



**Universidade Federal do Pará**  
**Centro de Geociências**  
**Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS  
GRANITÓIDES DE CANAÃ DOS CARAJÁS, SE DO  
ESTADO DO PARÁ.**

TESE APRESENTADA POR

**ALAN CARDEK BRUNELLI GOMES**

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

Data de Aprovação: **11 / 10 / 2003**

**Comitê de Tese:**

ROBERTO DALL' AGNOL (Orientador)

ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

FERNANDO JACQUES ALTHOFF

Belém

*A minha mãe, Tereza,  
porque sem ela,  
nada disso seria possível.*

## AGRADECIMENTOS

O autor da presente Dissertação de Mestrado agradece às seguintes pessoas e instituições, abaixo relacionadas, pelo apoio recebido durante a execução deste trabalho:

- À Universidade Federal do Pará, em particular, ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências, desta universidade, pela infraestrutura e apoio logístico disponibilizados;
- Ao CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pela concessão da bolsa de estudo durante a realização deste trabalho;
- Ao PRONEX (Projeto 103/98 - Processo 66.2103/1998-0), CNPq (Processo 463196/2000-7) e PROINT/UFPA (Projeto 128/CG) pelo apoio financeiro;
- Ao Prof. Roberto Dall'Agnol pela orientação acadêmica e companheirismo;
- Aos professores Elson Paiva de Oliveira e Fernando Althoff pelas sugestões, na qualidade de examinadores deste trabalho;
- Ao Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociência da Universidade Federal do Pará, pelo apoio recebido durante a preparação das amostras para análise química;
- Ao Químico Natalino Moreira, do Laboratório de Análises Químicas (CG/UFPA), pelas análises de  $Fe^{+2}$ ;
- Aos amigos e geólogos Albano Leite, Alex Sardinha, José Erimar Soares e Marcelo Oliveira pela troca de idéias e ajuda durante os trabalhos de campo;
- Aos membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG/CG/UFPA) pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho;
- Aos motoristas do Centro de Geociências, Carlos Alberto e Pompeu que facilitaram o nosso deslocamento ao longo dos diversos caminhos;
- Aos funcionários da Oficina de Laminação (CG/UFPA) pela confecção das lâminas delgadas;
- Aos amigos do Centro de Geociências pelos momentos de descontração e aprendizado;
- À Companhia Vale do Rio Doce pelo apoio logístico.

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	7
1.1 APRESENTAÇÃO	7
1.2 CONTEXTO TECTÔNICO	7
1.3 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	10
<b>1.3.1 Geologia do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria</b>	<b>10</b>
1.3.1.1 Supergrupo Andorinhas	13
1.3.1.2 Granitóides Arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria	13
1.3.1.3 Grupo Rio Fresco	16
1.3.1.4 Granitóides Anorogênicos Paleoproterozóicos	16
<b>1.3.2 Geologia da Bacia Carajás e Domínio de Transição</b>	<b>17</b>
1.3.2.1 Complexo Pium	17
1.3.2.2 Complexo Xingu	18
1.3.2.3 Grupo Rio Novo	19
1.3.2.4 Supergrupo Itacaiúnas	19
1.3.2.5 Complexo Luanga	20
1.3.2.6 Formação Águas Claras	21
1.3.2.7 Granitóides Arqueanos da Bacia Carajás e Domínio de Transição	21
1.3.2.7.1 <i>Suite Plaqué</i>	22
1.3.2.7.2 <i>Granitos Subalcalinos</i>	22
1.3.2.8 Formação Gorotire	23
<b>1.3.3 Modelos Tectono-Metamórficos da Bacia Carajás e adjacências</b>	<b>23</b>
1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	25
1.5 OBJETIVOS	26
1.6 METODOLOGIA	27
1.6.1 Pesquisa Bibliográfica	27
1.6.2 Mapeamento Geológico	27
1.6.3 Petrografia	28
1.6.4 Geoquímica	28
1.7 LOCALIZAÇÃO	29

<b>2 GEOLOGIA DA PORÇÃO LESTE DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS</b>	<b>31</b>
2.1 ANFIBOLITOS	35
2.2 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS	37
2.3 LEUCOMONZOGRANITO (LMzG)	37
2.4 SUPERGRUPO ITACAIÚNAS	28
2.5 GRANITO PLANALTO (GP)	38
2.6 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA (ATTr)	42
2.7 GABROS	43
<b>3 PETROGRAFIA</b>	<b>44</b>
3.1 ANFIBOLITOS	44
3.2 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS	44
3.3 LEUCOMONZOGRANITO	44
3.3.1 Descrição Macroscópica	44
3.3.2 Composições modais e classificação	44
3.3.3 Descrição mineralógica e textural	50
3.3.4 Ordem de cristalização	53
3.4 GRANITO PLANALTO	55
3.4.1 Descrição macroscópica	55
3.4.2 Composições modais e classificação	55
3.4.3 Descrição mineralógica e textural	58
3.4.4 Ordem de cristalização	62
3.5 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA (ATTr)	64
3.5.1 Descrição macroscópica	64
3.5.2 Composições modais e classificação	66
3.5.3 Descrição mineralógica e textural	69
3.5.4 Ordem de cristalização	72
3.6 GABROS	76
3.6.1 Gabro deformado	76
3.6.2 Gabro não-deformado	76
<b>4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS</b>	<b>78</b>
4.1 INTRODUÇÃO	78
4.2 ROCHAS BÁSICAS E SUAS VARIAÇÕES	78
4.2.1 Anfibolitos	78
4.2.2 Gabro deformado	85

4.2.3 Gabro não deformado	86
4.2.4 Comparação entre as rochas básicas e associadas	87
4.3 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS	87
4.4 LEUCOMONZOGRANITO	89
4.4.1 Caracterização geoquímica	89
4.4.2 Elementos-traço	91
4.4.3 Elementos terras raras	95
4.5 GRANITO PLANALTO	95
4.5.1 Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica	98
4.5.2 Elementos-traço	102
4.5.3 Elementos terras raras	105
4.6 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA	107
4.6.1 Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica	107
4.6.2 Elementos-traço	110
4.6.3 Elementos terras raras	114
5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CARACTERIZAÇÃO GERAL DOS PRINCIPAIS GRANITÓIDES DA ÁREA ESTUDADA	120
5.1 LEUCOMONZOGRANITO	120
5.2 GRANITO PLANALTO	126
5.3 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA	134
5.4 COMPARAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS COM OS DE MAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	139
5.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	145
6 CONCLUSÕES	148
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	152

## RESUMO

A região à leste de Canaã dos Carajás, situa-se no Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás (BC), na qual se fez um mapeamento geológico na escala 1:100.000. Granitóides, denominados informalmente como Granitóides Indiferenciados (GI), Leucomonzogranitos (LMzG), Associação Tonalítica-Trondhjemítica (ATTr) ou correlacionados com o Granito Planalto (GP) são dominantes. Seqüências supracrustais, correlacionadas com o Supergrupo Itacaiúnas, e rochas básicas (anfíbolitos, gabros deformados e não deformados) também foram mapeados ou individualizados.

Os anfíbolitos são classificados geoquimicamente como basalto e basalto andesítico, ocorrem como encaves no LMzG e no GP, e são interpretadas como as rochas mais antigas da área mapeada. Relações de campo não são conclusivas, mas os Granitóides Indiferenciados são interpretados como os granitóides mais antigos. Eles são seguidos pelos Leucomonzogranitos, que aparentemente são mais antigos que o Supergrupo Itacaiúnas, o Granito Planalto e a Associação Tonalítica-Trondhjemítica. O LMzG e o GP têm uma foliação penetrativa subvertical de direção próxima de E-W, concordante com o *trend* regional. Estes granitóides foram submetidos, inicialmente, a uma deformação no estágio dúctil, prosseguindo nos estágios dúctil-rúptil e rúptil. No norte da área o GP é intrusivo no Supergrupo Itacaiúnas. No sul da área o GP está em contato com a ATTr. Aparentemente, a ATTr é mais nova que o GP, com evidência de baixo contraste de viscosidade entre estes dois granitóides.

A ATTr é formada por dois pequenos *stocks*. O *stock* norte exibe uma deformação incipiente, predominando textura granular isotrópica. O *stock* sul apresenta uma deformação marcante com uma foliação subvertical de direção próxima de E-W e um bandamento magmático, formado por alternância de bandas trondhjemíticas e tonalíticas concordantes com o *trend* regional.

Os gabros deformados são intrusivos no LMzG e geoquimicamente varia de basalto toleítico a basalto andesítico. Os gabros não deformados são toleíticos e ocorrem como diques que cortam os Granitóides Indiferenciados, LMzG, GP e ATTr.

O LMzG é similar aos granitos da série cálcico-alcalina de médio-K, geoquimicamente análogo aos granitos tipo-I de arco vulcânico e cálcico-alcalinos arqueanos do tipo 2 (Sylvester 1994). O magma do LMzG deriva, provavelmente, da fusão parcial de uma fonte TTG onde também envolveu cristalização fracionada de feldspatos, anfibólio±piroxênio e, em menor escala, zircão. A assinatura geoquímica do LMzG é similar a dos leucogranitos potássicos Xinguara, Guarantã e Mata Surrão presente no TGGRM. Podendo ser também similar aos granitos da Suíte Plaquê, ainda pobremente caracterizados em termos geoquímicos.

O GP é metaluminoso a peraluminoso, com afinidades geoquímicas com os granitos tipo-A, mais especificamente tipo-A2 (Eby 1992), e aos granitos alcalinos arqueanos do tipo 3 (Sylvester 1994). Admite-se que a gênese do GP ocorreu a partir da fusão parcial de uma fonte granulítica, talvez similar ao Complexo Pium, sendo a evolução do magma controlada pelo fracionamento do plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, piroxênio, apatita, titanita, magmetita e, de forma restrita, alanita. O Granito Planalto tem grande afinidade com os granitos Old Salobo, Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela diversos granitos subalcalinos da Bacia Carajás, representantes de granitos subalcalinos, do tipo-A arqueanos da Bacia Carajás.

A ATTr é composta por tonalitos metaluminosos e trondhjemitos peraluminos, pobres em K, os quais seguem os *trends* cálcico-alcalino (diagrama AFM) ou trondhjemítico (diagrama  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ). O conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<15% para  $\text{SiO}_2=70\%$ ) indica que a ATTr pertence à série de granitóides TTG de baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Os altos conteúdos de Ti, Zr, Y e moderados de Nb, diferem a ATTr dos típicos granitóides da série TTG.

A gênese da ATTr ocorreu da seguinte forma: (1) Fusão parcial de uma fonte mantélica que originou uma crosta máfica toleítica; (2) esta crosta máfica sofre fusão parcial produzindo um resíduo à base de plagioclásio+olivina+clinopiroxênio±ortopiroxênio e um líquido de composição tonalítica; (3) a partir de cristalização fracionada este magma originou as rochas da ATTr. A fonte máfica toleítica da ATTr provavelmente tem composição similar aos basaltos de cadeia meso-oceânica. Estes basaltos são enriquecidos em Zr e têm razões Zr/Y moderadas, se comparados a outros tipos de basaltos, o que explicaria os elevados teores de Zr e

Y, características das rochas desta associação. A ATTr se difere dos granitóides TTG arqueanos típicos e daqueles presentes no TGGRM. As maiores diferenças são os conteúdos de Ti, Zr e Y, e no caso dos TTGs do TGGRM por causa do baixo conteúdo de  $Al_2O_3$ . Isto indica que ocorreu um alto fracionamento de plagioclásio durante a evolução da ATTr se comparada com os TTGs do TGGRM.

As características estruturais e geológicas das rochas estudadas indicam que são de idade arqueanas. A sucessão de eventos magmáticos ocorreram na seguinte seqüência: a gênese dos Granitóides Indiferenciados não está clara. O LMzG está relacionado a um evento magmático responsável pela fusão parcial de uma fonte TTG. Um segundo evento magmático está relacionado a anatexia de rochas granulíticas, provavelmente similar ao Complexo Pium, que originou o magma tipo-A do Granito Planalto. A ATTr é relativamente contemporânea do GP e seu magma derivou da fusão parcial de rochas máficas com composição similar aos basaltos de cadeia meso-oceânica. Neste sentido, esta associação difere dos granitóides TTGs do TGGRM, os quais são derivados de anfibolitos que continham granada (*greenstone belts* metamorfizados). Os gabros não deformados correspondem ao último evento magmático identificado.

## ABSTRACT

The region to the east of Canaã dos Carajás, situated in the transition domain between the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane (RMGGT) and the Carajás Basin (CB), was submitted to geological mapping in the 1:100,000 scale. Granitoids, named informally as Undifferentiated Granitoids (UG), Leucomonzogranites (LMzG), Tonalitic-Trondhjemitic Assemblage (TTrA) or correlated with the Planalto Granite (PG), are dominant. Supracrustal sequences, correlated with the Itacaiúnas Supergroup, and three kind of basic rocks (amphibolites, deformed gabbros and undeformed gabbros) have also been mapped or identified.

The amphibolites display basaltic and basaltic andesite composition, occur as enclaves in the LMzG and PG, and are interpreted as the oldest rocks in the studied area. Field relationships are not conclusive, but the Undifferentiated Granitoids are interpreted as the oldest granitoids. They are followed by the Leucomonzogranites, that are apparently older than the Itacaiúnas Supergroup, the Planalto Granite and the Tonalitic-Trondhjemitic Assemblage. The LMzG and the PG display a penetrative subvertical foliation, orientated near E-W, following the regional dominant structural trend. These granitoids were initially submitted to a ductile deformation, followed in later stages by ductile-brittle and brittle deformation. In the north of the area, the PG is intrusive in the Itacaiúnas Supergroup. In the southern domain, the PG is in contact with the TTrA. Apparently the TTrA is later than the PG, but there is evidence of a low contrast of viscosity between these granitoids.

The TTrA occurs as two small stocks. The stock situated to the north is little deformed, being composed of isotropic even-grained rocks. On the other hand, the southern stock is intensely deformed, displaying a near EW subvertical foliation and magmatic banding, with alternating tonalitic and trondhjemitic layers, disposed concordantly to the regional trend.

The deformed gabbros are intrusive in the LMzG, and have tholeiitic basalt to basaltic andesite composition. The undeformed gabbros are tholeiites and occur as dikes cutting the Undifferentiated Granitoids, LMzG, PG, and TTrA.

The LMzG are similar to the medium-K calc-alkaline series, displaying geochemical analogies with volcanic arc and I-type granites, as well as with the Archean calc-alkaline

granites of type 2 (Sylvester 1994). The LMzG magma is probably derived by partial anatexis of a TTG source and evolved by fractionation of feldspars, amphibole +/- pyroxene, and some zircon. The geochemical signature of the LMzG is similar to those of the potassic leucogranites Xinguara, Guarantã, and Mata Surrão found in the RMGGT. It could probably also be akin of the still poorly characterized Plaquê Suite granites.

The PG is a metaluminous to peraluminous granite, displaying geochemical affinities with A-type granites of the A2 type (Eby 1992) and Archean Alkaline type 3 (Sylvester 1994) granites. A granulitic source, possibly similar to the Pium Complex, is assumed for the PG magma that evolved by fractionation of plagioclase, alkali feldspar, amphibole, pyroxene, apatite, titanite, magnetite, and some allanite. The PG has strong affinities with the Old Salobo, Serra do Rabo granites and the Estrela granitic complex, representative of the subalkaline, Archean A-type granites of the Carajás Basin.

The TTrA is composed of low-K, metaluminous tonalites to peraluminous trondhjemites, that follows the calc-alkaline (AFM diagram) or trondhjemitic ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  diagram) trends.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents (<15% at  $\text{SiO}_2=70\%$ ) indicate that the TTrA appertains to the low- $\text{Al}_2\text{O}_3$  TTG series. The TTrA display, however, relatively high Ti, Zr, Y, and moderate Nb contents, differing from the typical TTG granitoids in this respect.

The origin of the TTrA involved: (1) Partial anatexis of a mantle source forming mafic magmas that generated a tholeiitic crust; (2) this mafic tholeiitic crust is later partially melted resulting a tonalitic magma and leaving as residual phases plagioclase + olivine + clinopyroxene +/- orthopyroxene; (3) this tonalitic magma evolved by fractional crystallization originating the TTrA. The tholeiitic mafic source of the TTrA should be probably similar in composition to MORB. These basalts are enriched in Zr compared to other basalt types and have moderate Zr/Y ratios, being able to explain the high Zr and Y contents of the TTrA. The TTrA differ from the more typical TTG granitoids found in other Archean cratons, as well as from those occurring in the RMGGT. The major differences are in the Ti, Zr, and Y contents, and, in the case of the TTGs of RMGGT, also in the low- $\text{Al}_2\text{O}_3$  character of the TTrA. This indicates a stronger fractionation of plagioclase during the evolution of the TTrA compared to the TTGs of the RMGGT.

The geological and structural features of the studied rocks indicate that they are Archean rocks. The following sequence of magmatic events can be envisaged: The genesis of the Undifferentiated Granitoids is unclear. The calc-alkaline LMzG would be related to a magmatic event, responsible for the partial melting of TTG sources. A second magmatic event would cause the anatexis of granulitic rocks, possibly similar to the Pium Complex, originating the A-type, Planalto Granite magma. The TTrA is probably almost coeval of the PG and its magma derived from the anatexis of mafic rocks similar in composition to MORBs. It differs in this respect from the RMGGT TTGs that derived from garnet amphibolites (metamorphosed greenstone-belts). The undeformed gabbro corresponds to the later magmatic event identified.

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

Na Província Mineral de Carajás (PMC), assim como em todo o Cráton Amazônico, predominam estudos geológicos em escala regional. Neste contexto, à medida que estudos de semi-detalhe e detalhe são realizados, se observa que na Província há uma grande diversidade litológica.

O presente trabalho enfoca o estudo dos granitóides presentes na porção leste da região de Canaã dos Carajás, no sudeste do Estado do Pará, dentro da Província Mineral de Carajás, visando aprofundar o conhecimento da geologia, petrografia e geoquímica dos referidos granitóides. Este trabalho é parte do esforço iniciado pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (GPPG/UFGPA), em colaboração com pesquisadores dos grupos de Geologia Isotópica, Metalogênese e Tectônica e Estrutural, da mesma universidade, assim como de outras instituições, para aprofundar o conhecimento desta região (Projeto 103/98 – PRONEX). Ele se articula com diversas outras pesquisas na região.

### 1.2 CONTEXTO TECTÔNICO

A PMC se situa na porção sudeste do Cráton Amazônico, considerada uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo, com uma grande diversidade de depósitos minerais (DOCEGEO, 1988). Dados geocronológicos estabeleceram uma idade arqueana para a PMC (Machado et al. 1991, Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Macambira & Lancelot 1996, Althoff et al. 1998, Dall'Agnol et al. 1999a, Huhn et al. 1999). Diversos autores discutem uma divisão de domínios tectônicos para essa província (Althoff et al. 1991, Araújo et al. 1994, Souza 1994, Althoff et al. 1995, Costa et al. 1995, Althoff 1996, Dall'Agnol et al. 1996, Souza et al. 1996, Dall'Agnol et al. 1997).

Diversos modelos geotectônicos foram propostos para o Cráton Amazônico (Costa & Hasui 1997, Cordani & Sato, 1999, Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000) tendo sido avaliados criticamente por Dall'Agnol et al. (2000). Costa & Hasui (1997) dividem o Cráton Amazônico em vários blocos tectônicos, entretanto eles consideram que todos estes blocos têm idade arqueana ou, pelo menos,

paleoproterozóica. Por outro lado, Cordani & Sato (1999), Tassinari & Macambira (1999) e Santos et al. (2000), com base em dados geocronológicos, dividem o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas. Em todos estes modelos, independente dos autores, o domínio onde se encontra a PMC, tem idade arqueana. No modelo de Tassinari & Macambira (1999), a PMC se situa na porção oriental da Província Amazônia Central (Figura 1.1a). Santos et al. (2000) subdividem o Cráton Amazônico em 8 províncias geotectônicas (Figura 1.1b): (1) Carajás-Imataca, (2) Transamazônica, (3) Tapajós-Parima, (4) Amazônia Central, (5) Rio Negro, (6) Rondônia-Juruena, (7) K'Mudku e (8) Sunsas. De acordo com este modelo a PMC está inserida na Província Carajás-Imataca, mais precisamente, no que os autores chamam de Província Carajás, de idade arqueana. No futuro, com o advento de novas informações, certamente estes modelos deverão sofrer alterações.

Segundo Souza et al. (1996) a PMC é dividida em dois domínios tectônicos: (1) Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria (TGGRM), ao sul, e (2) Bacia de Carajás (BC), ao norte. Araújo et al. (1988) e Araújo & Maia (1991), seguidos por Araújo et al. (1994) e Costa et al. (1995), propuseram, por sua vez, a denominação de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas para a porção norte da PMC. A sul, segundo os últimos autores, estariam situados o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco (CPD). Althoff (1996) e Dall'Agnol et al. (1997) e Rolando & Macambira (2003) consideram, no entanto, que o TGGRM se estende até a região de Redenção, não reconhecendo, portanto, a existência de um domínio tectônico diferenciado correspondendo ao CPD.

O limite entre o TGGRM e a BC ainda é objeto de controvérsias (Costa et al. 1995, Souza et al. 1996, Dall'Agnol et al. 1997). Costa et al. (1995) situam o limite entre o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e o TGGRM imediatamente a sul de Xinguara, enquanto Souza et al. (1996) estimam que o mesmo localiza-se a norte da faixa de *greenstone* de Sapucaia. Dall'Agnol et al. (1997) por sua vez, sugerem que o terreno situado entre Xinguara e o sul da Serra dos Carajás seria a zona de transição entre estes dois domínios tectônicos. Os estudos desenvolvidos por Leite (2001) indicam que esta zona de transição situa-se a norte de Xinguara, pois os terrenos arqueanos daquela região fazem parte do TGGRM.

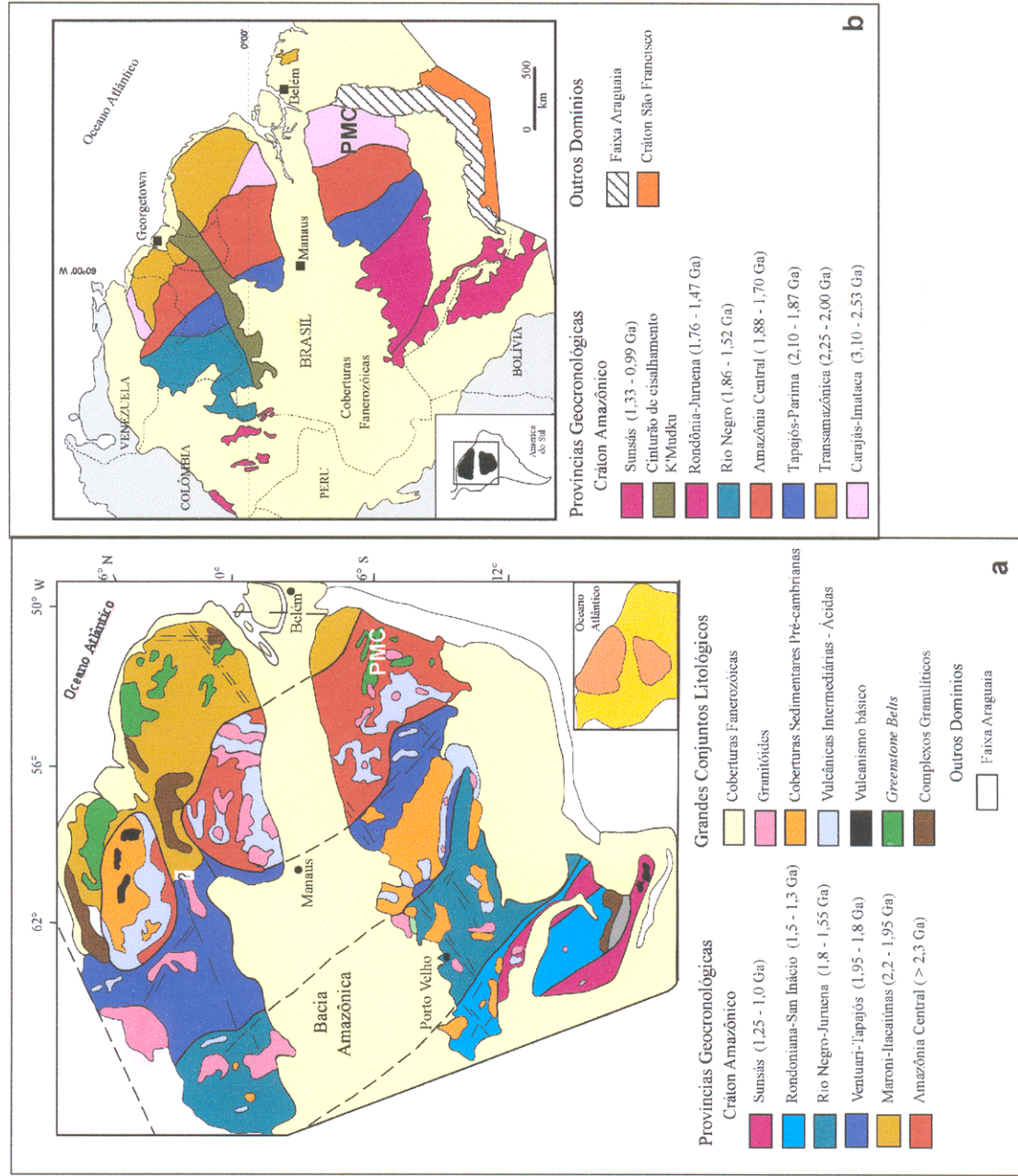


Figura 1.1 - Provincias geocronológicas do Cráton Amazônico, conforme, (a) Tassinari & Macambira (1999) e (b) Santos et al. (2000) com a localização da Província Mineral de Carajás (PMC).

### 1.3 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

A litoestratigrafia da Província Mineral de Carajás pode ser visualizada no mapa geológico da Figura 1.2 e os dados geocronológicos disponíveis estão sintetizados na Tabela 1.1 (extraída de Leite, 2001, com base em vários autores, modificada).

Em função da sua divisão em dois domínios tectônicos a geologia da Província Mineral de Carajás será discutida distinguindo-se o domínio sul, correspondendo ao Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a parte norte, representada pela Bacia de Carajás (BC) e o Domínio de Transição entre esta bacia e o TGGRM (Figura 1.2). O TGGRM se estenderia até o norte do *greenstone* de Sapucaia, sendo situado aí tentativamente o início do domínio de transição, o qual se estenderia até a Bacia de Carajás, delimitada pelas ocorrências do Supergrupo Itacaiúnas das Serras Sul e do Rabo.

#### 1.3.1 Geologia do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria

Os *greenstone belts*, enquadrados no Supergrupo Andorinhas, são produto de um evento predominantemente vulcânico máfico-ultramáfico, com contribuições ácidas e sedimentares subordinadas, que ocorreu na região de Rio Maria, por volta de 2,98 Ga, correspondendo ao evento geológico mais antigo aí registrado (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). Entre 2,98 Ga e 2,92 Ga ocorre, ainda, um grande evento magmático, que originou corpos plutônicos da série TTG, representados pelo Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol (Althoff 1996, Althoff et al. 2000, Leite 2001). O Granito Garantã, com idade de cerca de 2,93 Ga (como sugere Althoff et al. 2000), representa o primeiro evento de formação de leucogranitos potássicos. Um novo evento magmático ocorre há cerca de 2,87 Ga, gerando granitóides diversificados: granitóides TTG, representados pelos trondhjemitos Mogno e Água Fria (Huhn et al. 1988, Souza 1994, Leite 2001), granitóides cálcico-alcálicos de alto Mg do tipo Granodiorito Rio Maria (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Huhn et al. 1988, Souza 1994, Althoff 1996) e leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica do tipo Xinguara (Duarte 1992, Althoff 1996, Leite 2001). Posteriormente a estes granitóides formaram-se as rochas

Tabela 1 - Dados geocronológicos dos granitóides arqueanos da Província Mineral de Carajás (Modificado de Leite 2001).

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material Analisado	Idade/Referência
<b>BACIA CARAJAS E DOMINIO DE TRANSIÇÃO COM TGGRM</b>				
Complexo Pium	Granulito	Pb-Pb	Rocha total	3050±114 Ma (*)
	Granulito (enderbito)	SHRIMP	Zircão	3002±14 Ma (9)
Complexo Xingu	Gnaiss	Pb-Pb	Zircão	2972±16 Ma (4)
	Leucossoma granítico	U-Pb	Zircão	2859±2 Ma (2)
	Gnaiss félsico	U-Pb	Zircão	2851±4 Ma (2)
Granodiorito tipo Rio Maria	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2850±17 Ma (4)
Supergrupo Itacaiúnas				
Grupo Salobo	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2761±3 Ma (2)
		U-Pb	Titanita	2497±5 Ma (2)
		U-Pb	Zircão	2555±4/-3 Ma (2)
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2732±2 Ma (2)
Grupo Grão Pará	Vulcânicas félsicas	U-Pb	Zircão	2757±2 Ma (2)
	Riolitos	U-Pb	Zircão	2758±39 Ma (*)
Granitos tipo Estrela				
Complexo Granítico Estrela	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2763±7 Ma (3)
Granito Planalto	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2747±2 Ma (6)
Granito Serra do Rabo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2744±1 Ma (11)
Intrusivas Dioríticas	Diorito	Pb-Pb	Zircão	2738±6 Ma (6)
Suíte Plaquê	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2729±29 Ma (4)
Granitos tipo Old Salobo				
Granito Parauapebas	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2688±11 Ma (3)
Granito Old Salobo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2573±2 Ma (2)
Granito Itacaiúnas	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2525±38 Ma (*)
<b>TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA</b>				
Supergrupo Andorinhas (Gr. Lagoa Seca)	Metagrauvas	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)
Tonalito Arco Verde	Tonalito	U-Pb	Zircão	2957+25/-21 Ma (5)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2988±5 Ma (12)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2981±8 Ma (12)
	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948±7 Ma (12)
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)
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2881±8 Ma (12)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão	2874+9/-10 Ma (5)
	Granodiorito	U-Pb	Zircão/Titanita	2872±5 Ma (1)
	Quartzo-diorito	Pb-Pb	Zircão	2878±4 Ma (7)
Trondhjemito Mogno	Granitóide	U-Pb	Titanita	2871±? Ma (1)
Trondhjemito Água Fria	Trondhjemito	Pb-Pb	Zircão	2864±21 Ma (10)
	Gnaisses tonalíticos	U-Pb	Titanita	2798±? Ma (1)
Granito Xinguara	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão (herdado)	2928±2 Ma (10)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2865±1 Ma (10)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rocha total	2872±10 Ma (*)
	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2871±7 Ma (8)
Tonalito Parazônia	Granitóide	U-Pb	Titanita	2858 Ma (1)
Granito Guarantã	Monzogranito	U-Pb	Zircão	2,93 Ga (13)

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) Dall'Agnol et al. (1999a); (8) Althoff et al. (1998); (9) Pidgeon et al. (2000); (10) Leite (2001); (11) Sardinha (2002); (12) Rolando & Macambira (2003); (13) Althoff et al. (2000).

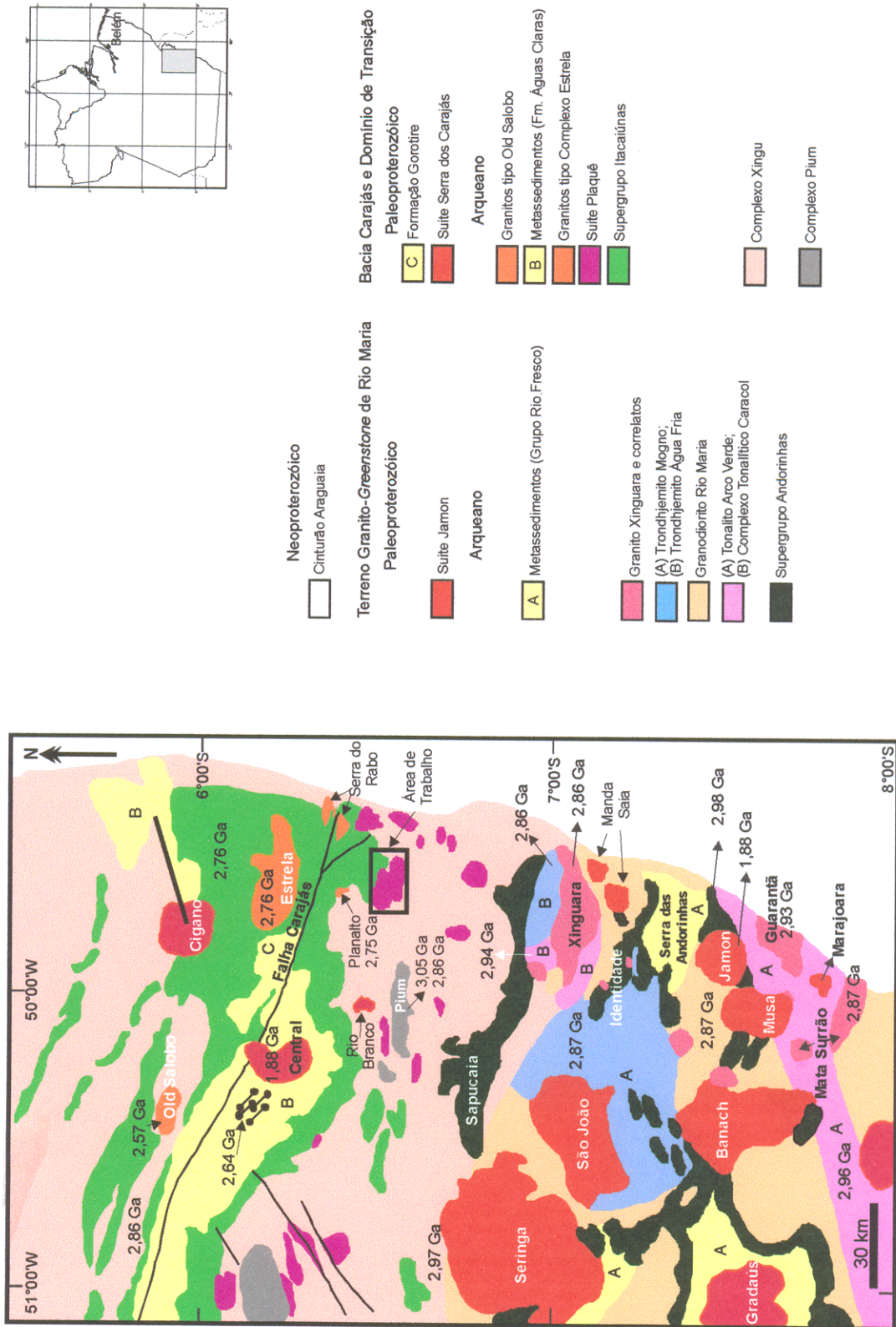


Figura 1.2 - Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás, destacando a área de trabalho no Domínio de Transição entre a Bacia Carajás e o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (Modificado de Leite 2001).

sedimentares do Grupo Rio Fresco. Em torno de 1,88 Ga ocorreu um outro grande evento magmático que originou os granitos anorogênicos da Suíte Jamon.

#### 1.3.1.1 Supergrupo Andorinhas

Hirata et al. (1982) incluíram os *greenstone belts* da região de Rio Maria no Supergrupo Andorinhas, subdividido em Grupo Babaçu (unidade basal) e Grupo Lagoa Seca (unidade superior), considerando-os como parte do Complexo Xingu. O Grupo Babaçu é composto por rochas máficas e ultramáficas e o Grupo Lagoa Seca por rochas metassedimentares clásticas e metavulcânicas félsicas. Posteriormente, o Supergrupo Andorinhas foi individualizado do Complexo Xingu (DOCEGEO 1988, Huhn et al. 1988, Souza et al. 1988 e 1990, Souza 1994) e datado, tendo fornecido idades próximas de 2,98 Ga e outra de cerca de 2,90 Ga (Macambira 1992, Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995, Tabela 1.1). As relações estratigráficas entre o Supergrupo Andorinhas e o Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol não são claras no campo, mas Leite (2001) relaciona xenólitos máficos presentes no último com a seqüência Sapucaia. Por outro lado, a seqüência de Identidade é cortada pelo Trondhjemito Mogno e Granodiorito Rio Maria (Souza 1994).

#### 1.3.1.2 Granitóides Arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria

Os granitóides arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria foram divididos, com base em suas características petrológicas e geoquímicas, em: (1) granitóides da série tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG); (2) granitóides cálcico-alcalinos ricos em Mg; e (3) leucogranitos potássicos (Dall'Agnol et al. 1997). O primeiro grupo pode, ainda, ser subdividido em função de suas idades, em dois grupos: (1a) TTGs mais antigos com idades entre 2,98 e 2,92 Ga; e (1b) TTGs mais jovens com idades próximas de 2,87 Ga (cf. Tabela 1.1). Além disso, a idade obtida para o Granito Guarantã indica a existência de um magmatismo granítico mais antigo (2,93 Ga) do que o evento melhor representado (2,87 Ga).

Dall'Agnol et al. (1997) incluíram entre os granitóides da série tonalito-trondhjemito-granodiorito: (1) o Tonalito Arco Verde; (2) Trondhjemito Mogno; (3) Gnaisses Tonalíticos-Trondhjemíticos associados ao Granito Xinguara. Os últimos

foram divididos por Leite (2001) em Complexo Tonalítico Caracol, com idades de  $2948 \pm 5$  Ma,  $2936 \pm 3$  Ma e  $2924 \pm 2$  Ma (Tabela 1.1), e Trondhjemitó Águas Frias, com idade de  $2864 \pm 21$  Ma (Tabela 1.1). O Tonalito Arco Verde e o Trondhjemitó Mogno são enquadrados, respectivamente, nos subgrupos de TTGs mais antigos e mais jovens.

O Tonalito Arco Verde tem idades de  $2957 \pm 25$  Ma (U-Pb em zircões, Macambira, 1992),  $2948 \pm 7$  Ma,  $2981 \pm 8$  Ma,  $2965 \pm 1$  Ma e  $2988 \pm 5$  Ma (Rolando & Macambira 2003) representando o granitóide datado mais antigo do TGGRM. Segundo Althoff et al. (1995, 2000) o Tonalito Arco Verde é uma típica suíte tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), seguindo o *trend* baixo  $K_2O$  da série cálcico-alcálica e apresentando características de trondhjemitó com baixo  $Al_2O_3$ . O magma gerador do Tonalito Arco Verde seria derivado de fusão parcial de um granada-anfibolito, tendo o magma inicial evoluído através de cristalização fracionada (Althoff 1996). Durante a formação e evolução do magma que originou o Tonalito Arco Verde, o fracionamento simultâneo de plagioclásio e anfibólio foi determinante (Althoff et al. 2000), como indica o seu padrão de terras raras, que é desprovido de anomalia significativa de Eu, e fortemente fracionado, com acentuado empobrecimento relativo em terras raras pesadas.

Segundo Leite (2001), o Complexo Tonalítico Caracol e o Trondhjemitó Águas Frias são igualmente granitóides da série TTG, sendo que o Trondhjemitó Águas Frias é mais rico em  $K_2O$  do que o Complexo Tonalítico Caracol. Este pode ser dividido, geoquimicamente, em dois grupos, um com baixas razões e outro, dominante, com altas razões  $La_n/Yb_n$ . O magma gerador destas rochas seria igualmente oriundo da fusão de metabasaltos, previamente transformados em granada-anfibolitos. Os metabasaltos poderiam corresponder aos metabasaltos do *Greenstone Belt* de Identidade ou rochas similares geoquimicamente (Leite 2001). Durante a sua geração e evolução do magma do grupo dominante foi submetido a forte fracionamento de elementos terras raras pesadas (ETRP), conforme revela o seu padrão de terras raras e as altas razões  $La_n/Yb_n$ .

As associações TTGs mais jovens (trondhjemitos Mogno e Águas Frias), apesar da dominância de trondhjemitos, são similares geoquimicamente aos TTGs mais

antigos. Seus magmas devem ser derivados de processos análogos aos que formaram o Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracol.

O Trondhjemito Mogno tem idade de 2871 Ma (U/Pb em titanita, Pimentel & Machado 1994) e forma um batólito onde varia composicionalmente para tonalitos (Tonalito Parazônia, DOCEGEO 1988, cf. Tabela 1.1).

As rochas cálcico-alcálicas ricas em Mg são representadas pelo Granodiorito Rio Maria, que tem quatro fácies descritas por Medeiros & Dall'Agnol (1988): (1) biotita-hornblenda-granodiorito, (2) hornblenda-biotita-granodiorito, (3) biotita-granodiorito e (4) monzogranito. Com base no diagrama AFM, Medeiros & Dall'Agnol (1988) assumem um caráter cálcico-alcálico para o Granodiorito Rio Maria, sendo as fácies biotita-granodiorito e monzogranito mais ricas em álcalis do que as demais fácies. Apesar de ser considerado inicialmente como pertencente, em linhas gerais, a série cálcico-alcálica, o Granodiorito Rio Maria revelou maiores afinidades com granitóides arqueanos ricos em Mg (Althoff et al. 1995, 2000; Dall'Agnol et al. 1997), relativamente, empobrecidos em  $Al_2O_3$ , se comparados às rochas da série cálcico-alcálica (Leite 2001). O Granodiorito Rio Maria apresenta enriquecimento em Ca, Mg, K, Cr e Ni, e o seu padrão de terras raras é relativamente inclinado, mostrando forte fracionamento de ETRP, e anomalia de Eu pouco pronunciada. Entretanto, os elementos terras raras pesados apresentam um fracionamento menos acentuado no Granodiorito Rio Maria do que nos granitóides TTG (Dall'Agnol et al. 1997). Os encraves máficos presentes, em grande quantidade, no Granodiorito Rio Maria indicam que processos de *magma mingling* estiveram presentes durante a evolução do magma gerador deste granodiorito (Souza & Dall'Agnol 1996). Dall'Agnol et al. (1997) sugerem a anatexia de crosta oceânica (*greenstone belts*) em zona de subducção, seguida da interação do magma inicial com o manto enriquecido e uma crosta sílica, como modelo genético para o líquido gerador do Granodiorito Rio Maria. Leite (2001) e Dall'Agnol et al. (2001) admitem, por outro lado, que o magma inicial seria derivado da fusão parcial da cunha do manto previamente enriquecido em constituintes incompatíveis. Tais modelos precisam ser avaliados.

Os leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica são representados pelos granitos Xinguara, Mata Surrão e Garantã. Estes corpos são essencialmente leucograníticos, o que faz com que eles, quando comparados aos granitóides da

série TTG e granodiorito tipo Rio Maria, sejam empobrecidos em CaO, MgO e Sr e enriquecidos em K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Rb, além de apresentarem altas razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (Duarte 1992, Althoff et al. 1995, Leite 1995, Dall'Agnol et al. 1997, Leite et al. 1999, Dall'Agnol et al. 2000). Dall'Agnol et al. (1997) consideram que estes leucogranitos são derivados de magmas produzidos por baixo grau de fusão parcial de crosta granítica TTG arqueana. Leite et al. (1999) vão além, assumindo que o Granito Xinguara é produto de cristalização de um magma formado por baixo grau de fusão de granitóides arqueanos tipo TTG ou afins ao Granodiorito Rio Maria. Segundo Leite et al. (1999), durante a geração e evolução do magma granítico que originou o Granito Xinguara houve um fracionamento expressivo do plagioclásio, conforme revelado pelas suas expresivas anomalias de Eu. O mesmo se verifica no Granito Mata Surrão. No entanto, o Granito Garantã apresenta um padrão de elementos terras raras distinto, sugerindo que a geração e evolução do magma que o originou foi diferente (Dall'Agnol et al. 1997, Althoff et al. 2000).

#### 1.3.1.3 Grupo Rio Fresco

Esta unidade corresponde a coberturas plataformais, compostas basicamente por uma seqüência clástica transgressiva, com granulação grossa na base, gradando para siltitos e sedimentos químicos no topo (DOCEGEO 1988, Huhn et al. 1988). Estas seqüências recobrem as rochas do Supergrupo Andorinhas (*greenstone belts*) e os granitóides arqueanos do TGGRM e são consideradas mais antigas que os granitos anorogênicos paleoproterozóicos. Sua idade arqueana é sugerida pela ausência de zircões paleoproterozóicos em suas rochas (Macambira & Lancelot 1991), mas não foram observadas até o momento relações de contato entre a mesma e os granitos paleoproterozóicos.

#### 1.3.1.4 Granitóides Anorogênicos Paleoproterozóicos

Os granitos anorogênicos paleoproterozóicos são corpos graníticos subcirculares que intrudem tanto as rochas arqueanas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, quanto da Bacia Carajás. Eles representam um dos mais importantes eventos magmáticos do Cráton Amazônico, ocorrido por volta de 1,88 Ga (Dall'Agnol et al. 1994). São granitos intraplaca do tipo A, correlacionados aos

granitos rapakivi, que derivam da anatexia da crosta inferior e são metaluminosos a ligeiramente peraluminosos (Dall'Agnol et al. 1997, 1999a,b, 2001). Estes granitos são divididos em três suítes: (1) Suíte Jamon, presente no TGGRM é formada por rochas com alta suscetibilidade magnética, representada pelos plutons Jamon, Musa, Marajoara, Banach, Redenção, Manda Saia e outros (Figura 1.2), por vezes com mineralizações de Wo; (2) Suíte Serra dos Carajás, distribuída nos domínios da Bacia Carajás (Figura 1.2) e (3) Suíte Velho Guilherme, presente na região do Xingu, a oeste da área do mapa geológico da Figura 1.2 (Dall'Agnol et al. 1997, 1999a,b, Teixeira, 1999, Teixeira et al. 2002). Dados isotópicos indicam, que os granitos anorogênicos paleoproterozóicos, são ricos em ETRL, apresentam um amplo intervalo nos valores da razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e idades modelos ( $T_{DM}$ ) que variam consideravelmente, ~2600 até 3020 Ma, mas são sem exceção arqueanas (Dall'Agnol et al. 2001).

### 1.3.2 Geologia da Bacia Carajás e Domínio de Transição

O embasamento desta região é formado pelos complexos Pium e Xingu. Há cerca de 2,76 Ga ocorreu, na Bacia Carajás, vulcanismo associado com sedimentação (Supergrupo Itacaiúnas e Grupo Rio Novo) e magmatismo máfico-ultramáfico (complexos Luanga e Vermelho), sucedidos por sedimentação (Formação Águas Claras). Foram identificados, ainda, na região três eventos magmáticos, graníticos, responsáveis pela formação da Suíte Plaquê, restrita ao Domínio de Transição, e aos granitos subalcalinos, subdivididos em mais antigos (Complexo Granítico Estrela, granitos Serra do Rabo e Planalto, com cerca de 2,75 Ga) e mais jovens (tipo Old Salobo, com ~2,57 Ga, cf. Tabela 1.1). Os granitos subalcalinos afloram tanto na Bacia Carajás como no Domínio de Transição. Há 1,88 Ga ocorre o magmatismo gerador dos granitos anorogênicos, similares aos do TGGRM, aqui representados pela Suíte Serra dos Carajás. Seguem na coluna estratigráfica as rochas sedimentares da Formação Gorotire.

#### 1.3.2.1 Complexo Pium

Hirata et al. (1982) consideram as rochas deste complexo como parte do Complexo Xingu, até então embasamento regional. Posteriormente, o Complexo

Pium passou a ser interpretado como intrusivo no Complexo Xingu (DOCEGEO 1988). Araujo et al. (1988) identificaram evidências de que as relações de contato entre os complexos Xingu e Pium são tectônicas e sugerem que este deva representar parte da crosta inferior soerguida tectonicamente.

Jorge João et al. (1991) consideram o Complexo Pium mais antigo do que o Complexo Xingu, sendo formado por granulitos básicos (piriclasitos) e ácidos (charnoquitos, enderbitos e granoblastitos). Os protólitos dos primeiros seriam essencialmente rochas da série toleítica, com membros subordinados de tendência cálcico-alcálica. O protólito dos granulitos ácidos pertenceria à série cálcico-alcálica. Conforme Jorge João et al. (1991), o ambiente tectônico dos protólitos varia de arco vulcânico a margem continental ativa e as rochas granulíticas teriam sido soerguidas tectonicamente, sob um regime compressivo dúctil.

A idade  $3002 \pm 14$  Ma (U-Pb em zircão, SHRIMP; Pidgeon et al. 2000) foi interpretada como idade de cristalização do Complexo Pium, e aquela de  $2859 \pm 9$  Ma (Pidgeon et al. 2000) como idade do metamorfismo granulítico que afetou este complexo. As idades de cristalização assumidas para as rochas deste complexo são as mais antigas, até agora, registradas em rochas datadas na PMC. Entretanto, há inúmeros exemplos de zircões, interpretados como herdados (cf. Macambira & Lafon 1995), que forneceram idades mais antigas.

### 1.3.2.2 Complexo Xingu

Originalmente, admitia-se que rochas de alto grau metamórfico, da PMC, como gnaisses, anfíbolitos e migmatitos representavam o embasamento regional, tendo sido as mesmas inseridas no Complexo Xingu (Silva et al. 1974, Machado et al. 1988), juntamente com *greenstone belts*, granitóides arqueanos e complexos granulíticos (Hirata et al. 1982). Entretanto, DOCEGEO (1988) e Hunh et al. (1988) restringiram o domínio do Complexo Xingu às faixas móveis que, segundo eles circundariam o TGGRM, a norte e sul, e seriam compostas geralmente por gnaisses de composição tonalítica-trondhjemítica a granodioríticas.

Althoff et al. (1991, 1995) estenderam o TGGRM para sul, até as cercanias de Redenção, pois o que antes era considerado como Complexo Xingu foi individualizado em Tonalito Arco Verde, Granito Guarantã e uma nova ocorrência do

Granodiorito Rio Maria. Somou-se a isto a individualização do Granito Mata Surrão (Duarte et al. 1991, Duarte 1992).

A norte do TGGRM, os gnaisses tonalíticos-trondhjemiticos associados ao Granito Xinguara, considerados inicialmente como parte do Complexo Xingu, também foram desmembrados deste complexo e individualizados como Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemitico Água Fria e inseridos no TGGRM (Leite 2001).

Dessa forma, o Complexo Xingu ficou restrito ao Domínio de Transição entre a BC e o TGGRM. Como os mapeamentos geológicos publicados sobre esta região foram efetuados na escala 1:250.000 (Araújo & Maia 1991, Araújo et al. 1994), insuficiente para individualizar diferentes associações granitóides e gnáissicas, suspeita-se que esta unidade não corresponda a um verdadeiro complexo, sendo provável que, tal como ocorreu nas domínios do TGGRM, à medida que mapas geológicos mais detalhados sejam disponíveis, venha a ser gradualmente desmembrado em diferentes unidades, perdendo a sua identidade e significado estratigráfico.

#### 1.3.2.3 Grupo Rio Novo

Este grupo é formado por metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados. Essa unidade é cortada pelo Granito Cigano e pelo Complexo Luanga, o qual possui idade de  $2763 \pm 6$  Ma (Machado et al. 1991).

#### 1.3.2.4 Supergrupo Itacaiúnas

O Supergrupo Itacaiúnas é formado por rochas metavulcano-sedimentares divididas em três grupos: (1) Grupo Grão-Pará, (2) Grupo Igarapé Salobo, (3) Grupo Igarapé Pojuca.

O Grupo Grão-Pará é composto, na base, pela Formação Paleovulcânica Inferior formada por basaltos, Formação Carajás composta por itabiritos e minério de ferro e Formação Paleovulcânica Superior composta também por basaltos (Hirata et al. 1982). Rochas vulcânicas félsicas intercaladas na Formação Paleovulcânica Inferior foram identificadas por Meireles et al. (1984) tendo sido definidas como Formação Parauapebas. Gibbs et al. (1986) consideram que a atual disposição das

rochas do Grupo Grão-Pará é resultado de eventos tectônicos, não refletindo, portanto a real seqüência estratigráfica.

O Vulcanismo do Grupo Grão-Pará é bimodal (basalto-riolito), com contaminação crustal indicando formação em ambiente de rift continental (Gibbs et al. 1986; Lindenmayer & Fyfe 1992). Meireles & Dardene (1991) propuseram, entretanto, com base em dados geoquímicos, um ambiente de bacia marginal para as rochas do Grupo Grão-Pará. Lindenmayer & Laux (1994), por sua vez, contestam estes dados, por considerarem que processos hidrotermais alteraram o quimismo destas rochas.

O Grupo Igarapé Salobo seria formado por paragneisses da Formação Gnaiss Cascata (lascas tectônicas do Complexo Xingu?), com intercalação de anfibolitos e metapelitos, sobrepostos por xistos ferruginosos mineralizados em cobre da Formação Três Alfa e, no topo por quartzitos com lentes de gnaisses andesíticos, metarcóseos e xistos, representando a Formação Cinzento (DOCEGEO 1988). Para Lindenmayer & Fyfe (1990), as rochas do Grupo Igarapé Salobo foram submetidas a um intenso metamorfismo em condições de alta temperatura e baixa pressão (750 °C,  $\pm 2$  kbar). Os anfibolitos deste grupo são basaltos toleíticos continentais, semelhantes às rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará, indicando que estas suítes magmáticas são produto de um mesmo evento magmático, ocorrido na Bacia de Carajás no Arqueano (Lindenmayer et al. 1994a).

O Grupo Igarapé Pojuca é formado por seqüências metavulcano-sedimentares com mineralizações de Cu, Au e Zn (Hirata et al. 1982). A base deste grupo é formada por anfibolitos hidrotermalizados, com intercalações clásticas (metarenitos, metasiltitos) e químicas (formação ferrífera, *metacherts*), sobrepostos por diques máficos (metagabros, metadiabásios) (DOCEGEO 1988). Medeiros Neto & Villas (1985) consideram que as rochas do Grupo Igarapé Pojuca foram submetidas a um metamorfismo em fácies anfibolito.

#### 1.3.2.5 Complexo Luanga

O Complexo Luanga aflora na região de Serra Pelada, sendo formado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas (Medeiros Filho & Meireles 1985). Suita & Nilson (1988) definiram um *trend* toleítico com enriquecimento em ferro da base

para o topo da associação. Machado et al. (1991), com base em datações de zircão pelo método U-Pb, consideram como sendo  $2763 \pm 6$  Ma a idade de cristalização/intrusão das rochas deste complexo. As rochas ultramáficas acamadadas do Complexo Vermelho, que afloram na região de Canaã dos Carajás, apresentam muitas analogias com as rochas deste complexo. No entanto, são necessários trabalhos mais detalhados para o melhor entendimento destas rochas acamadadas.

#### 1.3.2.6 Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é composta por arenitos anquimetamorfizados, antes considerados como parte do Grupo Rio Fresco (Araújo et al. 1988).

Rochas siliciclásticas da base da Formação Águas Claras foram geradas em ambiente sujeito a tempestades (estratificações cruzadas tipo *hummocky* e *swaley* e marcas onduladas), afetados por marés (acamamentos *wavy*, *lisen* e *flaser*, *tidal bundles*, estratificação cruzada espinha-de-peixe e superfície de reativação), sugerindo um ambiente de deposição do tipo offshore a litorâneo (Nogueira & Truckenbrodt 1994).

Segundo Nogueira et al. (1995), o membro inferior da Formação Águas Claras contém uma associação de pelitos, siltitos e arenitos, sobrepostos por arenitos (membro superior). O membro inferior foi depositado em ambiente de plataforma marinha e o membro superior depositou-se inicialmente em ambiente litorâneo transicionando para fluvial. A Formação Águas Claras foi depositada discordantemente sobre os grupos Grão-Pará e Igarapé Pojuca e o seu contato superior com a Formação Gorotire também é discordante.

#### 1.3.2.7 Granitóides Arqueanos da Bacia Carajás e Domínio de Transição

Dall'Agnol et al. (1997) dividiram os granitos da BC e Domínio de Transição em: (1) granitos da Suíte Plaqué, (2) granitos subalcalinos e (3) granitos anorogênicos paleoproterozóicos. O aporte de novos dados geocronológico (cf. Tabela 1.1) revelou que os granitos subalcalinos formaram-se em dois períodos distintos. Um subgrupo originou-se há cerca de 2,75 Ga e outro há 2,57 Ga.

### 1.3.2.7.1 *Suíte Plaquê*

A Suíte Plaquê foi descrita originalmente como sendo formada por um grupo de corpos de leucogranitos, peraluminosos (Jorge João et al. 1991), produto da fusão de crosta continental rasa durante um evento colisional, responsável pela formação do Cinturão Itacaiúnas. Ocorre no Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Figura 1.2). Considera-se que a evolução da Suíte Plaquê é independente em relação a estes dois domínios (Jorge João et al. 1991). Avelar et al. (1999) obtiveram uma idade de  $2729 \pm 29$  Ma (Pb/Pb em zircão) para um corpo granítico representativo desta suíte. A distribuição e natureza da Suíte Plaquê ainda não estão bem definidos, sendo necessários trabalhos de maior detalhe para se caracterizar adequadamente esta suíte.

### 1.3.2.7.2 *Granitos Subalcalinos*

Os granitos subalcalinos da Bacia Carajás e do Domínio de Transição são representados pelo Complexo Granítico Estrela (Barros 1991), Granito Planalto (Huhn et al. 1999) e Granito Serra do Rabo (Sardinha 2002), todos pertencentes ao subgrupo com cerca de 2,75 Ga e pelo Granito Old Salobo (Lindenmayer 1990) e granitos do Rio Itacaiúnas (Souza 1996), representando o subgrupo do final do Arqueano. Há evidências de que muitos corpos graníticos desta região, ainda pouco estudados, sejam similares aos granitos subalcalinos.

O Complexo Granítico Estrela, predominantemente monzogranítico, apesar de ser sintectônico, exibe altas razões Fe/Mg, é subalcalino e tem similaridades geoquímicas com os granitos tipo A. O seu padrão de terras raras é menos inclinado que os dos granitos arqueanos, apresentando leve enriquecimento relativo em terras raras leves e pequeno fracionamento em terras raras pesadas, além de moderada anomalia negativa de Eu (Barros et al. 1997). Huhn et al. (1999) demonstraram que o Granito Planalto possui idade arqueana ( $2747 \pm 2$  Ma). Ele se distingue, ainda dos granitos anorogênicos proterozóicos da região de Carajás, macroscopicamente similares, por apresentar recristalização do quartzo e do feldspato, feições ausentes nos últimos. O Granito Serra do Rabo tem duas variedades petrográficas, álcali-feldspato-granito e sienogranito e, assim como o Complexo Granítico Estrela, apesar de ser sintectônico, exibe altas razões Fe/Mg, é subalcalino e geoquimicamente

similar aos granitos tipo A (Sardinha 2002). O Granito *Old Salobo* tem características semelhantes às do Complexo Granítico Estrela (Lindenmayer et al. 1994b), diferindo, entretanto, em idade, pois o Granito Old Salobo é bem mais novo (Tabela 1.1).

#### 1.3.2.8 Formação Gorotire

Segundo Lima & Pinheiro (2001), a Formação Gorotire está relacionada à reativação da Falha Carajás, ocorrida no Mesoproterozóico. Esta formação depositou-se em ambiente de leques aluviais dominados por fluxos de sedimentos detríticos e sistemas de leques fluviais entrelaçados, em um *graben*. A Formação Gorotire é composta por arenitos arcoseanos imaturos, associados com conglomerados polimíticos, aflorando na terminação leste da Falha Carajás.

#### 1.3.3 Modelos Tectono-Metamórficos da Bacia Carajás e adjacências

Ainda não há consenso acerca de um modelo tectono-metamórfico para a Província Mineral de Carajás (PMC), principalmente para a região de Carajás.

No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, segundo Leite (2001), entre 2,95 e 2,91 Ga na região de Xinguara a tectônica atuante era vertical, dominada por processo de *sagdução*; em 2,88 Ga a tectônica passa a ser horizontal com a atuação de processo de *subdução*. Em 2,87 Ga, o regime transpressivo associado com intrusão de granitóides gera a arquitetura final do *greenstone belt* de Identidade (Souza & Dall'Agnol, 1995). Na região de Marajoara, na porção sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, Althoff et al. (1995) indicam que houve um encurtamento horizontal N-S. Todos estes autores, consideram que a crosta do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria encontrava-se no período entre 2,97 e 2,86 Ga, relativamente, dúctil.

Araújo & Maia (1991) incluem no Cinturão Itacaiúnas os complexos Pium e Xingu, Complexo Granítico Estrela, os grupos Sapucaia, Grão Pará e Rio Novo, bem como a Suíte Plaquê, e dividem este cinturão em dois domínios estruturais: (1) Domínio Imbricado e (2) Domínio Transcorrente.

O Domínio Imbricado estende-se da borda sul da Serra dos Carajás até a região admitida por eles como sendo a passagem para o TGGRM, situada a sul da cidade de Xinguara. Este domínio estaria ligado a uma cinemática essencialmente

compressiva, com sistemas imbricados de cavalgamentos oblíquos, com orientação geral E-W, com alternância de faixas, com larguras e litotipos variados (complexos Pium e Xingu, Grupo Sapucaia e granitos da Suíte Plaqué), definindo um megabandamento composicional, em escala regional. Consideram, ainda, que as rochas granulíticas do Complexo Pium foram soerguidas a nível crustal raso através de movimentação ao longo das zonas de concentração de deformação.

O Domínio Transcorrente localiza-se na região da Serra dos Carajás propriamente dita e é dividido em Sistema Serra dos Carajás e Sistema Cinzento. O Sistema Serra dos Carajás é limitado pelas serras Norte e Sul, imediatamente ao norte do Domínio Imbricado, sendo caracterizado por uma estrutura sigmoidal, alongada na direção WNW-ESE, relacionada às rochas do Grupo Grão-Pará. Com base em dados estruturais, propuseram que o Sistema Serra dos Carajás estaria ligado a uma estrutura em flor positiva. O Sistema Cinzento estaria relacionado com as rochas do Complexo Xingu, do Grupo Rio Novo e do Complexo Granítico Estrela, compreendendo uma zona transcorrente dextrógira, de direção WNW-ESE, cuja terminação leste corresponde a uma estrutura tipo "rabo-de-cavalo".

Teixeira & Egler (1994) propuseram um modelo de subducção de crosta oceânica, seguida de colisão continente-continente, para explicar a origem de rochas ígneas na Bacia Carajás. No modelo daqueles autores, o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria afundaria por subducção sob a Bacia Carajás. Gibbs et al. (1986) e Lindenmayer et al. (1994a) propuseram, por outro lado, um modelo de rifteamento continental para explicar a origem das rochas ígneas da Bacia Carajás.

Barros & Barbey (1998) assumem que a colocação do Complexo Granítico Estrela está relacionada a um encurtamento regional N-S. Como a idade deste complexo ( $2763 \pm 7$  Ma, Barros et al. 2001) é próxima das de outros corpos ígneos da Bacia Carajás, este evento teria importância regional.

Para Pinheiro & Holdsworth (2000), na região de Carajás teria ocorrido inicialmente um evento deformacional transpressivo sinistógiro dúctil, em condições de alta temperatura, antes de 2,8 Ga, que teria afetado as rochas consideradas por eles como embasamento (complexos Pium e Xingu, Suíte Plaqué e Grupo Igarapé Salobo). Por volta de 2,8 Ga, em condições de temperatura média a baixa, um evento similar afetaria as rochas do Grupo Igarapé Pojuca. Em seguida, um evento

extensivo teria propiciado a formação do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras. Em torno de 2,7 Ga, as rochas do Grupo Grão Pará teriam sido metamorfasadas e/ou hidrotermalizadas em condições de baixo grau. Há cerca de 2,6 Ga, um evento transtensivo dextrógiro teria formado os sistemas Carajás e Cinzento e também seria responsável pela nucleação da Falha Carajás. Há 2,5 Ga um evento transpressivo sinistógiro deforma (moderada a fortemente) as rochas próximas à Falha Carajás e inverte, fracamente, a Bacia Carajás. Já no Paleoproterozóico (1,88 Ga), um evento extensivo ou transtensivo possibilita a intrusão de plutons graníticos e de diques.

Com base no grande volume de dados gerados sobre a Província Mineral de Carajás, podem ser listadas algumas diferenças entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Althoff 1996, Souza et al. 1996, Dall'Agnol et al. 1997, Barros 1997, Althoff et al. 2000, Leite 2001):

- a) No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria as supracrustais compõem-se de *greenstone belts* (Supergrupo Andorinhas), formados por komatiitos e basaltos toleíticos, com idade entre 2,98 e 2,90 Ga (Tabela 1.1). Na Bacia Carajás, as supracrustais (Supergrupo Itacaiúnas) são mais evoluídas, sendo compostas por metavulcânicas máficas e intermediárias e formações ferríferas, cerca de 200 Ma mais novas (Tabela 1.1);
- b) A granitogênese do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é semelhante a de outros terrenos arqueanos típicos, com granitóides das séries tonalito-trondhjemitóide-granodiorito, granitóides ricos em Mg e leucogranitos potássicos. Na Bacia Carajás e no Domínio de Transição há, contrastantemente, grande volume de granitos subalcalinos do tipo A, além dos granitos da Suíte Plaqué, ambos ausentes no TGGRM.

#### 1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

A região de Canaã dos Carajás situa-se no provável domínio de transição entre o TGGRM e a BC. Porém, nesta região de ocorrência dos complexos Pium e Xingu só foram individualizados até o momento os granitos da Suíte Plaqué e o Granito Planalto (Figura 1.2). Isto se deve, em grande parte, ao fato de os trabalhos de mapeamentos divulgados sobre esta área terem sido efetuados em escala

regional, havendo a necessidade de estudos mais detalhados que permitam identificar as variedades litológicas, as relações entre elas, e sua distribuição espacial, bem como definir as suas características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Não se sabe, por exemplo, se existem na região rochas contemporâneas daquelas do TGGRM e possivelmente relacionadas à sua evolução, ou se os terrenos de Canaã dos Carajás formaram-se no Neoarqueano ou mais recentemente. A Suíte Plaqué e o Granito Planalto ainda estão muito pobremente caracterizados e suspeita-se que corpos graníticos similares ao Granito Planalto tenham sido incluídos indiscriminadamente na Suíte Plaqué. O Complexo Xingu corresponde provavelmente a uma associação de unidades ainda não individualizadas e não a um verdadeiro complexo. Suspeita-se que, tal como aconteceu no TGGRM (ver Dall’Agnol et al., 1997), estudos mais detalhados permitirão distinguir diferentes rochas granitóides neste complexo.

Discute-se muito entre os pesquisadores que estudam a região de Carajás as relações entre granitóides e mineralizações (modelo Fe-Cu-Au-U; Huhn & Nascimento 1997; cf. Villas & Santos 2001), sendo importante um melhor conhecimento dos granitóides para avançar nesta discussão.

## 1.5 OBJETIVOS

- 1 – Mapeamento geológico na escala 1:100.000 da área a leste de Canaã dos Carajás, para delimitação dos corpos ígneos e a definição da sua seqüência lito-estratigráfica;
- 2 – Caracterização petrográfica das diferentes associações ígneas identificadas e estimativa das suas histórias de cristalização;
- 3 – Caracterização geoquímica destas mesmas associações ígneas e discussão dos processos magmáticos que controlaram a sua evolução;
- 4 – Comparação da geologia da área estudada com outros domínios da Província Mineral de Carajás melhor conhecidos.

Cabe esclarecer que os estudos geocronológicos não constam do presente trabalho porque serão desenvolvidos por outros colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (tese de doutoramento de Alex S. Sardinha, em andamento).

## 1.6 METODOLOGIA

### 1.6.1 Pesquisa Bibliográfica

Durante o primeiro semestre de 2001 foi realizada uma pesquisa orientada voltada para a geologia, geocronologia e evolução tectônica da PMC com ênfase na petrologia e geoquímica dos diferentes granitóides nela identificados. Foi feita uma atualização constante sobre estes temas ao longo de todo o trabalho. Paralelamente foram feitas pesquisas bibliográficas sobre: (1) evolução, gênese, petrografia e geoquímica de corpos ígneos; (2) geologia e tectônica de terrenos arqueanos; (3) tipologia e séries granitóides, com destaque para associações TTG arqueanas e granitos tipo-A; e (4) outros temas necessários para um melhor entendimento de processos geológicos ocorridos na área de estudo.

### 1.6.2 Mapeamento Geológico

Em novembro de 2000 houve um primeiro levantamento de campo, que abrangeu parte da área de estudo deste trabalho e áreas vizinhas, realizado pelos geólogos Albano A. S. Leite, José Erimar B. Soares e Roberto Dall'Agnol. Naquela ocasião foi feita uma amostragem não detalhada, de parte da área selecionada para o presente estudo.

Em julho de 2001, foi realizada uma segunda campanha de campo com participação do autor, Alan Cardek Brunelli Gomes, do graduando em geologia Marcelo Augusto de Oliveira e do Prof. Roberto Dall'Agnol. Nesta etapa, ampliou-se expressivamente o mapeamento, com detalhamento da amostragem, coleta de dados estruturais e tentativas de definir as relações de contato entre os litotipos encontrados. Utilizou-se como base uma carta planialtimétrica confeccionada pela DOCEGEO e outra confeccionada pelo IBGE, além de uma imagem do satélite Landsat-TM5 (órbita-224, ponto-64), todas na escala 1:100.000. Realizaram-se perfis ao longo de estradas e trilhas, com coleta sistemática e criteriosa de amostras, com a utilização de bússola e de aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de aproximadamente 20 m. Por fim, em maio de 2002 foi realizada, pela mesma equipe da segunda viagem, acompanhada de outros colegas do GPPG (Prof. Fernando Althoff, Alex S. Sardinha, José Erimar B. Soares, Fernanda G. C. Nascimento), outra etapa de campo para finalizar o mapeamento geológico da área.

Nesta ocasião procurou-se, além de adensar a amostragem, uma melhor visualização das feições estruturais e relações de contato (quando expostas), assim como coletar amostras para datações geocronológicas das principais unidades identificadas.

### 1.6.3 Petrografia

A descrição macroscópica das amostras permitiu visualizar as características dominantes das principais associações e selecionar amostras para a confecção de lâminas. Foram descritas 114 lâminas delgadas de amostras representativas das diferentes associações ígneas mapeadas na área de estudo. A análise textural abrangeu exame microscópico e interpretação das feições texturais e das transformações tardi a pós-magmáticas dessas mesmas associações. Foram realizadas 35 análises modais em amostras representativas das associações presentes, selecionadas previamente para os estudos geoquímicos. Utilizou-se para isso, um contador eletrônico de pontos, da marca *Swift*, tendo sido contados em média 2000 pontos por amostra. Os dados assim obtidos foram, posteriormente, plotados em diagramas específicos para a classificação petrográfica das rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre et al. 2002).

Após a classificação das amostras, elas foram plotadas em mapa, de modo a definir a distribuição espacial das litologias e compará-la com as informações fornecidas em mapas aero-radiométricos (canais do urânio, tório, potássio e contagem total) e imagens de satélite (Landsat). Isto permitiu a definição da distribuição das diferentes litologias, a qual, juntamente com os dados de campo e interpretações de imagens, levou à confecção do mapa geológico.

### 1.6.4 Geoquímica

Foram realizadas análises químicas em rocha total das 35 amostras selecionadas a partir dos estudos petrográficos. Tais análises foram realizadas no Laboratório da LAKEFIELD GEOSOL, por fluorescência de raios-X, no caso de elementos maiores, menores, perda ao fogo e diversos elementos traço ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,

Cr, Ni, V). Desse conjunto, em 24 amostras foram analisados, adicionalmente, os elementos terras raras, por ICP-MS. As amostras enviadas para a análise química foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas, seguindo a metodologia de rotina no Centro de Geociências-UFGPA. O tratamento e interpretação dos dados seguiram a metodologia discutida em Rollinson (1993).

a) Maiores e menores: Diagramas de variação, definição das principais características geoquímicas (La Roche et al. 1980, Debon & Le Fort 1988, Maniar & Piccoli 1989, Le Maitre et al. 2002), e avaliação preliminar das séries magmáticas e tipologia;

b) Traços: Tipologia e assinatura de granitóides (Barker & Arth 1976, Barker 1979, Pearce et al. 1984, Martin 1986, 1987, Whalen et al. 1987, Chappell & White 1992, Sylvester 1994, Barros 1997, Barros et al. 1997, Dall'Agnol et al. 1997, King et al. 1997, Martin et al. 1997, Martin 1999, Althoff et al. 2000, Leite 2001), avaliação de possíveis processos magmáticos, comportamento dos elementos litófilos durante a diferenciação (Rb, Sr, Ba; cf. Hanson 1989; Dall'Agnol et al. 1999b e referências indicadas naqueles trabalhos).

c) Terras Raras – Possíveis fases fracionadas durante a geração do magma ou sua diferenciação (Rollinson 1993, Dall'Agnol et al. 1999b), assinatura indicativa de tipologia e série magmática.

## 1.7 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho está localizada a leste da cidade de Canaã dos Carajás, a sul da Serra do Rabo, no Domínio de Transição entre o TGGRM e a BC, a cerca de 70 Km a sul da cidade de Parauapebas, no sudeste do Estado do Pará (Figura 1.4). Nas proximidades de Canaã dos Carajás, situam-se os depósitos de cobre e ouro do Sossego, Cristalino e Alvo 118, além do depósito de níquel do Vermelho, em vias de exploração pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD).

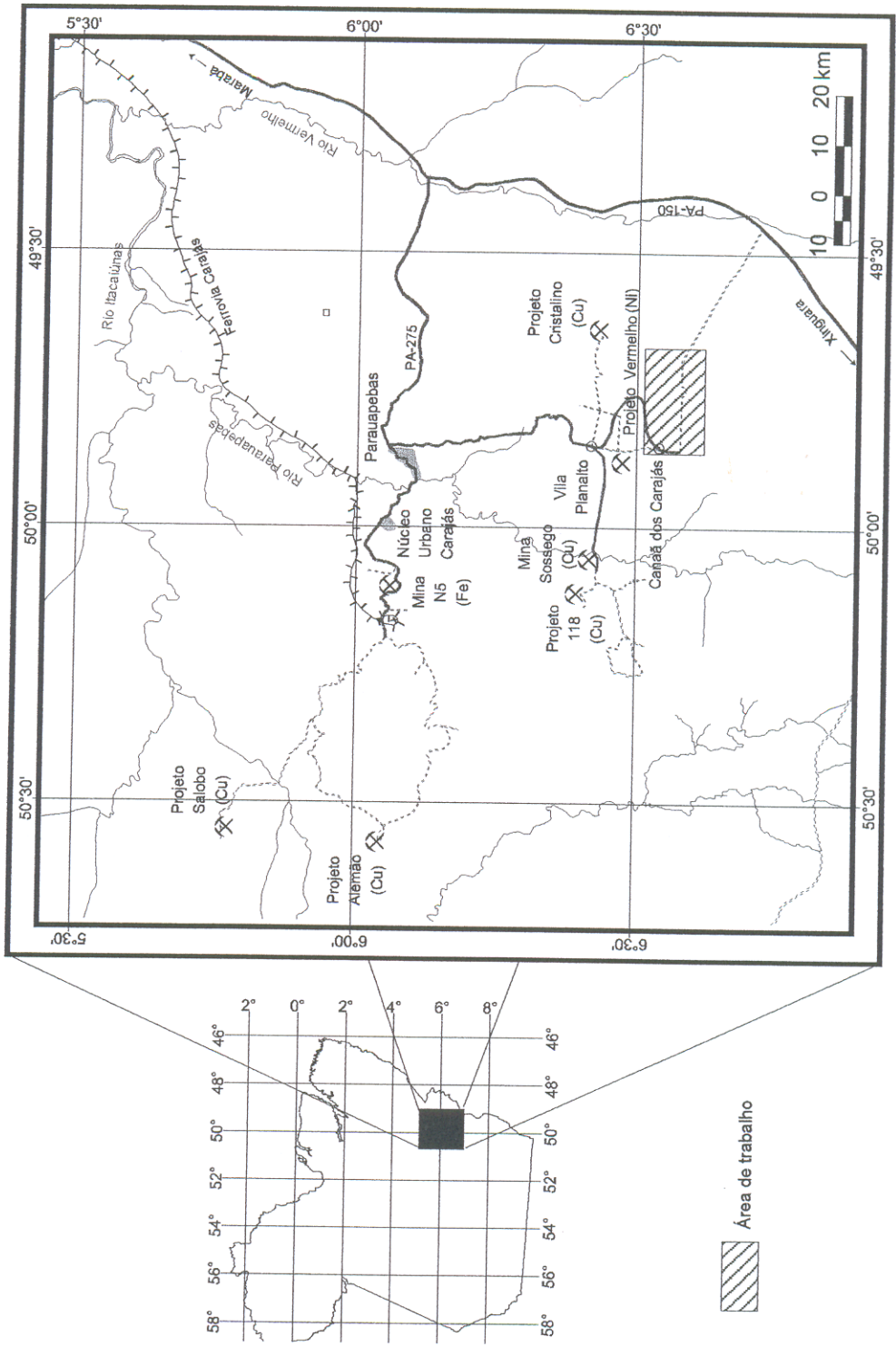


Figura 1.4 - Mapa de localização da área de trabalho.

## 2 GEOLOGIA DA PORÇÃO LESTE DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS

A área mapeada está inserida na zona de transição entre a Bacia de Carajás e o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, que Araújo & Maia (1991) classificam como Domínio Imbricado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Figura 1.2). Realizou-se mapeamento de semi-detalhe, em escala 1:100.000, com levantamentos ao longo de estradas e trilhas existentes na área, com coleta sistemática de amostras, posteriormente usadas para os estudos petrográfico e geoquímico. A Figura 2.1 mostra o mapa de amostragem. Cabe assinalar que houve dificuldade de acesso a diversos domínios da área estudada, seja por falta de estradas, seja por restrições impostas por proprietários de fazendas. Com a integração dos dados de campo, interpretação de imagens de sensores remotos (Landsat, radar e aerogeofísica) e os estudos petrográfico e geoquímico confeccionou-se o mapa geológico da área em estudo (Figura 2.2).

Durante o mapeamento da região de Canaã dos Carajás foram identificadas rochas supracrustais (seqüências metavulcano-sedimentares), rochas básicas, granitóides variados e coberturas lateríticas. As rochas supracrustais receberam pouca atenção no presente trabalho porque o mesmo foi direcionado para o estudo dos granitóides e rochas magmáticas associadas. Elas foram correlacionadas com as seqüências do Supergrupo Itacaiúnas, expostas na Serra do Rabo e Serra Sul, a NE e N da área mapeada, respectivamente (Figura 1.2). Dentre as rochas básicas foram distinguidos anfibolitos e gabros (deformados e não deformados). Os granitóides foram divididos em quatro grupos: granitóides indiferenciados; leucomonzogranitos (LMzG); hornblenda-sienogranitos (HbS), correlacionados aos granitos tipo Planalto; e Associação Tonalítica-Trondhjemítica (ATTr).

Os termos aqui adotados para designar as unidades mapeadas são informais. Em mapeamentos anteriores (Araújo & Maia 1991), as rochas da área estudada haviam sido enquadradas em parte na Suíte Plaqué e em parte no Complexo Xingu (Figura 1.2), o que é perfeitamente compreensível tendo em vista a pequena escala daquele mapeamento.

Comparando o mapa geológico resultante do presente trabalho (Figura 2.2) com o anterior (Figura 1.2), constata-se que os domínios do Complexo Xingu correspondem às áreas de ocorrência dos granitóides indiferenciados e dos

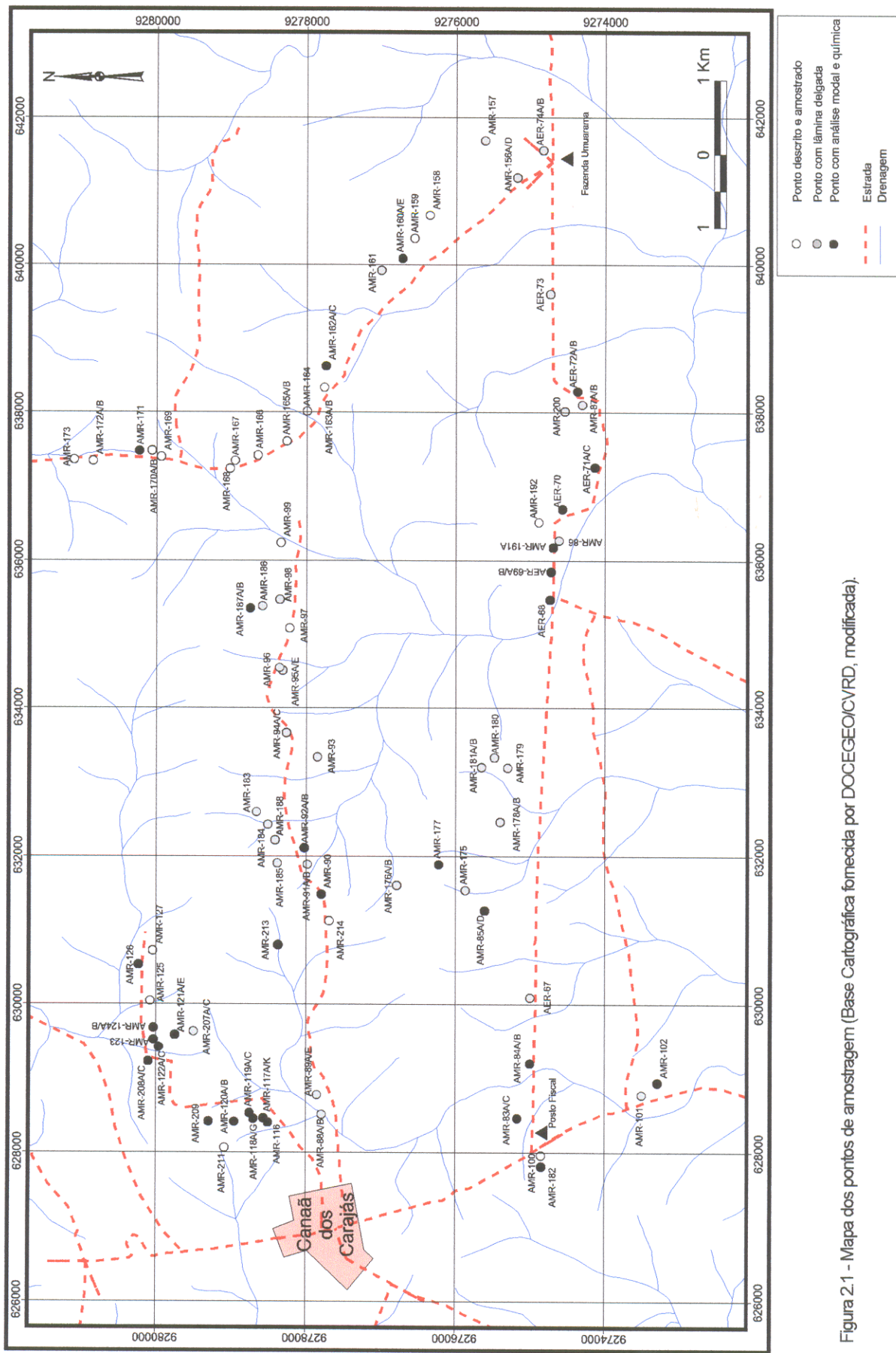


Figura 2.1 - Mapa dos pontos de amostragem (Base Cartográfica fornecida por DOCEGEO/ICVRD, modificada).

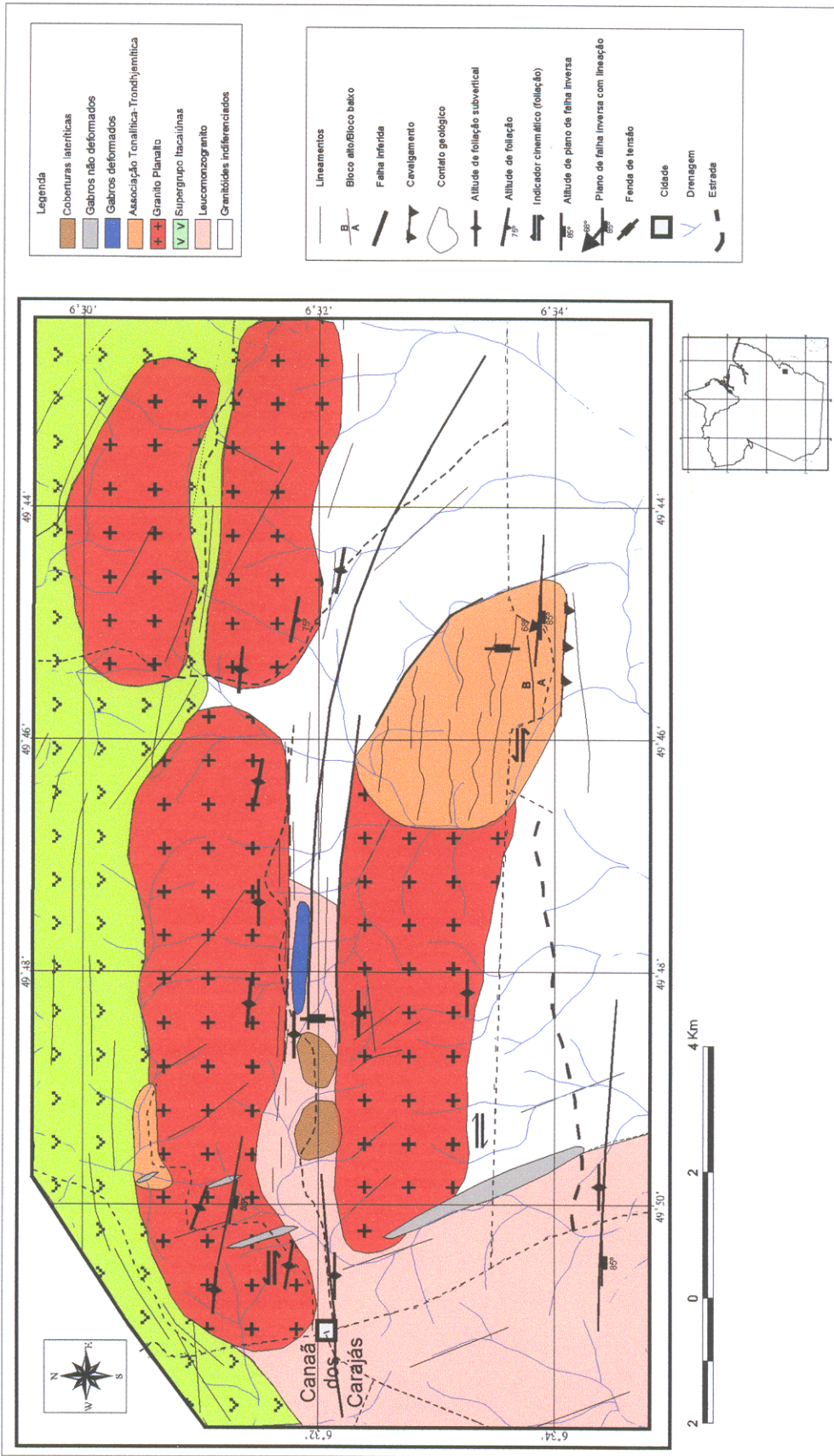


Figura 2.2 - Mapa geológico da porção E da região de Canaã dos Carajás.

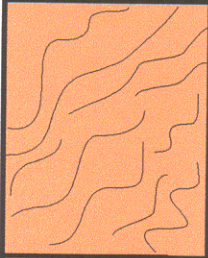
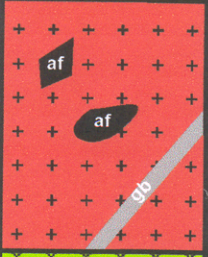
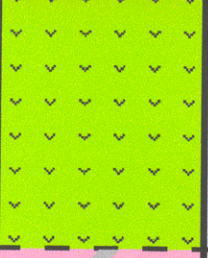
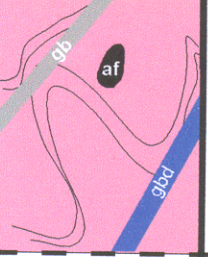
	<p>Coberturas lateríticas.</p>
	<p>Associação Tonalítica-Trondhjemitica: rocha fortemente deformada, com alternância de bandas tonalíticas e trondhjemiticas (bandamento magmático). Foliação E-W subvertical bem desenvolvida. Hornblenda (tonalitos) ± titanita acessório (trondhjemitos).</p>
	<p>Granito Planalto: hornblenda (biotita)-sienogranito, leucocrático, de cor rosada, equigranular a inequigranular, médio a grosso. Moderada a fortemente deformado, localmente milonitizado, foliação E-W de alto ângulo bem desenvolvida. Deformação do tipo S, predomina. Monzogranito e leucogranitos associados. Enclaves de anfibolitos (af). Cortado por diques de gabro não deformado (gb), de granulação média a grossa, com direção NNW.</p>
	<p>Supergrupo Itacaiúnas: seqüência metavulcano-sedimentar, com dominância de metavulcânicas máficas, com félsicas associadas, formações ferríferas bandadas e meta-chert.</p>
	<p>Leucomonzogranito: leucocrático, cor cinza, equigranular, granulação média. Foliação E-W bem desenvolvida com mergulho subvertical, dobras localizadas. Moderada a fortemente deformado, localmente milonitizado. Granodiorito associado. Enclaves de anfibolito (af). Cortado por diques de gabros não deformado (gb) e deformado (gbd), este de granulação fina e direção E-W.</p>
	<p>Granitóides indiferenciados: Leucocráticos, cinza claro a cinza escuro, equigranulares a inequigranulares, médios a grossos. Foliação E-W bem desenvolvida com mergulho subvertical. Moderados a fortemente deformados. Monzograníticos a tonalíticos.</p>

Figura 2.3 - Coluna estratigráfica da porção E da região de Canaã dos Carajás.

leucomonzogranitos e que os corpos admitidos como sendo da Suíte Plaquê naquele trabalho são formados em sua maior extensão por granitos correlacionados ao Granito Planalto e por uma associação tonalítica-trondhjemítica não reconhecida nos trabalhos precedentes, assim como os pequenos corpos básicos identificados na área.

A coluna estratigráfica adotada neste trabalho (Figura 2.3) para a área estudada é baseada principalmente nas informações de campo, além de dados geocronológicos, disponíveis na literatura, obtidos em rochas análogas de outras áreas, e trabalhos de mapeamento geológico anteriores. Esta coluna deve ser vista como preliminar, uma vez que, apenas as relações de contato entre o Granito Planalto e os gabros não deformados puderam ser examinadas no campo e se mostraram conclusivas. As datações geocronológicas, ora em desenvolvimento (doutoramento de A. S. Sardinha), serão, portanto, fundamentais para a reavaliação da presente proposta. A intenção original era dispor desses dados já na presente etapa, mas houve um pequeno atraso na obtenção de idades que gerou um descompasso.

## 2.1 ANFIBOLITOS

Estas rochas são muito localizadas na área mapeada, ocorrendo como encraves no Leucomonzogranito e no Granito Planalto, não cartografáveis na escala adotada. Imediatamente a leste de Canaã dos Carajás, afloram na forma de matacões de coloração cinza-escuro, associados e englobados pelo LMzG. São rochas bastante deformadas, com granulação fina a muito fina, que apresentam segregação mineral, com níveis ricos em anfibólio, biotita e clinopiroxênio, alternados com outros predominantemente quartzo-feldspáticos (Figura 2.4). Também ocorrem, um pouco a NE de Canaã dos Carajás e no centro da área (AMR-118 e 119; Figura 2.1) como encraves angulosos ou arredondados com dimensões centimétricas, no Granito Planalto, apresentando, neste caso, uma maior homogeneidade composicional e textural.

Os anfibolitos aqui descritos são considerados como as rochas mais antigas presentes na área estudada.

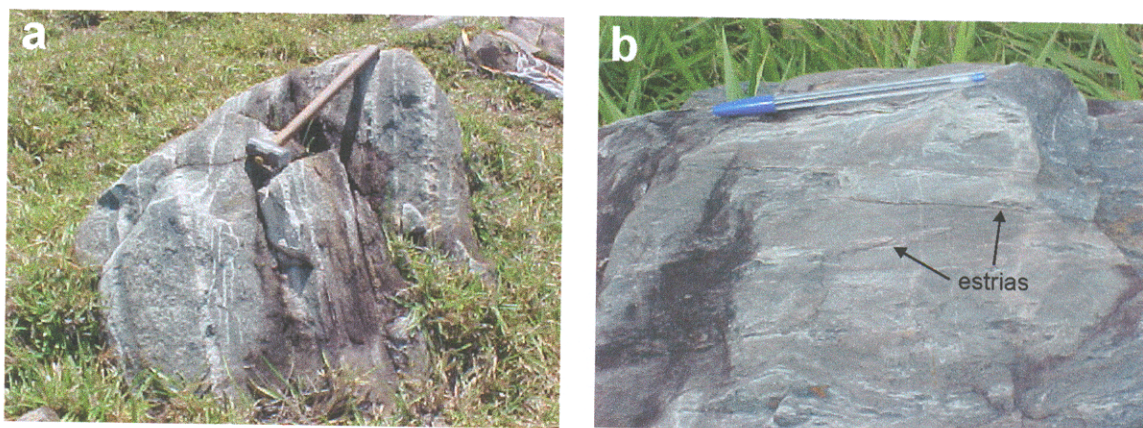


Figura 2.4: Afloramento de anfibolito na forma de matacões associados com Leucomonzogranito. (a) Anfibolito mostrando segregação mineral e alternância de níveis máficos e quartzo-feldspáticos (AMR-117); (b) anfibolito fino, intensamente deformado, onde se observam estrias (AMR-176).

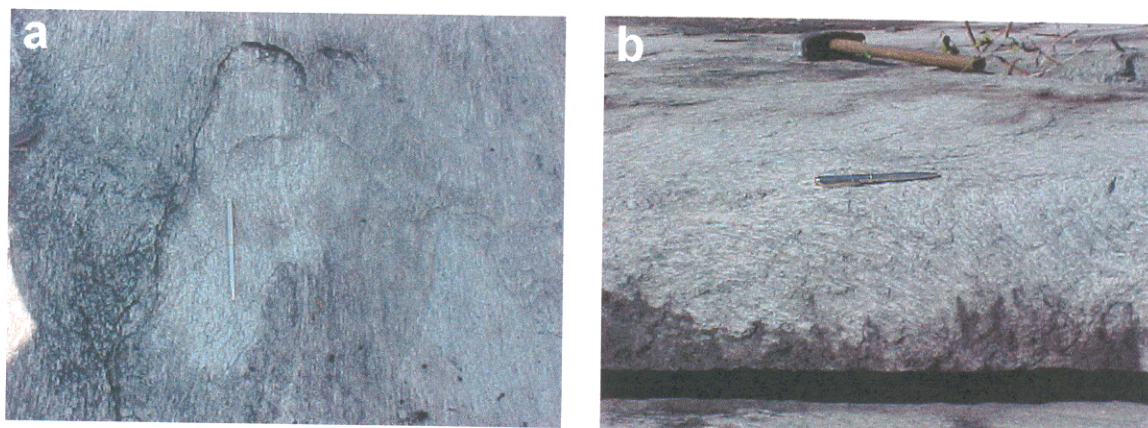


Figura 2.5: Afloramento do Leucomonzogranito na forma de lajedo (AMR-102). (a) Granito com foliação penetrativa, com direção próxima de E-W e mergulho subvertical; (b) dobras afetando a foliação presente no Leucomonzogranito.

## 2.2 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS

São rochas que afloram nas parte sul e oeste da área mapeada (Figura 2.2), nos domínios da Fazenda Umuarana, cujo mapeamento foi prejudicado tanto pela falta de acessos como pelas restrições impostas pelo proprietário da fazenda. Geomorfologicamente corresponde a uma planície que contorna as serras do Granito Planalto e da Associação Tonalítica-Trondhjemítica. As relações de campo não são conclusivas, entretanto, admite-se como alternativa que esta unidade represente os granitóides mais antigos presentes na área mapeada. Os granitóides desta unidade afloram em lajedos e apresentam uma deformação, aparentemente análoga às dos demais granitóides identificados na área mapeada, indicando que as colocações dos mesmos possam ser relativamente sincrônicas. É provável que com o avanço do mapeamento nesta área estas rochas sejam incorporadas nas outras unidades de granitóides indenticadas.

## 2.3 LEUCOMONZOGRANITO (LMzG)

O LMzG aflora no WSW da área mapeada, ocupando aí os domínios de uma extensa planície, e no centro da área mapeada, num vale localizado entre serras constituídas pelo Granito Planalto. As rochas desta unidade foram anteriormente cartografadas como Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991, Lima 2002). Apesar da falta de relações de campo conclusivas, admite-se no presente trabalho que o LMzG seja intrusivo nos granitóides indiferenciados, recoberto pelo Supergrupo Itacaiúnas e cortado pelo Granito Planalto, Associação Tonalítica-Trondhjemítica e gabros. A grande homogeneidade petrográfica, estrutural e geoquímica apresentada por este granitóide não mais justifica a sua designação como complexo, devendo ser considerado como uma unidade independente, aqui designada informalmente como Leucomonzogranito. Uma vez definida a sua idade, poderá ser avaliada a sua possível correlação com outras unidades.

Ocorre em afloramentos na forma de lajedos. São rochas moderadamente deformadas, localmente milonitizadas, que apresentam uma foliação penetrativa de direção próxima a E-W com mergulho subvertical e, também, observam-se dobras, indicando que a deformação ocorreu em condições dúcteis (Figura 2.5a,b). As rochas exibem coloração cinza claro, granulação média e textura equigranular. Há

evidências estruturais de que a deformação dúctil presente nestas rochas formou-se durante a colocação do corpo gerando geralmente estruturas do tipo S (planar), embora, localmente, estruturas do tipo L (linear) com alto ângulo, interpretadas como indício de cavalgamento também tenham sido observadas. Além disso, observam-se planos de falha inversa ( $85^{\circ}/95^{\circ}$ ), interpretados como relacionados a uma compressão tardia que atuou nesta rocha em condições rúpteis.

Há um morrote, no SW da área, próximo ao Posto Fiscal, formado por leucomonzogranito (AMR-100 e AMR-182, Figura 2.1), de coloração rosada, granulação média a grossa, relativamente isotrópico, que representa uma variação dos LMzG.

## 2.4 SUPERGRUPO ITACAIÚNAS

São seqüências supracrustais metamorfasadas, que em outras áreas são consideradas mais antigas que o GP (Huhn et al. 1999). Admite-se no presente trabalho que elas são mais jovens que as rochas do LMzG. Estão presentes no norte da área mapeada. Geomorfologicamente correspondem a serras com cristas bem desenvolvidas e alongadas de direção próxima de E-W, infletindo-se para NE-SW (Figura 2.2). Estas seqüências são formadas por formações ferríferas, metabasaltos e talco-xistos.

## 2.5 GRANITO PLANALTO (GP)

Diversos corpos ígneos situados na porção central da área mapeada, cartografados, inicialmente, como pertencentes à Suíte Plaqué (Araújo & Maia 1991, Lima 2002), com base no mapeamento e trabalhos petrográficos, foram correlacionados ao GP, com idade Pb-Pb em zircão de  $2747 \pm 2$  Ma (Tabela 1). O Granito Planalto pertence ao grupo dos granitos subalcalinos da Bacia Carajás (BC) e do Domínio de Transição entre a BC e o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Huhn et al. 1999). Sua área tipo situa-se nas proximidades da vila homônima, localizada a cerca de 10 km a norte da área mapeada (ver Figura 1.2).

O GP, na área mapeada, constitui-se de quatro corpos alongados, na direção E-W, subparalelos entre si (Figura 2.2). Na porção central, da área mapeada, ele aflora em duas serras sendo que a situada mais a norte tem eixo maior, com 10 km

e eixo menor com 2 km de extensão, aproximadamente, e a serra mais a sul eixo maior com cerca de 6 km e menor com 2 km (Figura 2.6). As relações de contato do GP com o LMzG e o Supergrupo Itacaiúnas não foram observadas no campo, mas admite-se que ele seja mais jovem que tais unidades. No sul da área o GP está em contato com ATTr, havendo indícios de que existiu um baixo contraste de viscosidade entre estas duas unidades à época da sua colocação. Aparentemente a ATTr é mais nova que o GP. Entre as duas serras mencionadas afloram anfibolitos, gabros deformados e LMzG. A norte o GP, acha-se em contato com rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas e a sul com os granitóides indiferenciados, LMzG e com a Associação Tonalítica-Trondhjemítica.

Na parte nordeste da área mapeada há outras duas serras, com dimensões menores do que aquelas citadas anteriormente, também formadas pelo GP. Destas, a situada mais a norte encontra-se em contato com as rochas do Supergrupo Itacaiúnas e a situada mais a sul em contato tanto com os granitóides indiferenciados como o Supergrupo Itacaiúnas (Figura 2.2).

Os afloramentos do GP são formados geralmente por matacões (Figura 2.7a), embora também ocorram pequenos lajedos nas encostas ou pé das serras. As suas rochas distinguem-se das demais que ocorrem na área por serem leucocráticas, de cor rosada com pontos escuros, correspondentes aos minerais máficos, inequigranulares. Sua granulação é média a grossa, localmente fina, e acham-se moderada a intensamente deformadas. Apresentam uma foliação bem desenvolvida de direção próxima de E-W e mergulho subvertical. A deformação predominante é do tipo S (planar), mas localmente observa-se lineamento mineral. As feições estruturais sugerem que a deformação foi contemporânea à colocação do corpo. Localmente, encontra-se milonitizado, com o desenvolvimento de segregação de zonas félsicas e máficas (Figura 2.7b).

Engloba encraves de anfibolito com dimensões centimétricas, os quais possuem formas angulosas ou arredondadas (Figura 2.7c).

Há leucogranitos de cor esbranquiçada, que cortam o GP e devem representar líquidos tardios relacionados ao mesmo. Localmente, foram identificadas zonas hidrotermalizadas onde o GP mostra-se transformado em grau variável, por vezes, intensamente. A escapolita é o mineral secundário nestas zonas.



Figura 2.6 - Fotografia tomada na porção SW da área no sentido de sul para norte, mostrando, em primeiro plano, o domínio arrasado de ocorrência dos Granitóides Indiferenciados e, ao fundo as pequenas serras do Granito Planalto (corpo sul).

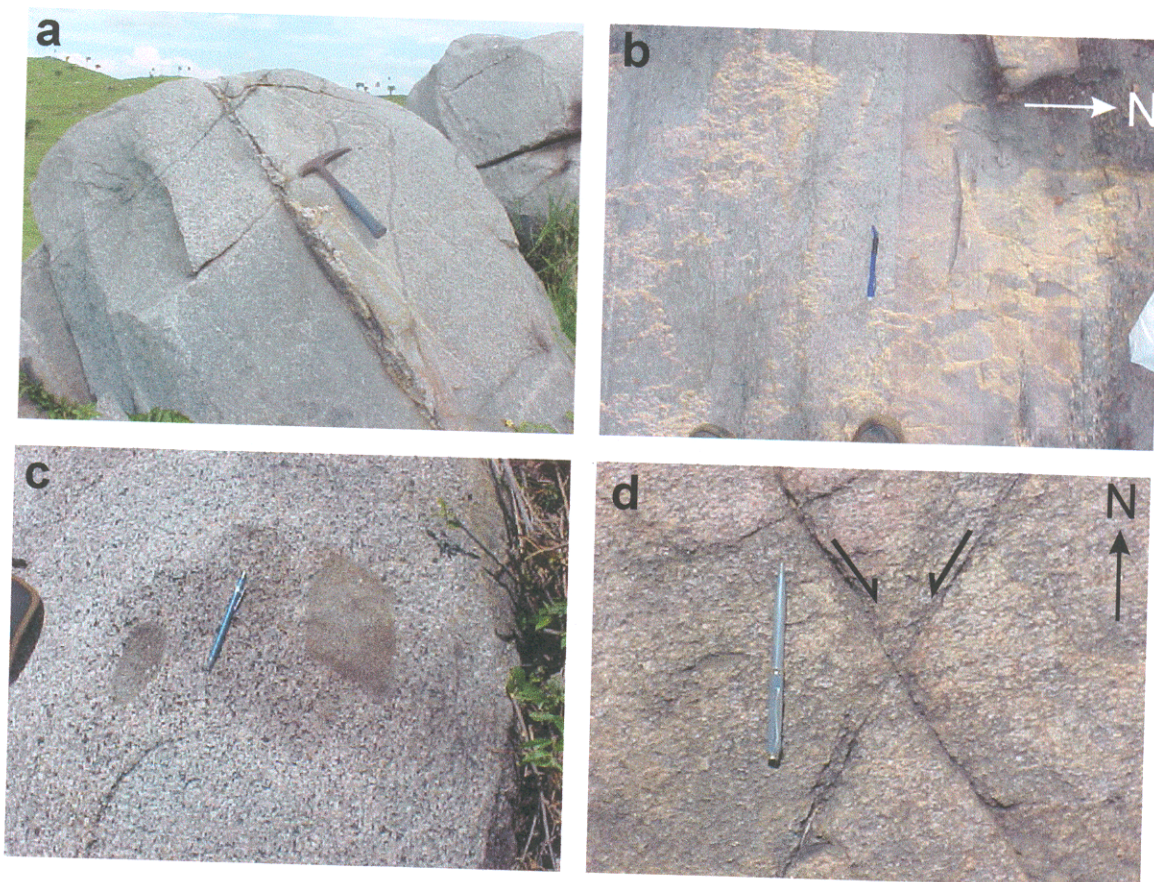


Figura 2.7: Aspectos de afloramentos e estruturas do Granito Planalto. (a) Afloramento formado por matacões, onde a rocha apresenta-se com deformação incipiente e cortada por veio de quartzo (AMR-116); (b) lajedo, observando-se zonas de segregação mineral paralelas, de direção próxima de E-W, em rocha milonitizada (AMR-97); (c) granito aparentemente isotrópico com enclaves angulosos e subcirculares (AMR-85); (d) foliação (E-W) com mergulho subvertical (perpendicular a caneta) e par conjugado de zonas de cisalhamento, indicando esforço N-S que atuou durante e após a colocação do Granito Planalto (AMR-187).

Falhas inversas de direção próxima de E-W, subverticais, com lineamento (estrias) de mergulho de 65°/SE, truncam a foliação primária da rocha. Estes planos, provavelmente, estão ligados a um cavalgamento tardio. Pares conjugados de zonas de cisalhamento (Figura 2.7d) e fendas de tensão (direção próxima de N-S), indicam que a compressão N-S continuou a atuar nestes corpos, durante o seu esfriamento, pois tais estruturas devem ter se formado durante o estágio rúptil.

## 2.6 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA (ATTr)

A ATTr aflora no noroeste, da área mapeada, ao longo de um vale, e no sul da mesma, em domínio que corresponde morfológicamente a um serrote, que é a extensão da serra sul do GP. As rochas que compõem ambas as áreas foram cartografadas anteriormente como pertencentes à Suíte Plaqué (Araújo & Maia 1991) (cf. Figura 1.2). Porém, mais recentemente, as que afloram no vale foram mapeadas como Complexo Xingu (Lima 2002).

Esta associação é formada, no corpo sul da área, em sua grande maioria, por rochas intensamente deformadas, as quais exibem um bandamento magmático marcante, observando-se em escala de afloramento (lajedos ou matacões), a alternância de níveis tonalíticos e trondhjemiticos. O corpo desta associação que aflora no sul da área, representa cerca de 90% área total aflorante destas rochas. Ele acha-se em contato com os Granitóides Indiferenciados e o corpo sul do GP, enquanto que o corpo do NW da área faz contato com o GP e o Supergrupo Itacaiúnas (Figura 2.2). Admite-se que a ATTr seja intrusiva nas unidades mencionadas.

São granitóides de coloração variando de cinza a cinza claro (tonalito) a esbranquiçada (trondhjemito). Predominam texturas equigranulares de granulação média, mas há variações locais para granulação grossa e fina. Estas rochas exibem uma foliação marcante e penetrativa de direção aproximadamente E-W e mergulho subvertical.

Estas rochas apresentam um bandamento magmático proeminente, com alternância de bandas predominantemente máficas e félsicas milimétricas, com variações locais para centimétricas. Quanto mais fina a granulação da rocha mais marcante é a orientação mineral, ocorrendo o inverso com o aumento da granulação

(Passchier & Trouw 1998). Este bandamento é sin-colocação. Truncando a foliação primária, têm-se planos de falhas inversas, com mergulho subvertical, para sul, e direção próximo de E-W ( $85^{\circ}/90^{\circ}$ ), estes planos exibem estrias, sendo no conjunto estas feições estruturais interpretadas como cavalgamentos, ligados a uma reativação tardia, indicando a atuação de um esforço N-S em condições rúpteis, portanto após a cristalização.

No pequeno corpo do noroeste da área, afloram rochas na forma de matacões, com coloração cinza (tonalito) a esbranquiçada (trondhjemito). Tonalitos e trondhjemitos possuem granulação média ou fina, com uma textura predominantemente equigranular e isotrópica.

## 2.7 GABROS

Os gabros presentes na área são divididos em dois grupos: (1) gabros deformados e (2) gabros não deformados. Os gabros deformados afloram na forma de um dique com direção próxima de E-W, no vale entre duas serras do Granito Planalto, no centro da área mapeada. Aparentemente é intrusivo no LMzG, mas as relações de contato não se acham expostas. São rochas de coloração cinza-escuro e granulação fina, cuja deformação é visível apenas em escala microscópica.

Os gabros não deformados ocorrem como diques, com espessura estimada de até >100 m, de direção próxima de NNW-SSE, os quais geomorfologicamente, podem formar pequenas elevações no terreno. Estas rochas estão restritas à parte oeste da área mapeada. Acham-se em contato inferido com o LMzG e são intrusivas no corpo do Granito Planalto, situado a NE de Canaã dos Carajás (AMR-118, Figura 2.2). Têm uma coloração preta, granulação média a grossa, e grande homogeneidade mineralógica e textural.

### 3 PETROGRAFIA

#### 3.1 ANFIBOLITOS

São rochas de coloração cinza-escuro, mesocráticas, granulação fina, bastante deformadas, podendo apresentar dobras crenuladas (Figura 3.1). Na observação microscópica, nota-se uma textura granoblástica (Figura 3.2a) a porfiroclástica (figura 3.2b). Há segregação mineral, com níveis de anfibólio+biotita+clinopiroxênio e quartzo-feldspáticos.

#### 3.2 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS

São rochas com coloração variando de cinza a cinza-escuro, leucocráticas e granulação média a grossa. Texturalmente são heterogranulares com uma nítida orientação mineral e, por vezes, segregação mineral, com níveis quartzo-feldspáticos e de anfibólio+biotita. Sua composição varia de monzogranítica a tonalítica (Tabela 3.1). A mineralogia primária é composta por plagioclásio, quartzo, microclínio (minerais essenciais), biotita e anfibólio (minerais varietais) e apatita, turmalina, titanita, zircão e opacos (minerais acessórios). Os minerais secundários são escapolita, epidoto, clorita, carbonato e sericita.

#### 3.3 LEUCOMONZOGRANITO

##### 3.3.1 Descrição Macroscópica

Este litotipo é formado por granitóides leucocráticos a hololeucocráticos, de coloração rosada a cinza claro ou cinza escuro. Texturalmente são heterogranulares a equigranulares, de granulação grossa a média com orientação mineral marcante ou incipiente (Figura 3.3a,b). Mais restritamente, exibem granulação fina em amostras milonitizadas.

##### 3.3.2 Composições modais e classificação

As composições modais (Tabela 3.2) e os diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M (Figura 3.5) indicam uma variação composicional significativa. De acordo com os diagramas de Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002), as rochas analisadas podem ser classificadas em sua maioria como leucomonzogranitos, havendo, ainda,



Figura 3.1: Anfibolito, com granulação fina e intensa deformação que produziu foliação penetrativa e dobras crenuladas (AMR-118F).

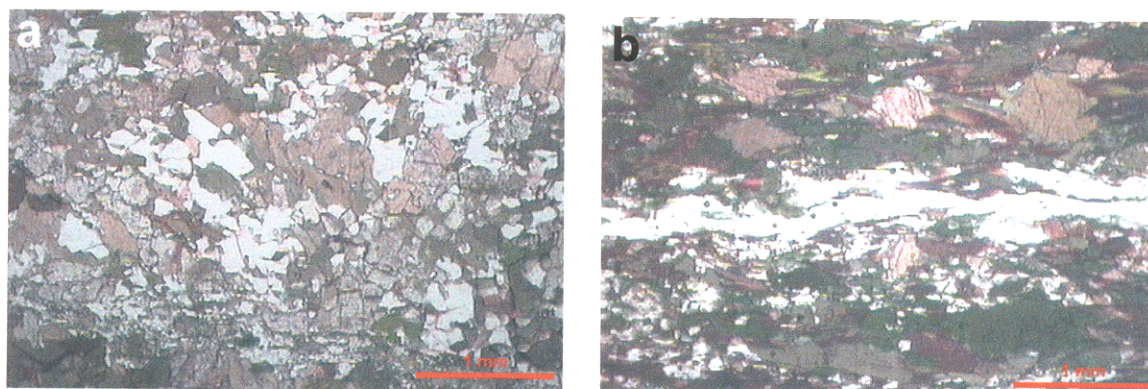


Figura 3.2: Aspectos microscópicos dos anfibolitos (polarizadores paralelos). (a) Textura granoblástica, granulação fina, com clinopiroxênio, hornblenda, quartzo e plagioclásio (AMR-119C); (b) textura porfiroblástica, granulação fina, com fenocristais amendoados de hornblenda e clinopiroxênio em matriz composta por hornblenda, biotita, quartzo e plagioclásio (AMR-118G).

Tabela 3.1 – Composições modais dos Granitóides Indiferenciados

Variedades	Granitóides Indiferenciados	
	Biotita-tonalito	Biotita-monzogranito
Amostras	AMR-160B	AMR-162A
Quartzo	23,50	31,60
Plagioclásio	64,40	32,20
Microclínio	0,10	29,60
Biotita	11,30	6,50
Anfibólio	0,10	0,10
Opacos	0,10	<0,05
Zircão	0,05	<0,05
Titanita	0,05	<0,05
Apatita	0,20	<0,05
Turmalina	<0,05	<0,05
Félsicos	88,18	93,40
Máficos	11,82	6,60
Q <sup>1</sup>	26,65	33,83
P <sup>1</sup>	73,04	34,48
A <sup>1</sup>	0,11	31,69
Total de pontos	2000	2000

<sup>1</sup>Recalculados a 100%

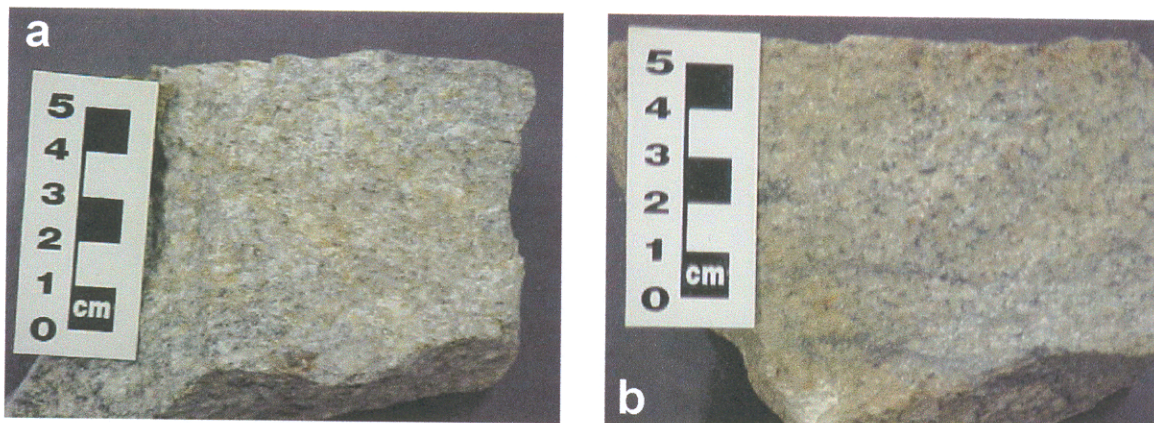


Figura 3.3: Aspecto macroscópico do Leucomonzogranito. (A) Granito equigranular médio com orientação mineral e foliação marcantes (AMR-102) e (b) granito similar ao anterior, porém com feições deformacionais menos nítidas (AMR-83A).

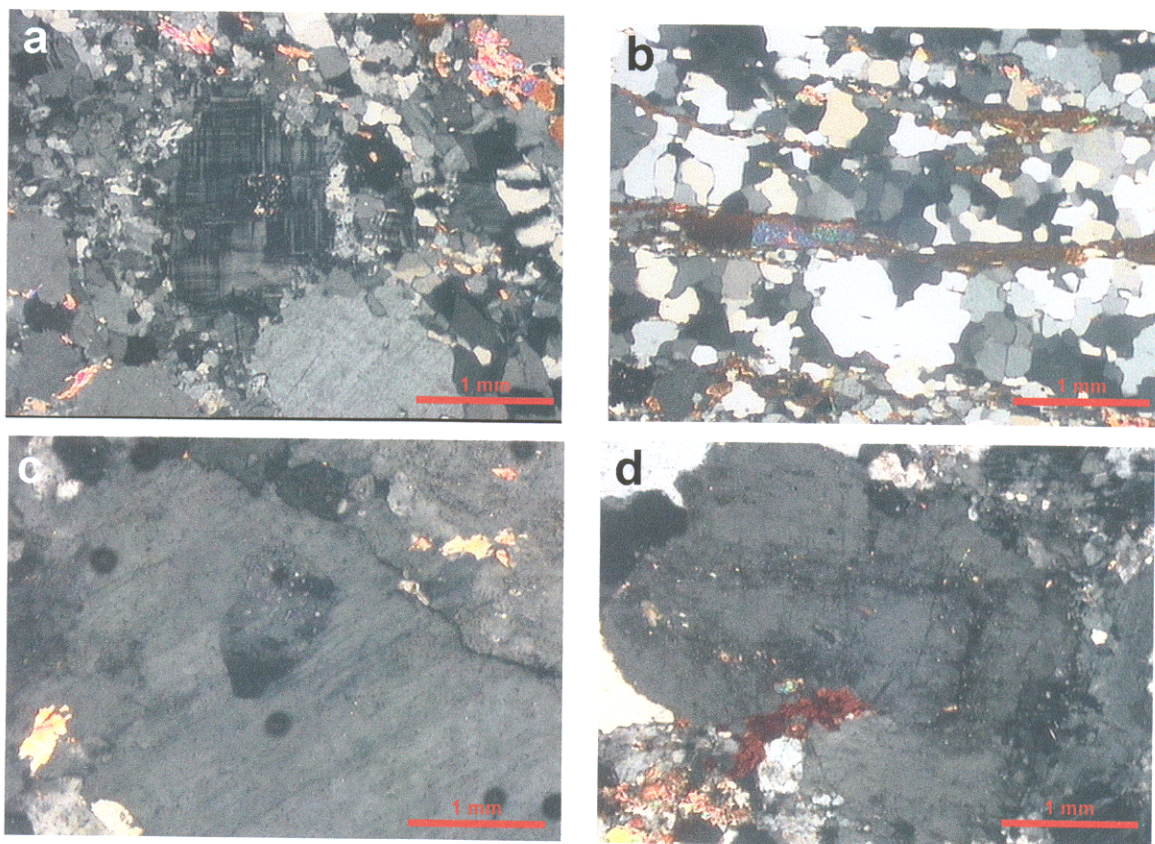


Figura 3.4: Feições microscópicas do Leucomonzogranito (polarizadores cruzados). (a) Cristais ocelares de microclínio e plagioclásio, com bordas recrystalizadas (AMR-102); (b) rocha fortemente deformada, com bandas de agregados de quartzo policristalino intercaladas com bandas de biotita e muscovita (AMR-213); (c) microclínio com inclusão de plagioclásio, notando-se a formação de mirmequita do tipo F (Phillips 1980) no contato (AMR-182) e (d) plagioclásio com zoneamento oscilatório (AMR-182).

Tabela 3.2 – Composições modais do Leucomonzogranito e suas variações.

Variedades	Biotita-granodiorito		Leucomonzogranito	
	AMR-213	AMR-102	AMR-83B	AMR-182
Quartzo	38,30	33,75	29,70	31,60
Plagioclásio	41,80	35,60	37,70	37,80
Microclínio	9,70	27,45	27,90	30,10
Biotita	9,60	2,80	4,50	0,40
Muscovita	0,60	0,15	<0,05	0,05
Opacos	0,50	0,25	0,10	<0,05
Zircão	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Titanita	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Apatita	<0,05	<0,05	0,05	<0,05
Turmalina	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Félsicos	89,95	96,95	95,35	99,60
Máficos	10,05	3,05	4,65	0,40
Q	42,58	34,81	31,15	31,73
P	46,47	36,72	39,54	37,95
A	10,78	28,31	29,26	30,22
Total de pontos	2000	2000	2000	2000

<sup>†</sup>Recalculados a 100%

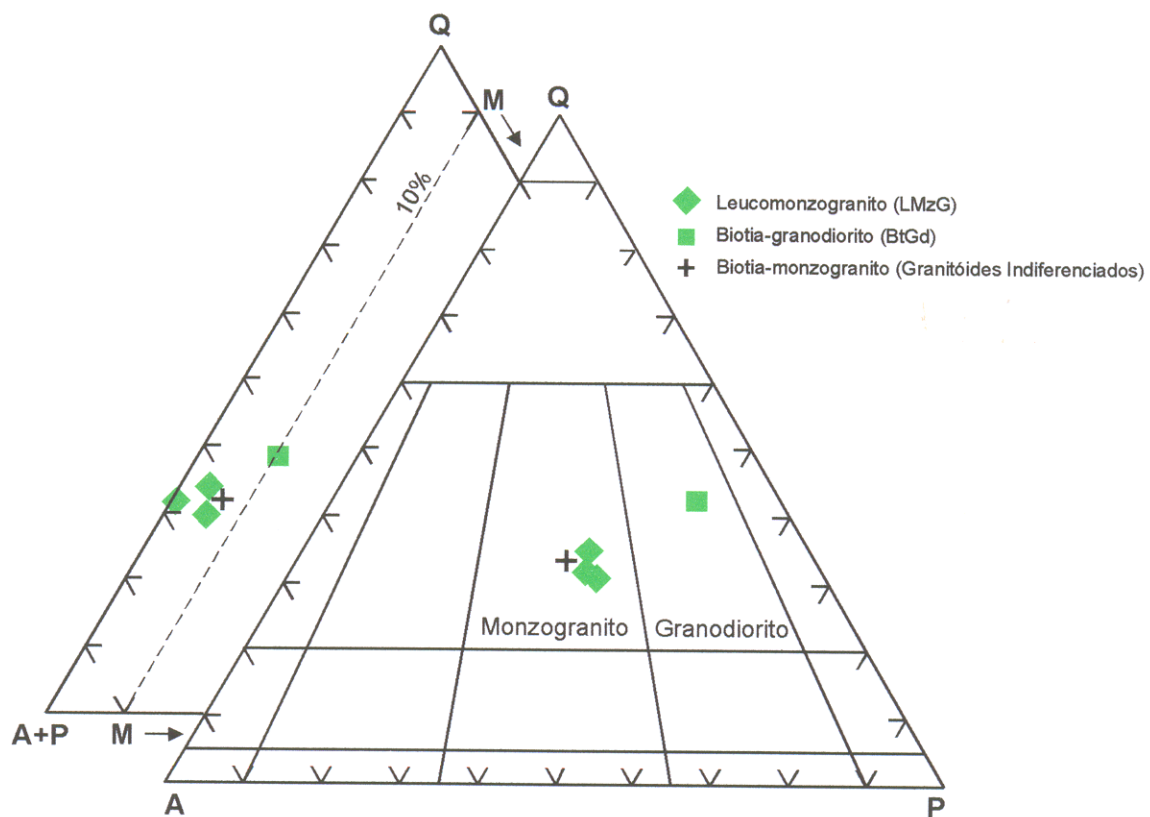


Figura 3.5 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M. Campos conforme Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002), para as amostras do Leucomonzogranito e Granitoides Indiferenciados.

uma amostra de biotita-granodiorito. Nos monzogranitos os teores de quartzo, plagioclásio e microclínio são similares, porém um pouco mais elevados para o plagioclásio. A biotita é o mineral máfico principal com teor expressivo no granodiorito, e, obviamente, baixo no leucomonzogranito. Os minerais acessórios são muscovita, opacos, zircão, titanita, apatita e turmalina. Os principais produtos de alteração são: sericita, epidoto, clorita, escapolita e óxido de ferro

Os máficos mostram uma variação de 0,5% a cerca de 10% (Tabela 3.2, Figura 3.5). As composições modais do Leucomonzogranito indicam que o mesmo assemelha-se aos leucogranitos potássicos descritos no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Duarte 1992, Althoff et al. 1995 e 2000, Leite 1995 e 2001) e, em certos aspectos com a Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991), localizada na zona de transição entre o TGGRM e a BC. Ele ocupa o campo dos granitos crustais conforme descrito por Lameyre & Bowden (1982). Entretanto, os granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982) são essencialmente peraluminosos, geralmente a duas micas, e enquadráveis entre os granitos tipo S de Chappell & White (1974). Os magmas formadores desses granitos são produto de fusão de rochas metassedimentares, características estas atribuídas também à Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991). Entretanto, os granitos crustais do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria são cálcico-alcálicos e afins aos granitos do tipo I de Chappell & White (1974), admitindo-se que seus magmas resultam da fusão de crosta ígnea ou metaígnea (Duarte 1992, Althoff et al. 1995 e 2000, Leite 1995 e 2001). Obviamente, apenas com os dados das análises modais não é possível definir a tipologia ou série magmática do Leucomonzogranito, cabendo retomar esta discussão com os dados geoquímicos.

### 3.3.3 Descrição mineralógica e textural

Ao microscópio o Leucomonzogranito apresenta textura heterogranular com cristais ocelares de microclínio e plagioclásio, de granulação média, parcialmente ou totalmente envoltos por grãos finos produzidos pela recristalização mais ou menos intensa das suas bordas. O quartzo encontra-se sempre recristalizado, apresentando-se em grãos policristalinos constituídos por novos grãos e subgrãos (Figura 3.4a,b). Entretanto, localmente ainda é possível observar aspectos da textura

ígnea primitiva da rocha (Figura 3.4c,d). O caráter anisotrópico da rocha é decorrente da orientação marcante de agregados policristalinos de quartzo e biotita, enquanto que os feldspatos apresentam uma orientação menos acentuada. Com o aumento da intensidade da deformação desenvolve-se uma textura milonítica com porfiroclastos de granulação média de feldspatos em matriz fina.

A descrição que segue refere-se essencialmente aos leucogranitos que são a variedade dominante nesta unidade.

Os cristais de **plagioclásio** são, de modo geral, ocelares, mas há cristais tabulares hipidiomórficos, algo alongados e com bordas irregulares. O tamanho médio dos cristais varia entre 1 e 5 mm. Apesar da freqüente recristalização das bordas dos cristais, ainda observam-se contatos interlobados a curvilíneo entre cristais de plagioclásio e contatos curvilíneos com o quartzo, sendo nestes últimos rara a recristalização. Os contatos entre plagioclásio e feldspato alcalino são interlobados a curvilíneos e localmente, observa-se mirmequita do tipo F de Phillips (1980) (Figura 3.4c). Predomina no plagioclásio maclamento albita e, subordinadamente, albita-periclina e albita-carlsbad. Nas seções próximas a (010) pode-se identificar zoneamento composicional (Figura 3.4d). A transformação do plagioclásio é expressiva e se concentra em maclas alternadas, em seções próximas a (100) e (001) e em seções próximas a (010) concentra-se no núcleo do cristal. A sericita é o produto mais comum, seguida de epidoto e escapolita. O plagioclásio engloba inclusões de quartzo, zircão, opacos, biotita e turmalina. A deformação causou a recristalização das bordas dos seus cristais e provocou ao mesmo tempo, o arredondamento e orientação dos mesmos.

Os cristais de **microclínio** são ocelares, mas ocasionalmente observam-se cristais hipidiomórficos. Seu tamanho varia de 1 a 5 mm. Apresentam um maclamento xadrez muito nítido, e localmente, microlamelas sódicas (micropertitas). Os contatos entre cristais de microclínio são interlobados ou curvilíneos; já os contatos de microclínio com plagioclásio são interlobados a curvilíneos e aqueles com o quartzo tendem a ser curvilíneos. Engloba inclusões subcirculares de quartzo, bem como de cristais de biotita e plagioclásio. A biotita por vezes está apenas parcialmente englobada pelo microclínio. A deformação produziu microfraturas e a recristalização da borda de cristais, provocando o arredondamento dos mesmos e,

por vezes, a formação de textura do tipo manto-núcleo, não se observando mais nestes casos o contato entre os cristais.

Os cristais de **quartzo** são xenomorfos e raramente ocelares. Exibem forte extinção ondulante e, geralmente, formam agregados policristalinos que, na maioria das vezes, são alongados ou fitados, marcando uma orientação preferencial. Estes agregados são formados por novos grãos e subgrãos, com extinção ondulante (Passchier & Trouw 1998). Quando estão inclusos em microclínio ou plagioclásio os cristais de quartzo são subcirculares.

As lamelas de **biotita** são hipidiomórficas, com pleocroísmo que varia de creme amarelado a castanho amarronzado. É o principal componente dos agregados máficos, formados por biotita+apatita+zircão+opacos, os quais mostram uma orientação preferencial. Apresenta inclusões de zircão, envoltos por halos pleocróicos, e de apatita. A biotita encontra-se, por vezes, inclusa em quartzo, e **também próxima das bordas de cristais de plagioclásio e do microclínio**. Preenche interstícios entre cristais de feldspatos. A biotita transforma-se para clorita ou, com menos freqüência está oxidada.

As lamelas de **muscovita** são hipidiomórficas, de tamanho médio igual a 0,5 mm, possuem uma orientação preferencial e associam-se com a biotita.

Os **opacos** têm dimensões submilimétricas, identificando-se duas populações distintas. Uma é subautomorfa a automorfa e a outra xenomorfa, sendo esta última mais freqüente. Associam-se aos agregados máficos ou acham-se inclusos em minerais félsicos.

Os cristais de **zircão** são submilimétricos e subarredondados. Associam-se aos agregados máficos e podem estar inclusos na biotita ou em minerais félsicos.

A **titanita** tem ocorrência extremamente restrita, dimensões submilimétricas, forma subcircular e está associada à biotita.

Os cristais de **apatita** têm dimensões submilimétricas, são automorfos a subautomorfos, e exibem seções basais hexagonais ou subcirculares e seções longitudinais retangulares, pouco alongadas, sugerindo um hábito prismático curto. Associam-se aos agregados máficos ou estão inclusos nos minerais félsicos e na biotita.

Os cristais de **turmalina** e **alanita** são muito raros e de dimensões submilimétricas, o que, às vezes, dificulta a sua identificação.

### 3.3.4 Ordem de cristalização

Zircão, opacos e apatita são hipidiomórficos a idiomórficos e estão inclusos nos minerais félsicos e na biotita, o que atesta a sua precocidade. Eles são as fases do *liquidus*, iniciando a cristalização, a partir do momento em que, com a diminuição da temperatura, o líquido se satura nestas fases. A alanita e a titanita os minerais acessórios mais tardios, formando-se provavelmente ao mesmo tempo que o plagioclásio (Figura 3.6).

A biotita não deve ter iniciado sua cristalização precocemente, porque, as inclusões de biotita se concentram próximo às bordas do plagioclásio (zonas mais sódicas) e ela exhibe caráter intersticial em relação aos minerais félsicos. Isto sugere que este mineral máfico seria posterior aos núcleos mais cálcicos de plagioclásio e anterior às bordas albíticas e, possivelmente, contemporâneo do microclínio e quartzo (Figura 3.6).

A cristalização das fases félsicas iniciou muito provavelmente a uma temperatura próxima à da linha cotética plagioclásio+microclínio+quartzo, conforme sugerem seus conteúdos modais aproximadamente equivalentes e o baixo teor modal de máficos. Em consequência, tais minerais cristalizaram em intervalos de temperatura em grande parte superpostos (Figura 3.6). Apesar disso, as relações texturais, tais como a relação dos seus núcleos cálcicos com a biotita, sugerem que o plagioclásio é o mais precoce. O quartzo iniciou a sua cristalização provavelmente um pouco antes do microclínio, pois acha-se incluso neste mineral. O microclínio é a última fase a iniciar a cristalização.

Durante o estágio pós-magmático, em condições *subsolidus*, dá-se a formação de mirmequita e da micropertita, esta refletindo processo de exsolução no feldspato alcalino ao atingir a temperatura do *solvus*. Ocorre, ainda, a transformação de plagioclásio para sericita, epidoto e escapolita e de biotita em clorita. A deformação, que provocou recristalização, alinhamento mineral e fraturamento dos minerais, também se deu neste estágio.

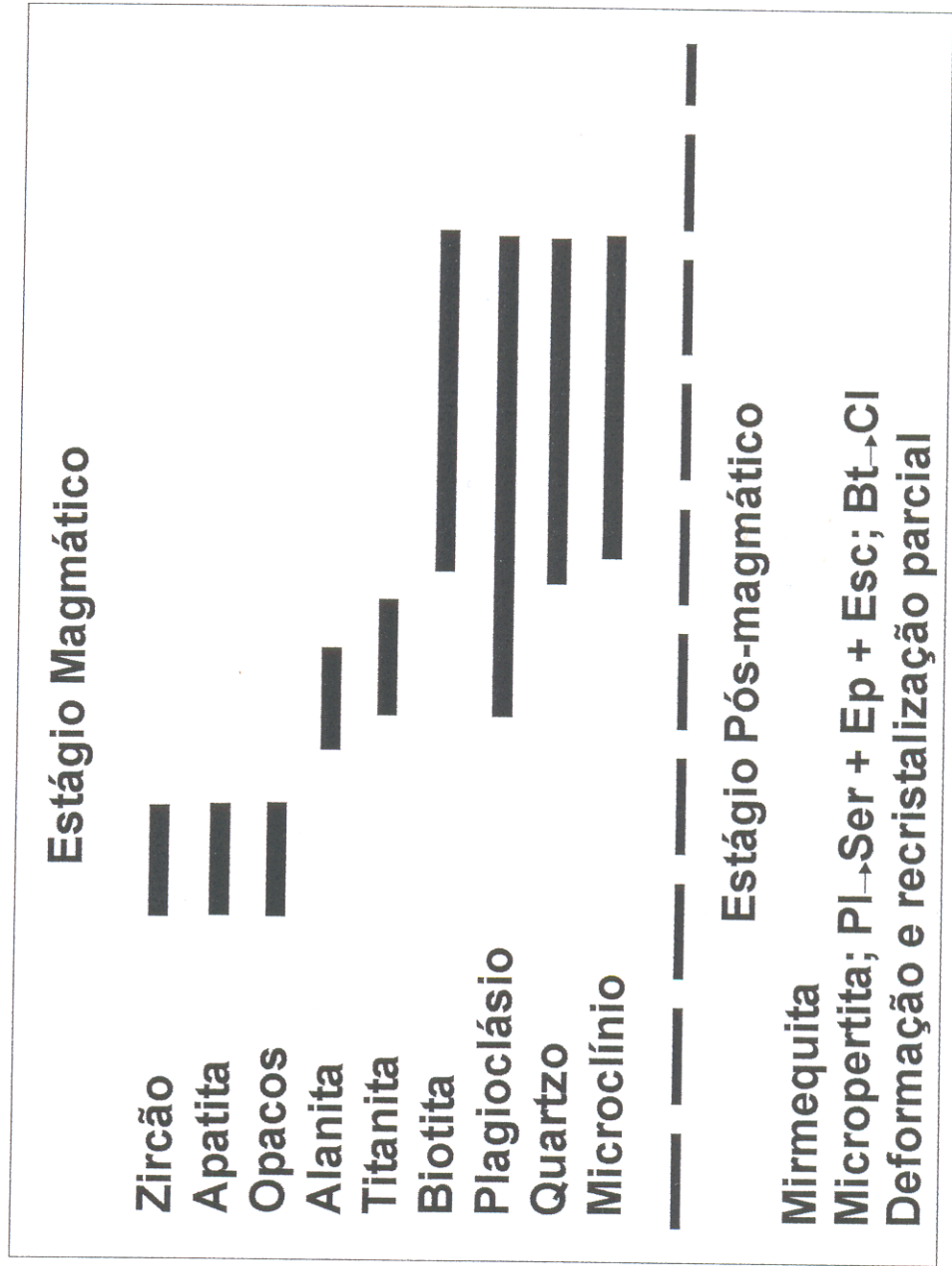


Figura 3.6: Ordem de cristalização do Leucomonzogranito. Pl-plagioclásio, Ser-sericita, Ep-epidoto, Esc-escapolita, Bt-biotita, Cl-clorita.

### 3.4 GRANITO PLANALTO

#### 3.4.1 Descrição macroscópica

O Granito Planalto é leucocrático, de cor rosada com pontos escuros, correspondentes aos minerais máficos, com textura inequigranular, granulação média a grossa, localmente fina, anisotrópica (Figura 3.7a,b). Por vezes engloba enclaves máficos subcirculares ou com bordas angulosas (Figura 2.7c). A deformação imprimiu estruturas planares, que são características deste corpo, e, por vezes, estruturas lineares. As rochas menos deformadas apresentam granulação média a grossa, ao passo que em zonas miloníticas adquirem uma granulação fina a muito fina.

#### 3.4.2 Composições modais e classificação

Análises modais de oito amostras representativas deste corpo (Tabela 3.3) revelaram composições de sienogranito (cinco amostras), álcali-feldspato granito (uma amostra) e monzogranito (duas amostras), conforme diagrama Q-A-P (Figura 3.9) (Streckeisen 1976, Le Maitre et al. 2002). Com base na mineralogia máfica foram distinguidos: biotita-hornblenda-monzogranito, biotita-hornblenda-sienogranito, hornblenda-sienogranito e hornblenda-microclínio-granito, fáceis com dominância de anfibólio; e biotita-monzogranito e biotita-sienogranito, variedades onde o anfibólio é fase acessória. O Granito Planalto apresenta uma proporção aproximada de 2:2:1 de quartzo:microclínio:plagioclásio, para os hornblenda-sienogranitos e para a amostra de biotita-hornblenda-monzogranito que, apesar de estarem em campos distintos do Q-A-P, têm uma composição modal similar. A hornblenda, por vezes acompanhada da biotita, é a fase ferromagnésiana principal, seu conteúdo modal variando de 4,50 a 12,80% (Tabela 3.3). Está presente como mineral varietal em cerca de 62% das amostras analisadas e como acessório nas demais. A biotita, nas amostras em que está presente como mineral varietal, mostra proporção modal variável entre 1,80 e 5,70%. Em apenas três amostras ocorre como mineral acessório. A tendência é que, quando o conteúdo de biotita em uma amostra é relativamente elevado, o volume de hornblenda diminui acentuadamente. Dentre os minerais acessórios destacam-se os opacos cujos teores não são, no entanto, em geral muito elevados ( $\leq 0,10\%$ ), mas podendo atingir 2,8%. Zircão, apatita, titanita, turmalina e alanita são os demais

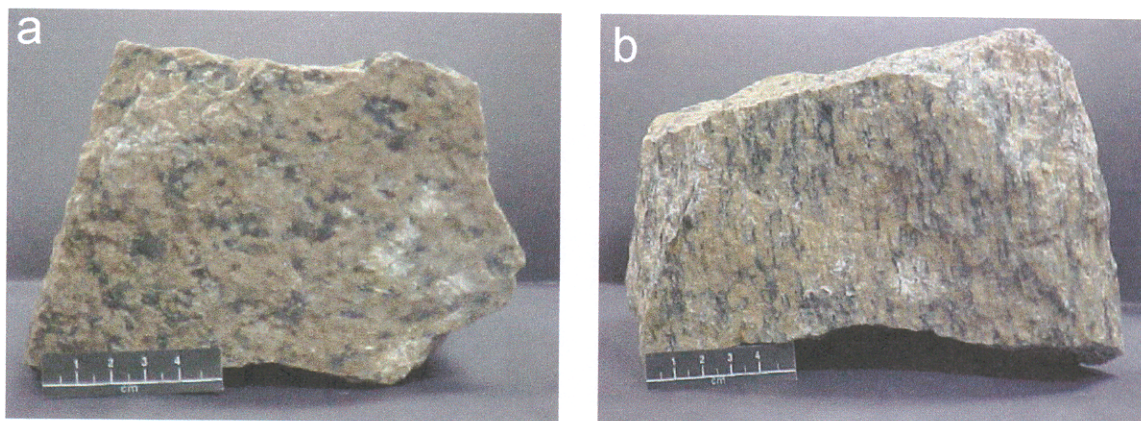


Figura 3.7 - Feições macroscópicas do Granito Planalto. (a) Amostra relativamente isotrópica (AMR-85A); (b) amostra com orientação mineral marcante e foliação penetrativa (AMR-116).

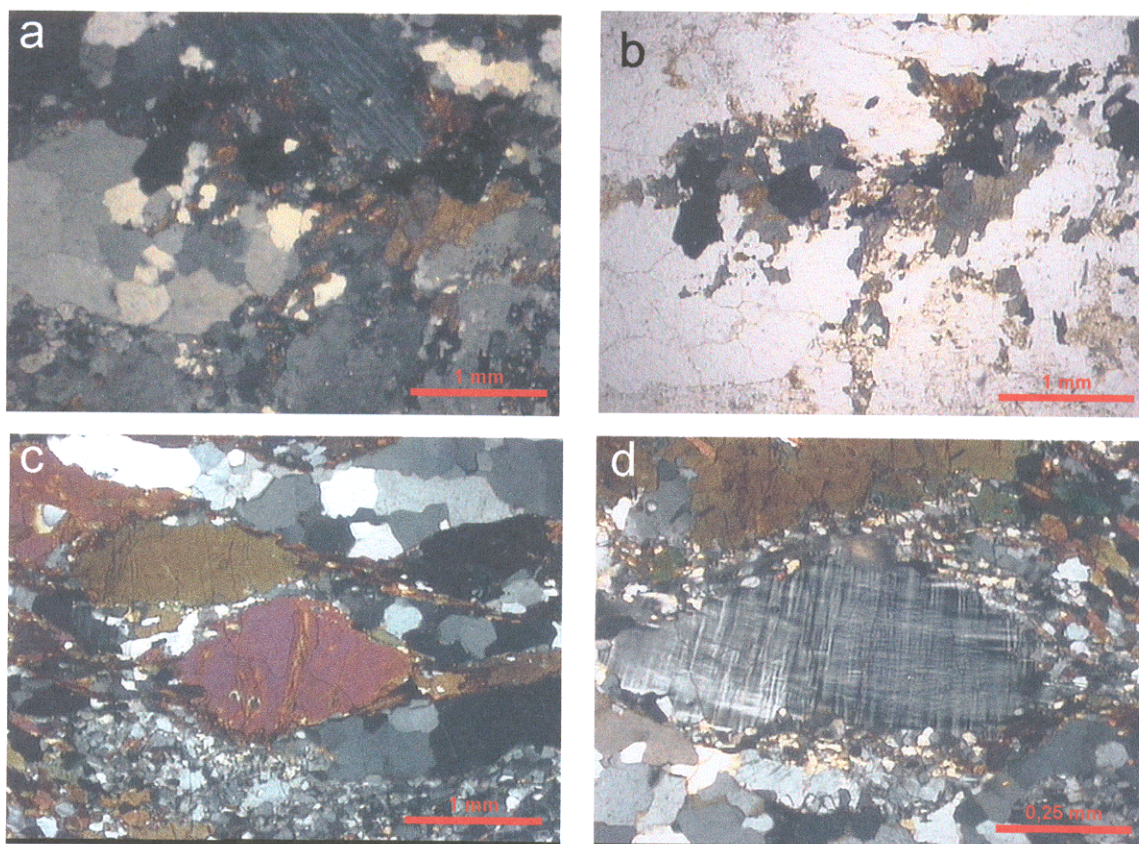


Figura 3.8 - Feições microscópicas do Granito Planalto. (a) Cristais ocelares de microclínio pertítico e plagioclásio, com as bordas recristalizadas, e quartzo policristalino (polarizadores cruzados; AMR-85A); (b) agregado máfico com orientação preferencial, rico em hornblenda e opacos (polarizadores paralelos; AMR-85A); (c) cristais amendoados de hornblenda com cauda de recristalização e cristais de quartzo policristalinos fitados (polarizadores cruzados; AMR-186); (d) cristal amendoado de microclínio, com bordas recristalizadas (polarizadores cruzados; AMR-187).

Tabela 3.3 – Composições modais do Granito Planalto.

Amostra	BtHbMzG		HbSG		BtHbSG		HbSG		HbMcG		BtMzG		BtSG		BtS	
	AMR-209	AMR-85A	AMR-116	AMR-187B	AMR-177	AER-72A	AMR-208A	AMR-171								
Quartzo	32,20	30,50	42,50	37,20	42,90	33,30	37,50	35,00								
Plagioclásio	21,00	10,60	16,40	17,10	2,10	34,30	18,80	16,30								
Microclínio	36,60	43,40	34,50	36,10	50,00	28,60	37,70	42,80								
Hornblenda	6,90	12,80	4,50	8,90	4,60	0,01	0,10	<0,05								
Biotita	3,30	<0,05	1,80	0,40	<0,05	3,10	2,70	5,70								
Zircão	<0,05	0,10	0,05	<0,05	0,10	0,10	0,10	<0,05								
Titanita	0,35	<0,05	0,20	<0,05	<0,05	0,20	<0,05	<0,05								
Opacos	<0,05	2,10	<0,05	0,10	0,10	0,10	2,80	0,10								
Alanita	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,20	<0,05								
Apatita	<0,05	0,20	<0,05	0,05	<0,05	0,10	<0,05	<0,05								
Turmalina	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05								
Félsicos	89,49	84,71	93,45	90,54	95,19	96,38	94,09	94,19								
Máficos	10,51	15,29	6,55	9,46	4,81	3,62	5,91	5,81								
Q <sup>1</sup>	35,98	36,00	45,48	41,09	45,07	34,55	39,85	37,16								
P <sup>1</sup>	23,47	12,51	17,55	18,89	2,21	35,59	19,98	17,30								
A <sup>1</sup>	40,90	51,23	36,92	39,87	52,53	29,67	40,07	45,44								
Total de pontos	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000								
¹Recalculado a 100%																

minerais acessórios primários. Os minerais secundários são representados por adulária, escapolita e stilpnomelano.

As composições modais, plotadas no diagrama Q-(A+P)-M (Figura 3.9), indicam teores mínimo de 3,61% e máximo de 15,25% para os minerais máficos, dando uma média igual a 7,74%. São, em sua maioria, rochas leucocráticas, apenas duas sendo classificáveis como leucogranitos ( $M < 5\%$ ). As composições modais sugerem que o Granito Planalto pertença ao grupo dos granitos crustais (Lameyre & Bowden 1982), mas conforme assinalado anteriormente, para estes autores os granitos crustais são análogos aos granitos tipo S de Chappell & White (1974), correspondendo, em geral, a granitos a duas micas, produto da fusão parcial de crosta metassedimentar. Tais características não se observam no Granito Planalto, que poderia, no entanto, corresponder a um granito subcalino oriundo da fusão parcial de crosta continental ígnea ou metaígnea, conforme modelo sugerido, respectivamente, por Barros et al. (1997) e Sardinha (2002) para o Complexo Granítico Estrela e Granito Serra do Rabo, situados não muito distantes da região estudada.

### 3.4.3 Descrição mineralógica e textural

Ao microscópio, o Granito Planalto apresenta três variedades texturais: (1) Rochas com textura porfiroclástica com fenoclastos grossos a médios de microclínio perfitico e plagioclásio hipidiomórficos com bordas recristalizadas, agregados policristalinos de quartzo alongados e orientados e agregados máficos, onde se destaca a hornblenda com inclusões de quartzo e opacos, compondo um arranjo simplectítico (Figura 3.8a,b), envoltos por uma matriz granoblástica fina, quartzo-feldspática, oriunda da recristalização dos feldspatos e do quartzo. Esta textura é característica das rochas do corpo situado no sul da área estudada, mas rochas dos outros corpos também apresentam este tipo de textura, porém com uma orientação mineral mais marcante; (2) textura porfiroclástica média a grossa, onde porfiroclastos de microclínio, quartzo, plagioclásio e hornblenda são envolvidos por uma matriz granoblástica. Esta variedade textural difere da primeira porque sua matriz é bem mais desenvolvida, o que na grande maioria das vezes impede o contato entre os porfiroclastos. No caso dos feldspatos e da hornblenda os porfiroclastos são

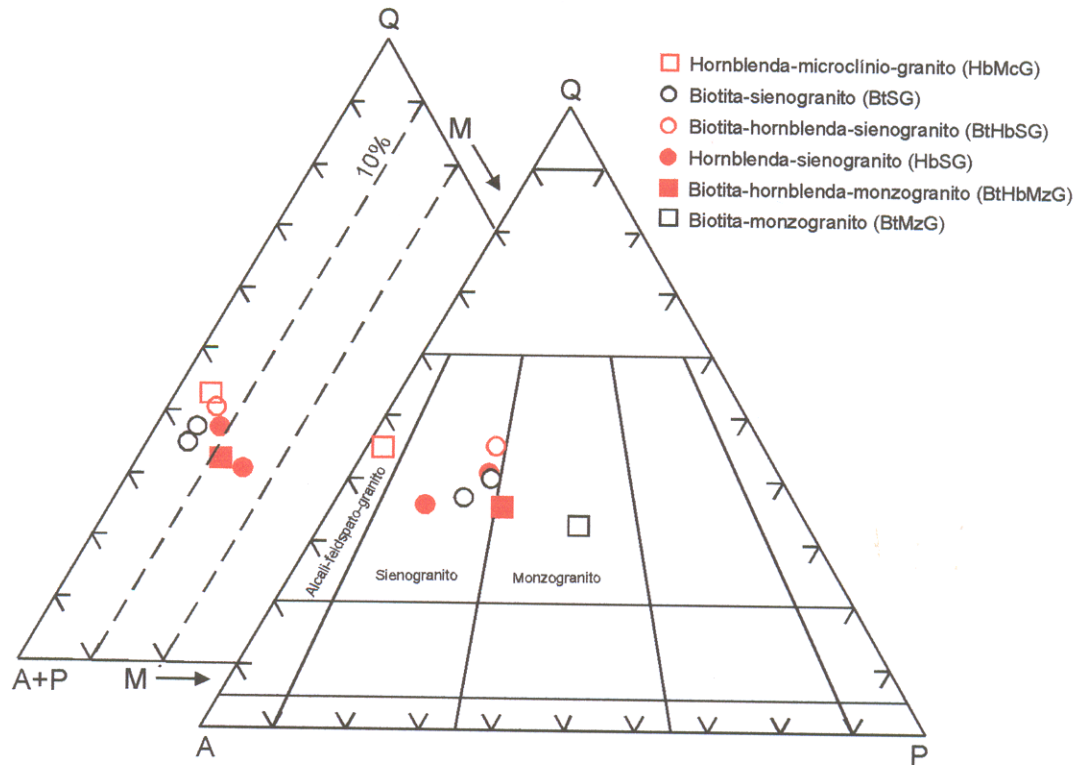


Figura 3.9: Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M, para o Granito Planalto. Campos conforme Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002).

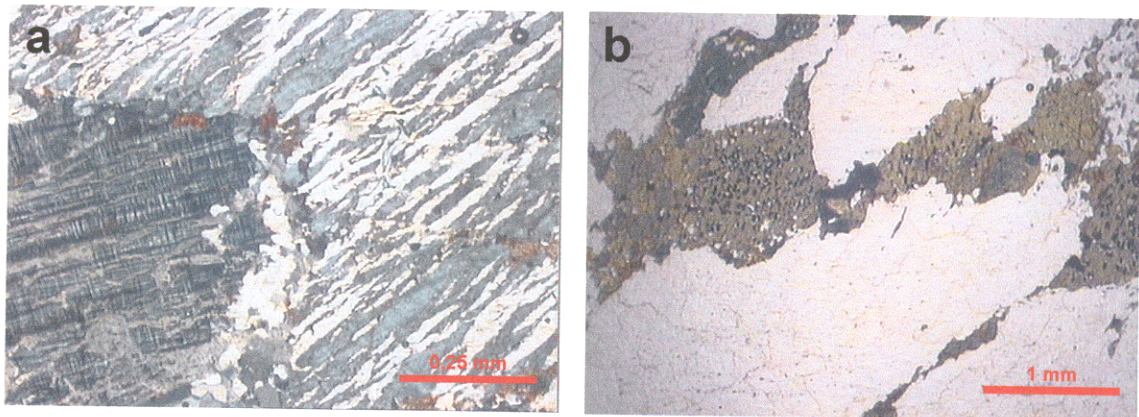


Figura 3.10: Aspectos microscópicos do Granito Planalto. (a) Microclínio - perthita cujas lamelas sódicas sofreram processo de *coarsening* (polarizadores cruzados) (AMR-177); (b) agregado máfico com hornblenda apresentando textura simplectítica com quartzo e opacos (polarizadores paralelos) (AMR-180).

amendoados e os porfíclastos de quartzo são policristalinos e fitados (Figura 3.8c,d); (3) textura milonítica presente nas rochas intensamente deformadas. Estas duas últimas texturas estão presentes, apenas, nos corpos situados na porção norte da área.

Segue uma descrição dos aspectos texturais e ordem de cristalização das variedades que apresentam hornblenda e biotita como principais fases máficas. Os hornblenda-sienogranitos não divergem em sua essência das variedades mencionadas, a não ser pelos teores reduzidos de biotita. O hornblenda-microclínio-granito particulariza-se pela escassez de plagioclásio que deve levar a uma cristalização mais precoce do feldspato alcalino. Os biotita-monzogranitos e biotita-sienogranitos, variedades pobres em anfibólio, se distinguem pela menor importância deste mineral.

Os cristais de **microclínio** têm 2 a 4 mm, são tabulares ou ocelares com bordas irregulares. Apresentam-se como micropertitas com lamelas sódicas do tipo *string* bem desenvolvidas, com evidências de *coarsening* (Smith & Brown 1988; Figura 3.10a). Os intercrescimentos perfiticos mascaram as geminações, mas localmente observa-se maclamento xadrez, principalmente naqueles cristais sem exsolução expressiva. Os contatos microclínio/microclínio são interlobados ou marcados pela presença de albita intergranular, formando coroas trocadas. Os seus contatos com quartzo geralmente são retilíneos. Mirmequitas, do tipo bulbo, nas bordas dos cristais de feldspato alcalino, e do tipo planar, nos contatos com plagioclásio, estão presentes (cf. Phillips 1980). Localmente, o microclínio exibe transformação para albita *chessboard*. É comum mostrar recristalização das bordas, produzindo textura manto-núcleo (Figura 3.8d) e, por vezes, extinção ondulante. A deformação também produziu fraturas, que podem ser subparalelas, ora bem desenvolvidas e preenchidas por quartzo e anfibólio, e ora muito finas e preenchidas por stípnomelano. Observam-se inclusões de quartzo, anfibólio e plagioclásio no microclínio. A alteração do microclínio pode ser marcante em algumas amostras, resultando como produto principal a adulária.

Os cristais de **quartzo** formam agregados policristalinos recristalizados. São alongados e, em casos extremos, fitados, com extinção fortemente ondulante, a base de subgrãos e novos grãos. Os novos grãos são inequigranulares com

contatos interlobados (novos grãos maiores) e curvilíneos a retilíneos. São observadas inclusões de quartzo em microclínio e plagioclásio, próximo às bordas destes.

Os cristais de **plagioclásio** têm duas populações, uma com tamanho de cerca de 2 mm e outra com  $\pm 0,2$  mm. Os cristais maiores são ocelares, com bordas irregulares e maclamento albita. Nos contatos com feldspato alcalino podem apresentar mirmequita dos tipos A e F (Phillips 1980). As alterações são pouco intensas e são caracterizadas pela formação de sericita e epidoto, principalmente. O plagioclásio exibe inclusões de anfibólio no centro e de quartzo nas bordas dos cristais, podendo neste último caso apresentar um aspecto poiquilítico. Os cristais menores são granulares e têm forma subcircular, com maclamento albita bastante nítido e sem alteração.

Os cristais de **anfibólio** têm tamanho médio que varia de 1 a 2 mm. São subédricos, formam agregados policristalinos alongados numa direção preferencial, ou estirados, apresentando ainda, textura simplectítica (Figura 3.10b), onde se associa com opacos e quartzo. Observam-se também, em amostras com textura porfiroclástica, cristais ocelares, fraturados, com orientação preferencial e desenvolvimento de cauda de recristalização (Figura 3.8c), indicando neste caso uma maior deformação. Cristais submilimétricos de anfibólio podem ocorrer inclusos em microclínio. O anfibólio está associado com opacos, zircão, titanita, apatita, os quais engloba como inclusões, e, as vezes, alanita, formando agregados máficos. O seu pleocroísmo varia de castanho amarelado para verde azulado e de verde azulado para verde acastanhado, e seu ângulo  $2V$  é baixo (figura pseudo-uniaxial), indicando uma composição rica em ferro (Huhn et al. 1999), provavelmente tratando-se de um anfibólio do tipo **hornblenda-hastingsítica**.

As lamelas de **biotita** são subédricas, possuem tamanho médio de cerca de 1 mm, e pleocroísmo creme amarelado a castanho amarronzado. Apresentam uma orientação preferencial e podem estar levemente deformadas. Observa-se a sua substituição parcial por clorita e, de modo mais freqüente, a oxidação das suas bordas e ao longo dos planos de clivagem. Apresenta inclusões de zircão e titanita e está inclusa em microclínio, plagioclásio e quartzo.

Os cristais de **opacos** apresentam duas populações, uma com tamanho médio de  $\pm 0,2$  mm e outra maior que 0,2 mm. Os cristais menores são euédricos (quadráticos) e geralmente estão inclusos em anfibólio e nos minerais félsicos. Os cristais maiores são anédricos e apresentam inclusões de zircão e apatita.

Os cristais de **alanita** chegam a atingir tamanho em torno de 4 mm, são euédricos a subédricos, e englobam muitas inclusões de opacos.

Os cristais de **apatita** são submilimétricos, euédricos e alongados; estão inclusos em anfibólio e minerais félsicos ou compõem os agregados de minerais máficos.

Os cristais de **zircão** são prismáticos ou subarredondados. Às vezes formam agregados, estão inclusos em opacos, anfibólio e minerais félsicos e também compõem os agregados máficos.

Os cristais de **titanita** são anédricos (alongados) a granulares (fraturados); submilimétricos e associam-se com anfibólio e biotita.

Os cristais de **turmalina** são prismáticos, têm dimensões submilimétricas e estão geralmente inclusos em minerais félsicos.

#### 3.4.4 Ordem de cristalização

Com a diminuição da temperatura, o magma satura nas fases opacos, apatita e zircão, levando à cristalização destes minerais acessórios. A presença de inclusões destes minerais nas fases félsicas, hornblenda e biotita evidencia a sua precocidade. A alanita também é uma fase precoce, contemporânea dos minerais acessórios mencionados acima, pois os seus cristais são bem desenvolvidos ( $\pm 4$ mm) e euédricos a subédricos, indicando que durante a sua cristalização a quantidade de líquido ainda era muito grande e, conseqüentemente, havia espaço livre para seu crescimento. A titanita e a turmalina são os últimos minerais acessórios a cristalizar (Figura 3.11), pois a titanita é anédrica e a turmalina está inclusa apenas nos minerais félsicos.

A hornblenda inicia sua cristalização provavelmente antes da biotita, mas elas são em parte contemporâneas (Figura 3.11). Ambas iniciam a cristalização após os minerais acessórios e antes dos minerais félsicos, já que estão inclusas nestes. Isto

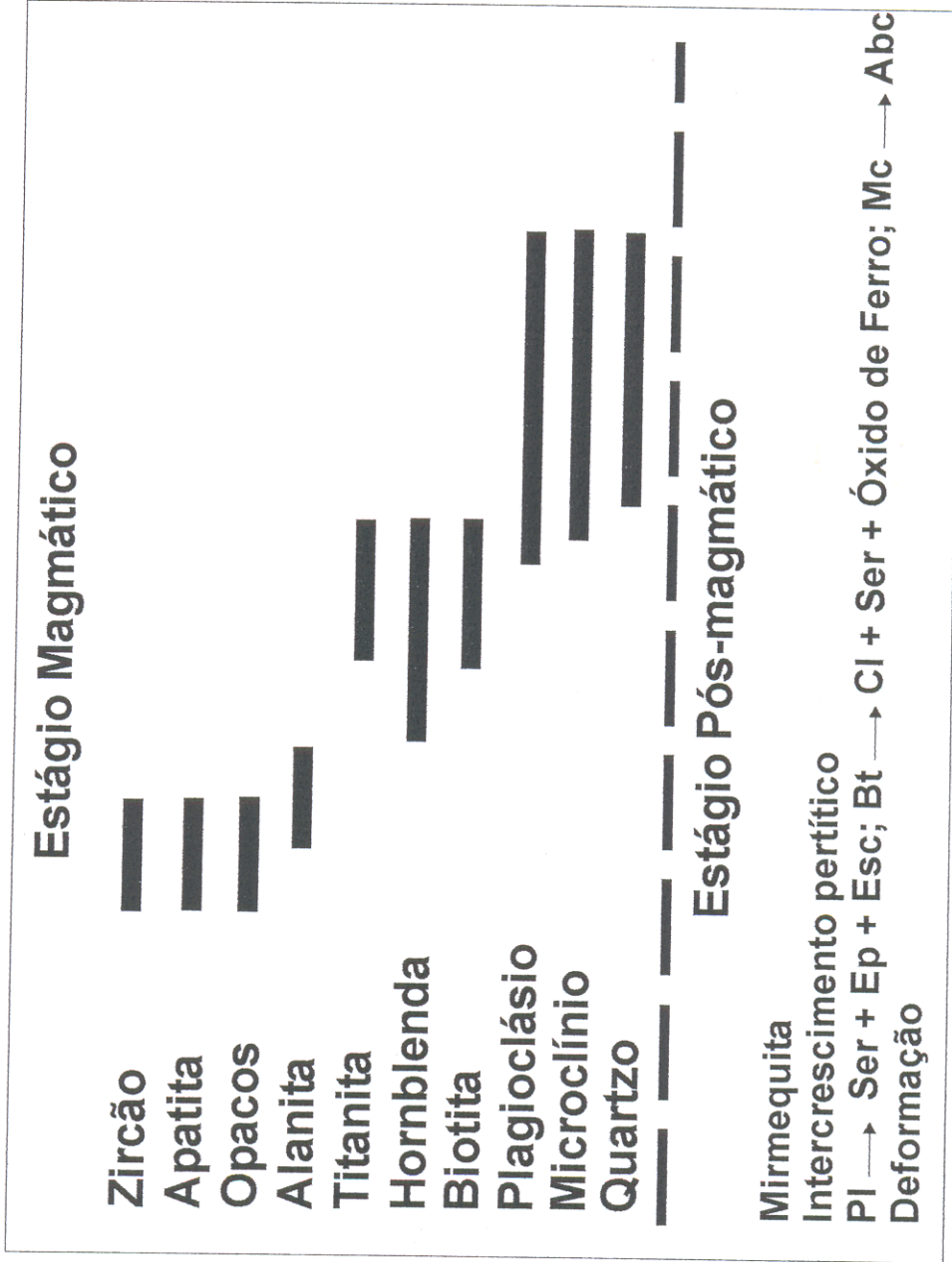


Figura 3.11: Ordem de cristalização do Granito Planalto. Pl-plagioclásio, Ser-sericita, Ep-epidoto, Esc-escapolita, Bt-biotita, Cl-clorita, Mc-microclínio, Abc-albita chess board.

se dá num momento em que ainda havia bastante espaço no magma, pois são subédricas e formam agregados com os minerais acessórios.

A cristalização dos minerais félsicos inicia-se com a formação dos núcleos mais cálcicos de plagioclásio. Tardamente se dá a cristalização de cristais subcirculares de quartzo que estão inclusos nas bordas albíticas do plagioclásio e no microclínio. A cristalização do quartzo e do microclínio ocorre em intervalos de temperatura amplamente sobrepostos (Figura 3.11), mas as proporções elevadas de feldspato alcalino, o seu expressivo conteúdo de lamelas albíticas (Figura 3.10a) e o alto teor de  $K_2O$  (Tabela 4.3) deste granito, indicam que o início da cristalização do feldspato alcalino pode ter precedido o do quartzo.

No estágio pós-magmático dá-se a formação de mirmequitas, dos intercrescimentos pertíticos, bem como as transformações que produziram sericita, epidoto e escapolita, a partir do plagioclásio, clorita, stilpnomelano e óxido de ferro pela alteração da biotita, e albita *chessboard* substituindo o feldspato alcalino. A deformação, que provocou alinhamento, recristalização e fraturamento dos minerais, também se deu neste estágio.

### 3.5 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA (ATTr)

#### 3.5.1 Descrição macroscópica

São granitóides leucocráticos, predominantemente, a mesocráticos, de coloração variando de cinza ou cinza claro a esbranquiçada. Predominam rochas equigranulares de granulação média, mas há variações locais para texturas grossa e fina.

Na porção sul da área estas rochas são anisotrópicas e apresentam um bandamento magmático marcante, produto da deformação sofrida por elas. As amostras de composição tonalítica apresentam alternância de bandas félsicas e zonas máficas (Figura 3.12a) e as de composição trondhjemítica têm zonas feldspáticas alternadas com zonas quartzosas. Às vezes observam-se cristais de óxido de ferro amarronzados alongados (Figura 3.12b). Ao passo que na porção norte da área, estas rochas tendem a ser isotrópicas ou a apresentar estruturas menos marcantes (3.12c,d).

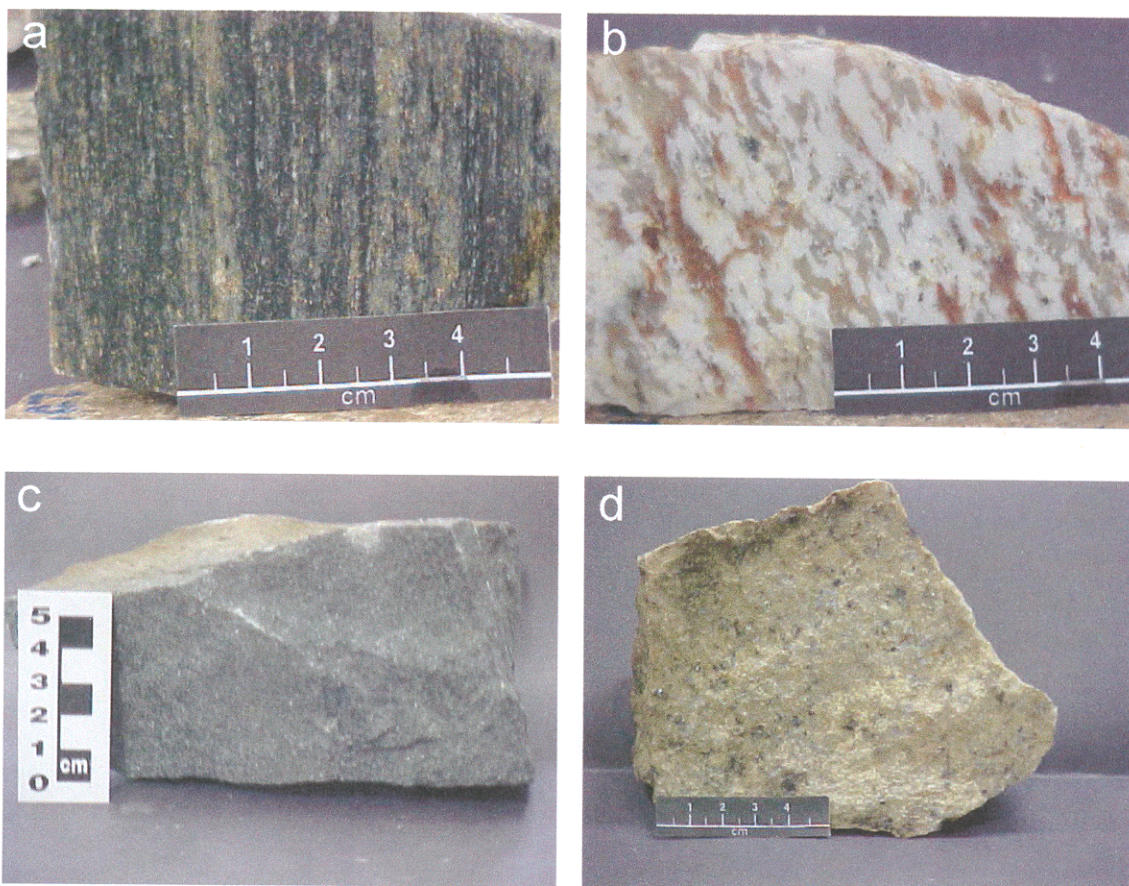


Figura 3.12 - Aspecto macroscópico da Associação Tonalítica-Trondhjemitica: (a) Tonalito bandado (corpo do sul da área; AMR-68); (b) trondhjemito bandado, com minerais estirados; notar em marrom cristais de titanita e óxido de Fe (corpo do sul da área; AMR-191A); (c) tonalito isotrópico (corpo do norte da área; AMR-121A) e (d) trondhjemito isotrópico (corpo do norte da área; AMR-121E).

### 3.5.2 Composições modais e classificação

As análises modais (Tabela 3.4) e o diagrama Q-A-P (Figura 3.13) mostram a grande homogeneidade composicional das rochas desta associação que, de acordo com a classificação de Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002), são denominadas de tonalitos e trondhjemitos. As rochas desta associação são formadas essencialmente por plagioclásio e quartzo. Nos tonalitos do norte as proporções de quartzo são muito variáveis (21 a 35%), mas inferiores às dos tonalitos do sul (35 a 42%). Já os conteúdos de plagioclásio não diferem tanto, sendo inferiores nas amostras mais ricas em máficos do corpo norte. O mineral máfico principal nos tonalitos é a hornblenda cuja proporção modal é mais alta e mais variável no corpo do norte (45 a 15%), do que no do sul (13 a 11,5%). O clinopiroxênio está presente em duas amostras do tonalito do corpo norte. Dentre os acessórios nos tonalitos destaca-se a titanita, com teor médio superior a 1% e, no corpo norte, também opacos±apatita. Os demais acessórios são microclínio, zircão e turmalina e os principais produtos de alteração são sericita, epidoto, escapolita, clorita e óxido de ferro.

As composições modais plotadas no diagrama Q-(A+P)-M (Figura 3.13) mostram uma variação nos teores de minerais máficos de 0,7% a 2,0% para os trondhjemitos (hololeucocráticos) e de 13,1% a 46,6% para os tonalitos, sendo que nos que afloram na parte sul da área os teores de máficos variam de 13,1% a 14% (leucocráticos) e nos que afloram no noroeste da área entre 18,9% e 46,6% (leucocráticos a mesocráticos). A ATTr, de acordo com as análises modais, corresponde a uma típica associação tonalítica a trondhjemítica e pode ser enquadrada nas séries cálcico-alcálicas trondhjemíticas de baixo potássio de Lameyre & Bowden (1982) ou na série cálcico-alcálica tonalítica de Bowden et al. (1984). As suas características petrográficas gerais são análogas às do Tonalito Arco Verde (Althoff 1996) e às do Complexo Tonalítico Caracol, Trondhjemito Água Fria (Leite 2001) e Trondhjemito Mogno (Hunh et al, 1988), que afloram no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, os quais são granitóides arqueanos representativos da série tonalito-trondhjemito-granodiorito. Entretanto, os tonalitos da região estudada diferem dos tonalitos do TGGRM por apresentarem conteúdos variáveis, mas sempre elevados de anfibólio, que é o máfico predominante no lugar

Tabela 3.4 – Composições modais da Associação Tonalítica-Trondhjêmica de Canaã dos Carajás.

Variedades	Corpo Norte										Corpo Sul			
	Tonalito					Trondhjêmico					Tonalito		Trondhjêmico	
	AMR-124A	AMR-122C	AMR-121D	AMR-123	AMR-121A	AMR-124B	AMR-121E	AMR-126A	AER-68	AER-71C	AMR-191A	AER-70	AER-69B	
Quartzo	21,20	20,40	35,00	33,60	30,80	33,40	34,70	53,00	34,99	42,38	44,90	45,55	46,57	
Plagioclásio	32,00	46,60	32,70	41,50	50,00	64,50	63,90	43,70	50,12	44,42	52,00	52,62	50,84	
Microclínio	0,05	0,05	0,20	0,05	0,10	0,70	0,60	1,20	0,80	0,05	2,00	0,32	0,68	
Hornblenda	45,10	31,10	26,30	22,50	15,30	<0,05	<0,05	<0,05	12,83	11,56	<0,05	<0,05	0,18	
Biotita	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	0,30	0,60	0,20	1,80	<0,05	0,63	0,30	0,59	0,05	
Muscovita	-----	-----	-----	-----	-----	<0,05	<0,05	0,10	-----	-----	<0,05	<0,05	<0,05	
Clinopiroxênio	-----	-----	1,70	-----	0,10	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Opacos	1,10	0,10	1,10	0,50	0,40	0,60	0,40	0,10	<0,05	<0,05	0,05	0,32	<0,05	
Zircão	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	0,05	<0,05	0,18	0,05	
Titanita	<0,05	1,40	2,80	1,60	2,70	<0,05	0,05	<0,05	1,12	0,86	0,70	0,41	1,63	
Apatita	0,40	0,20	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	
Turmalina	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,10	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	
Físicos	53,33	67,15	68,04	75,30	81,10	98,70	99,30	98,10	85,94	86,89	98,95	98,50	98,09	
Máficos	46,67	32,85	31,96	24,70	18,90	1,30	0,70	1,90	14,06	13,11	1,05	1,50	1,91	
Q <sup>1</sup>	39,75	30,38	51,44	44,62	37,98	33,84	34,94	54,03	40,71	48,77	45,38	46,24	47,48	
P <sup>1</sup>	60,00	69,40	48,06	55,11	61,65	65,35	64,35	44,55	58,32	51,12	52,55	53,42	51,83	
A <sup>1</sup>	0,09	0,07	0,29	0,07	0,12	0,71	0,60	1,22	0,93	0,06	2,02	0,32	0,69	
Total de pontos	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2206	2000	2000	2000	

Recalculados a 100%

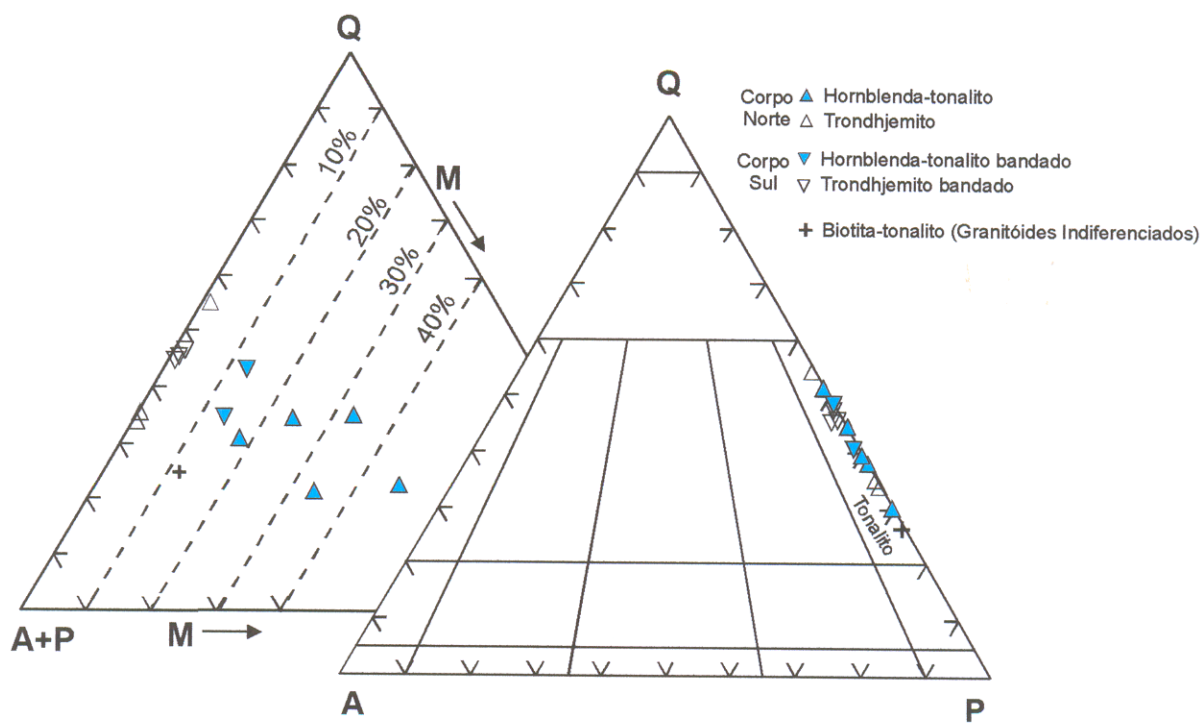


Figura 3.13: Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás. Campos conforme Streckeisen (1976) e Le Maitre et al. (2002).

da biotita. Os tonalitos do TGGRM estudados em maior detalhe (Tonalito Arco Verde, Althoff et al. 1995, 2000; Complexo Tonalítico Caracol, Leite 2001) têm teores pouco elevados de máficos (em geral 10 a 15%), entre os quais domina a biotita, e não apresentam titanita como mineral acessório importante.

### 3.5.3 Descrição mineralógica e textural

Ao microscópio, a ATTr apresenta dois grupos distintos texturalmente. O primeiro exhibe textura granular média a fina, hipidiomórfica, orientada e bandada, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e máficas (hornblenda, titanita, opacos e demais acessórios), em rochas de composição tonalítica, ou de bandas feldspáticas e quartzosas, em rochas trondhjemiticas. Este grupo representa cerca de 90% do volume total das rochas desta associação na área mapeada, e aflora no corpo sul da área (Figuras 3.14a,b). O segundo grupo apresenta uma textura granular hipidiomórfica seriada, com granulação fina a média (Figura 3.14c,d), e acha-se restrito ao corpo do noroeste da área. Uma feição comum às rochas desta associação são os cristais de anfibólio com faces poligonais, produto de recristalização provocada pela deformação (Figura 3.15a,b). A formação de novos grãos, subgrãos e extinção ondulante é mais significativa no quartzo, mas, por vezes, o plagioclásio também pode estar recristalizado, formando uma matriz quartzo-feldspática.

Os trondhjemitos do corpo norte e do corpo sul não diferem em seus conteúdos modais de plagioclásio e quartzo, notando-se em ambos proporções elevadas de quartzo (33 a 53%). A hornblenda é ausente ou muito escassa nestas rochas e a biotita ocorre em proporções inferiores a 2%. A titanita é o principal acessório nas rochas do corpo sul e os opacos naqueles do corpo norte. Microclínio ( $\leq 2\%$ ), zircão, apatita e turmalina são os demais acessórios primários, sendo os minerais secundários representados por sericita, epidoto, escapolita, clorita e óxido de ferro. Constata-se que a assembléia mineralógica dos trondhjemitos é similar à dos tonalitos, diferindo apenas no teor de máficos, sempre menor que 3%.

Inicialmente serão discutidas as principais feições texturais e a ordem de cristalização dos tonalitos, seguindo-se uma abordagem a respeito das particularidades dos trondhjemitos.

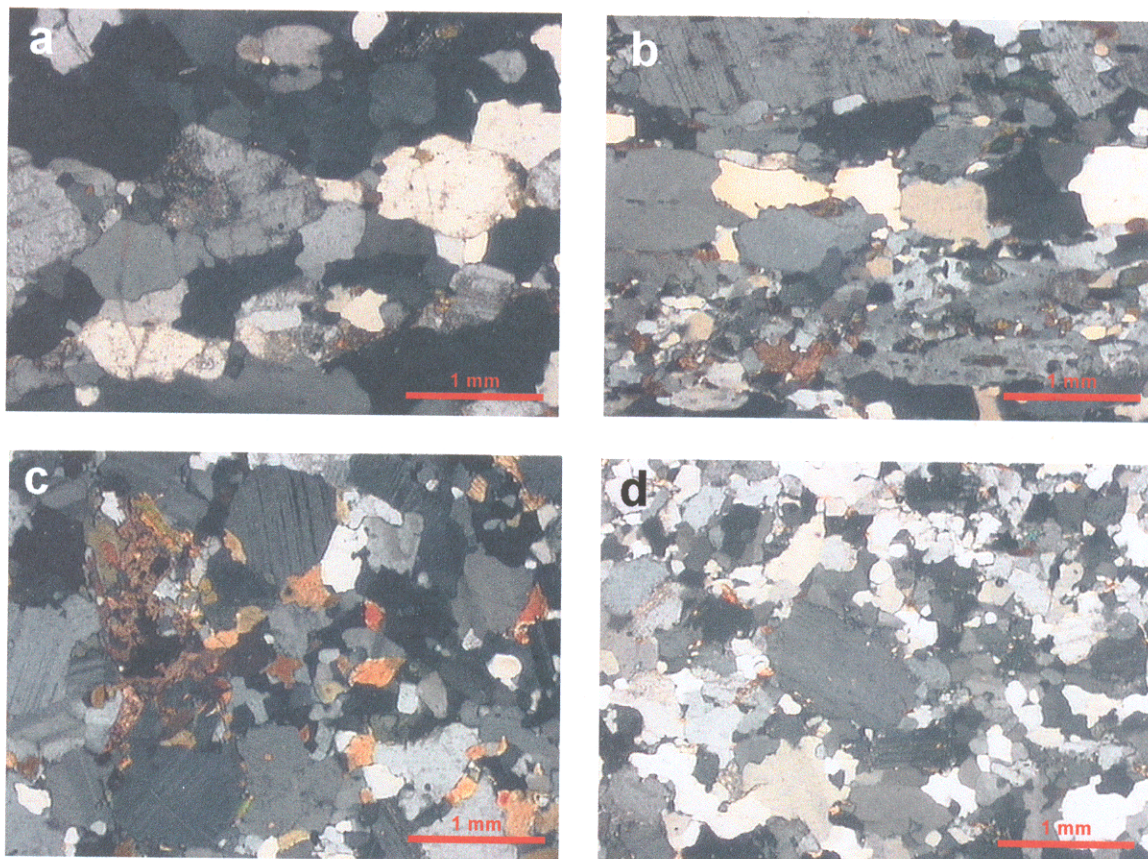


Figura 3.14 - Aspectos microscópicos da Associação Tonalítica-Trondhjemítica: (a) Trondhjemito do corpo sul da área com textura granular orientada (polarizadores cruzados; AMR-71A); (b) tonalito do corpo sul da área, mostrando forte orientação dos minerais com uma banda de quartzo recristalizada. Notar inclusões de hornblenda no plagioclásio, dando-lhe um aspecto poiquilítico (polarizadores cruzados; AMR-68); (c) tonalito (AMR-121A) e (d) trondhjemito (AMR-121E), ambos do corpo norte da área e com textura granular hipidiomórfica seriada (polarizadores cruzados).

Os cristais de **plagioclásio** são subédricos e tabulares, com tamanho variável de 3 a 4 mm e bordas irregulares. O maclamento albita predomina, seguido de albita-periclina e albita-carlsbad. Contatos entre cristais de plagioclásio são curvilíneos. As transformações principais são para sericita, epidoto e escapolita. Ocorrem inclusões de zircão, titanita, quartzo granular a subcircular e, de anfibólio anédrico a subédrico ou subcircular. As inclusões concentram-se mais nas bordas dos cristais de plagioclásio, compondo uma textura poiquilítica. Excetuando o alongamento e orientação dos grãos, a deformação é muito localizada, observando-se, localmente, leve arqueamento das maclas e microfraturas, algumas preenchidas por quartzo e anfibólio.

Os cristais de **quartzo**, originalmente com tamanho entre <1 e até >5 mm, formam agregados policristalinos alongados ou fitados, dependendo do grau de deformação da rocha. Apresentam extinção ondulante moderada a forte, subgrãos e novos grãos. Os contatos entre os agregados policristalinos de quartzo e o plagioclásio são curvilíneos a retilíneos. Os subgrãos e novos grãos de quartzo que compõem os agregados policristalinos são inequigranulares ou seriados e os contatos entre si são interlobados a poligonais. Observam-se inclusões de biotita, zircão e anfibólio. O quartzo também está presente em fusóides associados com a biotita ou incluso em plagioclásio ou microclínio.

Os cristais de **microclínio** são submilimétricos, xenomorfos a hipidiomórficos, e exibem um nítido maclamento xadrez. Têm ocorrência restrita e ocupam espaços intergranulares ou compõem a matriz granoblástica em conjunto com plagioclásio e quartzo neoformados.

Os minerais máficos da ATTr (anfibólio, titanita, zircão, apatita e biotita) formam agregados alongados, com orientação preferencial (Figura 3.15a).

Os cristais de **hornblenda** têm tamanho médio de 0,5 mm, são subédricos e formam agregados alongados, associados com biotita e titanita. Exibem pleocroísmo de marrom acastanhado para verde azulado e castanho amarelo para verde amarronzado. Englobam inclusões de quartzo e, subordinadamente, zircão, titanita e opacos. Os contatos entre cristais de hornblenda são retilíneos (Figura 3.15b) e, localmente, ocorrem simplectitos entre cristais de hornblenda e plagioclásio (Figura 3.15c). Cristais submilimétricos de hornblenda estão inclusos em quartzo,

plagioclásio e titanita. Agregados de hornblenda com faces poligonais são comuns. Localmente observa-se alteração para epidoto.

Os cristais de **biotita** têm ocorrência restrita, são subédricos, e seu tamanho médio é de 0,5 mm. Seu pleocroísmo varia de amarelo pálido a marrom esverdeado. Uma segunda população tem tamanho submilimétrico e está inclusa na borda dos cristais de plagioclásio e quartzo. Altera-se para clorita e mostra oxidação, principalmente ao longo dos planos de clivagem. Sistemáticamente apresenta fusóides de quartzo.

Os cristais de **titanita** variam de 0,5 a 2 mm, são anédricos ou localmente subédricos, podendo ser alongados ou granulares. Associam-se com a biotita e a hornblenda. Nos trondhjemitos que afloram na porção sul da área e nos tonalitos que afloram no noroeste da área a titanita forma coroas em torno de opacos (Figura 3.15d).

Nos tonalitos que afloram na parte sul da área os **opacos** geralmente estão envolvidos por titanita ou, inclusos (com formas subcirculares a poligonais) em quartzo, plagioclásio e hornblenda. Naqueles da parte noroeste da área são mais freqüentes opacos com coroa de titanita (Figura 3.15d).

Os cristais de **zircão** são submilimétricos, subédricos e acham-se inclusos em plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita ou estão associados aos agregados máficos.

Os cristais de **apatita** são submilimétricos, prismáticos, euédricos, muitas vezes estão inclusos no plagioclásio e no quartzo e associam-se com agregados de minerais máficos.

Os cristais de **turmalina** são subédricos, tendendo a aciculares, estão dispersos na rocha e têm dimensões submilimétricas, o que às vezes dificulta a sua identificação.

#### 3.5.4 Ordem de cristalização

Zircão, apatita e opacos marcam o início da cristalização, pois são automorfos a subautomorfos e estão inclusos nos minerais félsicos, na biotita e na hornblenda. Em seguida o líquido satura em hornblenda, iniciando a cristalização da mesma, Isto é evidenciado pela presença de cristais submilimétricos de hornblenda inclusos no

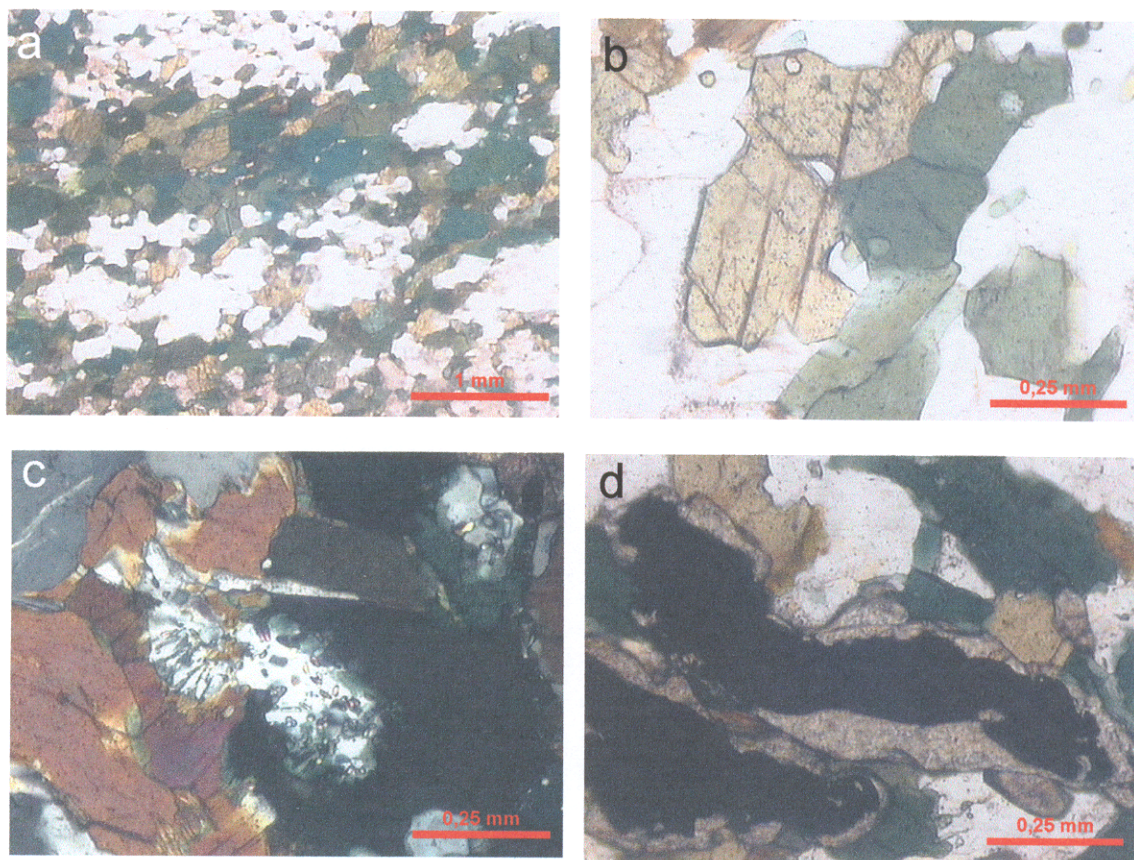


Figura 3.15 - Aspectos microscópicos da Associação Tonalítica-Trondhjemítica. (a) Agregado de hornblenda com orientação preferencial (polarizadores paralelos; AMR-87C); (b) cristais de hornblenda com faces poligonais, evidência de recristalização sofrida pela rocha (polarizadores paralelos; AMR-71C); (c) simplectito no contato entre cristais de hornblenda e plagioclásio (polarizadores cruzados; AMR-123A); (d) mineral opaco com coroa de titanita (polarizadores paralelos; AMR-123B).

plagioclásio e no quartzo e de cristais subautomorfos, mais desenvolvidos ( $\pm 0,5$  mm), formando agregados (possíveis cumulados) em conjunto com os minerais acessórios precoces e com a biotita (subautomorfa), que sucede o anfibólio na cristalização (Figura 3.16). No entanto, notam-se também inclusões de biotita e anfibólio próximo à borda dos cristais de plagioclásio, indicando que estes ferromagnesianos ainda estavam cristalizando quando se formava o plagioclásio mais sódico.

As proporções modais de plagioclásio e quartzo são similares. Mas as evidências texturais sugerem que a saturação do líquido em plagioclásio ocorre primeiro, sendo provavelmente simultâneo ao início da cristalização do anfibólio. As relações texturais do quartzo indicam que sua cristalização é mais tardia, devendo iniciar a cristalizar após o plagioclásio mais cálcico (Figura 3.16), no momento em que a temperatura do líquido atinge a temperatura da superfície cotética plagioclásio+quartzo+líquido. As inclusões de quartzo situadas próximas às bordas de cristais de plagioclásio são uma evidência disso.

Com o avanço da cristalização do plagioclásio, inicia-se a formação das bordas mais sódicas, prosseguindo a cristalização da hornblenda e iniciando aquela da biotita. Isto se daria após o início da cristalização do quartzo. Evidência neste sentido é fornecida pela presença de inclusões de hornblenda, biotita e quartzo nas bordas mais sódicas do plagioclásio, produzindo feições poiquilíticas.

O microclínio é a fase mais tardia, pois tem ocorrência muito restrita e seus cristais (na maioria xenomorfos) ocupam interstícios entre os cristais de plagioclásio e quartzo. A sua cristalização começou quando a temperatura do líquido atingiu a temperatura da linha cotética plagioclásio+quartzo+feldspato alcalino+líquido, no final da cristalização.

No estágio pós-magmático ocorre a formação de mirmequita e as transformações de plagioclásio para sericita, epidoto e escapolita e de biotita para clorita e óxido de ferro. Este também se apresenta disseminado na rocha provindo, provavelmente, da dissolução dos minerais ferromagnesianos.

A rocha foi submetida a um processo deformacional que produziu o bandamento, em condições dúcteis, ainda no estágio magmático. A deformação dos minerais, prosseguiu no estágio *subsolidus*, sendo mais intensa no quartzo, seguido

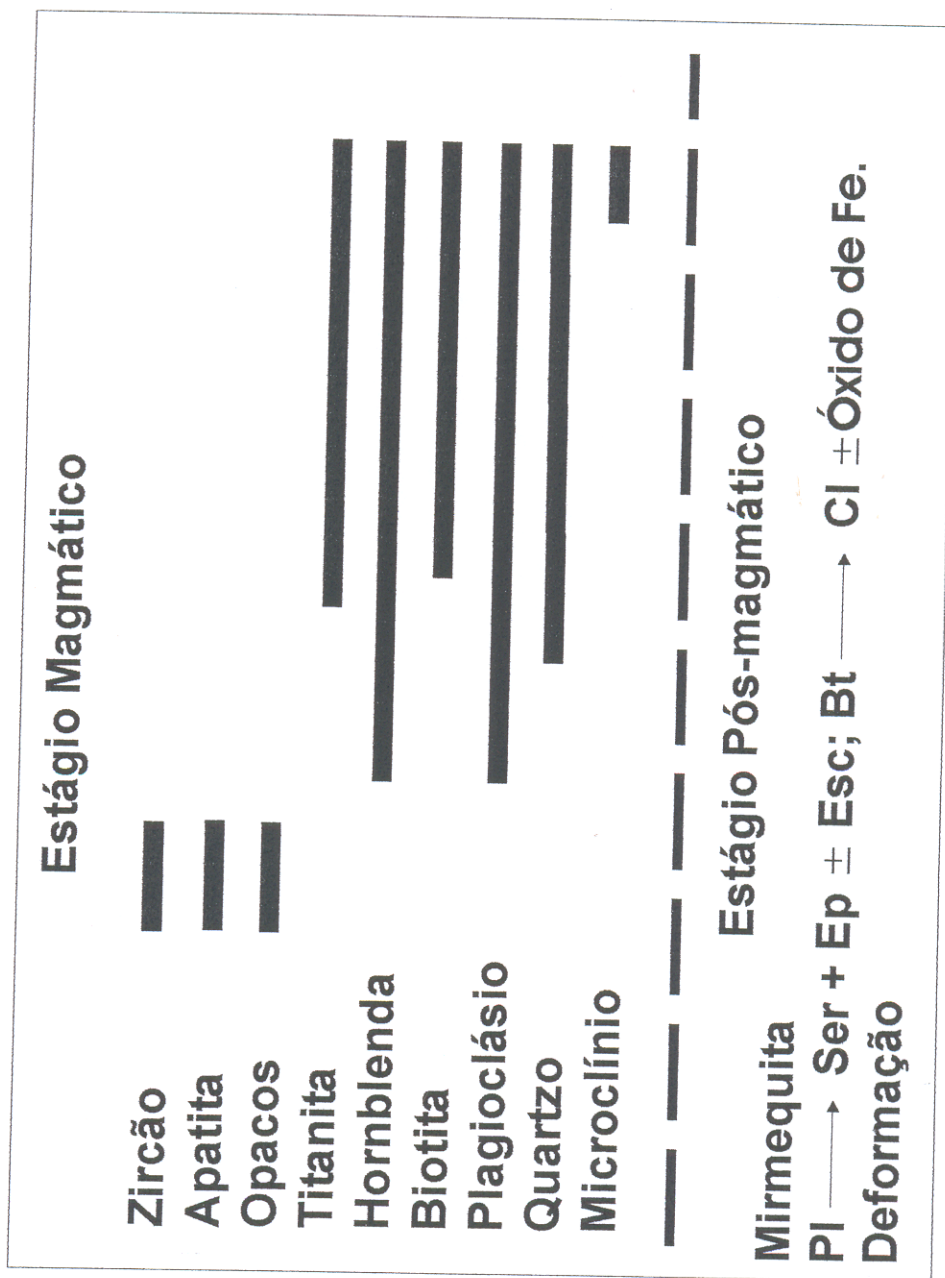


Figura 3.16 - ordem de cristalização da Associação Tonalítica-Trondhjemítica. Pl-plagioclásio, Ser-sericita, Ep-epidoto, Esc-escapolita, Bt-biotita, Cl-clorita.

pela hornblenda e plagioclásio, tendo provocado localmente a recristalização deste e o arredondamento das suas bordas e a formação de *kink bands*.

## 3.6 GABROS

### 3.6.1 Gabro deformado

São rochas de coloração cinza esverdeado e granulação muito fina (Figura 3.17a). Microscopicamente é possível inferir uma textura subofítica, que no entanto está obliterada pela intensa alteração e deformação dos minerais (Figura 3.17b). A rocha é formada por plagioclásio e pigeonita (minerais essenciais), hornblenda, anfibólio incolor (minerais varietais) e opacos e quartzo (minerais acessórios), sendo denominada de **pigeonita-gabro**. Como produto de transformações tem-se: anfibólio, opacos e óxido de ferro derivados da pigeonita; clorita derivada dos anfibólios; carbonato, epidoto e sericita derivados do plagioclásio. Os minerais estão fraturados e/ou arqueados, refletindo a deformação que atuou sobre esta rocha.

### 3.6.2 Gabro não-deformado

Rocha de coloração cinza escuro, granulação média a grossa, com homogeneidade composicional e textural (Figura 3.17c). Ao microscópico observa-se uma textura subofítica (Figura 3.17d), sendo esta a única rocha que não apresenta deformação, apreciável, na área mapeada. Os minerais essenciais são plagioclásio (labradorita), augita e olivina; os minerais acessórios são quartzo e opacos. Localmente observa-se intercrescimento granofírico, indicativo de composição saturada em sílica (quartzo-toleíta). Esta rocha foi denominada de **olivina-augita-gabro**. A olivina apresenta transformação para iddingsita e tremolita que se concentram ao longo de fraturas, mas podem substituir totalmente a olivina.

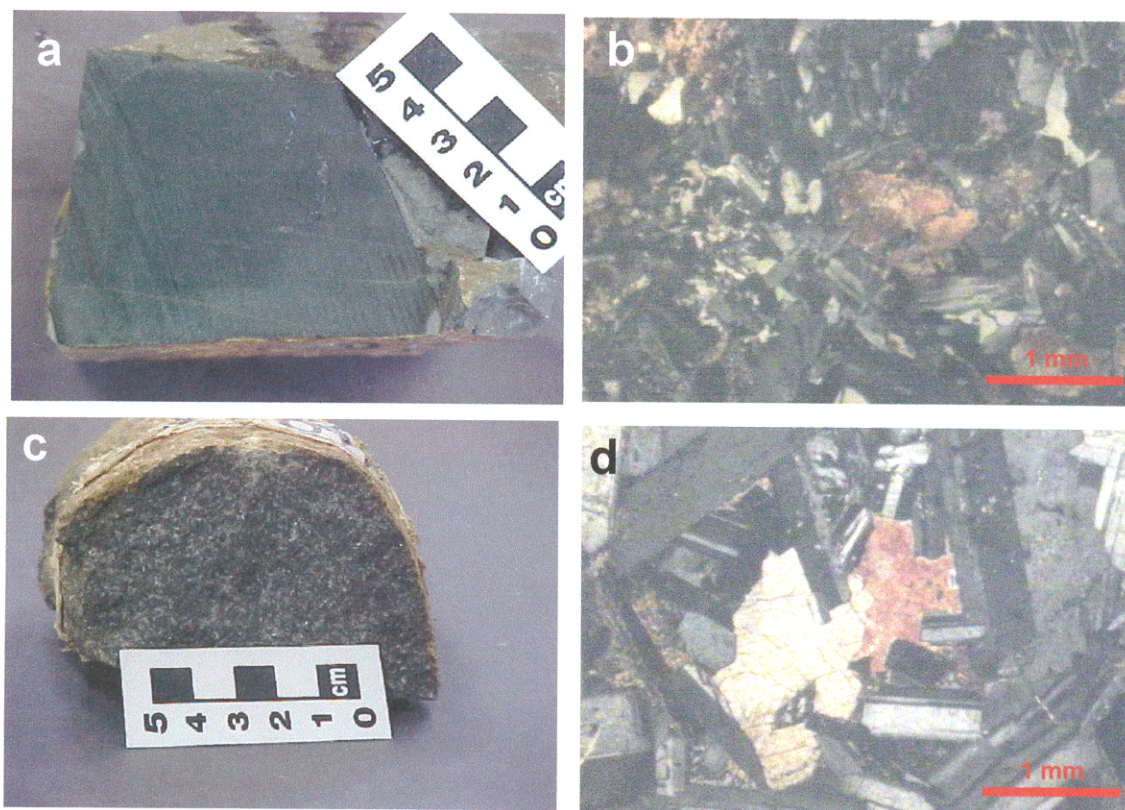


Figura 3.17 - Aspectos macroscópicos e microscópicos dos gabros. (a) Aspecto macroscópico do pigeonita-gabro, mostrando sua granulação fina e aparente homogeneidade textural (AMR-90); (b) aspecto microscópico do pigeonita-gabro, com a deformação obliterando a textura subofítica, original (polarizadores cruzados; AMR-90); (c) aspecto macroscópico do olivina-augita-gabro, com granulação média e aspecto isotrópico (AMR-84A); (d) aspecto microscópico do olivina-augita-gabro, mostrando sua textura subofítica, preservada (polarizadores cruzados; AMR-84A).

## 4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS

### 4.1 INTRODUÇÃO

As análises químicas foram realizadas em amostras selecionadas a partir do estudo petrográfico, levando-se em conta a distribuição e representatividade das amostras em relação aos litotipos presentes na área região de Canaã dos Carajás: (1) Anfibolitos, (2) Leucomonzogranito, (3) Granito Planalto, (4) Associação Tonalítica-Trondhjemítica e (5) Gabros (deformados e não deformados). Foram realizadas 35 análises químicas em rocha total, das quais, em 11 foram analisados apenas elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e perda ao fogo) e alguns elementos-traço (Ba, Sr, Rb, Zr, Nb, Y, Ga, V, Th e U). Em 24 amostras, além dos óxidos e elementos mencionados, foram também analisados os elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). As análises foram efetuadas no Laboratório LAKEFIELD GEOSOL, por fluorescência de raios-X, exceto para os elementos terras raras, analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).

O FeO foi dosado por titulação por via úmida no Laboratório de Química Analítica do Centro de Geociências da UFPA, sob a supervisão do Químico Natalino Valente Siqueira.

Seguindo a ordem estratigráfica, serão discutidos os dados geoquímicos, a seguir, dando ênfase aos granitóides, pois são os objetivos principais deste trabalho.

### 4.2 ROCHAS BÁSICAS E SUAS VARIAÇÕES

Selecionaram-se para análise química duas amostras de anfibolito, duas de gabro deformado e três de gabro não deformado (Tabela 4.1).

#### 4.2.1 Anfibolitos

As amostras analisadas de anfibolito são relativamente homogêneas, apresentam uma variação significativa dos conteúdos de  $\text{SiO}_2$  (49,8 a 56,5%) e relativamente pequena nos teores  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,8 a 13,2%). Os conteúdos de  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  são elevados e os de  $\text{MgO}$  moderados, resultando valores de *mg#*

Tabela 4.1 - Análises químicas dos anfibolitos e gabros da região de Canaã dos Carajás.

	Anfibolitos		Gabro não deformado			Gabro deformado	
	AMR-118D	AMR-119C	AMR-117F	AMR-120B	AMR-084A	AMR-92A	AMR-090
SiO <sub>2</sub>	49,80	56,50	48,70	49,10	50,60	49,60	55,50
TiO <sub>2</sub>	1,90	0,57	2,30	2,30	2,20	1,30	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,80	13,20	14,50	15,10	15,60	12,40	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,98	1,91	4,93	4,29	5,32	3,06	1,18
FeO	10,55	7,55	9,06	9,10	7,72	9,66	11,36
MnO	0,12	0,11	0,18	0,19	0,18	0,23	0,20
MgO	4,10	4,40	4,70	4,50	4,00	7,70	4,50
CaO	8,90	9,00	9,80	9,60	9,60	12,00	8,80
Na <sub>2</sub> O	3,10	3,50	2,10	2,40	2,50	2,00	2,10
K <sub>2</sub> O	1,30	1,30	0,65	0,62	0,54	0,27	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,21	0,21	0,24	0,26	0,16	0,21
PF	0,39	0,41	0,27	0,42	0,40	0,24	0,00
Total	97,19	98,66	98,41	98,87	99,78	99,7	100,07
Ba	452	464	120	38	210	44	222
Sr	129	165	241	260	270	135	119
Rb	<5	13	<5	<5	<5	<5	29
Zr	177	134	121	136	153	64	108
Y	43	29	24	29	33	23	26
Nb	10	<5	<5	6	<5	<5	<5
Ga	17	10	18	23	18	15	17
Th	20	24	24	<5	<5	16	17
V	324	90	389	398	325	283	134
La	12,980	22,520	24,200		8,817		12,350
Ce	19,760	40,270	43,080		18,700		22,710
Nd	7,512	22,130	15,520		9,223		9,491
Sm	1,683	4,959	2,678		2,478		2,237
Eu	0,384	1,070	0,550		0,686		0,517
Gd	1,577	3,317	1,862		2,071		2,033
Dy	0,897	2,018	0,896		1,318		1,443
Ho	0,117	0,309	0,088		0,194		0,235
Er	0,214	0,656	0,205		0,407		0,529
Yb	0,165	0,487	0,209		0,290		0,442
Lu	0,022	0,065	0,036		0,040		0,061
(La/Yb) <sub>n</sub>	53,098	31,213	78,156		20,522		18,860
(La/Sm) <sub>n</sub>	4,856	2,859	5,689		2,240		3,476
(Dy/Yb) <sub>m</sub>	3,532	2,692	2,786		2,953		2,121
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0,710	0,761	0,715		0,902		0,728
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,377	0,253	0,544	0,471	0,689	0,317	0,103
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,207	0,299	0,310	0,258	0,216	0,135	0,571
Mg#	0,220	0,317	0,251	0,252	0,235	0,377	0,264

PF: Perda ao fogo

Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)

moderados a baixo. Os teores de álcalis são muito homogêneos ( $\text{Na}_2\text{O}$  varia de 3,10 a 3,50%;  $\text{K}_2\text{O}$ =1,30%), assim como os de  $\text{CaO}$  (8,9 a 9,0%).

Em diagramas de variação baseados em  $mg\#$  [ $mg\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ] como índice de diferenciação,  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.1) e, de modo menos marcante, Sr, Rb e Th (Figura 4.2) apresentam uma correlação positiva em relação a  $mg\#$ . Portanto, comportam-se como elementos incompatíveis durante a cristalização. Os teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 4.1), Ga, Nb, Y, V e Zr (Figura 4.2) têm correlação negativa em relação a  $mg\#$ , indicando o comportamento compatível dos mesmos durante a cristalização. Os demais óxidos e elementos têm uma variação de teor muito pequena, sugerindo distribuição similar entre líquido e cristais. O raciocínio exposto parte da premissa de uma origem ígnea e comagmática para as amostras analisadas, o que não pôde ser demonstrado.

Em diagrama TAS (Le Maitre et al. 2002), as amostras do anfibolito ocupam os campos correspondentes aos basaltos (AMR-118D) e basaltos andesíticos (AMR-119C) (Figura 4.3a). No diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.3b), situam-se nos campos de basaltos de médio-K (AMR-118D) e basaltos andesíticos de médio-K (AMR-119C). No diagrama AFM (campos cf. Irvine & Baragar 1971), a amostra AMR-118D plota no campo correspondente às rochas toleíticas e a amostra AMR-119C no campo das rochas cálcico-alcálicas (Figura 4.3c).

Os padrões de elementos terras raras (Figura 4.4a), com valores normalizados ao condrito (Evensen et al. 1978), das amostras do anfibolito são similares, caracterizando-se por um fracionamento acentuado de elementos terras raras pesados em relação aos elementos terras raras leves, marcado pelas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  que variam de 31,21 a 53,10 (Tabela 4.1), e uma anomalia negativa de Eu discreta de 0,710 a 0,761.

Em diagrama multi-elementos (Figura 4.4c), com valores normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough 1989), as amostras do anfibolito apresentam, em comum, uma anomalia positiva pronunciada de Th, outra menos acentuada de La e anomalias negativas de Rb, Nb e Sr. Além disso, a amostra AMR-118D exibe uma anomalia negativa de Sm e a amostra AMR-119 uma anomalia negativa de Ti.

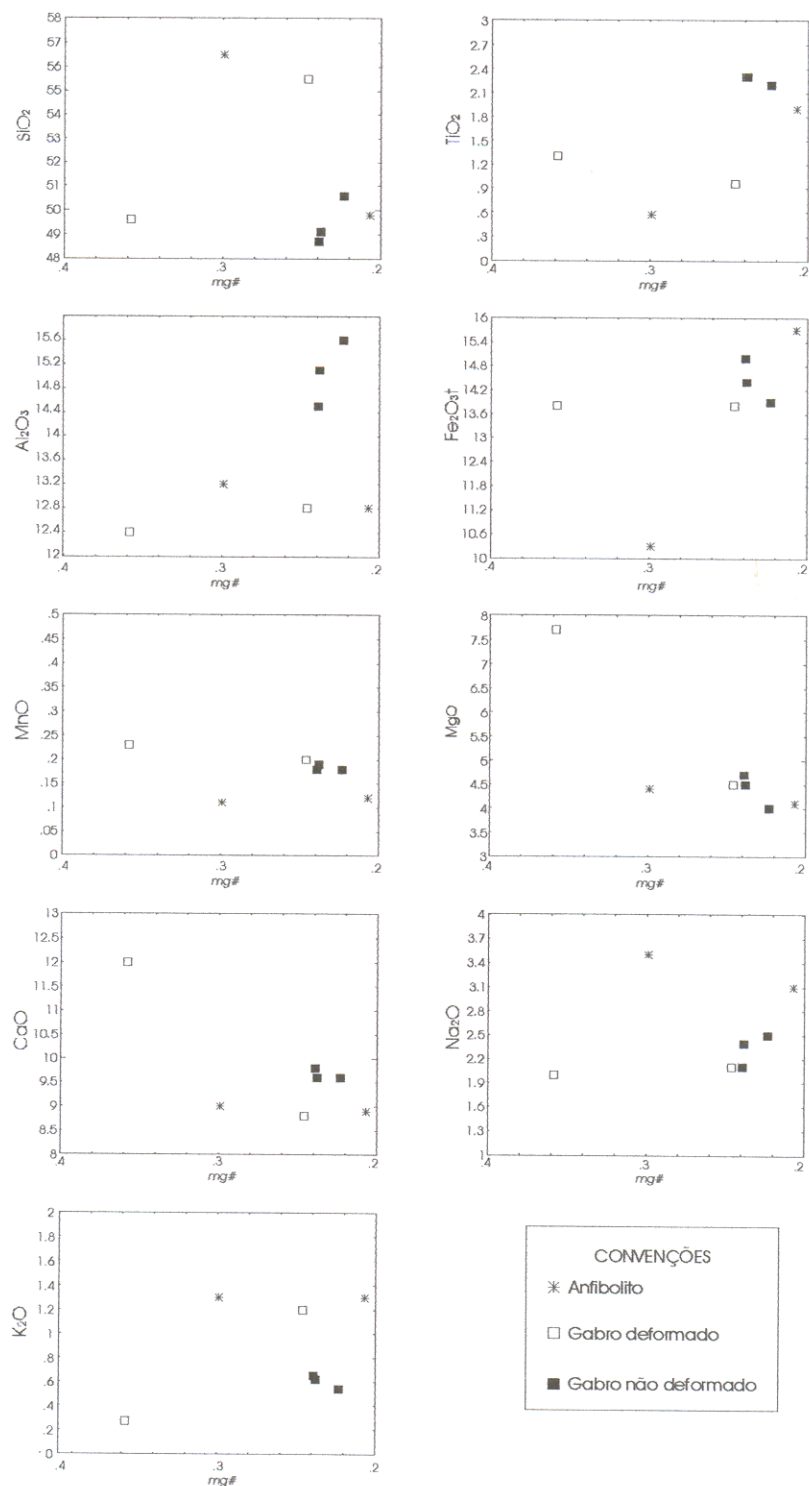


Figura 4.1: Diagramas de variação para elementos maiores e menores das amostras de anfíbolitos e gabros da região de Canaã dos Carajás, sendo  $mg\#$  o índice de diferenciação -  $mg\# = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ .

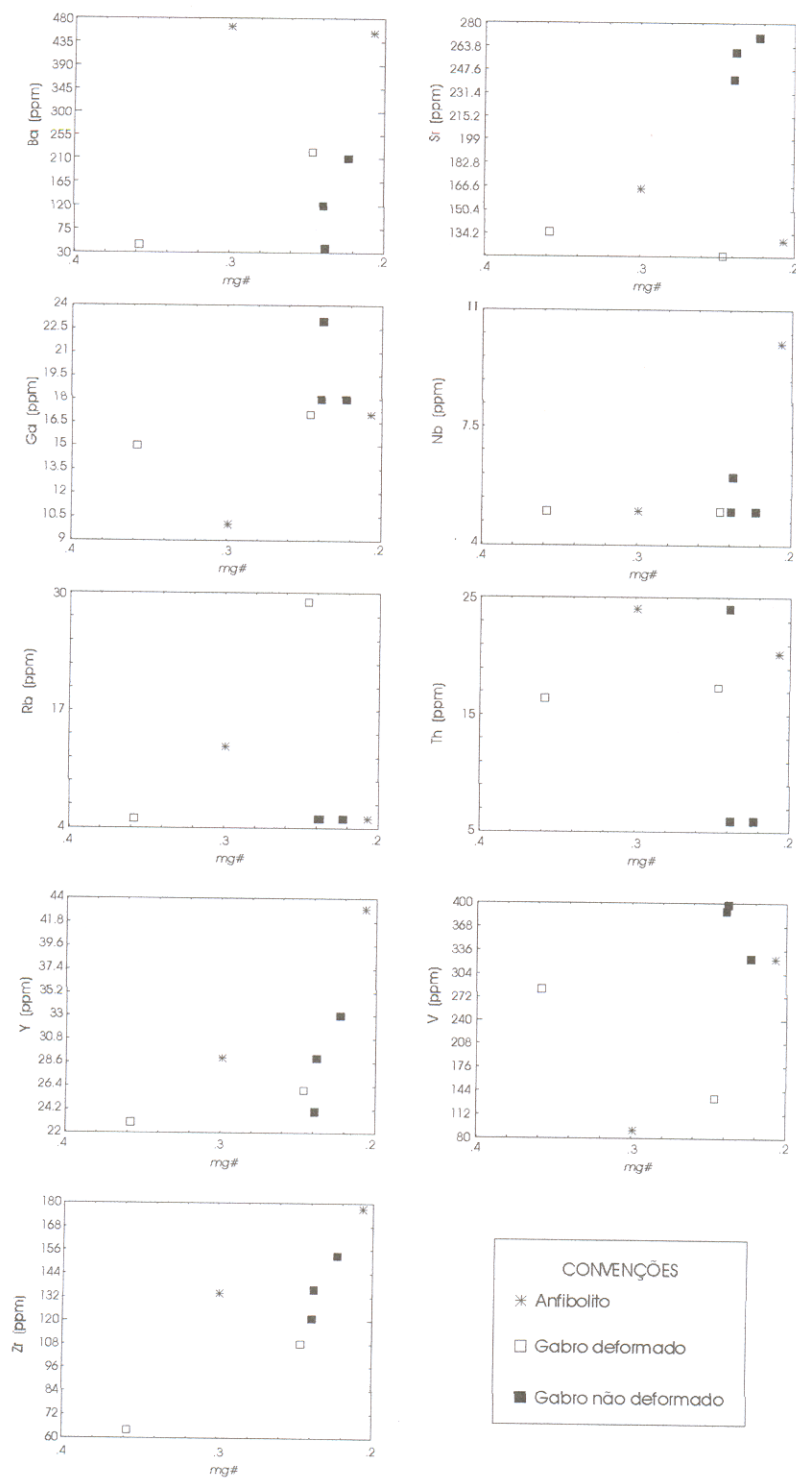


Figura 4.2: Diagrama de variação para elementos-traço das amostras de anfibolitos e gabros da região de Canaã dos Carajás, sendo  $mg\#$  o índice de diferenciação -  $mg\# = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$ .

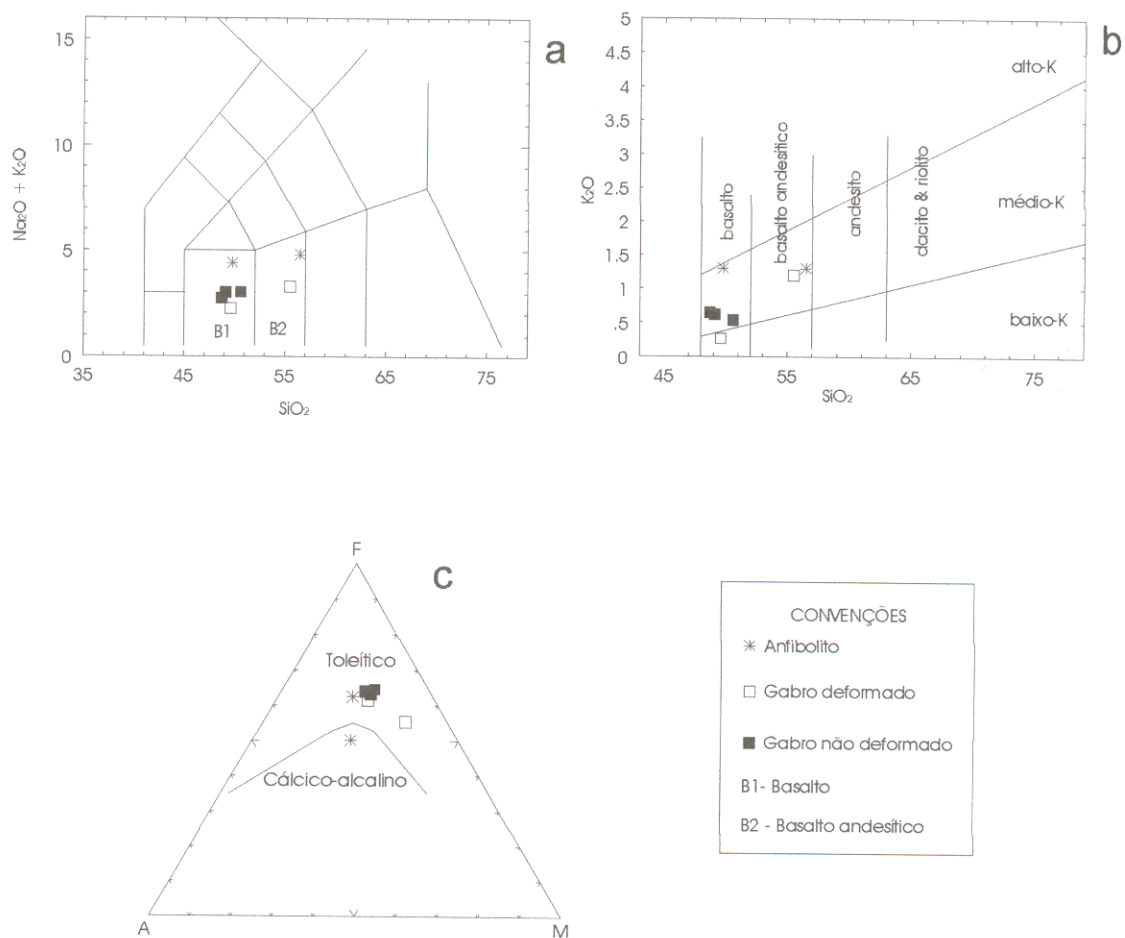


Figura 4.3: Caracterização geoquímica das amostras de anfibolito e gabros da região de Canaã dos Carajás. (a) Diagrama TAS - total de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs. sílica ( $\text{SiO}_2$ ) - (Le Maitre et al. 2002). (b) Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre et al. 2002) mostrando os campos de baixo, médio e alto-K. (c) Diagrama AFM ( $\text{A} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{F} = \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{M} = \text{MgO}$ ) mostrando os campos das séries cálcico-alcálica e toleítica (Irvine & Baragar 1971).

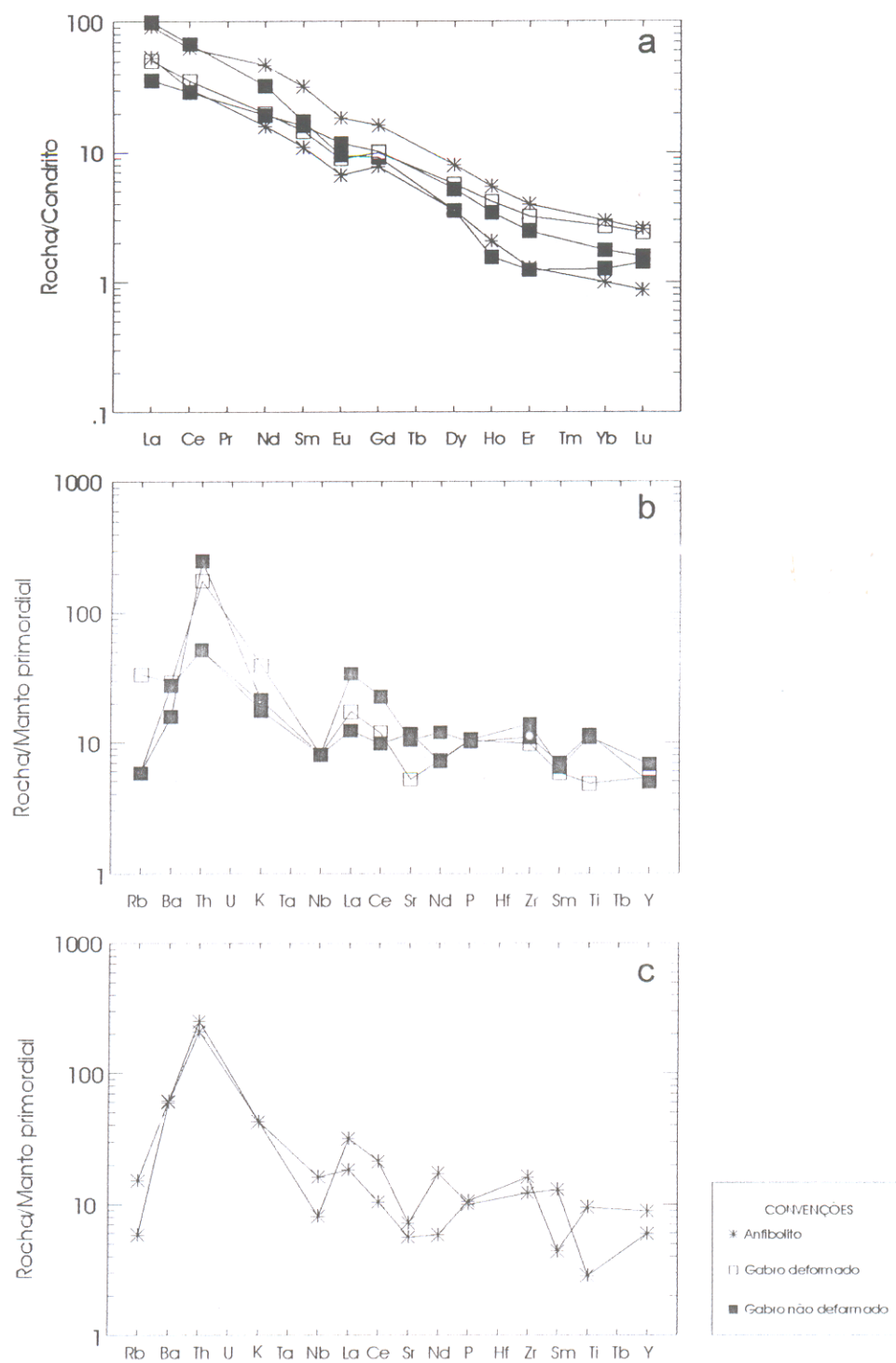


Figura 4.4: (a) Padrão dos elementos terras raras, normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978), para as amostras de anfibolito e gabros da região de Canaã dos Carajás. Diagramas multi-elementos, normalizados pelo manto primordial (Sun & McDonough 1989), para as amostras de gabros (b) e de anfibolito (c).

#### 4.2.2 Gabro deformado

Nas duas amostras analisadas deste gabro (Tabela 4.1), os conteúdos de SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO e K<sub>2</sub>O apresentam as maiores variações e os conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são relativamente baixos (12,40 a 12,80%). Em termos de elementos-traço, os conteúdos nas duas amostras são, em geral, similares, sendo que Ba, Rb, V e Zr exibem as maiores variações (Tabela 4.1).

Apesar do número reduzido de amostras, em diagramas de óxidos ou elementos-traço vs. *mg#* (Figuras 4.1 e 4.2), onde  $mg\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ , MgO, CaO e V apresentam uma correlação positiva em relação a *mg#*, ou seja, foram fracionados durante a cristalização deste gabro. SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba, Rb e Zr se concentraram preferencialmente no líquido residual durante a cristalização, pois apresentam uma correlação negativa em relação a *mg#*. Os demais óxidos e elementos-traço apresentam variação de teores muito restrita nas duas amostras analisadas.

No diagrama TAS (Figura 4.3a), proposto por Le Maitre et al. (2002), as amostras do gabro deformado plotam em dois campos distintos. A amostra AMR-92A se situa no campo correspondente a basaltos e a amostra AMR-90 no de basalto andesítico. Ambas as rochas se situam no domínio das séries supersaturadas em SiO<sub>2</sub>. No diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (Figura 4.3b), proposto por Le Maitre et al. (2002), a amostra AMR-92A se situa no campo de rochas de baixo-K e a amostra AMR-90 no das rochas de médio-K. No diagrama AFM (Figura 4.3c), com campos definidos por Irvine & Baragar (1971), as amostras do gabro deformado se dispõem segundo o *trend* toleítico.

Apenas na amostra AMR-90 foram analisados elementos terras raras, cujos valores foram normalizados pelo condrito (Figura 4.4a), proposto por Evensen et al. (1978). O padrão de elementos terras raras desta amostra apresenta um fracionamento, de elementos terras raras pesadas em relação aos elementos terras raras leves, fraco a moderado que é expresso pela razão (La/Yb)<sub>n</sub> igual a 18,86 (Tabela 4.1). A anomalia negativa de Eu é discreta, com (Eu/Eu\*)<sub>n</sub> igual a 0,728.

No diagrama multi-elementos normalizado em relação ao manto primordial (Figura 4.4b) (Sun & McDonough 1989), a amostra do gabro deformado apresenta

um padrão caracterizado por anomalias positivas pronunciada de Th, moderadas de La e Zr e anomalias negativas de Nb e Sr.

#### 4.2.3 Gabro não deformado

As três amostras analisadas do gabro não deformado apresentam uma grande homogeneidade, conforme evidenciado pelo pequeno desvio padrão dos teores médios dos elementos maiores e menores, exceto para o Ba e o Th cujos teores médios têm desvios padrões elevados (Tabela 4.1). Os conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são bem mais elevados que nos anfibolitos e gabros deformados.

Nos diagramas de óxidos vs. *mg#* (Figura 4.1),  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  apresentam uma correlação negativa em relação aos conteúdos de *mg#*, ou seja, se concentram preferencialmente no líquido residual durante a cristalização, enquanto que  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  exibem correlação positiva com *mg#*, o que indica sua redução no líquido residual.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{CaO}$  apresentam conteúdos praticamente constantes independente dos valores de *mg#*.

Nos diagramas elementos-traço vs. *mg#* (Figura 4.2), Ba, Sr, Y e Zr comportam-se como elementos incompatíveis durante a cristalização, já que apresentam uma correlação negativa em relação a *mg#*. O V apresenta uma correlação positiva em relação a *mg#*, sendo assim o único elemento-traço, analisado, com comportamento compatível. Quanto aos demais elementos-traço, apresentam teores pouco variados ou sem uma correlação nítida em relação aos valores de *mg#*.

No diagrama TAS (Figura 4.3a, campos cf. Le Maitre et al. 2002), as amostras do gabro não deformado estão restritas ao campo correspondente aos basaltos e no diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre et al. 2002), situam-se no domínio dos basaltos de médio-K (Figura 4.3b). No diagrama AFM (campo cf. Irvine & Baragar 1971), as amostras de gabro não deformado se situam no domínio da série toleítica (Figura 4.3c).

O padrão de elementos terras raras do gabro não deformado (Figura 4.4a), com valores normalizados pelo condrito (Evensen et al. 1978), apresenta um grau de fracionamento dos terras raras pesados bastante acentuado, expresso pelas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  (78,156 e 20,522), e uma anomalia negativa de Eu muito incipiente ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$

de 0,715 a 0,902). As duas amostras analisadas contrastam pelo comportamento de elementos terras pesadas, que no caso da amostra AMR-117F definem um côncavo, enquanto o da amostra AMR-84A é retilíneo.

No diagrama multi-elementos (Figura 4.4b), cujos valores são normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonough 1989), as amostras do gabro não deformado apresentam uma anomalia positiva pronunciada de Th e outra menos acentuada de La, como também uma anomalia negativa Nb.

#### 4.2.4 Comparação entre as rochas básicas e associadas

O gabro não deformado apresenta grande homogeneidade petrográfica e geoquímica, ao passo que o anfibolito e gabro deformado exibem variações expressivas de  $\text{SiO}_2$  e *mg#*. O conjunto de rochas pertence a série supersaturada em sílica de médio-K, com uma única amostra de baixo-K. Seguem o *trend* toleítico em diagrama AFM, mas mostram contraste acentuado em termos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , baixo no anfibolito e gabro deformado (<13,3%) e relativamente elevado no gabro não deformado (>14,4%), como também em termos de  $\text{TiO}_2$ , CaO e  $\text{K}_2\text{O}$  (Figura 4.1) e Sr (Figura 4.2). Os padrões de elementos terras raras e os diagramas multi-elementos das diferentes rochas não mostram contrastes muito acentuados, sugerindo que possam ter derivados a partir de fontes e processos análogos.

Concluindo, os aspectos deformacionais e relações de campo, somados às evidências geoquímicas, não fortalecem a hipótese de uma possível contemporaneidade e vínculo genético entre o gabro não deformado e o gabro deformado e anfibolito. As relações entre estes dois últimos tipos de rochas são menos conclusivos.

#### 4.3 GRANITÓIDES INDIFERENCIADOS

As duas amostras analisadas apresentam considerável disparidade geoquímica (Tabela 4.2), onde a amostra AMR-160B (biotita-tonalito) apresenta uma composição intermediária (teor de  $\text{SiO}_2$  igual a 65,30%) e a amostra AMR-162A (biotita-monzogranito) tem composição ácida (teor de  $\text{SiO}_2$  igual a 72,20%). O conteúdo de óxido ( $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$ ) é de 2,86% para a amostra AMR-162A e de 6,92% para a amostra AMR-160B. Um outro indicativo de que esta

Tabela 4.2: Análises químicas dos Granitóides Indiferenciados

	Biotita-tonalito	Biotita-monzogranito
	AMR-160B	AMR-162A
SiO <sub>2</sub>	65.30	72.20
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	13.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.20	2.60
MnO	0.04	0.02
MgO	1.50	0.22
CaO	3.60	0.89
Na <sub>2</sub> O	3.30	2.60
K <sub>2</sub> O	2.00	5.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.04
PF	1.48	0.61
Total	98.37	98.00
Ba	619	416
Sr	419	74
Ga	18	18
Nb	9	21
Rb	86	201
Th	17	130
Y	29	49
V	46	5
Zr	255	133
La	12.860	
Ce	26.820	
Nd	11.250	
Sm	2.231	
Eu	0.409	
Gd	1.610	
Dy	0.882	
Ho	0.091	
Er	0.249	
Yb	0.262	
Lu	0.053	
(La/Yb) <sub>n</sub>	33.131	
(La/Lu) <sub>n</sub>	25.187	
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.629	
(Dy/Yb) <sub>m</sub>	2.187	
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0.630	
Rb/Sr	0.205	2.716
Sr/Ba	0.677	0.178
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.606	2.077

PF: Perda ao fogo

amostra é menos evoluída, é o seu teor de CaO (3,60%) que é maior do que da amostra AMR-162A (0,89%). A amostra AMR-162A, quando comparada com as amostras do Leucomonzogranito e do Granito Planalto, mostra propriedades geoquímicas que não permitem incluí-la em nenhuma destas unidades. Nos diagramas de Harker para elementos maiores e elementos-traço a amostra AMR-160B, com algumas exceções, pode ser correlacionada com as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica. Nos diagramas de elementos terras raras e de multi-elementos, o padrão da amostra AMR-160B apresenta uma sobreposição com os padrões das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica, entretanto, não se considera, neste trabalho, que estas características sejam suficientes para que a amostra AMR-160B possa ser incluída na unidade Associação Tonalítica-Trondhjemítica.

#### 4.4 LEUCOMONZOGRANITO

Selecionaram-se quatro amostras, representativas, deste granito, para análises químicas de rocha total, sendo três amostras de leucomonzogranitos e uma de biotita-granodiorito. Os dados das análises constam da Tabela 4.3, onde as amostras estão organizadas em ordem crescente do teor de SiO<sub>2</sub>.

##### 4.4.1 Caracterização geoquímica

As amostras analisadas de leucomonzogranitos, apresentam teor médio de SiO<sub>2</sub> igual a 74,70%, cujo valor mínimo é 73,70% e o máximo é 76,20%, com um desvio padrão igual a 1,32, o que mostra uma homogeneidade dos teores de SiO<sub>2</sub> nas amostras de leucomonzogranitos. Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, presentes nas amostras de leucomonzogranitos são muito constantes com valor médio igual a 14,07%, com um desvio padrão de apenas 0,23. Os óxidos (TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO+MgO) presentes nas fases ferromagnesianas, contidas nos leucomonzogranitos, apresentam teor médio baixo (2,27%), com desvio padrão de 0,60. Os teores de álcalis são baixos e constantes, relativamente, onde Na<sub>2</sub>O tem valor médio igual a 4,03%, com desvio padrão de 0,31, enquanto que o K<sub>2</sub>O apresenta valor médio igual a 3,07% e desvio padrão de 0,12. A amostra de biotita-granodiorito, se comparada com as amostras de leucomonzogranitos, é mais pobre em SiO<sub>2</sub> (71,40%) e Na<sub>2</sub>O

Tabela 4.3: Análises químicas do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás.

	Biotita- granodiorito	Leucomonzogranito		
	AMR-213	AMR-102	AMR-83B	AMR-182
SiO <sub>2</sub>	71,40	73,70	74,20	76,20
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,17	0,18	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	14,20	14,20	13,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,19	1,77	1,22
FeO	1,52	0,55	0,3	0,07
MnO	0,01	0,04	0,04	0,01
MgO	0,77	0,40	0,53	0,23
CaO	1,40	2,00	1,80	1,10
Na <sub>2</sub> O	3,50	4,30	3,70	4,10
K <sub>2</sub> O	3,00	3,00	3,20	3,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,02	0,07	0,04
PF	0,81	0,44	0,74	0,50
Total	98,70	100,07	100,76	100,38
Ba	1121	645	748	683
Sr	261	383	265	188
Ga	21	20	19	20
Nb	10	<5	<5	<5
Rb	103	70	114	76
Th	<5	<5	13	19
Y	28	11	16	11
V	32	<5	11	<5
Zr	163	129	127	84
La	24,200	9,944		7,109
Ce	43,080	17,180		12,470
Nd	15,520	6,083		4,876
Sm	2,678	0,994		0,940
Eu	0,550	0,208		0,179
Gd	1,862	0,792		0,793
Dy	0,896	0,386		0,436
Ho	0,088	0,075		0,070
Er	0,205	0,193		0,128
Yb	0,209	0,106		0,140
Lu	0,036	0,021		0,030
(La/Yb) <sub>n</sub>	78,156	63,321		34,274
(La/Lu) <sub>n</sub>	69,778	49,153		24,598
(La/Sm) <sub>n</sub>	5,689	6,299		4,762
(Dy/Yb) <sub>m</sub>	2,786	2,366		2,023
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0,715	0,694		0,618
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,125	2,161	5,889	17,460
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,857	0,698	0,865	0,732
Mg#	0,185	0,182	0,202	0,150

PF: perda ao fogo

Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)

(3,50%), tem conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,10%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (3,00%) similares e teores mais elevado de óxidos ( $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$ ) presentes em fases ferromagnesianas (4,27%).

Nos diagramas de Harker (Figura 4.5), onde a  $\text{SiO}_2$  é o índice de diferenciação, observa-se o decréscimo de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ , paralelamente ao aumento da  $\text{SiO}_2$ . A correlação negativa entre  $\text{CaO}$  e  $\text{SiO}_2$  é muito clara nos leucomonzogranitos, mas o biotita-granodiorito foge da tendência geral por ser mais pobre em  $\text{CaO}$  que dois leucomonzogranitos. Apesar disso, a tendência geral é para a correlação negativa entre  $\text{CaO}$  e  $\text{SiO}_2$ . O conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$ , por sua vez, aumenta paralelamente com a  $\text{SiO}_2$ . Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  permanecem relativamente constantes, independente dos teores de  $\text{SiO}_2$ . Os conteúdos de  $\text{P}_2\text{O}_5$  não apresentam uma correlação nítida com os conteúdos de  $\text{SiO}_2$ . Os teores de  $\text{MnO}$  são muito baixos ou estão abaixo do limite de detecção.

Quando plotadas no diagrama  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$  vs.  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$  (Figura 4.6), baseado no índice de Shand, as amostras do Leucomonzogranito ocupam o campo correspondente aos granitos peraluminosos. No diagrama ternário  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (Figura 4.7), proposto por Barker & Arth (1976), as amostras do Leucomonzogranito seguem o *trend* correspondente às séries cálcico-alcálicas. No diagrama  $100(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , proposto por Sylvester (1989), as amostras do Leucomonzogranito se situam no campo dos granitos cálcico-alcálicos ou fortemente peraluminosos (Figura 4.8). Porém, nem as características petrográficas, nem as geoquímicas (cf. Figura 4.6), apontam no sentido de um caráter fortemente peraluminoso para estas rochas, sendo mais provável que se trate de granitos com afinidade cálcico-alcálica.

#### 4.4.2 Elementos-traço

Nos diagramas de Harker (Figura 4.9) para elementos-traço, apenas o Th apresenta uma correlação positiva em relação à  $\text{SiO}_2$ , ou seja, é um elemento incompatível, ao passo que Ba, Nb, Y e Zr têm comportamento compatível. Sr e Rb também parecem apresentar um comportamento compatível, entretanto ele é menos

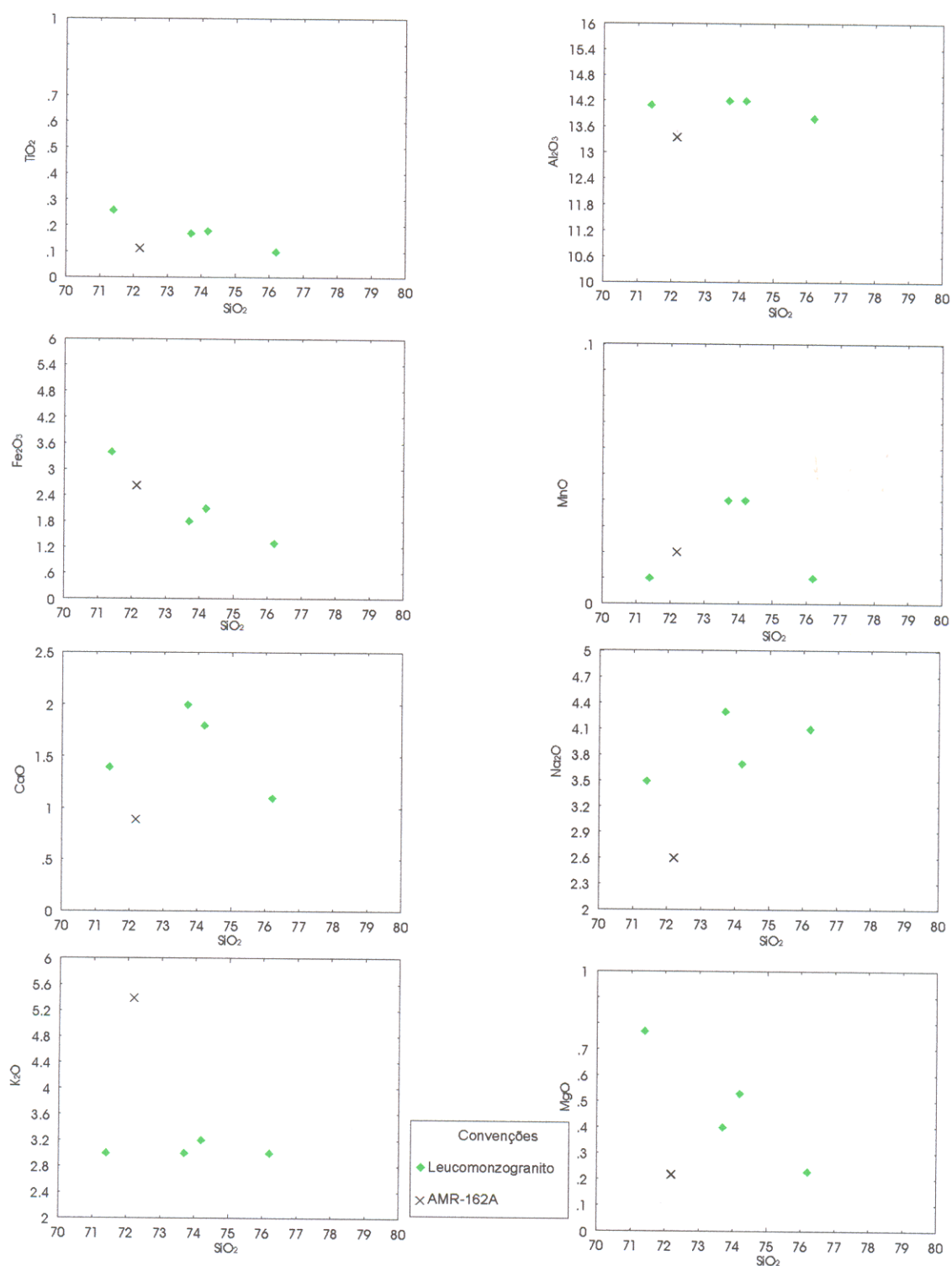


Figura 4.5: Diagramas de Harker para elementos maiores das amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados). Óxidos em % em peso.

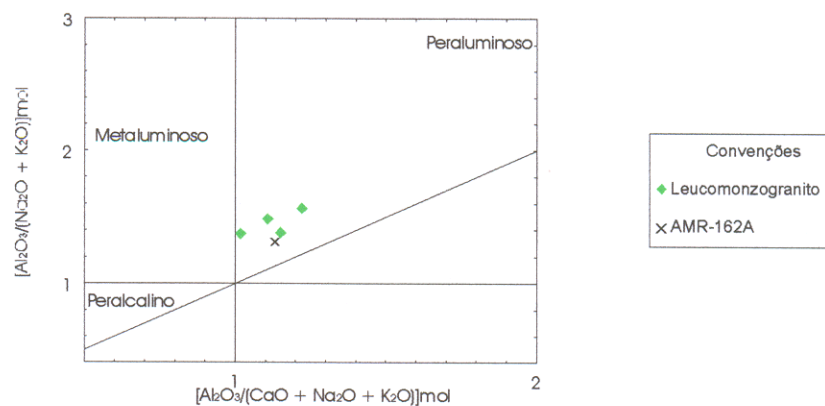


Figura 4.6: Classificação geoquímica do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados). Diagrama  $[Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)]$  mol vs.  $[Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]$  mol, mostrando o caráter peraluminoso destes granitos.

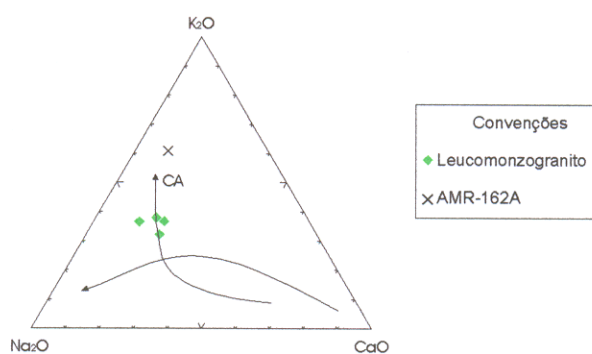


Figura 4.7: Diagrama Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (adaptado de Barker & Arth 1976) mostrando que as amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados) acompanham o *trend* cálcico alcalino (CA).

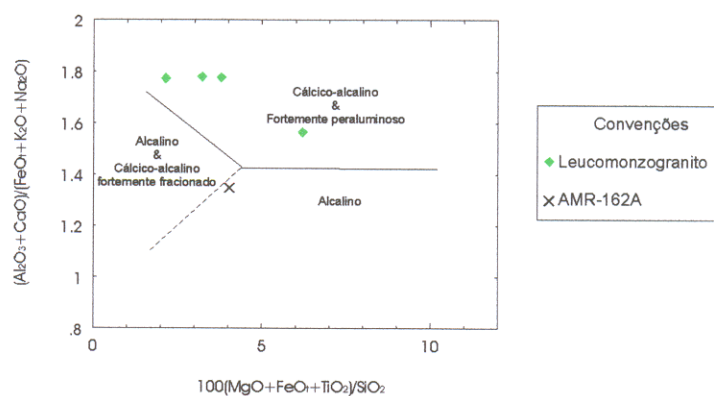


Figura 4.8: Diagrama  $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+K_2O+Na_2O)$  vs.  $100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$  (Sylvester 1989), onde as amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e dos granitos fortemente peraluminosos, enquanto a amostra de Granitóides Indiferenciados (AMR-162A) ocupa o campo dos granitos alcalinos.

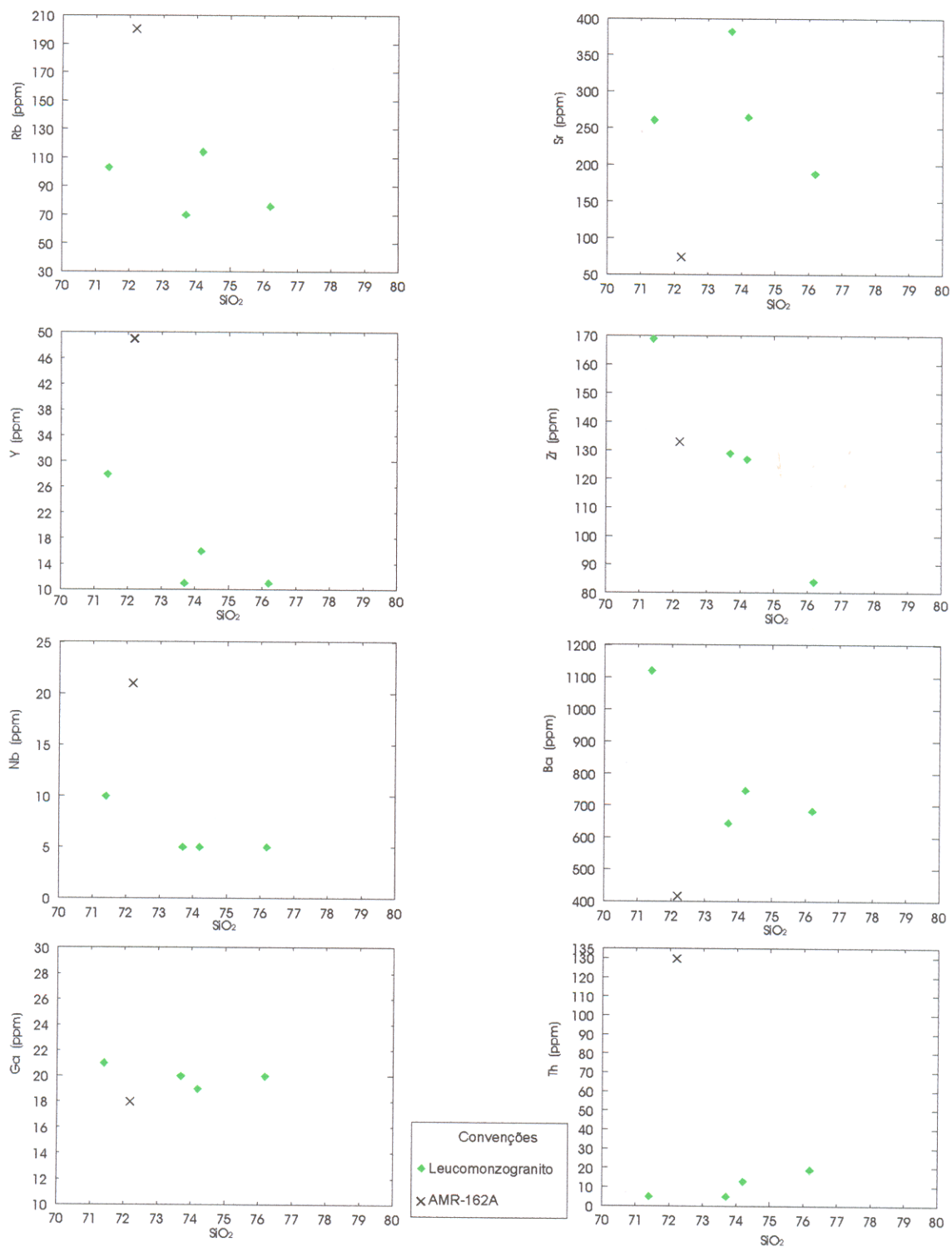


Figura 4.9: Diagramas de Harker para elementos-traço das amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados).  $\text{SiO}_2$  em % em peso.

marcante que os dos demais elementos mencionados. Já os teores de Ga se mantêm relativamente constantes com a variação dos conteúdos de SiO<sub>2</sub>.

Nos diagramas Y vs. Nb e (Y+Nb) vs. Rb (Figura 4.10a,b), propostos por Pearce et al. (1984), as amostras do Leucomonzogranito apresentam maiores afinidades geoquímicas com os granitos de arco vulcânico fanerozóicos. Por outro lado, nos diagramas de Whalen et al. (1987) os mesmos granitos se situam no domínio comum aos granitos dos tipos M, I e S, transicionando de granitos não fracionados para fracionados (Figura 4.10c,d).

#### 4.4.3 Elementos terras raras

Foram feitas análises de elementos terras raras em duas amostras de leucomonzogranitos e uma de biotita-granodiorito (Tabela 4.3). Os valores obtidos foram normalizados pelos valores do condrito, propostos por Evensen et al. (1978), e plotados em diagrama (Figura 4.11). As amostras analisadas possuem padrões de elementos terras raras subparalelos com forte fracionamento de elementos terras raras pesados em relação aos terras raras leves, expressos pelas razões (La/Yb)<sub>n</sub> (34,274 < (La/Yb)<sub>n</sub> < 78,156), e uma anomalia negativa de Eu moderada (0,618 < (Eu/Eu\*) < 0,715). Entretanto, uma das amostras de leucomonzogranito (AMR-182) se enriquece em elementos terras raras pesados (Yb e Lu), em relação à segunda amostra (AMR-102).

No diagrama multi-elementos (Figura 4.12), com valores normalizados em relação à crosta superior (Taylor & McLennan 1985), as amostras do Leucomonzogranito apresentam padrões subparalelos, relativamente, com anomalia positiva de Ba e anomalias negativas de La, Ce, Ti e P.

#### 4.5 GRANITO PLANALTO

Foram realizadas 8 análises químicas em amostras representativas do Granito Planalto, sendo que em 3 amostras foram feitas apenas análises de elementos maiores, menores e traço usuais (AMR-209, AMR-208A, AMR-177), ao passo que nas outras 5 amostras analisaram-se adicionalmente os elementos terras raras (AMR-085A, AER-72A, AMR-116, AMR-187B, AMR-171).

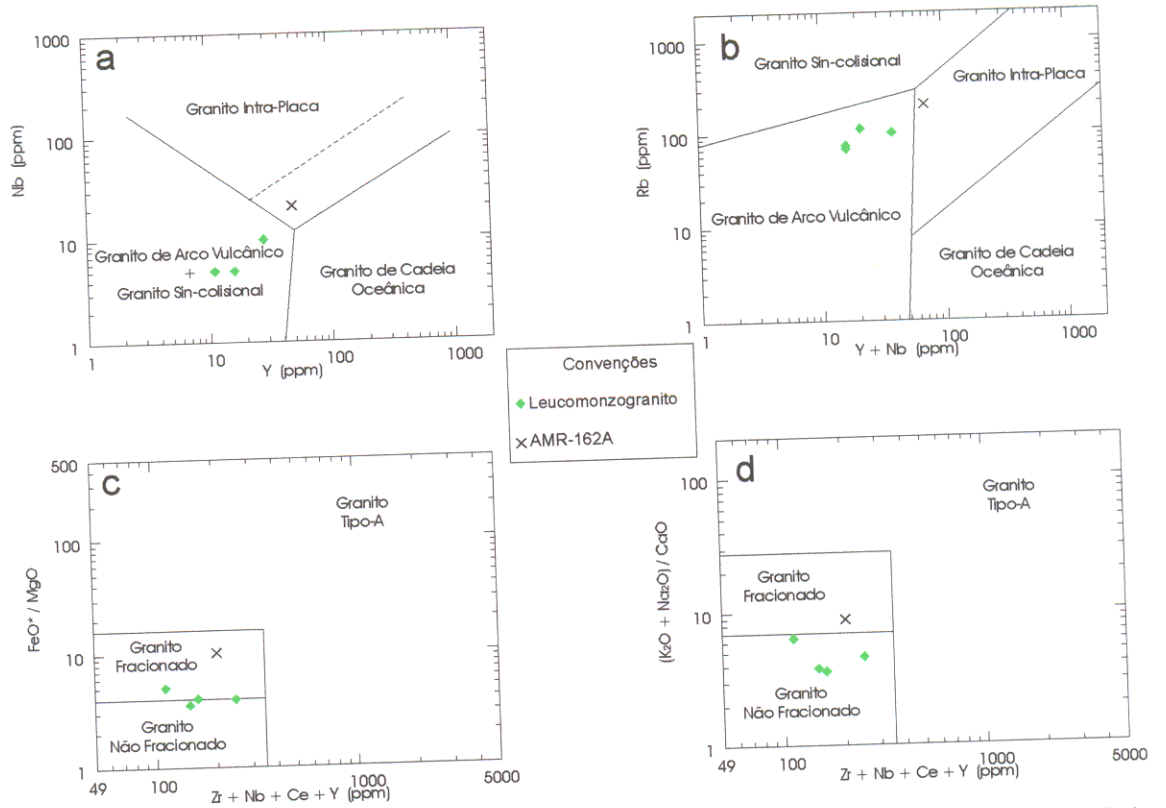


Figura 4.10: Diagramas de caracterização geoquímica do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados). (a) e (b) Diagramas propostos por Pearce et al. (1984). (c) e (d) Diagramas propostos por Whalen et al. (1987). Os campos dos granitos fracionados e não fracionados englobam os de tipo-M, tipo-I e tipo-S. Óxidos em % em peso.

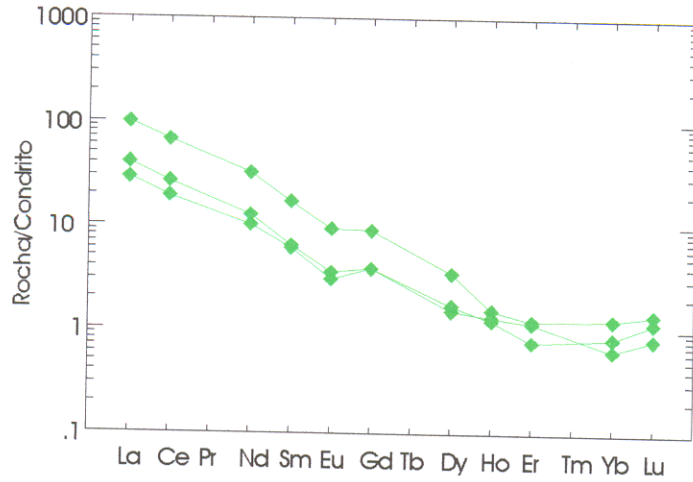


Figura 4.11: Padrão de elementos terras raras das amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás, normalizado pelo condrito de Evensen et al. (1978).

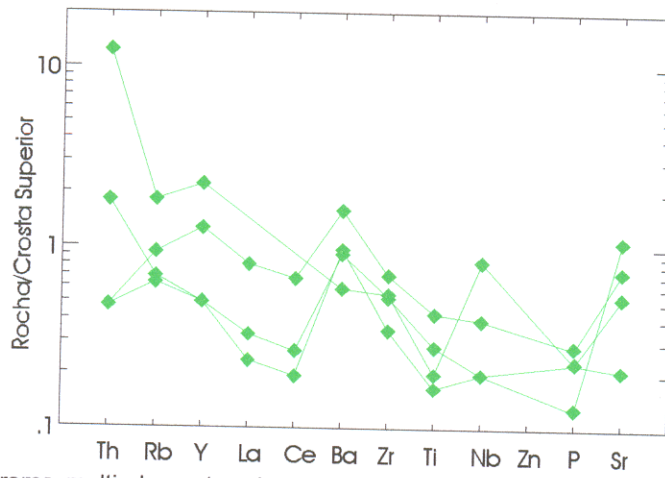


Figura 4.12: Diagrama multi-elementos das amostras do Leucomonzogranito da região de Canaã dos Carajás, com os dados normalizados pelos valores da crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985).

Os resultados das análises químicas de rocha total do Granito Planalto, constam da Tabela 4.4, listados em ordem crescente de SiO<sub>2</sub>.

#### 4.5.1 Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica

As rochas analisadas do Granito Planalto apresentam um teor médio de sílica igual a 73,89%, com intervalo de variação de 71,70% a 75,70%, e um desvio padrão de apenas 1,26 (Tabela 4.4), ou seja, uma variação composicional muito restrita. Os conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> também são relativamente constantes com valores entre 11,5% e 12,4%. Os teores de óxidos contidos nos minerais ferromagnesianos (TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO+MgO) das amostras deste granito variam de 2,71% a 5,44%, com média de 4,04%, com Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e FeO apresentando os valores mais expressivos e os demais óxidos teores muito baixos. Em decorrência disso, as razões [(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MgO)] são muito elevadas (0,86 a 0,97) e os valores de *mg#* muito baixos ( $\leq 0,14$ ; cf. Tabela 4.4).

Nos diagramas de Harker (Figura 4.13), onde a sílica é o índice de diferenciação, observa-se que nas rochas do Granito Planalto os teores de TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO diminuem com o aumento de SiO<sub>2</sub>, ou seja, tais óxidos exibem uma correlação negativa com SiO<sub>2</sub>. O CaO apresenta as variações mais acentuadas decrescendo de modo notável nos biotita-sienogranitos e no hornblenda-microclínio-granito. O Na<sub>2</sub>O também apresenta correlação negativa com SiO<sub>2</sub>. O K<sub>2</sub>O é o único óxido cujo conteúdo aumenta de forma paralela à SiO<sub>2</sub>, sendo mais elevado nos biotita-sienogranitos e no hornblenda-microclínio-granito, assim como um monzogranito relativamente rico em biotita (AMR-209). Os conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e MnO permanecem relativamente constantes, independentemente das variações dos teores de SiO<sub>2</sub>.

Quando plotadas no diagrama  $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]mol.$  vs.  $[Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)]mol.$  (Figura 4.14), baseado no índice de Shand, as amostras do Granito Planalto revelam caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. No diagrama  $100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$  vs.  $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$ , proposto por Sylvester (1989), as amostras do Granito Planalto revelam caráter alcalino e ausência de fracionamento acentuado (Figura 4.15).

Tabela 4.4 - Análises químicas do Granito Planalto na região de Canaã dos Carajás.

Amostra	BtHbMzG	HbSG	BtMzG	BtHbSG	HbSG	BtSG	HbMcG	BtSG	Média	D.P
	AMR-209	AMR-085A	AER-72A	AMR-116	AMR-187B	AMR-208A	AMR-177	AMR-171		
SiO <sub>2</sub>	71,70	72,80	73,40	73,90	74,00	74,70	74,90	75,70	73,89	1,26
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,30	0,27	0,21	0,31	0,22	0,16	0,16	0,24	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,60	12,20	12,40	12,30	11,60	11,50	11,50	11,70	11,85	0,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,68	1,06	0,78	1,58	2,64	1,50	1,56	1,54	0,54
FeO	3,44	2,00	1,39	2,54	2,99	1,94	0,90	1,12	2,04	0,90
MnO	0,05	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,05	0,03	0,04	0,01
MgO	0,18	0,11	0,39	0,20	0,21	0,10	0,10	0,18	0,18	0,09
CaO	1,30	1,40	1,20	1,20	1,60	0,73	0,45	0,46	1,04	0,44
Na <sub>2</sub> O	2,30	3,50	2,90	2,60	2,50	2,20	2,90	2,20	2,64	0,45
K <sub>2</sub> O	5,10	4,00	4,50	4,10	4,30	5,50	5,10	5,50	4,76	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02
PF	0,46	0,46	0,64	0,27	0,39	0,44	0,50	0,52	0,46	0,11
Total	97,91	98,53	98,21	98,15	99,55	100,00	98,07	99,17		
Ba	1628	4821	1129	1368	1561	1899	512	1344	1783	1294
Sr	104	115	113	101	130	126	52	105	106	24
Ga	14	14	18	18	16	20	25	17	18	4
Nb	17	21	<5	<5	26	21	29	55	22	16
Rb	118	35	127	115	90	86	61	116	94	32
Th	13	<5	18	25	33	26	14	42	22	12
Y	64	24	47	48	79	78	33	121	62	31
V	<10	<10	13	<10	<10	<10	<10	<10	<10	1
Zr	447	579	310	314	477	486	330	321	408	103
La		22,070	40,740	26,050	49,830			98,880	47,514	30,813
Ce		43,670	77,490	50,650	70,760			143,800	77,274	39,706
Nd		18,510	25,990	20,020	20,510			51,560	27,318	13,844
Sm		3,584	4,531	3,658	3,129			9,415	4,863	2,594
Eu		1,737	0,568	0,650	0,462			0,776	0,839	0,515
Gd		2,771	3,137	2,691	2,174			6,338	3,422	1,666
Dy		1,518	1,734	1,489	0,908			2,876	1,705	0,723
Ho		0,212	0,259	0,180	0,164			0,425	0,248	0,105
Er		0,429	0,583	0,441	0,354			0,809	0,523	0,180
Yb		0,454	0,426	0,373	0,178			0,462	0,379	0,117
Lu		0,068	0,062	0,045	0,018			0,059	0,050	0,020
(La/Yb) <sub>n</sub>		32,812	64,551	47,140	188,956			144,463	95,584	67,745
(La/Lu) <sub>n</sub>		33,690	68,208	60,090	287,359			173,965	124,662	105,515
(La/Sm) <sub>n</sub>		3,877	5,661	4,484	10,027			6,612	6,132	2,420
(Dy/Yb) <sub>n</sub>		2,172	2,645	2,594	3,314			4,045	2,954	0,734
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>		1,625	0,437	0,607	0,514			0,290	0,695	0,533
Rb/Sr	1,14	0,30	1,12	1,14	0,69	0,68	1,17	1,11	0,87	0,37
Sr/Ba	0,06	0,02	0,10	0,07	0,08	0,07	0,10	0,08	0,07	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,43	0,84	0,76	0,31	0,53	1,36	1,67	1,39	0,76	0,41
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	2,22	1,14	1,55	1,58	1,72	2,50	1,76	2,50	1,70	0,50
Mg#	0,04	0,03	0,14	0,06	0,04	0,02	0,04	0,06	0,05	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	40,00	40,67	45,93	58,57	37,42	52,27	71,88	73,13	52,48	14,17
Th/Zr	0,03	0,01	0,06	0,08	0,07	0,05	0,04	0,13	0,06	0,04
Rb/Y	1,84	1,46	2,70	2,40	1,14	1,10	1,85	0,96	1,51	1,04

PF: perda ao fogo; D.P.: desvio padrão; Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO).

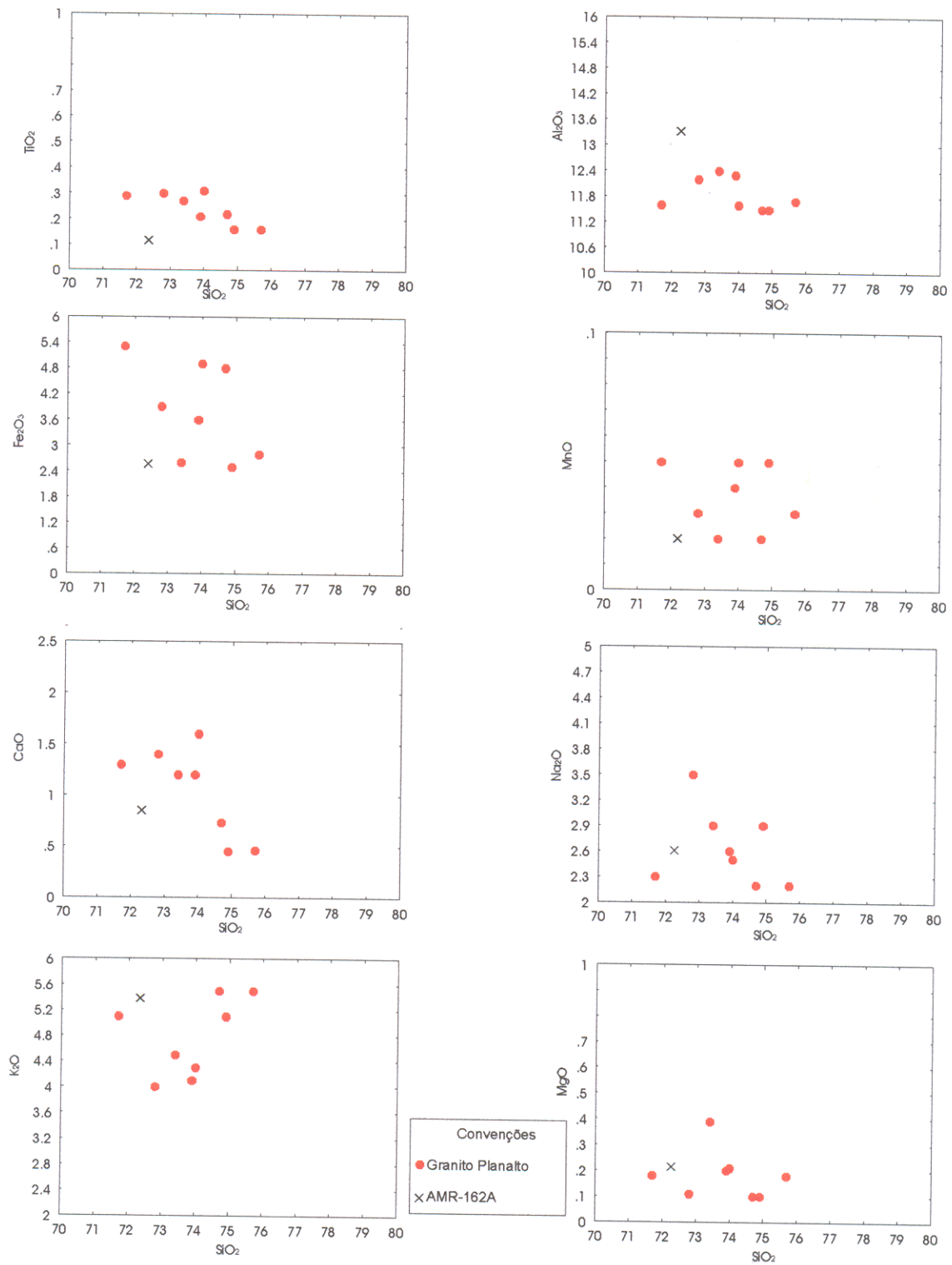


Figura 4.13: Diagramas de Harker para elementos maiores das amostras do Granito Planalto e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados). Óxidos em % em peso.

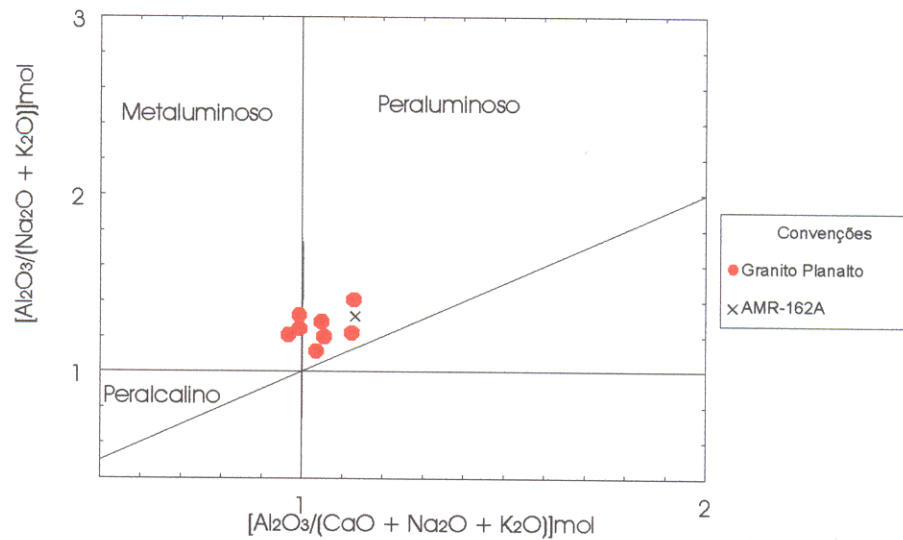


Figura 4.14: Diagrama  $[Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)]$  mol vs.  $[Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]$  mol, mostrando a variação composicional das amostras do Granito Planalto e o caráter peraluminoso da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados).

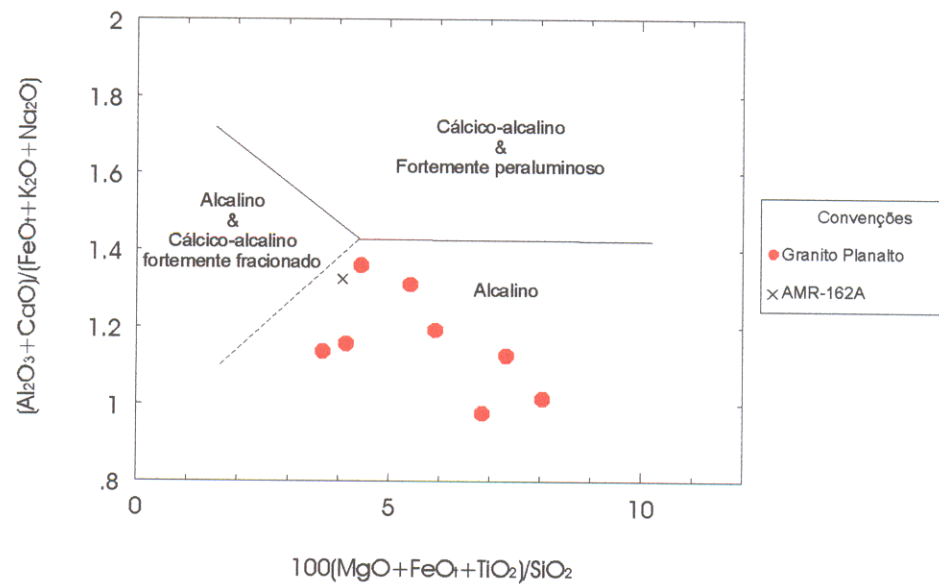


Figura 4.15: Diagrama  $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO + K_2O + Na_2O)$  vs.  $100(MgO + FeO + TiO_2)/SiO_2$  (Sylvester 1989), mostrando a distribuição das amostras do Granito Planalto, em conjunto com a amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados).

#### 4.5.2 Elementos-traço

Nos diagramas de Harker para os elementos-traço das amostras do Granito Planalto (Figura 4.16), Nb, Ga e Th apresentam uma correlação positiva em relação aos teores de  $\text{SiO}_2$ , ou seja têm um comportamento incompatível. Os teores de Zr e Rb (exceto para o Rb no caso da amostra AMR-171 de biotita-sienogranito) diminuem com o aumento do conteúdo de  $\text{SiO}_2$ , com esta correlação negativa revelando o comportamento compatível destes elementos durante a evolução do magma do Granito Planalto. Sr e Ba não variam significativamente à medida que cresce  $\text{SiO}_2$ , notando-se porém os conteúdos muito reduzidos de ambos no hornblenda-microclínio-granito (AMR-177), assim como o teor muito elevado de Ba e baixo de Rb em uma amostra de hornblenda-sienogranito (AMR-85A).

O comportamento de Y é bastante complexo, mas ele parece se comportar de modo compatível nas rochas ricas em anfibólio, mineral cujo fracionamento pode contribuir para a redução dos teores de Y, ao passo que naquelas mais ricas em biotita ele mostra teores mais elevados nas rochas mais silicosas, sugerindo um comportamento incompatível.

No diagrama Y+Nb vs. Rb (Figura 4.17,a campos cf. Pearce et al. 1984), usado aqui apenas com o intuito de caracterização geoquímica e não para determinação de ambiente de formação de granitos, a maioria das amostras do Granito Planalto ocupa o campo correspondente aos granitos intraplaca e as demais adentram ligeiramente o campo dos granitos de arco vulcânico. Comportamento similar observado no diagrama Y vs. Nb (Figura 4.17b, campos cf. Pearce et al. 1984). Estes diagramas revelam que o Granito Planalto possui afinidades geoquímicas com os granitos do tipo intraplaca do Fanerozóico, devendo corresponder a um granito do tipo A (Whalen et al. 1987), não formado necessariamente em ambiente intraplaca.

Esta afinidade é melhor evidenciada nos diagramas Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO e Zr+Nb+Ce+Y vs.  $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$  (Figura 4.18a,b), propostos por Whalen et al. (1987), onde o Granito Planalto se situa claramente no campo dos granitos tipo-A. Nos diagramas ternários Y-Nb-Ce e Y-Nb-3Ga (Figura 4.19a,b), propostos por Eby (1992), no campo dos granitos do subtipo  $A_2$ .

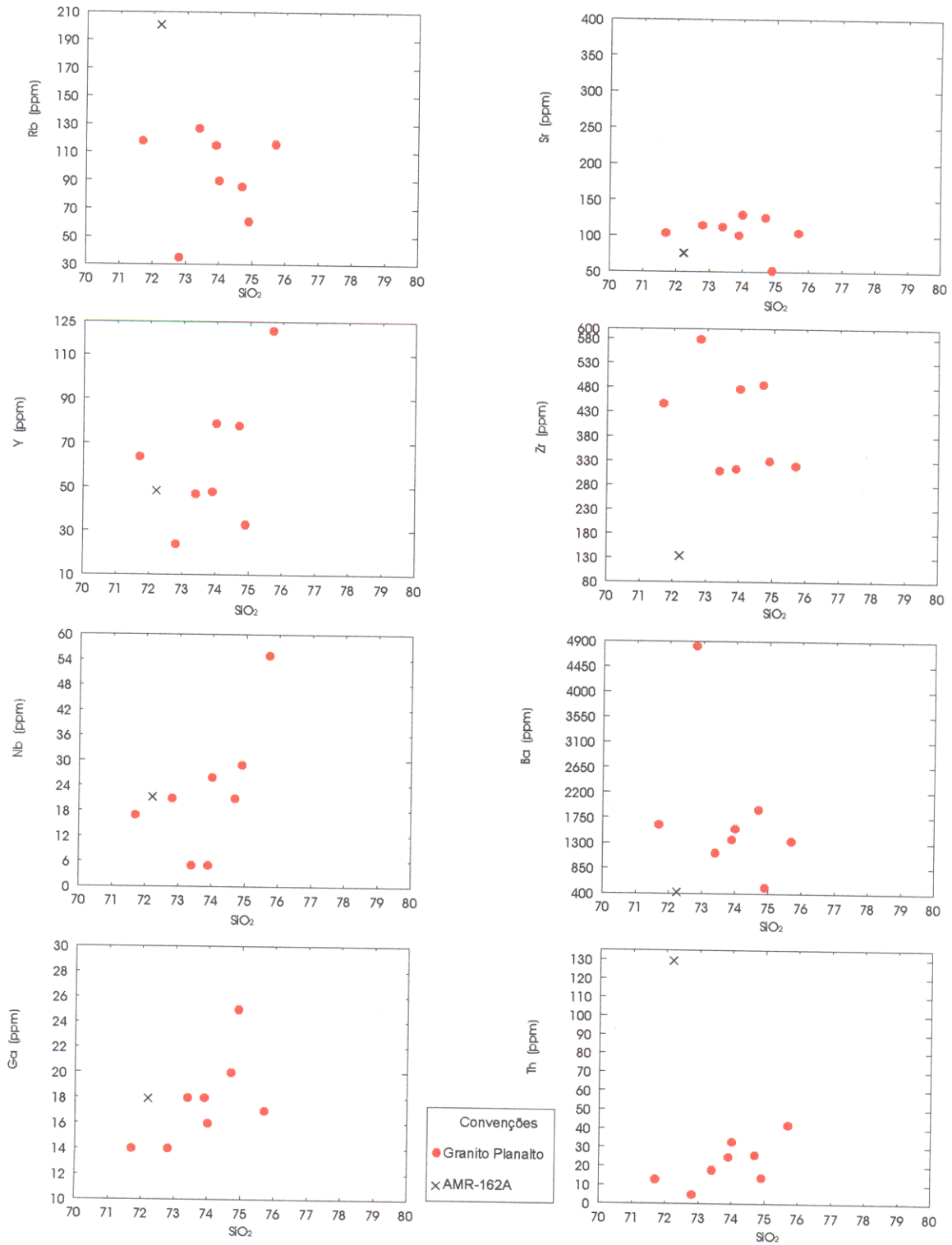


Figura 4.16: Diagramas de Harker para elementos-traço das amostras do Granito Planalto e da amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados). SiO<sub>2</sub> em % em peso, elementos-traço em ppm.

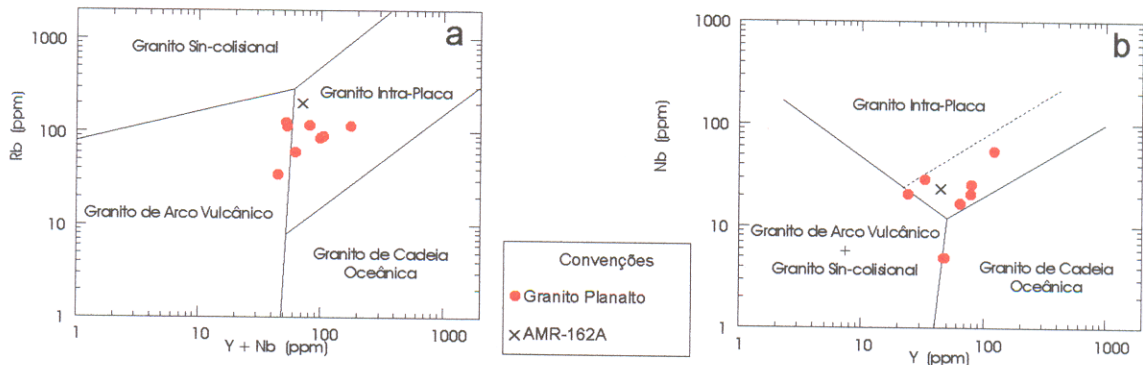


Figura 4.17: Diagramas Rb vs. (Y+Nb) (a) e Nb vs. Y (b) (campos cf. Pearce et al. 1984), mostrando a distribuição das amostras do Granito Planalto, em conjunto com a amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados).

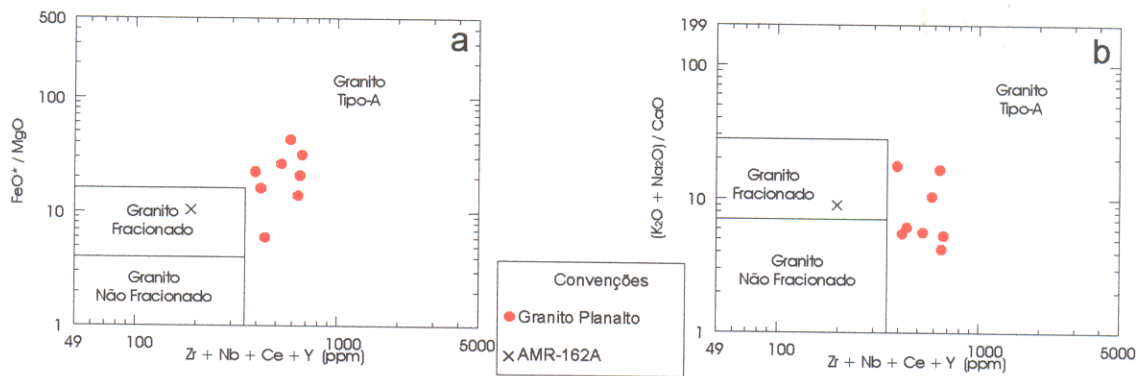


Figura 4.18: Diagramas FeO\*/MgO vs. Zr+Nb+Ce+Y (a) e (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/CaO vs. Zr+Nb+Ce+Y (b) (campos cf. Whalen et al. 1987), mostrando a distribuição das amostras do Granito Planalto, em conjunto com a amostra AMR-162A (Granitóides Indiferenciados).

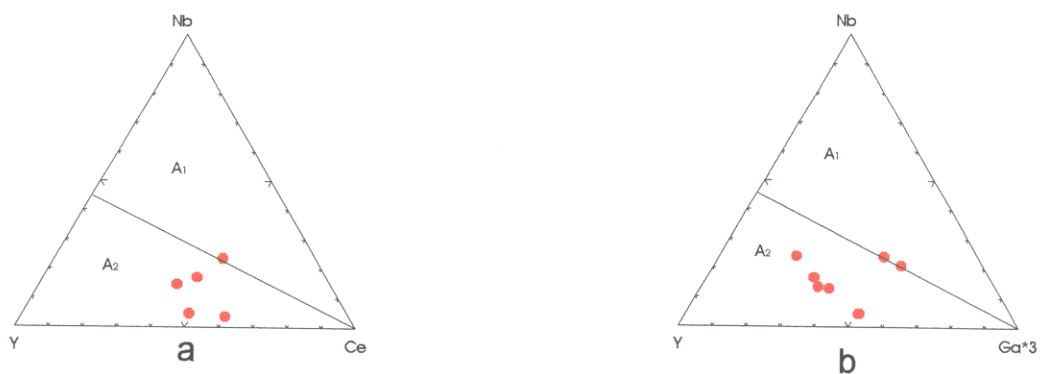


Figura 4.19: Diagramas propostos por Eby (1992) com subtipos de granitos tipo-A, onde o Granito Planalto mostra mais afinidade com os granitos tipo-A<sub>2</sub>.

### 4.5.3 Elementos terras raras

Foram realizadas análises de elementos terras raras, em 5 amostras do Granito Planalto (Tabela 4.4), cujos dados foram normalizados com base nos valores do condrito propostos por Evensen et al. (1978). As amostras analisadas apresentam um forte fracionamento dos elementos terras raras pesadas em relação aos terras raras leves, expresso pelas altas razões  $(La/Yb)_n$  ( $32,8 < (La/Yb)_n < 188,9$ ), e uma anomalia negativa de Eu fraca a moderada ( $0,290 < Eu/Eu^* < 0,607$ ), exceto na amostra AMR-85A que exhibe uma anomalia de Eu positiva (Figura 4.20 e Tabela 4.4). As amostras AMR-116 e AER-72A exibem padrões de elementos terras raras muito similares com razões  $(La/Yb)_n$  altas (47,1 a 64,5, respectivamente) e anomalias negativas de Eu discretas. A amostra AMR-171 apresenta um padrão de elementos terras raras muito similar aos padrões das amostras mencionadas, porém esta amostra se particulariza por ser a mais rica em elementos terras raras leves, resultando num valor da razão  $(La/Yb)_n$  que é o segundo maior dentre as amostras analisadas (144,4), e por exibir a mais acentuada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,290$ ). A amostra AMR-187B difere das demais amostras por apresentar um enriquecimento relativo em La e Ce e um empobrecimento relativo em Yb e Lu, o que lhe conferiu o mais alto valor da razão  $(La/Yb)_n$  (188,9) dentre todas as amostras.

A amostra AMR-85A, que exhibe anomalia positiva de Eu, é um hornblenda-sienogranito com elevados conteúdos modais de (Tabela 3.3) de feldspato alcalino (43,40%) e hornblenda (12,80%), com teores muito elevados (Tabela 4.4) de Ba (4821 ppm) e de Zr (570 ppm). Estas evidências somadas sugerem a possibilidade de que processos cumuláticos tenham ocorrido durante a formação desta rocha, modificando a composição do líquido original.

No diagrama multi-elementos (Figura 4.21), com as composições químicas normalizadas em relação à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985), as amostras do Granito Planalto apresentam padrões relativamente homogêneos, caracterizados pelas anomalias positivas de Th, Y e Nb e negativas de Rb, Ti e P. A amostra AMR-85A destoa um pouco desse padrão, pois apresenta uma anomalia positiva de Ba, já discutida.

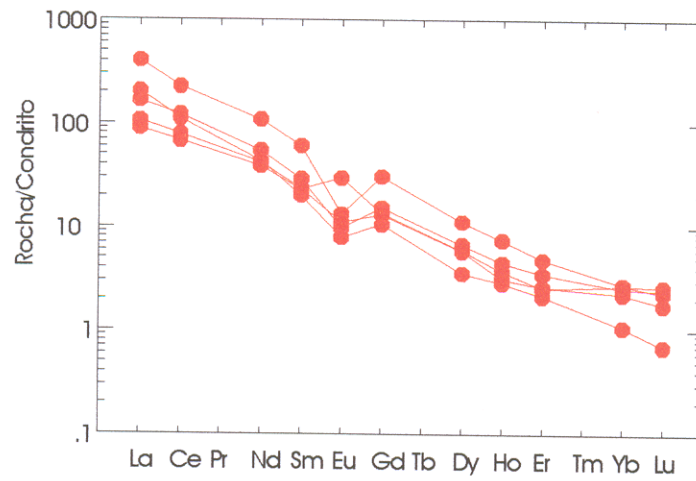


Figura 4.20: Padrão de elementos terras raras das amostras do Granito Planalto. Valores normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978).

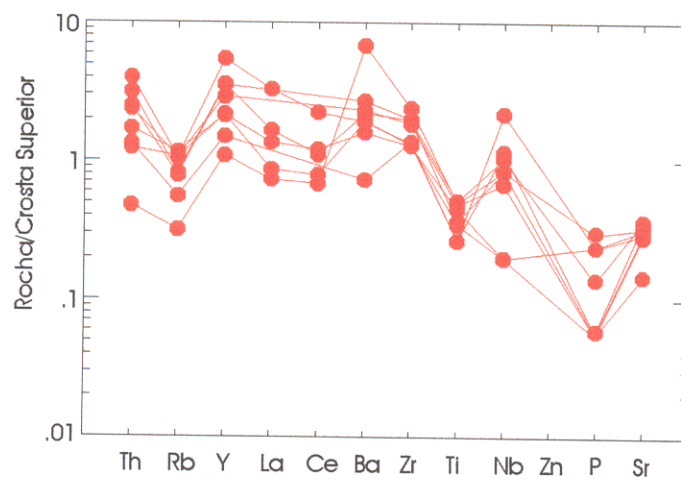


Figura 4.21: Diagrama multi-elementos para as amostras do Granito Planalto. Os dados foram normalizados segundo os valores da crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985).

## 4.6 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA

Realizaram-se 14 análises químicas em amostras representativas da Associação Tonalítica-Trondhjemítica, levando-se em consideração os corpos do norte e do sul da área e os litotipos contidos nesta associação. Do corpo norte, foram feitas análises de elementos maiores, menores e traço, incluindo terras raras, em três amostras de tonalito (AMR-124A, AMR-121D, AMR-123) e três amostras de trondhjemito (AMR-121E, AMR-122A, AMR-126A) e análises sem incluir elementos terras raras em duas amostras de tonalito (AMR-122C, AMR-121A) e uma de trondhjemito (AMR-124B). Do corpo sul, foram feitas análises de elementos maiores, menores e traço, inclusive ETR, em duas amostras de tonalito (AER-068, AER-071C) e duas de trondhjemito (AMR-191A, ER A-070) e excluído os ETR em uma amostra de trondhjemito (AER-69B).

Os resultados das análises químicas em rocha total da Associação Tonalítica-Trondhjemítica são apresentados na Tabela 4.5, listados em ordem crescente de valores de sílica, depois de separados por corpo e tipo litológico.

### 4.6.1 Aspectos gerais e caracterização da série geoquímica

A Associação Tonalítica-Trondhjemítica apresenta uma variação ampla nos teores de  $\text{SiO}_2$  (55,30% a 80,40%), sendo que os tonalitos do corpo norte, mais ricos em minerais máficos (Tabela 3.4), exibem os menores valores (55,30% a 67,20%), enquanto que as demais rochas desta associação apresentam teores de  $\text{SiO}_2$  bastante elevados para tonalitos e trondhjemitos (71,40% a 80,40%), porém coerentes com as proporções modais muito altas de quartzo obtidos nestas rochas (Tabelas 3.4 e 4.5). Os teores de óxidos contidos em minerais ferromagnesianos ( $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}$ ) apresentam uma ampla variação (0,69% a 18,12%) sendo que os tonalitos exibem teores altos (4,35% a 18,12%) e os trondhjemitos, teores baixos (0,69% a 1,91%), compatíveis com os seus respectivos conteúdos modais de minerais máficos (Tabelas 3.4 e 4.5). Já os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são baixos (11,90% a 14,10%), sendo que, de um modo geral, as rochas do corpo norte são mais enriquecidas em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  do que as rochas do corpo sul. Segundo a classificação proposta por Barker (1979) todas as rochas dessa associação se enquadram entre as associações TTG com baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Nos diagramas de Harker (Figura 4.22),

Tabela 4.5 - Análises químicas da Associação Tonalítica-Trondhjemítica da região de Canaã dos Carajás

Corpo	Corpo do Norte da Área									Corpo do Sul da Área				
	Tonalitos					Trondhjemitos				Tonalitos		Trondhjemitos		
Litologia	AMR-124	AMR-122C	AMR-121D	AMR-123	AMR-121A	AMR-124B	AMR-121E	AMR-122A	AMR-126A	AER-68	AER-71C	AMR-191A	AER-70	AER-69B
SiO <sub>2</sub>	55,3	64,30	66,00	66,10	67,20	75,70	76,20	76,90	80,40	71,40	73,40	77,30	78,00	79,00
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,20	1,20	1,30	1,30	0,48	0,52	0,02	0,18	0,84	0,31	0,32	0,37	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,4	13,70	14,00	13,60	14,10	13,50	14,10	13,40	11,90	13,00	12,30	13,60	12,30	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	3,15	1,34	2,45	0,88	0,76	0,83	0,84	0,67	1,90	1,51	0,18	0,13	0,34
FeO	8,17	4,99	3,92	3,73	2,18	0,49	0,15	0,07	0,48	1,17	1,34	0,15	0,07	0,21
MnO	0,12	0,06	0,07	0,07	0,09	0,03	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,04	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	4,60	1,30	1,30	1,50	1,90	<0,1	0,29	0,20	0,15	0,63	1,00	<0,1	<0,1	<0,1
CaO	7,90	4,80	5,60	4,70	5,90	1,90	2,40	1,60	0,89	3,80	3,60	2,40	2,10	2,20
Na <sub>2</sub> O	3,50	4,50	4,00	4,40	4,50	4,40	5,00	4,80	4,00	4,80	3,80	4,50	4,50	4,30
K <sub>2</sub> O	0,61	0,68	0,47	0,65	0,50	0,76	0,70	0,59	0,88	0,64	0,56	0,54	0,49	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,35	0,39	0,07	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,14	0,11	<0,01	<0,01	<0,01
PF	0,40	0,40	0,33	0,25	0,35	0,46	0,48	0,37	0,54	0,35	0,55	0,26	0,44	0,55
Total	99,6	99,99	99,06	99,18	99,15	98,652	100,72	98,828	100,16	98,62	98,67	99,39	98,53	100,56
Ba	19	277	172	322	227	279	207	30	411	100	<10	133	126	117
Sr	25	298	349	312	369	296	320	88	186	289	194	258	238	262
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	20	<5	<5	<5	<5	<5
Zr	14	391	410	420	459	276	257	91	293	755	343	495	489	685
Nb	<5	22	33	22	21	9	19	<5	<5	17	<5	<5	14	9
Y	20	38	41	30	23	5	3	16	4	67	31	17	28	15
Ga	13	25	23	18	16	16	18	22	22	14	14	11	14	16
V	30	105	87	69	52	<10	<10	<10	20	53	38	17	<10	<10
Th	<5	23	20	29	17	<5	32	42	20	8	<5	<5	<5	<5
La	8,90		7,610	2,889			1,882	11,230	4,287	7,040	3,907	5,186	13,070	
Ce	22,560		15,630	4,786			2,617	19,280	6,814	9,132	6,134	9,893	16,070	
Nd	13,200		9,652	2,604			0,704	6,632	2,158	3,455	3,340	4,547	9,556	
Sm	2,52		2,531	0,701			0,079	1,088	0,490	0,557	1,089	0,778	1,972	
Eu	0,78		0,642	0,130			0,079	0,145	0,509	0,349	0,316	0,447	0,814	
Gd	1,76		2,201	0,741			0,094	0,745	0,461	0,507	1,204	0,710	1,593	
Dy	0,95		1,430	0,632			0,089	0,237	0,226	0,244	0,991	0,463	1,325	
Ho	0,13		0,248	0,123			0,015	0,045	0,041	0,044	0,148	0,077	0,193	
Er	0,27		0,626	0,316			0,041	0,112	0,113	0,102	0,371	0,136	0,549	
Yb	0,31		0,505	0,207			0,078	0,112	0,086	0,086	0,397	0,162	0,653	
Lu	0,04		0,080	0,027			0,023	0,023	0,025	0,036	0,072	0,022	0,090	
(La/Yb) <sub>n</sub>	19,088		10,171	9,420			16,286	67,679	33,647	55,254	6,643	21,608	13,510	
(La/Lu) <sub>n</sub>	20,548		9,874	11,107			8,494	50,683	17,800	20,299	5,633	24,469	15,074	
(La/Sm) <sub>n</sub>	2,22		1,893	2,595			14,999	6,499	5,442	7,958	2,259	4,197	4,173	
(Dy/Yb) <sub>m</sub>	1,97		1,840	1,984			0,741	1,375	1,707	1,843	1,622	1,857	1,318	
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	1,08		0,813	0,548			2,798	0,467	3,203	1,973	0,840	1,807	1,362	
Rb/Sr	0,01	0,017	0,014	0,016	0,014	0,017	0,016	0,057	0,108	0,017	0,026	0,019	0,021	0,019
Sr/Ba	1,31	1,076	2,029	0,969	1,626	1,061	1,546	2,933	0,453	2,890	19,400	1,940	1,889	2,239
Sr/Y	12,900	7,842	8,512	10,400	16,043	59,200	106,667	5,500	46,500	4,313	6,258	15,176	8,500	17,467
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,32	0,632	0,343	0,658	0,402	1,542	5,555	12,032	1,389	1,624	1,127	1,222	1,889	1,603
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,17	0,151	0,118	0,148	0,111	0,173	0,140	0,123	0,220	0,139	0,147	0,120	0,109	0,140
Mg#	0,28	0,130	0,186	0,185	0,365	0,071	0,225	0,179	0,111	0,164	0,250	0,222	0,323	0,149

PF: perda ao fogo

Mg# = MgO/(MgO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)

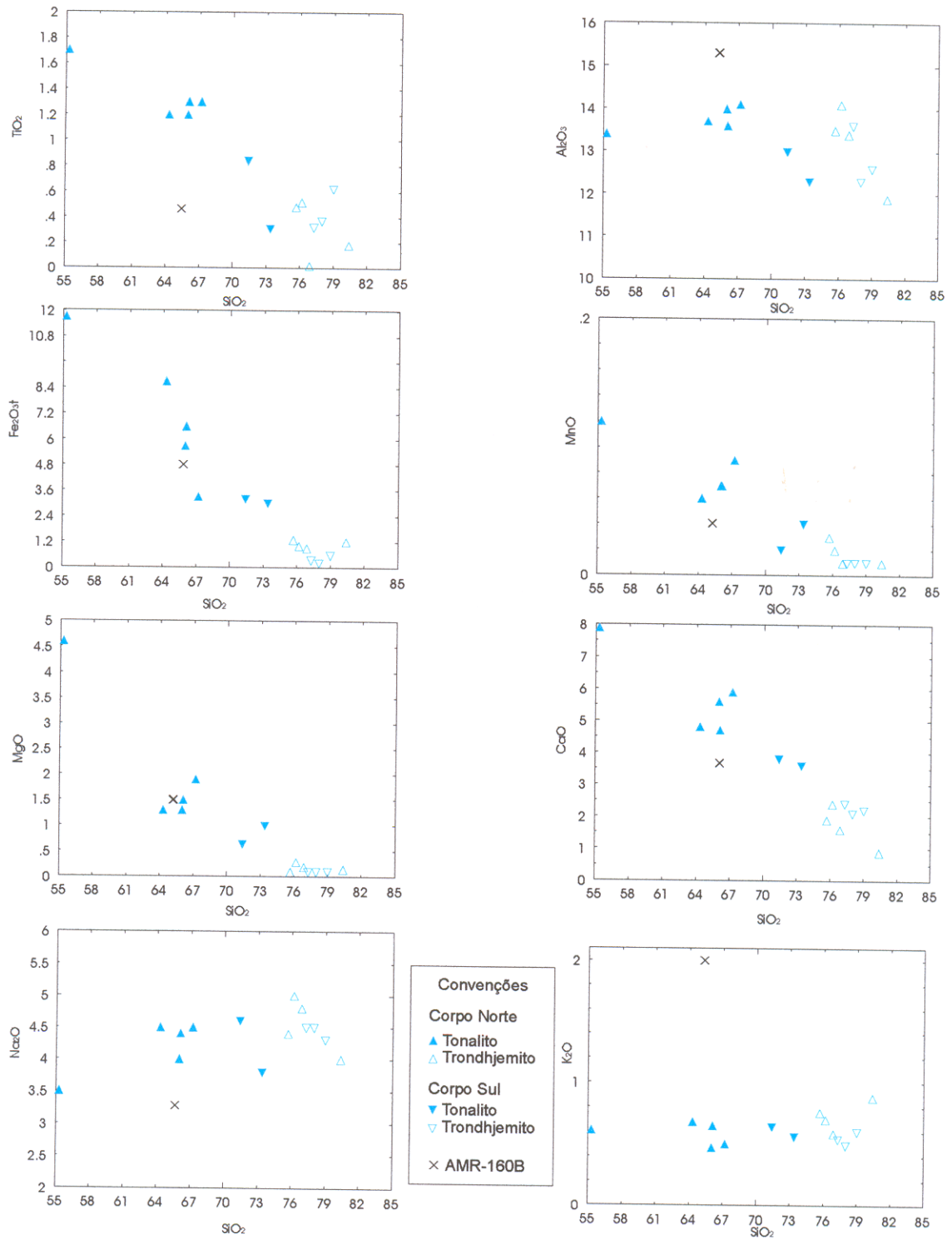


Figura 4.22: Diagramas de Harker para as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitoides Indiferenciados), de Canaã dos Carajás. Óxidos em % em peso.

observa-se que nas rochas da Associação Tonalítica-Trondhjêmica os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  não variam, praticamente, com o aumento dos teores de  $\text{SiO}_2$ , exceto nos tonalitos e trondhjemitos mais ricos em  $\text{SiO}_2$ , onde o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  decrescem notadamente. Já os teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  diminuem acentuadamente com o aumento de  $\text{SiO}_2$ , revelando uma correlação negativa destes elementos em relação à  $\text{SiO}_2$ .

No diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{mol. vs. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{mol.}$  (Figura 4.23a), baseado no índice de Shand, as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjêmica posicionam-se nos campos metaluminoso a peraluminoso, sendo que os tonalitos plotam exclusivamente no campo metaluminoso e os trondhjemitos no peraluminoso. No diagrama  $\text{K}_2\text{O vs. SiO}_2$  (Figura 4.23b; campos cf. Le Maitre et al 2002), as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjêmica posicionam-se sem exceção no campo das rochas de baixo  $\text{K}_2\text{O}$ .

No diagrama normativo An-Ab-Or (Figura 4.24) (Barker 1979), todas as amostras desta associação situam-se nos campos correspondentes aos tonalitos e trondhjemitos, havendo total consistência entre a classificação petrográfica modal e a química com base neste diagrama. No diagrama ternário  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (Figura 4.25), com *trends* definidos por Barker & Arth (1976), estas amostras associam-se ao *trend* das rochas trondhjêmicas. Estas características geoquímicas são análogas às de séries TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) descritas em terrenos arqueanos por diversos autores (Barker & Arth 1976, Martin 1987, 1993, 1994, Althoff 1996, Martin et al 1997, Leite 2001). No diagrama AFM (Figura 4.26; campos cf. Irvine & Baragar 1971) as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjêmica não definem um *trend* claro, parte delas plotando no campo das séries cálcico-alcalinas, parte no campo toleítico.

#### 4.6.2 Elementos-traço

As variações dos teores dos elementos-traço nos diagramas de Harker (Figura 4.27), da Associação Tonalítica-Trondhjêmica, é muito acentuada. Os teores de Ba, Sr, Nb, Y, Ga, V e Th decrescem com o aumento do teor de  $\text{SiO}_2$  (Figura 4.27), indicando que estes elementos têm comportamento compatível. Isto não se verifica no caso da amostra AMR-124A, de mais baixo teor de  $\text{SiO}_2$ ,

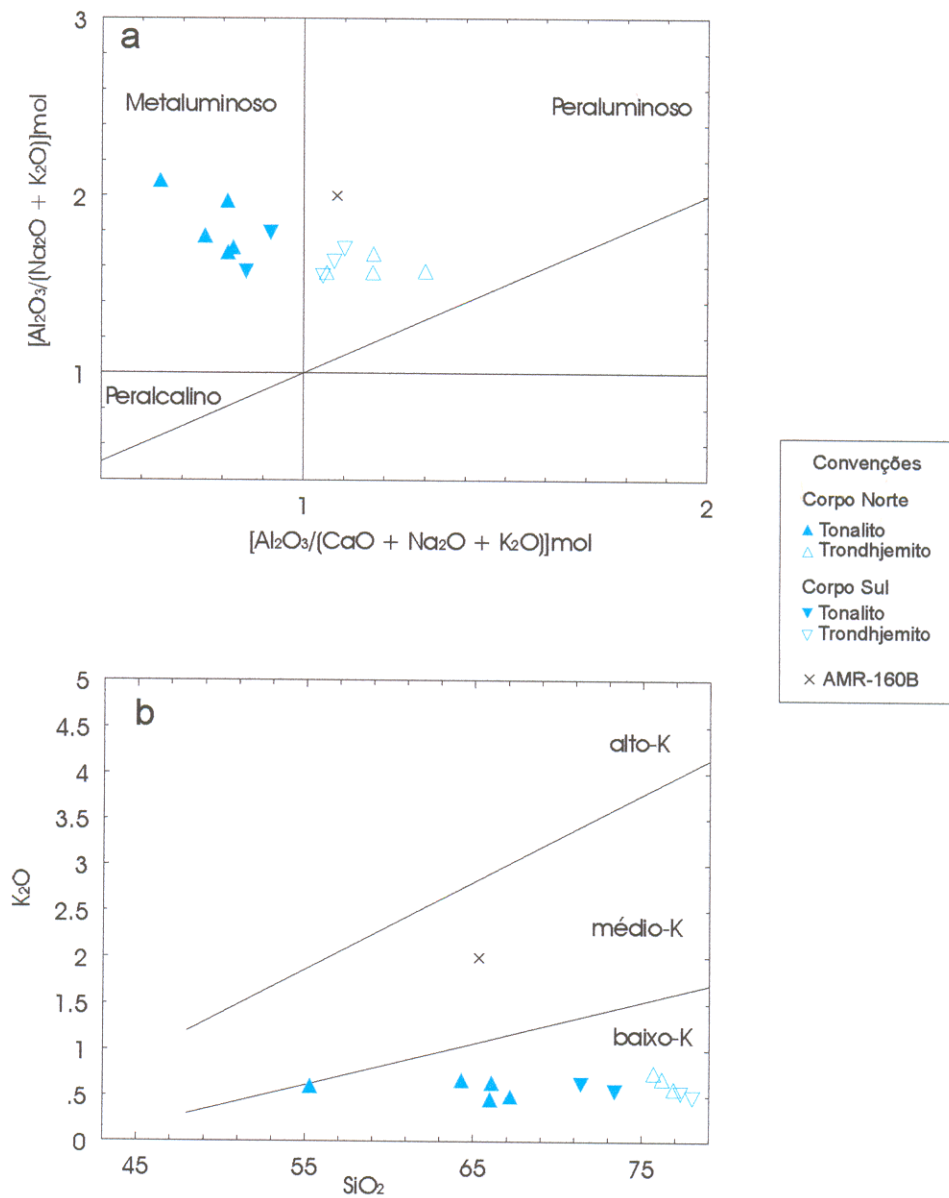


Figura 4.23: Caracterização geoquímica da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados): (a) Diagrama  $[Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)]mol$  vs.  $[Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]mol$ . (b) Diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (modificado de Le Maitre et al. 2002), mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica.

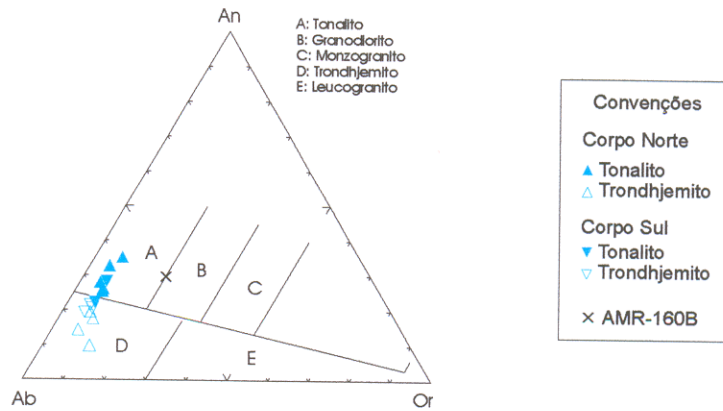


Figura 4.24: Diagrama An-Ab-Or normativo (campos segundo O'Connor 1965), mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados).

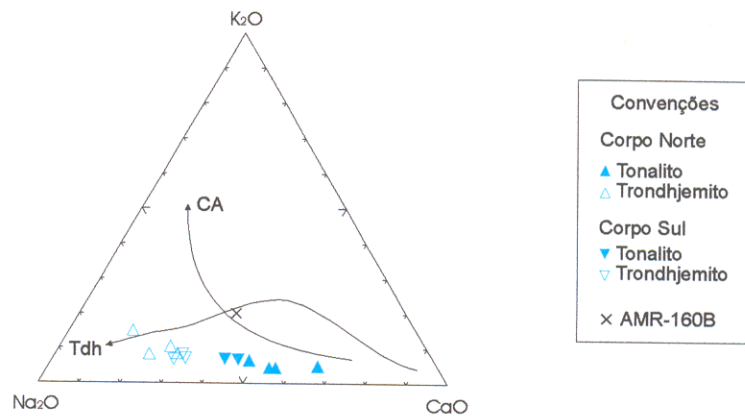


Figura 4.25: Diagrama Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (*trends* CA=cálcico-alcálico, Tdh=trondhjemítico, segundo Barker & Arth 1976) mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados).

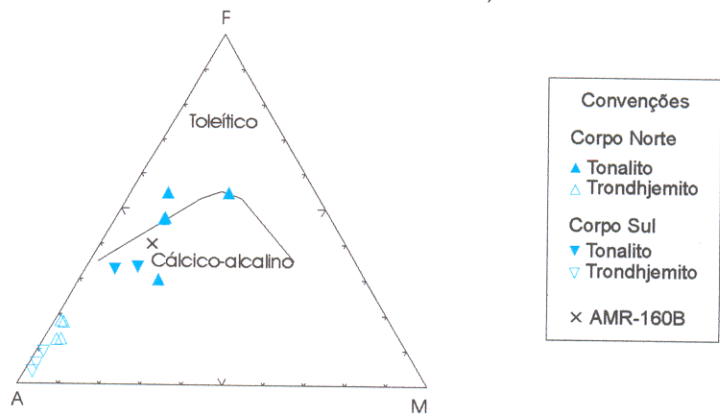


Figura 4.26: Diagrama AFM (A=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F=FeO+0,9Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; M=MgO) mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados) (campos cf. Irvine & Baragar 1971).

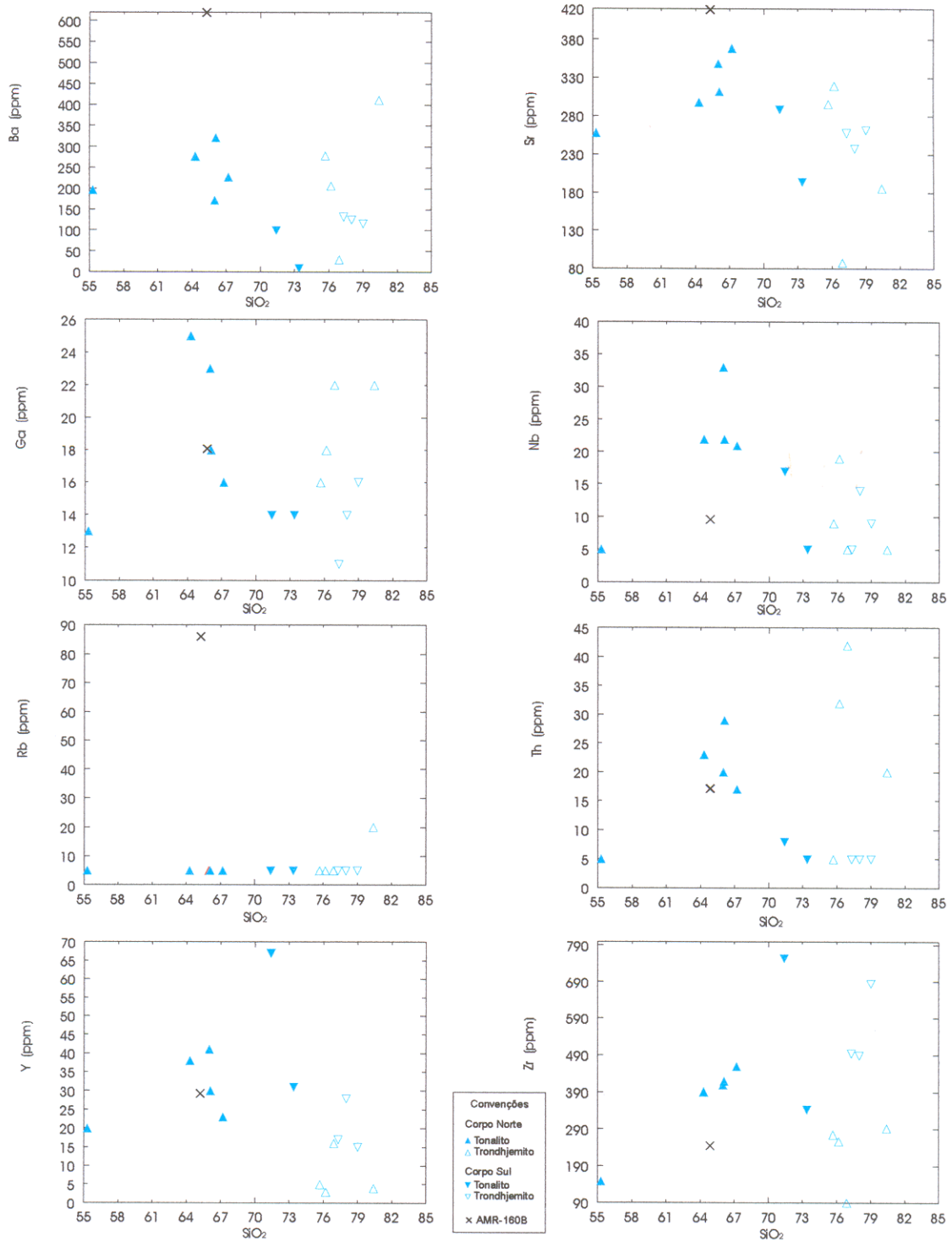


Figura 4.27: Diagramas de Harker para elementos-traço das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica, em conjunto com a amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados), de Canaã dos Carajás. SiO<sub>2</sub> em % em peso.

sugerindo que nos líquidos menos evoluídos tais elementos eram incompatíveis. Nos diagramas dos elementos Sr, Nb, Ba, Ga e Th, os tonalitos e os trondhjemitos apresentam *trends* paralelos, sendo que nos casos do Ga e Th apenas nos tonalitos observa-se um comportamento compatível, já que os trondhjemitos não exibem um comportamento nítido. Y, Yb e V definem um único *trend* com correlação negativa em relação à SiO<sub>2</sub>, para tonalitos e trondhjemitos, ou seja também são elementos compatíveis. O Zr é o único elemento-traço cujo teor cresce paralelamente ao aumento da SiO<sub>2</sub>. No entanto isto acontece apenas com nos tonalitos, até  $\cong 67\%$  de SiO<sub>2</sub>, indicando que entre 55 e 67% de SiO<sub>2</sub> o Zr teve comportamento compatível. Embora nas rochas mais ricas em sílica, em particular nos trondhjemitos, haja uma maior dispersão, é provável que o Zr se comportou de modo compatível. Os teores de U nas amostras analisadas ficaram abaixo do limite de detecção, o mesmo acontecendo com o Rb, com exceção de uma amostra (AMR-126A). Isto demonstra que a associação TTG de Canaã dos Carajás é muito pobre em K<sub>2</sub>O e Rb, tal como costuma ocorrer neste tipo de série. Quando os teores de um elemento situam-se abaixo do limite de detecção, considerou-se neste trabalho o valor do limite de detecção, no momento da confecção dos diagramas.

#### 4.6.3 Elementos terras raras

Foram realizadas dez análises de elementos terras raras em amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica, sendo seis em amostras do corpo do norte e quatro em amostras do corpo do sul (Tabela 4.5). Os dados foram normalizados em relação aos condritos, de acordo com os valores sugeridos por Evensen et al. (1978).

A Associação Tonalítica-Trondhjemítica possui dois grupos de amostras com padrões de elementos terras raras distintos (Figura 4.28). O grupo 1 é formado pelos tonalitos, sendo caracterizado por um moderado enriquecimento de terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados, indicando que o fracionamento de elementos terras raras pesados foi um pouco mais expressivo do que o dos elementos terras raras leves, durante a formação do líquido que originou esses tonalitos. Isto é confirmado pelos valores das razões (La/Yb)<sub>n</sub> ( $6,64 < (La/Yb)_n < 19,08$ ), exceto na amostra AER-68 [(La/Yb)<sub>n</sub>=55,24], que são em

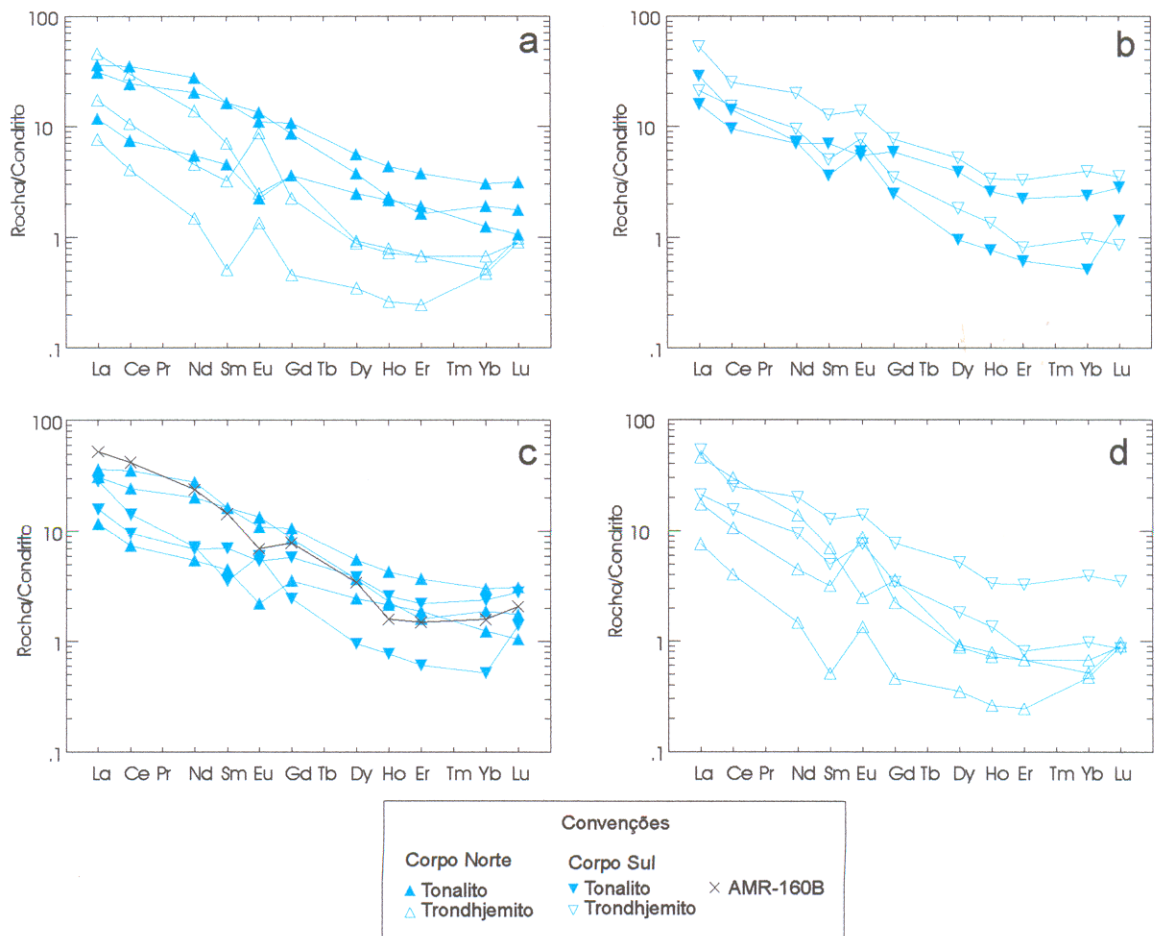


Figura 4.28: Padrões de elementos terras raras para as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás. Valores normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978): (a) Padrões das amostras do Corpo Norte; (b) Padrões das amostras do Corpo Sul; (c) Padrões dos tonalitos e da amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados); (d) Padrões dos trondhjemitos.

geral similares aos menores valores de granitóides TTG arqueanos típicos (Martin 1986, Martin et al. 1997; Althoff et al. 2000; Leite 2001). Outra característica deste grupo é a presença de uma anomalia de Eu inexpressiva ora positiva, ora negativa ( $0,81 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1,09$ ), exceto nas amostras AMR-123 e AER-68, que exibem, respectivamente, forte anomalia negativa (0,54) ou positiva (1,97).

O grupo 2 é formado pelos trondhjemitos, que também possuem um enriquecimento moderado em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados (Figura 4.28d), indicado pelas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  ( $13,51 < (\text{La}/\text{Yb})_n < 33,64$ ), exceto na amostra AMR-122A (67,68) (Tabela 4.5). Outra particularidade deste grupo é a presença de expressiva anomalia positiva de Eu ( $1,36 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 3,20$ ), ausente apenas na amostra AM-122A.

Existem algumas particularidades nas associações de tonalitos e trondhjemitos presentes nos dois corpos que merecem ser assinaladas. Nas amostras de trondhjemitos do corpo norte, é notável a concavidade dos padrões de elementos terras raras pesados, sugerindo uma forte influência do fracionamento de anfibólio durante a evolução dessas rochas. Isto pode ser visto como uma evidência de que os líquidos trondhjemíticos derivaram daqueles formadores dos tonalitos, cuja evolução teria sido fortemente controlada pelo fracionamento de anfibólio, fase modal abundante naquelas rochas (Tabela 3.4). Por outro lado, as anomalias positivas de Eu nos trondhjemitos poderiam sugerir presença de plagioclásio cumulático nestas rochas. Entretanto, o fato de tais anomalias ocorrem em duas amostras com decréscimo relativo dos ETRL e ETRP em relação aos tonalitos, sugere a possibilidade alternativa de que tais anomalias devam-se ao fracionamento menos acentuado de Eu em relação aos demais ETR. Tal fato é comumente descrito em leucogranitóides e seria compatível com a derivação dos trondhjemitos a partir dos tonalitos.

Já os padrões de tonalitos e trondhjemitos do corpo sul apresentam maior similaridade entre si, inclusive pelo fato de, além dos trondhjemitos, uma amostra de tonalito apresentar anomalia positiva de Eu, além de concavidade no padrão de ETRP (Figura 4.28b). Neste caso a derivação dos líquidos trondhjemíticos diretamente a partir dos tonalitos é menos evidente, porém a similaridade dos padrões sugere a cogeneticidade de ambas as rochas.

No diagrama de multi-elementos, normalizado pelo manto primitivo, proposto por Taylor & McLennan (1985) (Figura 4.29), as rochas da Associação Tonalítica-Trondhjemitica apresentam um padrão relativamente homogêneo, com anomalias positivas moderadas de Ba, Nb e Sr e expressivas de Zr, Ti e Y. Apenas a amostra AMR-122A apresenta um padrão diferente, com anomalias negativas de Ba, Sr e Ti e anomalias positivas de Zr, Eu e Y, estas, com exceção do Eu, análogas às observadas nas demais amostras. No entanto, é possível distinguir com base nas anomalias de Eu, dois grupos de amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemitica, que se sobrepõem aos dois grupos individualizados com base nos padrões de elementos terras raras. O primeiro grupo, formado pelos tonalitos, apresenta geralmente anomalia de Eu incipiente (AMR-124A e AMR-121D) ou anomalia negativa de Eu (AMR-123) (Figura 4.29c). O segundo grupo, formado por trondhjemitos, apresenta anomalia positiva de Eu (AER-070, AMR-191, AMR-121E e AMR-126A), sendo a única exceção a amostra AMR-122A.

No diagrama  $(La/Yb)_n$  vs.  $Ybn$  (Martin 1986, 1987) as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemitica plotam dentro do campo correspondente aos TTGs arqueanos (Figura 4.30). As amostras desta associação têm uma razão  $(La/Yb)_n$  que varia de 6,64 até 67,67 (em geral  $<34$ ) e baixos valores de  $Ybn$  (0,47 até 3,54), fugindo inteiramente do campo dos granitóides pós-arqueanos. Os baixos valores de Yb são reflexo do fracionamento acentuado deste elemento durante a geração dos magmas formadores da Associação Tonalítica-Trondhjemitica, porém as baixas razões  $(La/Yb)_n$  revelam que o fracionamento de elementos terras raras pesados em relação aos elementos terras raras leves não foi muito acentuado, contrariamente ao observado em muitos TTGs (Martin 1987, Martin et al. 1997, Althoff et al. 2000, Leite 2001).

O diagrama Sr/Y vs. Y (campos cf. Drummond & Defant 1990) revela, por sua vez, que as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemitica de Canaã dos Carajás possuem mais afinidade geoquímica com as associações de arco-de-ilha clássicos do que com as séries adaquíticas. Isto é função do alto teor de Y presente nas rochas estudadas. Três amostras de trondhjemitos do corpo norte fogem do padrão geral ( $Y \leq 5$  ppm, Tabela 4.5), sugerindo um forte fracionamento de Y durante

sua evolução. Este elemento costuma acompanhar o anfibólio durante o fracionamento deste.

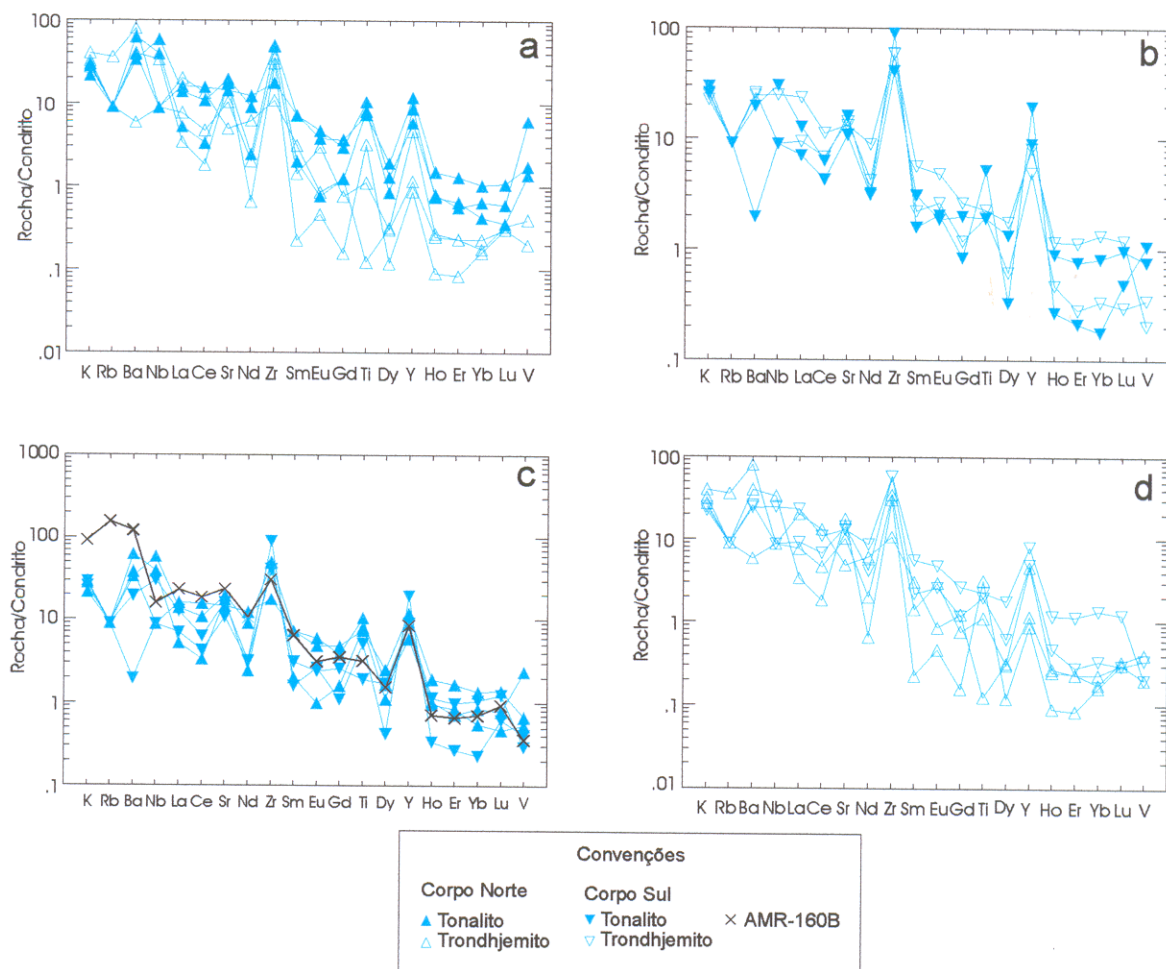


Figura 4.29: Diagramas multi-elementos para as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás. Dados normalizados em relação ao manto primordial (Taylor & McLennan 1985): (a) Diagrama multi-elementos para as amostras do Corpo Norte; (b) Diagrama multi-elementos para as amostras do Corpo Sul; (c) Diagrama multi-elementos para os tonalitos e amostra AMR-160B (Granitóides Indiferenciados); (d) Diagrama multi-elementos para os trondhjemitos.

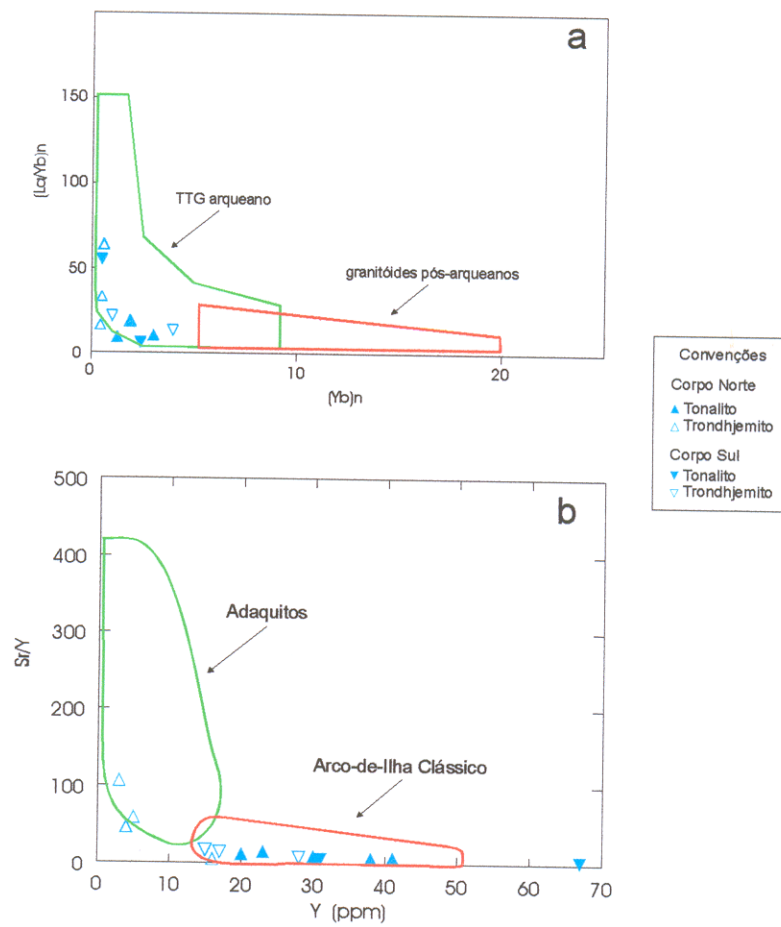


Figura 4.30: Diagramas discriminatórios entre rochas TTG arqueanas e adaquíticas em relação aos granitóides pós-arqueanos e rochas de arco de ilhas clássico: (a) Diagrama  $(La/Yb)_n$  vs.  $Y_{bn}$  (Martin 1986) mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás; (b) Diagrama  $Sr/Y$  vs.  $Y$  (Drummond & Defant 1990) mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica de Canaã dos Carajás.

## 5 INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CARACTERIZAÇÃO GERAL DOS PRINCIPAIS GRANITÓIDES DA ÁREA ESTUDADA

### 5.1 LEUCOMONZOGRANITO

#### Geologia

O domínio ocupado pelo Leucomonzogranito era anteriormente considerado como parte do Complexo Xingu, já que este monzogranito está deformado e distribuía-se, geomorfologicamente, em áreas arrasadas (Araújo & Maia 1991).

O Leucomonzogranito ocupa uma parte significativa da área estudada, com uma foliação penetrativa de direção próxima a E-W e subvertical (concordante com o *trend* regional), com predomínio de trama do tipo planar (S). Apresenta, porém, localmente, trama do tipo linear (L) de alto ângulo, bem como zonas miloníticas e planos de falha inversa. As tramas planar e linear se desenvolveram no estágio dúctil, enquanto as zonas miloníticas, formaram-se no estágio dúctil-rúptil, e as falhas inversas resultaram de deformação no estágio rúptil. Estas estruturas, formadas em regime deformacional progressivo e temperatura decrescente indicam que o Leucomonzogranito tem uma assinatura sintectônica relacionada possivelmente à evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, relacionando-se mais precisamente ao que Araújo & Maia (1991) denominam de Domínio Imbricado.

#### Petrografia

Os principais reflexos da deformação do Leucomonzogranito, no âmbito microscópico, são a recristalização das bordas do plagioclásio e do microclínio alterando a forma e o tamanho original desses minerais, além da presença de agregados policristalinos de quartzo formados por subgrãos e novos grãos. Os espaços entre os cristais desses minerais podem estar preenchidos por uma matriz microgronoblástica, quartzo-feldspática. Isto evidencia que o Leucomonzogranito encontrava-se no estado sólido quando foi submetido ao evento deformacional responsável pela sua recristalização parcial.

Conforme as análises modais, o Leucomonzogranito assemelha-se, em termos de suas proporções de QAP, aos granitos crustais, tanto aqueles descritos por Lameyre & Bowden (1982), como dos leucogranitos potássicos descritos no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Duarte 1992, Althoff et al. 1995 e 2000,

Leite 1995 e 2001), da Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991) e dos granitos arqueanos da Bacia Carajás (Barros 1991 e 1997, Sardinha 2002). Entretanto, os granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982) são essencialmente peraluminosos, geralmente a duas micas e semelhantes aos granitos tipo S de Chappell & White (1974), ou seja, produto de fusão de crosta metassedimentar. Características análogas a estas são atribuídas, também, à Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991), embora a mesma tenha sido ainda pouco estudada. Por sua vez, os granitos arqueanos subalcalinos da Bacia de Carajás, embora crustais, são análogos aos granitos do tipo-A (Barros 1991 e 1997, Sardinha 2002). Finalmente, os granitos crustais do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria são cálcico-alcalinos e afins aos granitos do tipo I de Chappell & White (1974), sendo interpretados como produtos da fusão de crosta ígnea ou metaígnea (Duarte 1992, Althoff et al. 1995 e 2000, Leite 1995 e 2001). Petrograficamente o Leucomonzogranito apresenta maiores similaridades com este último grupo. Entretanto, não se pode afastar a possibilidade de semelhança também com a Suíte Plaquê, caso venha a se comprovar que a mesma não foi gerada a partir de fontes metassedimentares.

### **Geoquímica**

O Leucomonzogranito, de acordo com um dos diagramas propostos por Pearce et al. (1984), é análogo em termos geoquímicos aos granitos sin-colisionais e de arcos vulcânicos (Figura 4.10a), porém seu empobrecimento relativo em Rb (Figura 4.10b), revela maior afinidade com os granitos de arcos vulcânicos. A utilização isolada destes diagramas não permite definir o ambiente de colocação de granitóides, pois é sabido que granitóides geoquimicamente similares podem ser formados em ambientes tectônicos distintos (Whalen et al. 1987, Sylvester 1989, Pearce 1996). Mas a utilização dos diagramas de Pearce et al. (1984) possibilita eliminar determinadas hipóteses, o que auxilia na caracterização geoquímica dos granitóides estudados.

A partir dos dados petrográficos correlacionou-se o Leucomonzogranito aos granitos crustais, entretanto estes dados não são suficientes para estabelecer a tipologia deste granito. A sua distribuição nos diagramas propostos por Whalen et al. (1987) permite excluir a possibilidade de correlacionar o Leucomonzogranito aos

granitos tipo-A, já que as amostras deste granito ocupam o campo dos granitos tipo-I, tipo-M e tipo-S (Figuras 4.10c,d), com forte fracionamento, o que é reflexo do seu caráter cálcico-alcalino, como será discutido a seguir. Como o Leucomonzogranito não apresenta caráter fortemente peraluminosos (Figura 4.7), nem em sua assembléia mineral, minerais ígneos alumino-silicáticos ricos em alumina como granada, cordierita ou muscovita, de forma abundante, que seriam evidência de uma provável fonte metassedimentar (White et al. 1986), não se pode correlacionar o Leucomonzogranito aos granitos tipo-S. Por outro lado, o Leucomonzogranito possui afinidade com os granitos tipo-I, pois é ligeiramente peraluminoso ( $1 \leq [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]_{mol} \leq 1,1$ ) e tem tendência cálcico-alcalina (White 1979, White & Chappell 1983).

Com base no diagrama proposto por Sylvester (1989) para caracterizar a natureza das séries magmáticas de leucogranitóides, as amostras do Leucomonzogranito ocupam o campo correspondente aos granitos cálcico-alcalinos e aos granitos fortemente peraluminosos (Figura 4.8).

No diagrama ternário  $Na_2O-K_2O-CaO$ , adaptado de Barker & Arth (1976), as amostras do Leucomonzogranito alinham-se segundo o *trend* cálcico-alcalino (Figura 4.7), porém isto serve apenas para demonstrar que, obviamente, o Leucomonzogranito não tem afinidade geoquímica com as séries trondhjemíticas.

Sylvester (1994) divide os granitos potássicos em cálcico-alcalinos, fortemente peraluminosos e alcalinos. Este autor distingue, ainda, os granitos cálcico-alcalinos fanerozóicos e arqueanos, sendo este último grupo subdividido em tipo CA-1 e tipo CA-2.

Os padrões de elementos terras raras do Leucomonzogranito (Figura 5.1a) mostram uma maior afinidade geoquímica com a composição média dos granitos cálcico-alcalinos do tipo CA-2 de Sylvester (1994). Isto porque o acentuado fracionamento de elementos terras raras pesados do Leucomonzogranito - média da  $(La/Yb)_n = 58,584$  -, é similar ao observado nos granitos CA-2. As semelhanças também se verificam em termos dos valores de anomalias negativas de Eu. As principais diferenças são que o padrão de elementos terras raras pesados do Leucomonzogranito é mais côncavo que o dos granitos cálcico-alcalinos do tipo CA-

2 de Sylvester (1994), e o Leucomonzogranito é um pouco mais pobre em ETR que a média do granito CA2.

Em diagrama multi-elementos (Figura 5.1b), as amostras do Leucomonzogranito também apresentam comportamento geoquímico similar ao dos granitos cálcico-alcálicos do tipo CA-2 de Sylvester (1994). Destacam-se a anomalia negativa de Ce, as anomalias positivas de Ba e Sr e os comportamentos análogos de Zr, Ti, Nb e P. A diferença aparente é a ausência de anomalia negativa de Y nas amostras do Leucomonzogranito, presente nos granitos tipo CA-2 Sylvester (1994), porém isto se deve mais aos baixos conteúdos de La e Ce do biotita-leucomonzogranito e somente no biotita-granodiorito há um teor elevado de Y.

### **Petrogênese**

O Leucomonzogranito apresenta uma homogeneidade composicional, evidenciada pelos dados petrográficos e geoquímicos. Suas amostras apresentam, de modo geral, composições graníticas leucocráticas, altos teores de sílica ( $71,40\% < \text{SiO}_2 < 76,20\%$ ), moderados a baixos de álcalis ( $6,50\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7,30\%$ ), baixas razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (média de 0,765), teores médios moderados de MgO (0,39%) e de CaO (1,63%).

O modelo mais aceito para a geração de magmas potássicos, análogos ao que originou o Leucomonzogranito, é a fusão parcial de uma crosta continental formada por uma associação TTG (Ridley 1992, Davis et al. 1994, Sylvester 1994, Leite et al. 1999, Leite 2001) ou a partir da cristalização fracionada de magmas TTG (Ridley 1992). A fonte de calor pode ser um magma posicionado no limite entre a crosta inferior e manto superior (Ridley 1992). A colocação de magmas mantélicos na base da crosta, associado com espessamento crustal, promove aumento da temperatura, metamorfismo de baixa pressão e fusão crustal (Davis et al. 1994). Uma alternativa seria a ocorrência de pequenas elevações localizadas de temperatura que poderiam provocar a fusão de associações TTG, formadas há pouco tempo e ainda aquecidas (Sylvester 1994).

Dessa forma, assume-se como hipótese preliminar neste estágio de trabalho que o Leucomonzogranito deriva da fusão parcial de granitóides arqueanos TTG, já que não há evidência de que o magma gerador do Leucomonzogranito seja oriundo

de diferenciação magmática através de cristalização fracionada de um magma formador de alguma associação de rocha arqueana da região. É provável que o Leucomonzogranito derive da fusão parcial de rochas de composição TTG atualmente incluídas no Complexo Xingu.

As anomalias de Eu ainda que discretas ( $0,618 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,715$ ) revelam que o plagioclásio e, menos provavelmente o feldspato alcalino, tiveram um papel significativo durante o fracionamento do Leucomonzogranito, pois estes minerais retêm grandes quantidades de Eu. Deduz-se que estes minerais ficaram retidos no resíduo da fusão de uma fonte crustal ou sofreram algum fracionamento durante a cristalização (Rollinson 1993). O acentuado empobrecimento em elementos terras raras pesados em líquidos félsicos, como o que se observa nas amostras do Leucomonzogranito, pode ser causado pelo fracionamento isolado ou associado de granada, anfibólio, piroxênio e zircão (Rollinson 1993). Entretanto, a ausência de uma anomalia negativa acentuada de Y no Leucomonzogranito indica que seja mais provável que piroxênio±anfibólio tenham sido fracionados, já que estes não retêm tanto Y como a granada. Por outro lado, os teores relativamente moderados, de Zr poderiam indicar um fracionamento expressivo de zircão, porém isto pode ser um reflexo do baixo teor deste elemento na fonte dos magmas e do baixo grau de fusão da mesma quando da geração do líquido. Finalmente, o empobrecimento relativo em terras raras leves (Figura 5.1a) e, sobretudo, em La e Ce (Figura 5.1b) do Leucomonzogranito em relação aos granitos tipo CA-1 e 2 pode ser devido a um fracionamento de alanita, mineral freqüente neste granito.

Sylvester (1994) considera que os granitos cálcico-alcálicos tipo CA-2 têm concentrações de Y, elementos terras raras pesados, V e Ti menores que os granitos cálcico-alcálicos tipo CA-1. Este mesmo autor afirma que o líquido que originou granitos tipo CA-2 encontrava-se em equilíbrio com um resíduo que continha granada ao nível da crosta inferior, enquanto que o líquido que produziu granitos tipo CA-1 encontrava-se em equilíbrio com um resíduo com ortopiroxênio e sem granada ao nível da crosta média.

As duas amostras de leucomonzogranitos analisadas (AMR-102, AMR-182) possuem efetivamente teores de Y bem inferiores aos dos granitos CA-1 e similares aos dos granitos CA-2, ao passo que no biotita-granodiorito (AMR-213) se observa o

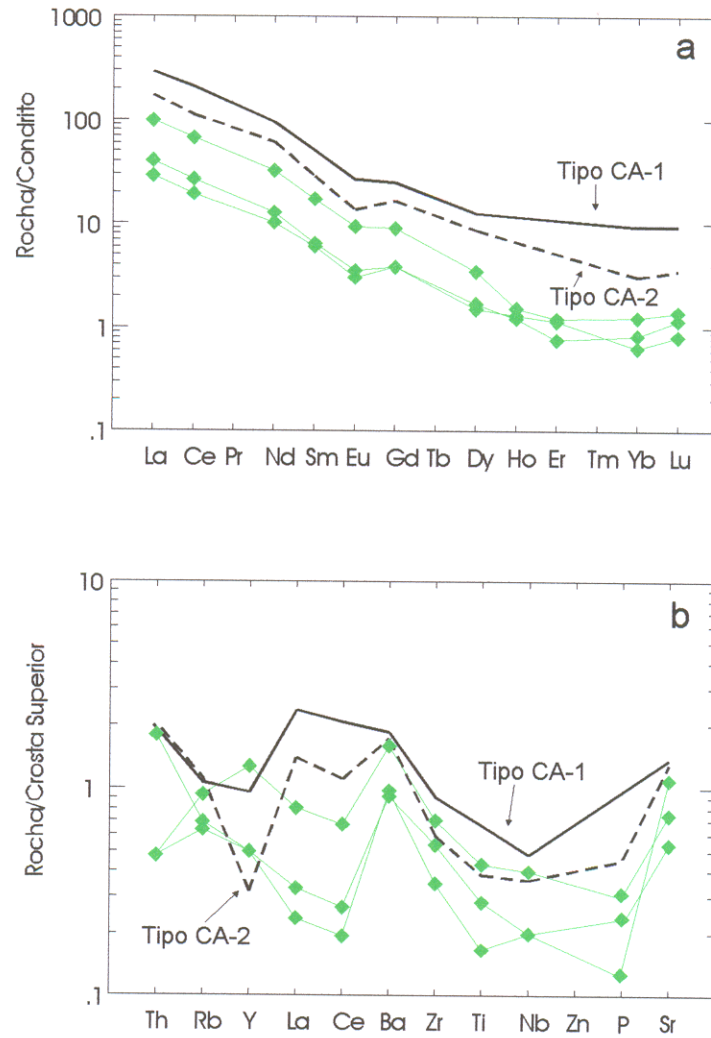


Figura 5.1: Diagramas geoquímicos para as amostras do Leucomonzogranito: (a) Padrões de elementos terras raras das amostras do Leucomonzogranito e dos granitos arqueanos cálcico-alcálinos dos tipo 1 (CA-1) e 2 (CA-2), descritos por Sylvester (1994), conteúdos normalizados pelos valores do condrito de Evensen et al. (1978); (b) Diagrama de multi-elementos das amostras do Leucomonzogranito e dos granitos arqueanos cálcico-alcálinos dos tipo 1 (CA-1) e 2 (CA-2), descritos por Sylvester (1994), normalizados em relação à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985).

inverso. Em relação aos demais elementos, as diversas amostras analisadas revelam maiores analogias com os granitos CA-2 (Figura 5.1b). Por outro lado, as amostras do Leucomonzogranito mostram uma concavidade no padrão de ETRP (Figura 5.1a) indicativa de fracionamento de anfibólio±piroxênio, minerais que também fracionam Y. Portanto, é possível que as características geoquímicas do Leucomonzogranito se devam mais a um acentuado fracionamento de anfibólio±clinopiroxênio, fases retidas no resíduo de fusão, do que à presença de granada neste mesmo resíduo, embora esta última hipótese não possa ser inteiramente descartada. O fracionamento de anfibólio±clinopiroxênio tenderia a compensar o efeito da provável retenção do plagioclásio na fonte no comportamento do Eu, pois os dois primeiros tendem a gerar anomalias positivas de Eu, se opondo ao efeito do fracionamento de feldspato (Rollinson 1993).

## 5.2 GRANITO PLANALTO

### Geologia

O Granito Planalto é formado por quatro *stocks* alongados próximo à direção E-W, conforme a estruturação regional. Por estarem geomorfologicamente associados a serras e terem uma assinatura aeroradiométrica semelhante aos granitos da Suíte Plaquê, estes corpos do Granito Planalto eram cartografados como parte desta suíte. Entretanto, a Suíte Plaquê, conforme Araújo & Maia (1991), é formada por granitos a duas micas (biotita e muscovita), análogos aos granitos tipo S de Chappell & White (1992), enquanto as rochas do Granito Planalto, cuja seção tipo está localizada a cerca de 10 km ao norte da área estudada, têm como minerais varietais hornblenda±biotita. Além disso, este granito, segundo Huhn et al. (1999), apresenta um caráter alcalino, sendo análogo aos granitos subalcalinos da Bacia Carajás (Complexo Granítico Estrela e Granito Serra do Rabo).

O Granito Planalto é provavelmente posterior ao Leucomonzogranito e ao Supergrupo Itacaiúnas. Apresenta encraves métricos de anfibolito e encraves máficos de dimensões centimétricas. Exibe foliação subvertical penetrativa com direção próxima de E-W, coincidente com o *trend* regional. Este granito apresenta uma deformação dúctil, com predomínio de trama planar (tipo S), ligada a encurtamento horizontal, e localmente trama linear (tipo L) de alto ângulo;

deformação dúctil-rúptil com zonas miloníticas, segregação mineral; e deformação rúptil associada à formação de falhas inversas, de alto ângulo e direção próxima a E-W. A deformação progressiva associada à temperatura decrescente indica que a deformação que afetou o Granito Planalto ocorreu durante a sua colocação, que se relaciona à evolução do Domínio Imbricado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

É bom salientar que a semelhança na história deformacional do Leucomonzogranito e do Granito Planalto implica em que a colocação dos mesmos foi mais ou menos contemporânea. Mas esta hipótese deve ser considerada com reservas, uma vez que a idade destes corpos ainda não foi definida com base em datações.

### **Petrografia**

Ao microscópico observa-se que a textura heterogranular hipidiomórfica ígnea é obliterada pela deformação, que provoca a recristalização das bordas de microclínio e plagioclásio, alterando as suas formas originais, e gera, ainda espessamento (*coarsening*) das lamelas albiticas do feldspato alcalino perítico. A hornblenda pode apresentar textura simplectítica e acha-se associada a quartzo e minerais opacos. Assim como o microclínio, mostra, às vezes, forma amendoada com calda de recristalização. O quartzo está intensamente deformado, exibindo-se em agregados policristalinos de forma alongada ou fitada, com subgrãos e novos grãos. Os espaços entre os cristais podem estar preenchidos por uma matriz microgranoblástica. Quando a deformação é muito intensa tem-se uma textura milonítica. Outro aspecto comum da deformação é o fraturamento dos feldspatos e do anfibólio, sendo que muitas vezes estas fraturas são preenchidas por stilpnomelano.

Apesar da deformação é possível identificar com certa frequência feições da textura ígnea original do Granito Planalto. Pode-se observar, por exemplo, cristais de microclínio, em geral de granulação grossa, transformados por exsolução no estágio *subsólido* em pertitas, modificadas por processo de espessamento (*coarsening*) das lamelas albiticas. A presença de feldspato alcalino perítico indica que durante a cristalização do granito formou-se um feldspato alcalino solução sólida predominantemente potássico, mas rico em albita (Smith & Brown 1988). Por outro lado,

a presença de plagioclásio primário revela que o granito formou-se em condições *subsolvus*. Localmente há textura do tipo albita *chessboard*, que pode ser atribuída a processos de substituição do feldspato potássico, vinculado ou não ao espessamento de lamelas albíticas, em estágio *subsolidus*, muito possivelmente devido à ação de fluidos (Smith & Brown 1988).

As composições modais sugerem analogias entre o Granito Planalto e os granitos crustais de Lameyre & Bowden (1982). Entretanto, estes autores consideram apenas como granitos crustais aqueles derivados de fusão de crosta metassedimentar, ou seja, granitos tipo-S no sentido de Chappell & White (1974). O Granito Planalto não apresenta porém, características de granito tipo-S, e sim do tipo-A, cujos representantes arqueanos na Província Mineral de Carajás são o Complexo Granítico Estrela (Barros 1991 e 1997), granitos Serra do Rabo (Sardinha 2002) e Old Salobo (Lindenmayer 1990). Segundo Eby et al. (1992) granitos tipo-A apresentam comumente na sua assembléia mineral anfibólios ricos em Fe. Como o anfibólio presente no Granito Planalto é hornblenda-hastingsítica, isto reforça sua analogia com os granitos tipo-A.

### Geoquímica

Nos diagramas de Pearce et al. (1984), as amostras do Granito Planalto ocupam, predominantemente, o campo dos granitos intraplaca (Figura 4.17). Os dados petrográficos indicam que o Granito Planalto faz parte dos granitos crustais, entretanto, se excluiu a possibilidade deste granito fazer parte dos granitos tipo-S, como já foi discutido anteriormente, restando as alternativas de correlacioná-lo com os granitos tipo-I ou tipo-A. Nos diagramas propostos por Whalen et al. (1987) as amostras do Granito Planalto ocupam o campo dos granitos tipo-A (Figura 4.18 a,b), assemelhando-se mais precisamente ao tipo-A<sub>2</sub> (Figura 4.19a,b), de acordo com os diagramas propostos por Eby et al. (1992). Portanto, este granito é geoquimicamente análogo aos granitos arqueanos subalcalinos do tipo-A, presentes na Bacia de Carajás (Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo, Granito Old Salobo).

Sylvester (1989) classifica granitos alcalinos pós-colisionais em cálcico-alcalinos, fortemente peraluminosos e alcalinos. Este autor afirma que granitos alcalinos pós-colisionais podem ser geoquimicamente similares tanto aos granitos

alcalinos intraplaca, como também aos granitos de arco vulcânico e sin-colisionais. Assim, granitos geoquimicamente muito distintos podem ser formados em um mesmo ambiente tectônico, da mesma forma que granitos similares podem ser originados em ambientes tectônicos distintos. Com base no diagrama de Sylvester (1989), as amostras do Granito Planalto ocupam o campo dos granitos alcalinos (Figura 4.15), não apresentando nenhuma afinidade geoquímica com granitos cálcico-alcalinos ou fortemente peraluminosos.

Sylvester (1994) subdivide granitos potássicos em granitos cálcico-alcalinos, granitos fortemente fracionados e granitos alcalinos, estes últimos subdivididos em fanerozóicos do tipo-1 (ALK-1) e tipo-2 (ALK-2), e arqueanos, do tipo-3 (ALK-3) e tipo-4 (ALK-4).

O Granito Planalto é um granito de idade comprovadamente arqueana ( $2747 \pm 2$  Ma, Huhn et al. 1999). Além disso, possui um conteúdo elevado de Ba (em geral, 1129 ppm a 1899 ppm, média de 1783 ppm) que é superior aos dos granitos do tipo ALK-3 (com teor médio, igual a  $830 \pm 160$  ppm) e muito mais elevado que os dos tipos ALK-1, ALK-2 e ALK-4 ( $< 510$  ppm) de Sylvester (1994).

Segundo Sylvester (1994) os granitos ALK-3 são mais enriquecidos em  $TiO_2$ , FeO, V, Sr, Y, Zr, Ba e elementos terras raras e mais empobrecidos em F, Rb, Pb, Th e U que os granitos ALK-4. Portanto, os granitos ALK-3 têm razões  $Al_2O_3/TiO_2$ , Rb/Y e Th/Zr médias menores que os granitos ALK-4.

Se compararmos as razões  $Al_2O_3/TiO_2$ , Rb/Y e Th/Zr (Tabela 4.4), conclui-se que o Granito Planalto tem maiores similaridades com os granitos ALK-3 de Sylvester (1994). O padrão de elementos terras raras (Figura 5.2a), normalizado pelo condrito, do Granito Planalto mostra grande semelhança com os granitos ALK-3 e ALK-4 de Sylvester (1994), em termos do comportamento dos elementos terras raras e da anomalia negativa de Eu. Entretanto, há um contraste marcante em função do fracionamento mais acentuado de elementos terras raras pesados em relação aos elementos terras raras leves no Granito Planalto [(La/Yb) $_n=95,6$ ], quando comparado aos granitos ALK-3 e ALK-4 [(La/Yb) $_n=24 \pm 5$ , respectivamente; Sylvester 1994].

Com o diagrama de multi-elementos (Figura 5.2b), normalizado em relação à crosta superior (Taylor & McLennan 1985), observa-se que as amostras do Granito

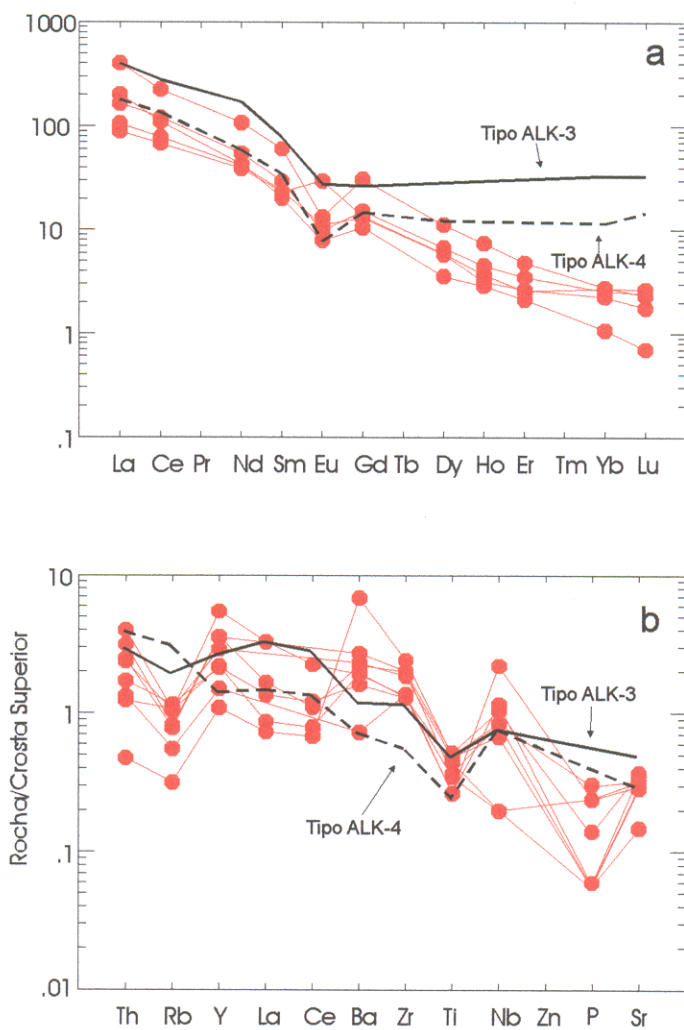


Figura 5.2: Diagramas geoquímicos para as amostras do Granito Planalto: (a) Padrões de elementos terras raras das amostras do Granito Planalto e dos granitos alcalinos arqueanos tipos 3 (ALK-3) e 4 (ALK-4), descritos por Sylvester (1994), conteúdos normalizados pelos valores do condrito de Evensen et al. (1978); (b) Diagrama de multi-elementos das amostras do Granito Planalto e dos granitos alcalinos arqueanos tipo 3 (ALK-3) e 4 (ALK-4), descritos por Sylvester (1994), normalizados em relação à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1985).

Planalto possuem um pouco mais de afinidade geoquímica com os granitos tipo ALK-3 de Sylvester (1994), já que apresenta anomalia negativa de Ti, comum tanto aos granitos ALK-3 e ALK-4, mas exibe uma anomalia negativa de Rb presente apenas nos granitos ALK-3. Como diferenças, há uma anomalia negativa de P e uma anomalia positiva de Ba nas amostras do Granito Planalto, que não se observam nos granitos alcalinos arqueanos descritos por Sylvester (1994). Além disso, o enriquecimento em Zr e Nb e o empobrecimento em Rb são mais acentuados no Granito Planalto.

### **Petrogênese**

Loiselle & Wones (1979) definem como granitos tipo-A aqueles granitos com baixos teores de  $Al_2O_3$ , altas razões  $FeO/(FeO+MgO)$  e  $K_2O/Na_2O$ , altas concentrações de elementos incompatíveis (Zr, Nb, Ta e elementos terras raras menos Eu) e empobrecidos em elementos compatíveis com silicatos máficos (Co, Sc, Cr, Ni) e feldspatos (Ba, Sr, Eu), formados em condições de baixa fugacidade de  $O_2$ . Estes autores consideram que estas rochas se originam apenas em zonas de *rift* no interior de blocos continentais estáveis.

O Granito Planalto tem teor médio de  $Al_2O_3$  baixo (11,85%), altas razões  $K_2O/Na_2O$  ( $1,1 < K_2O/Na_2O < 2,5$ ), conteúdos elevados de Zr, Nb e Y e moderados a baixo de elementos terras raras, exceto Eu. Estas características indicam que o líquido que originou o Granito Planalto, excetuando o comportamento dos elementos terras raras, é geoquimicamente similar aqueles que originaram os granitos tipo-A, descritos por Loiselle & Wones (1979), Collins et al. (1982), Whalen et al. (1987), Eby (1990) e Eby et al. (1992). Entretanto, os teores de Ba e Sr no Granito Planalto são elevados, em se tratando de um granito tipo-A, e os seus baixos teores de elementos terras raras pesados se refletem em altas razões  $(La/Yb)_n$ , que não são comuns em granitos do tipo-A.

Há duas correntes principais de pensamento a respeito da origem dos magmas dos granitos tipo-A. Uma considera que o fracionamento de magmas basálticos de origem mantélica é responsável pela origem de magmas tipo-A (Eby 1990, Eby et al. 1992). A outra propõe como modelo alternativo para geração de magmas tipo-A, a fusão parcial de crosta, que pode ser formada por rochas ígneas

de composição tonalítica a granodiorítica (Creaser et al. 1991) ou granulítica (Collins et al. 1982, Whalen et al. 1987). Considerando que a poucos quilômetros a W da área estudada afloram granulitos do Complexo Pium, seria plausível a hipótese de que a fusão parcial de granulitos similares aos formadores deste complexo tenha originado o Granito Planalto.

Collins et al. (1982) e Whalen et al. (1987) consideram, como modelo genético, a fusão parcial de granulito félsico na crosta inferior, sendo esta rocha resíduo, após a extração de líquido granítico. Estes mesmos autores consideram que o líquido tipo-A é gerado a alta temperatura, possuindo baixa viscosidade, sendo relativamente pobre em H<sub>2</sub>O e contendo F e/ou Cl. Entretanto, este modelo tem sido muito criticado (Creaser et al. 1991) e a hipótese de derivação de granitos do tipo-A a partir de granulitos não residuais também foi aventada (Landerberger & Collins 1996).

O padrão de elementos terras raras do Granito Planalto é bastante fracionado ( $32,812 < (La/Yb)_n < 188,956$ ), em se tratando de granito tipo-A, em geral com moderadas anomalias de Eu ( $0,290 < Eu/Eu^* < 0,607$ ), porém com uma amostra (AMR-085A) apresentando anomalia positiva de Eu. Para Collins et al. (1982) a rocha fonte de magmas tipo-A seria formada por quartzo+plagioclásio+feldspato alcalino+ortopiroxênio±clinopiroxênio+anfíbólio±biotita, além de minerais acessórios como apatita+zircão±titanita+magnetita. As anomalias negativas de Eu indicam que feldspatos foram fracionados durante a geração do Granito Planalto, sendo provável que estes feldspatos tenham ficado retidos no resíduo da fusão. Como as anomalias negativas de Eu do Granito Planalto são menos acentuadas do que as que ocorrem, normalmente, nos demais granitos tipo-A, conclui-se que o fracionamento de feldspatos no Granito Planalto foi comparativamente menos expressivo. A anomalia positiva de Eu, observada na amostra AMR-85A, poderia ser produto de um maior fracionamento simultâneo de fases que retenham elementos terras raras pesados e de outras, tais como a alanita, que retém preferencialmente elementos terras raras leves, em relação ao fracionamento de feldspatos (Martin 1987). Entretanto, esta amostra se particulariza também por apresentar um conteúdo excepcionalmente elevado de Ba (4821 ppm, Tabela 4.4), o que sugere a possibilidade de presença de feldspato potássico cumulático nesta rocha, não confirmada pelo fato de seu

conteúdo de  $K_2O$  (4,0%, Tabela 4.4) ser o mais baixo dos granitos analisados. Não é, portanto, possível ser conclusivo sobre a causa das particularidades observadas nesta amostra.

O fracionamento de elementos terras raras pesados foi mais expressivo no Granito Planalto do que normalmente acontece durante a geração de magmas tipo-A. Rollinson (1993) atribui o empobrecimento de elementos terras raras pesados ao fracionamento, principalmente, de granada, anfibólio, piroxênio e zircão. Baseando-se na composição mineralógica, pode-se estimar que durante a geração do líquido do Granito Planalto poderia ter havido um fracionamento importante de anfibólio, talvez acompanhado de piroxênio, e, subordinadamente, de apatita±titanita. Entretanto, a ausência de concavidade nos padrões de elementos terras raras pesados não fortalece a hipótese de fracionamento expressivo de anfibólio. Os altos conteúdos de Zr indicam que o fracionamento de zircão, se ocorreu, foi muito incipiente durante a geração do líquido do Granito Planalto. Por outro lado, admitindo-se uma fonte granulítica para o magma do Granito Planalto, a hipótese de presença de granada no resíduo de fusão poderia explicar o comportamento dos elementos terras raras pesados. Entretanto, ela não é favorecida pelo fato do referido granito possuir conteúdos relativamente elevados de Y.

O padrão do diagrama multi-elementos do Granito Planalto apresenta maiores analogias com os dos granitos alcalinos tipo ALK-3 de Sylvester (1994), conforme discutido no tópico anterior. O modelo de geração de granitos alcalinos, proposto por Sylvester (1994), consiste da fusão parcial de uma crosta continental metassomatizada. Este modelo genético diverge do proposto por Collins et al. (1982) para os granitos tipo-A, pois o último admite como fonte rochas granulíticas residuais. A principal diferença geoquímica é que os teores de Ba são muito mais elevados no Granito Planalto, do que nos granitos estudados pelos autores citados. Isto indica que a rocha fonte do qual se originou o Granito Planalto deveria ser rica em feldspatos alcalino e biotita, fases minerais que concentram Ba, o que devem ter fundido precocemente e, conseqüentemente, explicaria o enriquecimento do líquido neste elemento. A participação da biotita fica, no entanto, enfraquecida pelos baixos teores de Rb do granito. As anomalias negativas de Ti evidenciam um fracionamento importante de magnetita durante a evolução do magma do Granito Planalto.

De acordo com o que foi discutido acima, se considera como possível modelo genético para o líquido que originou o Granito Planalto, a fusão parcial de uma fonte crustal granulítica, porém não do tipo residual (cf. Collins et al. 1982, Clemens et al. 1986, Whalen et al. 1987) e sim enriquecida em elementos incompatíveis do tipo HFS, tais como Zr, Y e Nb, e Ba (cf. Landerberger & Collins et al. 1996), porém pobre em Rb e Sr. As altas razões  $Fe/(Fe+Mg)$  indicam uma fonte com caráter reduzido, o que somado aos baixos conteúdos de  $Al_2O_3$  e  $Na_2O$  não favorece a derivação do Granito Planalto a partir de rochas fonte cálcico-alcálicas, onde o fracionamento de plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio e, possivelmente, piroxênio e granada além de apatita, titanita, magnetita e, de forma restrita a alanita, foram provavelmente importantes na evolução deste magma.

### 5.3 ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA

#### Geologia

Dentre os granitóides presentes na área estudada, as rochas da Associação Tonalítica-Trondhjemítica ocupam a menor área. No sul da área mapeada, elas afloram formando uma pequena serra, onde estão associadas às rochas do Granito Planalto. Neste domínio, a ATTr e o Granito Planalto eram cartografados como Suíte Plaqué. No noroeste da área mapeada a ATTr aflora num vale entre as serras do Granito Planalto e do Supergrupo Itacaiúnas e era cartografada como Complexo Xingu.

A ATTr é formada por rochas que variam de tonalito a trondhjemito. Estas rochas são subdivididas em dois grupos, quanto à deformação. Na parte sul são bastante deformadas apresentando bandamento magmático de direção próxima de E-W e uma foliação (predomínio de trama planar) penetrativa subvertical (E-W), característicos, com alternância de faixas tonalíticas e trondhjemíticas, decimétricas a métricas. No noroeste da área, as rochas da ATTr são menos deformadas, predominando uma textura isotrópica, com domínios tonalíticos intercalados com domínios trondhjemíticos.

Durante a sua colocação, a ATTr, do domínio sul, foi submetida a um esforço compressional de direção próxima a N-S, que orientou o bandamento magmático e a foliação com direções próximas de E-W, concordante com o *trend* regional. Esta

deformação ocorreu no estágio dúctil. Entretanto, a presença de planos de falha inversa com alto mergulho para SSE, que truncam a foliação primária, indica a ação de um esforço compressivo, de direção próxima a N-S, já no estágio rúptil. A deformação no estágio dúctil possibilita correlacionar a colocação da ATTr com a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, mais precisamente ao Domínio Imbricado descrito por Araújo & Maia (1991), e os planos de falha inversa são interpretados como resultantes da reativação deste cinturão.

### **Petrografia**

O *stress* que atuou sobre as rochas da ATTr tende a produzir uma orientação mineral, que não é necessariamente acompanhada de deformação dos cristais. Isto indica que durante a atuação do *stress* havia cristais formados e magma (*crystal mush*).

As composições modais das amostras da ATTr permitem correlacioná-la à série cálcico-alcalina trondhjemitica de baixo potássio (Lameyre & Bowden 1982) ou à série cálcico-alcalina tonalítica (Bowden et al. 1984). Reforça esta correlação o fato de a ATTr ser análoga ao Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 1995, 2000) e ao Complexo Tonalítico Caracol (Lete 1995, 2001), presentes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e considerados como exemplos de granitóides arqueanos típicos da série TTG (tonalito-trondhjemitito-granodiorito). Entre os contrastes petrográficos observados entre a ATTr e os granitóides TTGs mencionados, destacam-se a dominância de anfibólio e os altos conteúdos modais de quartzo verificadas na primeira, e a ausência de termos granodioríticos.

### **Geoquímica**

No diagrama proposto por Maniar & Piccoli (1989), com base no índice da Shand, os tonalitos da ATTr são metaluminosos e os trondhjemitos são peraluminosos. No diagrama normativo An-Ab-Or as amostras da ATTr ocupam os campos correspondentes aos tonalitos e aos trondhjemitos e no diagrama  $K_2O-Na_2O-CaO$  acompanham o *trend* trondhjemitico (Barker & Arth 1976).

Martin (1986) diz que rochas TTG arqueanas têm  $5 < (La/Yb)_n < 150$  e conteúdo de  $0,3 < Ybn < 8,5$ , onde se enquadram as rochas da ATTr (Figura 4.30a). Martin

(1999) considera rochas adaquíticas como representantes modernos de rochas TTG arqueanas, já que apresentam altos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,5$ ) e seus valores de  $mg\#$  ( $\leq 0,5$ ) e conteúdos de Ni (20-40 ppm) e Cr (30-50 ppm) são característicos de rochas cálcico-alcálicas. A partir disso, Martin (1999) propõe dois diagramas para distinguir rochas adaquíticas de rochas cálcico-alcálicas de arco de ilha clássica. No diagrama  $Y_{bn}$  vs.  $(La/Yb)_n$  (Figura 4.30a), as rochas da ATTr ocupam o campo correspondente às rochas adaquíticas (Martin 1999), que equivale ao campo das rochas TTG arqueanas (Martin 1986). Entretanto, no diagrama  $Y$  vs.  $Sr/Y$  (Figura 4.30b), a maioria das rochas da ATTr ocupam o campo das rochas cálcico-alcálicas de arco de ilha clássica (Drummond & Defant 1990, Martin 1999). Esta ambigüidade se deve ao fato de que as rochas da ATTr têm teores de Y (geralmente  $> 15$  ppm), elevados se comparados com de outras rochas da série TTG, que geralmente estão abaixo de 15 ppm (Martin 1986, 1987 e 1999; Martin et al. 1997).

A partir do padrão dos elementos terras raras (Figura 4.28) pôde-se dividir as rochas da ATTr em dois grupos: um com anomalia incipiente a moderadamente negativa de Eu, formado pelos tonalitos (exceto a amostra AER-068), e outro grupo formado por rochas com anomalias positivas de Eu, formado pelos trondhjemitos (exceto a amostra AMR-122A). Constatou-se que a ATTr difere da grande maioria das associações TTG, que tendem a apresentar anomalias de Eu incipientes ou moderadamente negativas e, só raramente, anomalias positivas. Como exemplo, há as rochas da Associação Naavala, da parte oriental da Finlândia, descrita por Martin (1987), que apresenta um grupo de rochas sem anomalia de Eu e outro com anomalia positiva de Eu.

Em diagrama multi-elementos (Figura 4.29), a ATTr apresenta como característica marcante a presença de anomalias positivas de Zr, Ti e Y (com destaque para Zr e Y), o que não é comum em granitóides TTG, os quais, não costumam apresentar anomalias de Sr e Zr e tendem a exibir anomalias negativas de Ti. Outra característica particular da ATTr é a anomalia negativa de Rb e ausência de anomalia negativa de Nb, que constitui uma feição marcante na maioria dos granitóides TTG (Martin et al. 1997, Martin 1999). As anomalias positivas de Zr e Y são marcantes em todas as amostras da ATTr, enquanto que as anomalias positivas de Ti são mais desenvolvidas nos tonalitos. As amostras AER-71C e AMR-

122A apresentam uma anomalia negativa de Ba que não está presente nas demais amostras.

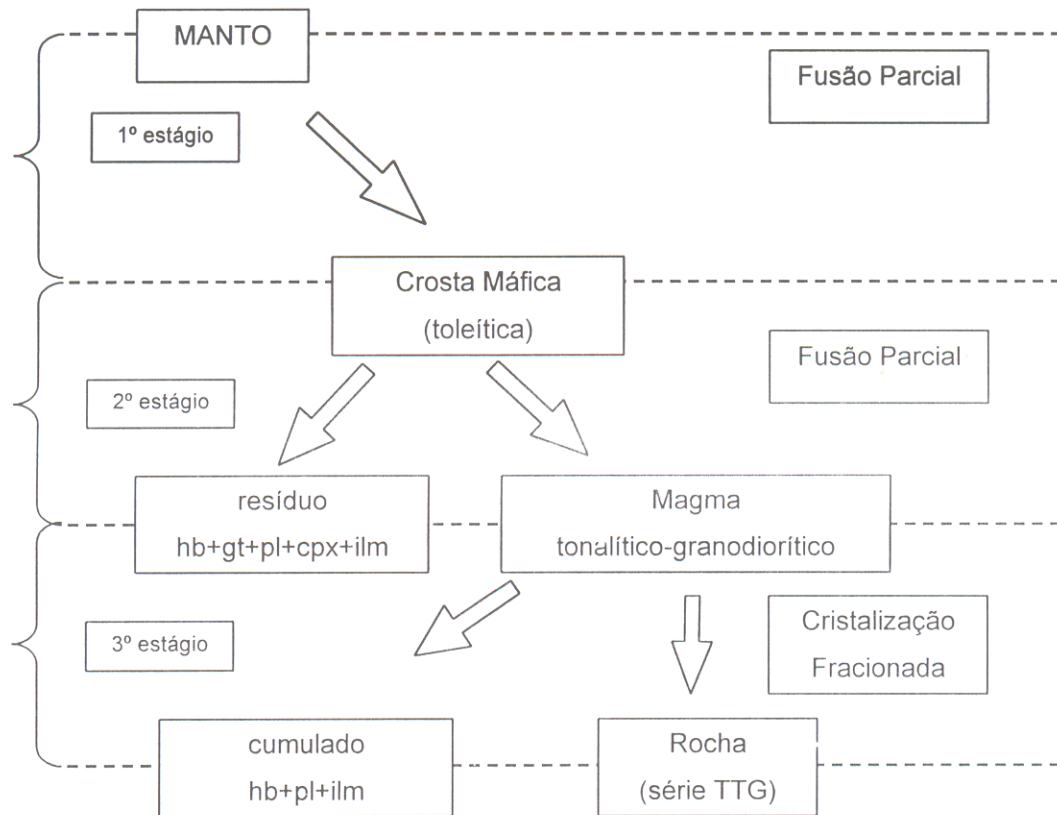


Figura 5.3: Diagrama esquemático que sumariza os diferentes estágios da geração de rochas TTG (Martin 1987, 1994) - hb=hornblenda, gt=granada, pl=plagioclásio, cpx=clinopiroxênio, ilm=ilmenita.

## Petrogênese

O principal modelo de geração de magma TTG no Arqueano (Martin 1986, 1987, 1994), consiste de três estágios: (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 predominantemente por hornblenda e granada e, subordinadamente, clinopiroxênio, plagioclásio e ilmenita, (3) o último estágio consiste de cristalização fracionada que forma um cumulado de hornblenda, plagioclásio e ilmenita e uma rocha da série TTG (Figura 5.3).

O modelo petrogenético discutido acima poderia ser em parte adequado para a ATTr, havendo uma pequena diferença no processo de cristalização fracionada. Pois o empobrecimento em elementos terras raras pesados, que é refletido nas altas razões  $(La/Yb)_n$  e o padrão côncavo dos elementos terras raras pesados (Figura 4 28) podem ser explicados pela presença de cumulados com hornblenda e ilmenita, enquanto que as anomalias negativas de Eu podem ser produzidas pela retenção de plagioclásio nesses mesmos cumulados (Martin 1987). Entretanto, para haver anomalias positivas de Eu, é necessário ou acúmulo de fases enriquecidas em Eu, tais como plagioclásio, ou o fracionamento simultâneo de uma fase que retenha elementos terras raras leves e de fases que retenham elementos terras raras pesados. Martin (1987) considera que o fracionamento de alanita, que mesmo em pequeno volume retém grandes quantidades de elementos terras raras leves, associado ao de plagioclásio, hornblenda e ilmenita, ou seja, a geração de um cumulado com estes minerais, poderia explicar um padrão de elementos terras raras com altas razões  $(La/Yb)_n$ , padrão côncavo de elementos terras raras pesados e anomalia positiva de Eu. Assim, a anomalia positiva de Eu seria formada na verdade pelo empobrecimento de elementos terras pesados e leves em relação ao Eu e não por enriquecimento em Eu.

Uma característica particular da ATTr são os altos conteúdos de Zr, Y e  $TiO_2$ , e moderados de Nb, feições geoquímicas incomuns em se tratando de uma série TTG. Uma possível explicação para a presença de anomalias positivas de Y na ATTr

seria a ausência de granada no resíduo da fusão da provável fonte máfica toleítica, no segundo estágio da geração do magma da ATTr (Figura 5.3), já que a granada retém muito Y ( $K_D=35$ ). Isto implicaria assumir que a crosta toleítica teria sido transformada em anfibolito sem granada. Os altos conteúdos de  $TiO_2$  indicam a ausência de ilmenita no resíduo da fusão da provável fonte máfica toleítica, no segundo estágio da geração do magma da ATTr, visto que a ilmenita retém muito Ti.

Com base no que foi discutido até agora se considera que a gênese da ATTr ocorreu da seguinte forma:

- Fusão parcial de uma fonte mantélica que originou uma crosta máfica (toleítica);
- Esta crosta máfica, transformada em anfibolito (possivelmente sem granada) durante processo de subducção, sofre fusão parcial produzindo um resíduo à base de plagioclásio+olivina+clinopiroxênio±ortopiroxênio e um líquido de composição tonalítica;
- Este líquido origina por processo de cristalização fracionada as rochas da ATTr e um cumulado com plagioclásio e horblenda, além de alanita, no caso dos trondhjemitos.

A crosta máfica que deu origem ao magma da ATTr deve ter sido similar a basaltos de cadeia meso-oceânica, já que estes basaltos apresentam teores expressivos de Zr e razões Zr/Y moderadas (Pearce & Norry 1979), o que explicaria os elevados teores de Zr e Y, característicos das rochas desta associação.

#### 5.4 COMPARAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS COM OS DEMAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Como a região de Canaã dos Carajás se encontra no Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás, é importante comparar os granitóides estudados com granitóides de características análogas das regiões de Rio Maria e Carajás.

O Leucomonzogranito é um granitóide potássico da série cálcico-alcálica semelhante neste aspecto aos granitos Xinguara e Mata Surrão, presentes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. No diagrama  $Na_2O-K_2O-CaO$  (Figura 5.4)

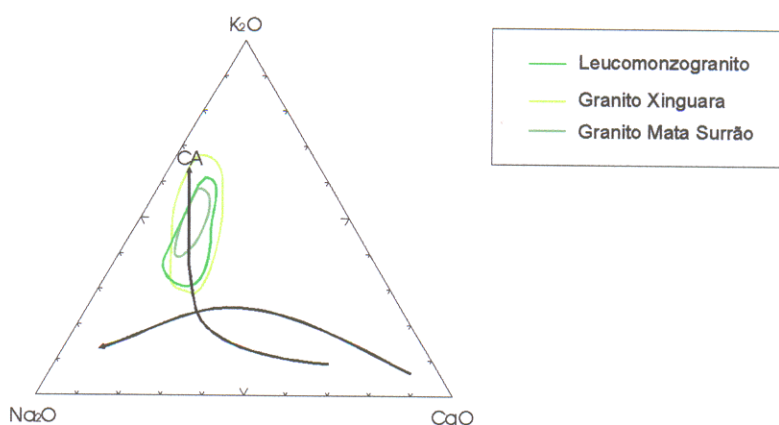


Figura 5.4: Diagrama Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO (Barker & Arth 1976) mostrando a distribuição das amostras do Leucomonzogranito e dos granitos Xinguara (Leite 1995) e Mata Surrão (Duarte 1992).

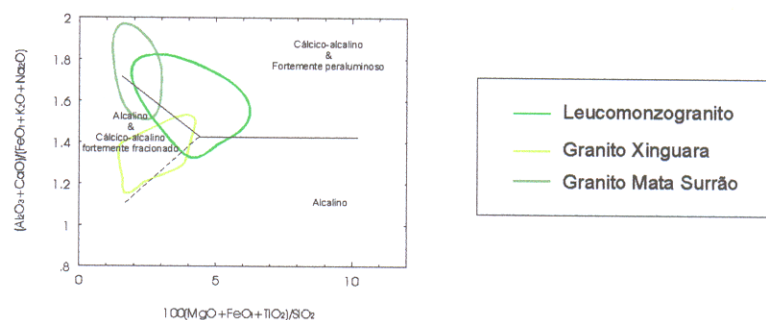


Figura 5.5: Diagrama  $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO + K_2O + Na_2O)$  vs.  $100(MgO + FeO + TiO_2) / SiO_2$  (Sylvester 1989) mostrando a distribuição das amostras do Leucomonzogranito e dos granitos Xinguara (Leite 1995) e Mata Surrão (Duarte 1992).

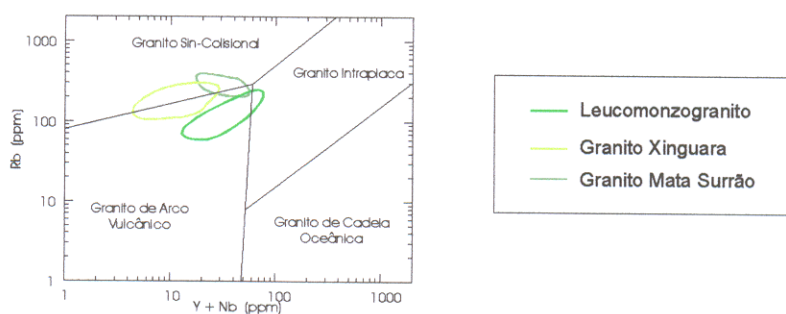


Figura 5.6: Diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce et al 1984) mostrando a distribuição das amostras do Leucomonzogranito e dos granitos Xinguara (Leite 1995) e Mata Surrão (Duarte 1992).

há uma superposição entre os campos dos granitos Xinguara, Mata Surrão e do Leucomonzogranito, os quais seguem a *trend* das séries cálcico-alcálicas.

No diagrama proposto por Sylvester (1989), apesar de não haver uma grande sobreposição entre os campos do Leucomonzogranito e do Granito Mata Surrão, constata-se que estes granitos apresentam maior afinidade com os granitos cálcico-alcálicos, já que, conforme discutido anteriormente, eles não se enquadram entre os granitos fortemente peraluminosos. Já o Granito Xinguara apresenta mais afinidades com o grupo de granitos cálcico-alcálicos fortemente fracionados (Figura 5.5) e diverge do Leucomonzogranito por ser ligeiramente mais rico em álcalis, sobretudo  $K_2O$  (Leite et al. 1999, Leite 2001).

Nos diagramas de Pearce et al. (1984) os granitos Xinguara e Mata Surrão apresentam um comportamento geoquímico transicional entre aqueles dos granitos sin-colisionais e de arcos vulcânicos, enquanto que o Leucomonzogranito tem maior afinidade geoquímica com os granitos de arcos vulcânicos (Figura 5.6).

O Granito Planalto tem características análogas às dos granitos alcalinos da Bacia Carajás, tais como o Complexo Granítico Estrela e os granitos Serra do Rabo e Old Salobo. No diagrama proposto por Sylvester (1989) observa-se que os granitos Planalto, Serra do Rabo e o Complexo Granítico Estrela se restringem ao campo dos granitos alcalinos (Figura 5.7), sendo que há uma sobreposição entre o campo do Granito Planalto e a distribuição das amostras mais evoluídas (alta  $SiO_2$ ) do Complexo Granítico Estrela. A superposição entre o campo do Granito Serra do Rabo com os dos outros dois granitos é restrita, uma vez que a razão  $(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2$  do Granito Serra do Rabo é maior do que a do Granito Planalto. Já no caso do Complexo Granítico Estrela, estas mesmas razões têm uma ampla variação, se sobrepondo com os valores das razões dos granitos Planalto e Serra do Rabo.

Assim como os granitos alcalinos mencionados da Bacia Carajás, o Granito Planalto tem maior afinidade geoquímica com os granitos intraplacas (Figura 5.8), apesar de seu campo adentrar aquele dos granitos de arcos vulcânicos, comportamento que também é exibido pelo Granito Serra do Rabo.

No diagrama proposto por Whalen et al. (1987), o Granito Planalto, assim como os granitos alcalinos da Bacia Carajás, é geoquimicamente caracterizado

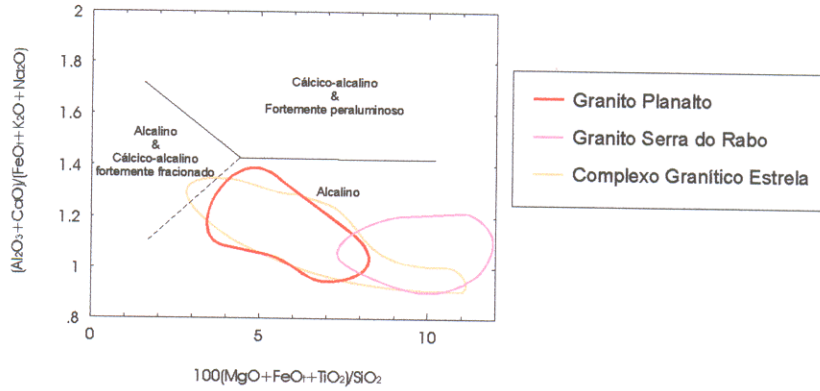


Figura 5.7: Diagrama  $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+K_2O+Na_2O)$  vs.  $100(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$  (Sylvester 1989) mostrando a distribuição das amostras dos granitos Planalto, Serra do Rabo (Sardinha 2002) e Complexo Granítico Estrela (Barros 1991).

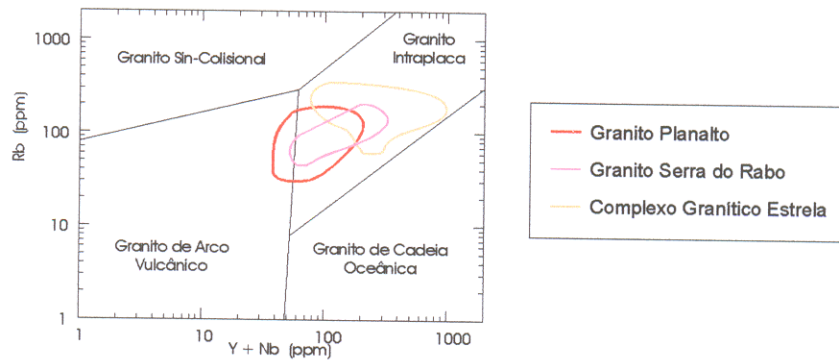


Figura 5.8: Diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce et al 1984) mostrando a distribuição das amostras dos granitos Planalto, Serra do Rabo (Sardinha 2002) e Complexo Granítico Estrela (Barros 1991).

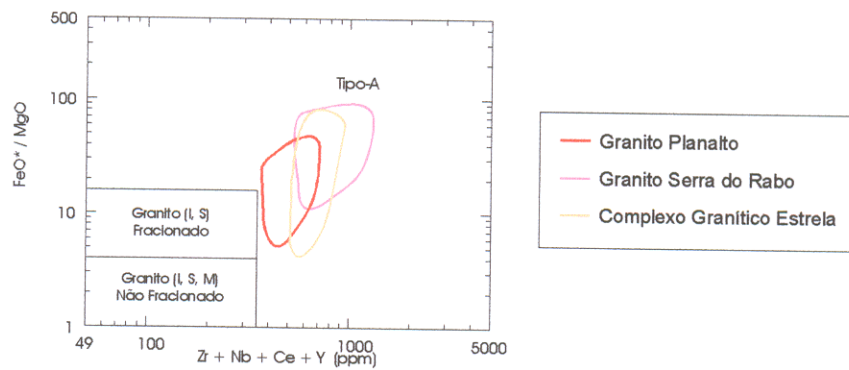


Figura 5.9: Diagrama  $FeO^*/MgO$  vs.  $Zr+Nb+Ce+Y$  (Whalen et al. 1987) mostrando a distribuição das amostras dos granitos Planalto, Serra do Rabo (Sardinha 2002) e Complexo Granítico Estrela (Barros 1991).

como granitos tipo-A (Figura 5.9). Entretanto as razões  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  do Granito Planalto tendem a ser menores do que as do Granito Serra do Rabo e se superpõem com as do Complexo Granítico Estrela. Quanto ao somatório dos teores de  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ , os conteúdos do Granito Planalto tendem a ser menores que no Granito Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela.

Em termos de elementos maiores a ATTr tem afinidade com os granitóides da série TTG presentes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemitó Águas Frias). No diagrama Ab-An-Or (Figura 5.10), a ATTr aproxima-se mais do Complexo Tonalítico Caracol, pois ambos ocupam os campos dos tonalitos e trondhjemitos, enquanto que o Tonalito Arco Verde abrange os campos dos tonalitos, trondhjemitos e granodioritos e o Trondhjemitó Águas Frias se restringe ao campo dos trondhjemitos. Nota-se que a ATTr tem uma proporção de plagioclásio em relação ao feldspato potássico, normativos, maior que os granitóides TTG de Rio Maria.

No diagrama AFM (Figura 5.11), a ATTr, assim como os granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, mostram um *trend* similar ao das séries cálcico-alcálicas. A ATTr tem uma maior distribuição ao longo deste *trend*, em função de sua mais ampla variação composicional, quando comparada com os granitóides TTG de Rio Maria.

No diagrama  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (Figura 5.12), as amostras da ATTr e dos granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria acompanham o *trend* de diferenciação trondhjemitóica, sendo que o Complexo Tonalítico Caracol e o Trondhjemitó Águas Frias tendem a ser mais enriquecidos em  $\text{Na}_2\text{O}$  que o Tonalito Arco Verde, ao passo que a ATTr é mais empobrecida em  $\text{K}_2\text{O}$ .

A partir das comparações, nota-se que a ATTr possui uma variação composicional mais ampla que os granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Outro aspecto importante é que contrariamente aos últimos, a ATTr pertence ao grupo dos TTGs com baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , além de ser mais pobre em  $\text{K}_2\text{O}$ . Além disso, conforme ressaltado, anteriormente, a ATTr se distingue dos TTGs do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria em função dos seus conteúdos excepcionalmente elevados de Zr, Y e, um pouco menos, Nb.

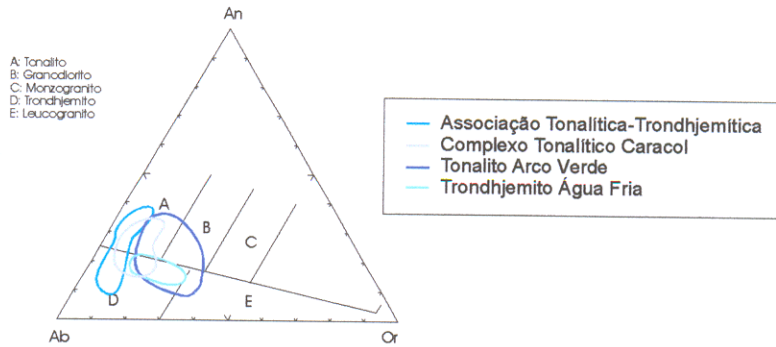


Figura 5.10: Diagrama An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979), mostrando a distribuição das amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica e de granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Althoff 1996, Leite 2001).

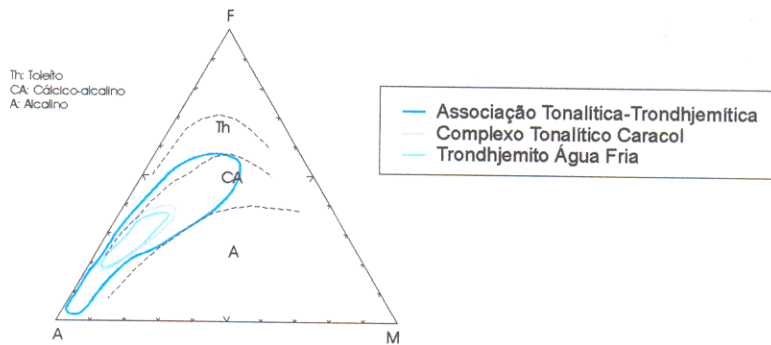


Figura 5.11: Diagrama A-F-M ( $A=Na_2O+K_2O$ ;  $F=FeO+0,9Fe_2O_3$ ;  $M=MgO$ ) mostrando o caráter cálcico alcalino da Associação Tonalítica-Trondhjemítica e dos granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Leite 2001). Os campos são de Irvine & Baragar (1971).

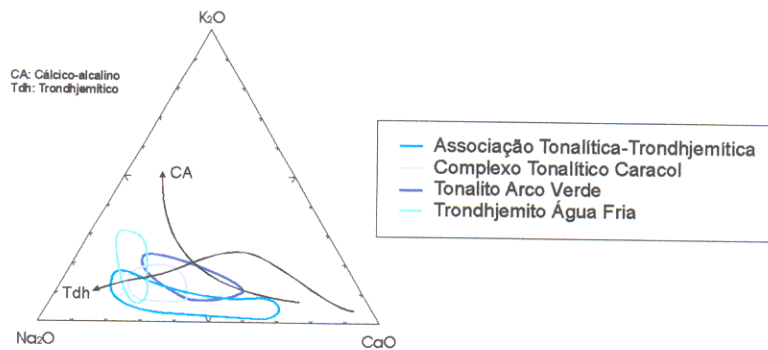


Figura 5.12: Diagrama  $Na_2O-K_2O-CaO$  (adaptado de Barker & Arth 1976) mostrando que as amostras da Associação Tonalítica-Trondhjemítica e dos granitóides TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria acompanham o *trend* trondhjemítico (Tdh) (Althoff 1996, Leite 2001).

## 5.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Apesar das limitações dos estudos realizados neste trabalho é possível estimar um cenário geológico arqueano para a região de Canaã dos Carajás, se levarmos em consideração as informações disponíveis sobre a geologia da Província Mineral de Carajás.

No momento da gênese dos granitóides da região de Canaã dos Carajás, que acontece no Arqueano, havia uma crosta continental com idade mínima de  $3002 \pm 14$  Ma, que é a idade do Complexo Pium (Pidgeon et al. 2000). Esta crosta era provavelmente composta por rochas deste complexo, por granitóides TTG e por seqüências máficas, caracterizando um típico terreno arqueano, análogo ao que ocorre no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Althoff et al. 1995, Leite 1995, Souza et al. 1996, Althoff et al. 2000, Leite 2001, entre outros).

Para os autores citados, na região de Rio Maria, havia uma crosta oceânica formada por seqüências komatiíticas a toleíticas, representadas pelos *greenstone belts* de Sapucaia e Identidade, as quais em maior profundidade teriam sido transformadas para rochas anfíbolíticas. Por fusão parcial estes anfíbolitos gerariam os magmas formadores dos granitóides TTG mais antigos, representados pelo Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 1995, 2000) e o Complexo Tonalítico Caracol (Leite 1995, 2001) que dariam início à formação da crosta continental. Após estes granitóides TTG, foi gerado o Granodiorito Rio Maria, derivado de um processo de magma *mingling* entre magmas máficos e félsicos (Souza 1994 e Souza & Dall'Agnol 1995). O último evento magmático arqueano na região de Rio Maria é representado pela geração quase que simultânea dos granitos cálcico-alcalinos (granitos Guarantã, Xinguara e Mata Surrão) e de uma segunda geração de granitóides TTG (trondhjemitos Mogno e Água Fria), sendo os primeiros oriundos da fusão parcial de rochas similares às do Tonalito Arco Verde e do Complexo Tonalítico Caracol (Leite 2001), ao passo que o Trondhjemitos Água Fria é produto da fusão de uma crosta oceânica toleítica transformada em anfíbolito, seguindo processo similar ao admitido para os granitóides TTG mais antigos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Souza 1994, Althoff et al. 2000, Leite 2001).

A evolução arqueana da Bacia Carajás e do Domínio de Transição entre esta bacia e a região de Rio Maria é distinta em relação à evolução arqueana do Terreno

Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Ela deve começar com o magmatismo gerador dos protólitos do Complexo Pium e do que hoje se denomina Complexo Xingu. Estas unidades serviram de embasamento para a Bacia Carajás, preenchida por rochas vulcânicas máficas a intermediárias que, em conjunto com formações ferríferas, compõem o Supergrupo Itacaiúnas (Hirata et al. 1982; Gibbs et al. 1986; Lindenmayer & Fyfe 1992; DOCEGEO 1988; entre outros). Este supergrupo é recoberto pelas rochas da Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988; Nogueira et al. 1995). Após a formação do Supergrupo Itacaiúnas, ocorre a intrusão de granitos da Suíte Plaquê e de granitos subalcalinos (granitos Old Salobo, Planalto e Serra do Rabo; Complexo Granítico Estrela), granitóides estes não representados no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Por último ocorre a sedimentação da Formação Gorotire (Lima & Pinheiro 2001).

A região de Canaã dos Carajás, que se situa no Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás, tem uma evolução arqueana com pontos em comum com as regiões de Rio Maria e Carajás. Na área estudada, em virtude das semelhanças na história deformacional do Leucomonzogranito, Granito Planalto e Associação Tonalítica-Trondhjemítica, além da falta de uma definição da idade relativa destes corpos no campo ou com base em datações, assume-se, como alternativa, que a colocação destes granitóides ocorreu de forma relativamente sincrônica.

A gênese dos granitóides mencionados ocorreu a partir da fusão parcial de rochas TTG, atualmente incluídas no Complexo Xingu, que originou o magma cálcico-alcalino do Leucomonzogranito, que neste sentido, pode ser correlacionado com os leucogranitos cálcico-alcalinos de Rio Maria (granitos Xinguara, Garantã e Mata Surrão) com idades em torno de 2,80 Ga (Tabela 1.1). Neste caso, o Leucomonzogranito seria recoberto por rochas do Supergrupo Itacaiúnas. Por outro lado, em virtude das limitações deste trabalho e da falta de um estudo mais detalhado sobre os leucogranitos da Suíte Plaquê (com cerca de 2,7 Ga, ver Tabela 1.1), o Leucomonzogranito também pode ser correlacionado a esta suíte e portanto ser mais jovem que os leucogranitos do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e cortaria rochas do Supergrupo Itacaiúnas.

Em seguida, ocorre fusão parcial de uma fonte granulítica (possivelmente o Complexo Pium) enriquecida em elementos incompatíveis do tipo HFS, tais como Zr, Y e Nb, e Ba, porém pobre em Rb e Sr, que origina um magma alcalino do tipo-A, produzindo o Granito Planalto, que intrude o Supergrupo Itacaiúnas. O Granito Planalto tem como correspondente na Bacia Carajás, os granitos Old Salobo, Serra do Rabo e o Complexo Granítico Estrela. Por último, ocorre a fusão parcial de uma crosta oceânica (basaltos de cadeia meso-oceânica), previamente transformada em anfibolito, que origina o líquido da ATTr, que se difere dos TTGs típicos por causa dos elevados teores de Zr, Ti e Y e, no caso dos TTGs de Rio Maria, também por esta associação ser empobrecida em  $Al_2O_3$ .

## 6 CONCLUSÕES

Através do mapeamento geológico, na escala de 1:100.000, na região de Canaã dos Carajás foi possível individualizar diversas unidades litológicas: Leucomonzogranito, Granito Planalto, Associação Tonalítica-Trondhjemítica, gabros deformados e não deformados e coberturas lateríticas. Além destas unidades ainda foram identificados encraves anfibolíticos, não representáveis na escala do mapeamento, bem como um domínio de Granitóides Indiferenciados, onde as limitações de amostragem não permitiram distinguir tipos litológicos.

Os encraves anfibolíticos são as rochas mais antigas da área, estando contidos no Leucomonzogranito e no Granito Planalto. Afloram na forma de matações, estão bastante deformados e apresentam segregação de níveis máficos e níveis quartzo-feldspáticos. Geoquimicamente, no diagrama TAS, são classificados como basalto e basalto andesítico e no diagrama AFM fazem parte das séries toleítica e cálcico-alcálica.

A coincidência na história deformacional dos granitóides presentes na área mapeada, pode implicar que a colocação dos mesmos ocorreu de forma sincrônica. Apesar da falta da definição da idade relativa no campo ou com base em datações, entre os granitóides presentes na área mapeada, admite-se, como alternativa, que os Granitóides Indiferenciados seja a unidade mais antiga, dentre os granitóides. O Leucomonzogranito, apesar de não haver uma definição precisa quanto a sua posição estratigráfica, é considerado como mais antigo que o Granito Planalto e corresponde geomorfologicamente a uma extensa planície no sul da área. Apresenta uma foliação penetrativa subvertical de direção próxima a E-W (concordante com o *trend* regional). Foi submetido, inicialmente, a uma deformação em condições dúcteis, evoluindo para condições dúctil-rúptil e rúptil, ou seja, deformação com temperatura decrescente. É peraluminoso, pertence à série das rochas cálcico-alcálicas de médio-K, é análogo aos granitos de ambiente de arcos vulcânicos e tipologicamente associado aos granitos tipo-I. Com base nos padrões de elementos terras raras de multi-elementos o Leucomonzogranito tem uma maior afinidade com os granitos tipo CA-2 (Sylvester 1994). A gênese do Leucomonzogranito ocorre possivelmente a partir da fusão parcial de uma fonte TTG e o fracionamento de feldspatos+anfíbólio±piroxênio e, em menor escala, de

zircão, foi fundamental na evolução do magma do Leucomonzogranito. Com base nos dados geoquímicos, o Leucomonzogranito é similar aos granitos cálcico-alcalinos do Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria.

O Granito Planalto é formado, na área estudada, por quatro corpos alongados próximo a direção E-W, que intrudem as rochas do Leucomonzogranito e do Supergrupo Itacaiúnas. Geomorfologicamente corresponde a pequenas serras. Apresenta uma foliação subvertical de direção próxima a E-W (concordante com o *trend* regional). Foi submetido a uma deformação progressiva com temperatura decrescente, com a deformação começando em condições dúcteis, passando para dúctil-rúptil e finalizando em condições rúpteis. O Granito Planalto é metaluminoso a peraluminoso, alcalino, similar aos granitos tipo-A (Loiselle & Wones 1979; Whalen et al. 1987), mais especificamente aos do tipo-A2 (Eby 1992), e aos granitos arqueanos alcalinos do tipo ALK-3 (Sylvester 1994). A gênese do Granito Planalto se deu provavelmente a partir da fusão de uma fonte granulítica enriquecida (Complexo Pium), com a evolução do magma sendo controlada pelo fracionamento de plagioclásio+feldspato alcalino+anfíbólio+piroxênio além de apatita+titanita+magnetita e, de forma restrita, alanita. O Granito Planalto tem grande afinidade com os granitos subalcalinos da Bacia Carajás (Granito Old Salobo, Granito Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela).

A ATTr é formada por dois corpos. O corpo norte aflora num vale entre as serras do Supergrupo Itacaiúnas e do Granito Planalto, provavelmente intrudindo estas duas unidades litológicas. Exibe deformação incipiente, predominando uma textura equigranular isotrópica. O corpo sul forma uma pequena serra em conjunto com o Granito Planalto, onde está em contato com este granito, exibindo um baixo contraste de viscosidade, aparentemente corta o Granito Planalto, e apresenta uma deformação marcante com uma foliação subvertical de direção próxima de E-W e um bandamento magmático, formado por alternância de bandas trondhjemiticas e tonalíticas com direção próxima a E-W (concordante com o *trend* regional). No diagrama normativo Ab-An-Or a ATTr ocupa os campos dos tonalitos e trondhjemitos. Geoquimicamente esta associação varia de metaluminosa (tonalitos) a peraluminosa (trondhjemitos) e é pobre em K. No diagrama AFM, a ATTr segue o *trend* das rochas cálcico-alcalinas e no diagrama Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO acompanha o

*trend* da série trondhjemítica. Estas características e o baixo conteúdo de  $Al_2O_3$  ( $Al_2O_3 < 15\%$  para  $SiO_2 = 70\%$ ), indicam que a ATTr pertence a série dos granitóides TTG de baixo  $Al_2O_3$ .

A gênese da ATTr ocorreu da seguinte forma:

- Fusão parcial de uma fonte mantélica que originou uma crosta máfica toleítica (basalto de cadeia meso-oceânica);
- Esta crosta máfica, transformada em anfibolito (possivelmente sem granada) durante processo de subducção, sofre fusão parcial produzindo um resíduo à base de plagioclásio+olivina+clinopiroxênio±ortopiroxênio e um líquido de composição tonalítica.
- A partir de cristalização fracionada este magma origina as rochas da ATTr e um cumulado com plagioclásio e horblenda, além de alanita, no caso dos trondhjemitos.

As características da ATTr mostram que ela difere dos granitóides TTG típicos e daqueles presentes no Terreno Granito-*Greenstone*. Isto em função dos altos teores de Zr, Ti e Y e, no caso dos TTGs do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, também porque as rochas da ATTr são mais empobrecidas em  $Al_2O_3$ , indicando que houve um maior fracionamento de plagioclásio durante a formação das mesmas.

O gabro deformado aflora na forma de um corpo alongado na direção próxima de E-W, intrusivo no Leucomonzogranito. Geoquimicamente varia, no diagrama TAS, de basalto a basalto andesítico e no diagrama AFM é correlacionado às rochas da série toleítica.

O gabro não deformado aflora na forma de dique com direção próxima de NNW-SSE, corta as rochas do Leucomonzogranito, Granito Planalto e da ATTr. No diagrama TAS ocupa o campo dos basaltos e no diagrama AFM faz parte do *trend* das rochas toleíticas.

A foliação presente nos granitóides da região de Canaã dos Carajás, que é concordante com o *trend* regional (aproximadamente E-W), indica que a deformação destes granitóides está relacionada à evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, mais precisamente ao que Araújo & Maia (1991) chamam de Domínio Imbricado.

A presença de granitos cálcico-alcálicos, alcálicos e de granitóides da série TTG mostra que na área estudada ocorreu fusão parcial de rochas TTG, originando o magma cálcico-alcálico do LMzG, similar aos leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica de Rio Maria (granitos Xinguara, Guarantã e Mata Surrão). Em seguida, ocorre fusão parcial de uma fonte granulítica (Complexo Pium) que origina um magma alcálico do tipo-A, produzindo o magma do GP, que tem como correspondentes na BC, os granitos Old Salobo e Serra do Rabo e o Complexo Granítico Estrela. Por último ocorre a fusão de uma crosta toleítica (basalto de cadeia meso-oceânica), que origina a ATTr. Neste aspecto as rochas da ATTr diferem dos granitóides TTG de Rio Maria (Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol e Trondhjemito Água Fria) que seriam resultantes da fusão de *greenstone belts*, previamente transformados em granada-anfibolito (Althoff et al. 2000, Leite 2001).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J. 1996. *Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2.7 - 3.2 Ga)*. Université Nancy I/CRPG. 296 p. (Thèse doctorat).
- ALTHOFF, F. J.; BARBEY, P.; 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 Res.*, **104** (2104): 187-206.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.-M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da Região de Marajoara. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **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 (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE. *Resumés*. Brest, Soc. Geol. Fr. p.62.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG, p. 130-141.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará*. Brasília, DNPM/CPRM, p.164. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. *Anais...* Belém, SBG, p. 299-306.
- 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: CONG. LATINO-AMER. GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, p. 324-338.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*.

- Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 149p. (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. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(2): 454-460.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: BARKER, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.
- BARROS, C.E.M. 1991. *Evolução petrológica e estrutural do gnaiss Estrela, Curionópolis, PA*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 134p. (Dissertação de Mestrado).
- 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. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2.5 Ga) na evolução tectometamórfica da Província Mineral de Carajás: o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(4):513-522.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *J. South Amer. Earth Sci.*, **10**(3-4): 321-330.
- BARROS, C.E.M.; SARDINHA, A.S.; BARBOSA, J.P.O.; KRIMSKI, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Pb-Pb and U-Pb zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 3. Pucon, Chile. Sociedade Geologica de Chile. (CD ROM).

- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 1-11.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. In: BROWN, P.E. & CHAPPELL, B.W. (Eds.). In: HUTTON SYMPOSIUM ON THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS, 2. *Geological Society of America*. p. 1-26. (Special Paper, 272).
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, R.J.; WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South America Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**(3): 167-173.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. da & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Finep. p. 16-90.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.-M. 1995. A província mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**: 199-235.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.*, **95**(1-2): 9-39.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.-M.; FRAGA, L.M.; SCANDOLARA, J.; BARROS, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL

- CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro: CPRM. (CD ROM).  
K.4
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, **50**: 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S.; ALTHOFF, F.J. 2001. Archean and paleoproterozoic granitoids and crustal evolution of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, eastern Amazonian Craton, Brazil. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 3, Pucon, Chile. Sociedade Geologica de Chile. (CD ROM).
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-Type granites. *Lithos*, **46**(3): 431-462.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador. *Excursions Guide...* Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGRM. p.135-161.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LEITE, A.A.S. 1996. Geology and geochemistry of the Archean Rio Maria Granite-greenstone Terrain, Carajás province, Amazonian craton. In: SYMP. ARCHEAN TERR. SOUTH AMER. PLATAFORM. Brasília, 1996. *Extended abstracts*. Brasília, SBG. p. 29-30.
- DAVIS, W.J.; FRYER, B.J.; KING, J.E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Precambrian Research*, **67**: 207-241.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Mineral.*, **111**: 493-510.

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, p. 11-54.
- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503-21521.
- DUARTE, K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria – Pa): um exemplo de granito “stricto sensu” Arqueano*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 217p. (Dissertação de Mestrado).
- DUARTE, K.D.; PEREIRA, E.D.; DALL’AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata Surrão – sudoeste de Rio Maria (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais...* SBG, p. 7-20.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granites: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- EBY, G.N.; KRUEGER, H.W.; CREASY, J.W. 1992. Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. In: PUFFER, J.H. & RAGLAND, P.C. *Eastern North American Mesozoic Magmatism*. Geological Society of America. p. 379-397. (Special Paper, 268).
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.T.; O’NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 55-64.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão Para Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 201-211.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG, p. 100-108.
- HUHN, S.R.B. & NASCIMENTO, J.A.S. 1997. São os depósitos de cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: COSTA, M.L. da & ANGÉLICA, R.S. (Coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Finep. p. 143-160.

- 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: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, 1999. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus, SBG/NO. p. 463-466.
- HUNH, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVÊA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.G.M.; COSTA, V.G. 1988. O terreno "granito greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 1438-1452.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**: 523-547.
- JORGE JOÃO, X.S.; LOBATO, T.A.; MARQUES, M.T.G.; BRIM, R.J.P.; ARAUJO, E.S. 1991. Geoquímica. In: ARAUJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. (Coord.) *Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará*. p. 79-95. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás).
- KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**: 371-391.
- 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.
- 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.
- LANDENBERGER, B. & COLLINS, W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**: 145-170.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEX, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BASSABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLWY,

- R.A.; ZANNETTIN, B. 2002. *Igneous rock. A classification and glossary of terms*. Cambridge, Cambridge University Press. 236p.
- LEITE, A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do Batólito Granítico Arqueano Xinguara, sudeste do Estado do Pará*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 209p. (Dissertação de Mestrado).
- LEITE, A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 330p. (Tese de Doutorado).
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno Granito-*Greenstone* arqueano de Rio Maria - Cráton Amazônico. *Rev. Bras.Geoc.*, **29**(3): 549-556.
- LIMA, F.D. 2002. *Evolução tectônica da terminação leste da Falha Carajás, sul do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 98p. (Dissertação de Mestrado).
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L. 2001. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M.A.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG. v. 2, p.201-224.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. Ontario: The University of Western Ontario, 406p. (Tese de Doutorado).
- LINDENMAYER, Z. G. & FYFE, W. S. 1990. A origem da formação ferrífera do depósito de cobre do Salobo, Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Resumos...* Natal/SBG, p.109-110.
- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos ...* São Paulo: SBG. v.2, p.33-34.
- LINDENMAYER, Z.G. & LAUX, J.H. 1994. 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.

- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994a. Contribuição à petrologia dos metabasaltos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geol. Leopoldensia*, **17**: 115-152.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994b. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geol. Leopoldensia*, **17**: 153-184.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **11**: 468.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil*. Montpellier, Université Montpellier II – France. 212p. (Tese de Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1991. Em busca do embasamento arqueano da Região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rew.*, **38**: 1134-1142.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T.E.; 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, 1988, SBG. p. 1468-1477.
- MANIAR, P.D. & PICCOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **97**: 635-643.
- MARTIN, H. 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction – zone magma. *Geology*, **14**: 753-756.

- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Filand: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- MARTIN, H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust – comparison with modern processes. *Lithos*, **30**: 373-388.
- MARTIN, H. 1994. The Archaean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: CONDIE, K.C. (Ed.). *Archaean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier. p. 205-259. (Developments in precambrien geology, 11).
- MARTIN, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46**: 411-429.
- MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; SABATÉ, J.C.; CUNHA, J.C. 1997. Crustal evolution in the Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p. 1488-1499.
- MEDEIROS FILHO, C. A. & MEIRELES, E. M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. *Atas...* Belém/SBG-NNO, v.3, p.90-96.
- MEDEIROS NETO, F. A. & VILLAS, R. N. N. 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4Epojuca, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Atas ...* Belém: SBG-NNO. v.3, p.97-112.
- MEIRELES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F do; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W. da C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás. Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG, V.5, p. 2164-2174.
- MEIRELES, M.R. & DARDENE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás - Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**: 41-50.

- NOGUEIRA, A.C.R. & TRUCKENBRODT, W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17(40)**: 7-29.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litostratigráfica. *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. Pap.*, 525-B: 79-84.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Germany, Springer, 1998. 289p.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, p. 33-47.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology*, **25(4)**: 956-983.
- PHILLIPS, E.R. 1980. On polygenic myrmekite. *Geol. Magaz.*, **17**: 29-36.
- 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 granulite 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-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú, 1994. *Resumos*. Camboriú, SBG. v.2, p. 390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (4)**: 594-606.
- RIDLEY, J.R. 1992. The thermal causes and effects of voluminous, late Archean monzogranite plutonism. In: GLOVER, J.F. & HO, S.E. ed.: *The archean: terrains, processes and metallogeny*. Geology Department (Key Center) & University Extension. p. 275-285. (The University of Western Australia Publication, 22).

- 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: SIMPOSIO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA SULAMERICANA (4). (Aceito).
- ROLLINSON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical, 1993. 352p.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, **3**: 453-488.
- SARDINHA, A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 118p. (Dissertação de Mestrado).
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. *Bulletin of the Geological Society of America*, **133**: 191-213.
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; GUIMARÃES, G.; ISSLER, R. S. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: CONG. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre/SBG, v.4, p.137-141.
- SMITH, V.J. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals*. Berlin, Springer Verlag, v.1, 828p.
- SOUZA, S.R.B. 1996. *Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca (Província Mineral de Carajás)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 106p. (Dissertação de Mestrado).
- 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*. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 2V., 624p. (Tese de Doutorado).
- 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. 1996. Vulcanismo dacítico cálcio-alcálico Mesoarqueano no "greenstone belt" Identidade, sudeste do Pará, Brasil. *Geoch. Brasil.*, **10**(2): 225-240.
- 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: SYMP. ARCHEAN TERR. SOUTH AMER. PLATAFORM. Brasília, 1996. *Extended abstracts*. Brasília, 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: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* p. 2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do *greenstone belt* de Identidade, região de Xinguara – Rio Maria, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* SBG. v.3, p. 1453-1467.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- SUITA, M.T. F. & NILSON, A.A. 1988. Geologia do complexo máfico-ultramáfico Luanga (Província Mineral de Carajás) e das unidades encaixantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais ...* Belém: SBG. v.6, p.2813-2923.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Ed.). *Magmatism in ocean basins*. London, Geol. Soc. p. 313-345. (Spec. Pub., 42).
- 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. (Developments in Precambrian Geology, 11).
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.

- TAYLOR, S.R. & McLANNAN, S.M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford, Backwell Scientific, 321p.
- TEIXEIRA, J.B.G. & EGGLER, 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 Geol. Leopoldensia*, **17**: 71-114.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; FERNANDES, C.M.D.; MOURA, C.A.V. 2002. Geoquímica e metalogenia das rochas graníticas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, 2002. *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Nordeste. p. 476.
- TEIXEIRA, N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província estanífera do Sul do Pará*. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 2V., p. 508. (Tese de Doutorado).
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars. In: RIBBE, P.H. (Ed.). *Feldspars Minerals*. Min. Soc. Amer. p. 297-323 (Reviews in mineralogy, 2).
- VILLAS, R.N. & SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposits types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**: 300-331.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**: 407-419.
- WHITE, A.J.R. 1979. Source rocks of granitic magmas (preprint): 28.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Memoir.*, **159**: 21-34.
- WHITE, A.J.R.; CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; SILVER, L.T.; CHAPPELL, B.W.; WALL, V.I. 1986. S-Type granites and their probable absence in southwestern North America. *J. Geol.*, **14**: 115-118.