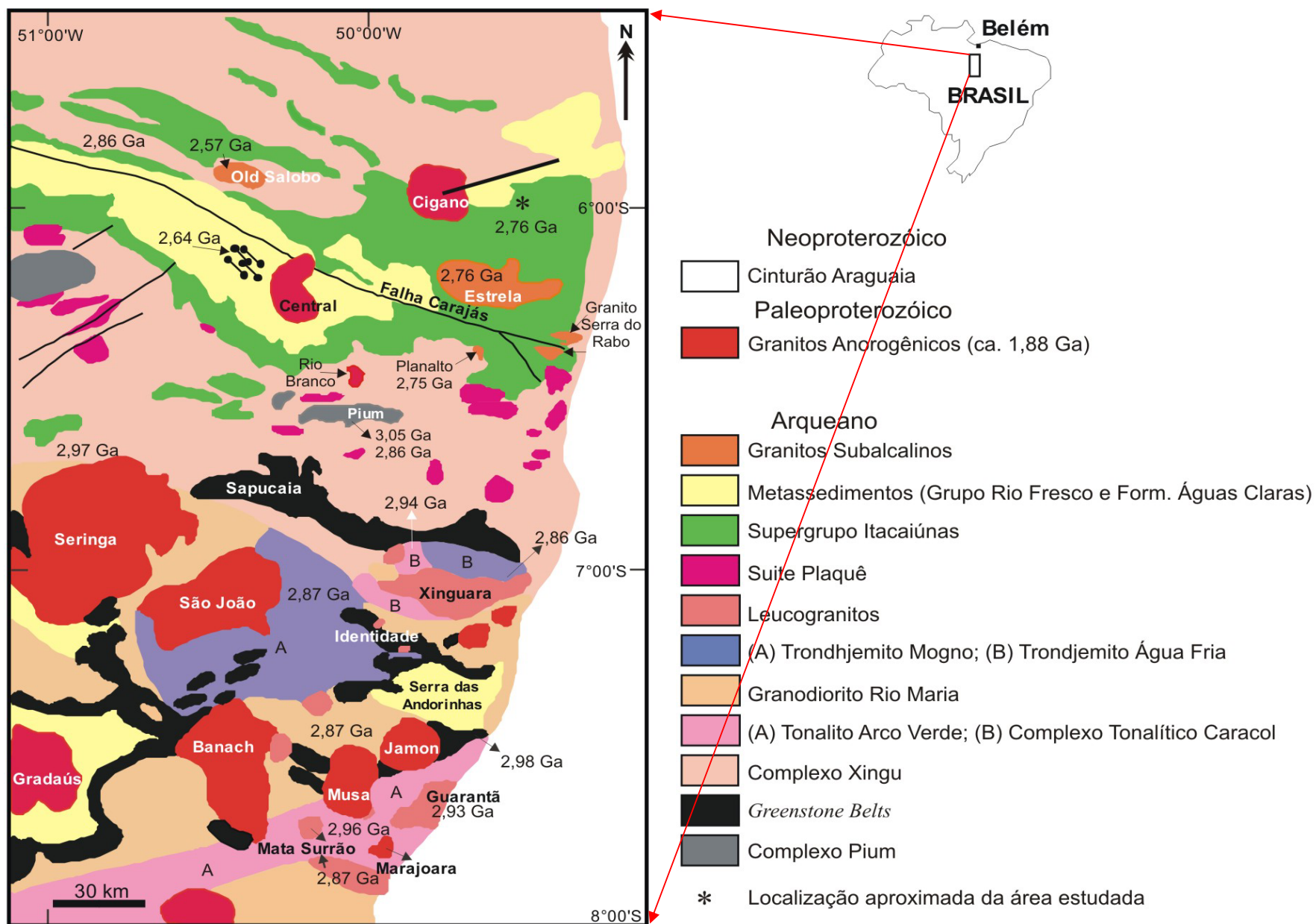
A **Suíte Plaquê** reúne corpos alongados na direção E-W, aproximadamente, sendo constituído por muscovita-biotita leucogranitos, de natureza metaluminosa a peraluminosa (Araújo *et al.* 1988, Macambira *et al.* 1996). Avelar *et al.* (1996) dataram as rochas desta suíte pelo método Pb-Pb e obtiveram idade de 2727 ± 29 Ma.

Tabela 1 - Dados geocronológicos das rochas arqueanas em três setores da Província Mineral de Carajás (Modificado de Leite *et al.* 2001).

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade/Referência
BLOCO CARAJÁS				
Complexo Xingu	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2859±2 Ma (2)
	Gnaiss félsico	U-Pb	Zircão	2851±4 Ma (2)
Supergrupo Itacaiúnas				
Grupo Salobo	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2761±3 Ma (2)
		U-Pb	Titanita	2497±5 Ma (2)
	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2555±4/-3 Ma (2)
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2732±2 Ma (2)
Grupo Grão Pará	Vulcânica félsica	U-Pb	Zircão	2757±2 Ma (2)
	Riolito	U-Pb	Zircão	2758±39 Ma (*)
Granitos Foliados Alcalinos				
Granito Itacaiúnas	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2525±38 Ma (*)
Granito Old Salobo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2573±2 Ma (2)
Complexo Granítico Estrela	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2763±7 Ma (3)
Granito Serra do Rabo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2744±1 Ma (11)
Granito Parauapebas	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2688±11 Ma (3)
ÁREA DE TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS RIO MARIA E CARAJÁS				
Complexo Pium	Granulito	Pb-Pb	Rocha total	3050±114 Ma (*)
	Granulito (enderbrito)	SHRIMP	Zircão	3002±14 Ma (9)
Complexo Xingu	Gnaiss	Pb-Pb	Zircão	2972±16 Ma (4)
Granodiorito Rio Maria	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2850±17 Ma (4)
Suite Plaquê	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2729±29 Ma (4)
Granito Planalto	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2747±2 Ma (6)
Intrusivas Dioríticas	Diorito	Pb-Pb	Zircão	2738±6 Ma (6)
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA				
Supergrupo Andorinhas (Grupo Lagoa Seca)	Metagrauvaca	U-Pb	Zircão	2971±18 Ma (5)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2904±29/-22 Ma (5)
	Metavulcânica Félsica	U-Pb	Zircão	2979±5 Ma (1)
Greenstone belts Identidade	Metadacito	Pb-Pb	Rocha total	2944±88 Ma (13)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957±25/-21 Ma (5)
	Ortognaisse bandado	Pb-Pb	Zircão	2948±7 Ma (12)
Complexo Xingu	Gnaiss tonalítico	U-Pb	Titanita	2798±? Ma (1)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874±9/-10 Ma (5)
	Granodiorito	U-Pb	Zir., Titan.	2872±5 Ma (1)
	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2879±4 Ma (12)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878±4 Ma (7)
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948±5 Ma (10)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2936±3 Ma (10)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2924±2 Ma (10)
Granito Xinguara	Leucogranito	Pb-Pb	Zir. herdado	2928±2 Ma (10)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2865±1 Ma (12)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2875±11 Ma (12)
Granito Garantã	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2930 Ma (14)
Trondhjemito Água Fria	Trondhjemito	Pb-Pb	Zircão	2864±21 Ma (10)
Trondhjemito Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871±? Ma (1)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2858 Ma (1)
Granodiorito Cumaru	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2817±4 Ma (*)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rocha total	2872±10 Ma (*)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2871±7 Ma (8)

Fonte dos dados: (*) - Macambira & Lafon (1995); (1) - Pimentel & Machado (1994); (2) - Machado *et al.* (1991); (3) - Barros *et al.* (2001); (4) - Avelar (1996); (5) - Macambira (1992); (6) - Huhn *et al.* (1999); (7) - Althoff *et al.* (1998); (8) - Pidgeon *et al.* (2000); (9) - Leite *et al.* (2001); (10) - Sardinha (2002); (11) - Rolando & Macambira (2002); (12) - Souza (1994); (13) - Althoff *et al.* (2000).

Figura 6 - Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás (Modificado de Leite *et al.* 2001).



2.1.2.8 - Diques máficos

Na porção norte da Serra dos Carajás ocorrem diversos diques e *sills* de diabásio e gabro, os quais cortam as rochas sedimentares da Formação Águas Claras. Estas rochas máficas são comparáveis aos toleítos e aos basaltos subalcalinos e continentais (Barros *et al.* 1994). Estas rochas foram afetadas por duas fases de alteração hidrotermal (Barros *et al.* 1994): a primeira de transformações estáticas (700°C), e a segunda associada a falhas (450°C). Datações U-Pb e Pb-Pb em zircões produziram idades de 2645 ± 12 Ma (Dias *et al.* 1996).

2.1.2.9- Granito Old Salobo

O Granito Old Salobo, compreende um pluton situado a norte da Serra dos Carajás, apresenta estruturas planares, quimismo alcalino, levemente sódico e metaluminoso (Lindenmayer *et al.* 1994). Machado *et al.* (1991) obtiveram idade (U-Pb em zircão) de 2573 ± 3 Ma para estas rochas.

2.1.2.10 - Granitóides anorogênicos

Os granitóides paleoproterozóicos da Província Mineral de Carajás (granitos Seringa, Musa, Jamon, Central, Cigano, Velho Guilherme, Pojuca, entre outros) são corpos intrusivos com relações discordantes da estruturação regional e são classificados geoquímicamente como granitos alcalinos e metaluminosos comparáveis aos granitos tipo A (Dall'Agnol *et al.* 1997). As idades U-Pb em zircão (maciços Carajás, Cigano, Pojuca e Musa) forneceram idade aproximada de 1,88 Ga (Machado *et al.* 1991).

Na região de Carajás destacam-se os granitos Central, Cigano e Pojuca (DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Barros *et al.* 1994).

2.2 - AS SEQUÊNCIAS MÁFICAS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: ENFASE NA GEOLOGIA REGIONAL, GEOQUÍMICA, AMBIENTE TECTÔNICO E METAMORFISMO

Diversos autores têm estudado as seqüências de rochas máficas da PMC por meio de dados petrográficos e geoquímicos. A seguir serão sumarizadas conclusões de vários autores que tiveram como foco principal em seus trabalhos, rochas básicas da PMC.

Araújo *et al.* (1991) considera que seqüências máficas pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas, conforme definido por DOCEGEO (1988), são cronocorrelatas, moldadas por um esquema estrutural de *riffs*, lenticuladas e, posteriormente, embricadas durante a fase de inversão. Com base nisto, o referido autor considera essas seqüências como integrantes do Grupo Grão-Pará.

Gibbs *et al.* (1986), Dardenne *et al.* (1987), Meirelles & Dardene (1991), Lindemayer & Fyfe (1991, 1992) também discutiram a possível contemporaneidade das seqüências metavulcânicas da região de Carajás. Estes autores acreditam que o Grupo Grão-Pará e as seqüências Buritirama e Salobo-Pojuca sejam representantes de diferentes fácies de uma única seqüência vulcano-sedimentar.

Rivalenti *et al.* (1992) identificaram os basaltos do Grupo Grão-Pará (GP) (basaltos andesíticos com afinidade cálcio-alcalina) com intercalações de riolitos e dacitos, um enxame de diques na direção NE a NNE (basaltos toleíticos), outro enxame de diques de direção NW a NNW (basaltos transicionais), diques de direção N-S (também basaltos transicionais) e *sills* básicos (basaltos andesíticos).

Nas rochas básicas da região de Carajás são registrados efeitos de processos metamórficos-hidrotermais, sendo estas transformações o objetivo de diversos trabalhos, tais como os de Ribeiro (1989), Ribeiro & Villas (1990), Lindenmayer (1990), Barros *et al.* (1994a, b), Lindenmayer *et al.* (1994a), Teixeira & Eggler (1994) e Winter (1994).

Para Ribeiro (1989) as rochas da seqüência Bahia, aparentemente, não foram afetadas por metamorfismo regional, no entanto, foi registrada intensa alteração hidrotermal, com notável preservação de texturas ígneas e sedimentares primárias. Mineralogicamente, a formação de clorita, sericita, albita, tremolita-

actinolita, epidoto, quartzo, calcita, titanita e escapolita marcam a alteração. Ribeiro & Villas (1990) concluíram que as soluções hidrotermais que atingiram a área são respostas de intrusões de granitos anorogênicos que se localizam nas proximidades, sendo que inicialmente a alteração se deu por meio da interação entre as lavas basálticas em resfriamento e a água do mar. Segundo Sachs *et al.* (1993), as rochas vulcânicas do Igarapé Bahia foram, em sua maioria hidrotermalizadas sob condições da fácies xisto verde, sendo esta alteração concomitante à fase de mineralização.

Através de evidências petrológicas e geoquímicas, combinadas com estudo de isótopos de oxigênio, Teixeira & Eggler (1994) mostraram que aproximadamente 70% de rochas máficas da Formação Parauapebas sofreram processos de alteração hidrotermal. Estas rochas foram submetidas a um processo metamórfico de fácies xisto verde e mineralogicamente apresentam duas associações distintas: 1) rochas metabasálticas caracterizadas pela presença de minerais reliquiais (piroxênio rico em Ca) e plagioclásio mais ou menos saussuritizado; e 2) rochas metabasálticas onde se registra o plagioclásio saussuritizado e o piroxênio é substituído por tremolita-actinolita e clorita. Os diques e *sills* de quartzo-diorito, contendo clinopiroxênio, quartzo, hornblenda, plagioclásio e biotita, seriam representantes de um magmatismo posterior ao da Formação Parauapebas.

Lindenmayer *et al.* (1994a) concluíram que os anfíbolitos do Grupo Salobo originaram-se a partir de rochas de composição basáltica toleítica, colocadas em ambiente continental, sobre um embasamento trondhjémítico. Sugeriram, ainda, que tais rochas seriam relacionadas a um mesmo evento magmático que as vulcânicas básicas dos Grão-Pará e Bahia. Identificaram três eventos metamórficos superimpostos e sucessivos. O primeiro evento é progressivo, de caráter termal e em fácies piroxênio hornfels, ocorrido a uma temperatura de 750°C, obtida através da aplicação do geotermômetro hornblenda-granada. A assembléia mineralógica que corresponde a esse evento metamórfico é hastingsita, Fe-pargasita, plagioclásio (An₃₀), magnetita, ilmenita±biotita. As rochas que contêm essas assembléias são caracterizadas por lentes reliquiais com texturas granoblásticas ou até hornféisicas. O segundo evento metamórfico é de caráter hidrotermal e ocorreu no intervalo de temperatura de 650 a 550°C de acordo com os geotermômetros biotita-granada e

biotita-muscovita. A pressão estimada foi de 2,5 Kbar, de acordo com a aplicação do geobarômetro granada-plagioclásio. Esse episódio é marcado pela transformação parcial do anfibólio cálcico em anfibólio ferro-magnesiano, concomitantemente com a albitização do plagioclásio e, ocasionalmente, com a formação de biotita e turmalina. O terceiro evento metamórfico é caracterizado por uma cloritização generalizada, acompanhada por epídoto, calcita, quartzo e titanita, registrada em zonas localizadas, que se apresentam intensamente catacladas. Esta assembléia mineral possui características da fácies xisto verde.

Lindenmayer (1990) atribui a fonte de calor que deu origem ao primeiro evento magmático a um *underplating* de magma basáltico que gerou um aumento do fluxo térmico. O segundo e terceiro eventos metamórficos-hidrotermais estariam relacionados aos efeitos da colocação dos granitóides de idade proterozóica (Lindenmayer *et al.* 1994a).

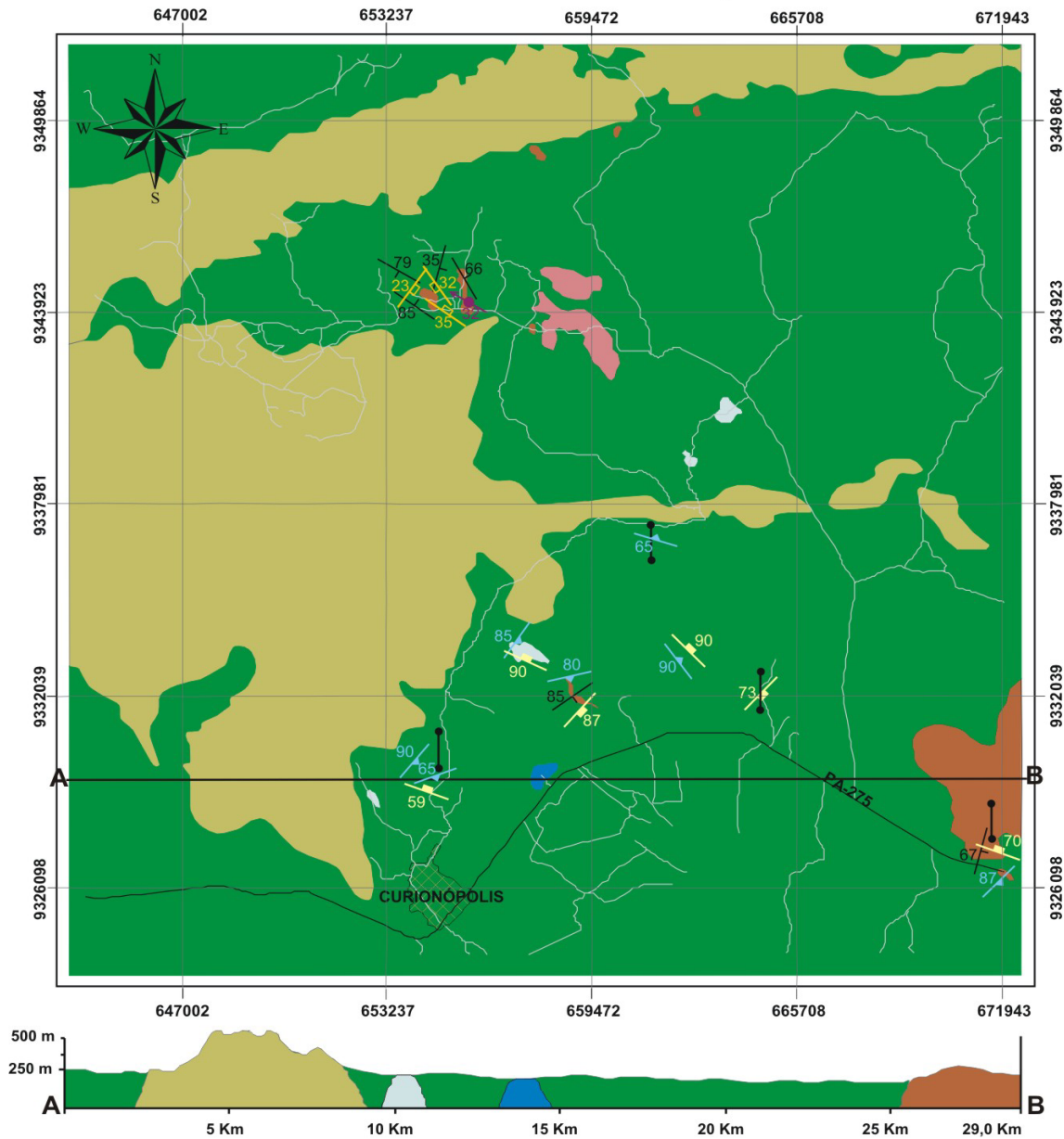
O *greenstone belt* Identidade, localizado na porção sul da PMC (Souza 1994) é formado por rochas metaultramáficas com lentes de formação ferrífera bandada, metabasaltos maciços, metabasaltos almofadados, metadacitos e uma recorrência básica (metagrabros e metabasaltos maciços subordinados), sendo esta recorrência interpretada como corpos hipabissais, não fazendo parte de complexos máfico-ultramáfico diferenciados, devido à ausência de estruturas, níveis cromitíferos ou variações para peridotito e/ou piroxenito. Souza (1994) baseando-se em elementos maiores, menores e traços definiu um ambiente oceânico, do tipo bacia marginal, para os metagabros e metabasaltos maciços, mas com certa assinatura de arco insular (toleítico de baixo K). No que se refere ao metamorfismo, Souza & Dall'Agnol (1996) concluíram que o *greenstone belt* Identidade situou-se no limite entre as fácies xisto verde e anfibolito em um regime predominantemente de pressão baixa.

3 – GEOLOGIA DA ÁREA

A área estudada situa-se a norte e nordeste do município de Curionópolis, nas proximidades dos garimpos do Cotia e de Serra Pelada (Figura 7). A região em que se encontra a área mapeada tem sido denominada de Serra Leste. O relevo da área, conforme demonstrado na Figura 8, é heterogêneo podendo ser observadas áreas serranas com elevações máximas de 712 m correspondentes às serras das porções SW e NW sustentadas por formação ferrífera e quartzitos que contrastam com as áreas arrasadas da porção SE onde afloram as demais unidades, sobretudo as sequências de metabasaltos. Foram identificadas rochas máficas/ultramáficas pertencentes ao Complexo Luanga, rochas metavulcano-sedimentares, metagabros e rochas granitóides deformadas. A unidade de rocha metavulcano-sedimentar é representada predominantemente por metabasaltos, aos quais se encontram intercalados quartzitos, formações ferríferas e mica xistos, muito provavelmente de idade arqueana (Wirth *et al.* 1986; Machado *et al.* 1988, 1991). Diques de diabásio e gabro foram também identificados de modo subordinado. Estas unidades estão representadas no mapa litoestrutural na Figura 7.

Em termos de distribuição das unidades mapeadas, a unidade de metabasalto representa cerca de 60% e a unidade de formação ferrífera bandada e quartzito somam aproximadamente 20%. Os granitóides perfazem cerca de 10% e as rochas máficas/ultramáficas do Complexo Luanga e diabásio e gabro ocupam áreas menores que 10%.

FIGURA 7 - MAPA LITOESTRUTURAL



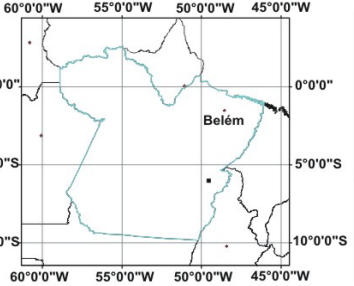
LEGENDA
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Fraturas
- Foliação dos Metabasaltos
- Foliação dos Granitóides
- Lineação Mineral dos Granitóides
- Dique de Diabásio
- Zona de cisalhamento
- Rodovias
- Estradas Vicinais
- Cidades

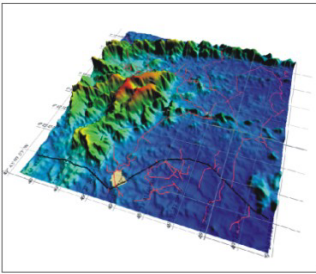
CONTATOS

- Gabro
- Anortositos do Complexo Luanga
- Granitóide
- Metabasaltos
- Serras de formação ferrífera bandada e quartzitos
- Dique de Diabásio
- Metagabro

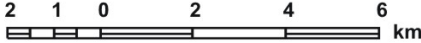
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



MODELO DIGITAL DO TERRENO



CARTA GEOLÓGICA
ESCALA 1:100.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: equador e meridiano central 49° acrescidas as constantes: 10.000Km e 500Km, respectivamente. Datum horizontal: WGS84

NOTAS DE CRÉDITO DA BASE

Base cartográfica impressa, ajustada às imagens do Mosaico Geocover - 2000, ortorretificado e georreferenciado segundo o datum WGS84, de imagens ETM+ do Landsat 7 resultante da fusão das bandas 7, 4, 2 e 8, com resolução espacial de 14,25m e imagens CBERS - 2006 resultante da fusão das bandas 5, 4 e 3.

Créditos do Mapa

Valéria Marinho do Nascimento

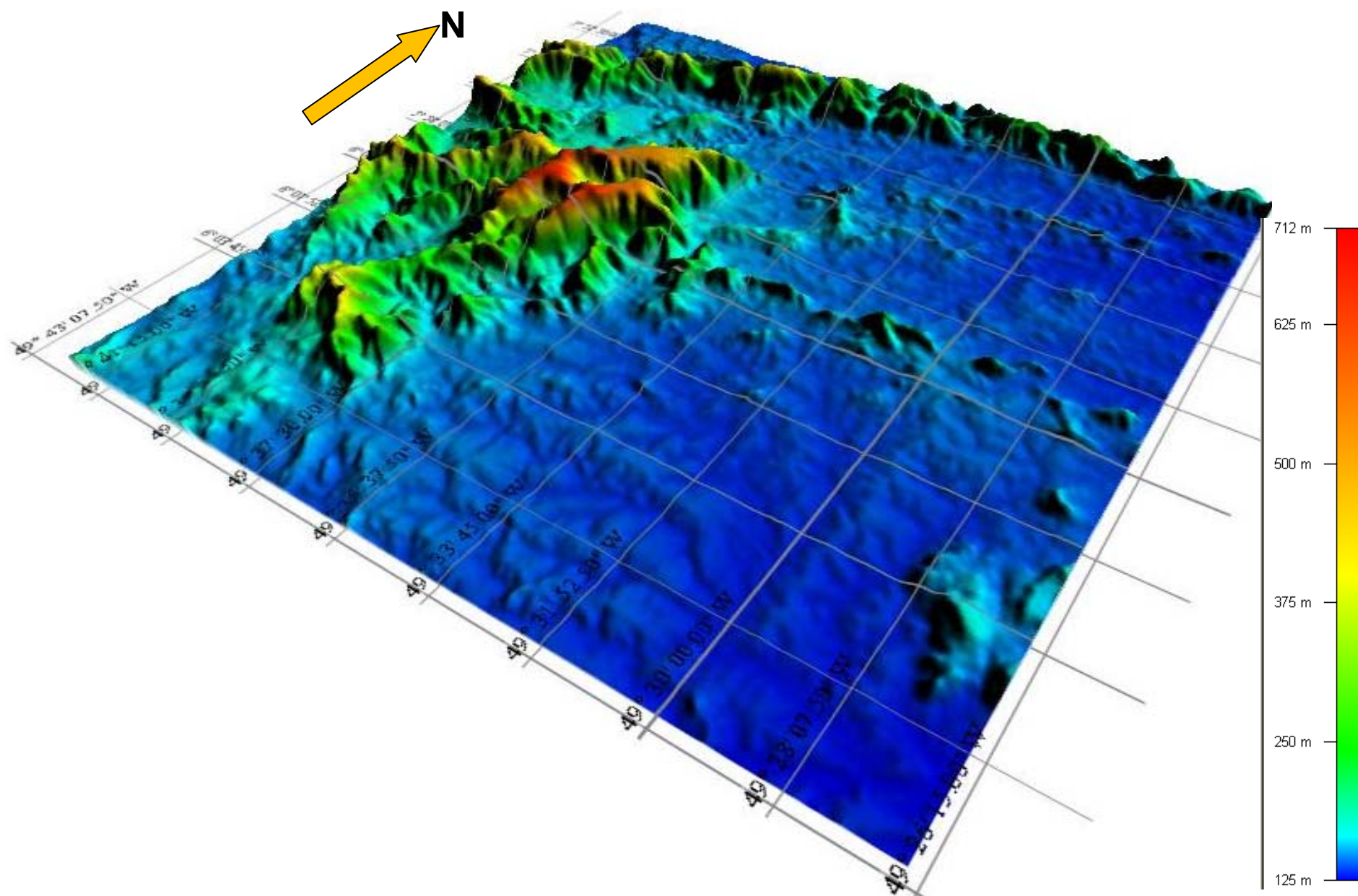


Figura 8 – Imagem SRTM (3D), com dados altimétricos, mostrando as variações de relevo da área estudada, Serra Leste de Carajás.

4 - ROCHAS METASSEDIMENTARES

4.1 - FORMAÇÕES FERRÍFERAS E QUARTZITOS

4.1.1 - Modo de Ocorrência

As formações ferríferas e quartzitos se encontram intercaladas às rochas metabásicas e ocorrem, geomorfológicamente, sob a forma de cristas alinhadas e descontínuas na direção E-W. As serras de formações ferríferas (altitudes próximas a 712 metros) contrastam bastante com o relevo arrasado onde afloram os granitóides e as rochas metabásicas (Figura 8).

4.1.2 - Geologia Estrutural

4.1.2.1 - Estruturas Macroscópicas

O arranjo geométrico desses conjuntos litológicos, quando observados em fotografia aérea e imagem de satélite, é marcado por uma forte estruturação orientada aproximadamente na direção E-W (Figura 8). Esta direção marca um acamamento litológico regional (Supergrupo Itacaiúnas), semelhante ao que se tem observado mais a oeste e a sudoeste por vários autores (DOCEGEO 1988, Barros *et al.* 2001), nas proximidades da Serra Norte e Serra Sul.

4.1.2.2 - Estruturas Mesoscópicas

As formações ferríferas apresentam um bandamento composicional marcado por níveis preferenciais ricos em quartzo alternados com níveis de óxido de ferro. Os quartzitos têm estrutura maciça e estão bastante fraturados.

5 – ANORTOSITOS

5.1 - MODO DE OCORRÊNCIA

Os anortositos afloram ao longo da estrada que liga a rodovia PA-275 até Serra Pelada, nas proximidades do Igarapé Luanga, sob a forma de lajedos e blocos de rochas máficas/ultramáficas, as quais foram englobadas sob a denominação de Complexo máfico/ultramáfico Luanga (Suito *et al.* 1988).

5.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.2.1 - Estruturas Mesoscópicas

Os anortositos são de cor cinza esverdeado claro e possuem estrutura maciça (Figura 9A). Localmente os anortositos são afetados por zonas de cisalhamento, ao longo das quais ocorrem muscovita xistos e os clorita-tremolita-muscovita xistos. Estruturalmente estes xistos apresentam foliação bem desenvolvida, de direção preferencial N10E/60NW e marcada pela forte orientação preferencial de finos cristais de filossilicatos.

5.2.2 – Estruturas Microscópicas

Os anortositos possuem cristais de plagioclásio subédricos e anédricos, os quais apresentam micro fraturas preenchidas por clorita, epídoto e carbonato. Os cristais de anfibólio ocorrem como fenocristais anédricos expondo contatos irregulares com cristais de plagioclásio.

Os muscovita xistos são constituídos por muscovita e restos de plagioclásio. Os minerais acessórios são os opacos. A muscovita forma a matriz da rocha e localmente ocorre como cristais mais desenvolvidos e fortemente orientados. A clorita é o mineral secundário mais comum, seus cristais são finos e exibem forte orientação preferencial. Os opacos são finos, anédricos e comuns nesta rocha. O plagioclásio apresenta-se como porfiroclastos, em geral alterados, de aproximadamente 7,2 a 3,6 mm de comprimento.

5.3 – PETROGRAFIA

5.3.1 – *Descrição macroscópica*

Os anortositos apresentam textura fanerítica, cor cinza esverdeado claro, são holocristalinas e hololeucocráticas, seus grãos variam de médios a grossos, são equigranulares e tem estrutura maciça (Figura 9A).

5.3.1.2 – *Descrição mineralógica*

Estas rochas possuem textura granular hipidiomórfica e tem como mineral essencial o **plagioclásio**. O **anfibólio** ocorre como mineral varietal e os **opacos** como acessórios. **Epídoto**, **clorita**, **carbonato** e **titanita** são os minerais secundários mais comuns. **Quartzo** ocorre mais raramente.

O **plagioclásio** (An₆₄) desenvolve cristais subédricos a anédricos variando de tamanho entre porfiroclastos a cristais com aproximadamente 3 mm de comprimento (Figura 9B). Possui maclamento albita e apresentam contatos irregulares com cristais de quartzo e de anfibólio. Possui zoneamento normal e altera-se para sericita-muscovita. Os porfiroclastos encontram-se fraturados, sendo estas fraturas preenchidas por clorita, epídoto e carbonato.

O **anfibólio** ocorre como fenocristais anédricos de pleocroísmo verde-azulado (Z), verde-amarelado (Y) a amarelo-pálido (X). Este anfibólio é do tipo tremolita/actinolita e apresenta contato irregular com cristais de plagioclásio.

O **quartzo** ocorre como cristais anédricos com 3,1 a 1,8 mm de comprimento, os quais têm extinção ondulante e subgrãos.

Os **opacos** são anédricos a subédricos e ocorrem inclusos no anfibólio e nos cristais de plagioclásio. Os grãos de **epídoto** são finos, anédricos e representam o produto de alteração do plagioclásio. A **clorita** é produto de alteração de anfibólio e seus cristais são finos, subédricos a anédricos. Os **carbonatos** são anédricos e sua ocorrência se dá como preenchimento das fraturas dos cristais de plagioclásio. Estes são produto de alteração do plagioclásio. A **titanita**, pouco comum, forma cristais anédricos a subédricos castanho-avermelhados.

Nos **clorita-tremolita-muscovita xisto**, a **muscovita** forma a matriz da rocha, podendo envolver porfiroclastos de **plagioclásio**. Estes últimos são anédricos

com aproximadamente 7,3 mm de comprimento e estão alterados. O **anfibólio** (tremolita/actinolita) apresenta-se comumente como cristais subédricos a anédricos com 6,9 a 1,8 mm de comprimento (Figura 10). Os cristais de **clorita** são finos e abundantes na rocha. Os **opacos** são finos e anédricos. Os cristais de clorita, muscovita e tremolita encontram-se fortemente orientados marcando uma foliação forte.

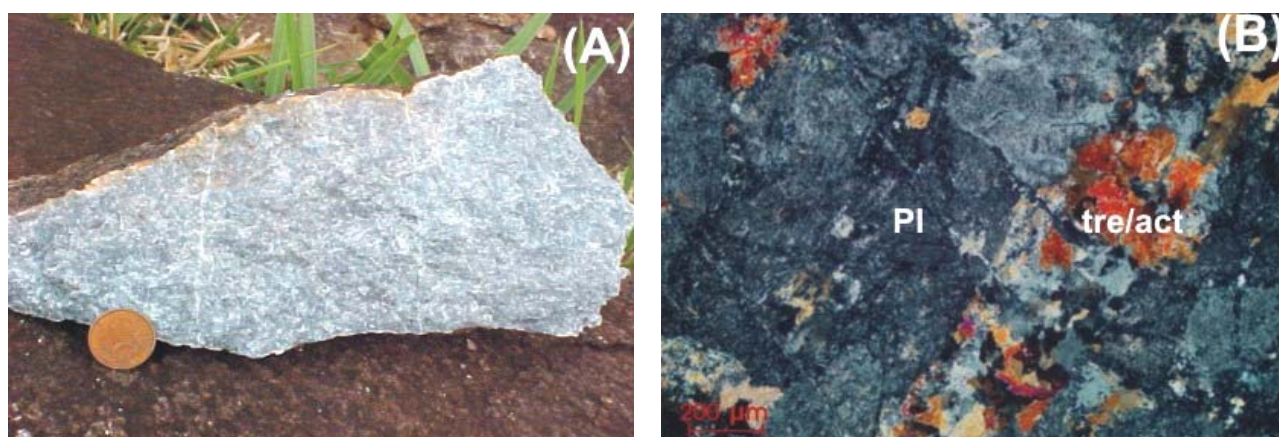


Figura 9 – (A) Amostra de anortosito do Complexo Luanga. B) Fotomicrografia (Nicolis X) de anortosito, mostrando cristais de plagioclásio (Pl) e de tremolita/actinolita (tre/act).

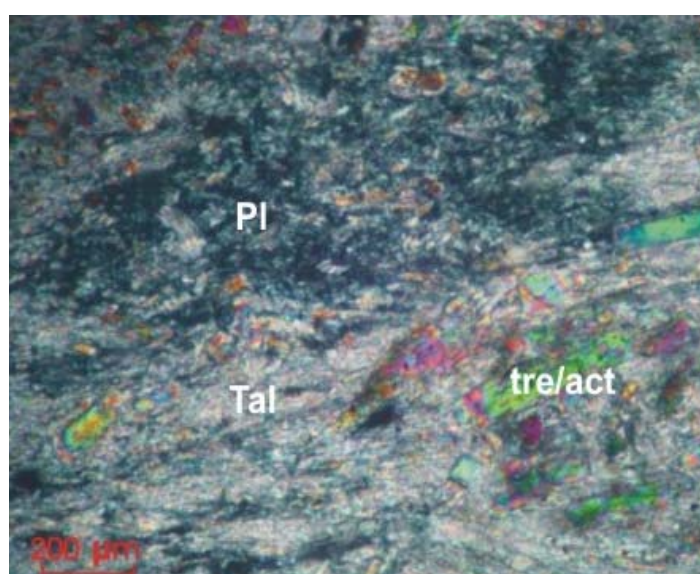


Figura 10 - Fotomicrografia (Nicolis X) de clorita-tremolita-muscovita xisto mostrando restos de cristais de plagioclásio (Pl).

6 – METABASALTOS E METAGABROS

6.1 – MODO DE OCORRÊNCIA

Os metabasaltos pertencem a uma seqüência metavulcano-sedimentar que aflora nas proximidades de contatos com rochas granitóides, sob a forma de blocos isolados e lajedos. Metabasaltos e metagabros localizam-se nas porções arrasadas e são intercalados com serras alongadas de quartzitos e de formações ferríferas bandadas. Metagabros são encontrados de modo subordinado em forma de blocos e lajedos geralmente associados aos metabasaltos. Isto pode ser observado no mapa litoestrutural da Figura 7.

6.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.2.1 - *Estruturas Mesoscópicas*

Na seqüência metavulcano-sedimentar, em relação à estrutura mesoscópica, é possível a observação de um **acamamento litológico**.

Metabasaltos encontram-se eventualmente deformados e foliados por quase toda área estudada, porém, localmente há metabasaltos maciços. No geral, as rochas metabásicas apresentam estruturas como: **foliação, dobras, veios, lineação, fraturas e falhas**. Os metagabros apresentam: **veios, fraturas e foliação**, porém, localmente estas rochas são encontradas com estrutura maciça.

6.2.1.1 – *Acamamento litológico*

De modo geral a estrutura principal da seqüência metavulcano-sedimentar da região da Serra Leste é definida pelo acamamento litológico S_0 , o qual é marcado pelas cristas de serras de formações ferríferas e de quartzitos (Figura 7), ressaltadas no relevo (Figura 8), alinhadas, praticamente, na direção E-W e intercalações de rochas metabásicas e metaultrabásicas, cujo relevo é bastante arrasado (Figura 7).

6.2.1.2 – *Foliação*

Trata-se de uma estrutura expressiva que está presente em quase todos os metabasaltos mapeados na área de estudo (Figura 11A).

Os metabasaltos caracterizam duas direções de foliações as quais podem ser observadas no mapa litoestrutural na Figura 7. A foliação principal (S_1) de direção N40°E/vertical é truncada por outra foliação, retilínea, posterior (S_2) de direção N70°E/vertical (Figura 11B, C). A foliação principal (S_1) é marcada pela orientação de cristais alongados de plagioclásio inclusos no metabasalto de granulação grossa (Figura 11D), enquanto que a foliação (S_2) é oriunda de um metabasalto de granulação mais fina que secciona o metabasalto mais grosso truncando a foliação (S_1).

Em geral os metabasaltos apresentam foliações marcantes de orientação preferencial NE/SW e NW/SE, com mergulhos que variam de 65° - 90 ° para os quadrantes SE e NE respectivamente (Figura 12A, B).

6.2.1.3 - Dobras

Localmente as foliações existentes nos metabasaltos encontram-se dobradas (Figura 11E).

6.2.1.4 – Veios

Os veios apresentam composições de anfibólio e quartzo e são estruturas extremamente comuns em metabasaltos e metagabros da serra leste. Nos metabasaltos os veios de quartzo encontram-se concordantes e discordantes da foliação (Figura 13A), variando de métricos (Figura 13B) a centimétricos e os veios de anfibólio são centimétricos, concordantes com a foliação e vão se afinando em suas extremidades (Figura 13C). Nos metagabros os veios são compostos por anfibólios centimétricos (Figura 13D).

6.2.1.5 – Lineação

A lineação mineral nos metabasaltos é marcada pela orientação de cristais alongados de plagioclásio a qual caracteriza a foliação em alguns metabasaltos.

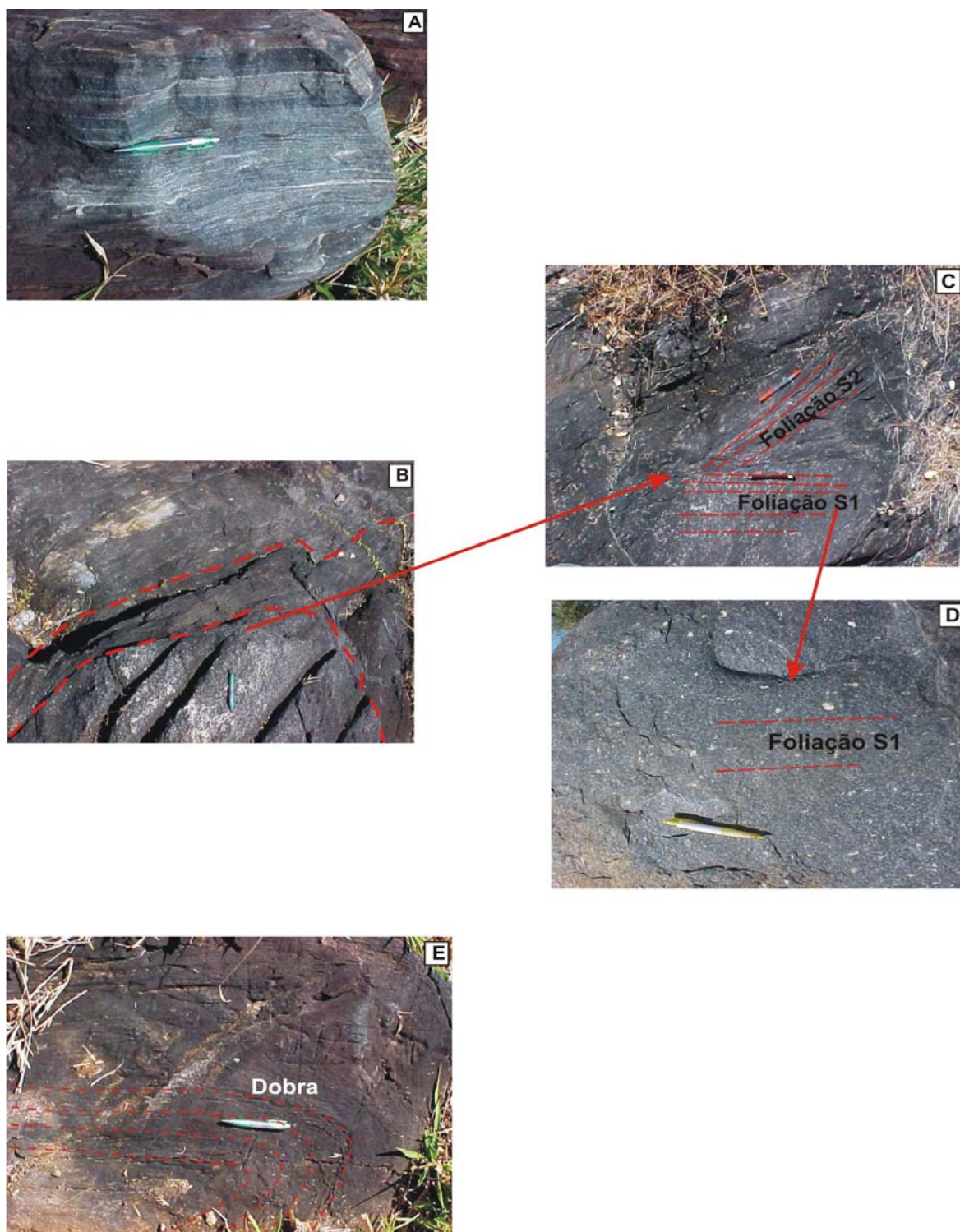


Figura 11 – Aspectos gerais dos metabasaltos: (A) Anfibolito destacando foliação penetrativa, (B) Dique de Metabasalto de granulação fina seccionando metabasalto de granulação mais grossa, (C) Foliação S_1 sendo truncada pela foliação S_2 , (D) Foliação S_1 marcada por orientação de cristais alongados de plagioclásio e (E) Anfibolito com foliação penetrativa dobrada.

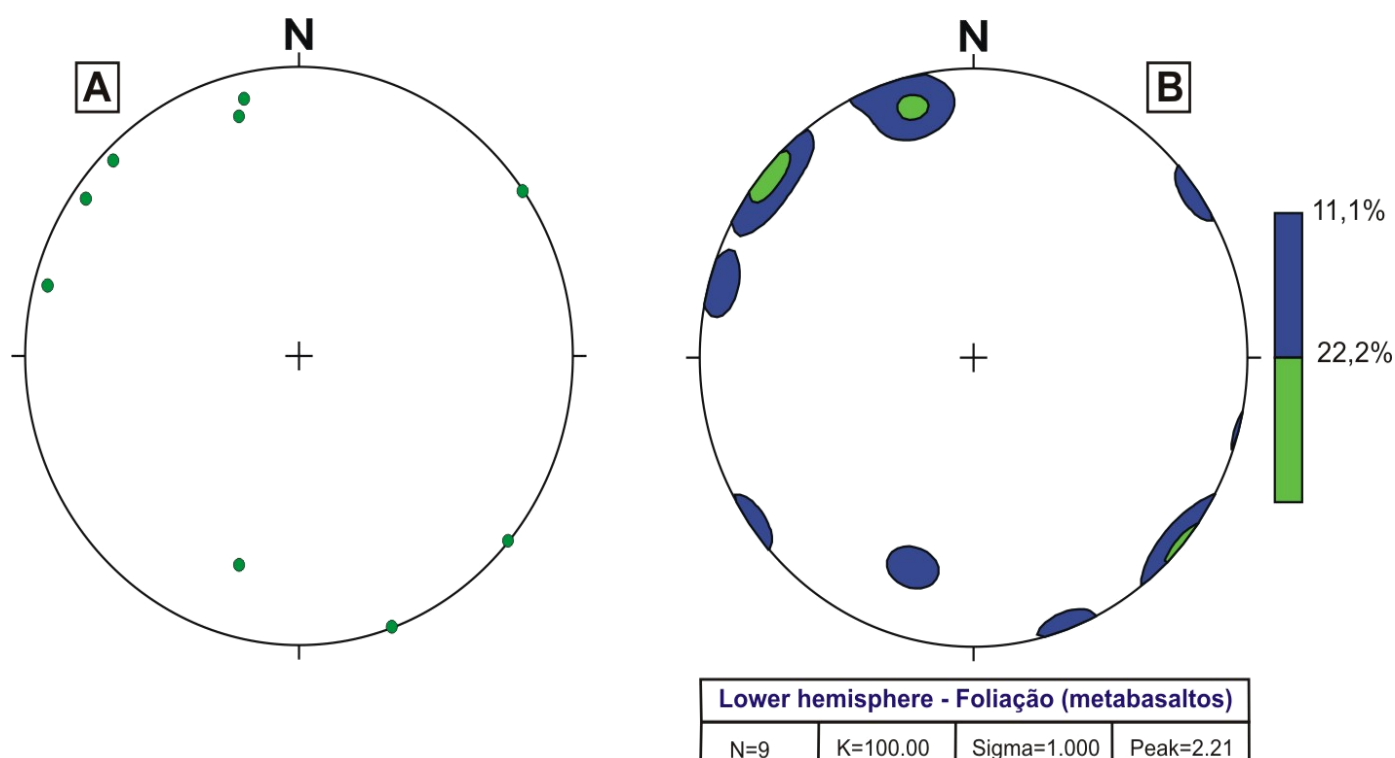


Figura 12 - Estereogramas das principais atitudes das rochas metabásicas da Serra Leste, Província Mineral de Carajás: (A) Diagrama de pólos da foliação (N=9); (B) Diagrama de contorno de pólos para a foliação (N=9) (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

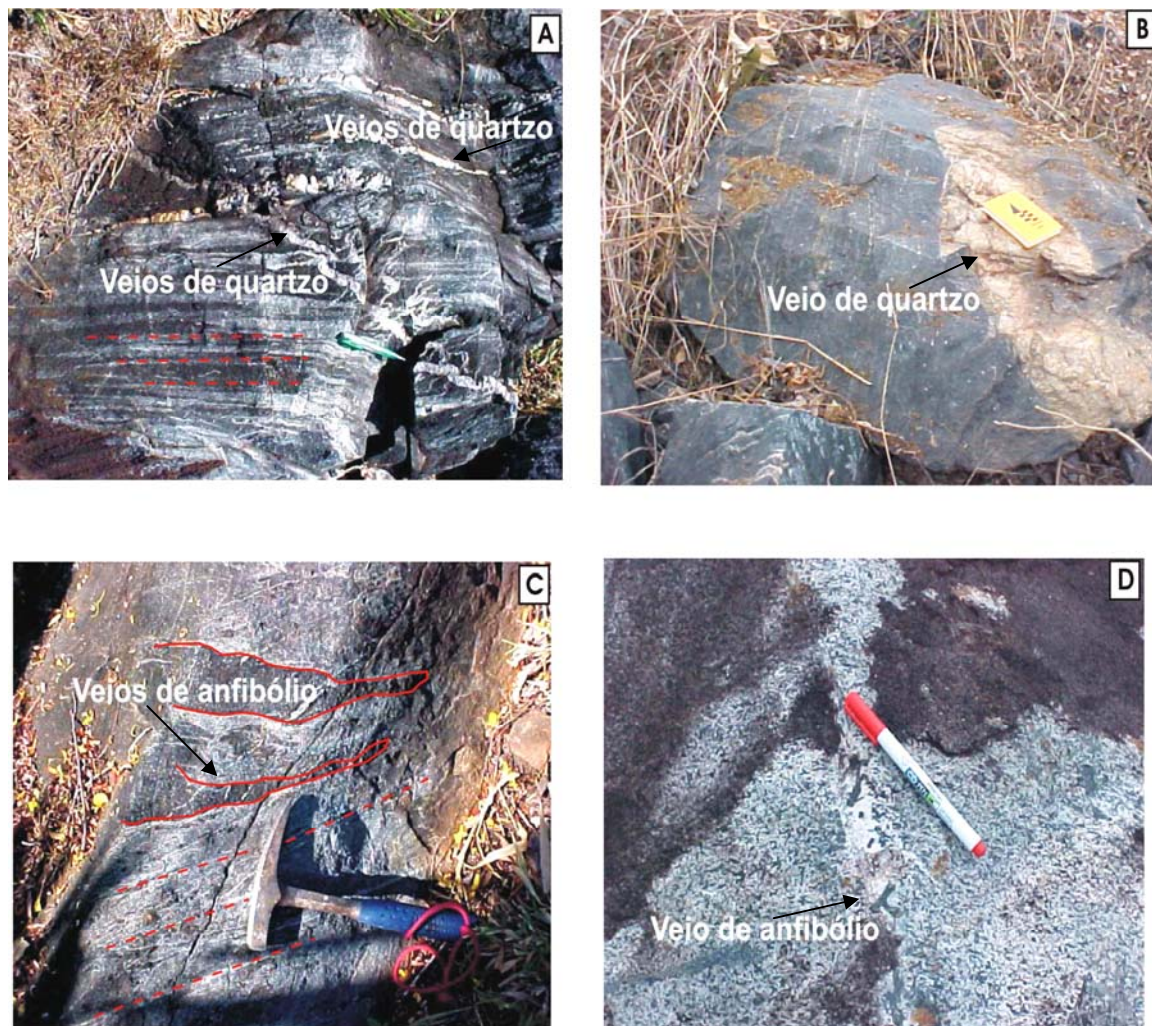


Figura 13 – Fotos de afloramentos de rochas metabásicas e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Veios centimétricos de quartzo ora concordante ora discordante à foliação, (B) Veio métrico de quartzo no metabasalto, (C) Veios métricos de anfíbólio, afinando em suas extremidades, concordante com a foliação do metabasalto e (D) Veio de espessura centimétrica preenchido por anfíbólio e cortando metagabro.

6.2.1.6 – Fraturas e Falhas

Fraturas são estruturas comuns nas rochas metabásicas e nos metagabros. Nas proximidades de contatos de rochas metabásicas com granitóides (Figura 14A) há metabasaltos com fraturas preenchidas por granitóides, isto nos permite estabelecer uma relação temporal entre os metabasaltos e os granitóides. Estas fraturas encontram-se falhadas (Figura 14B).

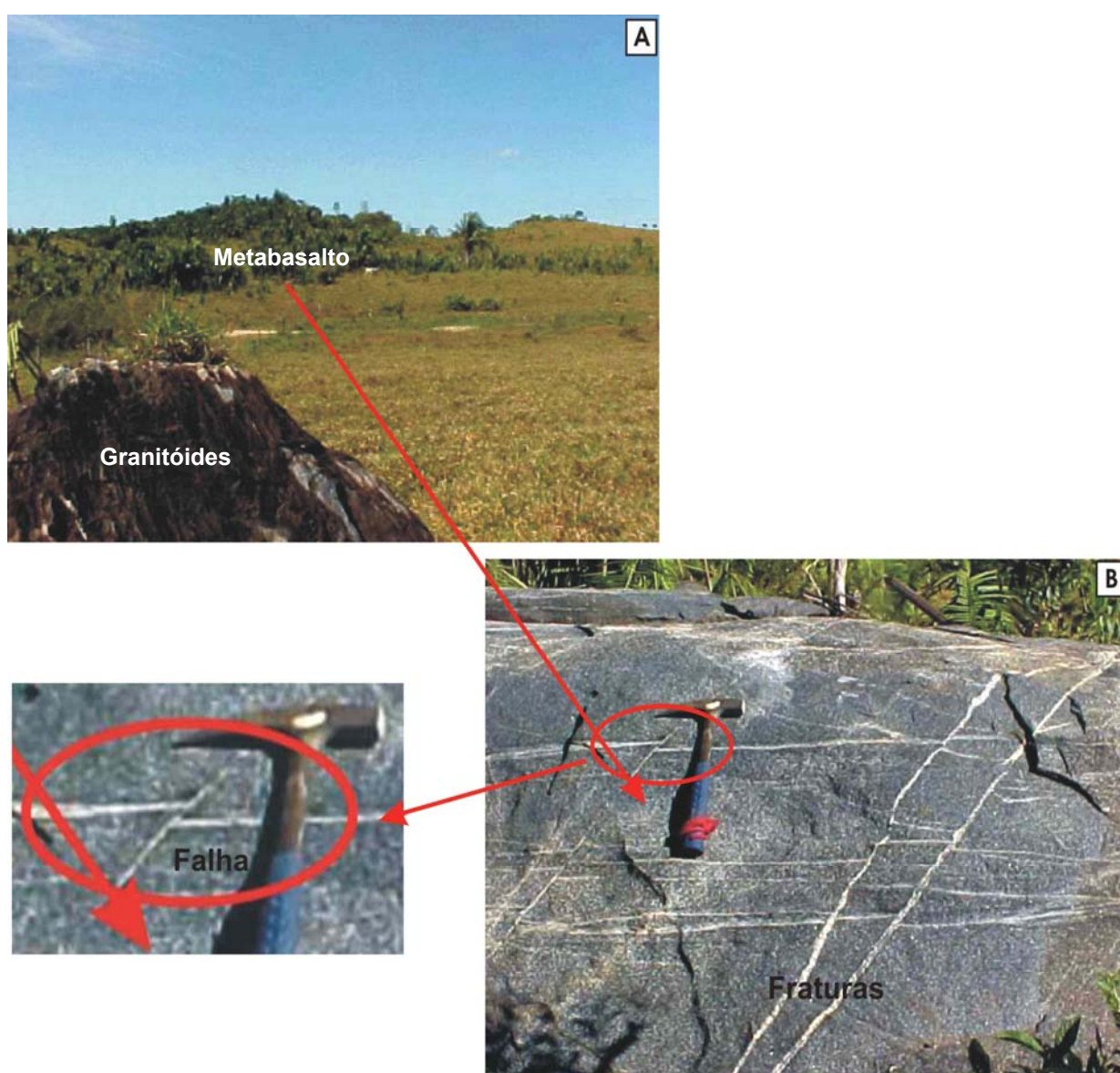


Figura 14 – (A) Colina sustentada por rocha metabásica próximo ao contato com rocha granitóide. (B) Detalhe da rocha metabásica mostrando fraturas e falhas.

As orientações preferenciais das fraturas existentes nestas rochas estão representadas no diagrama de roseta (Figura 15) onde é possível constatar que os traços de fraturas seguem, preferencialmente, a direção NNE-SSW.

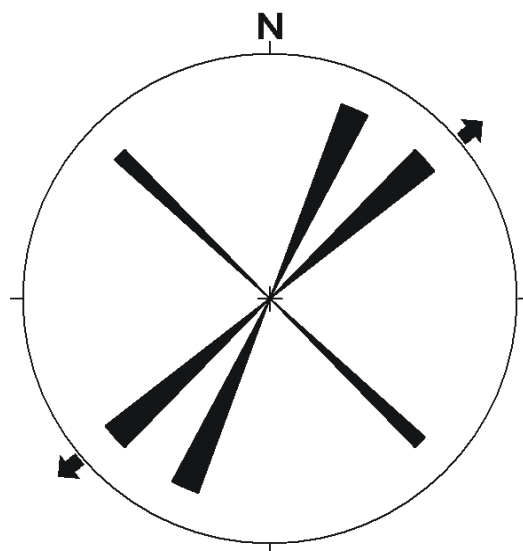


Figura 15 – Diagrama de roseta mostrando orientação geral dos traços de fraturas em rochas metabásicas, Província Mineral de Carajás.

6.2.2 - Estruturas Microscópicas

6.2.2.1 - Metabasaltos

Os metabasaltos apresentam granulação fina, coloração cinza escuro e podem ser classificados em: metabasalto com textura preservada, metabasalto com textura relíquia superposta com textura metamórfica e com textura nematoblástica.

6.2.2.1.1 - Rochas com textura subofítica preservada

As rochas com texturas subofíticas preservadas, localizadas mais afastadas dos granitóides da área estudada (Figura 20) apresentam cristais de plagioclásio com aspectos ripiformes. Essas texturas são do tipo intergranular e subofítica (Figura 16A, B). Os cristais de plagioclásio têm hábito ripiforme, da textura original, entretanto apresentam contatos irregulares entre si e com cristais de anfibólio e encontram-se fortemente alterados para sericita-muscovita e epidoto. Devido à

intensa alteração do plagioclásio, apenas em alguns locais se verifica um zoneamento concêntrico neste mineral.

Os cristais de anfibólio variam de tamanho fino a médio (< 1,7 mm) e dois tipos são caracterizados: cristais de actinolita de coloração verde clara no núcleo e cristais de hornblenda nas bordas de cor verde azulado escuro, caracterizando um zoneamento composicional gradacional (Figura 16A). Estes anfibólios são pseudomorfos de cristais originais de clinopiroxênio.

Os minerais opacos definem cristais de tamanho inferior a 1,3 mm, com formas subédricas a anédricas e apresentam hábito esquelético (Figura 16A, B) que se torna mais desenvolvida à medida que a alteração da rocha é mais intensa.

6.2.2.1.2 - Rochas com textura subofítica transformada

Estas rochas foram encontradas nas proximidades dos contatos com os granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás (Figura 20). Caracterizam-se pela coexistência de feições magmáticas com feições metamórficas (Figura 16C, D). As feições primárias são caracterizadas pela textura subofítica e as feições metamórficas são definidas por níveis em que há uma forte recrystalização de cristais de piroxênio, anfibólio e plagioclásio apresentando pontos tríplices, caracterizando a textura granoblástica e níveis em que há uma orientação dos cristais de anfibólios definindo uma leve foliação identificada na escala microscópica (Figura 16C, D). Nos locais onde esta foliação está presente existe um leve mascaramento do aspecto ripiforme dos cristais de plagioclásio, os quais começam a exibir formas irregulares. Os cristais de plagioclásio apresentam dimensões inferiores a 1,0 mm, possuem moderada extinção ondulante, maclamento tipo albita com maclas de deformação e contatos em pontos tríplices (Figura 16C, D), irregulares entre si e com minerais de piroxênio, anfibólio e plagioclásio. O plagioclásio encontra-se bastante alterado para sericita-muscovita e epídoto.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam tamanhos inferiores a 1,0 mm. Possuem contatos poligonais entre si ou lobados e levemente retilíneos com cristais de anfibólio e plagioclásio. O clinopiroxênio ocorre como mineral relíquia da rocha original.

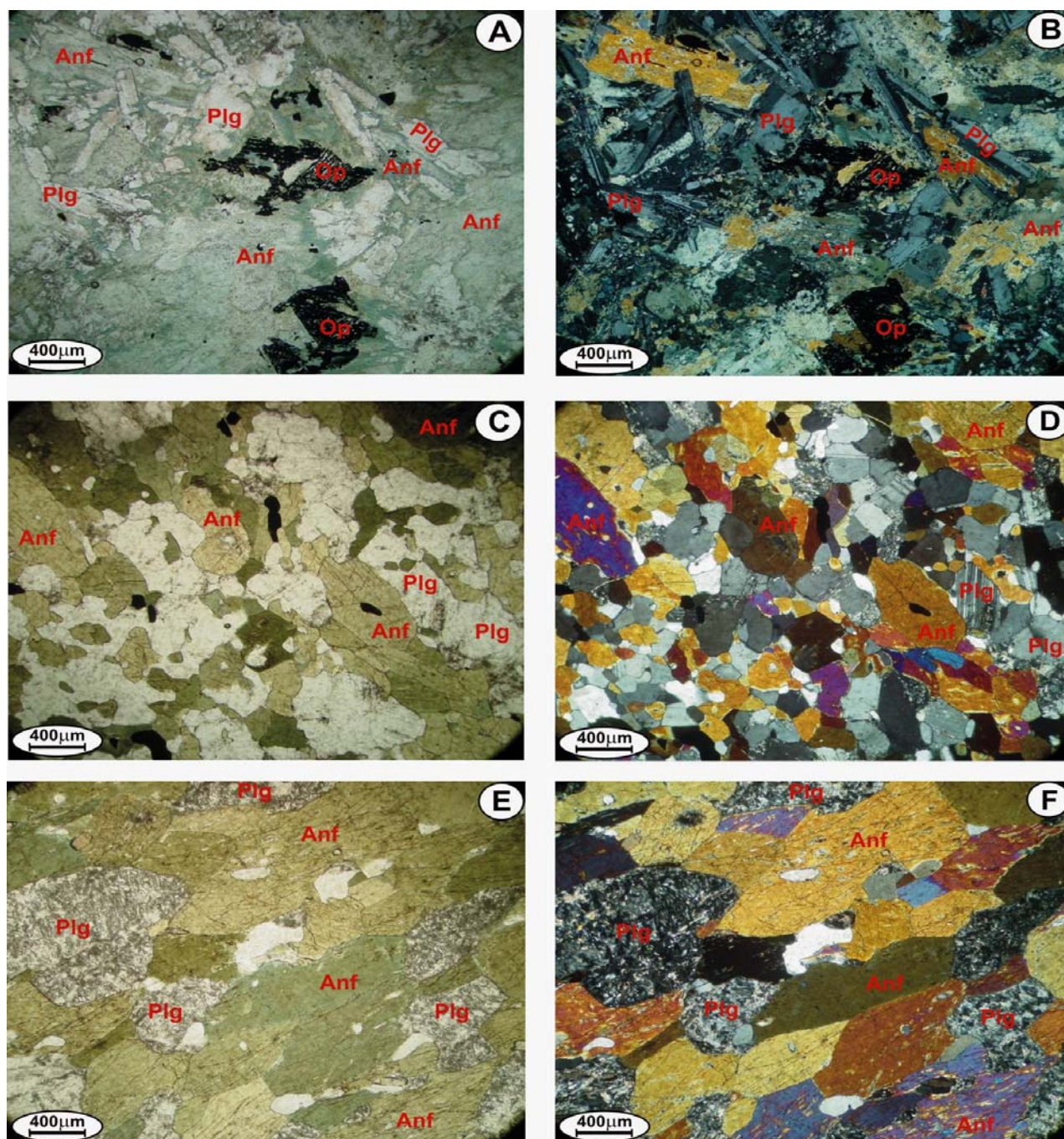


Figura 16 – Variação textural dos metabasaltos da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Fotomicrografias: (A) Luz natural e (B) Luz polarizada – Rochas com textura subofítica preservada mostrando cristais de plagioclásio (Plg) com aspectos ripiformes e pseudomorfos de anfibólio (Anf) (actinólita). Os opacos (Op) têm aspecto esquelético, (C) Luz natural e (D) Luz polarizada – Rochas com textura granoblástica. Notar cristais de anfibólio (Anf) e plagioclásio (Plg) em arranjo poligonal, (E) Luz natural e (F) Luz polarizada – Rocha com textura nematoblástica. Plagioclásio (Plg) e anfibólio (Anf) mostram orientação preferencial e contatos retilíneos.

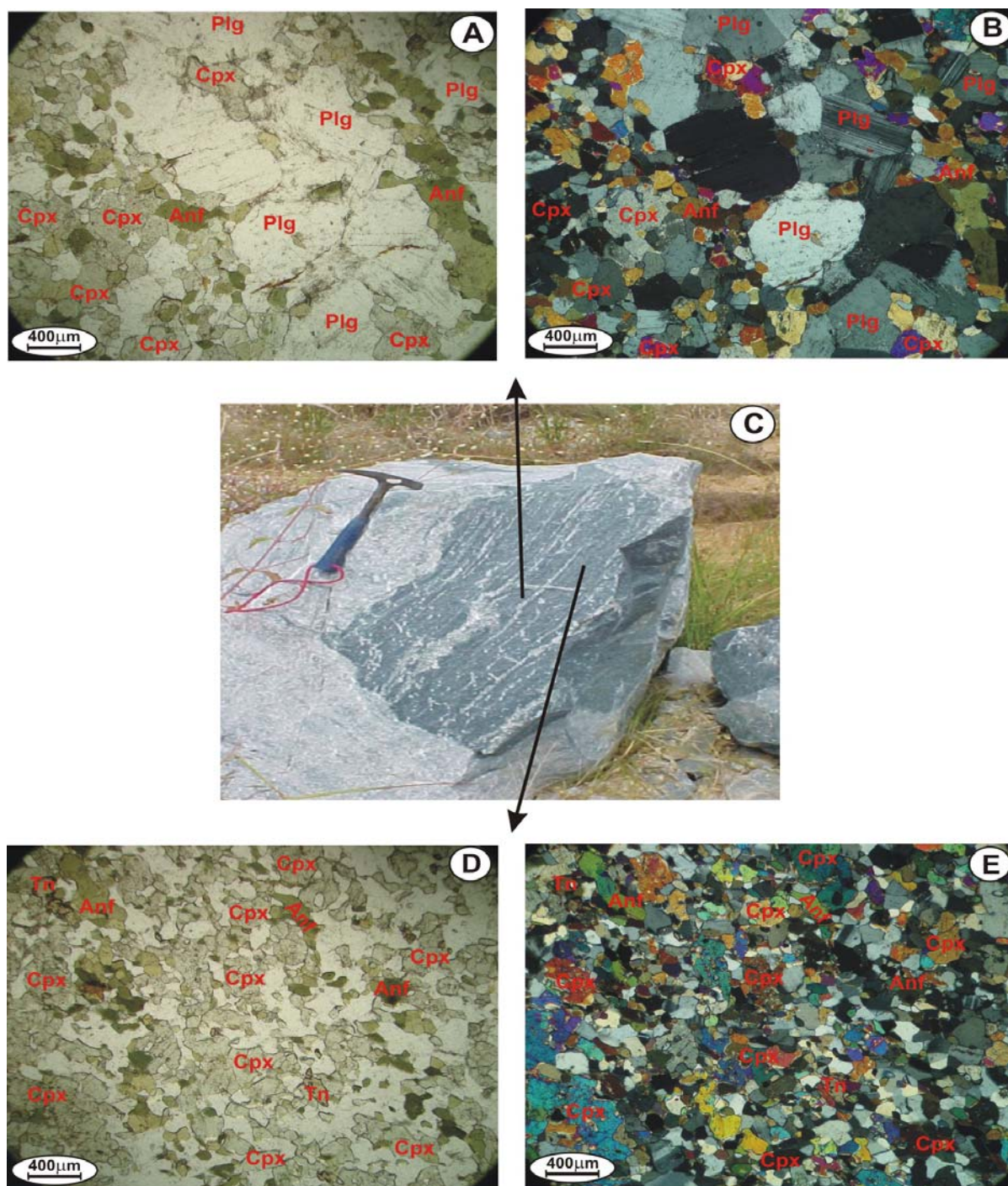


Figura 17 – Aspectos petrográficos de um xenólito de anfibolito no granito da pedra do CIMCOP (Serra Leste, Província Mineral de Carajás): (A) e (B) Anfibolito com veio rico em plagioclásio; (C) Xenólito de anfibolito em meio ao granito; (D) e (E) Fotomicrografia de anfibolito com textura granoblástica.

Os anfibólios apresentam-se de tamanho inferior a 1,0 mm destacando pleocroísmo de tons de verde mais intenso do que os anfibolios das rochas com textura ígnea preservada (Figura 16A, C, E). Os contatos entre si são poligonais e com os cristais de clinopiroxênio e plagioclásio são irregulares a levemente retilíneos. Os minerais opacos apresentam as mesmas características das rochas com textura ígnea preservada.

De modo localizado, na Pedreira do CIMCOP foram identificadas rochas metabásicas de granulação fina com uma intensa recristalização e textura predominantemente granoblástica (Figura 17B, D, F), logo, pertencentes à população de xenólitos que há na mesma (Figura 17C). Estas rochas são cortadas por veios de composição quartzo-feldspática (Figura 17A, B). Esses veios são injeções do magma granítico nos xenólitos de anfibolitos e a textura dos anfibolitos está relacionada ao metamorfismo termal. Com base nas figuras 17A, B, C, D, E, torna-se possível, se levarmos em conta a mineralogia da rocha e a forma dos cristais, estabelecer a relação espacial, temporal e de grau metamórfico da população de xenólito observada na pedreira do CIMCOP.

6.2.2.1.3 - Rochas com textura nematoblástica

Ocorrem nas proximidades dos granitóides da região da Serra Leste como pode ser visto na Figura 20. Estas rochas possuem textura nematoblástica sendo caracterizadas pela presença de uma foliação penetrativa que é marcada pela orientação preferencial de cristais de anfibólio, plagioclásio e opacos (Figura 16F).

Os cristais de anfibólio adquirem tonalidades de verde parecidas com as das rochas com textura ígnea transicional. Os cristais de plagioclásio amoldam-se mutuamente com os cristais de anfibólio e apresentam forte alteração para sericita-muscovita (Figura 16E, F).

6.2.2.1.4 - Veios

Nas rochas metabásicas existem veios métricos a centimétricos, sem orientação preferencial, constituídos por anfibólio e/ou quartzo (Figura 13A, B, C, D). Os cristais de anfibólio possuem granulação média a grossa e predominam

quantitativamente em relação ao quartzo. A introdução de sílica no sistema pode ter ocasionado os veios centimétricos a métricos de quartzo nos metabasaltos (Figura 13A, B).

6.2.2.2 - Metagabros

Estas rochas possuem coloração cinza escura e granulação média a grossa. Baseado no conteúdo de minerais primários e na intensidade das transformações metamórficas, os metagabros foram divididos em três grupos: rochas com texturas subofítica preservada, rochas com texturas subofítica transformada e rochas com textura nematoblástica.

6.2.2.2.1 – Metagabros com textura subofítica preservada

Esse tipo de metagabro apresenta ainda feições texturais magmáticas reliquias apesar das transformações que são incipientes com texturas subofítica preservada são assim classificados por apresentarem cristais de plagioclásio em forma de ripas (Figura 18A, B). Os cristais de plagioclásio são médios (3,1 mm), apresentam maclamento tipo albita, extinção ondulante moderada e possuem contatos irregulares entre si e com cristais de anfibólio.

Os cristais de anfibólio são de 3,3 mm, possuem contatos irregulares entre si e com cristais de plagioclásio e apresentam zoneamento composicional gradacional de núcleo de tremolita/actinolita de cor verde pálido e bordas de hornblenda de cor verde oliva (Figura 18A, B). Estes cristais de anfibólio são pseudomorfos de cristais originais de piroxênio.

Os minerais opacos são de 3,6 mm, estão inclusos nos cristais de anfibólio e apresentam feição esqueletal.

6.2.2.2.2 – Metagabros com textura subofítica transformada

Estes metagabros apresentam megacristais de plagioclásio deformados com uma leve direção preferencial assim como os minerais máficos existentes nesta rocha. São comuns as texturas intergranular (presença de finos cristais de hornblenda entre os megacristais de plagioclásio) e subofítica (existência de cristais

de hornblenda parcialmente inclusos nos plagioclásio) com predomínio do primeiro tipo, nos metagabros com textura transicional (Figura 18C, D).

Os cristais de plagioclásio são de 7,2 mm, seus contatos são irregulares entre si e com cristais de hornblenda, apresentam maclas de deformação (Figura 19A), *kink-bands* (Figura 19B), possuem veios preenchidos por finos cristais de hornblenda e plagioclásio (Figura 18C, D) e nas bordas dos megacristais de plagioclásio há recristalização dinâmica (Figura 19A). O produto de alteração do plagioclásio é sericita-muscovita e epídoto.

Os cristais de hornblenda são finos (< 0,9 mm) e apresentam contatos poligonais entre si e contatos irregulares com megacristais de plagioclásio.

6.2.2.2.3 – Metagabros com textura nematoblástica

Estes metagabros possuem textura nematoblástica caracterizada por uma foliação marcada pela orientação preferencial de cristais de hornblenda e plagioclásio (Figura 18F).

Os cristais de hornblenda apresentam pleocroísmo de tonalidades de verde clara tanto nos metagabros com textura transicional como nos metagabros foliados. Os cristais de plagioclásio amoldam-se mutuamente com os cristais de hornblenda e encontram-se alterados para sericita-muscovita (Figura 18E, F).

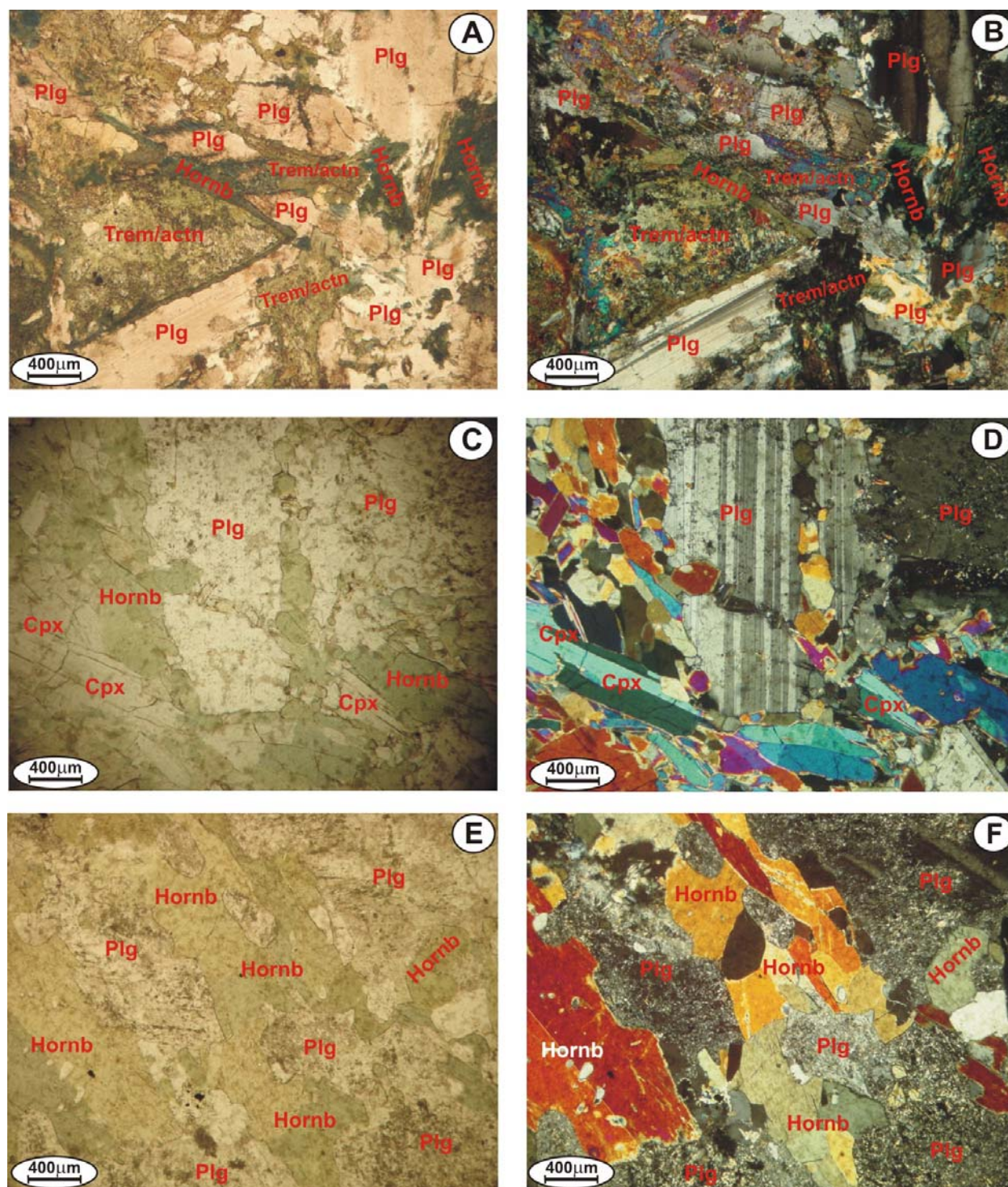


Figura 18 - Fotomicrografias dos metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, mostrando variação textural. (A) Luz natural e (B) Luz Polarizada – Metagabros com texturas subofítica preservada mostrando cristais de plagioclásio (Plg) com aspectos ripiformes e textura intergranular e subofítica. Os cristais de anfibólio apresentam zoneamento composicional gradacional de núcleo de tremolita/actinolita (Trem/actn) de cor verde pálido e bordas de hornblenda (Hornb) de cor verde oliva. (C) Luz natural e (D) Luz Polarizada – Rocha com textura subofítica transformada onde se tem megacristais de plagioclásio (Plg) fraturados. A textura predominante neste nível é intergranular, porém, há também textura subofítica e intersetal. Os finos cristais de hornblenda (Hornb) apresentam pontos triplices, caracterizando uma textura granoblástica e uma leve orientação. (E) Luz natural e (F) Luz Polarizada – Metagabros com textura nematoblástica mostrando foliação da hornblenda (Hornb) e também cristais de plagioclásio (Plg) amoldando-se mutuamente a cristais de hornblenda (Hornb).

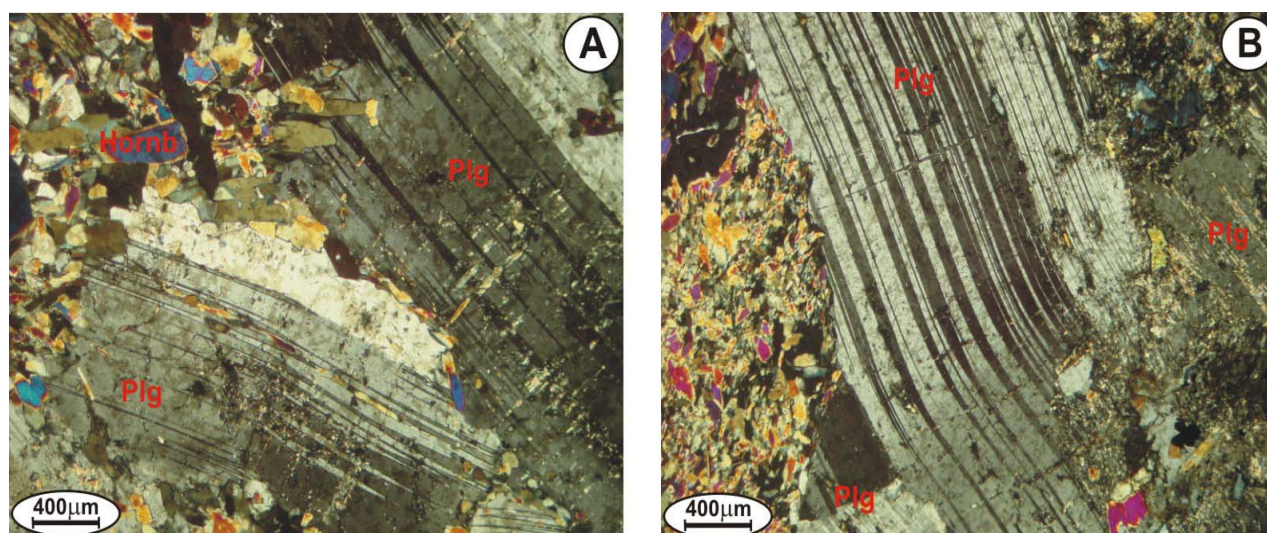


Figura 19 - Fotomicrografias de metagabros com texturas subofítica transformada da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Luz Polarizada – Megacristais de plagioclásio (Plg) com recristalização de cristais de hornblenda (Hornb) em suas bordas e maclas de deformação e (B) Luz Polarizada – Megacristal de plagioclásio (Plg) apresentando *kink-bands*.

6.3 - PETROGRAFIA

6.3.1 – *Metabasaltos*

6.3.1.1 – *Descrição macroscópica*

Os metabasaltos (Figuras 11A, B, C, D, E e Figura 14B) têm cor cinza escuro, textura fanerítica, são holocristalinos e melanocráticos, possuem granulação fina a média, são equigranulares e têm estrutura que varia de maciça a fortemente foliada. Esta rocha contém sulfetos.

6.3.1.2 – *Descrição mineralógica*

Os metabasaltos da Serra Leste têm variação em seus aspectos texturais representados por rochas com texturas subofítica preservada, subofítica transformada (feições magmáticas coexistem com feições metamórficas) e rochas com textura nematoblástica. Nesta classificação as principais texturas identificadas são: intergranular e subofítica, granoblástica e nematoblástica respectivamente. Os metabasaltos são formados principalmente por **anfibólio**, **clinopiroxênio** e **plagioclásio**. **Opacos**, **zircão** e **titanita** são minerais acessórios e epídoto é um mineral secundário.

Os cristais de **anfibólio** variam de 0,5 – 3,4 mm, são subédricos e anédricos, possuem maclamento simples, inclusões de cristais de plagioclásio e de outros minerais. Nos metabasaltos com textura ígnea preservada, o anfibólio apresenta zoneamento composicional gradacional representado por núcleos de tremolita-actinolita, de pleocroísmo de cor verde pálido e bordas de hornblenda, de cor verde oliva (Figura 16 A) além de possuir contatos irregulares entre si com os cristais de plagioclásio e opacos. Nos metabasaltos com textura transicional e com forte foliação, o anfibólio é do tipo hornblenda, e seus cristais apresentam orientação preferencial moderada a forte, o que define a foliação da rocha. A hornblenda tem moderado pleocroísmo variando de amarelo pálido (X), verde (Y) a verde acastanhado (Z) (Figuras 16 C, E) e seus contatos são lobados ou retilíneos, formando pontos tríplices entre si e com plagioclásio e opacos (Figuras 16 C, D, E, F). O anfibólio em geral possui inclusões de plagioclásio e zircão.

O **clinopiroxênio** é representado por **diopsídio**, cujos grãos possuem tamanhos de até 1,0 mm, apresenta formas anédricas e recristalizações, como denotado pelos contatos tríplices com os outros minerais (Figuras 17 A, B, D, E).

Os cristais de **plagioclásio** (An_{30-47}) são finos a médios (< 1,7 mm), subédricos a anédricos, possuem moderada extinção ondulante. Apresentam contatos irregulares entre si e com cristais de hornblenda em rochas com textura ígnea preservada (Figuras 16 A, B) e contatos lobados e pontos tríplices entre si e com cristais de hornblenda em rochas com textura transicional e com forte foliação (Figuras 16 C, D, E, F). Seu principal produto de alteração é sericita. O **epídoto** é produto de alteração do plagioclásio.

Os **opacos** são finos a médios (< 1,6 mm), subédricos a anédricos e associam-se aos minerais máficos. A forma esquelética dos opacos é vista apenas nas rochas com textura ígnea preservada (Figuras 16 A, B). O **zircão** está em geral incluso no anfibólio. Os cristais de **titanita** são finos, anédricos e se associam à hornblenda e ao diopsídio, somente nas rochas com textura transicional e com forte foliação (Figuras 17 D, E).

6.3.2 – Metagabros

6.3.2.1 – Descrição macroscópica

Os metagabros possuem textura fanerítica, cor cinza esbranquiçado, holocristalina e melanocrática, varia de equigranular a inequigranular e sua granulação vai de média a grossa. Nos metagabros são encontrados veios preenchidos por cristais centimétricos de anfibólio (Figura 13D). Sulfetos são comuns nestas rochas.

6.3.2.2 – Descrição mineralógica

Os metagabros possuem variação microestrutural marcada pela presença de rochas com textura subofítica preservada, subofítica transformada (feições magmáticas coexistem com feições metamórficas) e metagabros com textura nematoblástica. Com base nesta classificação, as texturas encontradas são

intergranular e subofítica, granoblástica e nematoblástica. Os metagabros são formados por **anfibólio** e **plagioclásio**. Os minerais acessórios são **opacos**, **zircão** e **titanita**. **Epídoto** é uma fase mineral secundária.

Os cristais de **anfibólio** são médios a grossos (3,3 – 7,1 mm), subédricos e anédricos, mostram extinção ondulante moderada, inclusões de plagioclásio e opacos. O anfibólio nos metagabros com textura ígnea preservada apresenta zoneamento composicional marcado por núcleos de tremolita/actinolita, de cor verde pálido e bordas de hornblenda, de cor verde oliva (Figuras 18 A, B). Os contatos são irregulares entre si e entre anfibólio e plagioclásio. Nos metagabros com textura transicional e nos fortemente foliados, o anfibólio é do tipo **hornblenda** cujos cristais exibem direção preferencial moderada a forte, caracterizando uma foliação. A hornblenda possui moderado pleocroísmo que varia de amarelo pálido (X), verde (Y) a verde acastanhado (Z), seus contatos são lobados e possuem pontos tríplices entre si e com cristais de plagioclásio e opacos (Figuras 18 C, D, E, F).

Os cristais de **plagioclásio** (An_{41-44}) são médios a grossos (3,6 - 7,2 mm), subédricos, a anédricos, o maclamento principal é do tipo Albita. Para os metagabros com textura ígnea preservada o plagioclásio apresenta-se sob forma de palhetas, tem extinção ondulante moderada e seu contato é irregular entre si e com os cristais de hornblenda (Figuras 18 A, B). Os metagabros com textura transicional e os fortemente foliados possuem cristais de plagioclásio com extinção ondulante forte (Figuras 18 D, F), recristalização dinâmica em suas bordas, maclas de deformação e *kink-bands* (Figuras 19 A, B). Os cristais de plagioclásio têm contatos irregulares e lobados entre si e com cristais de hornblenda (Figuras 18 C, D, E, F). De modo geral o principal produto de alteração do plagioclásio é sericita-muscovita.

Os **opacos** são finos a médios, anédricos e encontram-se associados aos minerais máficos. Os cristais de **zircão** e de **titanita** são anédricos e ocorrem como inclusões nos cristais de hornblenda. O **epídoto** é produto de alteração do plagioclásio e se associa aos opacos.

6.4 – EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DAS ROCHAS METABÁSICAS DA REGIÃO DA SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

A história metamórfica das rochas metavulcano-sedimentares arqueanas da região da Serra Leste é marcada por três fases dentro de um regime de metamorfismo progressivo, o qual pode ser identificado por transformações estruturais, texturais e mineralógicas, principalmente nas rochas metabásicas.

A primeira fase M_0 é representada por transformações hidrotermais de condições de fácies xisto verde, devido à presença da associação clorita-tremolita/actinolita. O caráter estático destas transformações é evidenciado pelas texturas ígneas preservadas (subofítica) (Figuras 16 A, B). Estas transformações poderiam ser o resultado de metamorfismo submarinho contemporâneo ao vulcanismo basáltico, em condições de temperaturas próximas de 350°C. Esta temperatura é estimada com base na associação mineral existente na rocha.

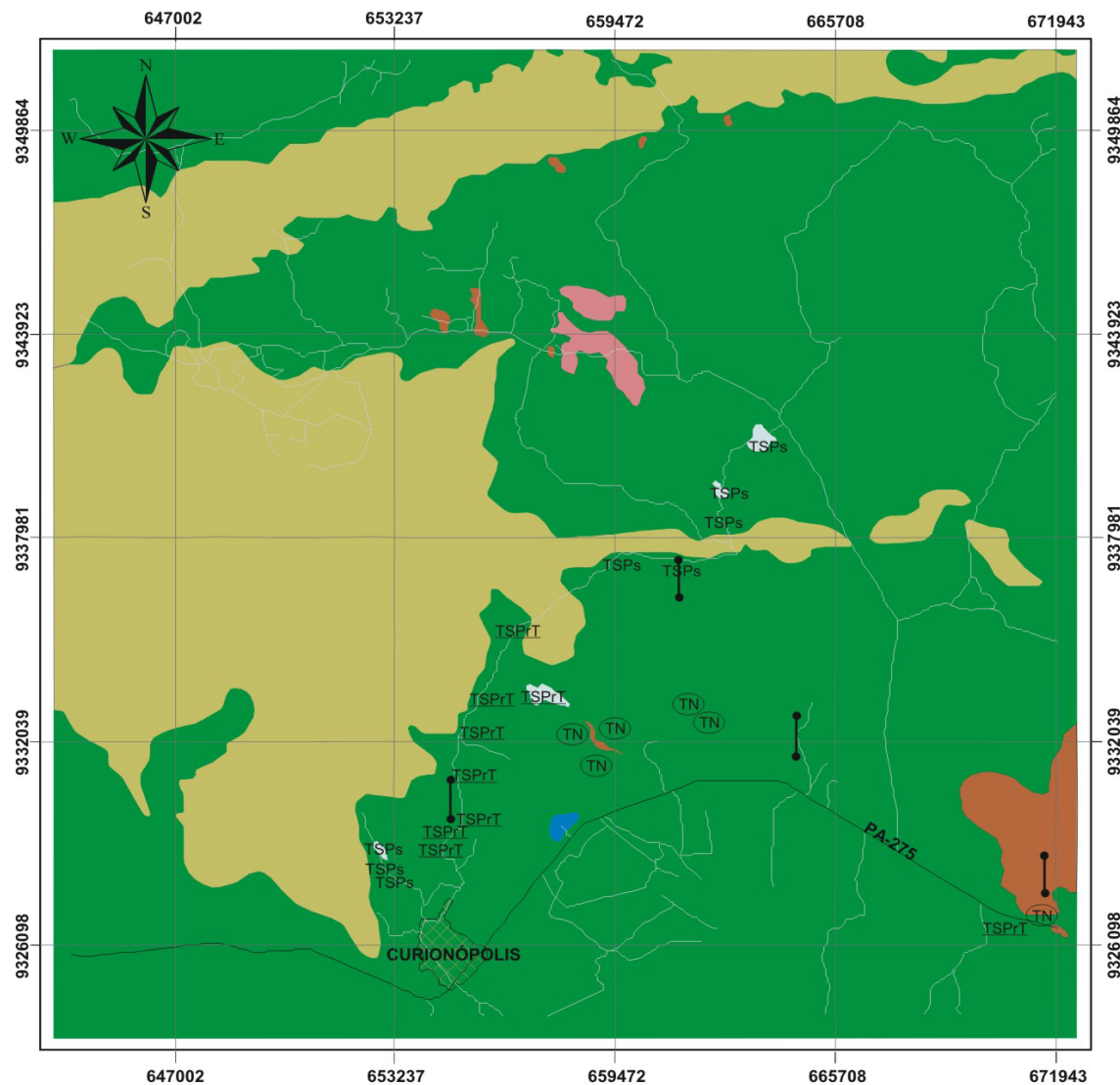
A segunda fase M_1 corresponde ao desenvolvimento de uma foliação S_1 (N40E). A foliação S_1 nos metabasaltos, marcada pela incipiente orientação de anfibólio, representa a rocha com textura subofítica parcialmente transformada onde feições originais, como ripas de plagioclásio, coexistem com indícios de recristalização inicial. Esta fase M_1 é observada nos metabasaltos situados nas proximidades de contatos com rochas granitóides (Figura 20). Nestas rochas metabásicas, as bordas de actinolita passaram a ser transformadas em hornblenda. Uma evolução mineralógica similar permitiu a Laird & Albce (1981) demonstrar o caráter progressivo do metamorfismo em rochas metabásicas. O zoneamento mineralógico gradacional no anfibólio da fase M_1 foi acompanhado pelo desenvolvimento de textura granoblástica, desenhada por cristais de contatos retilíneos, os quais formam junções tríplices com ângulos próximos de 120°, resultando em arranjos poligonais e que evidenciam uma forte recristalização estática, e textura nematoblásticas que evidenciam o caráter termal desta fase.

A segunda fase M_1 é caracterizada pelo metamorfismo termal, provocada pelos efeitos tectônicos regionais somados aos efeitos tectono-termais provocados pela colocação de granitóides de 2,85 Ga, a exemplo daqueles da pedreira do CIMCOP. A fase de metamorfismo M_2 teria se desenvolvido em temperaturas

próximas a 650° C (hornblenda hornfels), estas estimadas pela presença de hornblenda e plagioclásio.

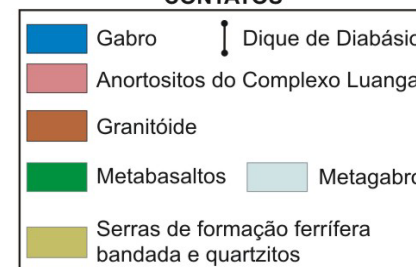
À terceira fase de metamorfismo M_2 estaria associada, apenas localmente, uma foliação secundária S_2 (N70E) que corta a foliação S_1 . Igualmente à fase M_1 , a fase M_2 teria se desenvolvido em condições de temperatura em fácies hornblenda hornfels. Esta foliação S_2 estaria relacionada a efeitos tectônicos regionais somados aos efeitos termais, causados muito provavelmente pelos granitóides arqueanos (~2,76 Ga) encontrados pela vizinhança da área estudada, a exemplo do Complexo Granítico Estrela. Isto seria evidenciado pela direção de foliação (N80E) dos metabasaltos do Complexo Granítico Estrela (Barros & Barbey, 1998) que coincide com a direção da foliação S_2 de alguns metabasaltos da Serra Leste.

A formação das foliações S_1 e S_2 seriam uma resposta ao aumento da ductibilidade das rochas metavulcano-sedimentar, provocado pelo aumento dos gradientes termais, assim como pela deformação induzida pela colocação dos granitóides da Serra Leste (~2,85 Ga) e de outros granitóides arqueanos da Província Mineral de Carajás a exemplo do Complexo Granítico Estrela (~2,76 Ga). As rochas metavulcano-sedimentares arqueanas de Carajás pertenceriam à mesma unidade litoestratigráfica, não sendo, portanto, possível separá-las apenas pelas diferenças de grau metamórfico. Estas conclusões se assemelham as de Lindenmayer & Fyfe (1991, 1992) sobre as rochas do alvo do Salobo e de Barros & Barbey (1988) para os metabasaltos situados entre Parauapebas e Curionópolis, mais a oeste da área estudada.

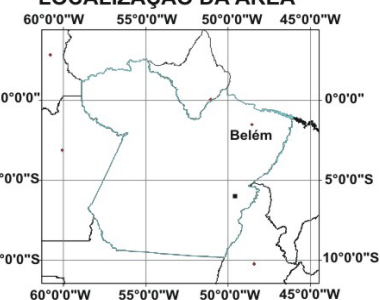


TSPs - Rocha com textura subofítica preservada
 TSPrT - Rocha com textura subofítica parcialmente transformada
 (TN) - Rocha com textura nematoblástica

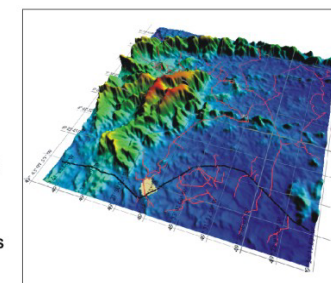
CONTATOS



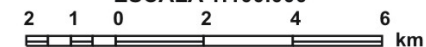
LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



MODELO DIGITAL DO TERRENO



CARTA GEOLÓGICA
 ESCALA 1:100.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: equador e meridiano central 49° acrescidas as constantes: 10.000Km e 500Km, respectivamente. Datum horizontal: WGS84

NOTAS DE CRÉDITO DA BASE

Base cartográfica impressa, ajustada às imagens do Mosaico Geocover - 2000, ortoretilhado e georeferenciado segundo o datum WGS84, de imagens ETM+ do Landsat 7 resultante da fusão das bandas 7,4,2 e 6, com resolução espacial de 14,25m e imagens CBERS - 2006 resultante da fusão das bandas 5,4 e 3.

Créditos do Mapa

Valéria Marinho do Nascimento

Figura 20 – Mapa litológico e textural das rochas metabásicas e metagabros da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

6.5 – GEOQUÍMICA

Para o estudo geoquímico dos metabasaltos foram selecionadas onze amostras, sendo nove amostras de metabasaltos e duas de metagabros, para análise em rocha total de elementos maiores, menores e traços (Tabela 2). O comportamento destes elementos é observado nos diagramas de variação do tipo Harker (Figura 21).

6.5.1 – Elementos maiores e menores

As amostras analisadas de metabasaltos da região da Serra Leste são relativamente homogêneas, apresentam uma variação significativa nos conteúdos de SiO_2 (46,2 a 60,7%) e teores moderados de Al_2O_3 (13,4 a 15,6%). Os valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ (7,56 a 17,0%) são altos comparativamente aos teores de MgO que estendem-se de 2,87 a 7,12%. Teores de K_2O variam de 0,42 a 1,09%, Na_2O de 1,87 a 4,53%, TiO_2 de 0,63 a 2,47% e CaO variando de 6,0 a 11,9%. As amostras com valores mais elevados em K_2O possuem concentrações de CaO algo menores (6,0%).

Os diagramas de Harker permitem comparar o comportamento dos óxidos mencionados anteriormente com os conteúdos de sílica. Dentre os diagramas confeccionados, cinco exibem correlações negativas, isto é, a quantidade de óxidos diminui com o aumento da sílica (Figuras 21B, C, D, G, H) e três diagramas apresentam correlações positiva, isto é, a quantidade do óxido aumenta com o aumento da sílica (Figura 21A, E, F).

Os resultados dos cálculos das normas CIPW dos metabasaltos e metagabros estão na Tabela 3.

Tabela 2 – Análise química dos metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

	Metabasaltos								Metagabros	
	VN-04	VN-11	VN-22	VN-26	VN-41	VN-17	VN-31	VN-36A	VN-16	VN24A
SiO ₂ (%)	47,7	48,6	49,31	46,8	60,7	47,5	48,1	46,2	51,8	52,5
Al ₂ O ₃	13,6	14,1	15,6	14,1	15,1	14,2	13,9	13,4	18,5	16,0
Fe ₂ O ₃	16,9	14,1	13,0	17,0	7,56	15,7	14,4	16,7	6,45	10,0
MgO	5,79	6,42	4,19	7,10	2,87	7,12	7,40	6,83	6,61	6,31
CaO	9,45	9,83	11,9	10,6	6,00	7,87	9,74	9,58	11,8	9,74
Na ₂ O	2,26	2,82	2,29	1,87	4,53	1,72	2,46	2,45	2,77	2,89
K ₂ O	0,74	0,60	0,75	0,42	1,09	1,09	0,90	0,63	0,39	0,90
TiO ₂	1,43	1,26	1,05	1,03	0,63	1,14	0,89	2,47	0,14	0,26
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,10	0,14	0,27	0,11	0,07	0,24	0,20	0,05
MnO	0,21	0,20	0,21	0,25	0,10	0,24	0,24	0,24	0,12	0,19
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,01	0,01
PF	1,30	1,70	1,40	0,40	0,00	3,00	0,00	0,00	1,20	0,90
Total	99,57	99,73	99,83	99,72	98,89	99,75	98,09	98,74	93,56	99,74
Traços/LILE										
Ba (ppm)	149	81,0	122	72,0	283	216	347	284	144	316
Rb	28,9	26,5	24,7	15,0	43,4	63,1	48,4	19,0	11,8	38,5
Sr	110	146	197	85,1	567	172	124	389	313	298
Traços/HFSE										
Zr	91,5	85,1	56,7	52,0	73,7	54,5	44,0	148	9,30	30,10
Nb	4,70	3,10	2,20	2,90	1,80	2,9	2,10	9,60	0,20	1,10
Y	28,4	32,1	27,2	20,8	10,2	22,7	18,9	32,8	5,10	7,40
Ga	19,0	15,0	15,5	16,9	16,0	15,7	15,5	21,4	15,9	17,9
Sc	42,0	38,0	44,0	42,0	13,0	49,0	42,0	35,0	35,0	46,0
Th	2,10	0,20	0,60	0,70	0,50	0,40	0,20	0,80	0,40	1,40
Co	51,2	50,3	43,4	69,3	20,3	53,3	48,8	48,5	37,3	54,1
U	0,60	0,10	0,20	0,10	0,20	0,10	0,10	0,30	0,10	0,40
V	331	351	336	341	124	326	302	449	111	196
Traços/REE										
La	8,00	6,40	4,30	3,20	24,70	3,1	2,60	11,00	3,1	6,40
Ce	18,40	14,30	9,70	8,90	46,90	8,8	6,50	25,20	4,7	11,80
Pr	2,68	2,36	1,58	1,33	6,37	1,43	1,05	4,09	0,75	1,47
Nd	12,10	11,00	7,90	6,50	27,80	7,7	6,70	21,90	3,2	5,80
Sm	3,53	3,21	2,68	2,15	4,02	2,52	1,75	5,01	0,73	1,23
Eu	1,14	1,17	1,00	0,77	1,27	0,82	0,68	1,85	0,44	0,52
Gd	4,27	4,29	3,61	3,03	3,07	3,14	2,76	6,38	0,8	1,24
Tb	0,00	0,88	0,71	0,55	0,30	0,6	0,40	0,87	0,14	0,21
Dy	0,80	5,02	4,01	3,27	2,04	3,33	3,39	6,45	0,85	1,35
Ho	1,02	1,17	0,98	0,77	0,28	0,8	0,58	1,06	0,17	0,25
Er	2,91	3,47	2,75	2,07	0,84	2,34	1,88	2,97	0,52	0,71
Tm	0,45	0,51	0,44	0,36	0,07	0,35	0,24	0,40	0,1	0,12
Yb	2,75	3,03	2,47	2,00	0,88	2,1	1,94	2,89	0,5	0,72
Lu	0,44	0,48	0,46	0,29	0,06	0,32	0,24	0,34	0,08	0,12
Total	58,49	57,29	42,59	35,19	118,60	37,35	30,71	90,41	16,08	31,94
ΣETRP	12,64	18,85	15,43	12,34	7,54	12,98	11,43	21,36	3,16	4,72
ΣETRL	44,71	37,27	26,16	22,08	109,79	23,55	18,60	67,20	12,48	26,70
Rb/Sr	0,26	0,18	0,13	0,18	0,08	0,37	0,39	0,05	0,04	0,13
Sr/Ba	0,74	1,80	1,61	1,18	2,00	0,79	0,36	1,37	2,18	0,94
Ba/Rb	5,16	3,06	4,94	4,80	6,52	3,42	7,17	14,95	12,20	8,21
Rb/Zr	0,32	0,31	0,44	0,29	0,59	1,16	1,10	0,13	1,27	1,28
(La/Yb) _n	1,94	1,41	1,16	1,07	18,71	0,98	0,89	2,54	4,13	5,93
(La/Sm) _n	1,39	1,23	0,99	0,92	3,78	0,76	0,91	1,35	2,61	3,2
(Ce/Yb) _n	1,7	1,2	1,00	1,13	13,55	1,07	0,85	2,22	2,39	4,17
(Ce/Sm) _n	1,22	1,05	0,85	0,97	2,74	0,82	0,87	1,18	1,51	2,25
(Eu/Yb) _n	1,18	1,1	1,16	0,97	4,12	1,12	1	1,83	2,51	2,06
Eu/Eu*	0,9	0,97	0,99	0,93	1,11	0,9	0,95	1,01	1,77	1,29

PF= Perda ao fogo, ΣETRP= Somatória dos elementos terras raras pesados e ΣETRL= Somatória dos elementos terras raras leves.

Tabela 3 – Composições Normativas (CIPW) dos metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

Minerais Normativos Rocha	Metabasaltos								Metagabros	
	VN-04	VN-11	VN-17	VN-22	VN-26	VN-31	VN-36A	VN-41	VN-16	VN-24A
Quartzo	7,87	4,81	8,48	7,79	6,35	3,73	4,33	16,00	3,77	6,42
Ortoclásio	4,37	3,55	6,44	4,43	2,48	5,32	3,72	6,44	2,30	5,32
Albita	19,12	23,86	14,55	19,38	15,82	20,82	20,73	38,33	23,44	24,45
Anortita	24,97	24,04	27,67	30,18	28,73	24,09	23,65	17,76	36,95	27,97
Tn	2,93	2,54	2,14	0,00	1,84	1,52	5,40	1,27	0,01	0,11
Diopsídio	13,06	15,88	5,99	19,59	15,87	16,82	11,40	6,57	16,66	15,46
Hiperstênio	8,37	8,63	14,96	1,35	10,33	10,63	11,73	4,10	8,74	8,55
Hematita	16,96	14,06	15,74	12,98	17,00	14,43	16,66	7,56	6,45	10,01
Ilmenita	0,45	0,43	0,51	0,45	0,53	0,51	0,51	0,21	0,26	0,41
Rutilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatita	0,36	0,26	0,24	0,24	0,33	0,17	0,57	0,64	0,05	0,12
Total*	98,46	98,06	96,72	98,39	99,28	98,05	98,71	98,89	98,62	98,83
Á 100%										
Qz*	25,09	14,92	28,77	24,65	25,76	12,48	15,04	26,32	12,77	17,73
Or*	13,93	11,01	21,85	14,01	10,06	17,81	12,92	10,59	7,79	14,70
Ab*	60,96	74,05	49,37	61,32	64,17	69,70	72,02	63,07	79,43	67,56
Or*	9,01	6,89	13,23	8,20	5,27	7,40	7,73	10,29	3,66	9,21
Ab*	39,45	46,37	29,90	35,89	33,63	41,44	43,09	61,29	37,39	42,34
An*	51,52	46,72	56,86	55,89	61,08	47,95	49,16	28,40	58,94	48,44
Ab / An	0,77	0,99	0,53	0,67	0,55	0,86	0,88	2,16	0,63	0,87
Ab / Or	4,38	6,72	0,53	4,37	6,38	3,91	3,91	5,95	10,19	4,60
[An*/(An*+Ab*)]x100	56,63	50,19	65,54	60,90	64,49	53,64	53,29	31,66	61,19	53,36

[An*/(An*+Ab*)]x100 = composição normativa do plagioclásio, * valor normalizado.

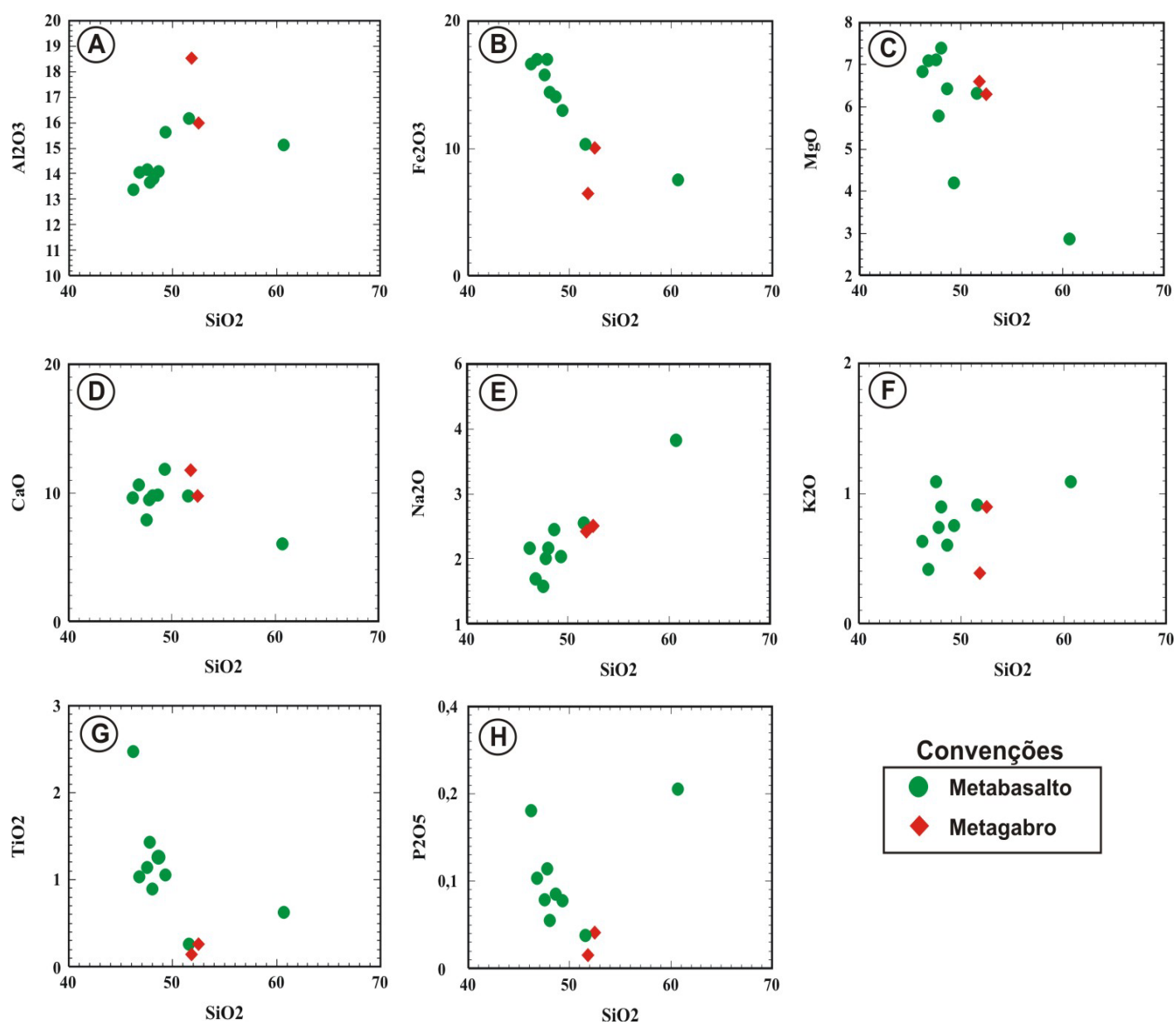


Figura 21 – Diagramas do tipo Harker para metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, mostrando o comportamento de elementos maiores em relação aos teores de SiO_2 .

6.5.2 – Elementos traço

Os elementos traço dos metabasaltos da Serra Leste, como se observa nos diagramas de Harker (Figura 22), não apresentam clara relação com o aumento da sílica, com exceções dos diagramas: Sr *versus* SiO₂ que possui correlação positiva e Zr *versus* SiO₂ e Nb *versus* SiO₂ os quais apresentam correlação negativa. Nas rochas estudadas (Tabela 1), as baixas concentrações de Co (20,3 - 69,3 ppm), altos conteúdos de V (124 - 449 ppm) e Zr (44 - 148 ppm) e leves a altos de Y (10,2 - 32,8 ppm) permitem compará-las às rochas básicas toleíticas, com base nos teores de MgO e de alguns elementos traço (Co, V, Zr e Y) (*cf.* Nisbet *et al.*, 1977).

6.5.3 – Elementos Terras Raras (ETR)

O padrão de elementos terras raras (ETR), com valores normalizados ao condrito (Evensen *et al.* 1978), apresentam um fracionamento de elementos terras raras pesados muito pequeno, indicado pelas razões (La/Yb)_n situadas entre 1,07 e 1,94 e que, na maioria das amostras, dá origem a padrões horizontalizados (Figura 23A). As anomalias negativas de Eu são muito discretas (0,9 <Eu/Eu* < 0,99.). Este comportamento também é verificado em basaltos toleíticos ricos em ferro (Cattell & Taylor 1990).

Em uma amostra de metabasalto, os elementos terras raras mostram fracionamento acentuado de elementos terras raras pesados em relação aos elementos terras raras leves (Figura 23A), marcado pela razão (La/Yb)_n = 18,71 (Tabela 1), e uma discreta anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* = 1,11) (Tabela 1).

No diagrama multielementar (Figura 23B), com valores normalizados pelo manto primordial, proposto por Wood *et al.* (1979), os metabasaltos apresentam anomalias positivas pronunciadas de Rb, K e La e menos acentuadas de Sm. Há também expressivas anomalias negativas de Th e Ti e menos acentuadas de Nb e Zr (Figura 23B).

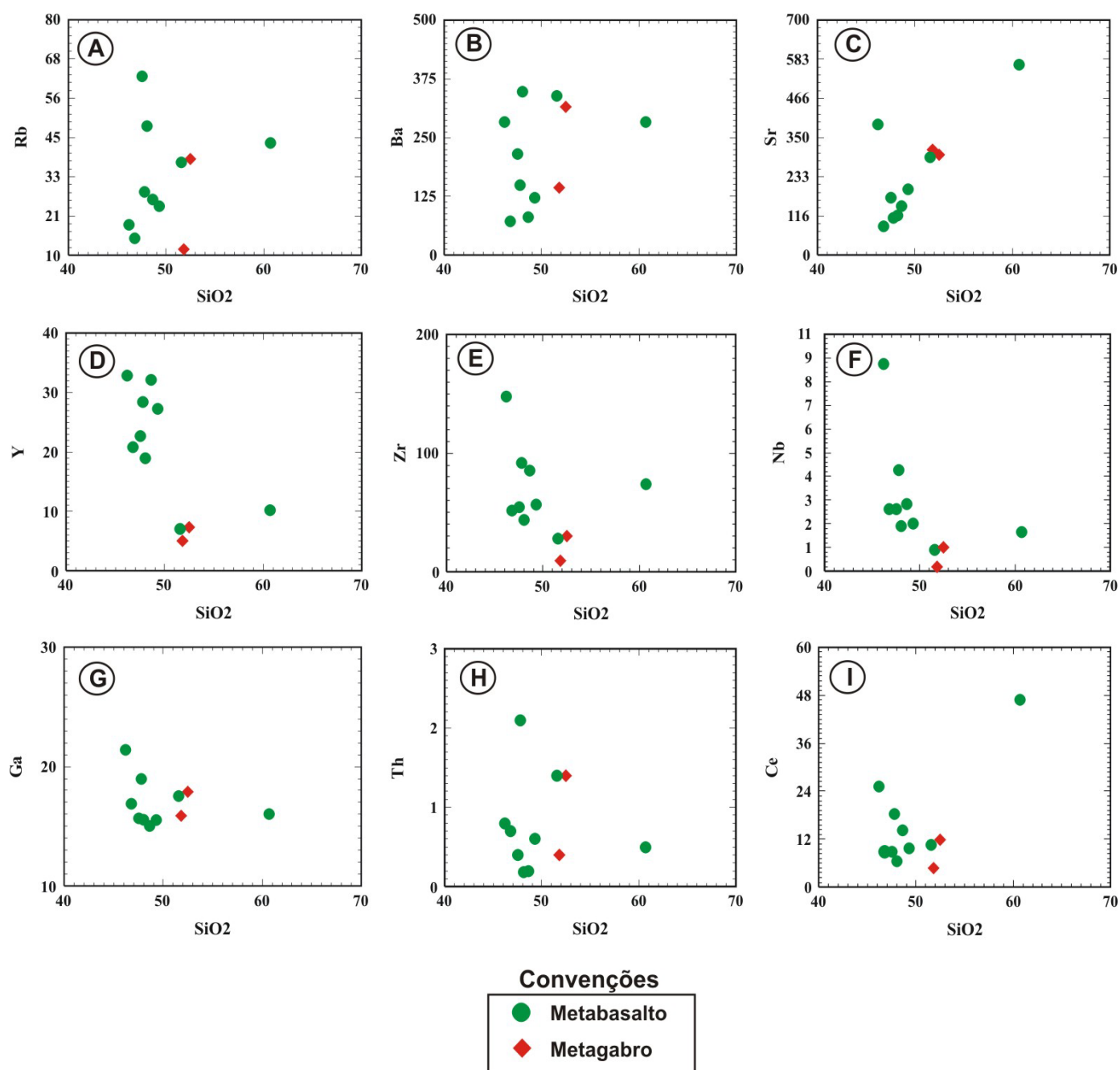


Figura 22– Diagramas do tipo Harker para metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, mostrando o comportamento de elementos traço em relação aos teores de SiO₂.

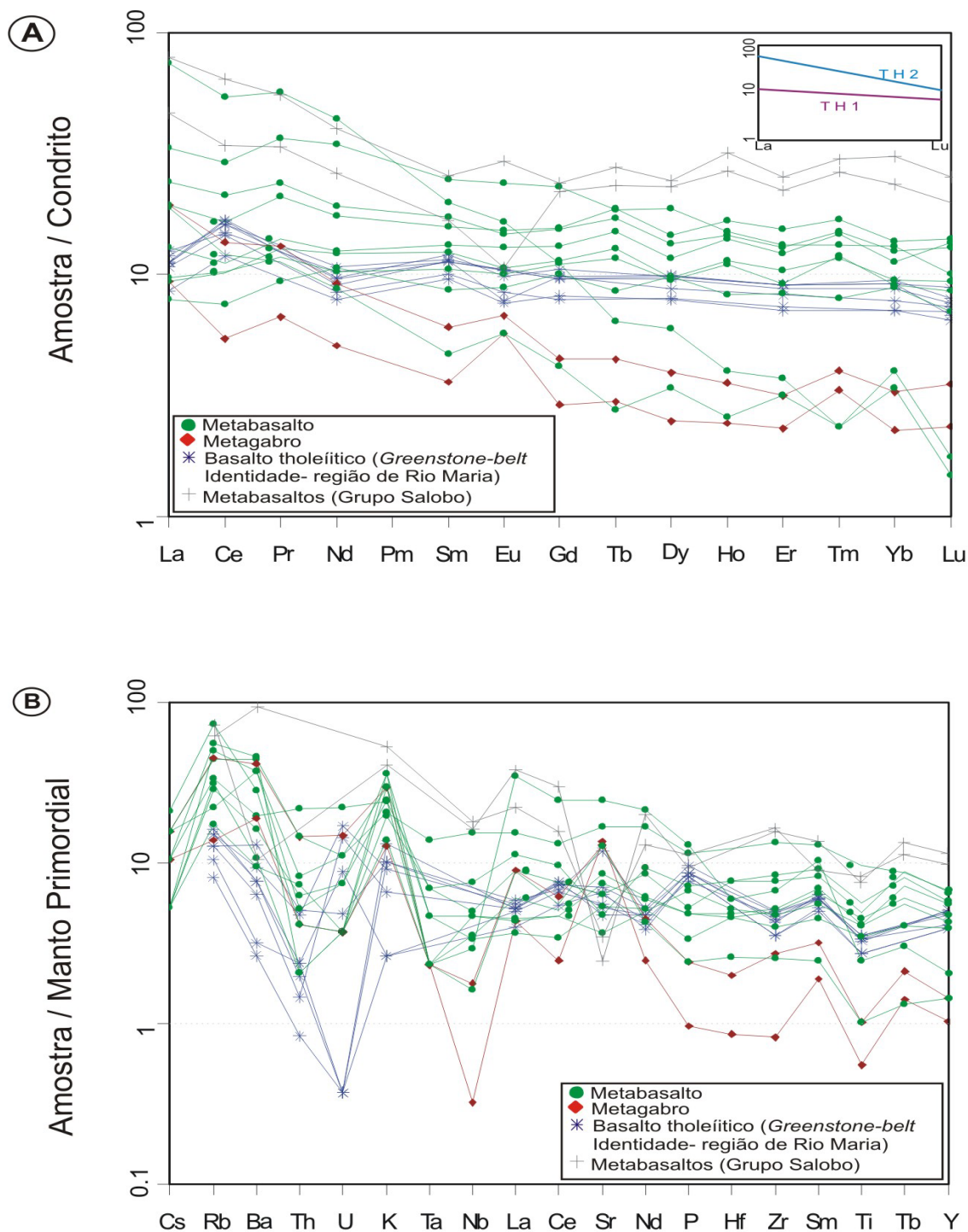


Figura 23 - (A) Padrões de elementos terras raras para os metabasaltos e metagabros encontrados na região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Dados normalizados em relação ao condrito de Evensen *et al.* 1978 (TH1 = toleitos arqueanos depletados, TH2 = toleitos arqueanos enriquecidos; Condie, 1981). (B) Diagrama multielementar para os metabasaltos e metagabros da Serra Leste. Os dados foram normalizados em relação ao manto primordial (Wood *et al.* 1979).

6.5.4 – Caracterização Tipológica

No diagrama que compara o total de álcalis *versus* sílica (Figura 24A) (Le Maitre 1984) as rochas metabásicas e os metagabros da região da Serra Leste ocupam predominantemente o campo dos basaltos e, de modo subordinado, o campo dos basaltos andesíticos. Nos diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977) as amostras se posicionam no campo dos basaltos subalcalinos (Figuras 24B e 24C).

No diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-FeO}^{\dagger}\text{-MgO}$ (Figura 25A) de Irvine & Baragar (1971), as amostras analisadas têm características de basaltos toleíticos. Os altos teores de ferro (Tabela 2) permitem comparar os metabasaltos da Serra Leste com os basaltos enriquecidos em ferro dos *greenstones* de Munro Township (Canadá) (Arndt *et al.* 1977). Esta tendência é confirmada quando se adota o diagrama $(\text{Fe}^{\dagger}+\text{Ti})\text{-Al-Mg}$ de Jensen (1976) (Figura 25B).

Alguns diagramas, segundo Pearce & Cann (1973) e Pearce & Norry (1979), que tentam discriminar ambientes geotectônicos com base na geoquímica de basaltos foram aplicados para as rochas estudadas, tendo em conta dificuldade de se estabelecer esta relação, que é inerente ao estudo de rochas máficas. Os metabasaltos e metagabros estudados têm semelhanças com os toleitos de arcos de ilha, quando se utiliza o diagrama $\text{TiO}_2 - (10 \text{ MnO}) - (10 \text{ P}_2\text{O}_5)$ de Mullen (1983) (Figura 25C). No diagrama $(\text{Ti}/100) - \text{Zr} - \text{Y}$ (Pearce & Cann 1973), os metabasaltos da região da Serra Leste se comparam com rochas pobres em potássio presentes em fundo oceânico (Figura 26A). No diagrama de Pearce & Cann 1973 (Zr/Y *versus* Zr) (Figura 26B), as rochas metabásicas da Serra Leste se assemelham aos basaltos de arco de ilha e aos de cristas oceânicas, embora a grande dispersão das amostras dificulte uma precisa correlação com os ambientes propostos.

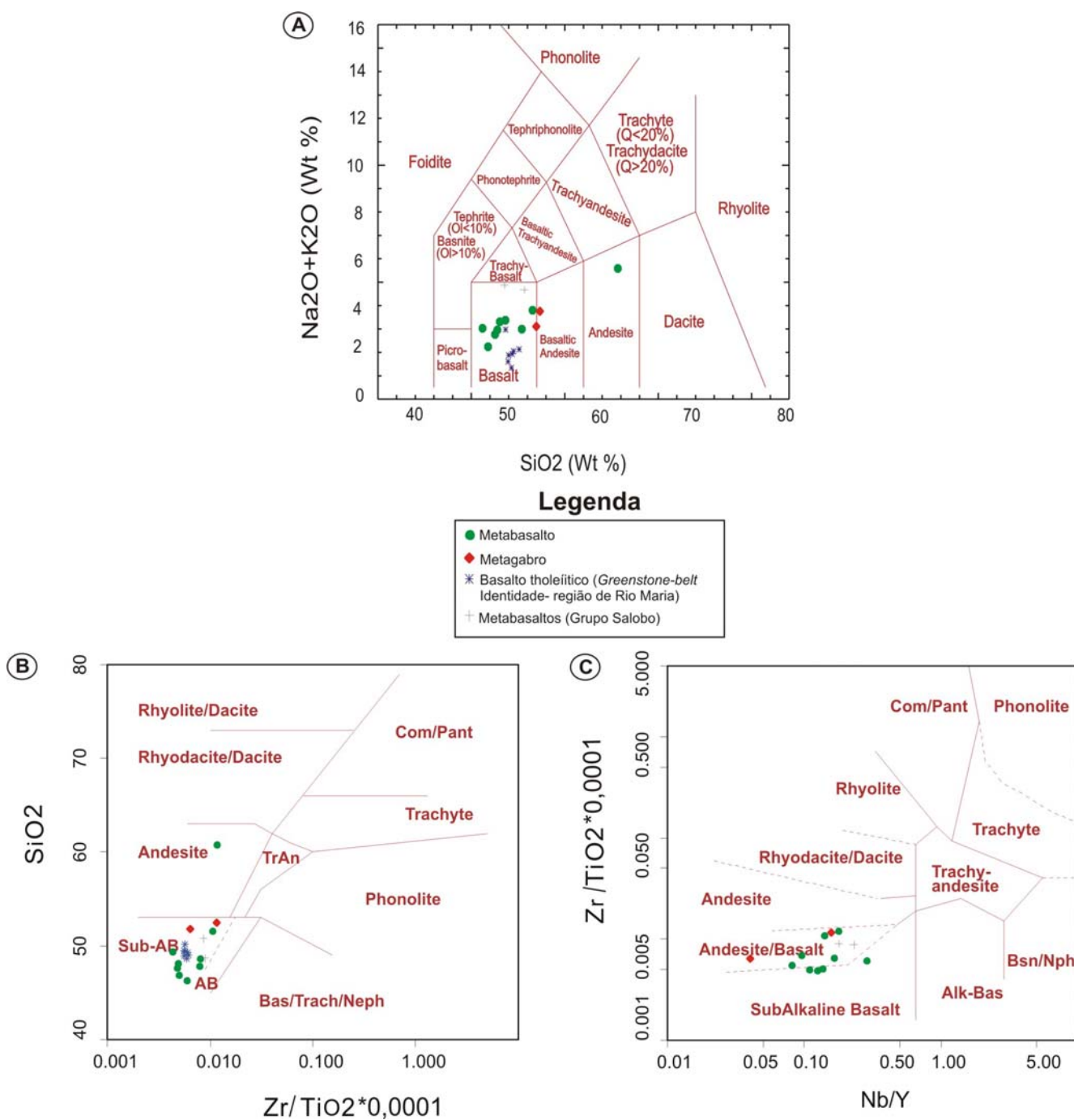


Figura 24 – Caracterização geoquímica dos metabasaltos e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama (Na₂O+K₂O) vs. SiO₂ (Le Maitre 1989), (B) Diagrama SiO₂ vs. Zr/TiO₂ * 0,0001 de Winchester & Floyd (1977) e (C) Diagrama Zr/TiO₂ * 0,0001 vs. Nb/Y de Winchester & Floyd (1977).

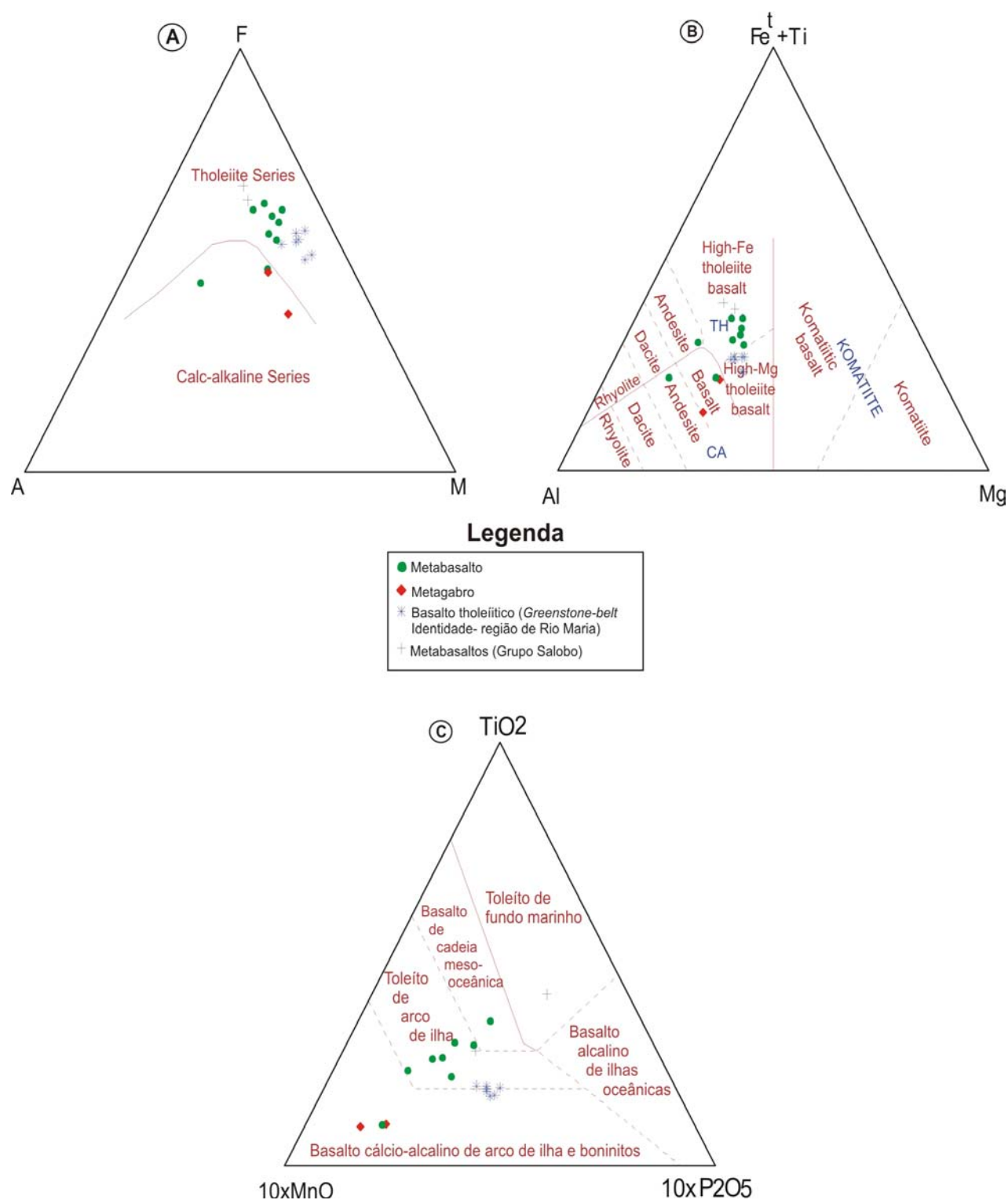


Figura 25 - Caracterização geoquímica das amostras de metabasaltos e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama triangular FeO-TiO₂-MgO, segundo Irvine & Baragar (1971), (B) Diagrama Al-(Fe+Ti)-Mg de Jensen *et al.* (1976) e (C) Diagrama TiO₂ - (10 MnO) - (10 P₂O₅) de Mullen (1983).

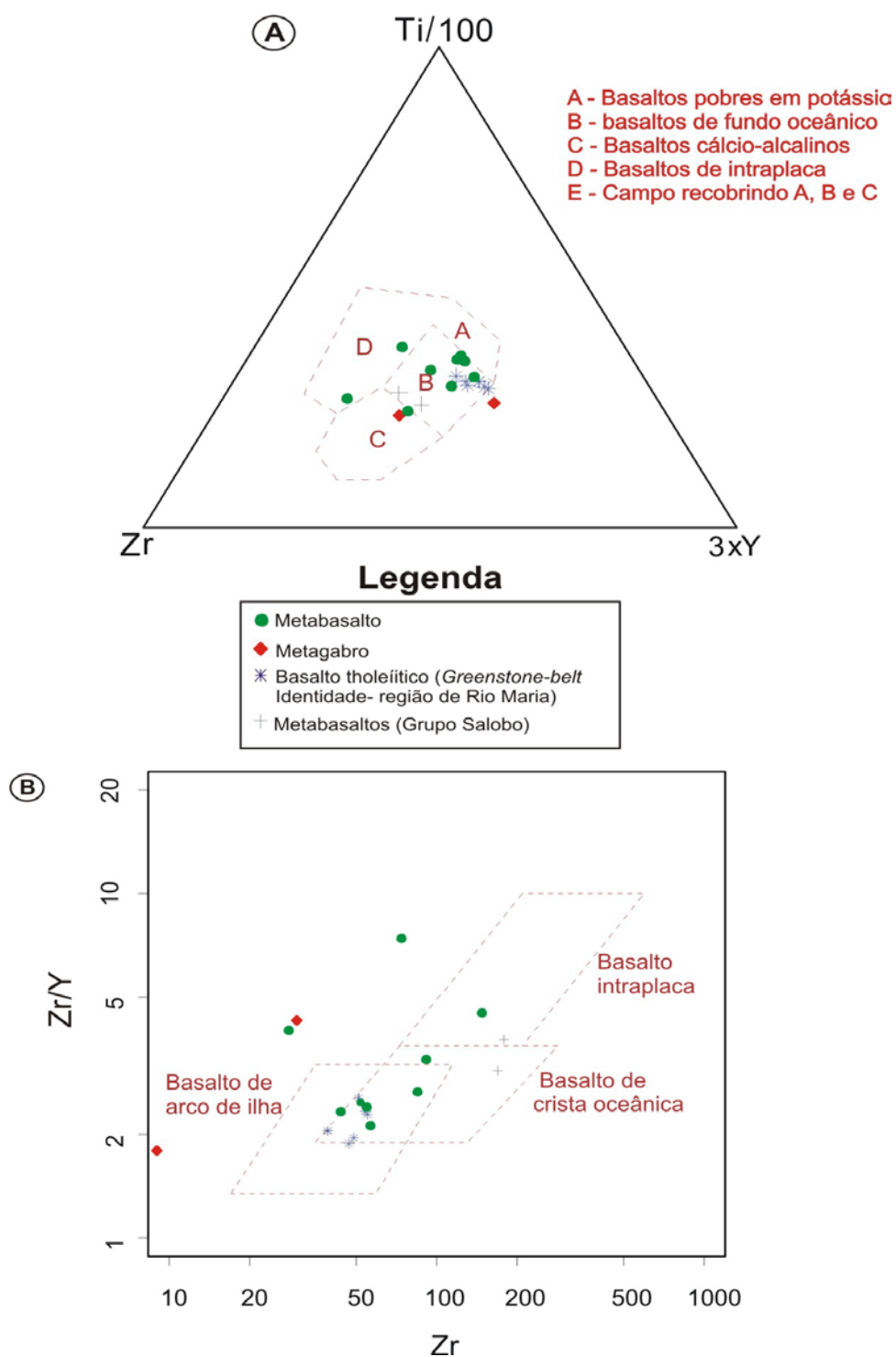


Figura 26 - Caracterização geoquímica de metabasaltos e metagabros da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama (Ti/100) – Zr – Y (Pearce & Cann 1973) e (B) Diagrama Zr/Y versus Zr (Pearce & Norry 1979).

6.6 – DISCUSSÃO

Com base nos teores de MgO e elementos traço (Ni, Cr, V, Zr e Y) Nisbet *et al.* (1977) e Blais (1989) distinguiram toleítos de associações komatiíticas. Concentrações de Co, altos conteúdos de V e Zr e leve a altos de Y das amostras estudadas (Tabela 2) permitem igualmente compará-las às rochas toleíticas. Isto corrobora com a característica geoquímica das amostras analisadas que está representada no diagrama triangular FeOt-Na₂O+K₂O-MgO, segundo Irvine & Baragar (1971) (Figura 25A). O diagrama Al-(Fet+Ti)-Mg de Jensen *et al.* (1976) (Figura 25B) retrata que estas rochas são basaltos toleíticos enriquecidos em ferro assim como os *greenstones* de Munro Township (Canadá) (Arndt *et al.* 1977).

O comportamento dos elementos terras raras dos metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste é semelhante ao comportamento observado em toleítos ricos em ferro (Catter & Taylor 1990) e nos toleítos arqueanos enriquecidos (TH2) de Condie (1981) (Figura 23A).

De acordo com Arndt *et al.* (1977) os elementos terras raras mostram efeitos de eventos de alteração hidrotermal e/ou metamorfismo. Assim, os elementos terras raras pesados dos metabasaltos e metagabros da região da Serra Leste (Figura 23A) que sofreram leve fracionamento e o comportamento irregular da maioria dos elementos maiores, visto nos diagramas de Harker (Figura 21), indicam que estas rochas foram afetadas por algum processo de alteração durante extrusão e/ou metamorfismo. A regularidade de CaO e Sr sugere que o processo de alteração sofrido durante e depois da extrusão e subsequente metamorfismo não perturbou o *trend* magmático destes elementos.

Através do diagrama de Hanson, (1978) (elemento traço compatível vs. incompatível) (Figura 27) é possível notar que as rochas metabásicas da Serra Leste, passaram por uma evolução predominantemente governada por mecanismos de cristalização fracionada.

A associação litológica (metabasaltos, metaultramáficas, formações ferríferas, quartzitos e metapelitos) adicionada à composição química dos metabasaltos (toleítos ricos em ferro) permite interpretar as seqüências supracrustais encaixantes dos granitóides encontrados na região da Serra Leste como do tipo

greenstones-belt. Há algumas semelhanças entre as rochas estudadas e os basaltos toleíticos tipo *greenstones-belt* Identidade da região de Rio Maria (Figuras 23A, 24, 25, 26). Esta semelhança também ocorre com os metabasaltos do Grupo Salobo estudados por Lindemayer *et al.*(1994b) e com rochas metabásicas encaixantes do Complexo Granítico Estrela estudado por Barros & Barbey (1998). Com isto, presume-se que as rochas estudadas sejam a continuação, para leste, das seqüências supracrustais Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca e Grão-Pará.

Na região de Curionópolis e Parauapebas diversos autores incluíram as rochas metavulcano-sedimentares ao grupo de rochas pertencentes ao embasamento, as quais, provavelmente passaram por forte deformação causada pelo Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma) (Barros *et al.*2004). Barros (1997) e Lindenmayer *et al.* (1994b) observaram que as rochas metavulcano-sedimentares passam lateralmente para domínios de grau metamórfico menor, algo similar foi observado nas rochas estudadas.

Datações feitas em cristais de zircão (U–Pb) forneceram idades de 2,76 Ga para rochas anfibolíticas dos grupos Igarapé Pojuca e Salobo (Machado *et al.* 1991) e para riolitos do grupo Grão-Pará (Wirth *et al.* 1986). As seqüências do tipo *greenstones* de Rio Maria (Supergrupo Andorinhas), descritas inicialmente por Cordeiro (1982) e Hirata *et al.* (1982), constituída por uma unidade basal (Grupo Babaçu) cuja idade é de 2904 ± 22 Ma (U–Pb em zircão) e uma superior (Grupo Lagoa Seca), datada por Macambira & Lancelot (1992) em 2979 ± 5 Ma (U–Pb em zircão) (Pimentel & Machado, 1994).

Na região da Serra Leste, no Km 16 da rodovia PA-275, Machado *et al.* (1991) dataram granitóides da pedreira do CIMCOP pelo método U - Pb em zircão e obtiveram idade de 2851 ± 4 Ma para estas rochas. Porém, nesta região foram registrados os granitóides da pedreira do CIMCOP e verificados xenólitos de metabasaltos nestes granitóides (Figura.17C). A clara relação espacial e temporal observada no campo entre os metabasaltos e granitóides do CIMCOP e entre outros granitóides estudados na região sugere que os metabasaltos são mais antigos que os granitóides do CIMCOP. Ou seja, a idade de 2851 ± 4 Ma (Machado *et al.* 1991) dos granitóides na pedreira não seria a idade de cristalização desta rocha uma vez

que se pode constatar no campo que estes granitóides não sofreram migmatização conforme Machado *et al.* 1991 havia descrito e que melanossoma e leucossomas descrito por este autor, representam na verdade xenólitos de rocha metabásica e sua rocha granítica hospedeira. Isto implica que a idade de 2851 ± 4 Ma (considerada como idade de migmatização por Machado *et al.*, 1991) dos granitóides na pedreira não seria a idade de metamorfismo e sim a sua idade de cristalização desta rocha.

Através da análise petrográfica e estrutural pode-se constatar que a intrusão dos granitóides da pedreira do CIMCOP causou forte efeito termal nas rochas metabásicas estudadas, seria provavelmente idade de cristalização do granitóide. Esta relação dos metabasaltos com os granitóides ocorre em toda a área estudada, logo a idade dos metabasaltos estudados da região da Serra Leste deve, muito provavelmente, ser mais antiga que 2851 ± 4 Ma. Sendo assim, há uma forte possibilidade de que os metabasaltos da Serra Leste sejam contemporâneos com os do *greentone* da região de Rio Maria que apresenta idade de 2904 ± 22 Ma (Macambira & Lancelot 1992) e de 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994).

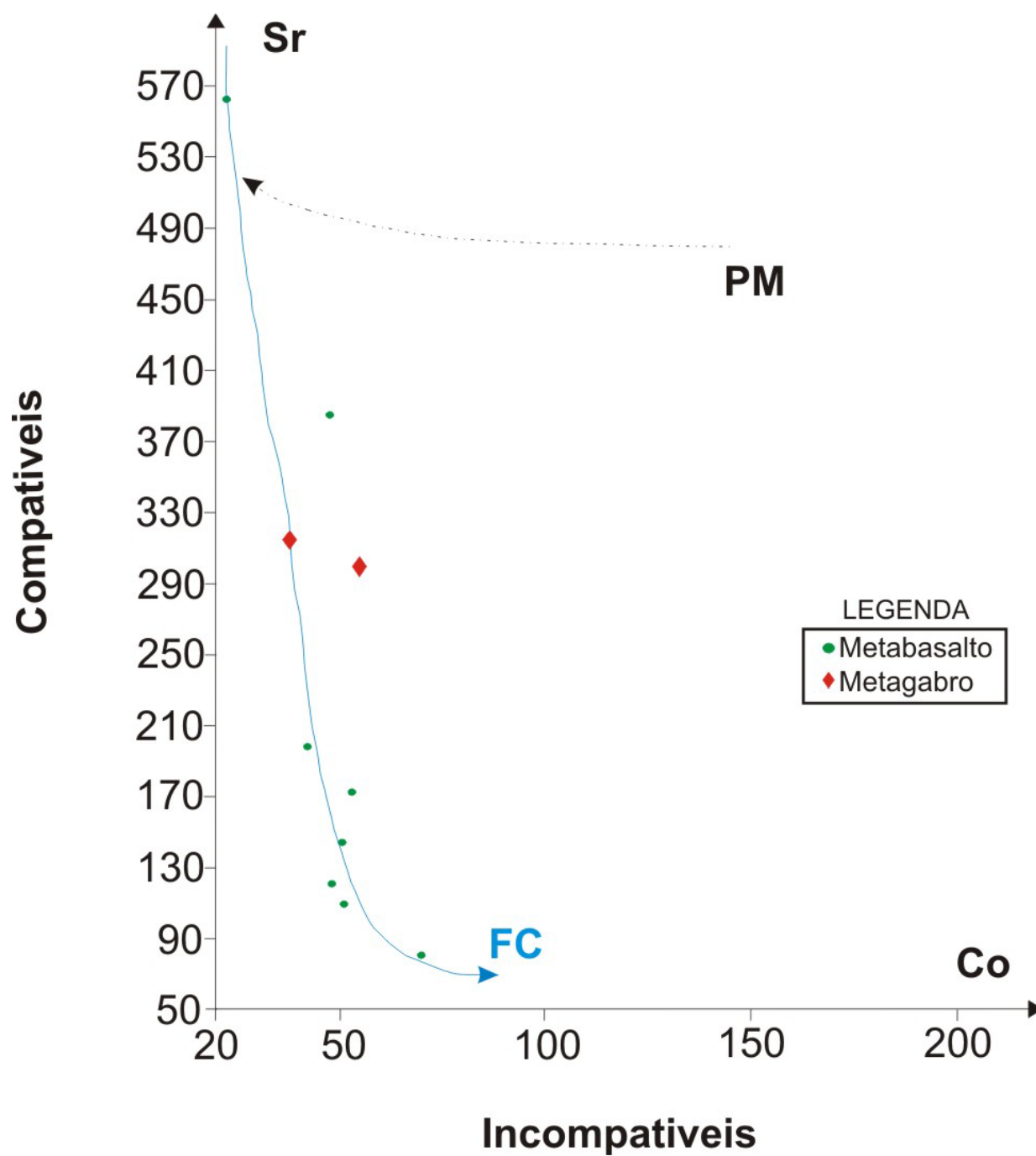


Figura 27 – Diagrama de Hanson (1978) (elementos incompatíveis vs. Compatíveis) que serve para discriminar evolução da rocha por meio de cristalização fracionada (PM) e/ou fusão parcial (FC).

7 – GRANITÓIDES

7.1 – MODO DE OCORRÊNCIA

As rochas granitóides afloram de modo descontínuo na área (Figura 7) sob a forma de lajedos ou blocos (na porção norte da área mapeada) e morrotes isolados bordejados por metabasaltos foliados (porção centro/sul e sudeste). No sudeste da área há um morro sustentado por um granitóide com boa exposição na pedreira do CIMCOP, situada no Km -16 da rodovia PA-275.

7.2 – PETROGRAFIA

Serão apresentados neste tópico os aspectos petrográficos dos granitóides mapeados na região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Foi dada ênfase para a caracterização petrográfica e análise textural destes granitóides.

7.2.1 – Composições modais e classificação

Foram realizadas dezessete análises modais em amostras dos granitóides da região da Serra Leste, cujos resultados estão expressos na Tabela 4. Os dados modais, quando plotados no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 28), mostram variedades petrográficas classificadas como: Biotita-Quartzo diorito, Biotita trondjemito, Hornblenda-biotita tonalito, Hornblenda-biotita trondjemito, Biotita granodiorítico e Biotita monzogranito, demonstrando a heterogeneidade composicional destes granitóides.

A Tabela 4 e a Figura 28 mostram que os teores de minerais máficos (M) dos biotita-quartzo diorito variam entre 7,5% a quase 13%, o hornblenda-biotita tonalito possui teor de máficos pouco mais que 16%, enquanto que as variedades biotita monzogranito, hornblenda-biotita trondjemito, biotita granodiorito, bem como o biotita trondjemito atingem valores máximos de 2,6; 7,2; 7,3 e 10%, respectivamente.

A disposição das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste no diagrama QAP (Figura 28) (*cf.* Streckeisen 1976) se assemelha àquela da série expandida cálcio-alcalina trondjemítica e cálcio-alcalina granodiorítica de acordo com a classificação de Lameyre & Bowden (1982). A distribuição geográfica destes tipos petrográficos é mostrada na figura 29.

Tabela 4 – Composições modais das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás

Fácies	BTj					BQd				BMz		BGn		HBTj			HBTn
Mineral	VC-2A	VC-2C	VC-01	VC-3B	VC-15	VC-10B	VN-09	VC-03	VC-2B	VC-7	VC-11A	VC-8	VN-10	VN-02	VN-03	VN-07	VN-01
Quartzo	40,9	41,4	24,3	35,8	18,6	9,7	20,1	5,2	14,6	30,6	28,1	23,8	29,8	32,3	24,1	26,6	22,0
Plagioclásio	5,29	5,4	69,9	54,1	72,2	72,8	60,2	88,3	72,6	33,2	28,8	53,9	57,6	58,8	58,4	62,3	52,7
Microclína	-	-	-	-	-	6,1	8,3	-	-	33,5	40,0	17,4	11,1	3,5	7,0	6,3	8,3
Biotita	6,0	3,2	5,2	9,7	8,7	10,1	7,0	6,2	12,5	2,6	2,6	3,4	0,2	-	0,2	-	8,1
Opacos	-	-	0,4	0,2	0,2	0,2	2,1	1,0	0,2	-	-	0,3	-	0,4	1,6	0,8	1,2
Epídoto	-	3,2	-	-	-	0,8	0,4	-	-	-	-	-	0,7	1,8	1,0	1,6	3,2
Titanita	-	0,5	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	1,0	-	-	-	-	0,6
Apatita	-	-	-	-	0,1	0,1	0,1	-	-	-	-	-	-	-	0,2	-	0,1
Clorita	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	0,4	-	1,2	-	1,2
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	3,0	2,2	2,2
Alanita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,0	-	-	-	-

Siglas: **BTj**: Biotita trondhjemitó; **BQd**: Biotita-Quartzo diorito; **BMz**: Biotita monzogranito, **BGn**: Biotita granodiorito, **HBTj**: Hornblenda-biotita trondhjemitó e **HBTn**: Hornblenda-biotita tonalito.

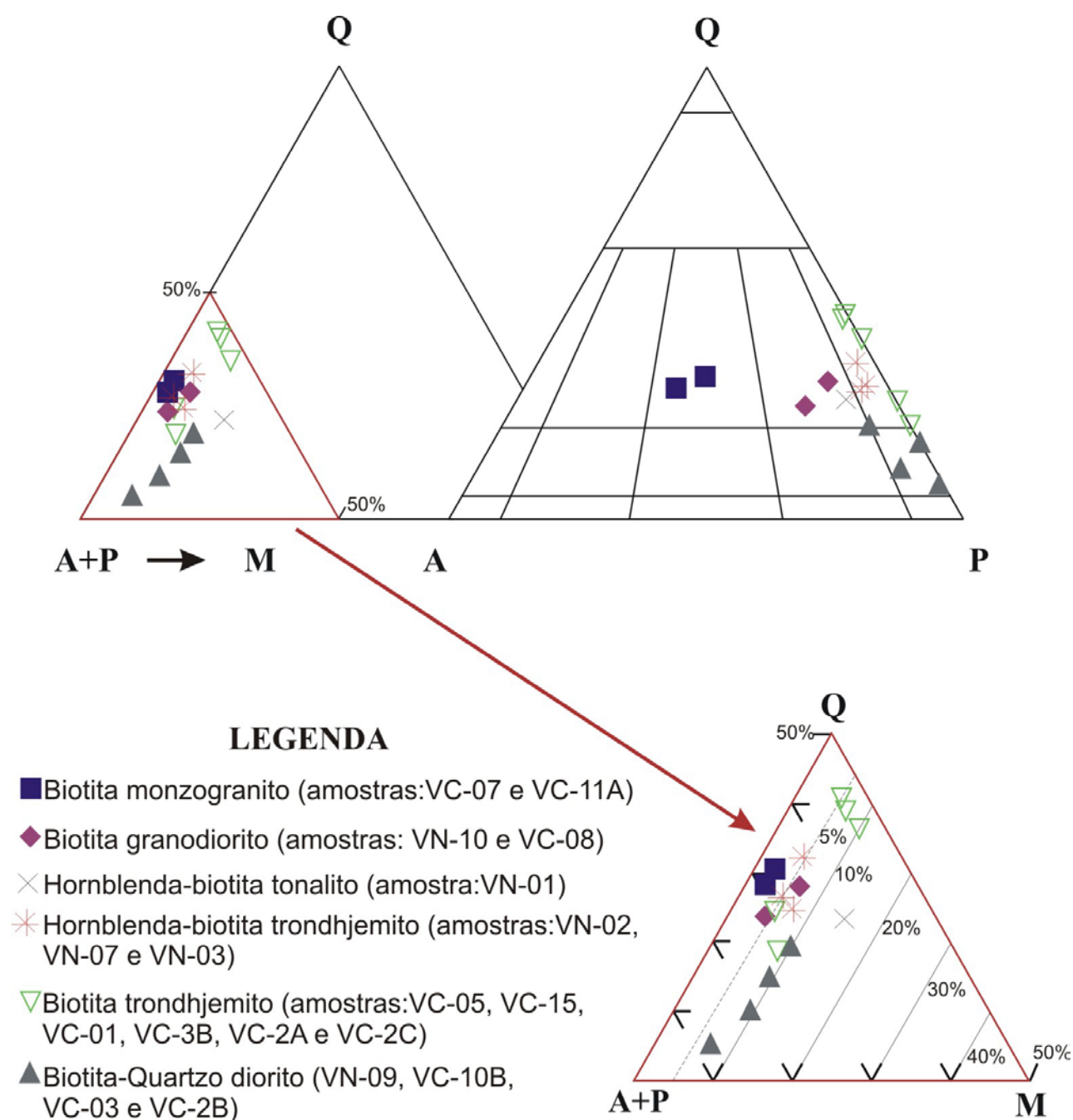
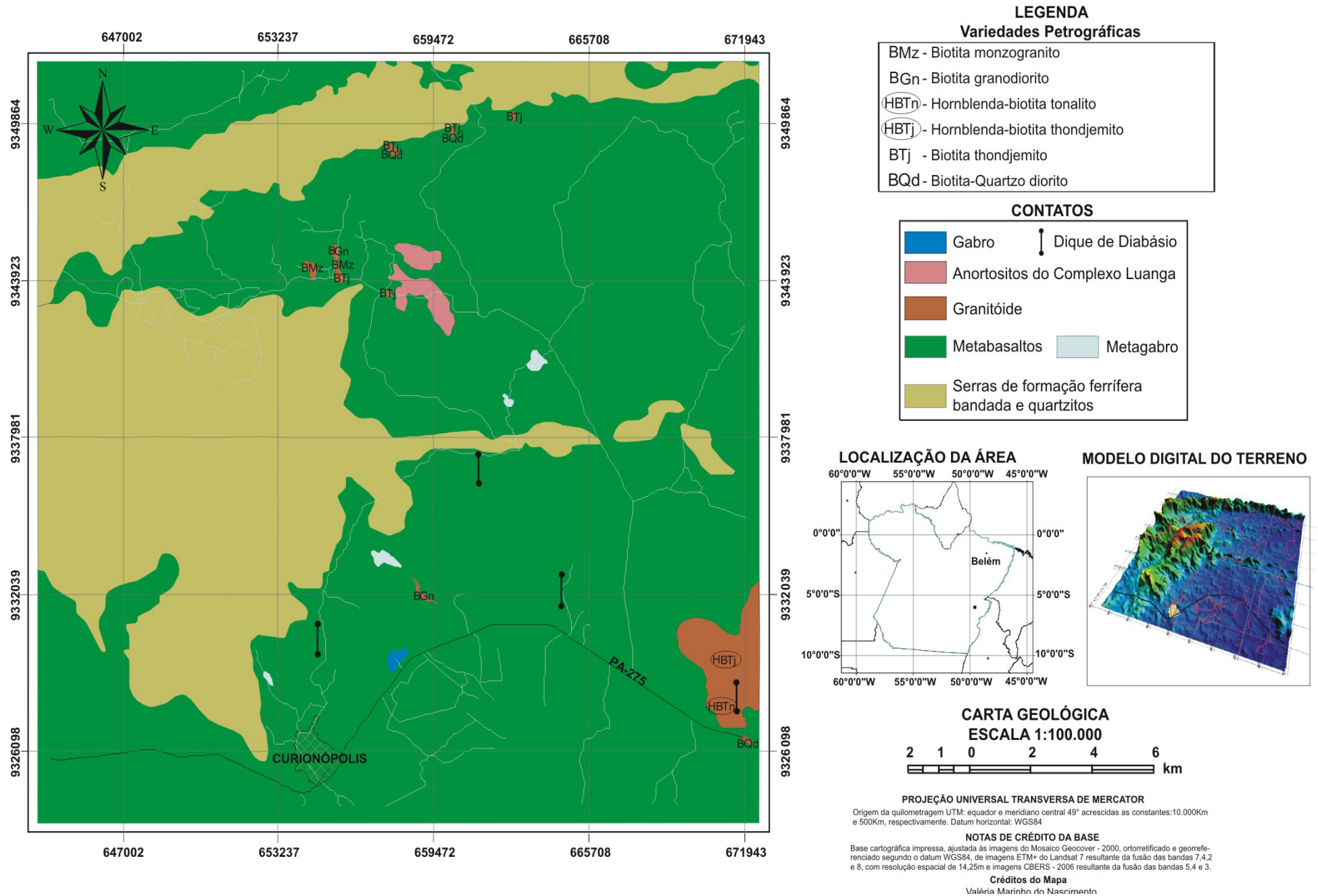


Figura 28 - O diagrama QAP (Streckeisen 1976), confeccionado com base na análise modal dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, mostra as variedades petrográficas: Biotita-Quartzo diorito, Biotita trondhjemitico, Hornblenda-biotita tonalito, Hornblenda-biotita trondhjemitico, Biotita granodiorítico e Biotita monzogranito. No diagrama Q-(A+P)-M é possível a verificação de que há pouca quantidade de máficos nas amostras estudadas.

Figura 29 – Mapa litológico e de variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.



7.2.2 – Variedades Petrográficas

7.2.2.1 – Biotita-Quartzo diorito

Descrição macroscópica

O tipo petrográfico biotita-quartzo diorito apresenta cor cinza escuro, textura fanerítica, holocristalina e mesocrática, granulação fina a média e é equigranular (Figura 30A). Há presença de foliação penetrativa marcada por níveis de minerais máficos e félsicos.

Descrição mineralógica e textural

O estudo microscópico nesta rocha, no que se refere à mineralogia e textura, permite a identificação de minerais essenciais como: **plagioclásio**, **álcali-feldspato** e **quartzo**. A **biotita** é o mineral varietal. Em geral os minerais acessórios são: **apatita**, **titanita**, **opacos** e **zircão**. Como minerais secundários tem-se: **epídoto**, **clorita** e **carbonato**. A textura principal é granular hipidiomórfica e localmente textura ofítica e subofítica.

Os cristais de **plagioclásio** (An_{15}) são finos a médios (<1,2 mm), subédricos a anédricos e exibem extinção ondulante leve a moderada. Mostram contatos irregulares entre si e com cristais de álcali-feldspato, quartzo e biotita. O maclamento predominante é do tipo albita e seu principal produto de alteração é sericita-muscovita.

Os **álcali-feldspatos** (microclina/pertítica) são anédricos, possuem extinção leve a moderadamente ondulante e apresentam intercrescimento pertítica dando um caráter mesopertítico para estes cristais (Figura 30B). Seus contatos são irregulares com cristais de plagioclásio, quartzo e biotita. Os álcali apresentam inclusões de lamelas de biotita.

Os cristais de **quartzo** são finos (<1 mm), anédricos, possuem forte extinção ondulante, subgrãos, neoblastos (Figura 30B) e apresentam contatos irregulares, levemente retilíneos e poligonais com outros cristais de quartzo. Encontram-se alongados e com orientação preferencial paralela a das lamelas de biotita.

As lamelas de **biotita** são subédricas a anédricas, possuem forte pleocroísmo que vai de amarelo pálido (X) a marrom-escuro (Y=Z). A biotita

apresenta forte orientação preferencial caracterizando a foliação penetrativa existente na rocha.

Os cristais de **apatita** são finos (< 0,4 mm), subédricos a anédricos e associam-se aos minerais máficos. Os cristais de **titanita** são finos, anédricos a subédricos. Os **opacos** são subédricos a anédricos e normalmente estão associados a lamelas de biotita, cristais de plagioclásio e titanita. O **zircão** é fino, anédrico.

O **epídoto**, o **carbonato** e a **clorita** são minerais de alteração existentes nesta rocha. O epídoto e o carbonato são anédricos e ocorrem como produto de alteração do plagioclásio. A clorita é anédrica a subédrica e ocorre como mineral de alteração da biotita.

7.2.2.2 – Biotita trondhjemitó

Descrição macroscópica

A rocha possui cor cinza médio, textura fanerítica, é holocristalina, a granulação varia de fina a média sendo equigranular e é anisotrópica com foliação penetrativa moderada a fraca (Figura 30C).

Descrição mineralógica e textural

O biotita trondhjemitó é constituído essencialmente por **plagioclásio**, **álcali-feldspato** e **quartzo**. A **biotita** é o mineral varietal. **Opacos** e **apatita** são os minerais acessórios e **epídoto**, **carbonato** e **clorita** são os minerais secundários. A textura principal é granular hipidiomórfica

O **plagioclásio** (An₅₂) apresenta-se como cristais anédricos finos a médios (3,6 a 1,6 mm). O maclamento predominante é do tipo albita. Alguns cristais estão zonados e a maioria altera-se para sericita.

Os cristais de **quartzo** são anédricos médios a grossos (6,2 a 3,6 mm), possuem extinção ondulante, fraturas e subgrãos. São encontrados na forma de agregados de finos neoblastos contornando grãos maiores de quartzo e também associados às lamelas de biotita (Figura 30D).

O **álcali-feldspato** (microclina peritítica) é anédrico, médio a grosso (7,2 a 3,1 mm) e apresenta intercrescimento peritítico. Seus contatos são irregulares com

cristais de plagioclásio, quartzo e biotita .Nos álcalis são comuns inclusões de plagioclásio e quartzo.

A **biotita** forma agregados de cristais anédricos a subédricos. Apresenta pleocroísmo marrom acastanhado (y=z) a amarelo pálido (x) e se associa a agregados de titanita, opacos, epídotos e carbonato. A biotita se altera de modo heterogêneo para clorita. Em algumas rochas a biotita forma agregados de cristais finos, cujos contatos retilíneos desenvolvem feições granoblásticas.

Os **opacos** são anédricos e geralmente associam-se aos agregados de biotita, são encontrados também inclusos no plagioclásio. A **apatita** é anédrica a subédrica e geralmente associam-se com cristais de plagioclásio.

O **epídoto** ocorre como cristais anédricos e é produto de alteração do plagioclásio. Os **carbonatos** se desenvolvem preferencialmente sobre os cristais de plagioclásio na forma de cristais anédricos. A **clorita** é produto de alteração da biotita.

Cristais finos de sericita são geralmente abundantes e produzidos pela alteração de plagioclásio. Em algumas rochas a sericita pode gradar lateralmente para cristais algo maiores e, localmente, pode haver o sobrecrecimento deste mineral, nestes casos, desenvolvendo cristais maiores de muscovita.

7.2.2.3 – Hornblenda-biotita trondhjemitó

Descrição macroscópica

Esta rocha de granulação fina a média possui cor cinza esbranquiçada, textura fanerítica, holocristalina e leucocrática, é equigranular e apresenta uma forte foliação penetrativa marcada pela orientação preferencial de minerais máficos e plagioclásio. Existe a presença de sulfetos nos hornblenda biotita-trondhjemitos (Figura 30E).

Descrição mineralógica e textural

Por meio de estudo microscópico em lâminas delgadas em relação à textura e a mineralogia nos hornblenda-biotita trondhjemitó, foi possível notar que a textura principal é granular hipidiomórfica e que a rocha é constituída principalmente por **plagioclásio**, **álcali-feldspato** e **quartzo**. Os minerais varietais existentes são

biotita e **hornblenda**. Os cristais de **apatita**, **opacos** e **zircão** fazem parte dos minerais acessórios. O **epídoto**, **clorita** e **carbonatos** são minerais de alteração. Esta rocha apresenta orientação preferencial de minerais máficos (biotita, hornblenda, clorita, epídoto e carbonato) e de minerais félsicos (plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo).

Os cristais de **plagioclásio** (An₁₃) são finos a médios (< 1,3 mm), anédricos e subédricos. Apresentam maclamento do tipo albita, moderada extinção ondulante, possuem contatos irregulares com os minerais ferromagnesianos e contatos levemente retilíneos entre si e com cristais de álcali-feldspato e quartzo. O principal produto de alteração do plagioclásio é a sericita-muscovita (Figura 30F).

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclina, possuem granulação média (1,0 – 3,0 mm), são subédricos a anédricos, possuem extinção leve a moderadamente ondulante, zoneamento moderado e apresentam intercrescimento pertítico. Mostram contatos lobados com cristais de plagioclásio e quartzo.

Os cristais de **quartzo** são finos a médios (0,9 – 1,8 mm), anédricos, exibem forte extinção ondulante, subgrãos e possuem contatos levemente retilíneos entre si e lobados com os outros minerais.

As lamelas de **biotita** são subédricas a anédricas e apresentam forte pleocroísmo que varia de amarelo-pálido (X) a marrom-escuro (Y=Z). A biotita encontra-se alterada para hornblenda e epídoto.

Os cristais de **hornblenda** são finos (< 1,0 mm), subédricos a anédricos e seu pleocroísmo é marcado por tonalidades de verde-amarelado (X), verde (Y) e verde azulado (Z). Este mineral encontra-se alterado para opacos e epídoto (Figura 30F).

Os **opacos** são finos, subédricos a anédricos e normalmente associam-se aos epídotos que são encontrados no núcleo dos cristais de hornblenda. Os finos cristais de **apatita** são subédricos a anédricos e geralmente estão associados aos cristais de hornblenda e plagioclásio. O **zircão** ocorre como inclusão na biotita e hornblenda. O **epídoto** é produto de alteração do plagioclásio e hornblenda. O **carbonato** é de alteração do plagioclásio. A **clorita** de alteração da hornblenda.

7.2.2.4 – Hornblenda-biotita tonalito

Descrição macroscópica

Esta rocha possui granulação fina a média, cor cinza claro, textura fanerítica, holocristalina e leucocrática, é equigranular e apresenta uma forte foliação penetrativa marcada pela orientação preferencial de minerais máficos e félsicos. Há presença de sulfetos nos hornblenda biotita-tonalito.

Descrição mineralógica e textural

A variedade Hornblenda-biotita tonalito possui características semelhantes em relação a aspectos mineralógicos e texturais a Hornblenda-biotita thondjemito. O que diferencia estas duas variedades é a quantidade de minerais máficos, pois a Hornblenda-biotita tonalito possui quantidade de máficos (M) igual 16,6% e a Hornblenda-biotita trondhjemitito com minerais máficos (M) que variam de 4,6 a 7,2%

7.2.2.5 – Biotita granodiorito

Descrição macroscópica

O biotita granodiorito possui cor cinza esbranquiçada (Figura 31A), é fanerítica, holocristalina, leucocrática, equigranular e apresenta granulação fina a média. Existe nesta rocha uma leve foliação penetrativa (Figura 31B).

Descrição mineralógica e textural

Mineralogicamente é constituída por **plagioclásio**, **álcali-feldspato** e **quartzo**. Como mineral varietal tem-se a **biotita**. **Alanita**, **apatita** e **zircão** são minerais acessórios nesta rocha. **Epídoto** e **clorita** como minerais secundários. A textura principal é granular.

Os cristais de **plagioclásio** (An₁₃) são finos a médios (0,7-1,8 mm), subédricos a anédricos e apresentam extinções ondulantes leves a moderadas. Os maclamentos existentes são dos tipos: albita, periclina e carlsbar. Possuem contatos irregulares entre si e com cristais de álcali-feldspato e contatos lobados com cristais de quartzo. O principal produto de alteração do plagioclásio é a sericita-muscovita (Figura 31B).

Os cristais de **álcali-feldspato** (microclina) são finos a médios (0,8-2 mm), subédricos a anédricos. Apresentam contatos irregulares e lobados entre si e com cristais de plagioclásio e quartzo. Os álcali-feldspatos exibem maclamento do tipo xadrez difuso, extinção leve a moderadamente ondulante e por vezes apresentam exsolução pertítica dando um caráter mesopertítico (Figura 31B).

Os cristais de **quartzo** são finos a médios (< 1,6 mm), anédricos, possuem forte extinção ondulante, subgrãos e neoblastos (Figura 31B). Possuem contatos irregulares e lobados entre si e com cristais de plagioclásio e álcali-feldspato.

As lamelas de **biotita** são subédricas e anédricas e apresentam pleocroísmo que vai de amarelo-pálido (X) a verde-acastanhado (Y=Z).

Os finos cristais de **alanita** são acastanhados, subédricos e anédricos. A **apatita** é subédrica a anédrica. O **zircão** é anédrico e encontra-se incluso em cristais de plagioclásio e lamelas de biotita.

O **epídoto** é anédrico e ocorre como produto de alteração do plagioclásio. A **clorita** é anédrica, subédrica e ocorre como mineral de alteração da biotita.

7.2.2.6 – Biotita monzogranito

Descrição macroscópica

A variedade biotita monzogranito tem textura fanerítica, cor cinza rosado, é holocristalina e hololeucocrática e possui granulação média. A rocha é equigranular, possui foliação fraca (Figura 31C) e fraturas.

Descrição mineralógica e textural

A rocha é constituída por **microclina**, **plagioclásio** e **quartzo** como minerais essenciais. A **biotita** ocorre como mineral varietal e os **opacos** como acessórios primários. **Epídoto**, **titanita**, **sericita-muscovita**, **óxido de ferro** são os minerais secundários mais comuns. Esta variedade apresenta textura granular hipidiomórfica.

Os fenocristais de **microclina pertítica** ocorrem como cristais anédricos com maclamento xadrez bem desenvolvido. Alguns fenocristais possuem fraturas preenchidas por cristais de epídoto, biotita e muscovita (Figura 31D). Também há

inclusões de cristais de plagioclásio e quartzo. Localmente veios de anfibólio cortam estes fenocristais.

Os cristais de **plagioclásio** (An_{33}) são anédricos, muito finos (0,8 a 0,40 mm) e mostram em geral contatos irregulares com microclina e quartzo. As maclas albita predominam. Nota-se a presença de extinção ondulante e de fraturas preenchidas por muscovita, epídoto e biotita. A alteração para **sericita-muscovita** é muito freqüente com mesma intensidade na borda e núcleo do cristal.

O **quartzo** ocorre como cristais anédricos de 1,8 a 0,7 mm de comprimento. Apresenta geralmente extinção ondulante e fraturas, subgrãos ou podem ocorrer sob a forma de agregados de neoblastos nas bordas dos cristais maiores. Os contatos são irregulares entre cristais de quartzo e de feldspatos.

A **biotita** apresenta-se comumente na forma de agregados de lamelas anédricas a subédricas. Este mineral está alterado para **óxido de ferro** e geralmente preenche fraturas. Os **opacos** são anédricos e geralmente estão inclusos nos cristais de plagioclásio e microclina.

Os cristais de **epídoto** são anédricos e ocorrem como alteração do plagioclásio ou ao longo de fraturas. A **titanita** é anédrica e se encontra nas bordas dos minerais opacos, provavelmente como alteração do mesmo.

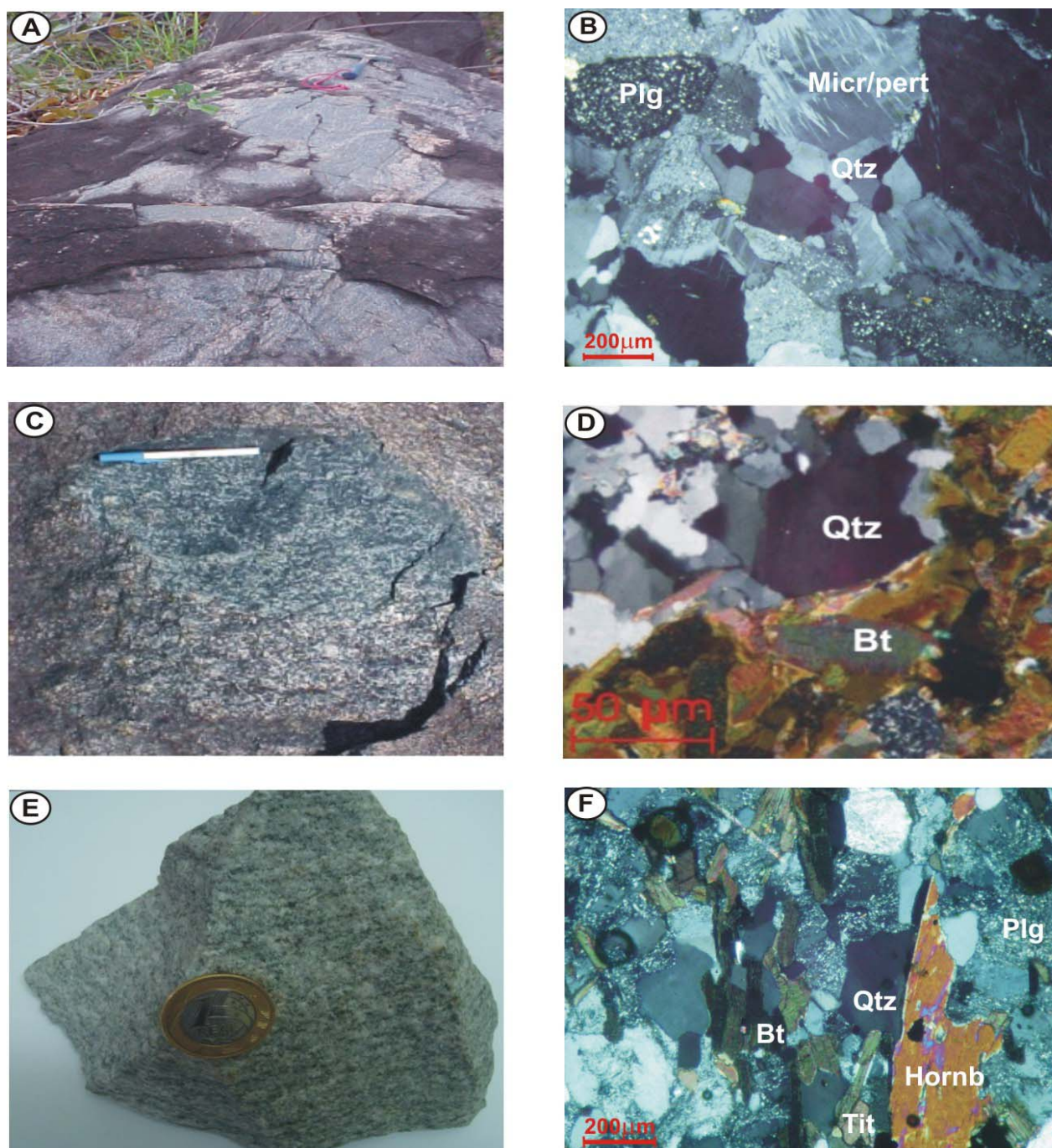


Figura 30 - Fotos macro e microscópicas das variedades petrográficas dos granitóides da região Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Foto do afloramento do biotita-quartzo diorito. (B) Fotomicrografia (Nicóis X) do biotita-quartzo diorito mostrando cristais de plagioclásio (Plg) bastante alterados para sericita-muscovita, cristais de álcali-feldspato (micr/pert) mostrando exsolução pertítica dando um caráter mesopertítico para estes cristais e cristais de quartzo (Qtz) apresentando subgrãos e neoblastos. (C) Foto de afloramento do biotita trondhjemito. (D) Fotomicrografia (Nicóis X) de biotita trondhjemito apresentando subgrãos e neoblastos de quartzo (Qtz) e agregados de biotita (Bt). (E) Foto de mão do hornblenda biotita-trondhjemito. (F) Fotomicrografia (Nicóis X) do hornblenda biotita trondhjemito mostrando cristais de plagioclásio (Plg) alterados para sericita-muscovita e cristais de quartzo (Qtz) apresentando subgrãos. Nesta rocha há a presença de uma forte foliação penetrativa marcada pela orientação preferencial dos minerais ferromagnesianos (biotita-Bt, hornblenda-Hornb e titanita-Tit) e dos cristais de plagioclásio (Plg) e quartzo (Qtz).

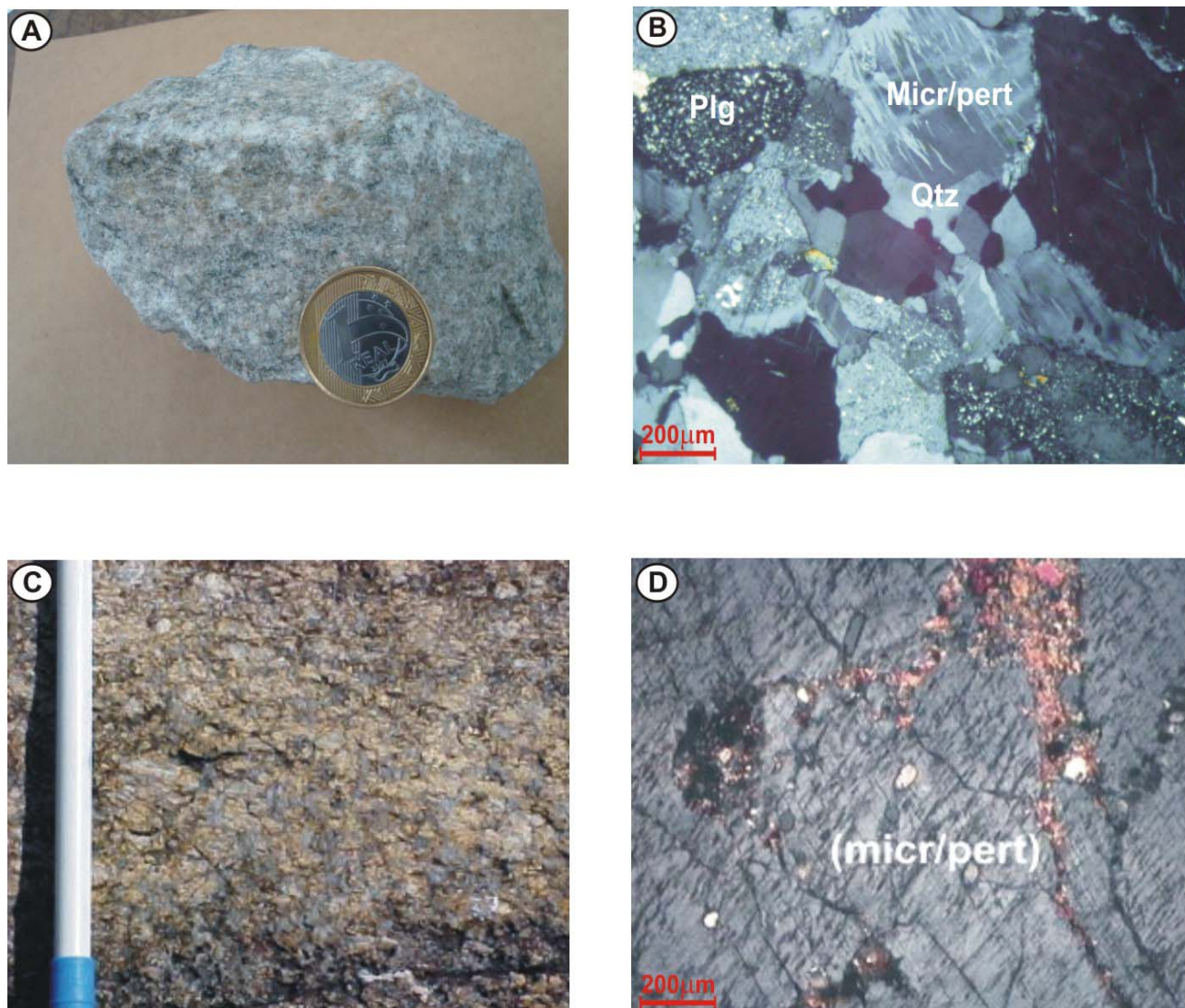


Figura 31 – Aspectos macro e microscópicos das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Foto de mão de biotita granodiorito. (B) Fotomicrografia (Nicóis X) de biotita granodiorito com cristais de plagioclásio (Plg) alterados para sericita-muscovita, álcali-feldspato (micr/pert) com intercrescimento pertítico e neoblastos de cristais de quartzo (Qtz). (C) Biotita-monzogranito com incipiente foliação, marcada pela fraca orientação preferencial de quartzo e Feldspato. (D) Fotomicrografia (Nicóis X) de fenocristais de microclina pertítica (micr/pert) com fraturas preenchidas por cristais de epidoto, biotita e muscovita.

7.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.3.1 - *Estruturas Mesoscópicas*

Os granitóides mapeados na Serra Leste, Província Mineral de Carajás, foram divididos em seis variedades petrográficas: Biotita-quartzo diorito, Biotita trondhjemito, Hornblenda-biotita trondhjemito, Hornblenda-biotita tonalito, Biotita granodiorito e Biotita monzogranito (Figura 29). As variedades biotita-quartzo diorito e biotita trondhjemito apresentam foliação penetrativa, zona de cisalhamento, lineação mineral e fraturas. Nos biotita granodioritos e biotita monzogranitos observam-se a presença de foliações retilíneas penetrativas e fraturas. As estruturas encontradas nos hornblenda-biotita trondhjemito e hornblenda-biotita tonalito são acamamentos, foliações, ondulações, bandas de cisalhamento dúcteis, fraturas e falhas.

7.3.1.1 – *Acamamentos*

O acamamento (S_0) é definido pela alternância de níveis com maior concentração de minerais máficos e félsicos, ocorrendo como faixas métricas que se encontram dispostas paralelamente entre si. As combinações de deformações e da segregação mineral atuaram como os responsáveis pelo aparecimento dessa estrutura (Figura 32D).

7.3.1.2 – *Foliações*

Os biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos apresentam foliações penetrativas retilíneas (S_1) marcadas por minerais máficos (Figura 32A, B). Nos biotita-quartzo dioritos e biotita trondhjemitos a foliação tem orientações preferenciais NW/SE e NE/SW, e os mergulhos variam de 32° a 85° para quadrantes NE/SW e NW respectivamente. Nos biotita granodioritos e biotita monzogranitos a orientação preferencial é NE/SW com mergulho em torno de 85° (subvertical) para o quadrante NW (Figura 33).

A deformação nos hornblenda-biotita trondhjemito e hornblenda-biotita tonalito é evidenciada pela presença de uma foliação (S_1) retilínea, contínua e penetrativa na escala do corpo (Figura 32C) e por ondulações na foliação (S_1) (Figura

32D, E, F). As foliações penetrativas retilíneas marcantes classificadas como (S_1) são caracterizadas por minerais máficos (Figura 32C, D, E, F). Estas foliações são orientadas segundo *trend* NE/SW, com mergulhos que variam de 67° a 87° para os quadrantes NW e SE (Figura 34). A foliação (S_1) dos granitóides contorna os xenólitos existentes nos hornblenda-biotita trondhjemitos e hornblenda-biotita tonalito.

7.3.1.3 – Zona de cisalhamento

Nos biotita-quartzo dioritos e biotita trondhjemitos foi identificada uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil (S_{1m}) com aproximadamente 10 cm de largura apresentando foliação milimétrica e direções: N30°E/71°SE, N55°W/35°NE, N36°E/19°SE e N55°W/32°SW. Esta zona é concordante com a direção da foliação S_1 .

7.3.1.4 – Lineação mineral

A lineação mineral de estiramento, nos planos de foliação milonítica é forte e marcada pela orientação preferencial de minerais máficos e plagioclásio sobre o plano da foliação. Em alguns biotita-quartzo dioritos e biotita trondhjemitos, a lineação mineral tem direção preferencial NW/SE, com caimento de 32° para o quadrante SW.

7.3.1.5 – Bandas de cisalhamento

As bandas de cisalhamento apresentam dimensões métricas e são marcadas pelas foliações onduladas que estão presentes nos granitóides (Figura 32D).

7.3.1.6 – Fraturas e Falhas

Fraturas são freqüentes nas seis variedades petrográficas, sendo que nos biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos elas não estão preenchidas (Figura 35A, B), enquanto que nos hornblenda-biotita trondhjemitos e hornblenda-biotita tonalito elas são preenchidas por epídoto (Figura 35C). Falhas são observadas nas rochas granitóides e também são

preenchidas por epídoto (Figura 35D). NW-SE e NNE-SSW são as principais direções de fraturas (Figura 36 e 37).

7.3.2 - Estruturas Microscópicas

7.3.2.1 – Biotita-quartzo diorito e biotita trondhjemito

Os aspectos microestruturais destas rochas foram descritos com base na intensidade da deformação. Em razão disso, estas rochas passaram a ser classificadas como: fracamente deformadas, moderadamente deformadas e fortemente deformadas.

Rochas fracamente deformadas

Estas rochas são isotrópicas, têm textura granular hipidiomórfica e seus minerais não possuem orientação preferencial bem definida, embora estejam pouco recristalizadas. Os cristais de quartzo estão dispostos aleatoriamente, ou com orientação preferencial muito fraca e apresentam extinção ondulante moderada a forte e subgrãos (Figura 38A). Com o aumento da deformação é possível verificar a recristalização de novos grãos, os quais possuem formas poligonais e contatos retilíneos a levemente curvos. Os cristais de plagioclásio e biotita apresentam localmente *kink-bands* (Figura 38B).

Rochas moderadamente deformadas

Nesta situação as rochas apresentam ocorre foliação moderada a fortemente desenvolvida, sendo caracterizada pela orientação preferencial dos minerais máficos. Neste estágio se observa uma quantidade maior de novos grãos de quartzo. Também é possível notar, localmente, uma microzona de cisalhamento e microfraturas.

Os cristais de quartzo destas rochas encontram-se alongados, apresentam uma orientação preferencial, extinção ondulante forte, subgrãos e uma quantidade significativa de neoblastos em relação ao estágio anterior (Figura 38C).

Os porfiroclastos de microclina perítica possuem extinção moderadamente ondulante. São comuns nestes cristais microfraturas preenchidas por biotita, clorita, carbonato, quartzo e epídoto.

Os cristais de plagioclásio exibem moderada extinção ondulante e *kink-bands*. Nota-se também que neste grupo há uma quantidade maior de subgrãos e neoblastos comparado ao grupo anterior. Nos cristais de plagioclásio são encontradas microfraturas preenchidas por biotita, carbonato, clorita e epidoto.

A biotita ocorre sob a forma de lamelas finas que em alguns locais formam agregados, os quais podem exibir orientação preferencial e definir a foliação.

Rochas fortemente deformadas

Estas rochas foram submetidas à recristalização dinâmica mais intensa. A abundância de neoblastos permite classificar as rochas fortemente deformadas como milonitos/ultramilonitos. Localmente há foliações oblíquas que indicam movimentação sinistral. A lineação mineral é muito incipiente e marcada por cristais alongados de quartzo e de minerais máficos.

Os cristais de quartzo ocorrem como finos agregados bastante alongados e fortemente orientados, constituídos de neoblastos muito finos (Figura 38D). Os neoblastos da matriz estão fortemente deformados, apresentando bandas de deformação, extinção ondulante e subgrãos. Os neoblastos de modo geral são poligonais, com contatos retilíneos e junções tríplexes.

Alguns porfiroclastos de microclina pertítica apresentam fraturas preenchidas por minerais recristalizados tais como cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (Figura 38E). A recristalização completa de porfiroclastos deu origem a finos neoblastos que formam uma matriz milonítica/ultramilonítica.

Os neoblastos de plagioclásio são abundantes neste estágio, comparativamente ao que se observa nas rochas do grupo anterior. Estes neoblastos de plagioclásio pertencem à matriz milonítica/ultramilonítica. A biotita ocorre sob a forma de finos neoblastos dispostos em níveis preferenciais.

7.3.2.2 – Biotita granodiorito e biotita monzogranito

Os biotita granodioritos e biotita monzogranitos apresentam textura granular hipidiomórfica. Os cristais de plagioclásio, quartzo, álcali-feldspato e lamelas de biotita desenvolveram uma orientação preferencial caracterizando a foliação

penetrativa. Os cristais de plagioclásio são finos a médios (0,7-1,8 mm), exibem extinção ondulante leve a moderada, possuem contatos irregulares entre si e com cristais de álcali-feldspato, quartzo e biotita (Figura 31B). O maclamento predominante é do tipo Albita. O principal produto de alteração do plagioclásio é sericita-muscovita.

Os cristais de quartzo são finos a médios (<1,6 mm), anédricos, apresentam forte extinção ondulante, subgrãos e neoblastos (Figura 31B). Possuem contatos irregulares entre si e com os outros minerais. Os cristais de quartzo encontram-se alongados e com orientação preferencial paralela a das lamelas de biotita.

Os cristais de álcali-feldspato, do tipo microclína, são finos a médios (0,8-2 mm), subédricos a anédricos, apresentam contatos irregulares entre si e com cristais de plagioclásio e quartzo. Seus cristais exibem maclamento do tipo xadrez difuso, extinção leve a moderadamente ondulante. Por vezes, mostram, exsolução pertítica em grande quantidade, dando um caráter mesopertítico para os cristais (Figura 31B).

Os cristais de alanita, apatita e as lamelas de biotita são subédricos e anédricos. O zircão é fino, anédrico e comumente ocorre sob forma de inclusão na biotita e no plagioclásio.

7.3.2.3 – *Hornblenda-biotita thondjemito e hornblenda-biotita tonalito*

Nos hornblenda-biotita thondjemitos e hornblenda-biotita tonalitos há orientação preferencial de minerais félsicos e máficos e a textura predominante é do tipo granular hipidiomórfica (Figura 30F). Nesta rocha há veios preenchidos por epídoto e clorita.

Os cristais de plagioclásio são finos a médios (0,9 - 3,2 mm), subédricos a anédricos e apresentam contatos irregulares e lobados entre si e com os minerais ferromagnesianos, cristais de quartzo e álcali-feldspato. Possuem extinções ondulantes leves a moderadas e maclamentos tipo albita.

Os cristais de quartzo variam de finos a médios (0,8 – 3,0 mm), são anédricos, exibem extinção ondulante forte e subgrãos. Apresentam contatos irregulares e lobados com cristais de plagioclásio, álcali-feldspato e minerais ferromagnesianos e entre si contatos levemente retilíneos.

O álcali-feldspato é subédrico a anédrico e sua granulação vai de fina a média (0,9 – 3,3 mm). Apresenta extinção leve à moderadamente ondulante e mostra, também abundantes pertitas o que lhe dá um caráter mesopertítico.

Os cristais de hornblenda são finos a médios (0,9 – 1,8 mm), subédricos e possuem contatos irregulares e lobados entre si e com os minerais. No núcleo destes cristais há inclusões de opacos e zircão. As lamelas de biotita junto com os outros minerais ferromagnesianos, presente na rocha, são encontradas com orientações preferenciais (Figura 30F).

A clorita é subédrica a anédrica e os minerais de epídoto e carbonatos são anédricos com menos de 0,1 mm de comprimento.

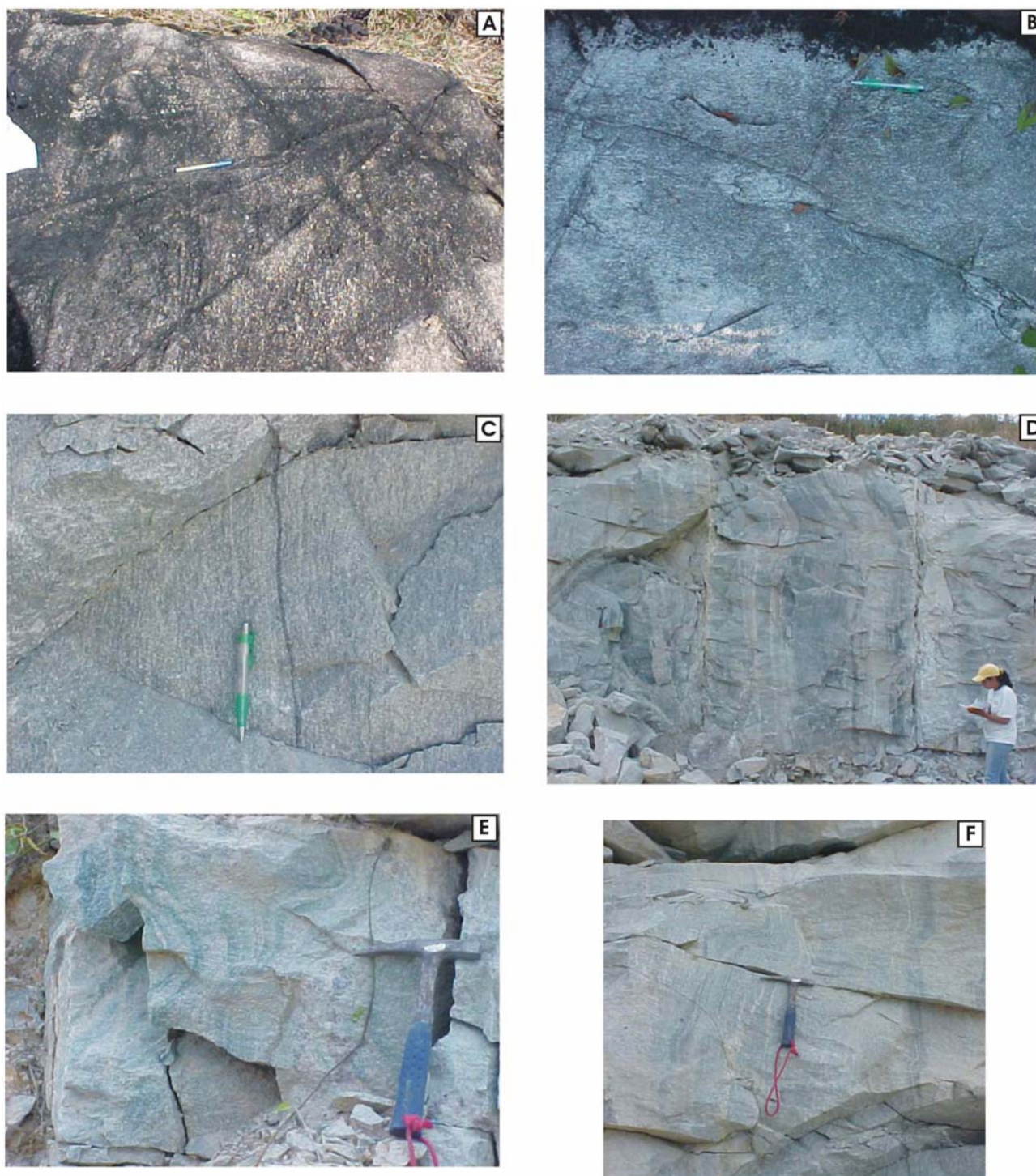


Figura 32 – Rochas granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás: (A) Foliação em biotita-quartzo dioritos e biotita trondhjemitos. (B) Foliação em biotita granodiorito. (C) Foliação penetrativa retilínea a levemente ondulada caracterizada pela orientação de máficos em hornblenda-biotita trondhjemitos. (D), (E) e (F) mostram ondulações da foliação em hornblenda-biotita trondhjemitos e hornblenda-biotita tonalito.

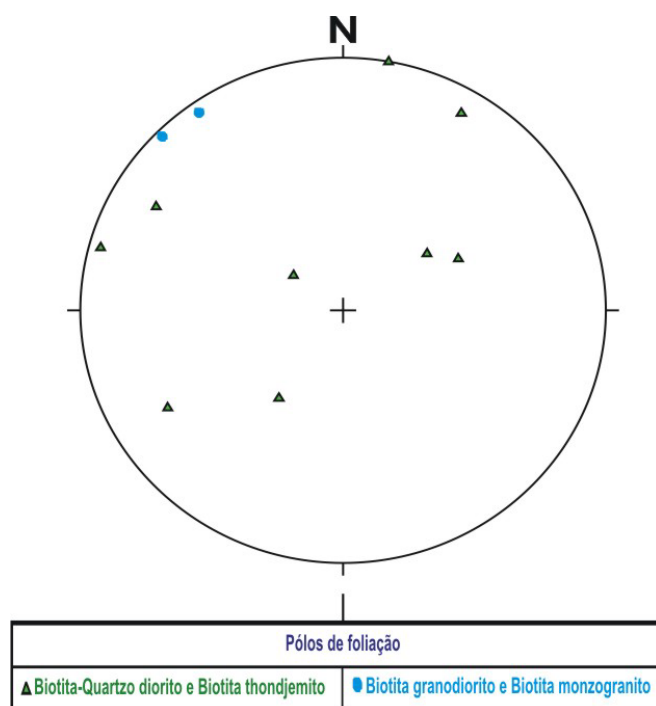


Figura 33- Diagrama de pólos das foliações (N=11); de biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

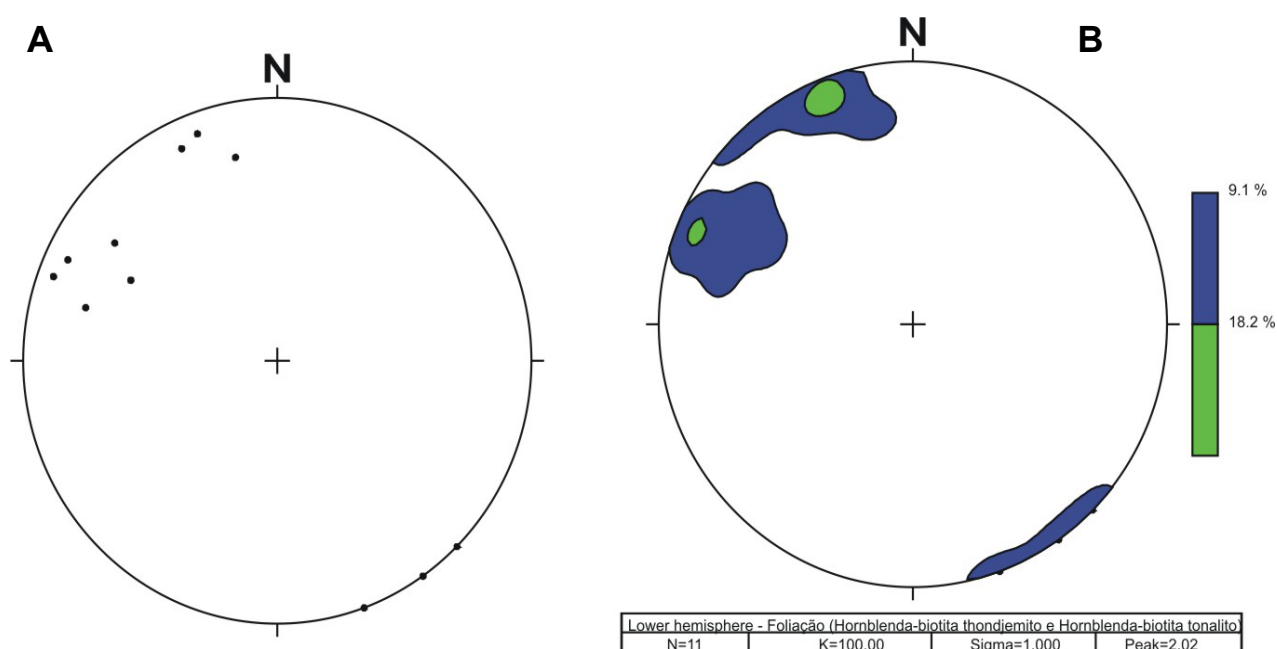


Figura 34 - Estereogramas de atitudes de foliação dos hornblenda-biotita trondhjemito e hornblenda-biotita tonalito, Província Mineral de Carajás: (A) Diagrama de pólos da foliação (N=11); (B) Diagrama de contorno de pólos para a foliação (N=11) (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

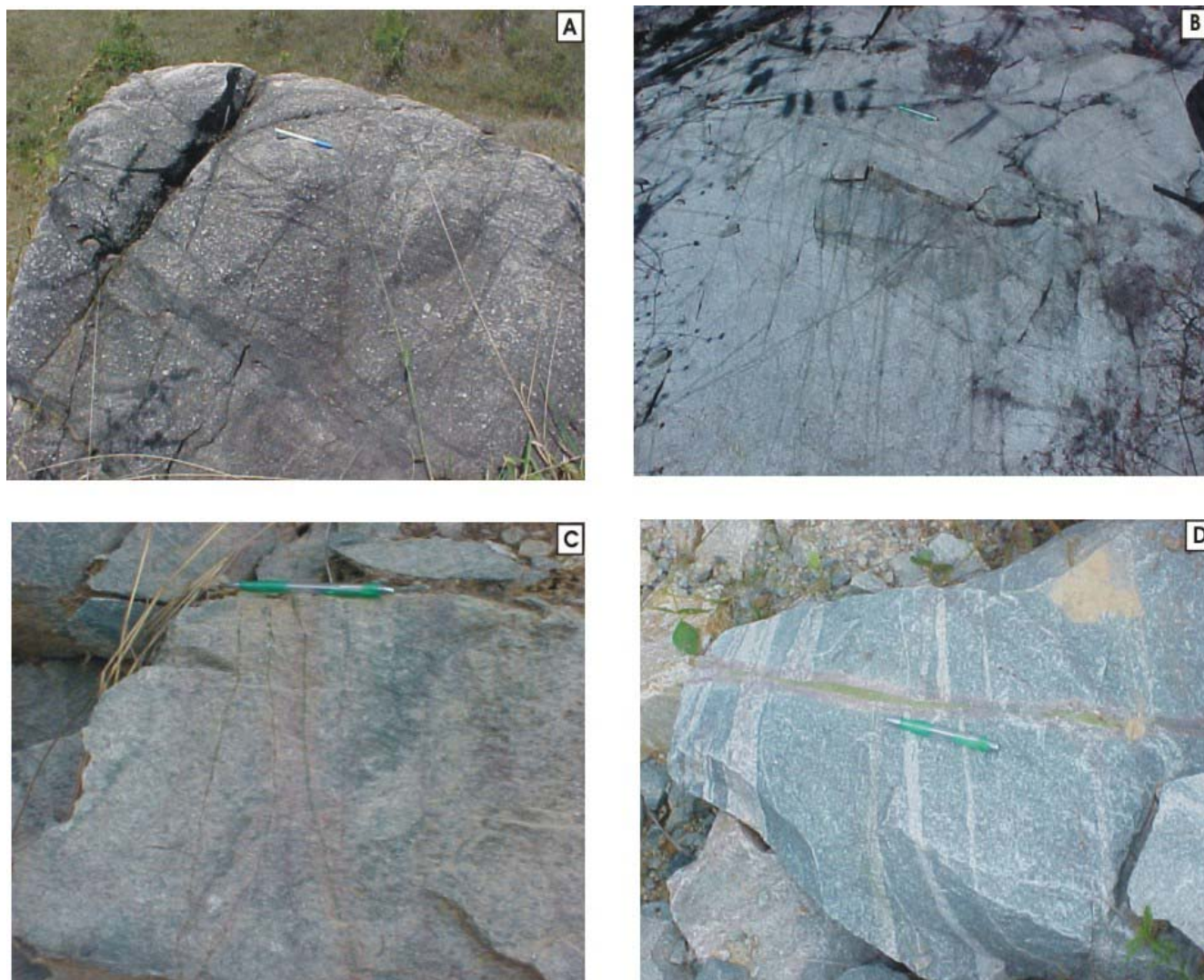


Figura 35 - (A) Biotita monzogranito com fraturas não preenchidas. (B) Fraturas sem preenchimento em biotita granodiorito. (C) Fraturas preenchidas por epidoto em hornblenda-biotita trondhjemitito. (D) Falha preenchida por epidoto em hornblenda-biotita tonalito.

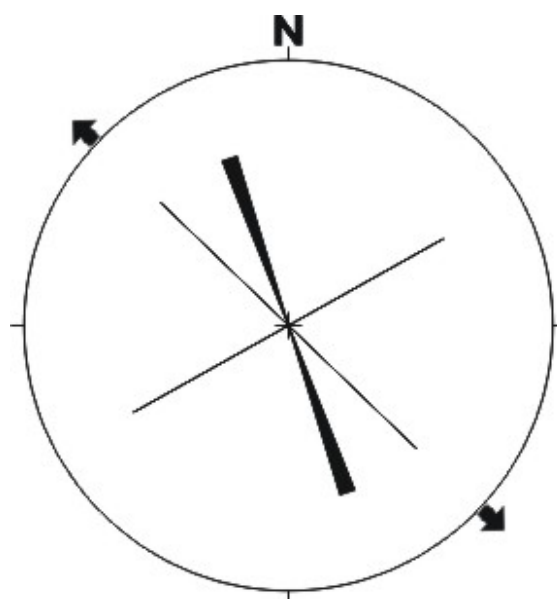


Figura 36 - Diagrama de roseta dados de fraturas em: biotita-quartzo diorito, biotita trondhjemito, biotita granodiorito e biotita monzogranito da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

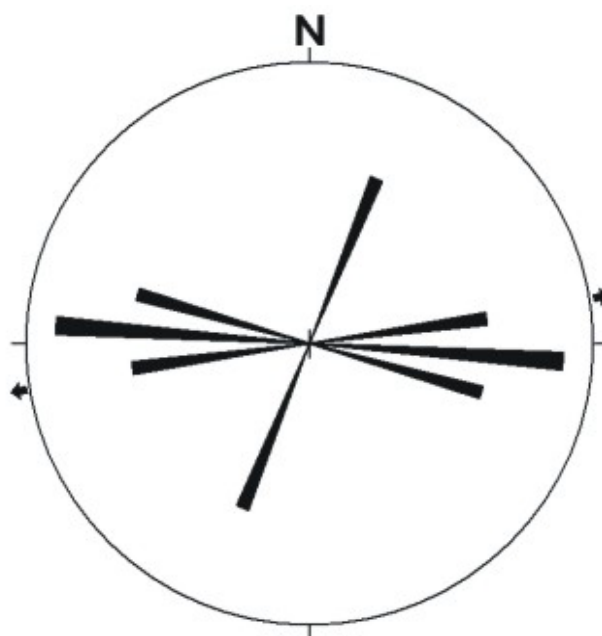


Figura 37 - Diagrama de roseta dados de fraturas em: hornblenda-biotita trondhjemito e hornblenda-biotita tonalito da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

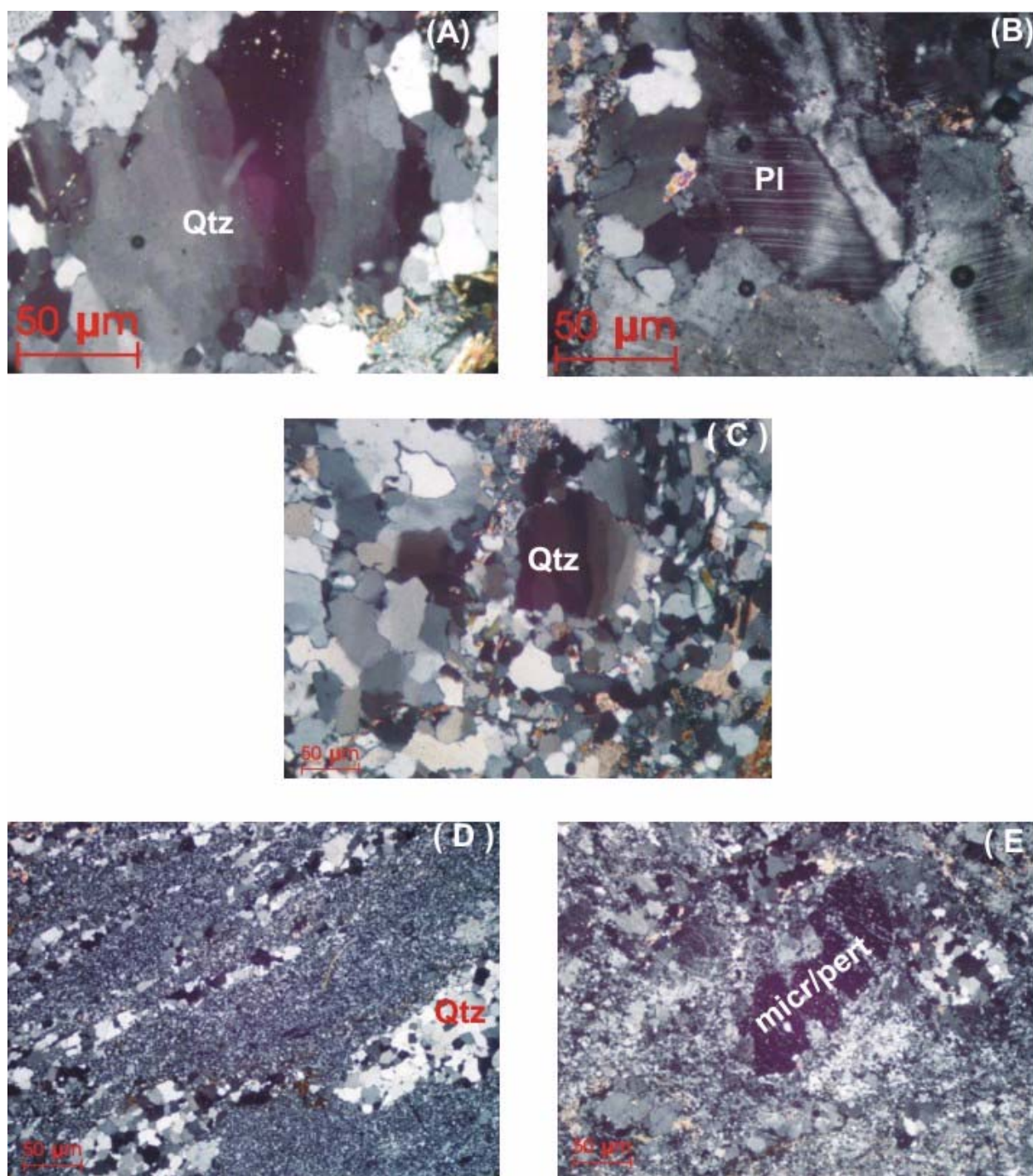


Figura 38- Variação da intensidade da deformação em biotita-quartzo diorito e biotita trondhjemito da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Fotomicrografias (Luz polarizada): (A) Granitóide pouco deformado, mostrando subgrãos e novos grãos em cristais de quartzo (Qtz) e (B) *kink bands* em plagioclásio (Pl). (C) Granitóide moderadamente deformado mostrando neoblastos de quartzo (Qtz). (D) Granitóide com matriz milonítica e agregados alongados de neoblastos de quartzo (Qtz). (E) Granitóide deformado mostrando porfiroclasto de microclina perfítica (micr/pert).

7.4 – GEOQUÍMICA

O principal objetivo deste capítulo é caracterizar e interpretar o comportamento geoquímico das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, permitindo assim uma melhor avaliação dos processos petrogenéticos envolvidos na evolução destes granitóides, bem como da sua assinatura geoquímica e tipologia.

Tendo como base a petrografia e a distribuição espacial dos afloramentos, foram selecionadas amostras de biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, biotita granodiorito, biotita monzogranito e hornblenda-biotita trondhjemito (Tabela 5).

7.4.1 – Variedades Petrográficas

7.4.1.1 – Biotita-quartzo diorito (BQd)

Elementos maiores

Os biotita-quartzo dioritos (BQd) apresentam teores de SiO_2 que variam de aproximadamente: 59,4% a 65,56%. O conteúdo de Al_2O_3 é maior na amostra mais pobre em sílica e está compreendido entre 14,58% e 18,3%. O conteúdo de TiO_2 é baixo e varia de 0,64 a 0,85%. A quantidade de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ é homogêneo (5,57% a 6,00%) e seu conteúdo é maior na amostra mais pobre em sílica. Os teores de MgO são baixos e variam de 1,21 a 1,83%, também tendendo a seguir o comportamento do Al_2O_3 e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$. Podem ser observados baixos valores de CaO com teores de 1,98% e teores mais elevados de 4,57%, apresentando comportamento aos de ferro e magnésio. Em geral, os conteúdos de P_2O_5 são baixos (0,32%).

Nos diagramas do tipo Harker nota-se uma tendência à correlação negativa entre a sílica e os óxidos de alumínio, ferro, magnésio, cálcio, e titânio (Figuras 39A, B, C, D, G). Quando se compara a sílica com os óxidos de sódio e potássio nota-se discreta correlação positiva (Figura 39E, F).

Tabela 5 - Composições químicas das variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Pelada, Província Mineral de Carajás.

Elementos Maiores	HBTj		BQd		BGn		BTj			BMz	
Fácies	VN-02	VN-07	VC-10B	VN-09	VC-08	VN-10	VC-15	VC-2C	VC-05	VC-07	VC-11A
SiO ₂ (%)	73,2	69,7	59,4	65,56	70,4	75,9	65,9	71,8	70,5	71,2	70,6
Al ₂ O ₃	13,7	15,2	18,3	14,58	15,7	12,5	17,0	14,1	14,6	15,0	14,2
Fe ₂ O ₃	2,11	3,03	6,00	5,57	2,47	1,83	3,48	2,54	1,57	2,03	2,07
MgO	0,36	0,47	1,83	1,21	0,53	0,11	1,54	0,73	0,60	0,52	0,48
CaO	1,63	2,12	4,57	1,98	2,26	0,73	1,89	2,47	2,12	1,31	0,92
Na ₂ O	3,80	4,86	4,95	3,58	5,22	3,01	5,35	5,21	5,19	4,93	3,39
K ₂ O	3,61	3,08	1,79	4,95	2,12	5,21	2,63	1,46	3,38	3,50	5,40
TiO ₂	0,15	0,21	0,64	0,85	0,22	0,04	0,53	0,35	0,22	0,20	0,22
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,25	0,32	0,08	0,03	0,29	0,09	0,05	0,08	0,06
MnO	0,02	0,03	0,06	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,002	0,01	0,002	0,01	0,002	0,001	0,001	0,001	0,013
PF	1,30	1,00	2,10	0,80	0,80	0,50	1,30	1,10	1,70	1,10	2,50
Total	98,8	99,1	99,9	99,2	99,9	99,5	99,9	100,0	99,9	99,8	99,8
Traços/LILE											
Ba (ppm)	1172	933	936	2988	485	180	605	431	765	1076,0	1750
Rb	70,5	78,0	51,4	153	63,2	204	75,6	44,0	148	92,2	83,5
Sr	361	466	495	317	383	57,2	157	240	436	331	138
Traços/HFSE											
Zr	60,6	115	180	618	173	80,7	196,6	188	132,2	136	164
Nb	1,70	2,30	8,80	23,8	42,6	11,1	14,9	13,9	11,4	13,8	19,9
Y	1,50	2,60	13,2	16,8	4,8	24,3	15,2	7,3	7,50	6,80	8,00
Ga	18,2	19,9	26,6	21,1	17,7	14,2	21,4	15,7	12,8	19,5	19,9
Sc	1,00	1,00	8,00	5,00	3,00	3,00	6,00	2,00	2,00	2,00	3,00
Th	0,40	6,60	0,40	52,0	0,9	44,2	5,80	24,1	24,3	16,3	52,1
U	0,20	1,70	0,40	1,20	0,3	8,70	1,8	1,3	3,9	1,4	4,9
V	17,0	20,0	94,0	56,0	34,0	8,00	47,0	30,0	9,00	16,0	16,0
Traços/REE											
La	10,4	18,0	46,9	112	21,9	23,3	21,8	62,4	12,7	28,3	80,7
Ce	16,5	32,9	84,5	206	35,2	48,1	43,2	115	23,0	43,7	131,3
Pr	1,68	3,68	8,81	23,0	3,59	5,80	4,69	10,8	2,61	4,38	13,4
Nd	5,80	13,1	35,1	78,3	12,7	21,2	19,1	38,0	13,7	16,7	47,8
Sm	0,82	1,74	4,60	10,3	1,90	5,16	2,90	5,00	2,80	2,50	6,70
Eu	0,62	0,73	1,23	1,80	0,62	0,25	0,80	0,82	1,19	0,55	1,14
Gd	0,46	0,98	3,89	5,55	1,34	4,06	2,79	3,14	2,60	1,95	3,38
Tb	0,07	0,11	0,51	0,78	0,21	0,67	0,51	0,46	0,43	0,30	0,58
Dy	0,24	0,44	2,74	3,65	0,86	3,53	2,74	1,74	1,66	1,17	1,62
Ho	0,05	0,08	0,44	0,54	0,14	0,75	0,56	0,22	0,27	0,20	0,24
Er	0,10	0,19	1,06	1,45	0,37	2,08	1,37	0,50	0,67	0,43	0,54
Tm	0,03	0,01	0,18	0,21	0,07	0,31	0,21	0,07	0,09	0,05	0,07
Yb	0,11	0,19	0,93	1,16	0,36	1,74	1,02	0,55	0,77	0,52	0,47
Lu	0,02	0,03	0,12	0,18	0,05	0,28	0,18	0,08	0,15	0,07	0,08
Total	36,9	72,2	191	445	79,3	117	102	238	62,6	101	288
ΣETRP	1,08	4,50	9,87	13,5	3,40	13,42	9,38	6,76	6,64	4,69	6,98
ΣETRL	35,2	69,4	180	430	75,3	104	91,7	231	54,8	95,6	280
Rb/Sr	0,20	0,17	0,10	0,48	0,17	3,57	0,48	0,18	0,34	0,28	0,60
Sr/Ba	0,31	0,50	0,53	0,11	0,79	0,32	0,26	0,56	0,57	0,31	0,08
Ba/Rb	16,6	12,0	18,2	19,5	7,67	0,88	8,00	9,80	5,15	11,7	21,0
Rb/Zr	1,16	0,68	0,29	0,25	0,36	2,53	0,38	0,23	1,12	0,68	0,51
(La/Yb) _n	63,0	63,2	33,6	64,4	40,6	8,93	14,3	75,6	11,0	63,2	114
(La/Sm) _n	7,8	6,36	6,27	6,68	7,09	2,78	4,62	7,68	2,79	6,96	7,41
(Ce/Yb) _n	38,2	44,0	23,1	45,3	24,9	7,03	10,8	53,0	7,60	21,4	71,1
(Ce/Sm) _n	4,72	4,44	4,31	4,69	4,35	2,19	3,50	5,37	1,93	4,10	4,60
(Eu/Yb) _n	16,1	11,0	3,78	4,43	4,92	0,41	2,24	4,26	4,42	3,02	6,93
Eu/Eu*	3,10	1,72	0,89	0,73	1,19	0,17	0,86	0,64	1,36	0,77	0,74

Síglas HBTj=Hornblenda-biotita thondjemito; BQd=Biotita-Quartzo diorito; BTj=Biotita thondjemito; BGn= Biotita granodiorito e BMz=Biotita monzogranito.
PF= Perda ao fogo, **ΣETRP**= Somatória dos elementos terras raras pesados e **ΣETRL**= Somatória dos elementos terras raras leves.

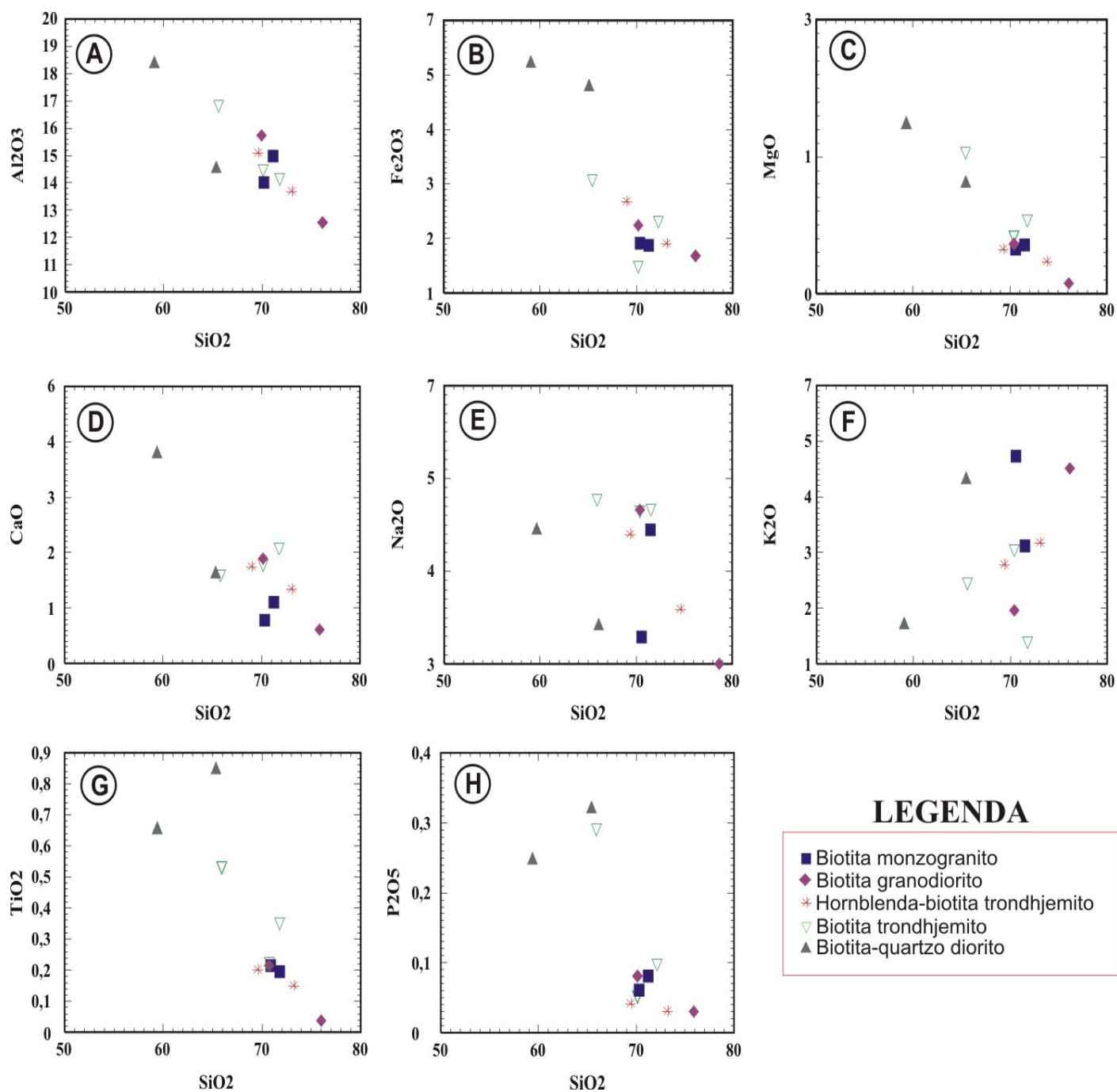


Figura 39 – Diagrama de variação (Harker) para os óxidos dos elementos maiores e menores *versus* sílica (% em peso) para as rochas granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

Elementos traço

Os elementos traço dos biotita-quartzo diorito foram lançados em diagramas de variação de Harker apresentados na Figura 40. Os valores de Rb, Ba, Y, Zr, Nb, Th e Ce mostram correlação positiva em relação ao aumento da sílica. Por outro lado, Sr e Ga mostram correlação negativa. O comportamento dos teores de Rb vs sílica se assemelha ao do K_2O assim como os teores de Sr assemelham-se aos de CaO . Os conteúdos de Rb oscilam entre 51,4 a 153 ppm, ao passo que as concentrações de Sr variam de 317 a 495 ppm. As concentrações de Ba são altas e mostram grande variação (936 a 2988 ppm). As concentrações de Y são baixas e relativamente homogêneas (13,2 a 16,8 ppm). Variações algo mais significativas são vistas nos valores de Nb (8,80 a 23,8 ppm) e Th (0,4 a 52,0 ppm), os quais são em geral baixos e mostram correlação positiva com a sílica. Os valores de Zr (180 a 618 ppm) e Ce (84,5 a 206 ppm) são baixos a moderados. Os teores de Ga (21,1 a 26,6 ppm), quando comparados com os teores de sílica, mostram semelhanças com o comportamento do Al_2O_3 e pequenas variações.

Elementos Terras Raras (ETR)

Os elementos terras raras (Tabela 5), normalizados pelos valores do condrito de Evensen *et al.* (1978), mostram padrões marcados por inclinações acentuadas nos elementos terras raras leves (ETRL) e fraco fracionamento de elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 41A), ou seja, há um forte enriquecimento em ETRL relativamente aos ETRP, com razões $(La/Yb)_n$ variando de 33,6 a 64,4 (Tabela 5). Estas amostras mostram também discretas anomalias negativas de Eu ($0,73 < Eu/Eu^* < 0,89$) (Tabela 5). O empobrecimento dos ETRP das duas amostras pode ter sido causado por fracionamento de granada, anfibólio e piroxênio, fases minerais que concentram notavelmente os ETRP. Poderia se admitir, preliminarmente, que uma ou mais destas fases foram retidas no resíduo. O fracionamento de granada e/ou anfibólio parece ser mais provável que o de piroxênio, tendo em vista que os primeiros concentram Y, elementos cujos teores são baixos nos BQd da região da Serra Leste (Tabela.5). Outro fator que favorece o

fracionamento do anfibólio é o padrão côncavo dos ETRP que essas amostras apresentam (Figura 41A).

No diagrama de multi-elementos, normalizados pelo manto primitivo, proposto por (Taylor & McLennan 1985) (Figura 41B), as amostras dos (BQd) apresentam padrões com anomalias positivas moderadas de Ba, La e Ce, e expressivas de Ta, Nd, Zr e Gd. No geral, as expressivas anomalias negativas são representadas por Ti, Sr e Nb.

7.4.1.2 – Biotita trondhjemito (BTj)

Elementos maiores e menores

Para essa variedade petrográfica as amostras analisadas apresentam teores de SiO_2 que variam de 65,9% a 71,8% (Tabela 5). Por meio dos diagramas de Harker foi possível a observação de que os teores de Al_2O_3 (14,1 - 17,0%), Fe_2O_3 (1,57 - 3,48%), MgO (0,60 - 1,54%) e TiO_2 (0,22 - 0,53%) diminuem com o aumento de SiO_2 (Figuras 39A, B, C e G). Os teores de CaO (1,89% - 2,47%) mantem-se praticamente constantes com o incremento de SiO_2 (Figuras 39D). Os teores de Na_2O são relativamente elevados e homogêneos (Figura 39E). Valores de K_2O são baixos a moderados, variam de 1,46% a 3,38% (Tabela 5) e não apresentam correlação clara com o aumento da SiO_2 (Figura 39F). Os teores de P_2O_5 (0,05 - 0,29%) são muito baixos (Tabela 5) e não mostram correlação clara com a SiO_2 (Figura 39H).

Elementos traço

Nestas rochas os teores de Rb (44 – 148 ppm), Sr (157 – 436 ppm), Th (5,80 – 24,3 ppm) e Ce (23 – 115ppm) são consideravelmente variáveis e, em geral, baixos a moderados. Não se observa uma clara correlação dos teores de elementos traço com a sílica (Figura 40A, C, H e I). Nos diagramas do tipo Harker é possível a visualização de um decréscimo de Y (7,3 – 15,2ppm) e Ga (12,8 – 21,4 ppm) com o aumento de sílica, ou seja, há uma correlação negativa com a sílica (Figuras 40D e 40G).

Alguns elementos, tais como Ba (431 – 765 ppm), Zr (132,2 – 196,6 ppm) e Nb (11,4 – 14,9 ppm), quando comparados com a sílica, não mostram variação expressiva nem tampouco uma clara correlação (Figura 40B, E e F).

Elementos Terras Raras (ETR)

Os biotita trondhjemito (BTj) (Tabela 5) mostram padrões de ETR marcados por inclinações acentuadas dos ETRL e fraco fracionamento de ETRP (Figura 41A), havendo forte enriquecimento em ETRL relativamente aos ETRP, com razões $(La/Yb)_n$ situadas entre 11,0 a 75,6 (Tabela 5). Estas amostras mostram anomalias negativas de Eu moderadas a fracas ($0,64 < Eu/Eu^* < 0,89$), porém uma amostra desta variedade petrográfica apresenta leve anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,36$) (Tabela 5). As amostras dos (BTj) assim como a dos (BQd) apresentam um padrão côncavo de ETRP (Figura 41A).

No diagrama de multi-elementos, normalizado pelo manto primitivo Taylor & McLennan (1985) (Figura 41B), as amostras dos (BTj) apresentam padrões com anomalias positivas moderadas de Th, Ce, Nd, Zr e Gd, e expressivas de Ta. No geral, as expressivas anomalias negativas são representadas por Nb, Sr, Sm e Ti.

7.4.1.3 – Hornblenda-biotita trondhjemito (HBTj)

Elementos maiores e menores

Os hornblenda-biotita trondhjemito (HBTj) apresentam teores de SiO_2 que variam de 69,7% a 73,2% (Tabela 5). O conteúdo de Al_2O_3 varia de 13,7% a 15,2%. A amostra com maior teor de Al_2O_3 é menos enriquecida em sílica. O conteúdo de TiO_2 é baixo oscilando em torno de 0,15 a 0,21% nas amostras. A quantidade de $Fe_2O_{3(t)}$ varia de 2,11 a 3,03% e seu conteúdo é maior na amostra mais pobre em sílica. Os teores de MgO são baixos e variam de 0,36% a 0,47%, também tendendo a seguir o comportamento do Al_2O_3 e $Fe_2O_{3(t)}$. Valores de CaO nas amostras são baixos variando de 1,63% a 2,12%.

Nos diagramas de Harker os HBTj exibem correlações negativas (Figuras 39A, B, D e E), entretanto, uma amostra mostra correlação positiva (Figura 39F).

Para os diagramas MgO vs. SiO₂, TiO₂ vs. SiO₂ e P₂O₅ vs. SiO₂ é possível notar que a quantidade de óxido é quase constante em relação a sílica (Figura 39C, G e H).

Elementos traço

Os teores de Ba (933 ppm - 1172ppm) variam pouco (Figura 40 B) e mostram correlação positiva com a sílica. Nos casos do Sr (361 ppm – 466 ppm), Ga (18,2 ppm – 19,9 ppm), Th (0,40 ppm – 6,60 ppm) e Ce (16,5 ppm – 32,9 ppm) há correlação negativa, embora as concentrações sejam variáveis. O comportamento do Sr nos diagramas do tipo Harker assemelha-se ao do CaO (Figuras 39D e 40C), assim como a correlação Ga vs. sílica seja semelhante àquela observada para o Al₂O₃. Os valores de Rb, Y, Zr e Nb vs sílica são quase constantes (Figura 40A, D, E e F). Os conteúdos de Rb oscilam entre 70,5 ppm a 78 ppm, ao passo que as concentrações de Y variam de 1,50 ppm a 2,60 ppm. As concentrações de Zr são baixas e variam de 60,6 ppm a 115 ppm (Tabela 5). O Nb possui variações de 1,70 ppm a 2,3 ppm.

Elementos Terras Raras (ETR)

As duas amostras de HBTj (Tabela 5) têm padrões de ETR, normalizados segundo o condriticos de Evensen *et al.* (1978), marcados por inclinações moderadas dos ETRL e fraco fracionamento dos ETRP (Figura 41A), ou seja, há moderado enriquecimento em ETRL relativamente aos ETRP, com razões (La/Yb)_n variando de 63,0 a 63,2 (Tabela 5). Outra característica destas rochas é a presença de consideráveis anomalias positivas de Eu ($1,72 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 3,1$).

As amostras dos (HBTj) diferenciam-se das demais variedades por apresentarem valores mais baixos de ETRP do que as outras variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Leste. A anomalia positiva de Eu do (HBTJ) poderia sugerir presença de plagioclásio cumulático nesta rocha, ou seja, não houve fracionamento de plagioclásio a partir do líquido que precedeu o gerador desta variedade.

No diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Taylor & Mc Lennan (1985) (Figura 41B), as amostras dos (HBTj) apresentam padrões com

anomalias positivas moderadas de Ba, U, Sr, e Gd, e expressivas de Zr, U e K. As expressivas anomalias negativas são representadas por Th, Nb, Ta, Ti e Sm.

7.4.1.4 - Biotita granodiorito (BGn)

Elementos maiores e menores

Os teores de SiO_2 dos (BGn) mostram valores quase constantes. Os teores deste óxido variam entre 70,4% a 75,9% (Tabela 5). Os conteúdos de Al_2O_3 são baixos e variam de 12,5% a 15,7% (Tabela 5). O conteúdo de TiO_2 é baixo e oscila de 0,04% a 0,22%. A quantidade de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ varia de 1,83% a 2,47% sendo que os maiores teores estão nas rochas mais pobres em sílica. Os teores de MgO são baixos e variam de 0,11% a 0,53% e também segue o comportamento do Ferro. Os teores de CaO variam de 0,75% a 2,26% (Tabela 5).

Embora o número de amostras analisadas seja pequeno, nos diagramas do tipo Harker percebe-se que excerto o potássio, os outros elementos maiores exibem correlação negativa com o aumento da sílica (Figura 39A a H).

Elementos traço

As concentrações de Rb são algo variadas (63,2 – 204 ppm) e em relação à sílica, nota-se que este elemento se apresenta com valores maiores nas amostras com mais SiO_2 . (Figura 40A). Os teores de Ba (180 – 485ppm) são relativamente baixos, algo variados têm correlação negativa com a sílica (Figura 40B). O Sr (57,2 – 383 ppm), por sua vez, apresenta valores mais elevados do que o Rb. No diagrama Sr vs. SiO_2 é evidente um decréscimo de Sr com o aumento da SiO_2 (Figura 40C). Os teores de Y são baixos e variam de 4,8 – 24,3 ppm (Figura 40D). Os valores de Zr são baixos (80,7 – 173 ppm) e se correlacionam de modo negativo com SiO_2 (Figura 40E). As concentrações de Nb e Ga são baixas com valores entre 11,1 – 42,6 ppm e 14,2 – 17,7 ppm, respectivamente (Tabela 5). Nos diagramas Nb vs. SiO_2 e Ga vs. SiO_2 , os elementos Nb e Ga apresentam correlação negativa com SiO_2 (Figura 40F e G). Nos diagramas Th vs. SiO_2 e Ce vs. SiO_2 tanto Th como Ce apresentam correlação positiva com relação à sílica (Figura 40H e I).

Elementos Terras Raras (ETR)

Os padrões de ETR das duas amostras de (BGn) mostram inclinações acentuadas nos ETRL e fraco fracionamento de (Figura 41A), ou seja, há um forte enriquecimento dos primeiros, em relação aos últimos, como denotado pelas razões $(La/Yb)_n$ que variam de 8,93 a 40,6 (Tabela 5). Estas amostras mostram: uma forte anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*=0,17$) e outra discreta anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^*=1,19$) (Tabela 5) e (Figura 41A).

O diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Taylor & McLennan (1985) (Figura 41B), apresenta padrões com anomalias positivas moderadas de Ba, Th, U, Ce, Nd, Zr e Gd, e expressivas de Ta e K. Anomalias negativas expressivas são vistas nos casos do Ti, Sr, Ba e Th, e moderadas para Sm, La, Nb e U (Figura 41B).

7.4.1.5 - Biotita monzogranito (BMz)

Elementos maiores e menores

As duas amostras analisadas mostram valores homogêneos de seus elementos maiores, com teores de SiO_2 entre 70,6% e 71,2% o mesmo ocorre com Al_2O_3 (14,2% a 15,0%) (Tabela 5). Os conteúdos de TiO_2 são baixos e oscilam pouco (0,20% a 0,22%). As quantidades de $Fe_2O_{3(t)}$ se encontram entre 2,03% a 2,07%. Os teores de MgO são baixos variando de 0,48% a 0,52% e possui o mesmo comportamento do $Fe_2O_{3(t)}$ em relação a sílica, ou seja, possui o maior teor de MgO nas rochas mais pobres em sílica. Os teores de CaO variam de 0,92% a 1,31%. Através da utilização dos diagramas do tipo Harker, confirma-se o caráter homogêneo dos elementos maiores em relação à SiO_2 (Figuras 39A a H).

Elementos traço

Os valores dos elementos traço dos BMz (Tabela 5), quando analisados nos diagramas do tipo Harker, mostram igualmente aos elementos maiores, pouca variação em relação às concentrações de SiO_2 , excetuando-se o Sr, Th e Ce (Figuras 40A a I).

Elementos Terras Raras (ETR)

Os padrões de ETR das duas amostras de (BMz) mostram inclinações acentuadas nos ETRL e fraco fracionamento de ETRP (Figura 41A), ou seja, há um forte enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com razões $(La/Yb)_n$ variando de 63,2 a 114 (Tabela 5). Estas amostras mostram moderadas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^*=0,74$ e $Eu/Eu^*=0,77$) (Tabela 5) e (Figura 41A).

No diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo segundo Taylor & McLennan (1985), observa-se que anomalias positivas moderadas de Ba, Th, Ce, Nd, Zr e Gd, e expressiva anomalia positiva de Ta. As anomalias negativas expressivas no diagrama multielementar são vistas nos casos do Nb, Sr e Ti e moderadas para U, K, Sm e Y (Figura 41B).

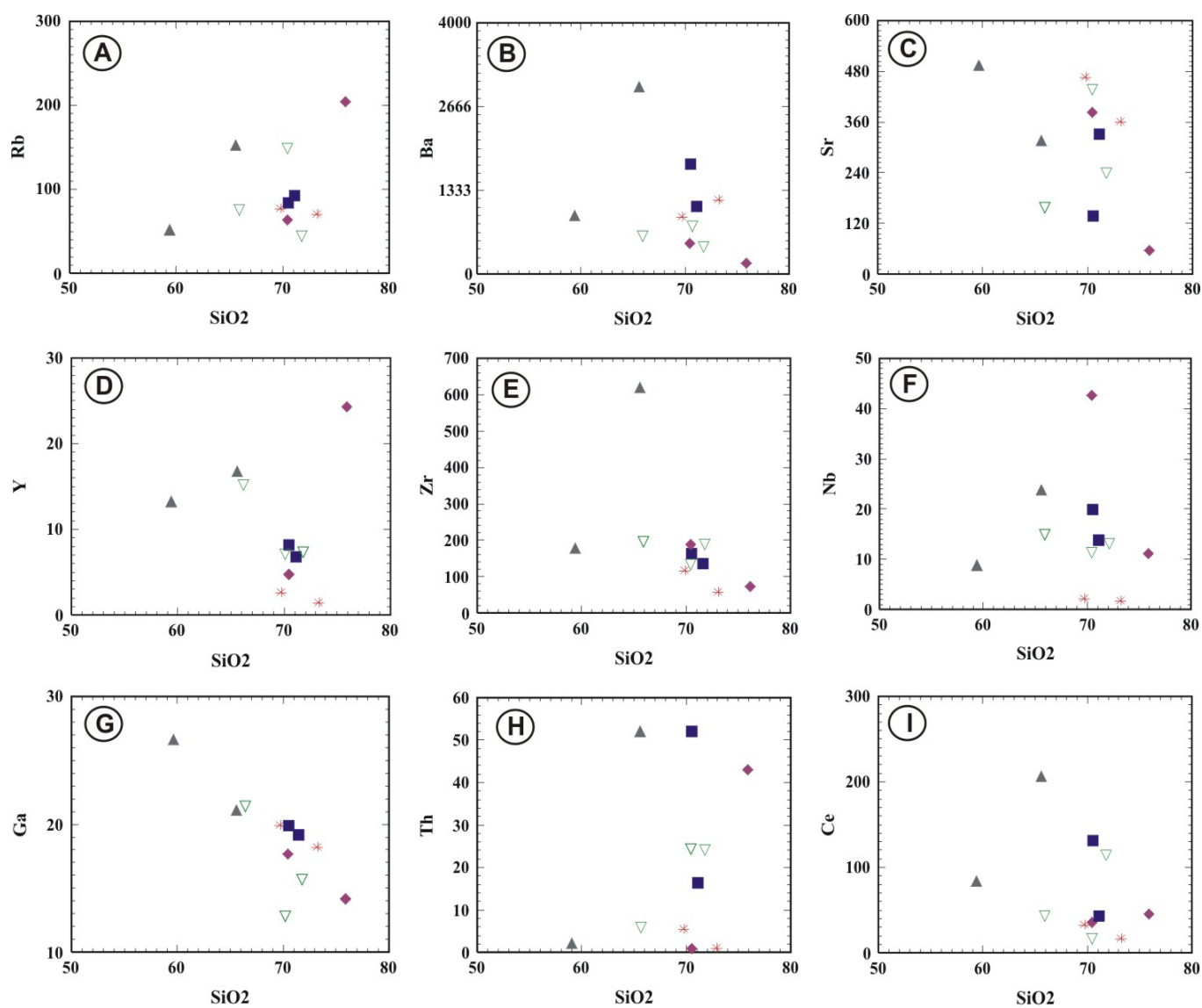


Figura 40- Diagramas de variação (Harker) para os elementos traço *versus* sílica (% em peso) das rochas granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás.

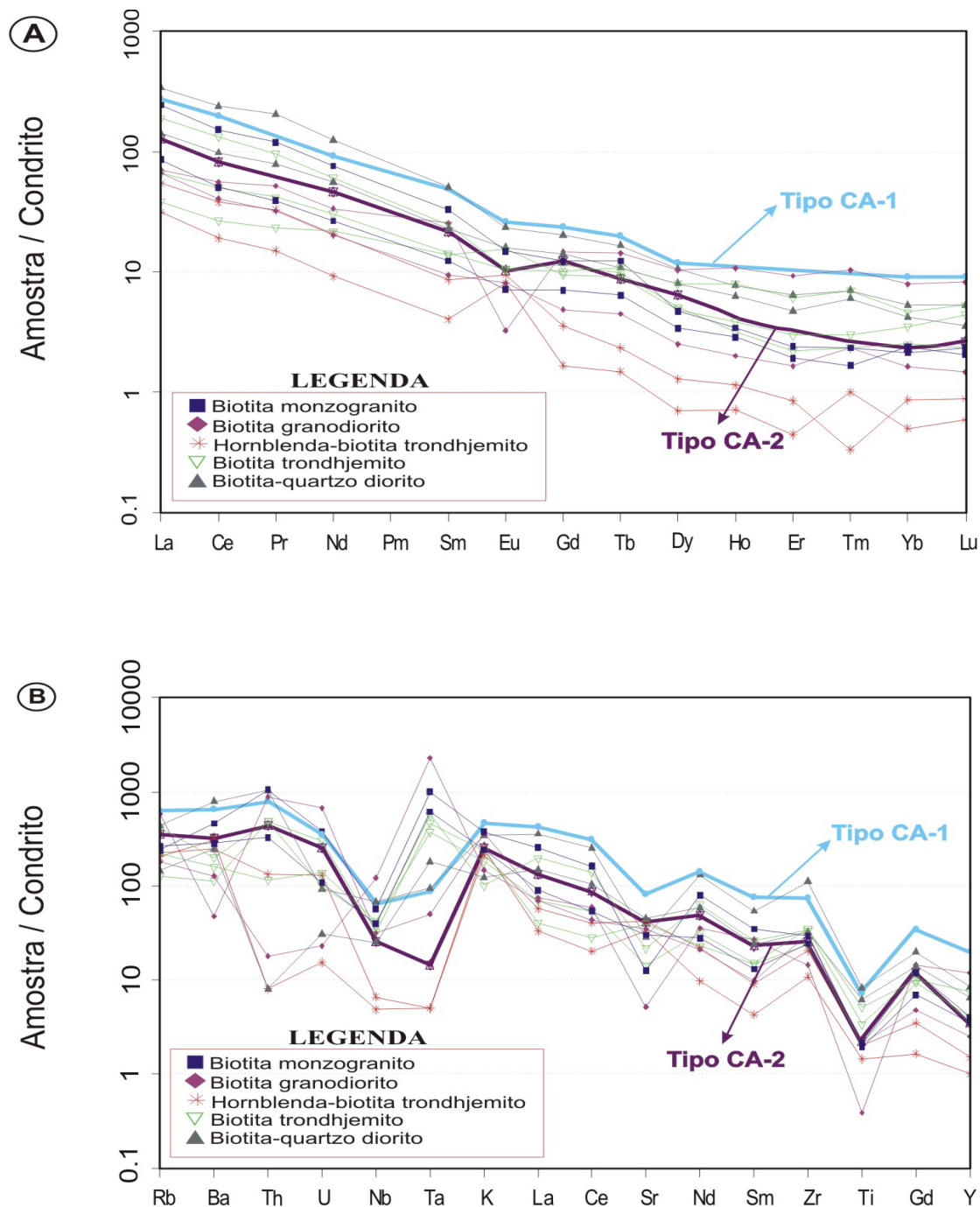


Figura 41 – (A) Padrões de elementos terras raras de granitóides da Serra Leste e dos granitos Arqueanos cálcico-alcalinos dos tipos CA-1 e CA-2, descritos por Sylvester (1994), conteúdos normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978) (B) Diagrama multi-elementos dos granitóides da Serra Leste e dos granitos Arqueanos cálcico-alcalinos dos tipos CA-1 e CA-2, descritos por Sylvester (1994), normalizados em relação ao manto primitivo de Taylor & McLennan (1985).

7.4.2 – Normas C.I.P.W das variedades petrográficas

Os granitóides da região da Serra Leste possuem na maioria das amostras coríndon normativo em pequenas quantidades inferiores à unidade (Tabela 6). Em uma amostra de biotita trondhjemito (2,60) e em outra de biotita monzogranito (1,23) os valores de coríndon normativo são maiores do que a unidade. A presença de coríndon normativo e diopsídio normativo expressam ligeiras diferenças nas quantidades de coríndon ou diopsídio e conclui-se que em granitos seriam ligeiramente metaluminosos a fracamente peraluminosos, pois mostram índice de Shand inferior a 1,1. Esta característica fica melhor definida no diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)_{mol}$ versus $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$ (Figura 42C). No diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965) as rochas estudadas estão nos campos dos granitos, granodioritos e trondhjemitos (Figura 42D).

7.4.3 – Caracterização tipológica

No diagrama R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980) os granitóides estudados mostram composição expandida, coerentes com suas características petrográficas, e assinatura geoquímica comparável àquela das associações cálcio-alcálicas (Figura 42B). No diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, que representa o índice Shand, os granitóides mostram comportamento fracamente peraluminoso e transicional para o campo metaluminoso (Figura 42C). Ao se analisar o diagrama de O'Connor (1965) (Figura 42D) também se nota composição expandida com granitos, granodiorito e trondhjemitos.

Os dados mineralógicos e geoquímicos apresentados permitem descartar uma origem ligada à fusão parcial de fontes sedimentares. No entanto, eles possuem algumas características compatíveis com granitos do tipo I, como assinatura cálcico-alcálica, caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) < 1,1$, presença de diopsídio e coríndon normativo $< 1\%$, com exceção de três amostras (Tabela 6).

Com base nos diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987) (Figura 43 C e D), verifica-se que os granitóides são compatíveis com granitos do tipo não

fracionados. Uma exceção diz respeito à rocha que ocupa o campo dos granitos tipo A.

Sylvester (1989) propôs a utilização do diagrama $(Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O)$ VS $100(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2$ (Figura 42A) para verificar a natureza das séries magmáticas de rochas granitóides com $SiO_2 > 68\%$. Verifica-se que os granitóides estudados se situam no campo dos granitos cálcio-alcalinos fracamente peraluminosos (Figura 42A).

7.4.4 – Parâmetros geoquímicos versus ambiente tectônico

Diversos autores com intuito de discriminar e classificar rochas granitóides, de acordo com seus ambientes tectônicos passaram a utilizar elementos-traço. Pearce *et al.* (1984) utilizaram diagramas que discriminam ambientes tectônicos para diferentes rochas granitóides. De acordo com seu ambiente tectônico, os granitos foram associados a arcos vulcânicos, intraplaca, cadeia oceânica e a zonas de colisão, que por sua vez, foram subdivididos em granitos sincolisionais e granitos pós-colisionais. Vale ressaltar que a utilização destes diagramas não permite definir com precisão o ambiente tectônico de colocação de rochas granitóides, isto se deve ao fato de que há granitóides quimicamente similares, formados em ambientes tectônicos distintos (Whalen *et al.*, 1987; Sylvester, 1989).

Nos diagramas Rb vs. (Y+Nb) e Nb vs Y (Figura 43A e B) (*cf.* Pearce *et al.* 1984), as amostras dos granitóides da região da Serra Leste ocupam preferencialmente o campo dos granitos de arcos vulcânicos. Os hornblenda-biotita trondhjemitos, devido aos valores de Y e Nb mais baixos, situam-se no campo dos granitos sincolisionais.

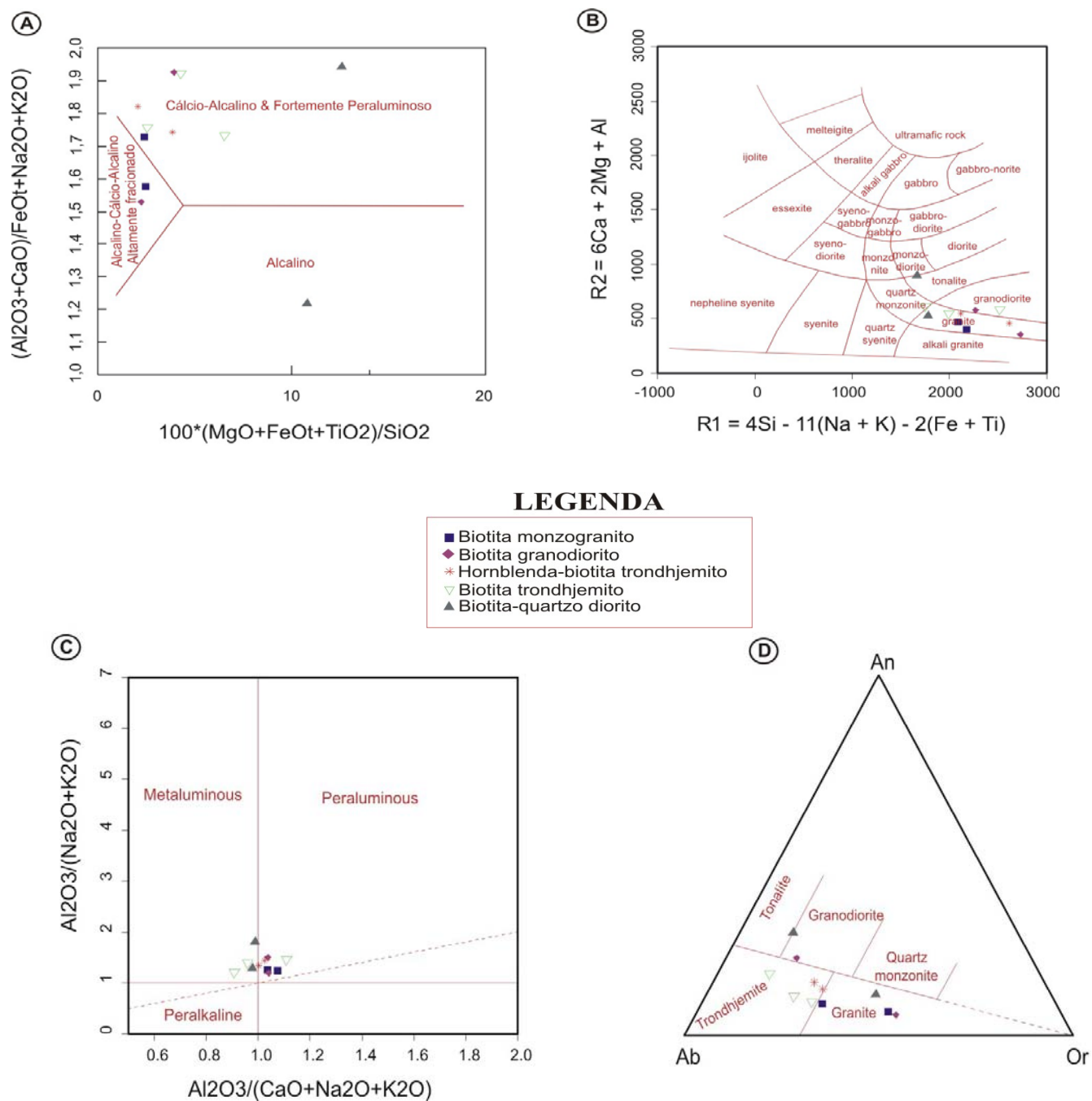


Figura 42 – Diagramas geoquímicos com dados dos granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) Diagrama $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeOt} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $100(\text{MgO} + \text{FeOt} + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$ segundo Sylvester (1989). (B) Diagrama $R1: 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ vs. $R2: 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (De la Roche *et al.* 1980). (C) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{mol}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{mol}$ as rochas da Serra Leste mostram caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. (D) Diagrama ternário An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965).

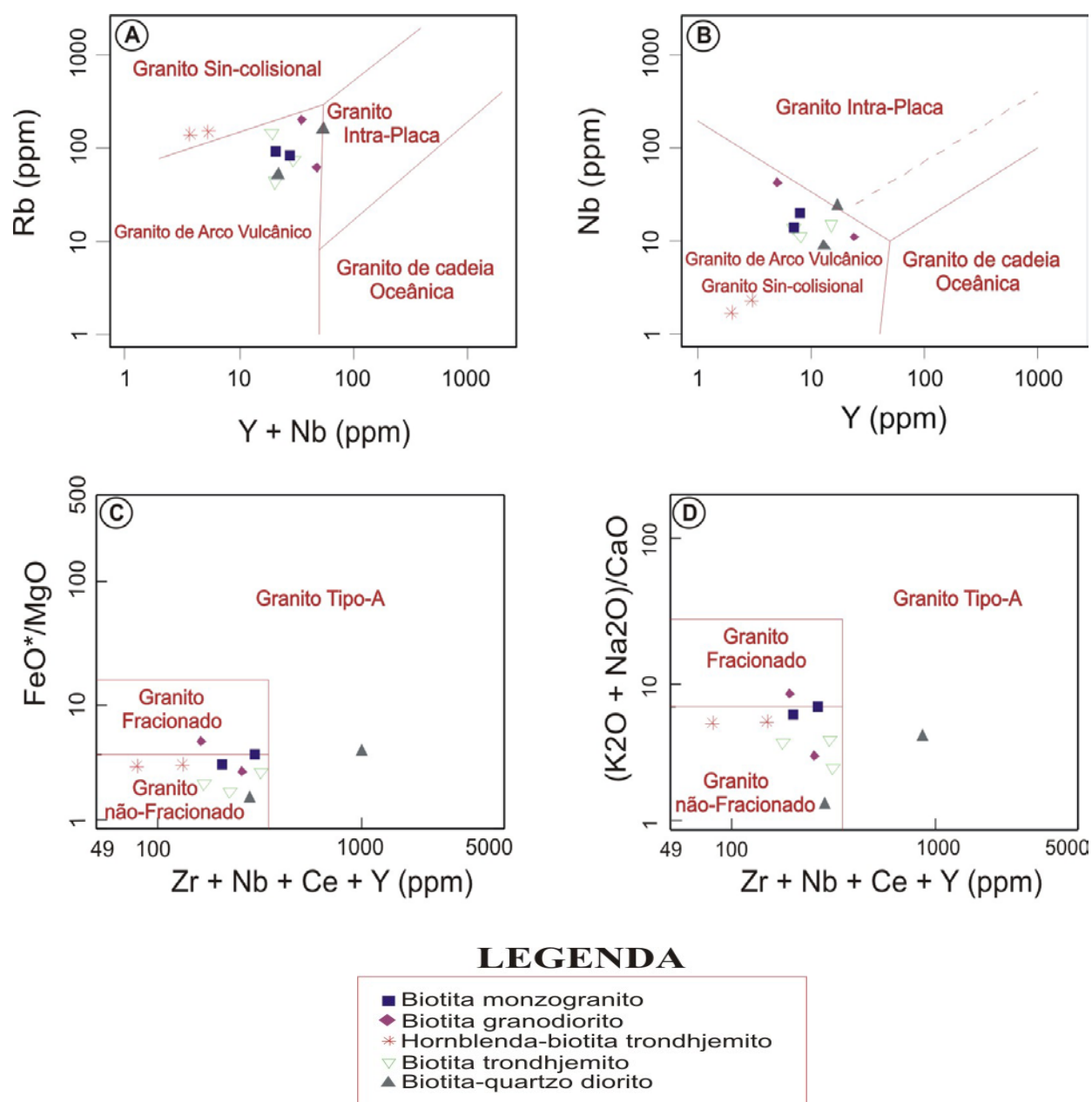


Figura 43 - Diagramas de caracterização geoquímica dos granitóides da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. (A) e (B) diagramas propostos por Pearce *et al.* (1984). (C) e (D) diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987). Os campos dos granitos fracionados e não fracionados englobam os tipos-M, I e S.

Tabela 6 - Composições normativas (CIPW) para as variedades petrográficas dos granitóides da região da Serra Pelada, Província Mineral de Carajás

Minerais Normativos Fácies	HBTj		BQd		BGn		BTj			BMz	
	VN-07	VN-2	VC-10B	VN-09	VC-08	VN-10	VC-15	VC-2C	VC-05	VC-07	VC-11A
Quartzo	24.858	33.816	12.185	20.940	26.790	37.041	19.477	30.318	23.259	26,060	28,426
Ortoclásio	18.424	21.645	10.822	29.655	12.644	30.956	15.760	8.729	20.345	20,95	32,81
Albita	41.627	32.624	42.850	30.710	44.576	25.608	45.904	44.598	44.730	42,249	29,493
Anortita	10.369	7.926	21.524	7.819	10.788	3.438	7.587	11.010	6.624	6.053	4.290
Coridon	0,128	0,67	0,51	0,513	0,939	0,699	2.596	-	-	0.912	1.233
Diopsídio	-	-	-	-	-	-	-	-	2.347	-	-
Hiperstênio	1.185	0.910	4.663	3.055	1.332	0.275	3.889	1.839	0.434	1.312	1.229
Hematita	3.067	2.141	6.138	5.647	2.493	1.840	3.529	2.570	1.599	2,056	2,128
Ilmenita	0,065	0,043	0,131	0,087	0,065	0,065	0,087	0,087	0,022	0,043	0,044
Rutilo	0,178	0,129	0,586	0,816	0,188	0,006	0,492	0,081	-	0,18	0,203
Apatita	0,101	0,101	0,606	0,776	0,191	0,074	0,697	0,216	0,121	0,192	0,146
Total*	100,00	100,00	100.014	100.018	100.005	100.002	100,016	100,005	100,003	100,005	100,004
À 100%											
Qz*	29,27	38,39	18,5	25,75	31,88	39,57	24	36,24	26,33	29,19	31,33
Or*	21,69	24,57	16,43	36,47	15,05	33,07	19,42	10,43	23,03	23,46	36,16
Ab*	49,02	37,03	65,06	37,77	53,06	27,35	56,57	53,31	50,63	47,33	32,50
Or*	26,16	34,8	14,39	43,49	18,59	51,59	22,75	13,56	28,37	30,24	49,27
Ab*	46,32	52,45	56,98	45,03	65,54	42,67	66,28	69,31	62,38	61,00	44,28
An*	14,72	12,74	28,62	11,46	15,86	5,72	10,95	17,11	9,23	8,74	6,44
Ab / An	4,01	4,12	1,99	3,93	4,13	7,45	6,05	4,05	6,75	0,01	0,01
Ab / Or	2,26	1,51	3,96	1,04	3,53	0,83	2,91	5,11	2,20	2,02	0,90
$[An^*/(An^*+Ab^*)] \times 100$	24,11	19,54	33,43	20,29	19,48	11,83	14,18	19,79	12,89	12,53	12,69

Siglas HBTj=Hornblenda-biotita thondjemito; BQd=Biotita-Quartzo diorito; BT=Biotita tonalito; BGn= Biotita granodiorito e BMz=Biotita monzogranito.

$[An^*/(An^*+Ab^*)] \times 100$ = composição normativa do plagioclásio, * valor normalizado.

7.4.5 – Petrogênese das variedades petrográficas

O modelo mais aceito para a geração de magmas cálcio-alcálinos, análogos aos dos granitóides da região Serra Leste, seria a fusão parcial de crosta oceânica submetida a subducção com subsequente cristalização fracionada, a exemplo dos modelos propostos por alguns autores (Beakhouse & Davis 2005, Smithies *et al.* 2003). Processos adicionais podem ter participado tal como a fusão parcial de crosta continental preexistente em resposta ao calor de magmas mantélicos subjacentes à crosta inferior (Ridley 1992). A colocação de magmas mantélicos na base da crosta, associado com espessamento crustal, teria promovido o aumento da temperatura, metamorfismo de alta pressão e fusão crustal (Davis *et al.* 1994). Uma alternativa seria a ocorrência de elevações localizadas de temperatura que poderiam provocar a fusão de associações TTG, formadas há pouco tempo e ainda aquecidos (Sylvester 1994).

Sylvester (1994) considera que os granitos cálcio-alcálinos tipo CA-2 têm concentrações de Y, elementos terras raras pesados, V e Ti menores que os granitos cálcio-alcálinos tipo CA-1. Segundo este autor, o líquido que originaria os granitos tipo CA-2 estaria em equilíbrio com um resíduo que continha granada na crosta inferior, enquanto que o líquido que produziria granitos tipo CA-1 encontraria-se em equilíbrio com um resíduo com ortopiroxênio e sem granada em profundidades correspondentes àquelas da crosta média.

Os padrões relativamente contínuos apresentados pelos biotita-quartzo dioritos, biotita trondhjemitos, biotita granodioritos e biotita monzogranitos, nos diagramas de variação química e no QAP sugerem que estas rochas evoluíram muito provavelmente por cristalização fracionada. Os granitóides da região da Serra Leste possuem teores de Y inferiores aos dos granitos CA-1 e similares aos dos granitos CA-2 (Figura 41B). Os demais elementos também se encontram com valores comparáveis aqueles de granitos CA-2 (Figura 41A e B). Por outro lado, estas mostram uma concavidade no padrão de elementos terras raras pesados (Figura 41A) indicativa de fracionamento de anfibólio±piroxênio, minerais que também fracionam Y. Portanto, é possível que as características geoquímicas das variedades

petrográficas estudadas da região da Serra Leste se devam mais a um acentuado fracionamento de granada $\pm$ plagioclásio, fases retidas no resíduo de fusão. O fracionamento de anfibólio $\pm$ clinopiroxênio tenderia a compensar o efeito da provável retenção do plagioclásio na fonte no que diz respeito ao comportamento do Eu, pois os dois primeiros tendem a gerar anomalias positivas de Eu, se opondo ao efeito do fracionamento de feldspato (Rollinson 1993).

Com base no comportamento dos elementos terras raras dos granitóides estudados pode-se sugerir que o principal modelo de geração de magma TTG no Arqueano segundo Martin (1997), consiste de três estágios que são: 1- formação de crosta máfica (toleítica) por fusão parcial do manto, 2- fusão parcial desta crosta máfica, previamente transformada em granada-anfibolito (em zona de subducção), produzindo um magma de composição tonalítica ou granodiorítica e um resíduo formado principalmente por hornblenda e granada e, subordinadamente, clinopiroxênio, plagioclásio e ilmenita, 3-cristalização fracionada que forma um cumulado de hornblenda, plagioclásio e ilmenita e uma rocha da série TTG (Figura 44).

Este modelo petrogenético poderia ser em parte adequado para os trondhjemitos estudados, talvez certas particularidades na cristalização fracionada. O empobrecimento em elementos terras raras pesados, refletido nas altas razões de $(La/Yb)_n$ (Tabela 5), e o padrão côncavo desses mesmos elementos (Figura 41A) podem ser explicados pela presença de cumulos com hornblenda e ilmenita, enquanto que as anomalias negativas de Eu podem ser produzidas pela retenção de plagioclásio nos cumulos (Martin 1997). Entretanto, para haver anomalias positivas de Eu, é necessário que haja acúmulo de fases enriquecidas em Eu, tais como plagioclásio, ou o fracionamento simultâneo de uma fase que retenha elementos terras raras leves e elementos terras raras pesados. Segundo Martin (1997) o fracionamento de allanita, mesmo em pequeno volume, retém grandes quantidades de elementos terras raras leves, associado ao de plagioclásio, hornblenda e ilmenita. A geração de um cumulado com estes minerais poderia explicar as altas razões de $(La/Yb)_n$, o padrão côncavo de elementos terras raras pesados e a anomalia positiva

de Eu. Assim, a anomalia positiva de Eu poderia ser formada pelo empobrecimento de elementos terras raras pesados e leves em relação ao Eu e não por enriquecimento em Eu.

A gênese dos trondhjemitos seria explicada pela fusão parcial de toleítos hidratados, no contexto de zona de subducção. Durante a fusão parcial teria sido produzido resíduo com plagioclásio+olivina+clinopiroxênio±ortopiroxênio. A cristalização fracionada envolvendo plagioclásio e hornblenda controlaria as características dos magmas granitóides da Serra Leste.

7.5 – DISCUSSÃO

Levando em conta informações disponíveis a respeito da geologia da Província Mineral de Carajás, pode-se sugerir que na gênese (no Arqueano) dos granitóides da região da Serra Leste, havia uma crosta continental de idade 3002 ± 14 Ma representada pelo Complexo Pium (Pidgeon *et al.* 2000) composta, provavelmente, por seqüências máficas e por granitóides TTG (tonalito-trondhjemitogranodiorito) caracterizando um terreno arqueano comparável com o que ocorre no terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Althoff *et al.* 1995, 2000, Leite 1995, 2001, Souza *et al.* 1996).

Na região de Rio Maria, segundo os autores citados acima, existia uma crosta oceânica constituída por seqüências komatiíticas a toleíticas as quais são representadas pelos *greenstone belts* de Sapucaia e Identidade que foram transformadas em rochas anfíbolíticas. Através de fusão parcial estas rochas anfíbolíticas geraram os magmas formadores dos granitóides TTG mais antigos os quais passaram a ser representados pelo Tonalito Arco Verde (Althoff *et al.* 1995, 2000) e o Complexo Tonalítico Caracol (Leite 1995, 2001) que passaram a dar início à formação da crosta continental. Por conseguinte, estes granitóides TTG geraram o granodiorito Rio Maria que foi derivado de um processo de magma *mingling* entre magmas máficos e félsicos (Souza 1994 e Souza & Dall'Agnol 1995).

A Bacia Carajás que é preenchida por rochas vulcânicas máficas a intermediárias junto com as formações ferríferas compõem o Supergrupo Itacaiúnas (Hirata *et al.* 1982; Lindenmayer & Fyfe 1992; DOCEGEO 1988), onde ocorrem

intrusões de granitos da Suíte Plaquê e de granitos subalcalinos (Planalto, Serra do Rabo, Estrela), os quais são ausentes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

A região da Serra Leste é caracterizada por uma evolução arqueana que apresenta aspectos em comuns com a região de Rio Maria e Carajás. Na área de estudo, levando em consideração a história deformacional dos granitóides encontrados, além da falta de definição de idade relativa destes corpos com base em datações, sugere-se que a colocação destes granitóides ocorreu de forma relativamente sincrônica. A gênese dos granitóides da região da Serra Leste ocorreu a partir da fusão parcial de basaltos, de modo semelhante ao que se propõe para as rochas cálcio-alcalinas de Rio Maria, cujas idades são 2,87 Ga.

Os granitóides da Serra Leste provocam efeitos termais em rochas do Supergrupo Itacaiúnas, logo, conclui-se que as rochas supracrustais arqueanas aí presentes são anteriores a 2,85 Ga, idade obtida por Machado *et al.* (1991). Esta idade, interpretada por estes autores como a idade de migmatização desses granitóides, é reinterpretada neste trabalho como sendo a idade de cristalização das rochas granitóides da pedreira do CIMCOP. Sendo assim, o posicionamento estratigráfico do Supergrupo Itacaiúnas poderia ser sugestivo de que estas rochas supracrustais fossem correlacionadas aos *greenstones* de Rio Maria.

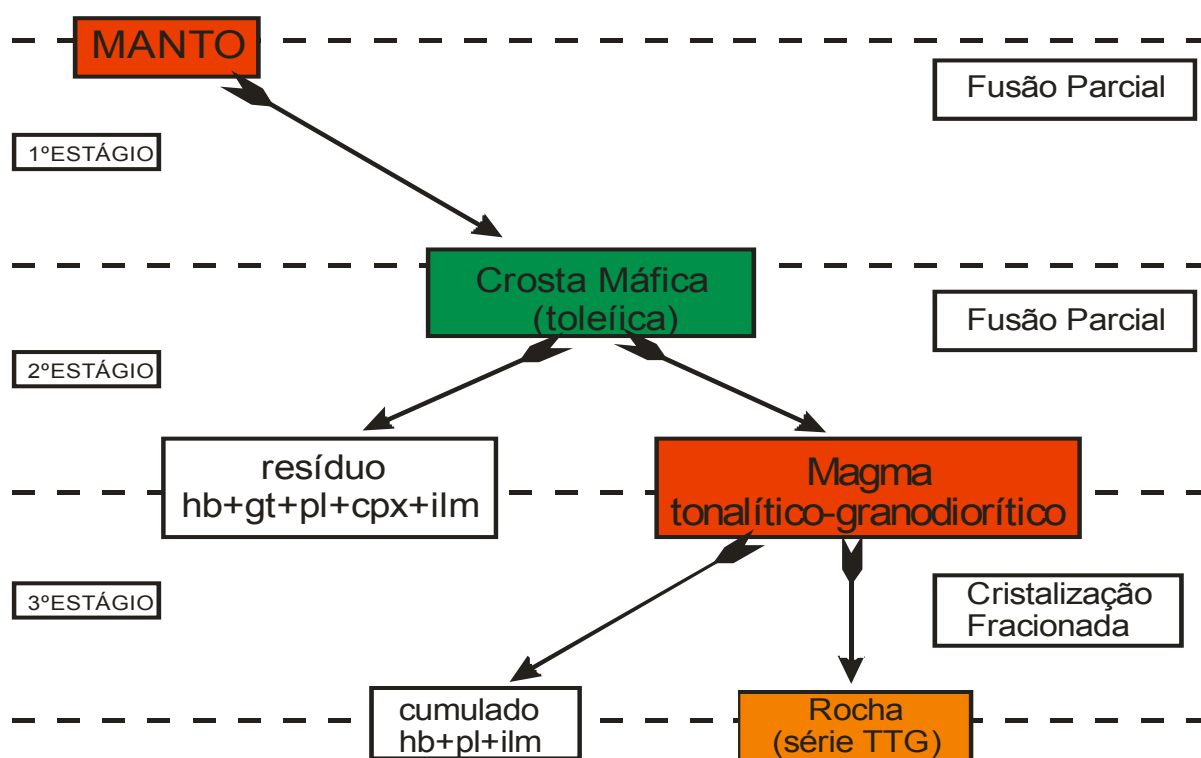


Figura 44 – Diagrama esquemático que sintetiza os diferentes estágios da geração de rochas TTG (Martin 1997) – hb=hornblenda, gt=granada, PL=plagioclásio, cpx=clinopiroxênio e ilm=ilmenita.

8 - DIABÁSIOS E GABROS

8.1 – MODO DE OCORRÊNCIA

Diabásios e gabros são encontrados como corpos isolados, provavelmente formando diques ou pequenos corpos intrusivos que cortam as rochas metavulcano-sedimentares (Figura 45).



Figura 45 – Morro com exposição de rocha metabásica cortada por um dique de diabásio, Província Mineral de Carajás.

8.2 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

8.2.1 - *Estruturas Mesoscópicas*

Os diques de Diabásios e Gabros encontram-se fraturados (Figura 45) e possuem estrutura maciça (Figura 46A). Alguns diques de diabásio têm direção N-S.

8.2.2 - Estruturas Microscópicas

Os Diabásios e Gabros estudados na área mapeada apresentam granulação fina a média e textura predominantemente intergranular e subofítica (Figura 46B, C, D, E).

8.3 - PETROGRAFIA

8.3.1 - Diabásio

8.3.1.1 – Descrição macroscópica

Os diabásios (Figura 46A) possuem coloração cinza escuro, textura fanerítica equigranular, granulação fina a média e estrutura maciça.

8.3.1.2 – Descrição mineralógica

Esta rocha é constituída essencialmente por **clinopiroxênio**, **hornblenda** e **plagioclásio**, tendo minerais **opacos** como acessórios e **epídoto** como mineral de alteração. As texturas existentes nos diabásios são do tipo intergranular, caracterizada pelo preenchimento dos interstícios do plagioclásio subédrico por cristais de hornblenda e piroxênio; e subofítica representada por palhetas de plagioclásio inetrcrecidos parcialmente com cristais de hornblenda e piroxênio, sendo que a primeira textura é a principal (Figura 46B, C).

Os cristais de **piroxênio** representados por diopsídio (clinopiroxênio) e enstatita (ortopiroxênio) (Figura 46B, C) são finos a médios (0,6 – 1,7 mm), subédricos a anédricos, possuem extinção ondulante moderada e apresentam contatos irregulares entre si e com as ripas de plagioclásio.

A **hornblenda** é caracterizada por cristais de tamanhos inferiores a 1,0 mm, com formas subédricas ou anédricas e pleocroísmo leve. Os contatos entre si e com cristais de piroxênio e plagioclásio são irregulares.

Os cristais de **plagioclásio** (An₄₆) apresentam-se sob forma de finas ripas, possuem extinção ondulante moderada e maclamentos Albite e Carlsbar. Possuem contatos irregulares entre si e com os outros minerais. Os cristais de plagioclásio estão alterados para sericita muscovita e **epídoto**.

Os minerais **opacos** são finos (< 0,4 mm), subédricos a anédricos e caracterizados por feições esqueléticas. Estes minerais estão associados aos cristais de hornblenda.

8.3.2 - Gabro

8.3.2.1 – Descrição macroscópica

O gabro apresenta textura fanerítica, cor cinza escuro, é holocristalino, ultramelanocrático, equigranular, granulação média e estrutura maciça.

8.3.2.2 – Descrição mineralógica

Os principais minerais que constituem esta rocha são **piroxênio** e **plagioclásio**. Os minerais **opacos** representam minerais acessórios e como mineral de alteração tem-se **epídoto**. A rocha apresenta principalmente textura intergranular (Figura 46D, E), porém, existe textura subofítica, ofítica e localmente textura micrográfica (Figura 47B). Além de preservar minerais primários como cristais de diopsídio (mineral relíquiar) (Figura 46D, E).

Os cristais de **piroxênio**, representados por diopsídio, são médios (1,2 – 3,5 mm), subédricos a anédricos, apresentam extinção radial (Figura 47A) e possuem contatos irregulares entre si e com ripas de plagioclásio. Os cristais de diopsídio possuem inclusões e semi-inclusões de ripas de plagioclásio dando origem à textura ofítica e subofítica respectivamente.

Os cristais de **plagioclásio** (An₄₆) estão em forma de ripas, de aproximadamente 1,8 a 3,4 mm, são subédricos a anédricos, possuem maclamentos Albite e Carlsba e alteração para sericita muscovita. Alguns cristais de plagioclásio apresentam em suas bordas textura micrográfica (Figura 47B).

Os **opacos** são médios (1,8 - 3,6 mm), subédricos a anédricos e são caracterizados por feições esqueléticas. Estes minerais associam-se aos cristais de piroxênio.

O **epídoto** é anédrico e ocorre como produto de alteração dos cristais de plagioclásio.

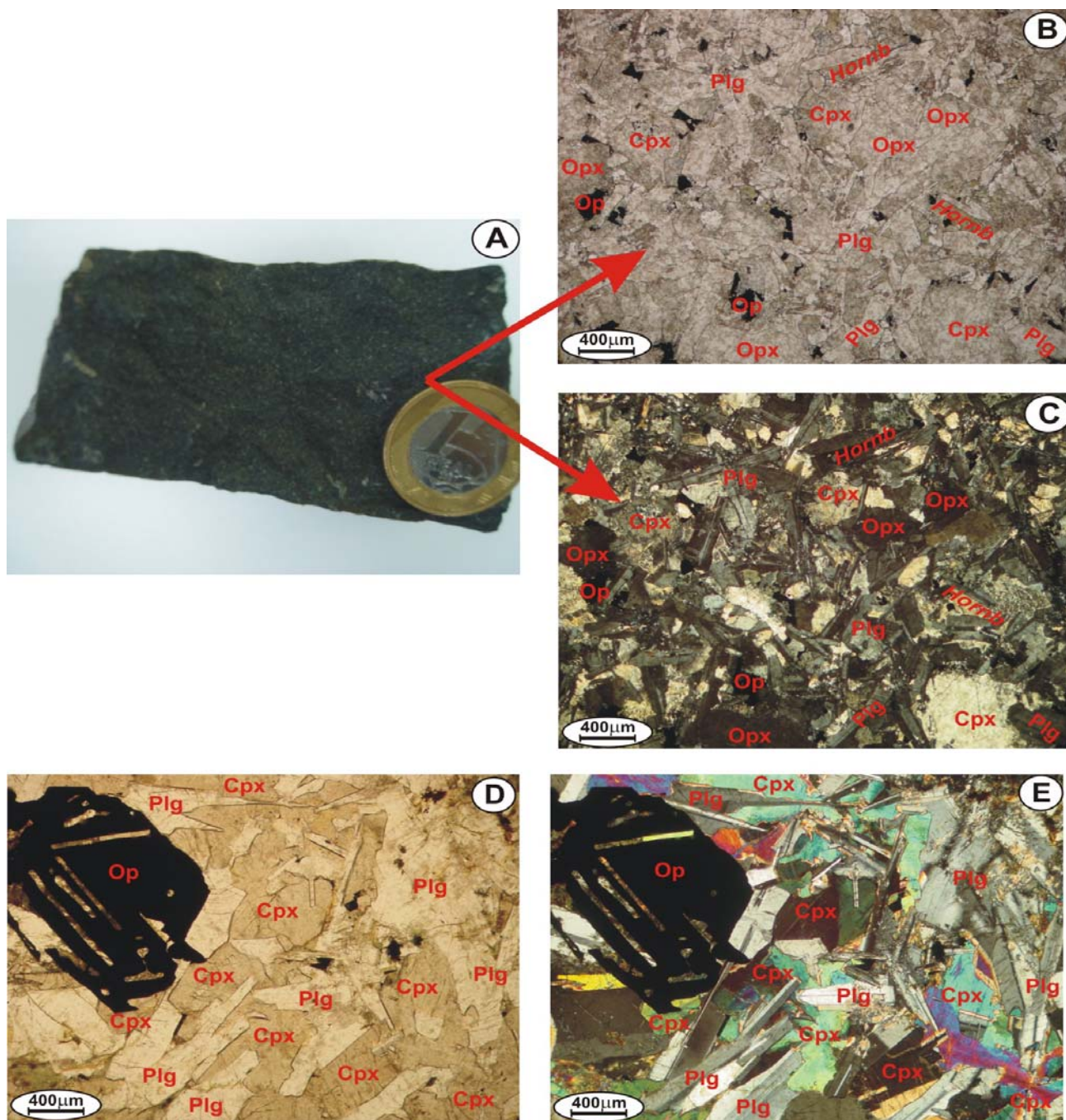


Figura 46 – (A) Foto de amostra de mão de diabásio pertencente a Serra Leste, Província Mineral de Carajás. Fotomicrografias de diabásio e gabro da Serra Leste (Luz natural e Nicóis X): (B) Luz natural e (C) Nicóis X – Diabásio mostrando cristais de plagioclásio (Plg) com aspectos ripiformes. Há também finos minerais opacos (Op), cristais de hornblenda (Hornb), ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) dispostos entre as ripas de plagioclásio (Plg) caracterizando uma textura intergranular nesta rocha. (D) Luz natural e (E) Nicóis X – Gabro apresentando ripas de plagioclásio (Plg), cristais de minerais opacos (Op) com feições esqueletais e clinopiroxênio (Cpx). A textura principal neste gabro é intergranular e subofítica.

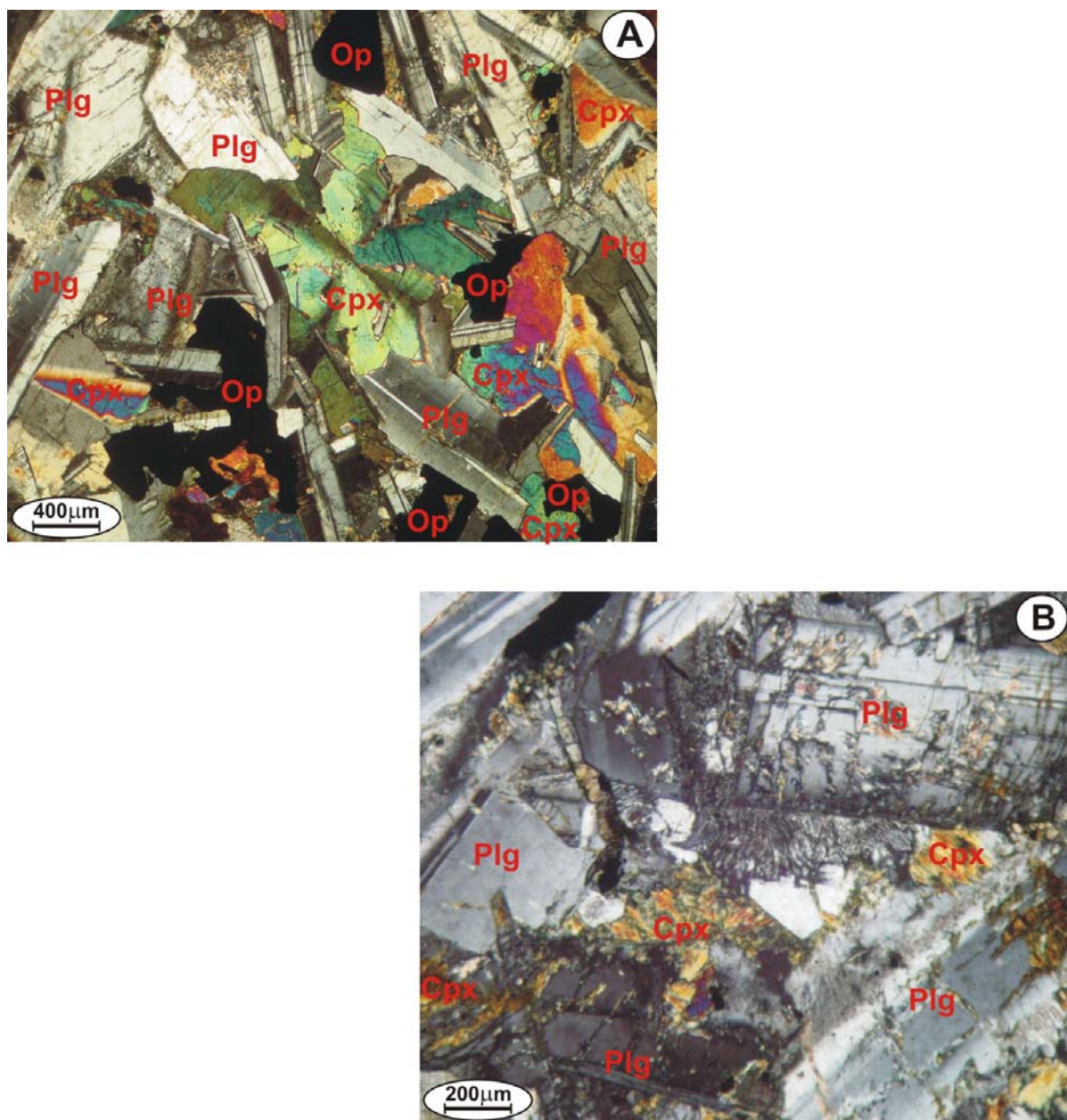


Figura 47 - Fotomicrografias de gabro da Serra Leste, Província Mineral de Carajás (Nicóis X): (A) – Gabro apresentando cristais de clinopiroxênio (Cpx) com extinção radial, ripas de plagioclásio (Plg) e minerais opacos (Op) e (B) - Cristal de plagioclásio (Plg) mostrando em sua borda textura micrográfica.

9 – CONCLUSÃO

O mapeamento geológico da região da Serra Leste permitiu identificar rochas máficas/ultramáficas pertencentes ao Complexo Luanga, rochas metavulcano-sedimentares, metagabros e rochas granitóides deformadas. As rochas metavulcano-sedimentares são representadas de modo predominante por metabasaltos com intercalações de quartzitos, formações ferríferas e mica xistos de idade arqueana (Machado *et al.* 1988, 1991; Wirth *et al.* 1986). Diques de diabásio e gabro intrusivo pós-arqueanos também podem ser vistos de modo subordinado.

Os metabasaltos da região da Serra Leste possuem texturas subofítica preservada, subofítica transformada (feições magmáticas coexistem com feições metamórficas) e rochas com textura nematoblástica. Nesta classificação as principais texturas são: intergranular e subofítica, granoblástica e nematoblástica respectivamente. Os metabasaltos são formados principalmente por anfibólio, díopsídio e plagioclásio. Opacos, zircão e titanita são minerais acessórios e epídoto é um mineral secundário.

A história metamórfica das rochas metavulcano-sedimentares arqueanas da região da Serra Leste é marcada por três fases dentro de um regime de metamorfismo progressivo. A primeira fase M_0 é representada por transformações hidrotermais em condições de fácies xisto verde, definida pela associação clorita-tremolita/actinolita. O caráter estático destas transformações é evidenciado pelas texturas ígneas preservadas (subofítica) nas rochas máficas.

A segunda fase M_1 corresponde ao desenvolvimento de uma foliação S_1 (N40E). A foliação S_1 nos metabasaltos, marcada pela incipiente orientação de anfibólio, representa a rocha com textura subofítica parcialmente transformada onde feições originais, como ripas de plagioclásio, coexistem com indícios de recristalização inicial. Esta fase M_1 é observada nos metabasaltos situados nas proximidades de contatos com rochas granitóides. O zoneamento mineralógico gradacional no anfibólio da fase M_1 foi acompanhado pelo desenvolvimento de textura granoblástica, desenhada por cristais de contatos retilíneos, os quais formam junções tríplexes com ângulos próximos de 120° , resultando em arranjos poligonais e que evidenciam uma forte recristalização estática, e texturas nematoblásticas que

evidenciam o caráter termal desta fase. A segunda fase M_1 é caracterizada pelo metamorfismo termal, provocada pelos efeitos tectônicos regionais somados aos efeitos tectono-termiais provocados por granitóides de 2,85 Ga, a exemplo daqueles da pedreira do CIMCOP.

As rochas metabásicas da região da Serra Leste, Província Mineral de Carajás, possuem características químicas similares a dos basaltos toleíticos ricos em ferro, descritos em outros terrenos arqueanos. Existem semelhanças entre as rochas estudadas e os metabasaltos do Grupo Salobo estudados por Lindenmayer *et al.* (1994b), entre os *greenstone-belt* Identidade da região de Rio Maria, as rochas metabásicas encaixantes ao Complexo Granítico Estrela estudado por Barros & Barbey (1998). Com isto, presume-se que as rochas estudadas representem a continuação para leste das rochas do Supergrupo Itacaiúnas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M., HASUI, Y., BRITO-NEVES B.B., FUCK R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17:1-29.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULIER, A.M.; BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104: 187-206.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estruturas de granitóides arqueanos da região de Marajoara. *Boletim Paraense do Emílio Goeldi*, 7: 5-26.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; LETERRIER, J.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (region de Rio Maria, Brésil) In. RÈUNION DES SCIENCES DE LA TERRA. *Resumés. Brest*, Soc. Geol. Fr. P.62.
- ARAÚJO O.J.B., MACAMBIRA, E.B.M., VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos expandidos*, Belém: SBG, p.299-301.
- ARAÚJO O.J.B., MAIA R.G.N., JORGE JOÃO, X.S., 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: Folha SB-22-Z-A. Serra dos Carajás. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Estado do Pará. Cap. 1, Brasília, DNPM/CPRM, p. 17-50.
- ARAÚJO, O.J.B., MAIA, R.G.N., JORGE JOÃO, X.S., COSTA J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congr. Lat.-Amer. Geol., 7, Belém. *Anais...* Belém: SBG, p.324-338.
- ARNDT, N. T.; NALDRET, A.J.; Pyke, D. R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario, *Journal of Petrology*, 18: 319-369.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém. (Dissertação de Mestrado).

- AVELAR, V.G., LAFON, J. M., CORREIO Jr., F. C., MACAMBIRA, E. M. B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Ver. Bras.Geoc.*29(2): p. 454-460.
- BARROS, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure Du Complexe granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Nancy, Université Henri Poincaré, Nancy I/CRPG, 316p. Thèse de doctorat.
- 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. & BARBEY, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2.5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás - o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4): 513-522.
- BARROS, C.E.M., BARBEY, P. SCHELLERT, T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações Petrológicas tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (4): 531-538.
- BARROS C.E.M., DALL'AGNOL R. 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaiss Estrela, Região de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (3): 129-138.
- BARROS C.E.M., DALL'AGNOL R.; MAGALHÃES, M.S. 1994a . Metagabros da área de Águas Claras. In: DALL'AGNOL, R., BARROS C.E.M., MAGALHÃES, M.S.; VILLAS, R.N.N.; JAVIER RIOS, F.; NOGUEIRA, A.C.R.; SILVA, C.M.G.; SOARES, A.D.V.; VIEIRA, E.A.P.; MARTINS, L.P.B. Estudo petrológico da borda oeste do granito central e dos corpos máficos associados a formação Águas Claras: relatório final. Belém, UFPa. Convênio CVRD. P.91-167.
- BARROS C.E.M., DALL'AGNOL R., SOARES A.D.V., DIAS G.S. 1994b. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e Transformações Metamórfico-Hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, nº 40, v.XVII, 31-70.
- BEAKHOUSE, G. P. & DAVIS, D. W. 2005. Evolution and tectonic significance of intermediate to felsic plutonism associated with the Hemlo greenstone belt, Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 137, 61-92.

- BEISIEGEL, W.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 3, 215-242.
- BLAIS, S. 1989. Les ceintures de roches vertes Archéennes de Filande orientale. Géologie, Pétrologie, Géochimie et evolution Géodynamique. Thèse, Université de Rennes I, 256p.
- CATTEL, A. C. & TAYLOR, R.N. 1990. Archaean basic magmas. In R. P. HALL & D.J. HUGHES eds. *Early Precambrian Basic Magmatism*. Glasgow, Blackie & Son Limited. 486 p.
- CONDIE, K.C. 1981. Archaean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, p. 434.
- CONDIE, K.C. 1994a. Greenstone through the time. In Condie K.C ed. *Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, p. 85-120.
- CORDEIRO, A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...* Belém: SBG. v.1, p.45-49.
- COSTA, J.B.S., TEXEIRA, N.P., PINHEIRO, R.V.L., BERMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na Região de Curionópolis, Leste do Estado do Pará. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 35, *Anais*, v.5, p. 2345-2352.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D. C., MACAMBIRA, M. J. B., LAMARÃO, C. N. 2002. Diques proterozóicos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria: A descoberta de diques compostos e novos dados geocronológicos. In: II Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Belém-PA, p.13.
- DALL'AGNOL, R., SOUZA, Z.S., ALTHOFF F.J., BARROS C.E.M., LEITE A.A.S., JOÃO JORGE X.S. 1997a. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2. Salvador. *Excursion Guide...* Salvador: SGRM, p.135-161.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA, F.; MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás, District, Brazil. In: IGCP-204 Project. Precambrian evolution of the Amazonian region, Carajás, 1987. Final meeting of the working group. Extended abstracts. p. 40-50.

- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CVRD/SBG, Cong.Bras.Geol.,35, Belém, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Anexo aos anais*, 11-59.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, *Resumos Expandidos* SBG: p.376-379.
- DUARTE, K.D.; DALL'AGNOL, R. 1996. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, terreno granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Boletim IG – USP*, 18: 113-115 (publ. esp.).
- 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.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2): 201-211.
- HANSON, G. N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 26-43.
- HIRATA W.K., RIGON J.C., KADEKARU K., CORDEIRO A.A.C., MEIRELES E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, *Anais*, 1:100-110.
- HUHN S.R.B., SANTOS, A.B.S., AMARAL, A.F., LEDSHAM, E.J., GOUVEIA, J.L., MARTINS, L.B.P., MONTALVÃO, R.M.G., COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol, 35, Belém, *Anais*, v. 3, p. 1438-1453.
- HUHN S.R.B., MACAMBIRA M.J.B., DALL'AGNOL R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, 1:463-466.

- IRVINE, T.N. ET BARAGAR, W.R.A. 1971. A guideto the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 5, 523-548.
- JENSEN, L. S. 1976. A new cation plote for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines, Misc. Pap.*, 66: 22p.
- JORGE JOÃO, X.S. & ARAÚJO, O.J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudoeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos...* SBG: v.2, p.36-38.
- JORGE JOÃO, X.S.; LOBATO, T.A.M.; MARQUES, M.T.G. 1991. Litogeoquímica – petroquímica. In: Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. (Eds.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará*. DNPM/CPRM, Brasília, 79-95.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2- diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- LAIRD, J. & ALBCE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schisl: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermonl. *American Journa of Science*, 281:127-175.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- LEITE, A.S. 1995. Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes, Sudeste do Estado do Pará. Belém, 209p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará).
- LEITE, A.S.S.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; RAMO, O.T.; VALE, A.G. 2001. Arcabouço estrutural, geocronologia e petrogênese dos granitóides arqueanos de Xinguara-Pa: implicações para a evolução geológica do terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG (CD-ROM).

- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J. 1999. Geologia e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno granito-*greenstone* de Rio Maria - Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 549-556.
- LEITE, A.S.S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos expandidos*, Belém: SBG. p.325-327.
- LE MAITRE, R.W. 1984. A proposal by the IUGS subcomission on the systematic of Igneous Rocks for a chemical chassification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243-255.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Ontario, University of Western Ontario. 408p. (Ph. D. Thesis).
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: 3º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, SBG, 36-48.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação entre os metabasaltos dos Grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Resumos Expandidos...* SBG: p.33.
- LINDENMAYER, Z. G; FYFE, W. S.; BCALON, V.L.S. 1994a. Nota preliminary sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologica Leopoldinensia*, 40 (XVII): 115-152.
- LINDENMAYER, Z. G; FYFE, W. S.; LAUX, J.H. 1994. Contribuição à petrologia dos Metabasaltos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologia Leopoldensia*, 40, XVII, 115-152.
- LINDENMAYER, Z. G. & LAUX, J.H. 1994b. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém: SBG-NNO. P.328-330.
- MACAMBIRA, E.M.B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croute continental dans l' Amazonie du sud-est, exemple de la région de Rio Maria, Província de Carajás, Brésil. Montepplier: Université de Montepplier II, 212p. (Tese de Doutorado).

- MACAMBIRA, E.M.B., JORGE-JOÃO, X.S., SOUZA, E.C. 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite – Southeastern of Pará State. *In*: SBG, Symposim Archean Terranes of the South American Platform, *Extended abstracts*, p. 73-75.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcâncas do *greenstone* do Supergurpo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Resumos expandidos...* São Paulo: SBG. V.2, p. 188-189.
- MACHADO N., LINDENMAYER Z., KROGH T.H., LINDENMAYER D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49:329-354.
- MACHADO N., LINDENMAYER Z.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais...* Belém: SBG, v.2, p. 1468-1477.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. London, Longman Scientific & Technical, 148 p.
- MARTIN, H. 1997. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28, 921-953.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.3, p.1488-1499.
- MEDEIROS, FILHO, C.A. & MEIRELES, E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Atas...* Belém: SBG-NN. V.3, p.97-112.
- MEIRELLES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W da C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província

- Mineral de Carajás. Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG, V.5, p. 2164-2174.
- MEIRELLES & DARDENNE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(1): 41-50.
- MULLEN, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters*, 62, 53-62.
- NASCIMENTO, V. M. & BARROS, C.E.M. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica de Rochas Graníticas da Região de Serra Pelada, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, Aracaju. p.528.
- NISBET, E. G. 1977. *The Young Earth: an introduction to Archean geology*. Boston, Allen & Unwin. 402p.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W., PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7: 177-277.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 525-B: 79-84.
- PASSCHIER C.W. & SIMPSON C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8: 831-843.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289p.
- PEARCE, J.A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- 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.
- PIDGEON, R.T., MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M 2000. TH-U-PB isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium

Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.*, 166:159-171.

PIMENTEL, M.M & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos *granito-greenstones* de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Resumos ...* Camboriú: SBG. v.2,p 390-391

PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 99-103.

RIBEIRO, A.M.R. 1989. Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização da área Bahia, Serra dos Carajás – Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134p. Tese (Mestrado em geoquímica e petrologia) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPa, 1989.

RIBEIRO, A.M.R. VILLAS, R.N.N. 1990. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da sequência Bahia, Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*, SBG. V.3, p. 1193-1204.

RIDLEY, J. R. 1992. The thermal causes and effects of voluminous, Late Archean monzogranite plutonism. Univ. West. Australia, Publ. 22: 275-285.

RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M., CORREIA, C.T.; MOLESINI, M.; FINATTI, M.C. 1992. Mafic magmatism in the Carajás Region: a petrological reconnaissance. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Resumo expandido*. São Paulo, SBG. V.1, p. 481-485.

RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos expandidos...* SBG: v.2, p.183-184.

ROLANDO, A.P. & MACAMBIRA, M.J.B. 2003. Archean-crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador. Expanded Abstracts Salvador: CD-ROM.

- ROLLINSON, H. R. 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. New York, Longman Scientific & Technical, 1993. 352p.
- SACHS, L.L.B.; BATISTA, J.J.; FIGUEREDO, B.R. 1993. The Igarape Bahia deposits, district of Carajás, northern Brazil: hidrothermal alteration and mineralization. In: : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, Brasília, 1993. *Anais*. Brasília, SBG. V.2, p. 182-185.
- SARDINHA A.S. 2002. Petrologia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 108 p.
- SILVA, G.C.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; Guimarães, G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Belém, DNPM, v.4, p.1-143.
- SILVA JR., R. O., DALL'AGNOL. R., OLIVEIRA, E. P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoquímica Brasiliensis*, 13.
- SIMPSON C. & SCHMIDT S.M. 1983. An evaluation to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bulletin of the Geological Society of America* 94, 1281-1288.
- SMITHIES, R.H.; CHAMPION, D.C.; CASSIDY, K.F. 2003. Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, 127:89-101.
- SOARES, A.V., SANTOS, A.B., VIEIRA, E.A., BELLA, V.M., MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: Simp. Geol. Amaz., 4, *Boletim de resumos expandidos*, p. 379-382.
- SOUZA, Z.S. 1994. Geologia e Petrogênese do "Greenstone Belt" Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria SE do Pará. Belém, Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 2v. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) - curso de pós-graduação em geociências, centro de geociências, UFPA, 1994.
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R. 1995. Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archean Greenstone Belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, 67(2): 217-233.

- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; BARROS, C.E.M. 1996. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ARCHAEOAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM. Brasília, *Extended Abstracts...* SBG: p. 31-32.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito *greenstone* arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais...* SBG: v.6, p.2913-2928.
- STRECKEISEN, A. 1976. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematic and nomenclature recommended by the IUGS.
- SUITA M.T.F. & NILSON A.A. 1988. Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (Província de Carajás, Pará) e das unidades encaixantes. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 35, Belém, Anais, 6:2813-2823.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261-280.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, p.297-323.
- TALLARICO F.H.B., COIMBRA C.R., COSTA C.H.C. 2000. The serra leste sediment-hosted AU-(PD-PT) mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 226-229.
- TAYLOR, S. R. & McLANNAN, S. M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Backwell Scientific, Oxford, 321p.
- TEIXEIRA, J. B. G., EGGLE, D. H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldesia*, 17: 71-114.
- TWISS R.J. & MOORE E.M. 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532 p.

- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPEL, 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.
- WHITE S. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39:143-170.
- WINTER, C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil. (Tese de Doutorado, University of Southampton).
- WIRTH, K. R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI JR, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Bra/.il. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2): 195-200.
- WOOD, D. A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle – Genetic significance for mid-ocean ridg basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7: 499-503.