

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA VILA DE TEPEQUÉM – NA.20-X-A-III
ESTADO DE RORAIMA, ESCALA 1:100.000

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
PROJETO CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA



Manaus
2010

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

MINISTRO DE ESTADO
Márcio Pereira Zimmermann

**SECRETÁRIO DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**
Cláudio Scliar

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

DIRETOR PRESIDENTE
Agamenon Sergio Lucas Dantas

DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
Manoel Barretto da Rocha Neto

DIRETOR DE HIDROLOGIA E GESTÃO TERRITORIAL
José Ribeiro Mendes

**DIRETOR DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS
E DESENVOLVIMENTO**
Fernando Pereira de Carvalho

DIRETOR DE ADMINISTRAÇÃO E FINANÇAS
Eduardo Santa Helena da Silva

CHEFE DO DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
Inácio de Medeiros Delgado

CHEFE DO DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS
Reinaldo Santana Correia de Brito

CHEFE DA DIVISÃO DE GEOLOGIA BÁSICA
Reginaldo Alves dos Santos

SUPERINTENDENTE REGIONAL DE MANAUS
Marco Antônio de Oliveira

GERENTE DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
Marcelo Esteves Almeida

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA VILA DE TEPEQUÉM – NA.20-X-A-III
ESTADO DE RORAIMA, ESCALA 1:100.000

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
PROJETO CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA

Autores

Lêda Maria Barreto Fraga
Ana Maria Dreher
Heitor Grazziotin
Nelson Joaquim Reis
Mário Sérgio Gomes de Farias
Diana Ragatky

Manaus
2010

CRÉDITOS AUTORAIS

Autores

Lêda Maria Barreto Fraga (DEGEO-ERJ)
Ana Maria Dreher (DEGEO-ERJ)
Heitor Grazziotin (SUREG-MA)
Nelson Joaquim Reis (SUREG-MA)
Mário Sérgio Gomes de Farias (SUREG-MA)
Diana Ragatky (UERJ)

CRÉDITOS DE AUTORIA DA NOTA EXPLICATIVA

1. INTRODUÇÃO

Lêda Maria Barreto Fraga

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Lêda Maria Barreto Fraga

3. GEOLOGIA DA FOLHA VILA DE TEPEQUÉM:

Apresentação e Sinópsis Estratigráfica

Lêda Maria Barreto Fraga

4. LITOESTRATIGRAFIA

4.1 Suíte Trairão

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

4.2 Grupo Cauarane

Ana Maria Dreher, Lêda Maria Barreto Fraga e Diana Ragatky

4.3 Granito Amajari

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

4.4 Granito Mixiguana

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

4.5 Suíte Pedra Pintada

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

4.6 Grupo Surumu

Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.7 Suíte Aricamã

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

4.8 Formação Cachoeira da Ilha

Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.9 Formação Tepequém

Nelson Joaquim Reis, Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.10 Diabásio Avanavero

Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.11 Gabro Igarapé Tomás

Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.12 Lamprófiro Serra Do Cupim

Ana Maria Dreher e Lêda Maria Barreto Fraga

4.13 Coberturas Cenozóicas

Lêda Maria Barreto Fraga

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Lêda Maria Barreto Fraga

6. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Lêda Maria Barreto Fraga

7. RECURSOS MINERAIS E METALOGÊNESE

Ana Maria Dreher e Heitor Grazziotin

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Lêda Maria Barreto Fraga e Ana Maria Dreher

MAPA GEOLÓGICO

Lêda Maria Barreto Fraga
Heitor Grazziotin
Ana Maria Dreher
Mário Sérgio Gomes de Farias

SIG GEOLÓGICO

Lêda Maria Barreto Fraga

APOIO TÉCNICO

Risonaldo Pereira da Silva
(Auxiliar Técnico DICART ERJ)
Luis Rodrigues Ferreira
(Técnico Prospector SUREG-MA)
Aluízio Ramos
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Gerson Tavares
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
José Carneiro de Souza
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Luiz dos Santos Ramires
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Olício Correa dos Santos
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Teodoro Oliveira
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Valdir Ferreira Nogueira
(Auxiliar Técnico SUREG-MA)
Antônio Gilmar H. de Souza
(Estagiário de Geologia SUREG-MA)
Renan Monteiro de B. Cavalcanti
(Estagiário de Geologia DEGEO-ERJ)

PROJETO GRÁFICO / EDITORAÇÃO / EDIÇÃO

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
DEPAT / DIEDIG

CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Geologia e recursos minerais da folha Vila de Tepequém –
NA.20-X-A-III estado de Roraima, escala 1:100.000 / CPRM -
Serviço Geológico do Brasil. - Manaus : CPRM, 2010.
182 p. : il. color. ; 30 cm

Programa Geologia do Brasil. Projeto Cartografia da
Amazônia.

1. Geologia regional – Brasil – Roraima. 2. Recursos
minerais – Brasil – Roraima. I. Título.

CDD 558.114

APRESENTAÇÃO

O PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL (PGB), desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, vinculado ao Ministério das Minas e Energia e à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

O **PROJETO CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA**, coordenado pelo CENSIPAN – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia e executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Força Aérea e Marinha) e pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM tem por objetivo levantar informações no chamado “vazio cartográfico” da Amazônia e é composto de três grandes subprojetos, que envolvem as cartografias terrestre, náutica e geológica (geologia e aerogeofísica). Serão geradas informações que darão suporte ao monitoramento regional e ao planejamento e execução de projetos de infra-estrutura, além de informações estratégicas para a segurança e a defesa nacional e de informações geológicas, de recursos minerais e geoambientais desta importante área do nosso território.

O mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém (NA.20-X-A-III), vinculado ao Projeto Amajari, foi realizado no âmbito do **PGB** e do **PROJETO CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA**. Este CD contém a Nota Explicativa, juntamente com o Mapa Geológico na escala de 1:100.000 da referida folha, localizada no extremo norte do país, no estado de Roraima.

A Folha Vila de Tepequém (NA.20-X-A-III), está situada na parte norte do Craton Amazônico, uma das regiões geologicamente menos conhecidas do país, o que reveste de especial relevância os avanços alcançados no conhecimento da geologia e dos recursos minerais da área. A aquisição de um acervo significativo de dados estruturais, petrográficos, litoquímicos e isotópicos permitiu a definição de novas unidades litoestratigráficas e a proposição de um novo modelo tectônico evolutivo para a região. A folha conta com depósitos de diamante e ouro aluvionares em garimpos atualmente exauridos e indícios que sugerem potencialidade para depósitos de ouro primário, para jazidas de Sn-W e para depósitos de sulfetos maciços de Pb-Zn (Ag).

O Projeto Amajari foi executado pela Superintendência Regional de Manaus. Os resultados obtidos estão sendo divulgados em ambiente SIG, com seu sistema de informações e banco de dados armazenados no GEOBANK, o Banco de Dados corporativo do Serviço Geológico do Brasil que pode ser acessado no Portal do SBG/CPRM www.cprm.gov.br.

Manuel Barreto da Rocha Neto

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A Folha Vila de Tepequém (NA.20-X-A-III) situa-se na porção norte do Estado de Roraima, ocupando a região central do Escudo das Guianas, parte norte do Craton Amazônico. O mapeamento geológico da folha na escala de 1:100.000 permitiu um avanço significativo na cartografia geológica e na caracterização das unidades litoestratigráficas e suas feições deformacionais, bem como na avaliação dos recursos minerais da área.

O embasamento é representado pela Suíte Trairão, que aflora na parte centro-sul da folha. A suíte engloba quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e subordinados monzogranitos, exibindo comumente bandamento composicional e foliação magmática. Os granitóides Trairão registram deformação em estado sólido pouco pronunciada sob temperaturas moderadas (450°C). São rochas de afinidade cálcio-alcalina, de médio a alto-K, com idades U-Pb entre 2044 Ma e 2026 Ma, valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos (+2,2 a +3,1) e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) variando de 2024 e 2090 Ma. As características químicas e isotópicas, bem como o seu posicionamento estratigráfico, indicam para a suíte uma evolução em ambiente de arco magmático.

O Grupo Cauarane dispõe-se na região sudeste da folha, sendo composto por paragneisses aluminosos com intercalações de mica xistos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, metacherts e gondito. As supracrustais Cauarane formaram-se, provavelmente, em bacias associadas ao arco magmático Trairão. Este ambiente orogênico está em consonância com os dados Sm-Nd (idade modelo T_{DM} de 2135 Ma e $\epsilon_{Nd}(T)$ de +1,8) que indicam para o grupo a contribuição de fontes crustais juvenis. A unidade Cauarane registra, pelo menos, três fases de deformação. D_1 e D_2 se processaram sob a fácies anfíbolito superior, durante o metamorfismo M_1 , sin-cinemático. M_1 está relacionado à geração de corpos de granitos tipo-S (Granito Amajari), em torno de 1995 Ma (U-Pb), representando, provavelmente, a fase colisional do orógeno, que resultou na justaposição tectônica das supracrustais aos granitóides do embasamento Trairão. O metamorfismo M_2 , estático, na fácies anfíbolito, também verificado no grupo Cauarane, deve refletir o efeito do intenso magmatismo pós-colisional representado pelas unidades Pedra

Pintada, Surumu, Aricamã e Cachoeira da Ilha.

A Suíte Pedra Pintada e o Grupo Surumu incluem rochas de afinidade cálcio-alcalina, predominantemente de alto-K. A Suíte Pedra Pintada é intrusiva nas supracrustais Cauarane e nos granitóides Trairão, sendo representada por dois corpos batolíticos que exibem zoneamento composicional assimétrico e variam de quartzo-dioritos e tonalitos a granodioritos e monzogranitos. O Grupo Surumu, formado por ignimbritos e subordinados riolitos, andesitos, rochas subvulcânicas e sedimentares, ocupa praticamente toda a metade norte da Folha Vila de Tepequém. A Suíte Aricamã e a Formação Cachoeira da Ilha mostram afinidades geoquímicas do tipo-A. A suíte engloba vários corpos de monzo e sienogranitos, dispostos na parte centro-leste da folha, enquanto a Formação Cachoeira da Ilha é constituída por ignimbritos dispostos em corpos lenticulares em meio aos vulcanitos Surumu. As idades Pb-Pb por evaporação e U-Pb em zircão, obtidas para as unidades Pedra Pintada, Surumu, Aricamã e Cachoeira da Ilha, variam de 1985 Ma a 1993 Ma, no entanto, o valor de 1986 Ma (U-Pb, SHRIMP) é aqui preferencialmente admitido para este episódio de intenso magmatismo. As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) situam-se entre 1978 e 2273 Ma e os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +0,6 e +3,6. A contemporaneidade entre magmatismos do tipo-A e cálcio-alcalino de alto-K é comum no estágio pós-colisional, proposto para as referidas unidades granitóides e vulcânicas. Neste estágio, magmas são gerados predominantemente a partir da fusão de diferentes fontes crustais, recém-formadas na etapa pré-colisional.

A Formação Tepequém, correlacionável à base do Supergrupo Roraima, aflora em um platô na parte central da folha e representa uma fase de tectônica extensional, ao final do Orosiriano, após a estabilização do orógeno Trairão. A formação engloba arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de origem fluvial, além de argilitos e tufos, dispostos nos membros Cabo Sobral, Funil e Paiva. Pequenos corpos de hornblenda gabros e hornblenditos foram agrupados na unidade Gabro Igaraapé Tomás e rochas de afinidade lamprofírica, na forma de diques e em corpos de efusivas, estão relacionadas à unidade Lamprófito Serra do Cupim. Diques das unidades

Diabásio Avanavero e Lamprófiro Serra do Cupim cortam as rochas mais antigas e registram a continuidade da tectônica extensional até o limite Orosiriano / Estateriano.

Durante o Episódio K´Mudku, ocorrido em torno de 1,2 Ga, evoluíram zonas de cisalhamento sob condições da interface dúctil-rúptil nas unidades granitóides, e formaram-se dobras nas rochas vulcânicas Surumu e Cachoeira da Ilha e nas rochas sedimentares da Formação Tepequém. Falhas também foram geradas ou reativadas. O Episódio K´Mudku é interpretado como um reflexo intra-placas da tectônica colisional grenvilliana na borda da placa.

Os depósitos de diamante e ouro aluvionares da serra do Tepequém, atualmente exauridos, eram, provavelmente, derivados de paleoplaceres hospedados nos conglomerados oligomíticos da Formação Tepequém.

A ametista que ocorre na serra Aricamã tem origem em prováveis veios epitermais e o agalmatolito da serra do Tepequém, também conhecido como pedra-sabão, formou-se, provavelmente, por lixiviação ácida de níveis tufáceos intercalados na Formação Tepequém. Não foram encontradas ocorrências de ouro primário na folha mapeada. Entretanto, a distribuição de indícios de ouro sob a forma de pintas em concentrados de bateia, em associação com o ambiente geológico, permite sugerir possíveis ocorrências de ouro dos tipos mesotermal, pórfiro e epitermal nos granitóides Trairão, Pedra Pintada e nas rochas vulcânicas, respectivamente. Também é ressaltado o potencial para jazidas de Sn-W do tipo greisen nos granitos da Suíte Aricamã, e para depósitos de sulfetos maciços de Pb-Zn (Ag) nas rochas metassedimentares do Grupo Cauarane.

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
1. INTRODUÇÃO	15
1.1 Apresentação	15
1.2 Histórico das atividades	16
1.3. Localização, acesso e aspectos da paisagem.....	18
1.4. Metodologia.....	18
1.4.1 Geoquímica.....	18
1.4.2 Geocronologia e geologia isotópica	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3. GEOLOGIA DA FOLHA VILA DE TEPEQUÉM: APRESENTAÇÃO E SINÓPSE ESTRATIGRÁFICA	27
4. LITOESTRATIGRAFIA	31
4.1 Suíte Trairão	31
4.1.1 Introdução	31
4.1.2 Distribuição geográfica e relações de contato	31
4.1.3 Caracterização macroscópica	31
4.1.4 Petrografia e microtectônica	33
4.1.5 Geocronologia e dados Sm-Nd	37
4.1.6 Geoquímica	40
4.1.7 Tipologia e evolução magmática.....	45
4.1.8 Petrogênese e ambiente tectônico.....	47
4.1.9 Correlações.....	47
4.2 Grupo Cauarane	48
4.2.1 Introdução	48
4.2.2 Distribuição e relações estratigráficas	48
4.2.3 Caracterização macroscópica	48
4.2.4 Petrografia	49
4.2.5 Metamorfismo.....	51
4.2.6 Geocronologia e dados Sm-Nd	51
4.2.7 Geoquímica.....	53
Rochas metassedimentares clásticas	53
Rochas metassedimentares clástico-químicas e químicas	53
4.2.8 Correlações e ambiente tectônico	55
4.3 Granito Amajari.....	57
4.3.1 Introdução	57

4.3.2	Caracterização geral e petrografia.....	57
4.3.3	Geocronologia e dados Sm-Nd	58
4.3.4	Geoquímica e considerações petrogenéticas	58
4.4	Granito Mixiguana	60
4.4.1	Introdução	60
4.4.2	Caracterização geral e petrografia.....	60
4.5	Suíte Pedra Pintada	62
4.5.1	Introdução	62
4.5.2	Distribuição geográfica e relações de contato.....	62
4.5.3	Caracterização macroscópica	62
4.5.4	Petrografia	62
4.5.5	Geocronologia e dados Sm-Nd	65
4.5.6	Geoquímica	67
4.5.7	Tipologia e evolução magmática	73
4.5.8	Petrogênese e ambiente tectônico.....	79
4.5.9	Correlações.....	80
4.6	Grupo Surumu.....	80
4.6.1	Introdução	80
4.6.2	Distribuição geográfica, litologias e modo de ocorrência	80
4.6.3	Caracterização geral e petrografia.....	81
4.6.3.1	Área centro-norte da folha	81
4.6.3.2	Área a leste da Serra Aricamã	84
4.6.3.3	Corpo NE-SW, parte central da folha.....	84
4.6.4	Geocronologia e dados Sm-Nd	84
4.6.5	Geoquímica.....	86
4.6.6	Tipologia e evolução magmática.....	91
4.6.7	Petrogênese e ambiente tectônico.....	93
4.6.8	Correlações.....	94
4.7	Suíte Aricamã	96
4.7.1	Introdução	96
4.7.2	Distribuição geográfica e relações de contato.....	96
4.7.3	Caracterização geral e petrografia	96
4.7.4	Geocronologia e dados Isotópicos Sm-Nd.....	99
4.7.5	Geoquímica.....	101
4.7.6	Comparação química com a Suíte Intrusiva Saracura	101
4.7.7	Tipologia, petrogênese e ambiente tectônico	101
4.7.8	Correlações.....	106
4.8	Formação Cachoeira da Ilha	106
4.8.1	Introdução	106
4.8.2	Distribuição e relações de contato.....	106
4.8.3	Caracterização geral e petrografia.....	106
4.8.4	Geocronologia	108
4.8.5	Geoquímica.....	109
4.8.6	Comparação com a Suíte Aricamã e com o Grupo Surumu	115
4.8.7	Tipologia e ambiente tectônico	117
4.8.8	Correlações.....	118
4.9	Formação Tepequém	118
4.9.1	Introdução	118
4.9.2	Trabalhos anteriores.....	118
4.9.3	Litoestratigrafia da Formação Tepequém	119

4.9.4 Petrografia	124
4.9.5 Microtectônica e discussão sobre o possível metamorfismo da Formação Tepequém	125
4.9.6 Correlações Litoestratigráficas	126
4.10 Diabásio Avanavero	128
4.10.1 Introdução	128
4.10.2 Caracterização geral e petrografia	128
4.10.3 Comparação petrográfica com o Diabásio Avanavero, Kayser Dolerites e Diabásio Taiano	129
4.10.4 Geoquímica	129
4.10.5 Comparação química com o Diabásio Avanavero, Complexo Vulcânico Apoteri e Kayser Dolerite	133
4.10.6 Petrogênese.....	133
4.10.7 Correlações	136
4.11 Gabro Igarapé Tomás	136
4.11.1 Introdução	136
4.11.2 Caracterização geral	136
4.11.3 Petrografia	137
4.11.4 Dados Sm-Nd	138
4.11.5 Geoquímica	138
4.11.6 Petrogênese	143
4.11.7 Correlações	144
4.12 Lamprófiro Serra do Cupim	145
4.12.1 Introdução	145
4.12.2 Caracterização geral	145
4.12.3 Petrografia	145
4.12.4 Geocronologia e dados Sm-Nd	146
4.12.5 Geoquímica.....	146
4.12.6 Correlações.....	148
4.13 Coberturas Cenozóicas	152
5.GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	153
5.1 Introdução.....	153
5.2 Feições estruturais desenvolvidas no Estágio Magmático	153
5.2.1 Suíte Trairão	153
5.2.2 Granito Mixiguana.....	154
5.3 Feições estruturais desenvolvidas sob temperaturas moderadas a altas, relacionadas ao evento tectono-termal do início do Orosiriano	154
5.3.1 Feições estruturais na Suíte Trairão.....	154
5.3.2 Dobras e foliações relacionadas às fases D ₁ , D ₂ e D ₃ no Grupo Cauarane.....	154
5.4 Feições estruturais desenvolvidas sob temperaturas baixas, relacionadas ao episódio K'Mudku (~1,20 Ga)	155
5.4.1 Dobras e foliações nos vulcanitos do Grupo Surumu e Formação Cachoeira da Ilha e rochas sedimentares da Formação Tepequém.....	155
5.4.2 Zona de Cisalhamento	156
5.5 Falhas e Fraturas	156
5.6 Evolução Estrutural	156
6.EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	159
7.RECURSOS MINERAIS E METALOGÊNESE	161
7.1 Introdução.....	161

7.2 Diamante.....	161
7.3 Ametista	161
7.4 Ouro	164
7.4.1 Possibilidades para ouro primário.....	166
7.5 Manganês.....	167
7.6 Cassiterita.....	168
7.7 Agalmatolito	168
7.8 Quartzo leitoso.....	169
7.9 Rochas Ornamentais	169
7.10 Brita.....	169
7.11 Areia	169
8.CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	171
8.1 Geologia	171
8.2 Recursos Minerais e Metalogênese.....	172
8.3 Recomendações	172
ANEXOS	173
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	175

ABSTRACT

The Vila de Tepequém sheet (NA.20-X-A-III) is located in northern Roraima State, Brazil, in the central part of the Guyana Shield, Amazonian Craton. The geological mapping of the sheet in the 1:100.000 scale has led to a significant improvement in the geological knowledge of the area, both with respect to the characterization of its lithostratigraphic units and their deformational features, as well as related to its mineral resources.

The basement unit is the Trairão Suite, which occupies the southern part of the area. It comprises quartz-diorites, tonalites, granodiorites and subordinate monzogranites, usually showing compositional banding and magmatic foliation. They record solid state deformation under moderate temperatures (450°C). The Trairão granitoids display medium to high-K, calc-alkaline affinities, U-Pb ages between 2044 Ma and 2026 Ma, positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values (+2.2 to +3.1), and Sm-Nd (T_{DM}) model ages between 2024 and 2090 Ma. The geochemical and isotopic signature of the unit allied to its stratigraphic position indicate that it evolved in a magmatic arc setting.

The Cauarane Group consists of aluminous paragneisses with intercalated mica schists, calc-silicate rocks, amphibolites, metachert and gondite, which occur in the southeastern portion of the area. The Cauarane supracrustals were probably deposited in basins associated with the Trairão magmatic arc. This orogenic environment is in agreement with the Sm-Nd data (T_{DM} model age of 2135 Ma and $\epsilon_{Nd}(T)$ value of +1,8) which indicate the contribution of juvenile crustal sources for the group. The unit underwent at least three deformation phases. D_1 and D_2 occurred during the M1 synkinematic metamorphic event under upper amphibolite facies conditions. M_1 is related to the generation of S-type granites (Amajari Granite), at about 1995 Ma (U-Pb), and probably represents the collisional phase of the orogen which resulted in the tectonic contact between the supracrustal rocks and the Trairão granitoids. A static metamorphic imprint under amphibolite facies conditions (M_2) was also observed in the Cauarane rocks and most likely denotes the effect of the intense post-collisional magmatism, represented by the Pedra Pintada, Surumu, Aricamã and Cachoeira da Ilha units.

The Pedra Pintada Suite and the Surumu Group are made up essentially of high-K, calc-alkaline rocks. The former intrudes the Cauarane Group and the Trairão Suite and is exposed as two batholithic bodies exhibiting asymmetrical compositional zoning, varying from quartz-diorites and tonalites to granodiorites and monzogranites. The Surumu Group, consisting of ignimbrites and subordinate rhyolites, andesites, subvolcanic and sedimentary rocks, occupies most of the northern half of the Vila de Tepequém sheet. The Aricamã Suite and the Cachoeira de Ilha Formation show A-type geochemical affinities. The former encompasses several stocks of monzo- and syeno-granites distributed in the central-eastern part of the area whereas the latter is constituted by lenticular bodies of ignimbrites lying amidst the Surumu volcanites. Pb-Pb evaporation and U-Pb zircon ages obtained for the Pedra Pintada, Surumu, Aricamã and Cachoeira da Ilha units range from 1985 Ma to 1993 Ma. However, the U-Pb SHRIMP result of 1986 Ma is preferentially admitted here as the most likely age of this episode of intense magmatism. The Sm-Nd (T_{DM}) model ages and the ϵ_{Nd} values for the four above-mentioned post-collisional units are between 1978 Ma and 2273 Ma and +0,6 and +3,6, respectively. The contemporaneity of high-K calc-alkaline and A-type magmatisms is commonplace in the post-collisional setting, where they are generated dominantly by partial melting of different, newly-formed crustal sources, developed in the pre-collisional stage.

The Tepequém Formation, correlated to the base of the Roraima Supergroup, is exposed in a plateau in the central part of the area and represents the onset of an extensional phase at the end of the Orosirian, after the stabilization of the Trairão orogen. The unit is composed of fluvial sandstones, pebbly sandstones and conglomerates, besides mudstones and tuffs, distributed as the Cabo Sobral, Funil and Paiva members.

Small hornblende gabbros and hornblendite bodies were grouped into the Igarapé Tomás unit and rocks of lamprophyric affinity occurring as dikes and effusive bodies are related to the Serra do Cupim Lamprophyre unit. Dikes of the Avanavero Diabase and Serra do Cupim Lamprophyre units crosscut the older rocks and testify

the continuity of the extensional tectonics until the Orosirian / Staterian boundary.

During the K'mudku episode, which occurred at about 1200 Ma, shear zones under ductile-brittle conditions were developed over the granitoid units whereas folds were formed in the Surumu and Cachoeira da Ilha volcanic rocks as well as in the sedimentary package of the Tepequém Formation. The K'mudku episode is interpreted as the intraplate effect of the "Grenvillian-type age" collisional tectonics at the plate margins.

The presently exhausted diamond and gold alluvial deposits of the Tepequém plateau were most likely derived from paleoplacers hosted in the oligo-

mictic conglomerates of the Tepequém Formation. The occurrence of amethyst known in the Aricamã range is originated probably from epithermal veins and the agalmatolite of Tepequém was probably produced by acid leaching of tuffs of the Tepequém Formation. No primary gold occurrences were found in the mapped sheet. However, the distribution of gold particles in pan concentrates, in association with the geological environment, suggests that mesothermal, porphyry and epithermal gold may be encountered in the Trairão Suite, Pedra Pintada granites and volcanic cover rocks, respectively. Besides this, there is potential for greisen-type Sn-W deposits in the Aricamã Suite granites and for Pb-Zn-(Ag) massive sulfides in the Cauarane Group.

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O conhecimento geológico da Amazônia Ocidental representa um dos maiores desafios do Serviço Geológico do Brasil. A região é a menos conhecida do país e, em grande parte, os levantamentos geológicos disponíveis continuam na escala de reconhecimento. A aquisição de dados geofísicos pelo Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima Uraricoera (CPRM 2001), com espaçamento de linhas de voo de 500m, trouxe uma ferramenta relevante, possibilitando a retomada do mapeamento geológico sistemático em Roraima, em uma escala de maior detalhe. Neste contexto, o Projeto Amajari, que integra o Subprograma Levantamento Geológico 1:100.000 do Programa Geologia do Brasil (PGB), foi inicialmente concebido para contemplar o mapeamento geológico de uma área com aproximadamente 8.894 km², situada na porção nordeste de Roraima, limitada a oeste pela Reserva Indígena Ianomâmi e ao norte pelo território da Venezuela (Figura 1.1). A área inicialmente proposta compreende integralmente a Folha NA.20-X-A-III (Vila de Tepequém) e parcialmente as folhas NB.20-Z-C-VI (Rio Pacu), NA.20-X-A-II (Rio Uraricaá), NA.20-X-A-V (Igarapé Buruí) e NA.20-X-A-VI (Ilha de Maracá). Problemas operacionais, limitações orçamentárias e de pessoal inviabilizaram o mapeamento de toda a área inicialmente proposta, tendo-se optado pela concentração dos trabalhos na Folha Vila de Tepequém. A presente nota explicativa apresenta, desta forma, os resultados alcançados através do mapeamento geológico na escala de 1: 100.000 da Folha Vila de Tepequém.

Aproximadamente 70% da área mapeada é recoberta por floresta tropical (Figura 1.2), implicando na necessidade de uma logística bastante complexa. Foram realizadas picadas, e as principais drenagens, únicas vias de acesso a boa parte da área, foram percorridas, não sem obrigar a equipe a uma superação constante de barreiras naturais (Figuras 1.3a, b, c) imprevisíveis. As condições durante os trabalhos de campo (Figuras 1.3a, b, c, d, e, f) nas regiões de floresta tornaram o trabalho mais lento e representaram um desafio à execução do mapeamento.

O mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém envolveu a aquisição de um importante acervo de dados com a descrição de 609 afloramentos, o estudo petrográfico de 549 lâminas delgadas e a obtenção de 136 análises químicas de rocha, 17 análises isotópicas Sm-Nd e 13 análises geocronológicas (4 por U-Pb SHRIMP, 4 por U-Pb LA-ICP-MS, e 5 por Pb-Pb por evaporação), tendo

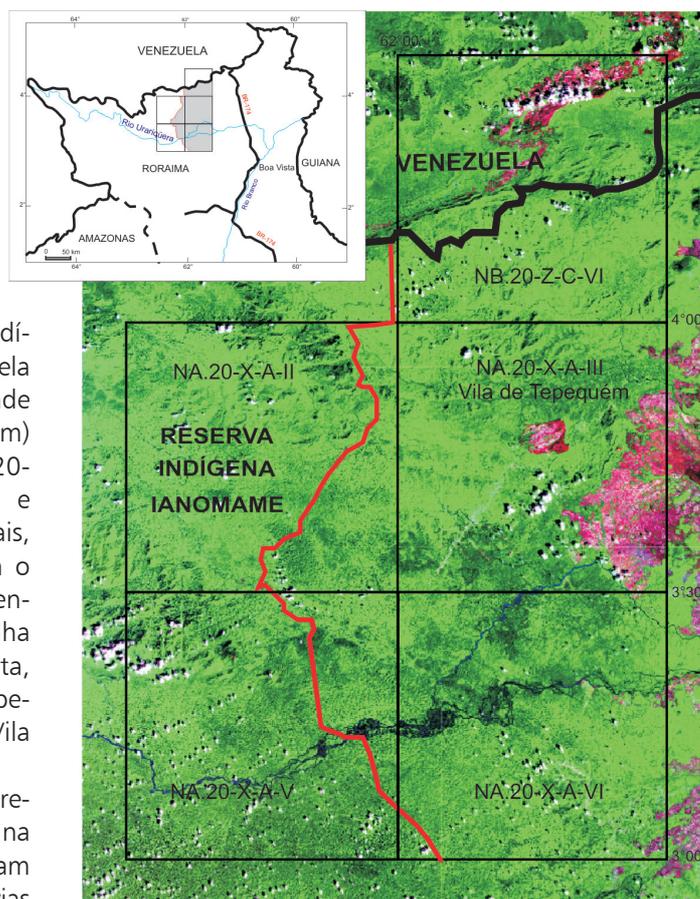


Figura 1.1 - Área inicialmente proposta para o Projeto Amajari lançada nas imagens do mosaico GeoCover-2.00, com distribuição da folha NA.20-X-A-III (Vila de Tepequém) e parcialmente das folhas NB.20-Z-C-VI (Rio Pacu), NA.20-X-A-II (Rio Uraricaá), NA.20-X-A-V (Igarapé Buruí) e NA.20-X-A-VI (Ilha de Maracá).

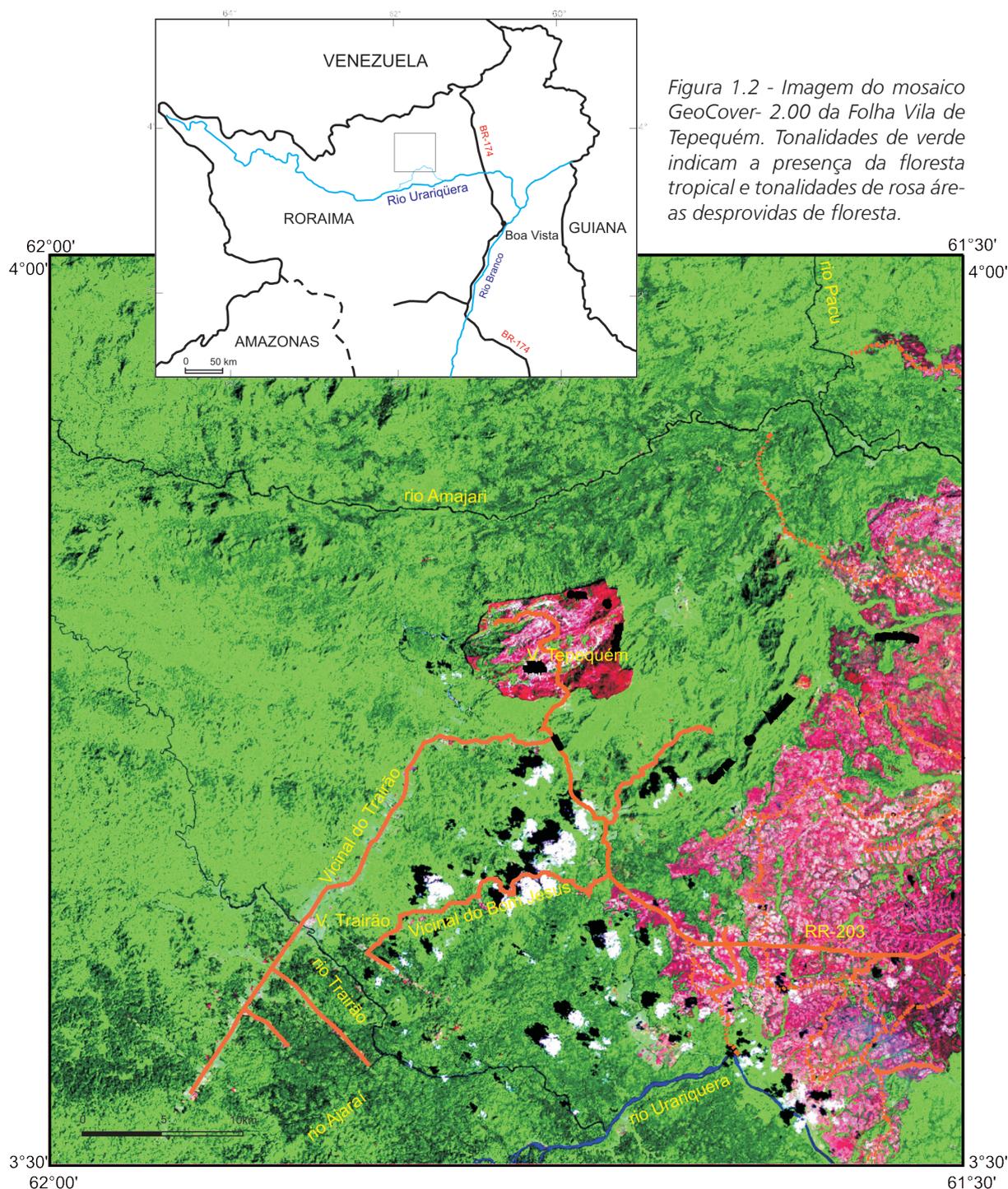


Figura 1.2 - Imagem do mosaico GeoCover- 2.00 da Folha Vila de Tepequém. Tonalidades de verde indicam a presença da floresta tropical e tonalidades de rosa áreas desprovidas de floresta.

resultado na proposição de seis novas unidades litoestratigráficas e de um novo modelo de evolução tectônica para a área mapeada. As observações feitas em garimpos e ocorrências minerais foram integradas a dados geológicos/estruturais, petrográficos, litoquímicos, de inclusões fluidas, de difratometria de raios X, e de contagem de pintas de ouro em amostras de concentrados de bateia, para a caracterização do potencial mineral da Folha Vila de Tepequém e a abordagem metalogenética das diversas ocorrências.

Análises químicas de concentrados de batéia (52), de sedimentos de corrente (51) e de solo (10) e análises por MEV e DFX de três concentrados de peneira

foram também obtidas durante os trabalhos de mapeamento. Entretanto, os resultados analíticos não serão abordados nesta nota explicativa, sendo apresentados e interpretados por Graziottin (2010) e Silveira (no prelo) e integrados aos dados geofísicos por Andrade (no prelo).

1.2 HISTÓRICO DAS ATIVIDADES

O projeto teve início em setembro de 2003 com apenas um geólogo, Heitor Graziottin, Chefe do Projeto, e a etapa de reconhecimento de campo foi realizada entre 23 de novembro e 17 de dezembro de 2003. O



Figura 1.3 - Trabalhos de campo na Folha Vila de Tepequém. (a) Grande árvore bloqueia o rio, alto rio Trairão; (b) Atravessando a cachoeira do Estreito, rio Trairão; (c) Cachoeira intransponível no alto rio Pacu, quando todo o material foi atravessado por um varadouro; (d) Acampamento no baixo rio Trairão; (e) Equipe se preparando para subir o rio Trairão; (f) Detalhe do acampamento no alto rio Amajari.

Geólogo Mário Sergio Gomes de Faria, então Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento (GERIDE) da SUREG-MA, passou a integrar a equipe do projeto no início de 2004. A segunda etapa de campo foi realizada entre 26 de abril e 20 de maio de 2004, já no período das chuvas o que, dificultou bastante o andamento do trabalho. Desta etapa participou apenas o geólogo Mário Sergio Gomes de Faria. Em maio de 2004 (nono mês de andamento do projeto) a geóloga Ana Maria Dreher passou a colaborar na área de petrografia e a geóloga

Lêda Maria Fraga passou a integrar a equipe do projeto como Responsável Técnica, sendo ambas do DEGEO-ERJ. Em junho de 2004 foi realizada uma reunião na SUREG-MA para consolidação dos dados já obtidos e reprogramação das atividades. Durante esta reunião foi sugerido, pela Dra. Lêda Maria Fraga, que, diante das dificuldades verificadas, as atividades deveriam se concentrar na Folha Vila de Tepequém, ficando decidido que deveria ser elaborada uma integração geológica/geofísica, que foi então desenvolvida durante os meses que se seguiram. A terceira

etapa de campo só veio a ocorrer no período de 18 de outubro a 5 de dezembro de 2004 (já no décimo quinto mês de andamento do projeto). Nesta etapa, da qual participaram os geólogos Mário Sergio Gomes de Faria, Heitor Grazziotin e Lêda Maria Fraga, ocorreu o primeiro levantamento fluvial do projeto, ao longo dos rios Trairão e Urariqüera (no Furo Santa Rosa). Os rios Pacu, Amajari e seus maiores afluentes, e Ajarai foram levantados nas etapas de campo que se seguiram. Após os trabalhos de campo de outubro/dezembro de 2005, o geólogo Mário Sergio Gomes de Faria se desligou da equipe do projeto. A quarta etapa de campo foi realizada entre 29 de março e 30 de abril de 2005 (vigésimo mês de andamento do projeto), a quinta, entre 18 de setembro e 28 de outubro de 2005, a sexta, entre 18 de novembro e 5 de dezembro de 2005, e a sétima e última etapa, entre 25 de abril e 22 de maio de 2006 (trigésimo terceiro mês de andamento do projeto). Esta última etapa de campo ocorreu já na estação das chuvas, o que prejudicou bastante o andamento do trabalho e resultou na alagação de um dos botes em uma das cachoeiras do rio Trairão, com a inestimável perda de boa parte das amostras coletadas. Participaram das quatro últimas etapas de campo do Projeto Amajari, o geólogo Heitor Grazziotin, que se responsabilizou principalmente pela coleta de amostras de sedimentos de corrente, solos e concentrados de bateia, e a geóloga Lêda Maria Fraga, responsável pela cartografia geológica. A sexta etapa de campo contou adicionalmente com a participação da Dra. Ana Maria Dreher. Os primeiros resultados analíticos de sedimentos de corrente e concentrados de bateia foram recebidos em 2004 e os últimos em outubro de 2006. Quanto à geoquímica de rocha, os primeiros resultados foram obtidos em dezembro de 2005 e os últimos foram recebidos pela equipe do projeto em outubro de 2006, sendo que os dados geocronológicos e isotópicos foram recebidos durante o ano de 2007 e no primeiro semestre de 2008.

1.3. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS DA PAISAGEM

A área estudada localiza-se na porção norte do estado de Roraima, a noroeste da capital Boa Vista, integrando o município de Amajari. É limitada a oeste pela Reserva Indígena Ianomâmi, sendo os rios Amajari, Trairão, Pacu e Urariquera as drenagens de maior porte (Figuras 1.1, 1.2). As principais concentrações “urbanas” na área são as vilas Trairão e do Tepequém. A primeira, localizada às margens do rio Trairão, é a maior delas, embora não chegue a abrigar 2000 habitantes. Dispõe de uma infra-estrutura básica precária, sem posto de gasolina ou hotéis, contando com um posto de saúde e uma escola pública. A vila do Tepequém situa-se no topo da serra homônima e teve sua origem com os primeiros garimpos de diamante instalados na área. Conta com uma infra-estrutura igualmente precária, embora venha, nos últimos anos, investindo na sua vocação turística confe-

rida pelas belas paisagens e cachoeiras típicas de serras sustentadas por rochas sedimentares. O SESC de Boa Vista mantém um hotel na serra Tepequém. A principal via de acesso à área é a estrada RR-203 que liga as vilas Tepequém e Trairão à sede do município de Amajari, Vila Brasil, e à BR-174, que alcança Boa Vista. A RR-203, bem como todas as estradas vicinais na folha Vila de Tepequém, não é pavimentada e as condições de tráfego, na estação das chuvas, são precárias.

A região mapeada situa-se em meio ao planalto dissecado Norte da Amazônia. A paisagem é dominada pela serra Tepequém, uma estrutura de relevo tabular, no centro da folha (Figura 1.2), cujas ombreiras alcançam as maiores altitudes verificadas na área, de 1110m acima do nível do mar. A parte norte da folha inclui serranias com encostas íngremes e altitudes igualmente elevadas, de até 939 m acima do nível do mar.

Quanto à vegetação, aproximadamente 70% da folha é recoberta por floresta tropical ainda primária, sendo que a oeste da serra Aricamã e na porção sudeste da folha ocorrem áreas de campos naturais com sua típica vegetação de savanas (Figura 1.2). Na região do rio Trairão, da vicinal do Bom Jesus e nas proximidades do rio Amajari, na parte nordeste da área, onde ocorrem assentamentos do INCRA, a floresta tropical encontra-se em vários estágios de degradação.

1.4. METODOLOGIA

Os procedimentos durante os trabalhos de Campo seguem as instruções técnicas do termo de referência do Serviço Geológico do Brasil, Parte I – Sistemática para cartografia Geológica escalas 1:100.000 e 1:250.000. A base planimétrica digital foi editada e atualizada pela Divisão de Cartografia, DICART, a partir da carta impressa Vila de Tepequém (IBGE 1983) ajustada às imagens do Mosaico GeoCover – 2.00.

A seguir são brevemente comentados os procedimentos analíticos relativos à obtenção dos dados químicos, geocronológicos e de isótopos Sm-Nd.

1.4.1 Geoquímica

As amostras foram preparadas na SUREG-MA e as análises químicas executadas pela Acme Labs. As metodologias utilizadas nas análises químicas de amostras de rocha encontram-se discriminadas na tabela 1.1.

1.4.2 Geocronologia e Geologia Isotópica

As análises Sm-Nd e U-Pb por LA-ICP-MS em zircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS) sob a supervisão do Dr. Farid Chemale Jr.. As análises Pb-Pb, por evaporação em monocristal de zircão, foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, UFPA, sob a

Tabela 1.1 - Metodologias aplicadas para dosagem dos diversos elementos, em amostras de rocha no Acme Labs.

ELEMENTOS A DETERMINAR	METODOLOGIA
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , MnO, Cr ₂ O ₃ , Ni, Sc	ICP-ES (Grupo 4A, Acme Labs, fusão por LiBO ₂)
Ba, Be, "Co", "Cs", "Ga", "Hf", "Nb", "Rb", "Sn", "Sr", "Ta", "Th", "U", "V", "W", "Zr", "Y", "La", "Ce", "Pr", "Nd", "Sm", "Eu", "Gd", "Tb", "Dy", "Ho", "Er", "Tm", "Yb", "Lu"	ICP-MS (Grupo 4B, Acme Labs, fusão por LiBO ₂)
Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se	ICP-MS (Grupo 1DX, Acme Labs, digestão por HCl-HNO ₃ -H ₂ O)

supervisão do Dr. Jean-Michel Lafon. E as análises U-Pb, SHRIMP em monazita e zircão foram obtidas na Research School of Earth Sciences, Australian National University (ANU), através da colaboração dos Drs. Moacir Macambira e Richard Armstrong. Os procedimentos analíticos e as metodologias utilizadas pelos laboratórios serão comentados a seguir.

A preparação das amostras para as análises Sm-Nd foi realizada na SUREG-MA e a separação mineral para as análises U-Pb e Pb-Pb foi efetuada na SUREG-PA. Os grãos minerais analisados no LGI-UFRGS foram separados no próprio laboratório.

Para a obtenção dos dados Sm-Nd, amostras de rocha total pulverizadas foram dissolvidas em frasco de PTFE (Fluoretileno politetraédrico) com adição de traçadores isotópicos combinados de Sm¹⁴⁹, utilizando mistura de HF-HNO₃ e HCl 6N até a completa dissolução. Após a dissolução, Sm e Nd foram separados em colunas de PTFE com colunas primárias e secundárias. A coluna primária com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh) foi utilizada para separar ETR, utilizando-se ácido HCl 2,5 N e 6,0 N. As amostras com Rb, Sr e REE foram secas com adição de HNO₃. À amostra de REE adicionou-se 0,2 ml de HCl 0,18 N, o qual foi passado em coluna de PTFE com resina HDEHP n HDEHP LN-B50-A (100-200µm), separando-se Nd e Sm com uso de HCl 0,18 N e 0,5 N (segundo Patchet & Ruiz 1987). Nas análises isotópicas, Sm e Nd foram também secos para forma sólida e dissolvidos em HNO₃ 3% (2-3ml), sendo analisados em um MC-ICP-MS Neptune (Equipamento de Plasma Acoplado Indutivamente e Espectrômetro de Massa Multicoletor) do LGI-UFRGS, no modo estático com 120 razões de Nd normalizadas para Nd¹⁴⁶/Nd¹⁴⁴ = 0,7219 e 60 razões de Sm. Todas as análises foram ajustadas para variações do bias instrumental com medidas do padrão interno JNdi-1 com valor médio de Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ = 0,512098 ± 0,00014 (SD_{abs}), cujo valor de literatura é 0,512115 ± 0,00007. (Tanaka *et al.* 2000). Os brancos medidos foram <150pg para Sm e <500pg para Nd. Correção de branco foi insignificante para as composições isotópicas de Nd e

geralmente insignificante para as razões Sm/Nd. Idades modelo de residência crustal (T_{DM}) foram calculadas segundo o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981).

Para datação in situ com Laser Ablation-MC-ICP-MS no LGI-UFRGS, todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite e polidos até que os zircões ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 125) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800). Os grãos de zircão foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplada a um MC-ICP-MS (Neptune). Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 15 a 25µm. Fracionamento de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.* 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das médias individuais de cada amostra de zircão (ou spot).

A técnica de datação ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb utilizada no Pará-Iso segue os princípios conceituais propostos por Kober (1986, 1987). Após ter sido realizada uma descrição sucinta de suas características e obtida uma fotografia digital no microscópio óptico, o cristal de zircão selecionado é aprisionado em um filamento de Re, em forma de canoa (filamento de evaporação), que é posicionado em um tambor, frente a frente com outro filamento de Re, denominado filamento de ionização. O tambor é posicionado em um espectrômetro de massa modelo FINNIGAN MAT 262. A evaporação do chumbo é efetuada, em geral, em três etapas sucessivas de aquecimento, em temperaturas variando de 1450°C até 1550°C. As razões isotópicas são medidas em modo dinâmico, utilizando-se um multiplicador de elétrons (SEM) e um contador de íons. Cinco blocos de 10 ciclos são medidos, correspondentes a 100 razões isotópicas ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. As razões isotópicas medidas são corrigidas do efeito de discriminação de massa utilizando-se um fator de 0,12% ± 0,03 per a.m.u., o qual foi determinado a partir de análises repetidas do padrão de Pb NBS 982 "equal atom". Os blocos apresentando razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb acima de 0,0004 são eliminados do cálculo da média, para minimizar o erro introduzido pela correção do chumbo comum. As razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dos blocos não excluídos são corrigidas do chumbo comum a partir dos valores de chumbo fornecidos pelo modelo de Stacey & Kramers (1975), recalculados na idade do zircão (correção de chumbo inicial). Uma vez efetuadas as correções de fracionamento e de chumbo comum, uma idade é calculada para cada etapa de aquecimento. A idade de cada grão é calculada a partir da média das etapas que fornecem as idades mais antigas e idênticas, dentro dos limites do erro analítico. A idade final da amostra é calculada a partir da média ponderada das idades dos grãos. Um elevado número de grãos fornecendo uma idade similar assegura a confiabilidade da idade obtida. O tratamento estatístico dos

resultados analíticos bem como o cálculo da idade e do erro correspondente foram descritos em detalhes por Gaudette *et al.* (1998). Os resultados são apresentados com 2s de desvio padrão e com o parâmetro estatístico “USD”, o qual corresponde à raiz quadrada da MSWD.

As análises U-Pb, realizadas na Australian National University foram obtidas utilizando-se o SHRIMP II. Após selecionados visualmente, os cristais foram montados em resina de epoxi e polidos com pasta de diamante. Os grãos foram fotografados sob luz refletida e transmitida e imagens de catodoluminescência foram produzidas em um microscópio eletrônico de varredura com o intuito de se investigar a estrutura

interna dos cristais e se caracterizar distintas populações de zircão. Os procedimentos analíticos são descritos por Compston *et al.* (1984) e Williams (1998). O padrão zircão SL13 (Claoue-Long *et al.* 1995) foi usado para determinar a concentração de U e as razões U-Pb foram referenciadas ao padrão zircão FC1 (Paces & Miller 1993). Os dados isotópicos foram tratados através do Programa Squid (Ludwig 2001), e o cálculo das idades e os diagramas concórdia foram efetuados com o auxílio dos programas Squid e Isoplot/Ex (Ludwig 2003). As análises e as idades para os “spots” foram plotados no diagrama concórdia com erros de 1σ .

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A folha Vila de Tepequém localiza-se na porção central do Escudo das Guianas, norte do Craton Amazônico (Figura 2.1a). No contexto dos modelos de províncias geocronológicas, a área situa-se na Província Amazônia Central, próximo ao limite com a Província Maroni-Itacaiúnas (Figura 2.1 b) de Tassinari & Macambira (1999), e na Província Tapajós - Parima (Figura 2.1 c) de Santos *et al.* (2000, 2006a) e Santos (2003 In: CPRM 2003). Na concepção dos primeiros autores, a Província Amazônia Central não foi afetada pelo evento Transamazônico (com limites assumidos em 2,2-1,9 Ga) indicando, desta forma, tratar-se de um bloco com embasamento mais antigo, não envolvido nas orogenias paleoproterozóicas, enquanto a Província Maroni-Itacaiúnas evoluiu através de uma sucessão de arcos magmáticos e de processos colisionais entre 2,2 e 1,95 Ga. De acordo com Santos (2003 In: CPRM 2003) e Santos *et al.* (2006a), a Província Tapajós-Parima reflete a evolução de orógenos acrescionais entre 2,03 e 1,88 Ga que foram edificados na borda oeste da Província Amazonas Central, esta, supostamente arqueana. Os modelos de províncias geocronológicas partem de (necessárias) simplificações do quadro geológico do craton Amazônico, e nem sempre refletem de forma precisa as variações estruturais e litoestratigráficas verificadas nas regiões estudadas em maior detalhe. Neste contexto, Fraga (1999 In: CPRM, 1999) e Reis *et al.* (2003) propuseram para o estado de Roraima uma compartimentação em domínios litoestruturais (Figuras 2.2 e 2.3). Foram propostos os domínios Parima, Guiana Central, Urariquera e Anauá, tendo sido os dois últimos renomeados por Reis *et al.* (2004), respectivamente, como domínios Surumu e Uatumã-Anauá (Figura 2.3). A folha Vila de Tepequém situa-se no Domínio Surumu onde, de acordo com Reis *et al.* (2003, 2004), a estruturação principal varia de WNW-ESSE a E-W e as principais unidades rochosas aflorantes correspondem às rochas supracrustais polidobradas do Grupo Cauarane (2.03-1.97 Ga), aos granitóides e vulcanitos cálcio-alcalinos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e Grupo Surumu, respectivamente (1.98-1.96 Ga), e às rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (1.87 Ga). Reis *et al.* (2003, 2004) admitiram,

com base na proposta de Luzardo & Reis (2001), que as rochas supracrustais do Grupo Cauarane no Domínio Surumu foram deformadas na fácies xisto verde a anfibolito, enquanto as supracrustais expostas no Domínio Guiana Central, denominadas por estes últimos autores de Suíte Metamórfica Murupu, representariam um terreno de alto grau metamórfico. Entretanto, Riker *et al.* (1999a In: CPRM, 1999) caracterizaram a presença de rochas supracrustais poli-dobradas sob condições da fácies anfibolito (médio-superior) a granulito, com retrometamorfismo na fácies xisto-verde, tanto no Domínio Surumu como no Domínio Guiana Central, tendo incluído todo o pacote rochoso no Grupo Cauarane, concepção esta, adotada na presente nota explicativa (ver discussão no item 4.2). Pequenos corpos de granitos do tipo-S estão embutidos na seqüência Cauarane nos dois domínios litoestruturais mencionados (Almeida & Reis 1999 In: CPRM, 1999).

Com relação à mega-estruturação do Escudo das Guianas, recentemente, Fraga *et al.* (2008, 2009 a, b) definiram o Cinturão Cauarane-Coeroeni, uma faixa sinuosa com direção geral variando de NW-SE a ENE-WSW, NE-SW e NW-SE formada por rochas supracrustais na fácies anfibolito a granulito, pertencentes ao Grupo Cauarane, no Brasil, ao Complexo Kanuku, na Guiana, e ao Grupo Coeroeni, no Suriname (Fig.2.4). O Cinturão Cauarane-Coeroeni é a principal feição tectônica da parte central do Escudo das Guianas, sendo sua evolução relacionada à colagem de arcos magmáticos orosirianos com blocos continentais recém-edificados no Riaciono, ou algo mais antigos (Fraga *et al.* 2008, 2009 a, b). A disposição sinuosa das faixas de rochas supracrustais de alto grau metamórfico na parte central do escudo foi previamente mencionada por Kroonenberg (1976) e Delor *et al.* (2003) e ilustrada por Fraga (2002). O Cinturão Cauarane-Coeroeni delimita dois domínios distintos no Escudo das Guianas. No domínio norte ocorrem blocos arqueanos e terrenos granito-greenstone (2,20-2,08 Ga) riacionos, contrastando com o quadro geológico verificado no domínio a sul do cinturão, onde o embasamento é mais jovem que 2,03 Ga ou encontra-se obliterado por extenso plutono-vulcanismo com idades no intervalo

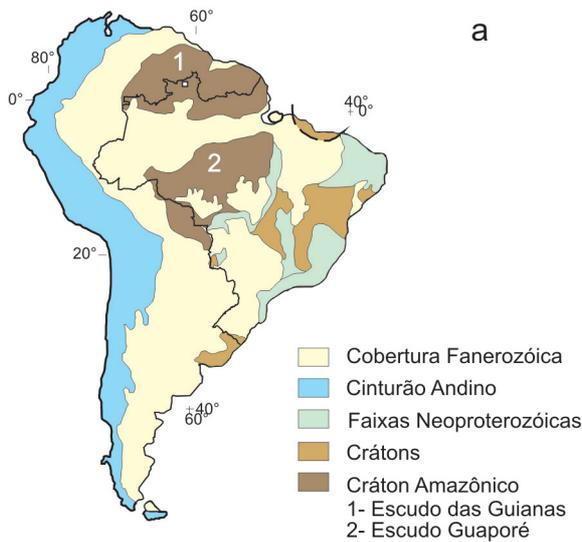
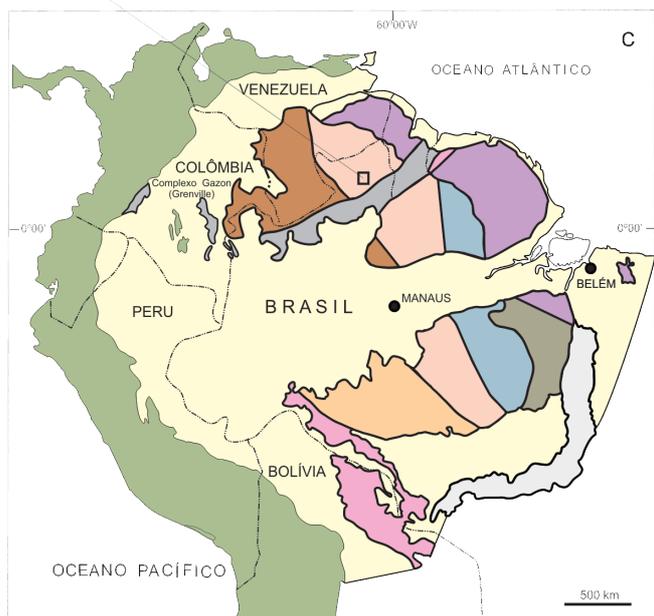
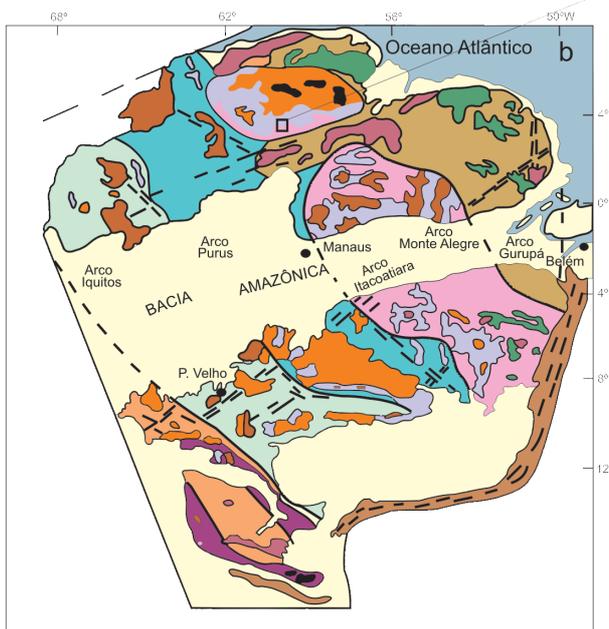


Figura 2.1 - Posicionamento da folha Vila de Tepequém em relação às: (a) Principais feições geotectônicas da América do Sul, segundo Almeida & Hasui (1984); (b) Províncias Geocronológicas para o Craton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999), modificado por Tassinari & Macambira (2004); e (c) Províncias Geocronológicas para o Craton Amazônico segundo Santos et al. (2000, 2006a).

F. Vila de Tepequém



PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS	UNIDADES GEOLÓGICAS
Amazônia Central >2,3Ga	Cobertura Sedimentar Fanerozoica
Maroni - Itacaiúnas 2,2 - 1,9Ga	Granitóides
Ventuari - Tapajós 1,9 - 1,8Ga	Cobertura Sedimentar Pré-Cambriana
Rio Negro - Juruena 1,8 - 1,55Ga	Cobertura Vulcânica Ácida-Intermediária
Rondoniana - San Ignácio 1,45 - 1,3Ga	Vulcanismo Básico
Sunsas 1,25 - 1,0Ga	Greenstone Belts
	Complexo Granulítico
	Cinturões Móveis Neoproterozoicos

PROVÍNCIA GEOTECTÔNICAS DO CRATON AMAZONAS	
Província Sunsas (1,20-0,99 Ga)	Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga)
Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga)	Província Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga)
Província Rondônia-Juruena (1,74-1,47 Ga)	OUTRAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS
Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga)	Fanerozoico indiscriminado
Província Amazônia Central (supostamente arqueana)	Faixa orogênica Andes
Província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga)	Faixa orogênica Araguaia

1,98-1,81Ga. A folha Vila de Tepequém abrange uma pequena parte do Cinturão Cauarane - Coeroeni na porção norte do estado de Roraima (Fig. 2.4).

A geologia das regiões norte e noroeste de Roraima foi sintetizada por Reis *et al.* (2003). O embasamento é representado por terrenos granito-gnáissicos indiferenciados, relacionados ao Complexo Urariquera (Pinheiro *et al.* 1984). Santos *et al.* (2003a) obtiveram idades modelo

T_{DM} , Sm-Nd, entre 2.18 Ga e 2.02 Ga para o complexo, e sugeriram sua derivação a partir de rochas transamazônicas com limitada residência crustal, assinalando a ausência de contribuições arqueanas. As supracrustais na fácies anfibolito, identificadas no noroeste de Roraima, foram incluídas, juntamente com metassedimentos da fácies xisto verde, no Grupo Parima (Pinheiro *et al.* 1984). Para um metandesito na fácies xisto verde pertencente

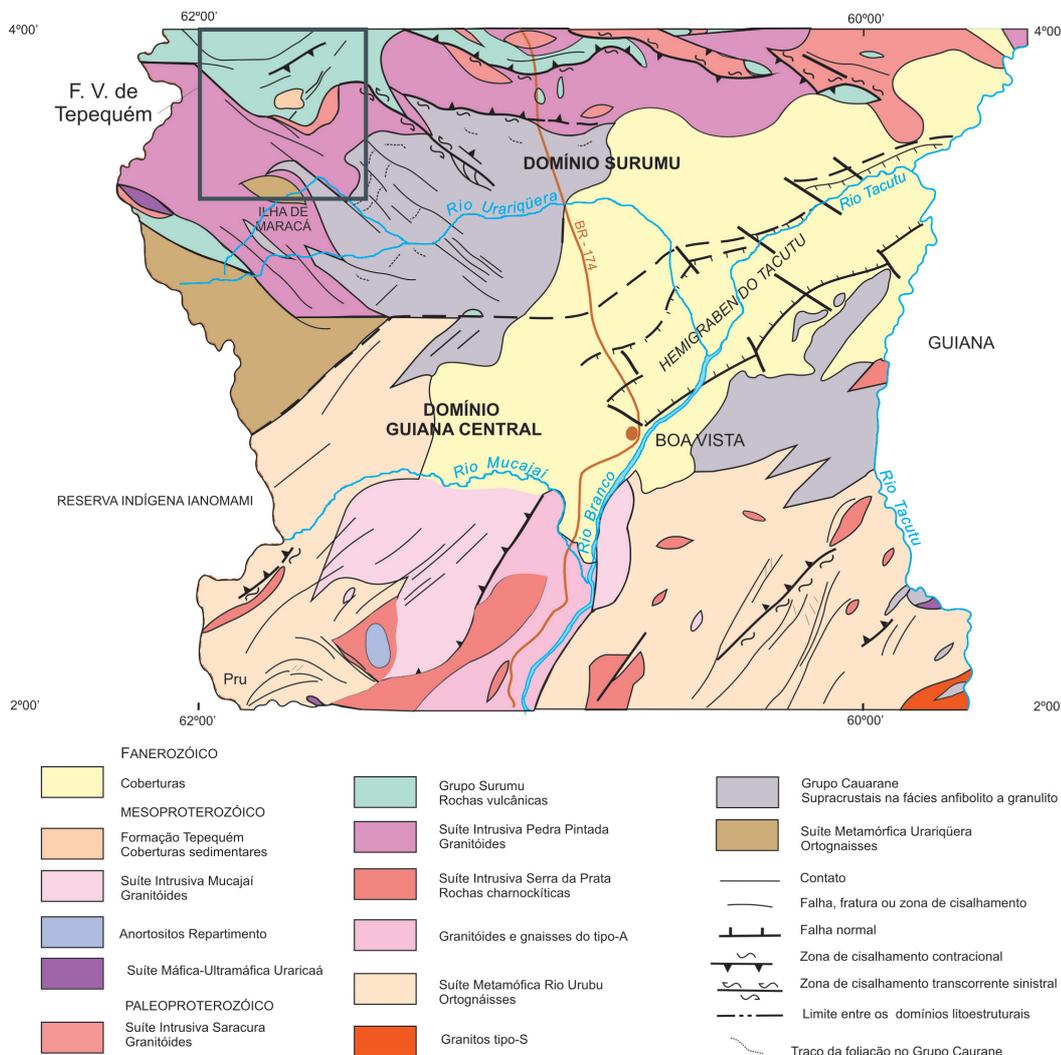
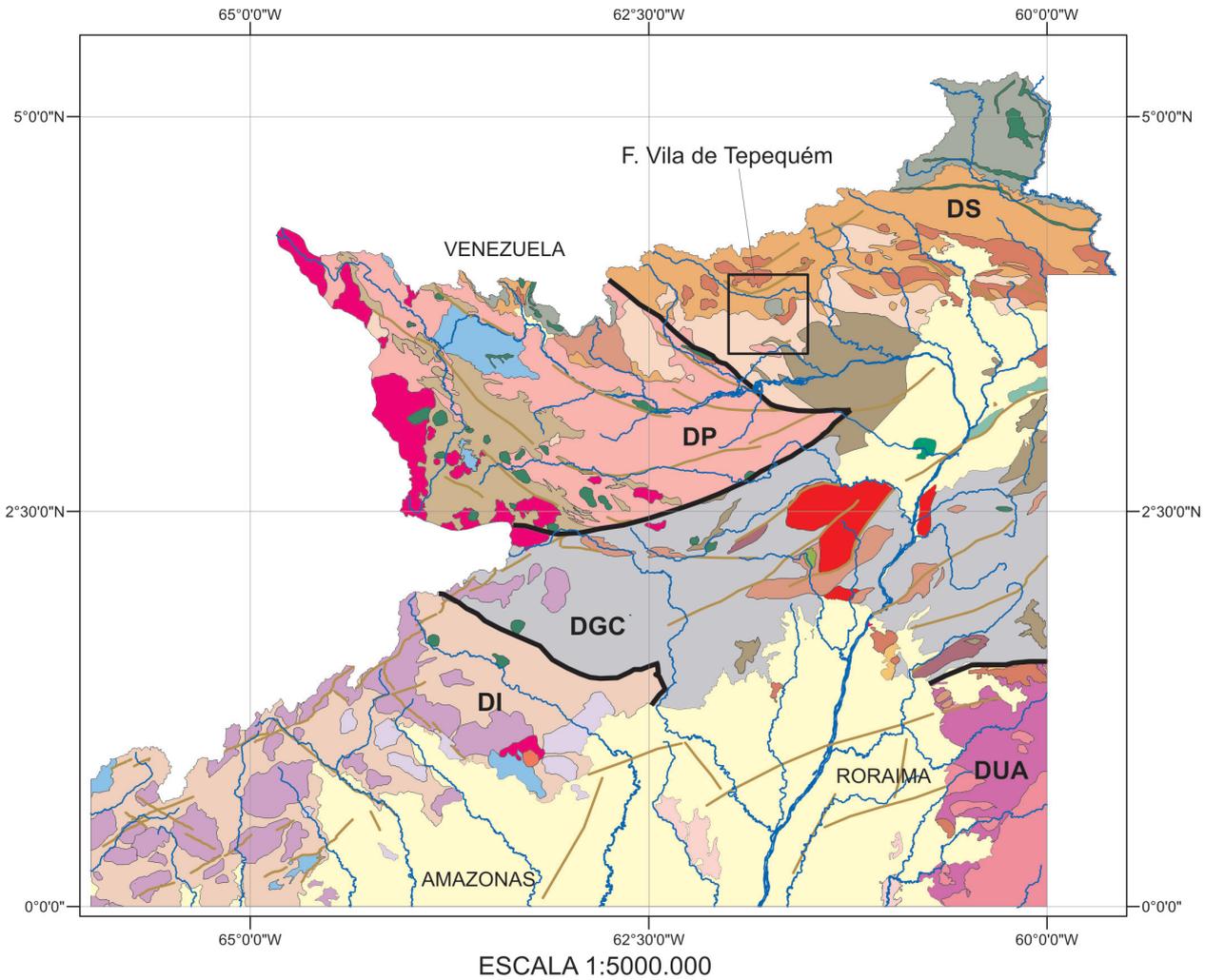


Figura 2.2 - Mapa geológico esquemático da porção centro-norte de Roraima (CPRM 1999), com localização da folha Vila de Tepequém.

ao Grupo Parima foi obtida uma idade de 1.95 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos *et al.* 2003a). Fraga *et al.* (2009b), entretanto, sugerem que as supracrustais de alto grau metamórfico do noroeste de Roraima sejam mais antigas, provavelmente correlacionadas ao Grupo Caurane, integrando o Cinturão Caurane-Coeroeni. A idade máxima para a sedimentação Caurane na parte centro-norte de Roraima corresponde a 2,04 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos 2003 *In: CPRM 2003*) e a idade de 1,97 Ga (U-Pb SHRIMP), obtida da porção fundida de um paragneisse, é admitida por Santos *et al.* (2003a) como referente ao auge do metamorfismo nas supracrustais. Entretanto, como verificado por Fraga & Araújo (1999 *In: CPRM 1999*), as rochas do Grupo Caurane ocorrem como xenólitos (previamente deformados) nos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e, desta forma, a idade da suíte representa a idade mínima do grupo. A idade de um dos corpos granitóides correlacionados à Suíte Intrusiva Pedra Pintada, o corpo da serra Orocaima, foi calculada em 1,96 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos 2003 *In: CPRM 2003*),

porém, faltam as idades dos principais plutons e batólitos relacionados à suíte. Os granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga *et al.* 1997) e as rochas vulcânicas do Grupo Surumu (Melo *et al.* 1978) integram um amplo vulcano-plutonismo cálcio-alcalino, com idades no intervalo 1.98-1.96 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos 2003 *In: CPRM 2003*; U-Pb convencional, Schobbenhaus *et al.* 1994) que bordejia a norte o Cinturão Caurane-Coeroeni. Este vulcano-plutonismo, denominado por Reis *et al.* (2000) de Evento Orocaima, foi interpretado como pós-colisional por Fraga *et al.* (1996, 2009 a, b), enquanto uma evolução em ambiente de arcos magmáticos foi admitida por Santos *et al.* (2003a). Vários corpos de granitos tipo-A afloram na parte norte de Roraima, tendo sido relacionados por Fraga & Haddad (1999) à Suíte Intrusiva Saracura, de idade ainda incerta. Estudos recentes revelaram, no entanto, que os granitóides identificados na área-tipo da unidade, a Serra Saracura, diferem sobremaneira daqueles granitóides incluídos por Fraga & Haddad (1999) na Suíte Intrusiva Saracura, indicando a



ESCALA 1:5000.000

	DOMÍNIO IMERI (DI)	DOMÍNIO UATUMÃ-ANAUÁ (DUA)	DOMÍNIO GUIANA CENTRAL (DGC)	DOMÍNIO PARIMA (DP)	DOMÍNIO SURUMU (DS)
FANEROZÓICO	Cobertura Cenozóica	Cobertura Cenozóica	Cobertura Cenozóica Rochas sedimentares Basaltos e andesitos (0,15 Ga)	Cobertura Cenozóica	Cobertura Cenozóica
PROTEROZÓICO	Coberturas Intracratônicas Granitos (1,47 Ga) Granitos peraluminosos (1,54 Ga) Granitos tipo-A (1,54 Ga) Granitos tipo-A (1,75 Ga) Rochas máficas (1,78 Ga) Granitóides e gnaisses tipo-I, (1,79-1,81Ga) Granitos tipo-A e charnockitos (1,81-1,87Ga) Gnaisses (1,87 Ga) Granitóides tipo-I e tipo-A (1,89-1,90Ga) Granitos Peraluminosos e cálcio-alcálinos (1,97Ga)	Rochas máficas (1,78 Ga) Granitos tipo-A e charnockitos (1,81-1,87Ga) Gnaisses (1,87 Ga) Granitóides tipo-I e tipo-A (1,89-1,90Ga) Granitos Peraluminosos e cálcio-alcálinos (1,97Ga)	Associação AMG (1,53-1,54Ga) Granito Rapakivi e Mangerito Anortosito e gabro Rochas máficas (1,78 Ga) Charnockitos a Mangeritos (1,94 Ga) Metagranitóides e gnaisses tipo-I (1,94Ga) Ortogranulitos (1,94 Ga)	Coberturas Intracratônicas Granito Rapakivi Rochas máficas (1,78 Ga) Coberturas Intracratônicas (1,87Ga) Granito tipo-A Charnockitos a enderbitos Supracrustais turbidíticas na fácies xisto-verde (<1,96 Ga) e paragneisses na fácies anfibolito Vulcano-Plutonismo tipo-I (1,96-1,98Ga) Granitóides Vulcânicas Supracrustais na fácies anfibolito a granulito Ortognaisses, anfibolitos, migmatitos e metagranitóides	Coberturas Intracratônicas Rochas máficas (1,78 Ga) Coberturas Intracratônicas (1,87Ga) Granito tipo-A Charnockitos a enderbitos Supracrustais turbidíticas na fácies xisto-verde (<1,96 Ga) e paragneisses na fácies anfibolito Vulcano-Plutonismo tipo-I (1,96-1,98Ga) Granitóides Vulcânicas Supracrustais na fácies anfibolito a granulito Ortognaisses, anfibolitos, migmatitos e metagranitóides

AMG- Associação Anortosito-Mangerito-Granito rapakivi
 Lineamento
 Limite entre os domínios

Figura 2.3 - Domínios litoestruturais propostos por Reis et al. (2003 e 2004), com localização da folha Vila de Tepequém.

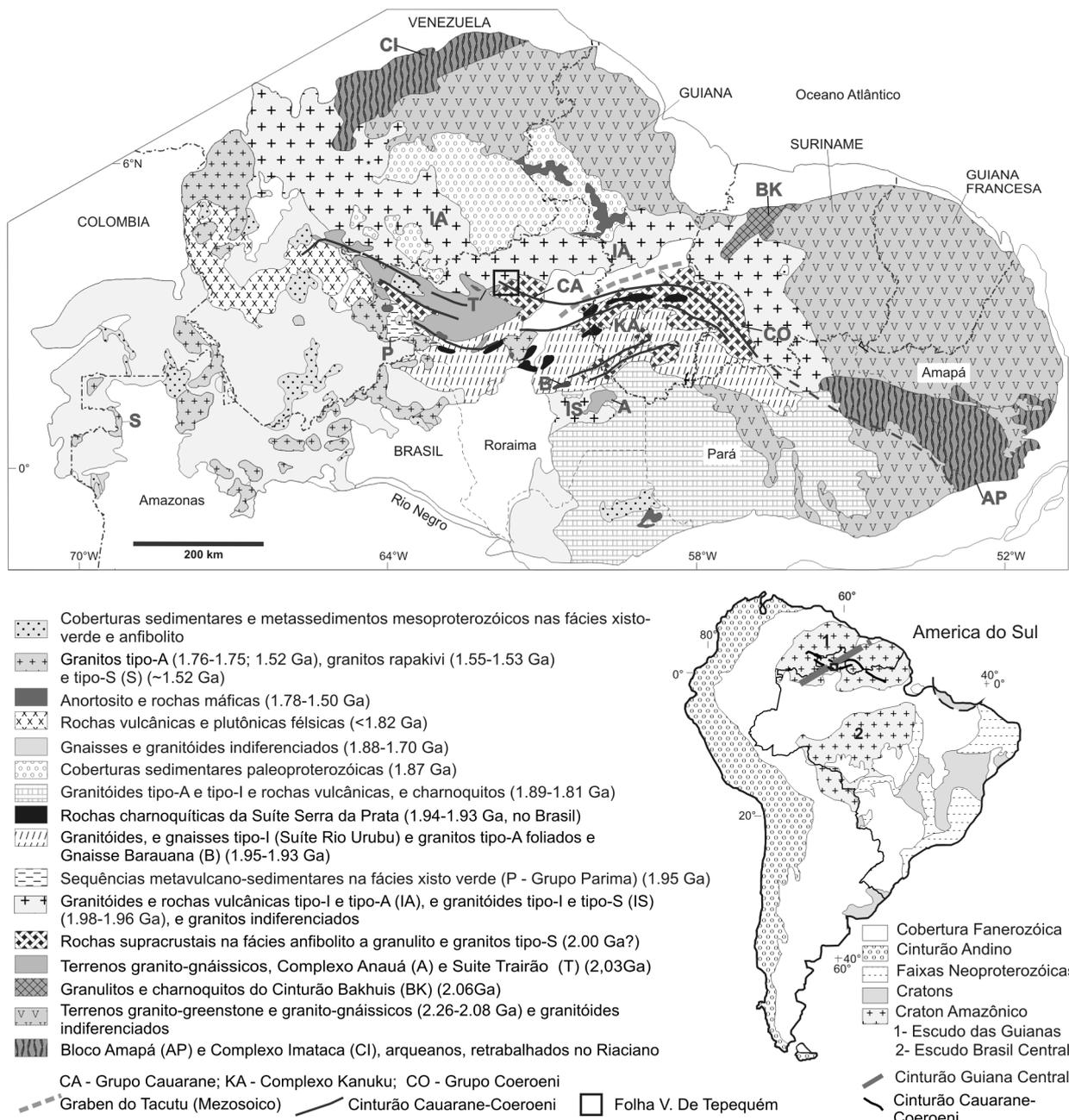


Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas com disposição do Cinturão Cauarane-Coeroeni (Fraga et al. 2009 a, b).

necessidade de revisão desta terminologia. Para o granito aflorante na serra Saracura uma idade em tomo de 1,30 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos 2003 *In*: CPRM 2003) foi obtida, enquanto Costa *et al.* (2001) cita idades Pb-Pb por evaporação em zircão no intervalo de 1,92 - 1,87 Ga para granitóides relacionados à Suíte Intrusiva Saracura no noroeste de Roraima. Os granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e Suíte Intrusiva Saracura e os vulcanitos Surumu revelam, em geral, texturas ígneas perfeitamente preservadas. Entretanto, ao longo de algumas faixas, os vulcanitos exibem foliação pronunciada e nos granitóides as texturas ígneas são obliteradas por texturas miloníticas

desenvolvidas em ambiente dúctil-rúptil, sob temperaturas da ordem de 350°C (Fraga & Reis 1995). Fraga (1999 *In*: CPRM 1999) propôs o Episódio Macuxi para agrupar este acervo de estruturas deformacionais. É possível, no entanto, que o acervo de feições estruturais de temperaturas baixas esteja na realidade relacionado ao Episódio K' Mudku (~1,2 Ga).

As rochas vulcânicas Surumu formam o substrato da bacia sedimentar do Supergrupo Roraima e da Formação Tepequém na área do projeto (Reis 1999 *In*: CPRM 1999). A idade mínima de formação da cobertura sedimentar corresponde a 1,78 Ga (U-Pb, SHRIMP Santos *et*

al. 2003b) referente às Básicas Cipó (Reis *et al.* 1990, Diabásio Avanavero), enquanto um valor de 1,87 Ga (U-Pb, SHRIMP em zircão) foi relatado por Santos *et al.* (2003b) para tufos da porção mediana do Supergrupo Roraima. Na cobertura sedimentar da serra Tepequém, Fraga *et al.* (1994) e Fraga (1999 *In: CPRM 1999*) descreveram dobras suaves e uma foliação, presente apenas na borda norte da serra, definida como clivagem ardósiana nos pelitos e espaçada nos psefitos, tendo relacionado este registro deformacional ao Episódio K'Mudku, responsável pela fraca inversão positiva (Costa *et al.* 1991), que reativou antigas zonas de fraqueza nesta porção do craton Amazônico. Luzardo (2006) e Luzardo & Milliotti (2007) defendem a atuação de um evento metamórfico de muito baixo grau nas rochas expostas na serra do Tepequém, descritas pelos autores como uma sucessão metavulcano-sedimentar. Este evento metamórfico é admitido por Luzardo & Milliotti (2007) como reflexo de um metamorfismo regional orogênico posterior a 1.78 Ga (idade mínima para as coberturas sedimentares), o qual passaria ao grau médio e atingiria o grau alto nas supracrustais Cauarane / Murupu. Esta proposta é de difícil conciliação com a litoestatigrafia regional e não encontra suporte nos dados geológicos já disponíveis para esta porção de Roraima. Como citado anteriormente, as supracrustais de alto grau metamórfico ocorrem como xenólitos previamente deformados nos granitóides Pedra Pinta-

da. Estes granitóides estão intimamente relacionados aos vulcanitos Surumu (1.98-1.96 Ga), sendo ambas as unidades isentas do metamorfismo de alto grau e intensa deformação das supracrustais Cauarane. Este quadro demonstra que a deformação de alto grau metamórfico, observada nas supracrustais Cauarane está relacionada a um evento tectono-termal mais antigo que o próprio substrato das rochas sedimentares da serra Tepequém, os vulcanitos Surumu. Enxames de diques máficos seccionam os granitóides, as rochas vulcânicas e também as rochas supracrustais do Grupo Cauarane, encontrando-se relacionados ao magmatismo Avanavero. Corpos máficos e ultramáficos foram relacionados à Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá (Riker *et al.* 1999 *In: CPRM 1999*), cuja idade permanece incerta.

Apesar dos recentes avanços na obtenção de dados geocronológicos para diversas unidades litoestratigráficas no norte e noroeste de Roraima, a evolução tectônica regional continua muito pobremente caracterizada. Neste contexto, o mapeamento sistemático na escala de 1:100.000, de uma área pouco conhecida como a folha Vila de Tepequém, vem contribuir para a construção de modelos de evolução geotectônica e metalogenética embasados em um acervo mais substancial de dados de campo, petrográficos, petrológicos, estruturais e geocronológicos, para esta porção do Craton Amazônico.

3. GEOLOGIA DA FOLHA VILA DE TEPEQUÉM: APRESENTAÇÃO E SINÓPSE ESTRATIGRÁFICA

O mapeamento geológico na escala de 1:100.000 da folha Vila de Tepequém, aliado a análises petrográficas e à obtenção de um acervo considerável de dados geoquímicos e geocronológicos, permitiu a individualização de onze unidades litoestratigráficas (Figura 3.1 e 3.2) além das coberturas cenozóicas, sendo seis destas unidades propostas no presente trabalho.

A cartografia geológica contou com o apoio fundamental dos mapas aeromagnéticos e gamaespectrométricos (Figuras 3.3a, b) e do modelo digital do terreno, além de fotografias aéreas no caso da serra Tepequém. No mapa do campo magnético total (Figuras 3.3), ocorrem três domínios principais dispostos na direção NE-SW a E-W que refletem, possivelmente, diferenças em profundidade, associadas a distintos segmentos do embasamento. Os mapas dos canais de Th e K e da distribuição ternária de K, U e Th, bem como das diversas razões, permitiram uma cartografia mais elaborada dos diferentes tipos de granitóides e rochas vulcânicas. No mapa radiométrico da distribuição ternária de K, U e Th (Figura 3.3b), por exemplo, grande parte dos corpos da Suíte Aricamã e das áreas de exposição das vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha são realçados, bem como o corpo granítico Mixiguana e a variação faciológica no corpo Flechal pertencente à Suíte Pedra Pintada. Uma área inundável a norte da serra Tepequém é marcada pelas tonalidades escuras na parte centro-norte do mapa radiométrico da distribuição ternária de K, U e Th.

A figura 3.2 ilustra a coluna estratigráfica proposta para a folha Vila de Tepequém e a tabela 3.1 resume os principais dados geocronológicos / isotópicos obtidos. A Suíte Trairão representa o embasamento regional e reúne tonalitos e granodioritos com expressivo bandamento composicional, tendo sido definida no presente trabalho. Os granitóides Trairão são rochas cálcio-alcálicas, do tipo-I de médio a alto-K, e ocorrem em disposição sugestiva de um megaenclave em meio às rochas granitóides da Suíte Pedra Pintada e subvulcânicas do Grupo Surumu. Uma pequena área no extremo sul da folha foi também atribuída a Suíte Trairão apenas com base nos mapas aerogeofísicos. Uma sucessão de silimanita-granada-cordierita-gnaisses com intercalações de rochas calcissilicáticas,

metacherts, xistos, anfibolitos e gondito, polideformados e metamorforizados na fácies anfibolito, foi relacionada ao Grupo Cauarane. Corpos de granito do tipo-S, da unidade Granito Amajari, foram cartografados em meio aos paragneisses Cauarane. A unidade Granito Mixiguana foi proposta neste trabalho para reunir granitos e granodioritos, em geral exibindo foliação magmática bem desenvolvida. Os granitóides do tipo-I, cálcio-alcálicos de alto-K, da Suíte Pedra Pintada, foram individualizados nos corpos Trovão e Flechal, ambos caracterizados por três litofácies distintas envolvendo desde quartzo-dioritos e tonalitos a sul até monzogranitos e sienogranitos a norte. As litofácies foram cartografadas com base nos tipos composicionais predominantes. Os granitóides Pedra Pintada incluem xenólitos das supracrustais Cauarane, previamente deformadas, bem como de granitóides da Suíte Trairão. No Grupo Surumu foram discriminados em mapa ignimbritos riolíticos a traquíticos, rochas subvulcânicas ácidas e lavas riolíticas, sendo todos estes tipos litológicos de afinidade cálcio-alcálica, do tipo-I, de alto-K até shoshoníticos, e interpretados como geneticamente relacionados ao magmatismo Pedra Pintada. Corpos de sienogranitos do tipo-A, intrusivos nos granitóides Pedra Pintada e nos vulcanitos Surumu, foram relacionados à Suíte Aricamã, proposta neste projeto. A Formação Cachoeira da Ilha foi também aqui definida para reunir ignimbritos riolíticos com afinidade do tipo-A, interpretados como geneticamente relacionados aos granitos Aricamã. Na Formação Tepequém ocorrem litarenitos, quartzo-arenitos, conglomerados, argilitos, siltitos e tufo, tendo sido cartografados os membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. Diques máficos relacionados à unidade Diabásio Avanavero seccionam as unidades litológicas proterozóicas, não tendo sido observados cortando as rochas sedimentares da Formação Tepequém. Corpos de hornblenda gabros e hornblenditos foram agrupados na unidade Gabro Igarapé Tomás e rochas de afinidade lamprofírica, na forma de diques e em corpos de efusivas, foram relacionadas à unidade Lamprófito Serra do Cupim, sendo ambas unidades também propostas neste trabalho. Aluviões foram cartografados ao longo das principais drenagens e uma cobertura detrítico-laterítica ocorre em algumas áreas isoladas (Figura 3.2).

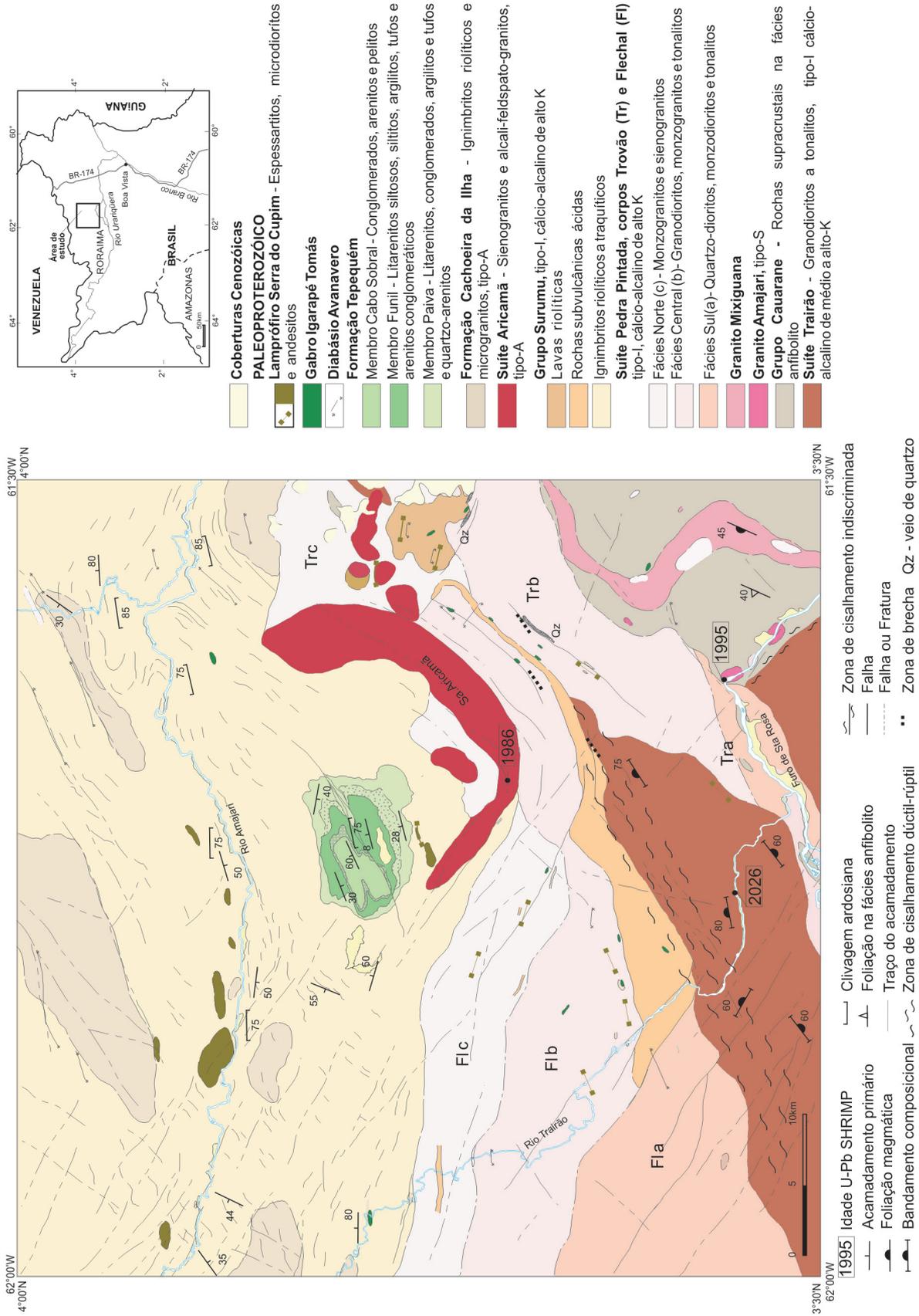
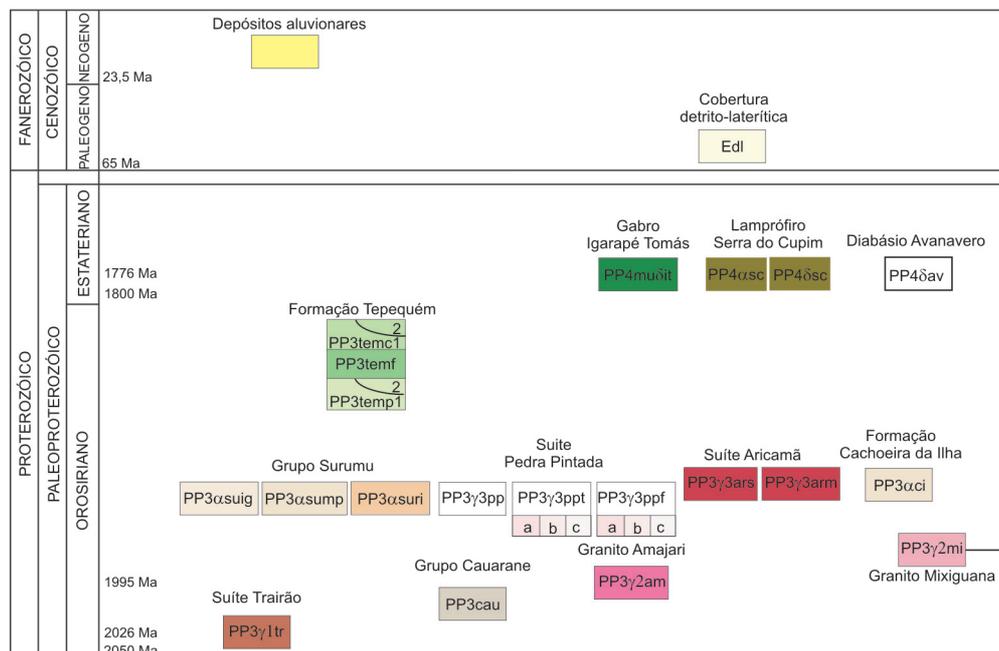


Figura 3.1 – Mapa geológico esquemático da Folha Vila de Tepequém.



- DEPÓSITOS ALUVIONARES, RECENTES E SUB-RECENTES - Areias, argilas e cascalhos
- Edl COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA
- LAMPRÓFIRO SERRA DO CUPIM - Px-(Hb) andesitos (Pp4αsc) espessartitos e microdioritos porfiríticos (Pp4δsc).
- GABRO IGARAPÉ TOMÁS - Hb gabros, hornblenditos e Hb quartzo-dioritos.
- PP4δav DIABÁSIO AVANAVERO - Diabásios e microdioritos.
- FORMAÇÃO TEPEQUÉM**
- Membro Cabo Sobral** - Conglomerados oligomíticos, com intercalações de arenito conglomerático com estratificação cruzada (PP3temc1). Arenitos branco-amarelados, com intercalações de pelitos e arenitos conglomeráticos (PP3temc2).
- PP3temf** **Membro Funil** - Litarenitos siltsos, branco-amarelados, com intercalações de siltitos e argilitos avermelhados, tufos e arenitos conglomeráticos. Ocorrem estratificação cruzada, marcas onduladas e gretas de contração.
- Membro Paiva** - Litarenitos, com intercalações de conglomerados, tufos e argilitos avermelhados. Ocorrem estratificação plano-paralela e cruzada, marcas onduladas e gretas de contração (PP3temp1). Quartzos arenitos e quartzos arenitos conglomeráticos esbranquiçados a róseos, com estratificação cruzada e recumbente (Pp3temp2).
- PP3αci **FORMAÇÃO CACHOEIRA DA ILHA** - Ignimbritos riolíticos, e álcali-feldspato microgranitos. Tipo - A.
- SUÍTE ARICAMÃ** - Bi sienogranitos e álcali-feldspato-granitos, médios a grossos (PP3γ3ars) e micro álcali-feldspato-granitos (Pp3γ3arm). Tipo-A.
- GRUPO SURUMU**
- PP3αsuri** Rochas vulcânicas ácidas, com predomínio de lavas riolíticas. Tipo-I, cálcio-alcalinas de alto-K.
- PP3αsump** Rochas subvulcânicas ácidas com predomínio de microgranitos porfiríticos. Tipo-I, cálcio-alcalinos de alto-K.
- PP3αsuig** Ignimbritos riolíticos a traquíticos, com andesitos, litarenitos vulcânicos, tufos e brechas sedimentares e vulcânicas como litótipos subordinados. Tipo-I, cálcio-alcalinos de alto-K a shoshoníticos.
- SUÍTE PEDRA PINTADA**
- Corpo Trovão** - (Ox)-(Cp)-Hb-Bi quartzo-dioritos e (Hb)-Bi tonalitos (PP3γ3ppt); Bi-Hb granodioritos com subordinados Hb-Bi monzogranitos e tonalitos (PP3γ3pptb); e (Hb)-bi monzogranitos com subordinados (Hb)-Bi granodioritos e sienogranitos (Pp3γ3pptc). Tipo-I, cálcio-alcalinos, de alto-K.
- Corpo Flechal** - (Ox)-(Cp)-Hb-Bi quartzo-dioritos a monzodioritos com subordinados (Hb)-Bi monzogranitos e (Hb)-Bi tonalitos a granodioritos (PP3γ3ppfa) e Hb-Bi monzogranitos (Pp3γ3ppfb); e Bi monzogranitos e sienogranitos (PP3γ3ppfc) em geral hidrotermalizados. Tipo-I, cálcio-alcalinos, de alto-K.
- PP3γ3pp** **Corpos menores** - (Hb)-Bi granodioritos e Bi monzogranitos. Tipo-I, cálcio-alcalino, predominantemente de alto-K.
- PP3γ2mi** **GRANITO MIXIGUANA** - Hb-Bi monzogranitos e granodioritos, com sienogranitos subordinados, com foliação magmática. Tipo-I.
- PP3γ2am** **GRANITO AMAJARI** - Bi-Ms granitos com Gr, Cd e Si, acinzentados a esbranquiçados, finos a médios. Tipo-S.
- PP3cau** **GRUPO CAUARANE** - Si-Gr-Cd-gnaisses com intercalações de rochas calcissilicáticas, metacherts, Ms-Bi-xistos, anfíbolitos e gnditos, polidobrados e metamorfizados na fácies anfíbolito médio a alto, sob condições de pressão baixa.
- PP3γ1tr** **SUÍTE TRAIÃO** - Hb-bi granodioritos e tonalitos com quartzo-dioritos e granitos subordinados, com bandamento composicional e foliação magmática. Ocorrem tipos gnáissicos associados. Tipo-I, cálcio-alcalinos de médio a alto K.

Hb = hornblenda; Bi = biotita; Cp = clinopiroxênio; Ox = Ortopiroxênio; Px = piroxênio; Ga = granada; Cd = cordierita; Si = sillimanita; Ms = muscovita/sericita.

Figura 3.2 - Litoestratigrafia da Folha Vila de Tepequém.

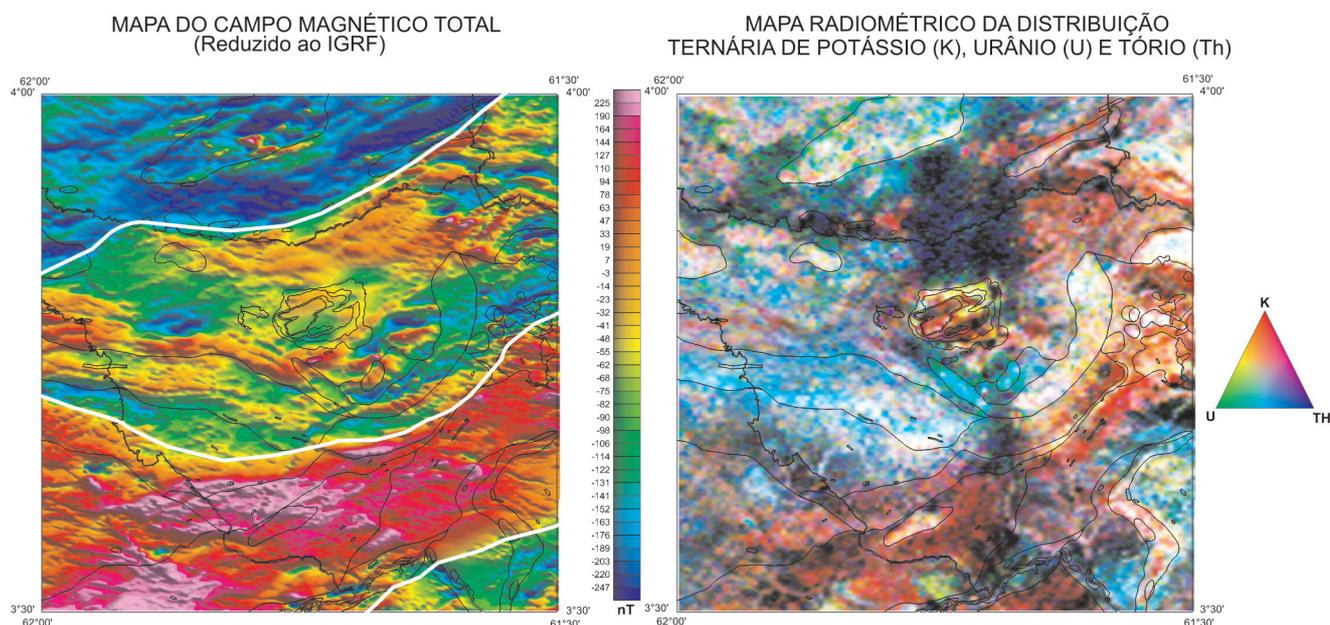


Figura 3.3 - Mapas aerogeofísicos (a, b) da folha Vila de Tepequém. Os contatos geológicos encontram-se traçados em preto nas figuras (a) e (b), sendo que na figura (a) os traços brancos delimitam magnéticos domínios distintos.

Tabela 3.1 - Sumário dos principais dados geocronológicos, U-Pb em zircão e monazita e Pb-Pb, em zircão, e dados de isótopos de Nd em rocha total para as unidades litoestratigráficas da folha Vila de Tepequém.

UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	AMOSTRA	IDADE (Ma)	MÉTODO	IDADE MODELO T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd}(t)$
Lamprófiro Serra do Cupim	LM-172 C	-	-	1968	1,5
Gabro Igarapé Tomás	HG-44	-	-	1872	3,3
Gabro Igarapé Tomás	MF-143	-	-	1894	2,8
Formação Cachoeira da Ilha	HG-220 B	1990 ± 5	Pb-Pb Evaporação	-	-
Suíte Aricamã	HG-68	1986 ± 4	SHRIMP	-	-
Suíte Aricamã	LM-60	1993 ± 11	LA-MC-ICP-MS	2107	2,0
Grupo Surumu	HG-54	-	-	2093	2,0
Grupo Surumu	HG-159 A	-	-	2056	2,5
Grupo Surumu	LM-73 C	-	-	1992	3,4
Grupo Surumu	LM-167 B	1990 ± 3	LA-MC-ICP-MS	-	-
Suíte Pedra Pintada	LM-39	1985 ± 1	Pb-Pb Evaporação	2102	2,1
Suíte Pedra Pintada	MF-162	1991 +18/-17	LA-MC-ICP-MS	2273	0,6
Suíte Pedra Pintada	MF-92	-	-	1978	3,8
Suíte Pedra Pintada	MF-01	-	-	1980	3,6
Granito Amajari	LM-35 A	1995 ± 4	SHRIMP *	2020	1,8
Grupo Cauarane	LM-40 A	1980 ± 3	SHRIMP	2005	1,0
Suíte Trairão (xenólito)	LM-208 F	-	-	2090	2,2
Suíte Trairão	LM-27 C	-	-	2091	2,5
Suíte Trairão	LM-208 A	2044 ± 17	LA-MC-ICP-MS	2070	2,4
Suíte Trairão	HG-115 A	2026 ± 5	SHRIMP	2024	3,1

* em monazita

4. LITOESTRATIGRAFIA

4.1 SUÍTE TRAIRÃO

4.1.1 Introdução

O embasamento da porção noroeste de Roraima tem sido relacionado ao Complexo Urariqüera, unidade inicialmente proposta como Suíte Metamórfica Urariqüera por Pinheiro *et al.* (1981) para englobar granitóides, quartzo-dioritos, dioritos, trondjemitos, tonalitos, ortognaisses, anfibolitos, paragnaisses e migmatitos indiferenciados, com metamorfismo variando da fácies xisto-verde a granulito. Até o momento não estão disponíveis idades U-Pb para as litologias correlacionadas ao Complexo Urariqüera.

O mapeamento geológico na escala de 1:100.000 da folha Vila de Tepequém permitiu a individualização de uma unidade litoestratigráfica composta por tipos rochosos exclusivamente ortoderivados, com predomínio de tonalitos e granodioritos. Estes granitóides exibem idades em torno de 2,03-2,04 Ga (U-Pb em zircão, este trabalho) e representam o embasamento na área. Considerando-se que o Guia Estratigráfico Internacional (International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, 1994) desaconselha a utilização do nome da unidade original para uma subdivisão desta mesma unidade e que o Complexo Urariqüera, como proposto originalmente por Pinheiro *et al.* (1981) e admitido por Reis *et al.* (2003), inclui rochas tanto para-, como ortoderivadas, metamorfisadas na fácies xisto-verde a granulito, propõe-se a terminologia Suíte Trairão para abrigar os granitóides que constituem o embasamento na área estudada. A terminologia proposta refere-se ao rio homônimo com excelentes exposições dos granitóides Trairão.

4.1.2 Distribuição geográfica e relações de contato

A Suíte Trairão aflora na porção centro-sul da folha Vila de Tepequém em um corpo alongado, em forma de cunha, disposto na direção nordeste. Uma pequena área no extremo sul da folha, onde não foi possível o cheque de campo, foi também atribuída à Suíte Trairão

com base nos dados aerogeofísicos. No corpo da porção centro-sul da folha a Suíte Trairão mantém contato com granitóides da Suíte Pedra Pintada e com rochas subvulcânicas do Grupo Surumu, sendo que uma zona de cisalhamento abrange o contato noroeste deste corpo. Ressalte-se que, apesar de sua forma em cunha truncar a disposição geral das fácies definidas na Suíte Pedra Pintada (ver figura 3.1), a relação litoestratigráfica entre as duas suítes está claramente definida por dados de campo e geocronológicos (ver itens 4.1.5 e 4.5.5). Na parte sudeste da folha (Estação HG-14), foram observados xenólitos métricos dos granitóides Trairão em monzogranitos da Suíte Pedra Pintada, registrando seu posicionamento como embasamento desta suíte e, por conseguinte, das unidades a ela crono-correlatas, como o Grupo Surumu, a Suíte Aricamã e a Formação Cachoeira da Ilha. Supõe-se que, durante sua colocação, os granitóides Pedra Pintada tenham em parte englobado grandes segmentos do embasamento Trairão. Quanto à relação estratigráfica entre a Suíte Trairão e o Grupo Cauarane, os dados geocronológicos disponíveis sugerem que os granitóides forneceram material para a sedimentação das supracrustais (ver item 4.2.6), sendo o contato entre ambas unidades interpretados como tectônico.

4.1.3 Caracterização macroscópica

A Suíte Trairão engloba granitóides predominantemente tonalíticos a granodioríticos, em geral mostrando bandamento composicional. Na região do rio Ajará o bandamento é comumente mais desenvolvido, conferindo aos granitóides desta área um aspecto gnáissico. Estes granitóides com aspecto gnáissico não puderam ser discriminados em mapa, na escala atual de trabalho, e sua estrutura está, provavelmente, relacionada ao processo de colocação do corpo granitóide, como veremos nos itens que se seguem.

Os granitóides Trairão são em geral acinzentados, variam de médios a grossos e mostram um caráter relativamente menos magnético quando comparados aos litótipos da Suíte Pedra Pintada. O bandamento composicional, comum na escala de afloramento, pode variar

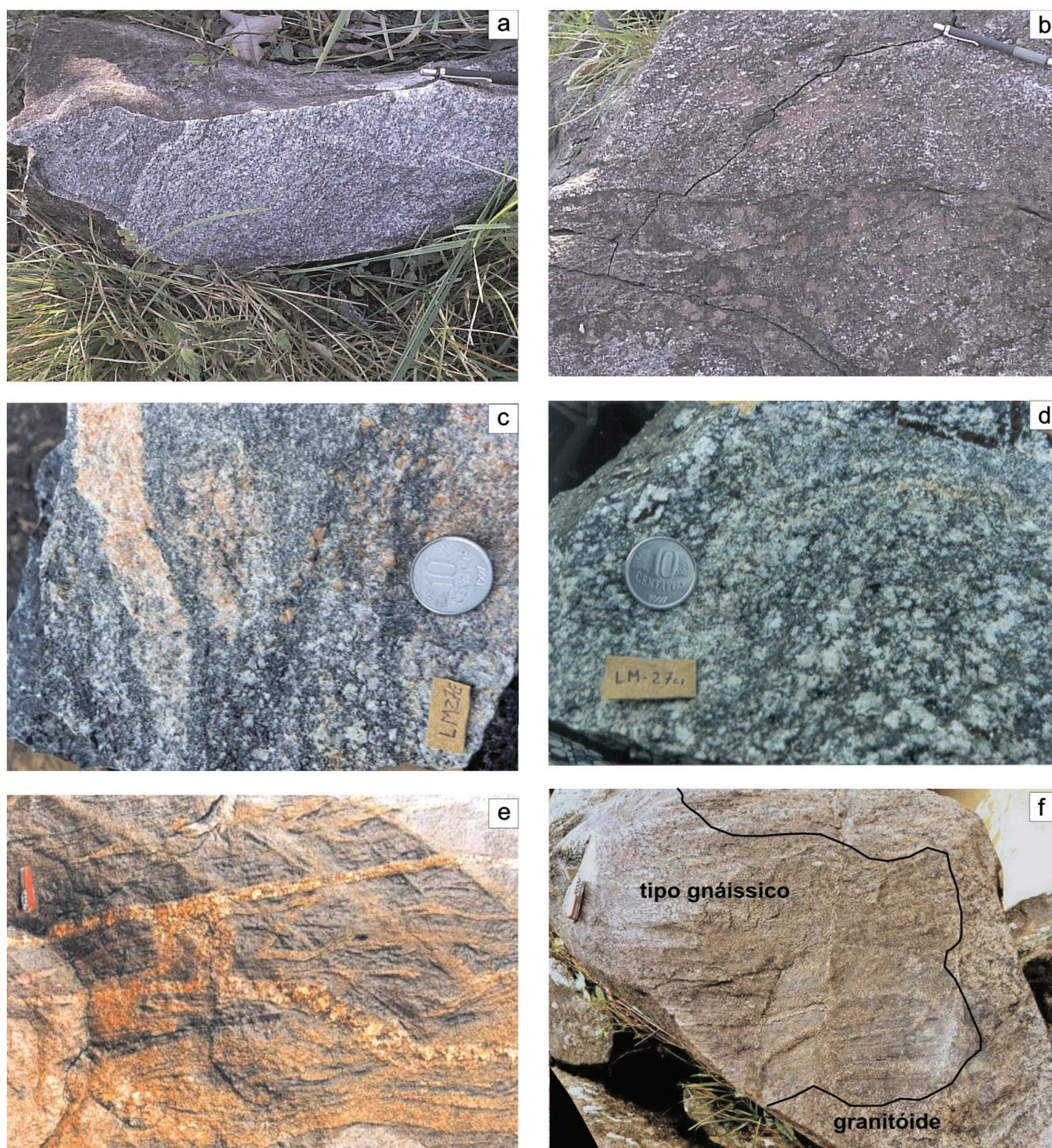


Figura 4.1.1 - Aspectos macroscópicos das rochas da Suíte Trairão. (a) Bandas tonalíticas e monzograníticas. Afloramento HG-81; (b) Foliação magmática marcada pela orientação preferencial de cristais tabulares de feldspatos, que ressaltam na superfície alterada, disposta paralela a subparalelamente ao bandamento composicional. Afloramento HG-81; (c) Bandamento composicional com limites difusos. Afloramento LM-27; (d) Aspecto mais homogêneo de um granodiorito em uma banda composicional métrica. Afloramento LM-27; (e) Tipo gnáissico com bandamento composicional cortado por veios quartzo-feldspáticos. Afloramento HG-250; (f) Tipo gnáissico, parcialmente englobado pelo granitóide. Afloramento LM-208 A.

de centimétrico a métrico, e é conferido pela alternância de bandas sieno- a monzograníticas, granodioríticas, tonalíticas e quartzo-dioríticas (Figura 4.1.1a), sendo por vezes paralelo a uma foliação magmática (Figura 4.1.1b). A foliação é definida pela orientação preferencial de megacristais tabulares de feldspatos (entre 1cm e 1,5cm)

(Figura 4.1.1b), bem como pela orientação de enclaves máficos elípticos e de agregados ou glomérulos alongados de minerais máficos. O bandamento na Suíte Trairão pode mostrar caráter descontínuo e contatos bastante difusos (Figura 4.1.1c). Tipos mais homogêneos também ocorrem ora em escala de afloramento ora dentro das

bandas composicionais métricas (Figura 4.1.1d). Nos granitóides com aspecto gnáissico da região do rio Ajará, o bandamento varia de milimétrico a centimétrico, e é caracterizado pela alternância de bandas pobres em minerais máficos, de coloração creme a róseas, e bandas ricas em máficos, acinzentadas, sendo por vezes cortado por veios quartzo-feldspáticos (Figura 4.1.1e). Em alguns afloramentos o bandamento desenha dobras, no entanto, a rocha não registra deformação em estado sólido compatível com a presença de dobras, sugerindo a evolução destas feições durante a colocação do corpo granitóide. Localmente, a rocha com aspecto gnáissico é englobada por granitóides mais homogêneos (Figura 4.1.1f). Esta situação sugere que os tipos gnáissicos possam corresponder a uma unidade um pouco mais antiga, parcialmente englobada pelos granitóides Trairão, ou, em uma situação de colocação sin-cinemática, que correspondam a partes do corpo já parcialmente cristalizado, que foram posteriormente englobadas pelo próprio magma Trairão, sendo esta última interpretação adotada neste trabalho. Veios pegmatíticos compostos por quartzo, feldspato e muscovita foram observados na região do rio Ajará. Eles cortam os tipos gnáissicos, em geral a altos ângulos com a foliação principal, e variam de alguns centímetros até 4 m de largura.

Diferentes tipos de enclaves de rocha máfica foram reconhecidos na Suíte Trairão. Os mais comuns são enclaves extremamente alongados, com dimensões que podem atingir até 1m de largura por 20m de comprimento, dispostos paralelamente ao bandamento composicional e/ou foliação magmática no granitóide encaixante (Figura 4.1.2a). Estes enclaves encontram-se por vezes boudinados, com o bandamento e/ou a foliação magmática da encaixante desviando ao seu redor, sendo sugestivo que representem diques sin-plutônicos. Dentre os enclaves duas variedades composicionais foram identificadas: enclaves de rocha máfica fina, quartzo-diorítica, fortemente magnética, com contatos muito nítidos com a encaixante, sugerindo contraste de viscosidade durante a colocação; e enclaves de rocha rica em minerais máficos, fracamente magnética, com ban-

damento composicional milimétrico e contatos difusos com os granitóides, sugerindo alguma interação com a encaixante, provavelmente devido a uma composição (e temperaturas magmáticas) mais próxima à dos granitóides encaixantes. Além destes enclaves alongados, interpretados como diques sin-plutônicos, foram observados pequenos enclaves elípticos (maiores dimensões entre 5 e 15 cm) de rocha máfica fina contendo cristais de feldspato alcalino provavelmente pingados da encaixante, sugerindo coexistência entre magmas ácidos e básicos (Hibbard 1995; Vernon *et al.* 1988).

Localmente ocorrem xenólitos métricos de rocha máfica fina, com formas angulosas e foliação interna a altos ângulos e sem continuidade com a foliação na encaixante. Foi também reconhecido, na estação LM-208E, um xenólito alongado, com dimensão máxima de 5m, composto por microtonalito mostrando uma foliação interna S_n dobrada, com foliação de plano axial S_{n+1} . A foliação S_{n+1} é paralela a subparalela à foliação / bandamento composicional na encaixante, sendo que ocorrem apófises do granitóide dobradas dentro do xenólito (Figura 4.1.2b). A situação sugere um quadro de colocação sin-cinemática do corpo, onde o dobramento da foliação S_n e evolução de S_{n+1} no xenólito ocorreram enquanto ainda havia porções fundidas na encaixante que injetava apófises no microtonalito, sendo estas apófises dobradas (ver item 5.2). A presença de uma foliação magmática paralela ao bandamento composicional em boa parte da área de exposição da Suíte Trairão, e não restrita a possíveis bordas do corpo, também está em consonância com uma colocação sin-cinemática. No entanto esta hipótese continua a merecer futuras investigações. Ao longo do rio Trairão, nas proximidades da foz do rio Ajará, ocorrem "farrapos" de rocha fina rica em máficos, dobrados dentro dos granitóides Trairão, com contatos difusos com a encaixante, que provavelmente representam xenólitos parcialmente digeridos.

4.1.4 Petrografia e microtectônica

Setenta e nove (79) lâminas delgadas de rochas

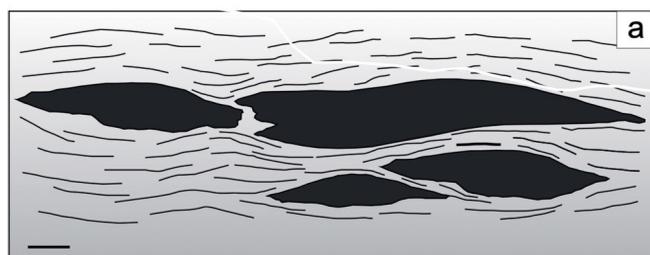
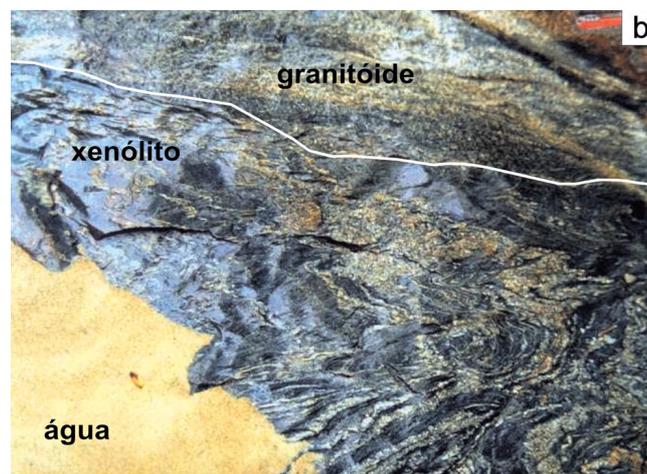


Figura 4.1.2 - Aspectos macroscópicos dos enclaves na Suíte Trairão. (a) Desenho esquemático ilustrando a presença de enclaves de rocha máfica, muito alongados, dispostos paralelamente à foliação e/ou bandamento composicional. Afloramento LM-27; (b) Xenólito de microtonalito foliado, com apófises do granitóide Trairão dobradas. Afloramento LM-208D.



da Suíte Trairão foram estudadas. A Tabela 4.1.1 ilustra a classificação e composição mineralógica estimada das 18 amostras selecionadas para análises químicas. Os grupos I e II referem-se a dois conjuntos com características químicas algo distintas, que serão comentadas no item 4.1.6, sendo que os tipos com aspecto gnáissico que pertencem ao grupo I, foram também especificados nesta tabela.

Granitóides

Dentre os granitóides da suíte, ocorrem quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, com predominância de granodioritos e tonalitos.

Os granodioritos e tonalitos são rochas predominantemente mesocráticas, médias a grossas com tipos finos subordinados. Ocorrem variedades porfiríticas com matriz fina a média e megacristais de feldspato entre 0,6 e 1,4 cm. Exibem textura alotriomórfica inequigranular a hipidiomórfica granular (Figura 4.1.3a) ou inequigranular, comumente superposta por tramas protomiloníticas desenvolvidas sob temperaturas moderadas, em torno de 450°C. Biotita e hornblenda são os minerais máficos essenciais. Dentre os acessórios, zircão, apatita e minerais opacos são primários e epidoto e titanita (e parte dos

minerais opacos) correspondem, provavelmente, a fases magmáticas secundárias.

O plagioclásio (em geral oligoclásio cálcico) é xenomórfico a hipidiomórfico, por vezes mostrando zoneamento simples com núcleos saussuritizados. Mostra, com certa frequência, caráter antipertítico, com manchas irregulares de feldspato alcalino, e inclui grãos de quartzo (globulares), biotita e, localmente, minerais opacos, anfibólio e zircão. Os cristais de plagioclásio podem exibir contatos embaciados com o quartzo, sugestivos de algum desequilíbrio na câmara magmática, sendo, por vezes, constituídos pela coalescência de vários cristais (*synneusis*). O feldspato alcalino é subordinado, em geral exibe geminação em grade, é pertítico e com certa frequência inclui grãos de quartzo, minerais opacos e biotita.

A hornblenda, com tonalidade verde azulada (hastingsítica), pode mostrar intercrescimento com quartzo, e ocorre, por vezes, como relictos em meio a glomérulos máficos integrados por biotita + epidoto ± minerais opacos ± titanita (± actinolita localmente). Esta associação resulta da desestabilização da hornblenda, (e talvez também de clinopiroxênio) provavelmente em ambiente magmático tardio. Em várias lâminas observa-se apenas a associação resultante desta desestabiliza-

Tabela 4.1.1 – Classificação petrográfica e composição mineral estimada para as amostras da Suíte Trairão com análises químicas.

	AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Hb	Bi	Ti	Zi	Ap	Al	Op	Cl	Ep	Se
Xenólito	LM-208E-F	Bi-tonalito	65	-	25	-	8	tr	-	tr	tr	2	tr	tr	tr
Enclaves	LM-27B	Qz-diorito	40	-	10	38	5	1	tr	tr	-	3	tr	3	tr
	LM-27G	Diorito a qz-diorito	48	2	4	30	12	1	-	tr	-	tr	-	3	-
	HG-115B	Qz-diorito	44	3	10	38	5	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr
Granitóides Grupo I	LM-28	Qz-diorito	45	3	12	27	8	tr	tr	tr	-	3	tr	3	tr
	HG-115A	Monzogranito	28	41	18	2	9	tr	tr	tr	-	tr	tr	2	tr
	LM-212B	Bi-tonalito	60	-	22	-	15	tr	tr	tr	-	1	-	2	tr
	LM-27C L1	Tonalito	50	3	31	-	14	tr	tr	tr	-	tr	tr	2	1
Tipos gnáissicos Grupo I	LM-208A	Hb-bi-tonalito	53	tr	16	12	14	tr	-	tr	tr	-	tr	-	tr
	LM-27A	Granitóide c/ bandas qz-dioríticas e graníticas	x	x	x	-	x	x	-	x	-	x	-	x	-
	LM-212A	Bi-granodiorito	52	20	20	-	8	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Granitóides Grupo II	HG-119	Tonalito	55	5	25	5	9	tr	tr	tr	-	tr	tr	1	tr
	HG-81D	Tonalito	57	8	22	2	8	1	tr	tr	-	2	tr	tr	tr
	HG-11	Granodiorito	48	20	20	4	5	1	tr	tr	tr	tr	tr	2	tr
	MF-185	Bi-hb-granodiorito	42	8	20	16	9	1	tr	tr	tr	tr	-	4	tr
	HG-81C	Monzogranito	22	44	12	-	6	1	tr	tr	-	2	tr	1	tr
	HG-10	Ortognaisse tonalítico	35	-	22	-	20	tr	3	4	tr	tr	2	11	-
	LM-208D	Bi-granodiorito	52	13	17	-	15	tr	-	tr	tr	2	tr	1	tr

Pg = plagioclásio; Fa = Feldspato alcalino; Qz = quartzo; Hb = hornblenda; Bi = biotita; Ti = titanita; Zi = zircão; Ap = apatita; Al = allanita; Op = opacos; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; x = componente importante (>1%); tr = traços (<1%).

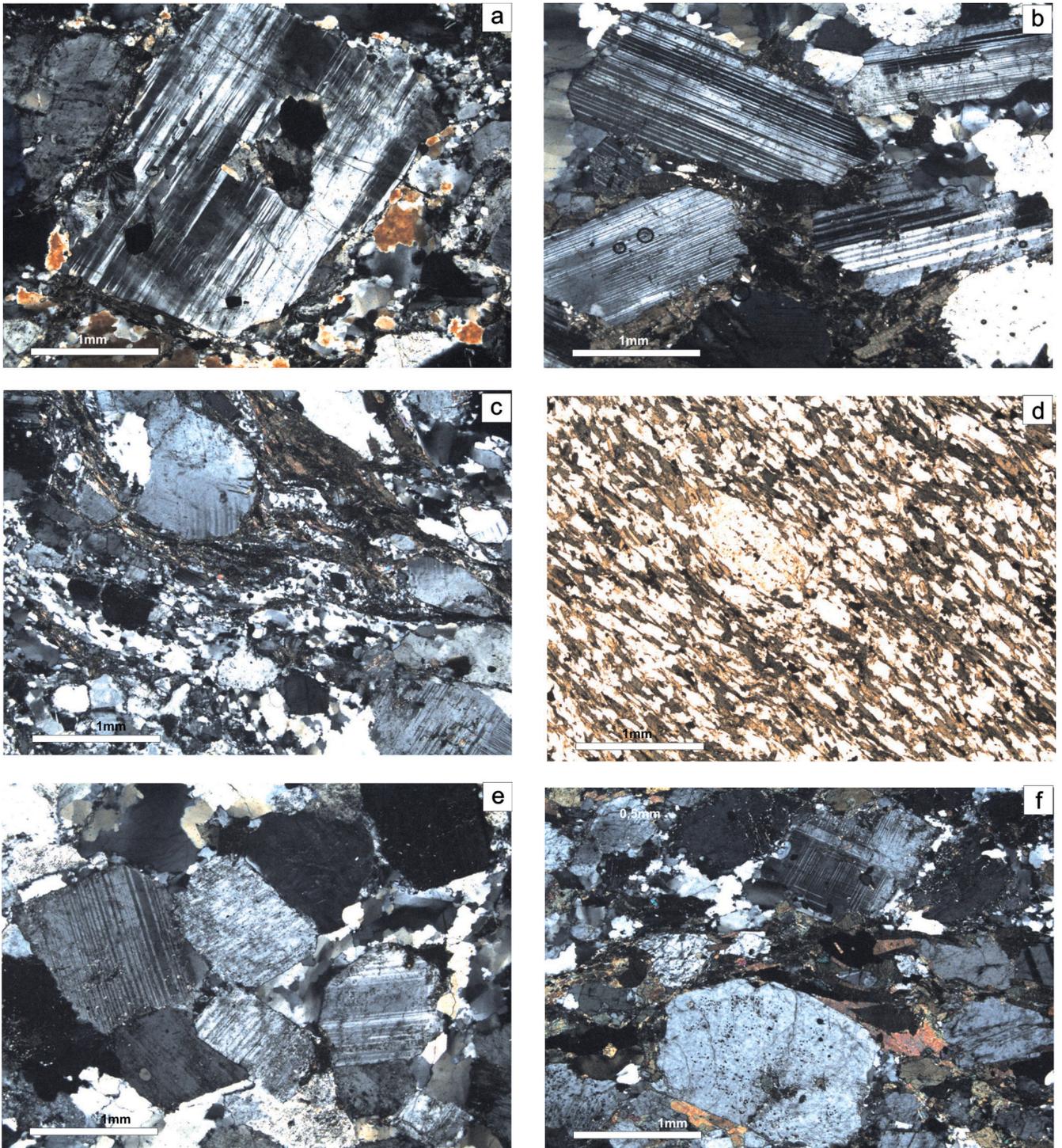


Figura 4.1.3 - Aspectos microscópicos das rochas da Suíte Trairão. (a) Tonalito com textura hipidiomórfica granular. Lâmina LM-27CL2, polarizadores cruzados; (b) Tonalito com cristais subédricos de plagioclásio, sem registros de deformação em estado sólido importante, cuja orientação preferencial confere foliação magmática à rocha. O quartzo encontra-se parcialmente recristalizado. Lâmina LM-212B, polarizadores cruzados; (c) Granito com textura milonítica. Lâmina LM-211, polarizadores cruzados; (d) Enclave de quartzo-diorito. Lâmina LM-27B, luz plano-polarizada; (e) Textura hipidiomórfica granular em banda félsica, pobre em máficos, de um tonalito do tipo gnáissico. Lâmina LM-212A, polarizadores cruzados; (f) Foliação em tonalito do tipo gnáissico. Os cristais de feldspato são subédricos. Lâmina LM-208A, polarizadores cruzados.

ção. A biotita tem pleocroísmo castanho a marrom muito escuro. O zircão é em geral zonado e a apatita ocorre em prismas curtos. Os minerais opacos por vezes mostram coroas de titanita correspondendo provavelmente

a ilmenitas. Sericita e clorita são os minerais de alteração secundária.

Em várias das lâminas estudadas os megacristais de feldspatos mostram uma orientação preferencial de

forma (Figura 4.1.3b), estando dispostos paralelamente à orientação preferencial pouco definida dos glomérulos máficos, marcando uma feição planar desenvolvida em estado magmático.

O bandamento composicional é também verificado em lâmina, sendo conferido pela variação na granulagem e na composição da rocha. As bandas têm limites difusos e podem não ser contínuas. Ocorrem, por exemplo, intercalações de sienogranito e tonalito ou quartzo-diorito. Nos sienogranitos o feldspato alcalino é peritítico e a biotita é o máfico principal, ocorrendo em agregados, associada a epidoto, minerais opacos e titanita. Os acessórios primários principais são os mesmos observados nos tonalitos e granodioritos. Nas bandas quartzo-dioríticas o plagioclásio tem composição algo mais cálcica, no intervalo andesina sódica a oligoclásio cálcico, e o feldspato alcalino, muito subordinado, é comumente peritítico. A associação de minerais máficos nestas bandas quartzo-dioríticas é a mesma observada nos tonalitos e granodioritos.

De uma forma geral os granitóides Trairão registram baixa magnitude de *strain* (Figura 4.1.3a, b), com deformação em estado sólido indicada pela presença de extinção ondulante moderada nos feldspatos, forte extinção ondulante e recristalização parcial do quartzo e fraturas transcristalinas afetando os grãos de quartzo e de feldspatos. Os tipos mais deformados correspondem em geral a protomilonitos, com porfiroclastos de feldspatos distribuídos em uma matriz de quartzo, em parte recristalizado, e porções de feldspatos em minúsculos grãos (em tomo de 0,1 mm) e minerais máficos (Figura 4.1.3c). Os cristais de plagioclásio, em parte mantendo seus contornos originais, mostram extinção ondulante, e por vezes também maclas deformacionais, em cunha e mirmequitas, podendo estar segmentados ou cortados por estreitas faixas onde este mineral encontra-se cominuído para um agregados de minúsculos grãos (em torno de 0,1 mm) com limites difusos associados a sericita e epidoto. O feldspato alcalino exibe registros de deformação dúctil mais marcante que o plagioclásio, com extinção ondulante bem mais pronunciada e localmente subgrãos (0,5 a 0,7mm) e novos grãos, evidenciando recristalização moderada. Pertitas em chama são freqüentemente observadas. A foliação milonítica na rocha é conferida pela orientação preferencial de agregados e grãos alongados de quartzo e de agregados de minerais máficos (Figura 4.1.3c). A biotita dentro desses agregados pode estar a alto ângulo da foliação milonítica, sendo cortada por finas faixas (dispostas segundo esta foliação) onde o grão original foi substituído por uma associação de biotita, clorita e sericita em finas palhetas, registrando a paragênese estável durante a evolução destes filmes de foliação. As observações microtectônicas sugerem temperaturas moderadas em torno de 450°C, abaixo daquelas em que deformação eminentemente dúctil, com intensa recristalização, começa a operar nos feldspatos (Passchier & Trouw 1996).

Enclaves

Dentre os enclaves muito alongados observados ao longo do rio Trairão e interpretados como diques sin-plutônicos, tem-se que:

(a) Os enclaves de rocha máfica, com contato nítido com a encaixante, correspondem a quartzo-dioritos, de granulagem fina, foliados (Figura 4.1.3d), por vezes cortados por veios submilimétricos de epidoto. O plagioclásio é a andesina (An-40) e pode mostrar forte extinção ondulante e sinais de recristalização. A hornblenda, verde azulada, ocorre em cristais orientados segundo a foliação. Inclui cristais arredondados de quartzo e está em parte desestabilizada para associação de epidoto + biotita ± minerais opacos ± titanita. A foliação no enclave é interpretada como relacionada à colocação sin-cinemática do corpo Trairão.

(b) Os enclaves representados por rocha rica em máficos, pouco magnética, com contatos difusos com os granitóides, sugerindo alguma interação com a encaixante, correspondem a biotita tonalitos com bandas milimétricas de biotita quartzo-dioritos. A textura é alotriomórfica granular, afetada por deformação superimposta. O plagioclásio (oligoclásio cálcico), em geral xenomórfico e parcialmente saussuritizado, inclui biotita e grande quantidade de grãos globulares de quartzo, o que confere a vários grãos um aspecto em “peneira”. Os cristais de plagioclásio mostram extinção ondulante em geral discreta. O quartzo está em grande parte recristalizado, no entanto, mantém seu caráter intersticial ao plagioclásio e não forma grãos e agregados alongados. A biotita é castanha, levemente esverdeada a marrom escuro e ocorre em glomérulos máficos juntamente com epidoto, minerais opacos, (com coroas de titanita, provavelmente ilmenitas) e titanita.

Tipos gnáissicos

Os granitóides com aspecto gnáissico, que ocorrem na região do rio Ajará, são marcados pela intercalação de bandas mais ricas em minerais máficos, tonalíticas a quartzo-dioríticas, e bandas félsicas pobres em máficos, de composição comumente granodiorítica. Este bandamento é paralelo à orientação preferencial dos agregados máficos, e por vezes também à fraca orientação dos cristais de plagioclásio (foliação magmática). A mineralogia máfica e acessória é similar àquela descrita para os outros granitóides da Suíte Trairão. Os minerais máficos essenciais são a hornblenda e a biotita, com zircão, apatita e minerais opacos como acessórios primários. Epidoto e titanita (e parte dos minerais opacos) correspondem provavelmente a fases magmáticas secundárias a partir da desestabilização dos cristais de hornblenda. Em uma das lâminas estudadas (LM-27A) ocorrem duas gerações de biotita, provavelmente de mesma composição (mesmo pleocroísmo), onde a mais antiga encontra-se com certa freqüência arqueada e a de geração mais nova corta este

arco a altos ângulos. Apesar do aspecto macroscópico fitado, os tipos gnáissicos preservam feições ígneas (Figura 4.1.3e, f) e os registros de deformação em estado sólido não são marcantes, sugerindo baixa magnitude de *strain*. A textura é hipidiomórfica granular com cristais de plagioclásio subédricos e quartzo intersticial (Figura 4.1.3e), sendo por vezes obliterada por uma trama protomilonítica, caracterizada por feições deformacionais sugestivas de temperaturas em torno de 450°C, similares às observadas nos granitóides da suíte. Algumas amostras exibem foliação mais pronunciada (Figura 4.1.3f), mas ainda assim, não são observadas feições deformacionais indicativas de deformação em estado sólido sob temperaturas altas.

4.1.5 Geocronologia e dados Sm-Nd

Duas amostras da Suíte Trairão foram selecionadas para análises U-Pb em zircão, sendo uma por SHRIMP e outra por LA-MC-ICP-MS, e quatro para análises isotópicas Sm-Nd em rocha total. As metodologias analíticas encontram-se comentadas no Capítulo 1.

Uma idade U-Pb (SHRIMP) de 2026 ± 5 Ma (Fi-

gura 4.1.4a, Tabela 4.1.2) foi obtida para o granodiorito da amostra HG-115A. A outra amostra, LM-208A, foi selecionada dentre os tipos gnáissicos da região do rio Ajará para investigar possíveis diferenças de idade em relação aos granitóides da suíte. A amostra LM-208 A é proveniente do afloramento ilustrado na Figura 4.1.1f, tendo fornecido uma idade U-Pb (LA-MC-ICP-MS) de 2044 ± 17 Ma (Figura 4.1.4b, Tabela 4.1.3).

As duas idades U-Pb em zircão são interpretadas como idades de cristalização, sendo que, apesar de coincidentes dentro do erro analítico, o valor obtido para a amostra LM-208A aponta para a possibilidade de que os tipos gnáissicos sejam algo mais velhos que os granitóides da suíte. Outro dado importante é que dos treze grãos de zircão da amostra LM-208A que forneceram bons resultados, dois revelaram a presença de núcleos arqueanos, com idades de 2684 ± 42 e 3155 ± 62 Ma.

Dentre as quatro amostras da Suíte Trairão selecionadas para análises Sm-Nd, duas correspondem às amostras datadas (Tabela 4.1.4). As idades T_{DM} variam de 2024 a 2091 Ma, bastante próximas às idades de cristalização das rochas, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +2,2 e +3,0.

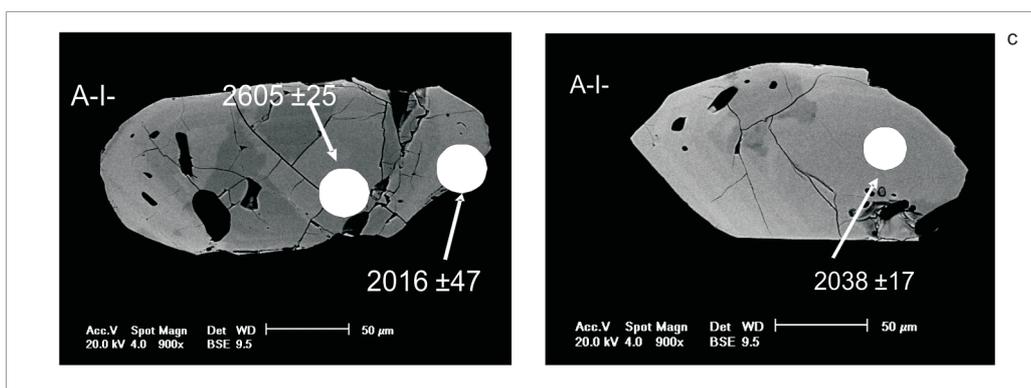
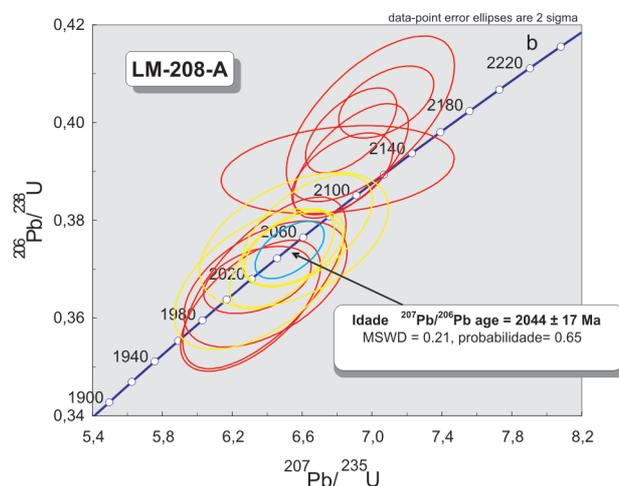
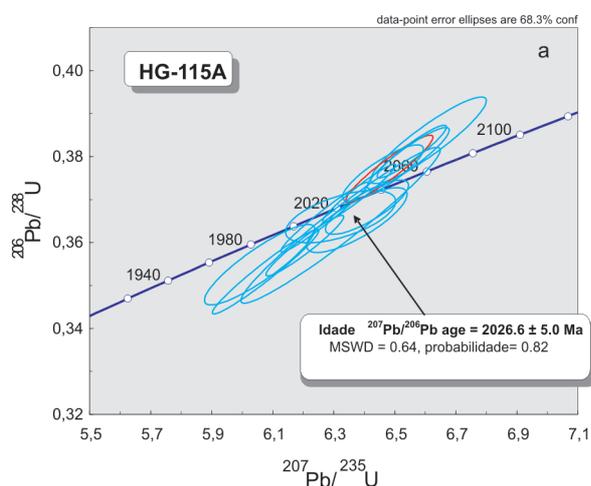


Figura 4.1.4 - Idades U-Pb em zircão para a Suíte Trairão. (a) Diagrama U-Pb (Concórdia) da amostra HG-115A (SHRIMP); (b) Diagrama U-Pb (Concórdia) da amostra LM-208A (LA-MC-ICP-MS); (c) Imagens de cristais de zircão da amostra LM-208A (MEV) evidenciando a presença de núcleos arqueanos herdados e bordas orosirianas.

Tabela 4.1.2 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (SHRIMP) da amostra HG-115A, Suíte Trairão.

Grão. spot	f206 %	U (ppm)	Th (ppm)	RAZÕES								Rho	IDADES APARENTES				Disc. (%)
				$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err (%) 1sigma		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma) 1sigma	
1.1	0,00	567	57	0,10	181,0	0,12465	0,33	6,379	1,30	0,371100	1,20	0,96	2024	6	2035	21	-0,54
2.1	0,31	64	37	0,60	19,6	0,12652	0,71	6.050	2,00	0,354300	1,80	0,88	2011	17	1955	30	2,78
3.1	0,04	191	121	0,66	62,4	0,12511	0,41	6,555	1,20	0,380900	1,10	0,93	2026	7	2081	19	-2,71
4.1	0,42	138	93	0,69	43,5	0,12900	1,20	6.320	1,90	0,365600	1,10	0,58	2033	27	2009	19	1,18
5.1	0,02	540	53	0,10	170,0	0,12450	0,36	6,264	1,50	0,365500	1,50	0,97	2019	7	2008	26	0,54
6.1	0,20	108	65	0,62	34,2	0,12809	0,76	6,405	1,40	0,367900	1,10	0,81	2047	15	2019	20	1,37
7.1	0,73	158	91	0,59	50,0	0,13310	0,86	6.370	1,70	0,364900	1,40	0,79	2052	19	2005	24	2,29
8.1	0,02	195	112	0,59	60,0	0,12546	0,41	6,198	1,40	0,358800	1,30	0,95	2033	7	1977	22	2,75
9.1	0,01	220	118	0,55	72,6	0,12507	0,78	6.610	1,90	0,383600	1,80	0,91	2028	14	2093	31	-3,21
10.1	0,07	112	70	0,64	36,6	0,12571	0,52	6,543	1,40	0,379400	1,30	0,92	2030	10	2073	22	-2,12
11.1	0,03	160	92	0,59	49,9	0,1262	0,90	6.320	3,50	0,364000	3,30	0,97	2043	16	1999	57	2,15
12.1	--	121	92	0,78	39,2	0,12451	0,51	6.480	1,50	0,376900	1,40	0,94	2024	9	2062	25	-1,88
13.1	0,30	101	49	0,50	32,8	0,12726	0,56	6,459	1,40	0,375900	1,20	0,85	2023	13	2057	21	-1,68
14.1	0,38	269	270	1,04	81,9	0,12807	0,34	6.070	1,90	0,352700	1,90	0,97	2025	8	1947	31	3,85

Tabela 4.1.3 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) da amostra LM-208A, Suíte Trairão.

GRÃO. SPOT	f206	RAZÕES								Rho	IDADES APARENTES						Disc. (%)
		$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err (%) 1 sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		(Ma) 1 sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma) 1 sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma) 1 sigma		
Zr-121-A-I-02b	0,0013	0,69	0,1263	2,70	6,3574	3,12	0,3652	1,55	0,50	2047	55	2026	63	2007	31	2	
Zr-121-A-I-03	0,0006	0,73	0,1263	3,11	6,5268	3,50	0,3748	1,61	0,46	2047	64	2050	72	2052	33	0	
Zr-121-A-I-06 I	0,0001	0,95	0,1271	1,99	6,6028	2,39	0,3768	1,33	0,56	2058	41	2060	49	2061	28	0	
Zr-121-A-I-06 II	0,0006	0,06	0,1248	1,29	6,8648	1,61	0,3989	0,96	0,60	2026	26	2094	34	2164	21	-7	
Zr-121-A-I-07	0,0007	0,61	0,1266	1,42	7,0727	1,63	0,4051	0,80	0,49	2051	29	2121	34	2193	17	-7	
Zr-121-A-I-08	0,0004	0,35	0,1250	1,89	6,3095	2,07	0,3661	0,82	0,40	2029	38	2020	42	2011	17	1	
Zr-121-A-I-08a	0,0008	0,64	0,1269	1,56	6,8624	2,03	0,3922	1,31	0,64	2055	32	2094	43	2133	28	-4	
Zr-121-A-I-10	0,0012	0,99	0,1263	1,55	6,4547	1,96	0,3706	1,21	0,62	2047	32	2040	40	2032	25	1	
Zr-121-A-I-12	0,0008	0,70	0,1260	2,29	6,3498	3,11	0,3654	2,11	0,68	2043	47	2025	63	2008	42	2	
Zr-121-A-I-14	0,0005	0,52	0,1261	2,25	6,9810	2,92	0,4014	1,85	0,64	2045	46	2109	62	2176	40	-6	
Zr-121-A-I-19	0,0007	0,85	0,1251	2,73	6,3168	3,23	0,3663	1,73	0,53	2030	55	2021	65	2012	35	1	
Zr-121-A-I-14b	0,0004	0,37	0,1268	1,53	6,8102	1,80	0,3894	0,94	0,53	2055	31	2087	37	2120	20	-3	
Zr-121-A-I-21	0,0008	0,78	0,1261	4,03	6,7850	4,16	0,3903	1,01	0,24	2044	82	2084	87	2124	22	-4	
Zr-121-A-I-24	0,0013	0,54	0,1261	2,16	6,2682	2,71	0,3604	1,63	0,60	2045	44	2014	55	1984	32	3	
Zr-121-A-I-25	0,0018	0,25	0,1270	1,61	6,5299	1,85	0,3729	0,90	0,49	2057	33	2050	38	2043	18	1	
HERANÇA?																	
Zr-121-A-I-02	0,0006	0,42	0,1749	0,95	13,0620	1,56	0,5416	1,24	0,79	2605	25	2684	42	2790	35	-7	
Zr-121-A-I-01	0,0007	0,35	0,2362	0,80	21,3679	1,96	0,6561	1,79	0,91	3095	25	3155	62	3252	58	-5	

Correção de Pb comum baseada na concordância das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Os dados em vermelho não foram utilizados no cálculo da idade.

Tabela 4.1.4 – Dados isotópicos Sm-Nd de amostras da Suíte Trairão.

AMOSTRAS	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	t
HG-R-115 A	5,1	31,3	0,098199	0,511501	8	-22,2	3,1	2024	0,510208	2000
LM-R-27 C	3,7	17,8	0,12558	0,511828	14	-15,8	2,5	2091	0,510175	2000
LM-R-208 A	9,4	64,8	0,088082	0,511329	21	-25,5	2,4	2070	0,510169	2000
LM-R-208 F (xenólito)	6,4	37,6	0,103346	0,511523	12	-21,8	2,2	2090	0,510162	2000

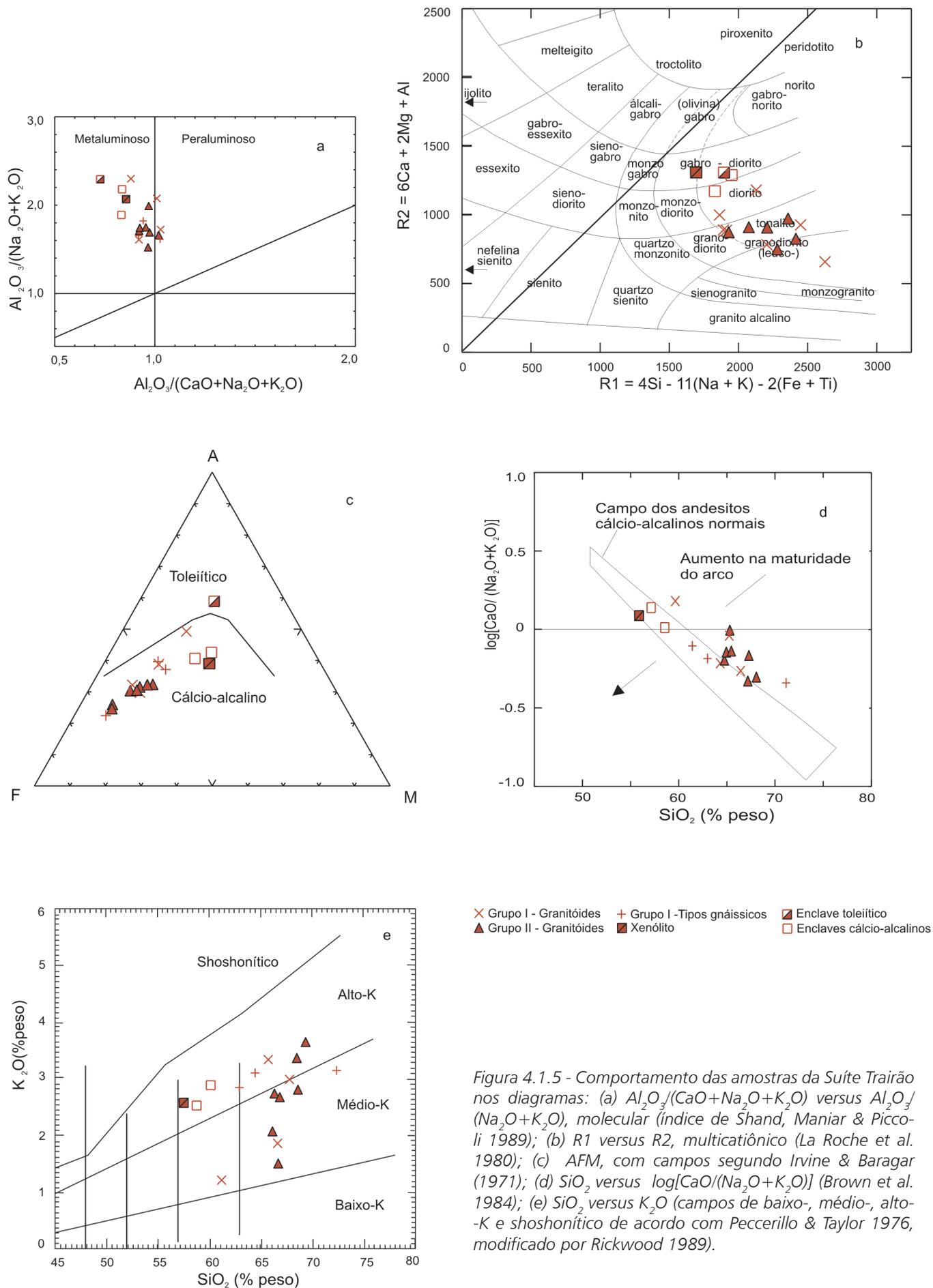


Figura 4.1.5 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão nos diagramas: (a) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, molecular (índice de Shand, Maniar & Piccoli 1989); (b) R1 versus R2, multicatiónico (La Roche et al. 1980); (c) AFM, com campos segundo Irvine & Baragar (1971); (d) SiO_2 versus $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ (Brown et al. 1984); (e) SiO_2 versus K_2O (campos de baixo-, médio-, alto-K e shoshonítico de acordo com Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Rickwood 1989).

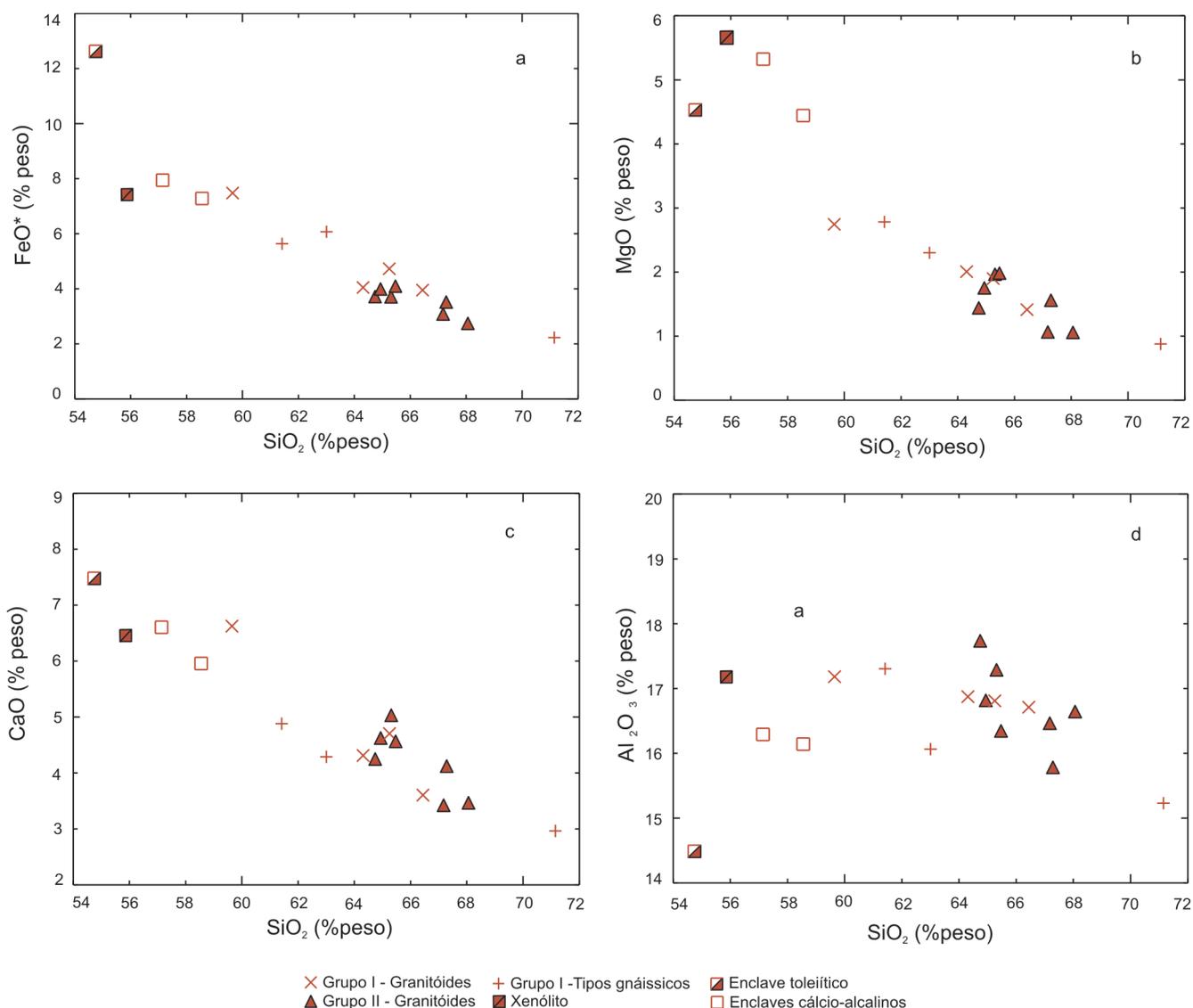


Figura 4.1.6 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão nos diagramas: (a) SiO_2 versus FeO^* ; (b) SiO_2 versus MgO ; (c) SiO_2 versus CaO ; (d) SiO_2 versus Al_2O_3 .

4.1.6 Geoquímica

Dezoito amostras da Suíte Trairão foram analisadas para elementos maiores e elementos-traço, incluindo elementos terras-raras (ETR) (Tabela 4.1.5), sendo que as metodologias analíticas encontram-se comentadas no Capítulo 1. Três amostras representam os enclaves muito alongados, interpretados como diques sin-plutônicos, uma provém de um xenólito métrico (LM-208E), onze são dos granitoides dominantes na suíte, e três pertencem aos tipos gnáissicos (Tabelas 4.1.1, 4.1.5).

Dentre os granitoides foram identificados dois grupos químicos, sem correlação com os aspectos petrográficos: grupo I - amostras LM-28, HG-115A, LM-212B e LM-27C e tipos gnáissicos, LM-208A, LM-27A e LM-212A; grupo II - LM-HG-119, HG-81D, HG-11, MF-185, HG-81C, HG-10 e LM-208D.

As rochas da Suíte Trairão são subalcalinas, predominantemente metaluminosas (Figura 4.1.5a). No diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), o xenólito classifica-se

como um gabro, os enclaves ocupam os campos dos dioritos e gabro-dioritos, e as outras amostras variam de dioritos a granodioritos (Figura 4.1.5b). No diagrama classificatório baseado no conteúdo molar normativo de Anortita-Albita-Ortoclásio, nenhuma das amostras pode ser classificada como trondjemito. As rochas estudadas são cálcio-alcálinas (diagrama AFM, Figura 4.1.5c), à exceção do enclave da amostra LM-27B, sendo que no diagrama SiO_2 versus $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ de Brown *et al.* (1984), parte dos grupos I e II ocupam o campo dos andesitos cálcio-alcálinos normais e a outra parte situa-se na área dos arcos magmáticos menos evoluídos (Figura 4.1.5d). No diagrama SiO_2 versus K_2O , as amostras da Suíte Trairão plotam no campo das rochas de médio e alto K (Figura 4.1.5e).

A sílica mostra um intervalo de variação expandido, de 58,24% a 70,31%, nas amostras dos grupos I e II. O xenólito e os enclaves são mais pobres em sílica (Tabela 4.1.5). De uma forma geral, as rochas analisadas são ricas em Al_2O_3 e CaO (Tabela 4.1.5) e tendem a mos-

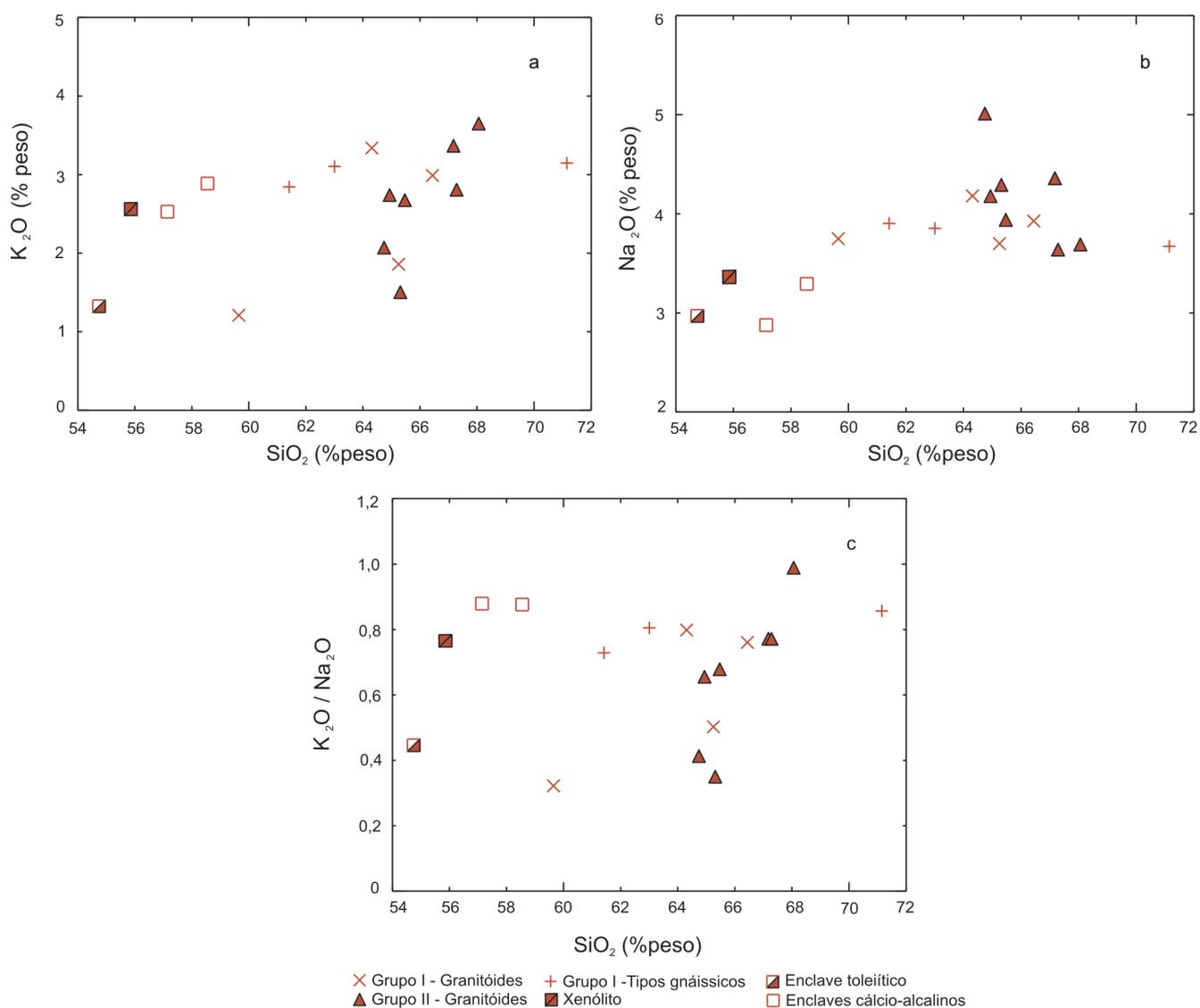


Figura 4.1.7 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão nos diagramas: (a) SiO_2 versus K_2O ; (b) SiO_2 versus Na_2O ; (c) SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$.

trar conteúdos decrescentes de FeO^* , MgO , CaO (Figura 4.1.6 a, b, c), P_2O_5 e MnO com o aumento em SiO_2 . O TiO_2 é relativamente mais alto no enclave LM-27B (Tabela 4.1.5). O teor de Al_2O_3 é mais baixo no enclave LM-27B e, apesar da dispersão elevada, apresenta correlação negativa com a sílica em todos os conjuntos de amostras, sendo a declividade mais pronunciada nas amostras do grupo II (Figura 4.1.6d). O grupo II exibe também um comportamento distinto em relação às outras amostras quanto ao K_2O e Na_2O , apresentando um forte enriquecimento no primeiro óxido e empobrecimento no segundo com o aumento na sílica (Figura 4.1.7a, b). As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são todas inferiores a 1, com maior variação no grupo II (Figura 4.1.7c, Tabela 4.1.5). As razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ são baixas, entre 0,55 e 0,73 (Tabela 4.1.5).

Os diversos conjuntos de amostras e, em especial, os granitóides do grupo II, mostram comportamentos algo distintos quanto aos elementos traço. O grupo II exibe menores concentrações em Rb e maiores conteúdos de Sr e Ba (Tabela 4.1.5), com valores mais baixos para

as razões Rb/Ba e Rb/Sr (Figura 4.1.8a, b, c). O enclave LM-27B é marcadamente empobrecido em Rb, Sr e Ba em relação aos outros enclaves (Tabela 4.1.5). As razões Rb/Ba, Rb/Sr e Sr/Ba exibem valores muito variáveis para o grupo I em relação ao grupo II (Figura 4.1.8a, b, c). Os teores de Ta, Nb, Zr e Y são relativamente baixos para todo o conjunto de amostras estudadas (Tabela 4.1.5), sendo que, para o grupo I, excetuando-se a amostra mais enriquecida em sílica, de uma forma geral, os conteúdos em Zr aumentam e os teores de Y diminuem com o enriquecimento em sílica (Figura 4.1.8d, e). Para o grupo II Zr e Y mostram uma grande variação para conteúdos similares de sílica.

Quanto ao comportamento dos ETR, os grupos I e II e os enclaves cálcio-alcálinos mostram assinaturas muito parecidas. Exibem padrões fracionados (Figura 4.1.9a, b, c, d) como demonstram as baixas razões $[\text{La}/\text{Yb}]_N$, com valores entre 9,73 e 36,41 para 16 das amostras, sendo que uma amostra do grupo II apresenta um valor anormalmente alto (77,74) (Tabela 4.1.5). O enclave toleítico

Tabela 4.1.5 – Análises químicas das amostras da Suíte Trairão.

AMOSTRAS	XENÓLITO	ENCLAVES		GRANITÓIDES – GRUPO I			TIPOS GNÁSSICOS – GRUPO I			GRANITÓIDES – GRUPO II								
		LM-27B	LM-27G	HG-115B	LM-28	HG-115A	LM-212B	LM-27C	LM-208A	LM-27A	LM-212A	HG-119	HG-81D	HG-11	MF-185	HG-81C	HG-10	LM-208D
	SiO ₂	53,27	55,80	57,60	58,24	63,38	64,20	65,79	60,26	62,12	70,31	63,46	63,81	64,02	64,64	66,26	66,38	66,94
	Al ₂ O ₃	14,10	15,91	15,88	16,78	16,63	16,54	16,55	16,98	15,84	15,05	16,80	17,48	16,58	16,14	16,24	15,57	16,37
	Fe ₂ O ₃	13,66	8,63	7,96	8,12	4,44	5,17	4,35	6,15	6,66	2,45	4,01	4,07	4,38	4,50	3,38	3,86	3,00
	MgO	4,41	5,20	4,37	2,68	1,98	1,87	1,40	2,73	2,27	0,87	1,91	1,42	1,73	1,96	1,05	1,54	1,04
	CaO	7,28	6,45	5,86	6,47	4,25	4,63	3,57	4,79	4,23	2,93	4,89	4,19	4,56	4,51	3,38	4,07	3,41
	Na ₂ O	2,89	2,81	3,24	3,66	4,12	3,64	3,89	3,83	3,80	3,63	4,17	4,94	4,12	3,89	4,30	3,59	3,63
	K ₂ O	1,29	2,47	2,84	1,18	3,29	1,83	2,96	2,79	3,06	3,11	1,46	2,04	2,70	2,64	3,32	2,77	3,59
	TiO ₂	1,33	0,81	0,90	0,84	0,53	0,61	0,65	0,73	0,81	0,40	0,45	0,61	0,55	0,54	0,62	0,74	0,43
	P ₂ O ₅	0,23	0,27	0,39	0,35	0,29	0,35	0,25	0,38	0,37	0,27	0,27	0,35	0,32	0,30	0,38	0,47	0,20
	MnO	0,21	0,17	0,13	0,14	0,09	0,07	0,05	0,10	0,11	0,04	0,15	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05
	P.F.	1,10	1,20	0,40	1,30	0,80	1,00	0,40	0,90	0,60	0,80	2,20	0,80	0,60	0,50	0,70	0,60	1,00
	Total	99,68	99,74	99,60	99,76	99,81	99,92	99,87	99,64	99,87	99,86	99,77	99,77	99,63	99,70	99,68	99,65	99,66
	Mo	<,1	0,20	0,20	0,20	0,20	<,1	0,20	0,10	0,50	0,20	2,10	0,20	0,20	0,10	0,20	0,40	0,10
	Cu	1,00	2,70	0,80	15,00	22,30	31,30	6,00	1,40	4,70	19,90	25,30	0,60	11,60	38,80	0,90	20,60	13,90
	Pb	2,50	2,50	3,10	3,70	4,80	2,90	2,70	5,20	5,10	5,60	2,40	2,50	4,00	4,80	3,40	6,60	5,00
	Zn	71,00	66,00	67,00	60,00	50,00	67,00	69,00	60,00	85,00	38,00	57,00	57,00	50,00	50,00	44,00	59,00	34,00
	Ni	44,00	11,00	26,00	18,00	16,00	9,00	7,00	16,00	5,00	10,00	9,00	11,00	9,00	5,00	7,00	18,00	16,00
	Sc	23,00	41,00	23,00	21,00	12,00	5,00	14,00	21,00	15,00	4,00	13,00	7,00	11,00	13,00	5,00	3,00	4,00
	Ba	774,00	451,60	1359,90	369,10	944,70	319,10	679,00	1021,70	679,40	925,20	1249,30	1093,50	1157,30	1402,60	1956,30	1051,00	2106,80
	Be	2,00	1,00	2,00	1,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	4,00	1,00	2,00	3,00	2,00	1,00	3,00	<1,00
	Co	32,70	40,70	25,10	18,50	12,40	13,30	7,70	17,20	12,80	5,50	13,30	8,90	11,50	11,70	6,30	10,00	6,20
	Cs	4,90	3,30	6,80	3,10	4,40	5,90	6,50	3,70	8,00	6,20	2,40	1,70	2,20	1,60	1,70	3,00	2,60
	Ga	19,20	19,80	21,30	18,30	19,10	18,40	19,90	19,90	17,90	15,70	19,60	21,00	19,80	17,80	19,00	17,90	16,50
	Hf	5,90	2,70	3,00	3,70	6,50	6,90	8,40	7,60	5,40	6,70	5,60	9,80	6,90	6,20	14,60	7,40	9,80
	Nb	10,80	5,70	7,30	8,50	8,10	11,80	10,00	11,40	9,80	10,30	5,50	5,30	8,00	7,00	7,00	11,50	4,90
	Rb	105,60	46,60	119,80	64,70	105,30	116,00	123,70	108,00	118,90	111,20	66,20	72,20	88,50	61,00	84,70	91,10	89,40
	Sr	871,10	402,80	634,10	526,80	656,70	518,30	417,90	735,80	521,60	550,10	714,30	903,20	802,00	768,00	674,20	750,80	747,90
	Ta	0,80	0,40	0,50	0,80	0,50	1,10	0,50	0,40	0,80	1,10	0,40	0,20	0,60	0,50	0,40	0,70	0,30
	Th	11,70	3,20	6,70	12,30	12,60	14,90	7,70	26,60	9,50	18,60	6,40	9,70	15,30	13,60	13,00	13,30	11,60
	U	1,70	1,00	1,50	3,30	2,30	2,20	1,80	1,30	4,70	8,10	1,70	1,70	1,60	1,10	2,30	1,70	2,10
	V	160,00	321,00	167,00	139,00	80,00	99,00	73,00	118,00	142,00	48,00	73,00	62,00	72,00	82,00	51,00	75,00	47,00
	W	1,10	1,20	0,60	0,40	0,10	0,40	0,90	0,40	1,20	0,60	0,50	6,90	0,90	0,20	0,50	0,70	1,50
	Zr	211,30	114,20	112,50	134,80	206,10	234,90	315,80	297,50	180,40	212,30	216,20	368,10	247,40	243,00	546,60	290,10	411,90
	Y	20,70	30,10	18,10	20,30	19,70	10,70	11,00	25,20	22,10	27,10	18,50	13,80	24,40	19,60	25,50	15,90	7,80

Tabela 4.1.5 – Continuação

AMOSTRAS	XENÓLITO	ENCLAVES		GRANITÓIDES – GRUPO I			TIPOS GNÁSSICOS – GRUPO I			GRANITÓIDES – GRUPO II								
		LM-27B	LM-27G	HG-115B	LM-28	HG-115A	LM-212B	LM-27C	LM-208A	LM-27A	LM-212A	HG-119	HG-81D	HG-11	MF-185	HG-81C	HG-10	LM-208D
	LM-208F	38,20	18,80	23,80	30,70	41,40	30,20	18,00	96,00	32,50	51,60	40,70	124,40	50,70	61,70	89,10	29,00	39,20
		96,00	43,00	52,50	70,00	87,70	103,60	40,30	216,90	70,70	102,20	79,60	215,50	113,90	127,90	156,40	63,40	79,10
		10,59	5,35	6,20	7,77	9,39	8,67	4,61	20,14	8,59	12,43	9,45	19,23	12,49	13,52	17,20	7,39	7,27
		39,30	22,50	24,70	29,40	32,50	32,20	18,10	70,10	34,10	44,30	35,10	63,60	42,10	49,10	63,80	26,90	24,10
		6,30	4,80	4,20	5,30	5,20	4,50	4,00	10,10	5,50	7,10	5,60	6,50	7,90	7,50	8,90	5,20	3,10
		1,42	1,64	1,39	1,42	1,15	0,97	1,23	1,67	1,50	1,59	1,34	2,17	1,58	1,80	2,30	1,25	0,97
		4,66	5,35	4,01	4,65	3,71	2,93	3,29	5,99	4,56	5,14	3,33	3,71	5,06	4,71	6,71	3,99	1,92
		0,76	0,81	0,55	0,66	0,59	0,41	0,41	0,98	0,65	0,86	0,70	0,54	0,88	0,68	0,87	0,59	0,27
		3,71	4,50	2,68	3,05	3,39	1,94	1,71	4,68	3,21	4,68	3,19	2,38	4,75	3,37	4,50	2,94	1,35
		0,70	1,04	0,56	0,76	0,60	0,35	0,34	0,82	0,65	0,88	0,64	0,43	0,92	0,61	0,81	0,54	0,24
		1,93	3,33	1,75	1,91	1,83	0,87	1,00	2,28	2,02	2,69	1,64	1,09	2,49	1,92	2,13	1,35	0,71
		0,30	0,46	0,21	0,30	0,26	0,17	0,15	0,36	0,30	0,49	0,25	0,15	0,41	0,27	0,29	0,22	0,11
		1,78	2,80	1,49	2,11	1,84	0,93	0,92	2,25	2,02	2,87	1,55	1,07	2,16	1,75	1,78	1,32	0,72
		0,31	0,47	0,25	0,34	0,31	0,14	0,18	0,29	0,35	0,45	0,24	0,20	0,42	0,23	0,28	0,21	0,12
	FeO*/ FeO* + MgO	0,55	0,72	0,58	0,71	0,66	0,70	0,73	0,66	0,72	0,71	0,64	0,71	0,69	0,66	0,73	0,68	0,71
	K ₂ O/Na ₂ O	0,77	0,45	0,88	0,32	0,80	0,50	0,76	0,73	0,81	0,86	0,35	0,41	0,66	0,38	0,77	0,77	0,99
	FeO*	7,41	12,63	7,95	7,48	4,05	4,73	3,95	5,64	6,08	2,23	3,71	3,72	4,00	4,10	3,08	3,52	2,74
	Rb/Sr	0,12	0,12	0,19	0,12	0,16	0,22	0,30	0,15	0,23	0,20	0,09	0,08	0,11	0,08	0,13	0,12	0,12
	Rb/Ba	0,14	0,10	0,18	0,18	0,11	0,36	0,18	0,11	0,18	0,12	0,05	0,07	0,08	0,04	0,04	0,09	0,04
	Sr/Ba	0,13	0,89	0,96	1,43	0,70	1,62	0,62	0,72	0,77	0,59	0,57	0,83	0,69	0,55	0,34	0,71	0,35
	La/YbN	14,35	4,49	10,68	9,73	15,05	21,71	13,08	28,53	10,76	12,02	17,56	77,74	15,7	23,58	33,47	14,69	36,41

FeO*- Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

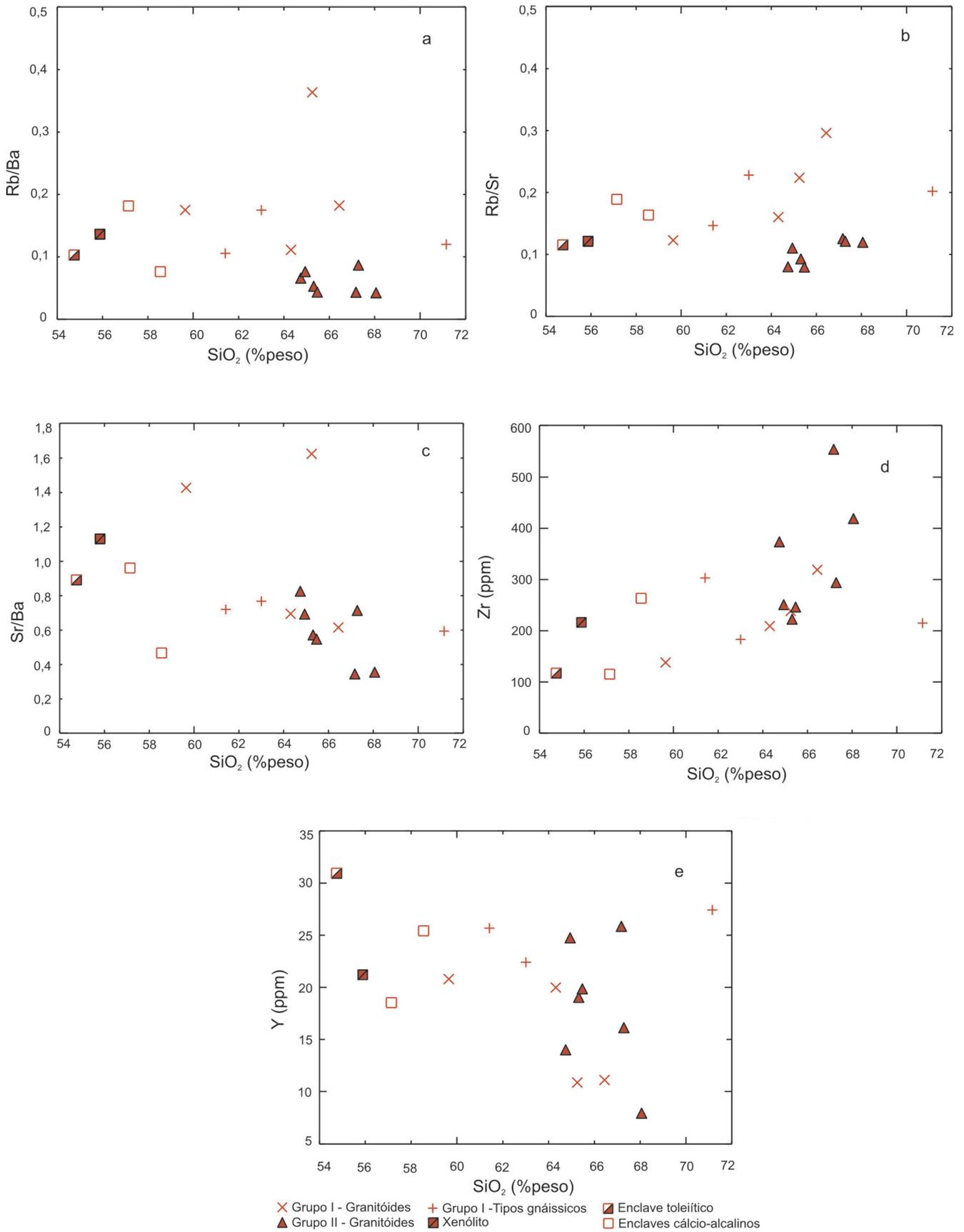


Figura 4.1.8 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão nos diagramas: (a) SiO_2 versus Rb/Ba ; (b) SiO_2 versus Rb/Sr ; (c) SiO_2 versus Sr/Ba ; (d) SiO_2 versus Zr ; (e) SiO_2 versus Y .

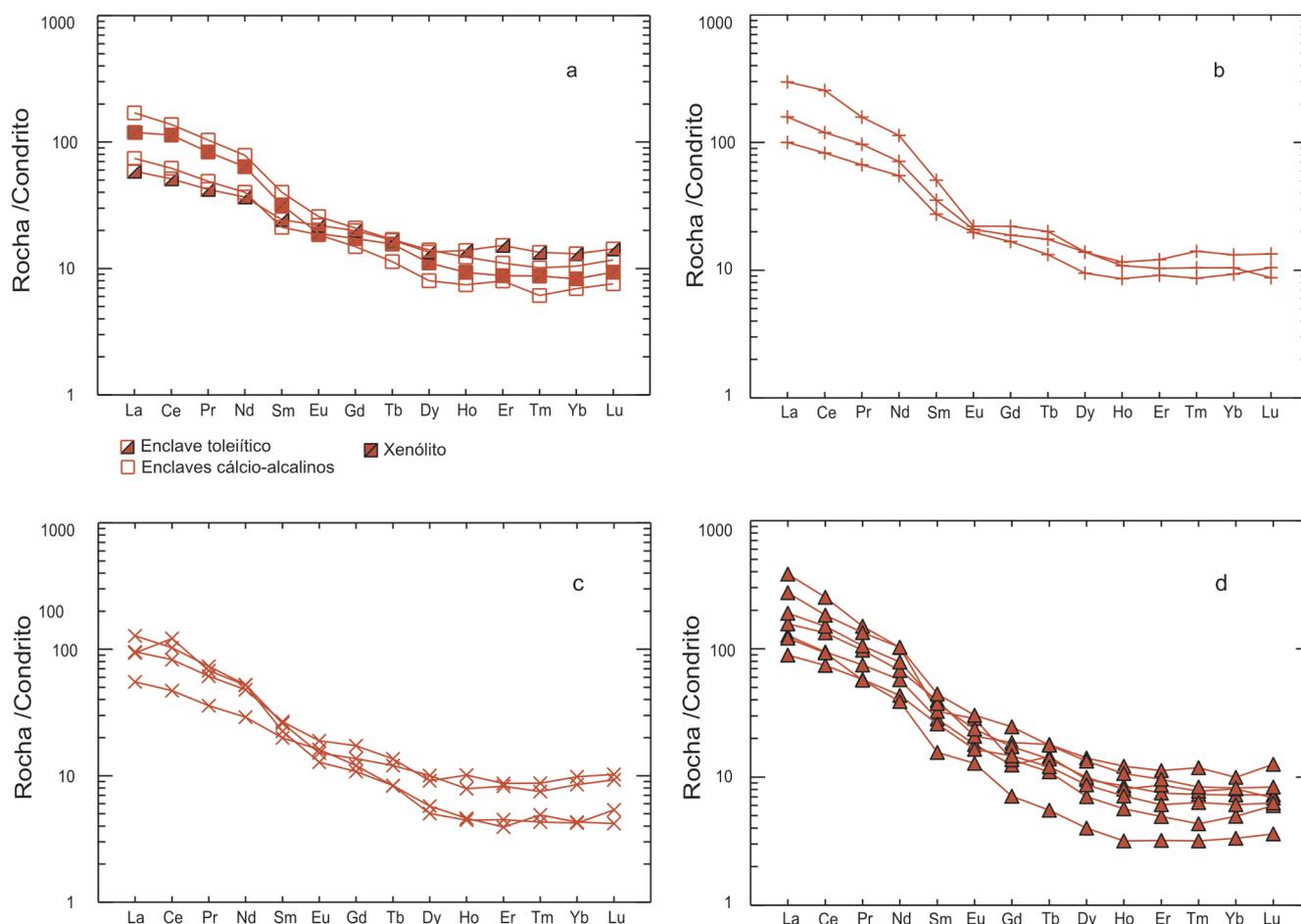


Figura 4.1.9 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras das amostras da Suíte Trairão: (a) Enclaves; (b) Grupo I - tipos gnáissicos; (c) Grupo II - Granitóides; (d) Granitóides do grupo II.

(amostra LM-27B) apresenta padrão menos fracionado que as rochas da suíte. Algumas amostras dos grupos I e II exibem empobrecimento em ETR médias em relação às pesadas (Figura 4.1.9b, c, d). Anomalias negativas de Eu estão ausentes ou são extremamente discretas (Figura 4.1.9a, b, c, d).

Nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979) (Figura 4.1.10a, b, c, d) observa-se que as amostras são enriquecidas em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS, com depressões em Ta, Nb e Ti. Algumas amostras do grupo I exibem, adicionalmente, depressões discretas em Ba (Figura 4.1.10c). Comparados aos granitóides cálcio-alcálinos de arcos magmáticos (Brown *et al.* 1984), os enclaves (Figura 4.1.10a) e os granitóides do grupo I (Figura 4.1.10b, c) aproximam-se bastante do campo dos arcos de ilhas e arcos continentais primitivos. Os granitóides do grupo II (Figura 4.1.10d) são mais enriquecidos em ETR leves e elementos HFS, quando comparadas ao grupo I.

No diagrama Y+Nb *versus* Rb (Pearce *et al.* 1984), com delimitação do campo pós-colisional segundo Pearce (1996) (Figura 4.1.11), as rochas da Suíte Trairão ocupam predominantemente o campo dos granitos pós-colisionais.

4.1.7 Tipologia e evolução magmática

As características geoquímicas das amostras estudadas não deixam dúvidas sobre sua afinidade com séries magmáticas do tipo I, cálcio-alcálinas de médio a alto K, em consonância com os altos conteúdos em Al_2O_3 e CaO, baixas razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Tabela 4.1.5) e razões $A/CNK < 1,1$ (Figuras 4.1.5 e 4.1.6). O caráter enriquecido em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS, demonstrado nos diagramas expandidos (Figura 4.1.10), e o empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves (Figura 4.1.9) também são típicos de suítes cálcio-alcálinas (Brown *et al.* 1984). O enriquecimento em elementos mais móveis (Rb, Ba, Th, U e K) nestas suítes cálcio-alcálinas é geralmente interpretado como uma assinatura de subducção, resultando do metassomatismo da cunha do manto acima da zona de subducção produzido pela desidratação da crosta oceânica subductada.

Apesar das amostras terem esta afinidade cálcio-alcálica clara, os diversos conjuntos, enclaves, xenólitos, granitóides do grupo I, granitóides do grupo II e tipos gnáissicos (Tabelas 4.1.1 e 5) apresentam diferenças no comportamento de alguns óxidos (Al_2O_3 , K_2O , Na_2O) e da maioria dos elementos-traço (Figuras 4.1.6, 7, 8, 9)

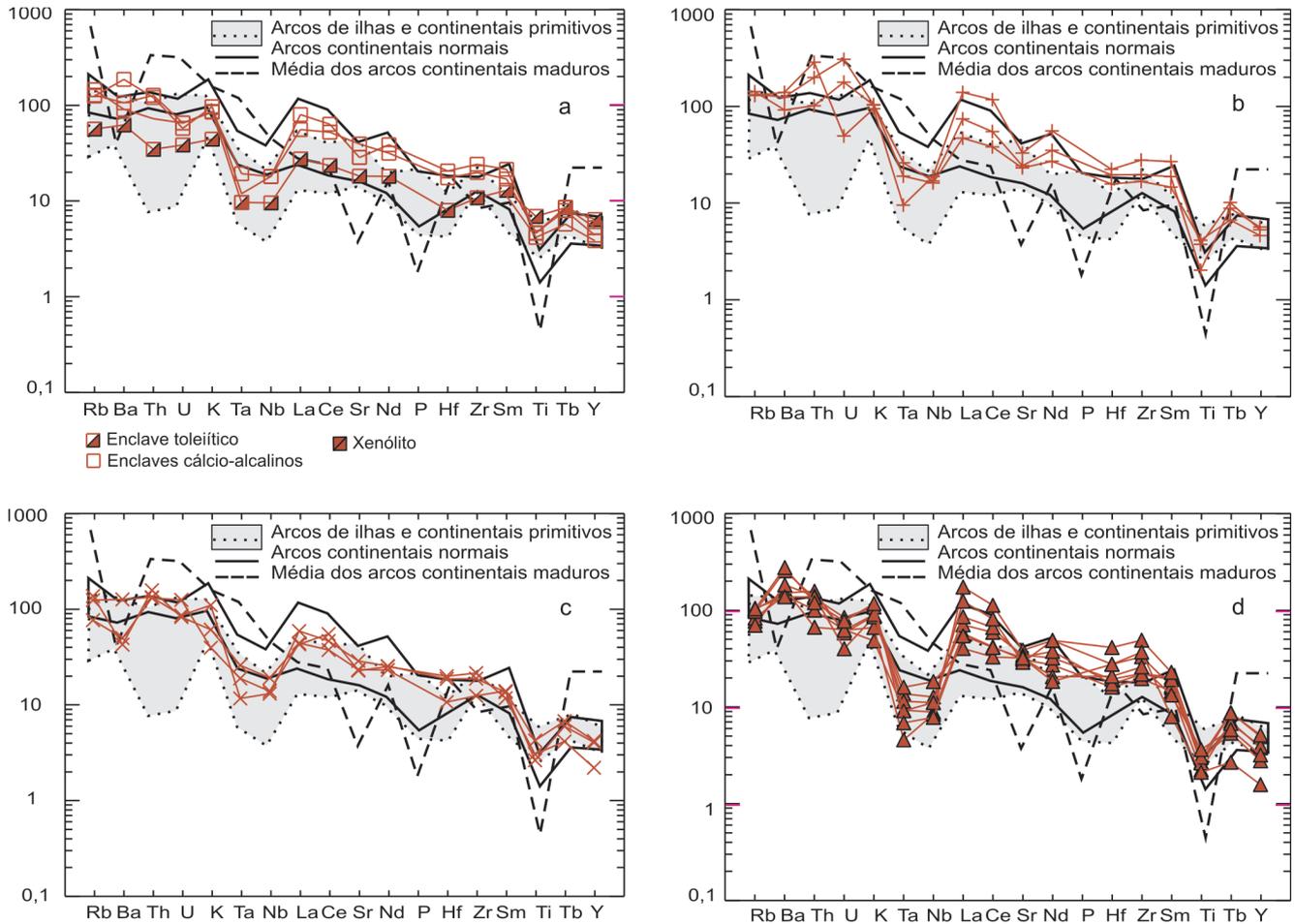


Figura 4.1.10 - Comportamento das amostras da Suíte Trairão em diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979): (a) Enclaves; (b) Grupo I - tipos gnáissicos; (c) Grupo I - Granitóides; (d) Granitóides do grupo II.

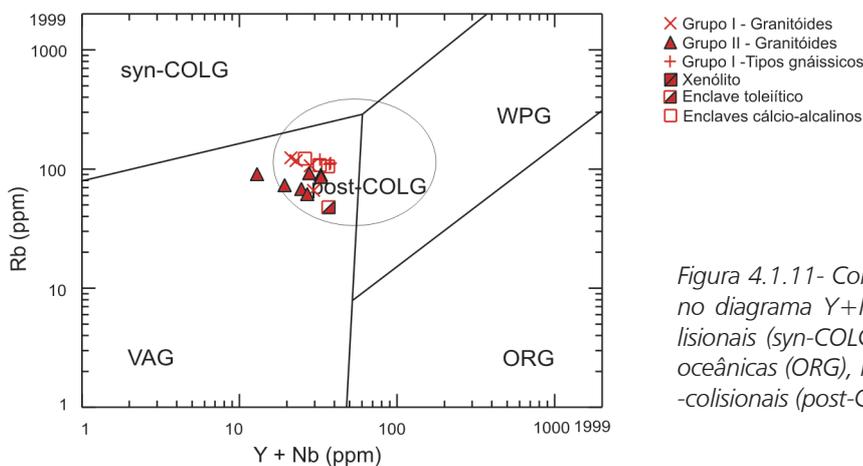


Figura 4.1.11- Comportamento das amostras da Suíte Trairão no diagrama Y+Nb versus Rb. Campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) (Pearce et al. 1984) e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce 1996).

difíceis de serem conciliadas com uma proposta de co-magmatismo. É mais provável que estes diferentes conjuntos representem magmas gerados a partir de fontes algo distintas que evoluíram através de processos de AFC em um mesmo ambiente formando um corpo ígneo complexo através da injeção de magmas

ligeiramente distintos. Os processos evolutivos atuantes em um corpo tão complexo como este devem envolver contaminação e possivelmente algum tipo de mistura de magmas e merecem maior aprofundamento, o que está além dos objetivos da presente nota explicativa. Entretanto, é possível supor que o empobreci-

mento gradativo em FeO*, MnO, MgO, CaO e P₂O₅ com o aumento do conteúdo em sílica, observado em cada um dos conjuntos, possa refletir a influência da cristalização fracionada de plagioclásio, silicatos máficos, óxidos de Fe e apatita. Para os granitóides do grupo II, o enriquecimento em Ba, associado à correlação negativa algo mais pronunciada da razão Sr/Ba com a sílica, está em consonância com o fracionamento de plagioclásio, e talvez também de piroxênios e anfibólio. Por outro lado, o comportamento das razões Rb/Sr e Rb/Ba, sugere que o fracionamento de feldspato alcalino não foi importante na evolução das amostras estudadas (Figura 4.1.8). Quanto ao comportamento dos ETR, de acordo com Hanson (1980), o fracionamento de piroxênios e hornblenda (ou sua retenção como resíduos da fusão parcial) contribuem para o empobrecimento em ETR médias e pesadas relativamente às ETR leves, sendo que o fracionamento de hornblenda produz adicionalmente o empobrecimento de ETR médias em relação às pesadas. O padrão de distribuição de ETR das rochas relacionadas à Suíte Trairão sugere a participação dos citados minerais como fases fracionadas (ou retidas como resíduo da fusão parcial na fonte), embora clinopiroxênio não tenha sido observado nas lâminas delgadas estudadas. Por outro lado a ausência de anomalias negativa de Eu em grande parte das amostras sugere que o fracionamento de feldspatos não foi importante na evolução destas rochas, em consonância com a ausência de depressões significativas de Ba e Sr nos diagramas de elementos expandidos (Figura 4.1.10). É possível que o fracionamento de hornblenda e apatita, que podem contribuir para a evolução de anomalias positivas de Eu, tenham contrabalançado em parte o efeito do fracionamento de feldspatos (especialmente algum fracionamento de plagioclásio nos granitóides do grupo II).

4.1.8 Petrogênese e ambiente tectônico

Os dados Sm-Nd, obtidos para a Suíte Trairão, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos e acima de 2 (+2,2 a +3,1) e idades modelo (T_{DM}) entre 2024 e 2090 Ma, próximas às idades de cristalização das rochas (2026 e 2044 Ma, U-Pb em zircão), indicam um caráter juvenil e/ou uma origem a partir de fontes com limitada residência crustal. O posicionamento de parte das amostras no campo dos arcos magmáticos normais e parte no campo das rochas de arcos primitivos na figura 4.5.5d (Brown *et al.* 1984), permite sugerir, para a unidade Trairão um ambiente orogênico relacionado à subducção.

As idades modelo (T_{DM}) obtidas para as rochas estudadas são próximas àquelas citadas por Santos *et al.* (2003a) para gnaisses e metagranitóides do Complexo Urariquera no noroeste do estado de Roraima. Estes autores mencionam a ausência de componentes arqueanos nas rochas do Complexo Urariquera e

o forte domínio de idades T_{DM} riacianas entre 2090 e 2178 Ma com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +0,01 e +2,04. Idades T_{DM} riacianas são dominantes também na porção central, norte (Costa 2005; Fraga 2002) e sul de Roraima (Faria *et al.* 2002; CPRM 2003). Neste quadro é possível sugerir que a Suíte Trairão represente um arco magmático continental edificado nas bordas de um continente recém formado pela aglutinação de arcos magmáticos riacianos. Além dos magmas mantélicos, juvenis sugere-se que fusão parcial destas rochas riacianas juvenis, tenha contribuído na evolução da suíte. A instalação do arco Trairão poderia refletir as mudanças causadas pela colisão do bloco arqueano no extremo norte do Escudo das Guianas, ao longo do Cinturão Imataca, ocorrida em torno de 2,02Ga (Santos *et al.* 2006b). Esta colisão deve ser responsável pela instalação do campo de esforços direcionais que teria controlado a colocação do corpo Trairão, a evolução da foliação magmática, bem como a colocação de diques sin-plutônicos de magmas mais máficos, cálcio-alcalinos (amostras LM-27G e HG-115B) e toleíticos (LM-27B).

Apesar dos dados Sm-Nd indicarem fontes com limitada residência crustal, a identificação de núcleos arqueanos em dois dos cristais de zircão analisados (amostra LM-208A, LA-MC-ICP-MS) aponta para a possibilidade de que fragmentos de crosta Arqueana, provavelmente aglutinados previamente à massa crustal riaciana, possam ter tido alguma participação na gênese da Suíte Trairão.

Quanto ao posicionamento dos granitóides Trairão em relação ao principal evento tectono-metamórfico verificado nas supracrustais Cauarane, tem-se que a Suíte Trairão sofreu uma deformação em estado sólido heterogênea (em geral registrando baixo *strain*) que se processou sob temperaturas moderadas (450°C), contrastando com o quadro verificado nas supracrustais (ver ítem 4.2), intensamente deformadas sob condições da fácies anfibolito a granulito. Esta situação deverá ser investigada em locais onde as duas unidades estejam em contato. Entretanto, interpreta-se que o contato entre ambas as unidades seja de caráter tectônico.

4.1.9 Correlações

As unidades correlacionáveis à Suíte Trairão, no Craton Amazônico, correspondem aos complexos Anauá (U-Pb SHRIMP, 2028 ± 9 Ma, Faria *et al.* 2002), na porção sul de Roraima, e Cuiu-Cuiu (U-Pb SHRIMP, 2011 ± 23 Ma e 2033 ± 4 Ma, Santos *et al.* 2001), aflorante na região da Província Aurífera do Tapajós, ambos englobando granitóides cálcio-alcalinos e interpretados como representantes de arcos magmáticos (Faria *et al.* 2002; Santos *et al.* 2001; Klein & Vasquez 2000).

4.2 GRUPO CAUARANE

4.2.1 Introdução

Riker *et al.* (1999a) englobaram no Grupo Cauarane um pacote de paragnaisses, em geral migmatíticos, com intercalações de talco-clorita-tremolita-xistos, clorita-tremolita-xistos, actinolita-xistos, anfíbolitos, metacherts ferríferos, gonditos e rochas calcissilicáticas, aflorantes na parte centro-norte de Roraima, nos domínios Surumu e Guiana Central (Reis *et al.* 2003, 2004, ver Capítulo 2). Nestes dois domínios, o pacote encontra-se polidobrado, sendo que o pico metamórfico (M_1) para a unidade ocorreu sob condições da fácies anfíbolito (médio-superior) a granulito. Nos paragnaisses, Riker *et al.* (1999a) reconheceram a paragênese biotita + muscovita \pm cordierita \pm sillimanita \pm granada, paragênese esta, indicativa de condições metamórficas de grau alto. Em outros tipos litológicos, os autores descrevem a presença das assembléias grunerita + sillimanita + granada em metacherts, hornblenda + plagioclásio em metamáficas, talco + tremolita + clorita em metaultramáficas, além da ocorrência de diopsídio em rochas calcissilicáticas. Estas distintas paragêneses registram o metamorfismo (M_1) sob condições de fácies anfíbolito a granulito que afetou generalizadamente o Grupo Cauarane na porção centro-norte de Roraima. Os autores mencionam, ainda, um retrometamorfismo local, indicado pela presença de faixas de clorita e epidoto cortando a foliação nos xistos máficos.

A partir do estudo de lâminas delgadas das serras Taiano, Murupu e Cauarane, Luzardo & Reis (2001) propuseram, para a parte centro-norte de Roraima, um quadro distinto daquele caracterizado por Riker *et al.* (1999a). Os primeiros autores propõem a existência de terrenos de baixo a médio grau e terrenos de alto grau metamórfico e avaliam como imprópria a inclusão de rochas de alto grau metamórfico no Grupo Cauarane. De acordo com Luzardo & Reis (2001), apenas as rochas metamorfisadas sob condições de médio a baixo grau, que segundo estes autores estão restritas ao domínio Surumu, deveriam ser mantidas no Grupo Cauarane. A unidade Suíte Metamórfica Murupu é proposta, então, para reunir as supracrustais que atingiram o grau metamórfico alto (Luzardo & Reis 2001). O assunto merece futuras investigações, mas, de qualquer forma, a criação de uma nova unidade litoestratigráfica para separar rochas de alto grau metamórfico daquelas de grau médio é bastante discutível, em especial em uma área com mapeamento em escala apenas regional, como esta parte de Roraima. Some-se a isto que o Guia Estratigráfico Internacional (International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, 1994) desaconselha a utilização do termo suíte metamórfica, citando que, se a unidade pode ser reconhecida como de origem sedimentar ou vulcânica, ela pode ser tratada como uma unidade litoestratigráfica sedimentar. As supracrustais

Cauarane são claramente de origem sedimentar com contribuição vulcânica (Riker *et al.* 1999a); logo, não há impedimento para a utilização do termo grupo (que pode ser empregado, mesmo que formações não estejam ainda definidas). Sendo assim, no presente trabalho não é adotada a terminologia proposta por Luzardo & Reis (2001), mantendo-se a conceituação de Riker *et al.* (1999a) para o Grupo Cauarane, termo já consagrado na literatura geológica.

4.2.2 Distribuição e relações estratigráficas

As supracrustais polidobradas e metamorfizadas do Grupo Cauarane afloram na parte sudeste da folha Vila de Tepequém, em contato com a Suíte Pedra Pintada e com o Granito Mixiguana, e ocorrem como xenólitos, no interior destas unidades granitóides (Figura 4.2.1a). O quadro geológico observado é claro, indicando que a Suíte Pedra Pintada e o Granito Mixiguana, unidades isentas de deformação em estado sólido importante, são intrusivos no Grupo Cauarane. Alguns mega-xenólitos do Grupo Cauarane na Suíte Pedra Pintada encontram-se discriminados em mapa.

4.2.3 Caracterização macroscópica

O Grupo Cauarane é representado, na folha mapeada, por paragnaisses aluminosos (Figura 4.2.1b), com intercalações de mica xistos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos (Figura 4.2.1c), metacherts (Figura 4.2.1d) e gondito, com forte predominância do primeiro tipo rochoso. As rochas desta unidade estão intensamente deformadas e polidobradas, em geral exibindo um bandamento composicional que varia de milimétrico a decimétrico (Figura 4.2.1b, e). Um bandamento fino, semelhante à estratificação original, foi observado em um xenólito de biotita-quartzo-feldspato xisto (Figura 4.2.1f) na Suíte Pedra Pintada, que se encontra representado em mapa ao longo do rio Trairão (amostras MF-170B e C).

Os paragnaisses são, em geral, migmatíticos e, nas proximidades do contato com os granitos do tipo-S da unidade Granito Amajari, a presença de fundidos graníticos é marcante. Os paragnaisses aluminosos e mica xistos são em geral de granulação média e exibem estruturas gnáissicas ou xistosas onde se alternam níveis cinza claros e cinza escuros. As rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e metacherts variam de cinza esverdeado a verde escuro ou negro, mostrando granulação fina a média, sendo que os metacherts caracterizam-se por vezes pelo aspecto vítreo (Figura 4.2.1d). O gondito, que ocorre sob a forma de um grande xenólito em um tonalito da Suíte Pedra Pintada (estação MF-155) (Figura 4.2.1a) é uma rocha bastante fina, com estrutura maciça, de cor creme com manchas pretas, mostrando partes avermelhadas junto ao contato com o tonalito. Rochas de origem ígnea, como as metamáficas e metaultramáficas descritas por Riker *et al.* (1999a) no Grupo Cauarane, não foram encontradas na folha Vila de Tepequém.

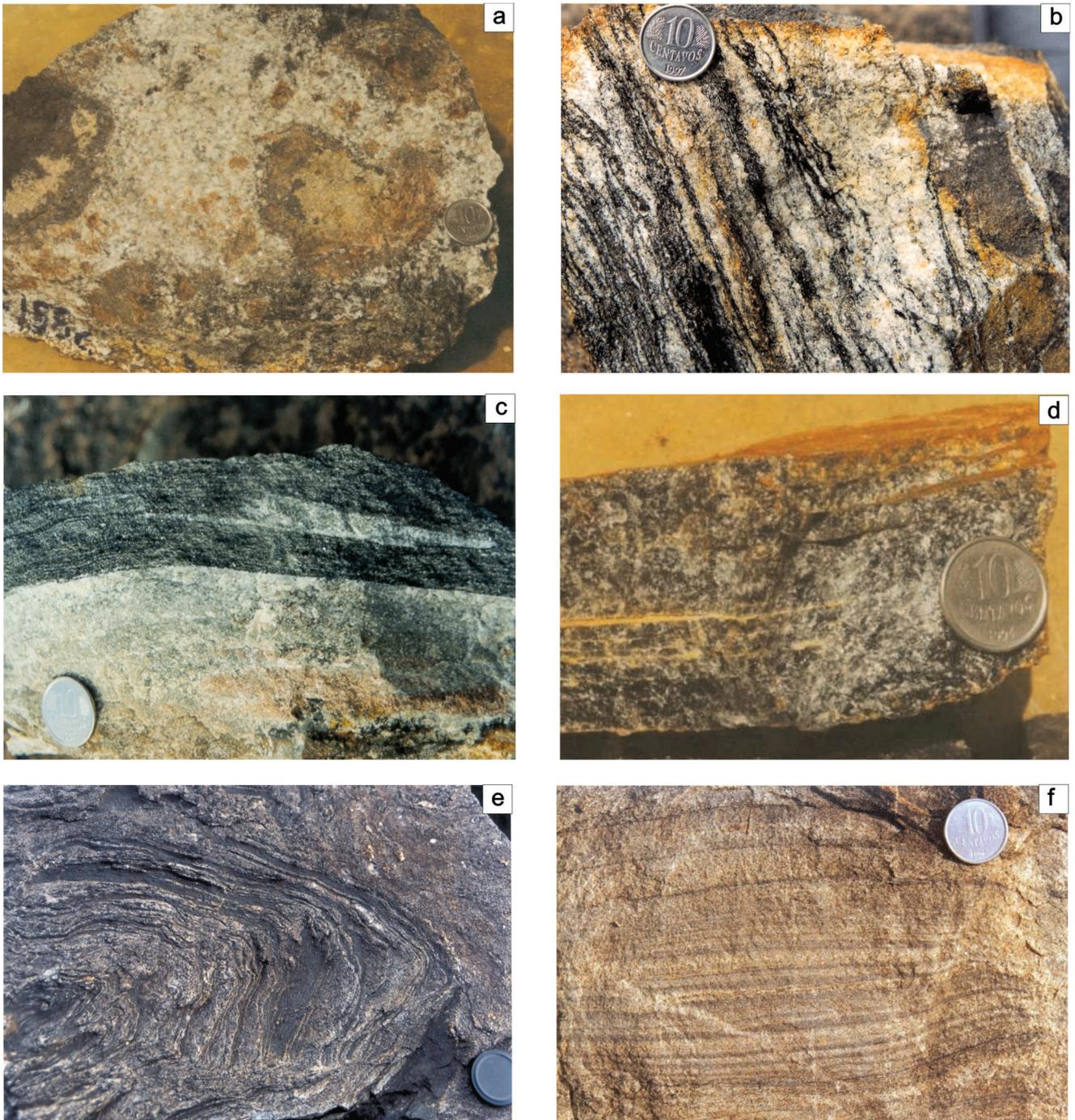


Figura 4.2.1 - Aspectos macroscópicos das rochas do Grupo Cauarane. (a) Xenólitos de gondito do Grupo Cauarane em tonalito da Suíte Pedra Pintada. Amostra MF-155C; (b) Paragnaiss aluminoso. Afloramento LM-37; (c) Rocha calcissilicática formada por bandas escuras de para-anfibolito e bandas claras de anfibólio-epidoto-quartzo-plagioclásio granofels. Amostra LM-40B; (d) Coloração escura e aspecto vítreo de um metachert. Amostra HG-90; (e) Dobras afetando o bandamento composicional // à foliação S1 em paragnaiss. Afloramento LM-40A; (f) Biotita-quartzo-feldspato xisto que ocorre como xenólito em granitóide da Suíte Pedra Pintada, mostrando um bandamento fino semelhante à estratificação original. Amostra MF-170B.

4.2.4 Petrografia

Foram estudadas 39 lâminas delgadas de rochas do Grupo Cauarane. A classificação petrográfica e composição modal estimada de 7 destas rochas, selecionadas para análises químicas, são mostradas na Tabela 4.2.1.

Os paragnaisses aluminosos e mica xistos são ro-

chas de textura granolepidoblástica, constituídas principalmente por feldspatos (microclínio e/ou plagioclásio), quartzo, biotita, cordierita, sillimanita (Figura 4.2.2 a) e muscovita (Figura 4.2.2b), contendo ainda granada, andaluzita, estaurolita e acessórios como apatita, zircão, rutilo, hercinita e opacos. Clorita, titanita, epidoto, argilo-minerais, carbonato e pinita são componentes secundários

muito raros. A maioria destas rochas exibe um teor relativamente elevado, entre 25 e 50% em volume, de minerais aluminosos, sugerindo uma participação importante de

materiais argilosos na constituição dos protólitos. Outros gnaisses e xistos possuem um teor de minerais aluminosos (geralmente biotita, um pouco de granada e muscovita)

Tabela 4.2.1 – Classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada de rochas do Grupo Cauarane quimicamente analisadas.

AMOSTRAS		CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Hb	Ac	Bi	Cp	Ga	Cd	Si	Ms	Op	Zi	Ap	Cl	Ep	Ti	Ca	Am	Pn	He
Metaclásticas	HG-124C L1	Cd-bt-qz-pg gnaisse	30	-	30	-	-	17	-	-	14	3	5	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	tr	Tr
	LM-40 A2 L1	Bt-fa-qz-pg gnaisse	30	28	30	-	-	12	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr	tr	-	-
	MF-133B	Bt-qz-fa gnaisse	7	48	25	-	-	14	-	-	-	-	2	tr	tr	tr	-	4	tr	-	-	-	-
Calcsilicáticas	HG-90B	Anfibolito	40	-	15	40	-	-	3	-	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	2	-	-	-	-
	LM-40B L1	Anfibolito	44	-	4	49	-	tr	-	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr	3	-	-	-	-
	MF-116B	Cp-hb-fa granofels	24	40	-	25	tr	tr	10	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	tr	1	-	tr	-	-
Metachert	HG-90	Ep-hb-qz granofels	5	-	58	22	5	-	-	-	-	-	tr	-	-	tr	-	10	-	-	tr	-	-

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Hb = hornblenda; Ac = tremolita-actinolita; Bi = biotita; Cp = clinopiroxênio; Ga = granada; Cd = cordierita; Si = sillimanita; Ms = muscovita/sericita; Op = opacos; Zi = zircão; Ap = apatita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Ti = titanita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Pn = pinita; He = hercinita; tr = traços (<1%).

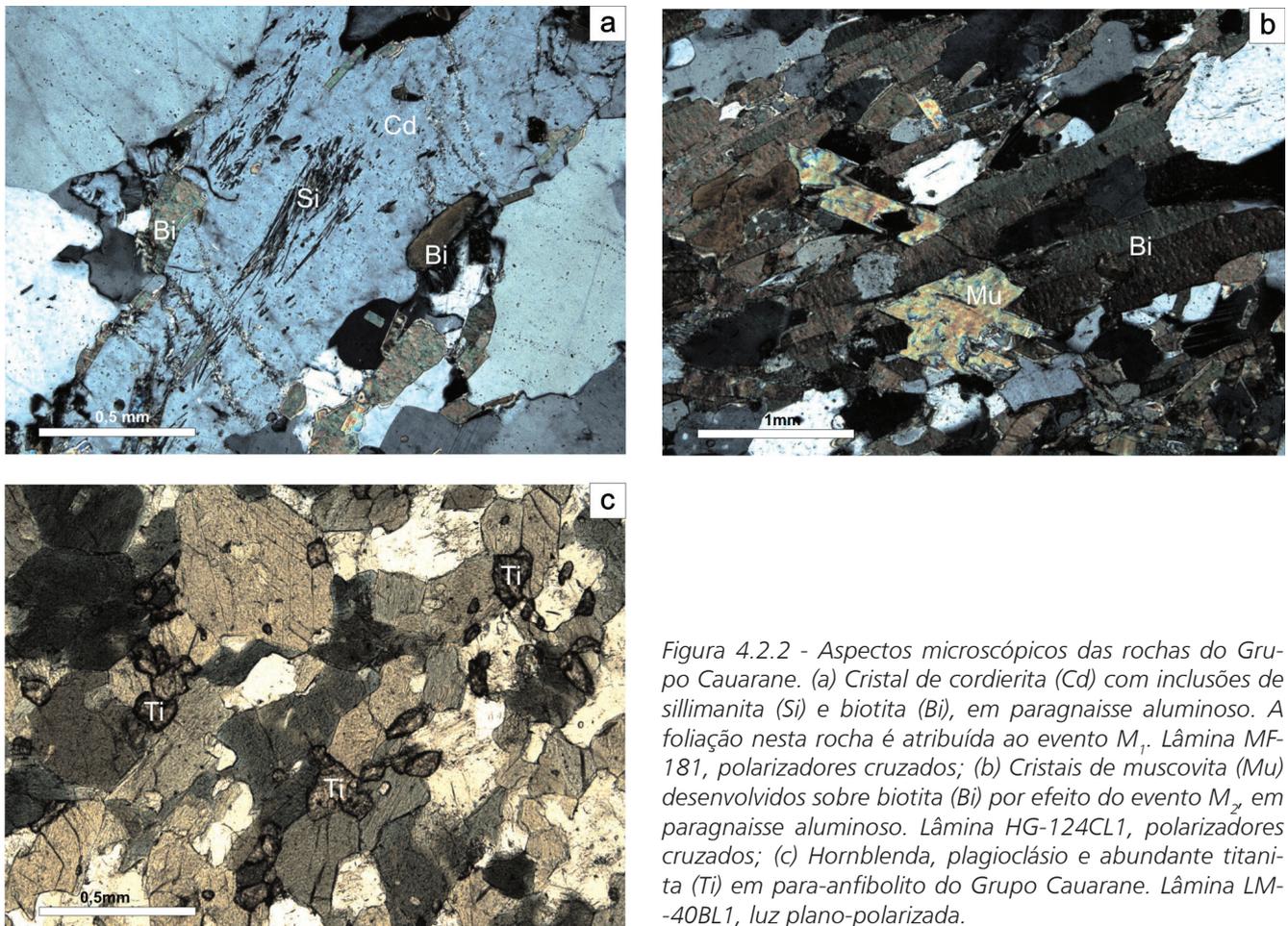


Figura 4.2.2 - Aspectos microscópicos das rochas do Grupo Cauarane. (a) Cristal de cordierita (Cd) com inclusões de sillimanita (Si) e biotita (Bi), em paragneisse aluminoso. A foliação nesta rocha é atribuída ao evento M₁. Lâmina MF-181, polarizadores cruzados; (b) Cristais de muscovita (Mu) desenvolvidos sobre biotita (Bi) por efeito do evento M₂ em paragneisse aluminoso. Lâmina HG-124CL1, polarizadores cruzados; (c) Hornblenda, plagioclásio e abundante titanita (Ti) em para-anfibolito do Grupo Cauarane. Lâmina LM-40BL1, luz plano-polarizada.

bem menor, entre 10 e 20% e, supostamente, derivam de arenitos feldspáticos, originalmente mais pobres em componentes pelíticos. Um exemplar interessante deste último grupo de rochas é um biotita-quartzo-feldspato xisto fino e bandado (Figura 4.2.1.f), que ocorre sob a forma de um xenólito na Suíte Pedra Pintada (amostras MF-170B e C) e que, aparentemente, preserva a granulometria de tamanho areia e a estratificação do sedimento original.

As rochas calcissilicáticas do Grupo Cauarane compreendem para-anfibolitos, diopsiditos, granofelses e gnaisses calcissilicáticos. Os para-anfibolitos exibem textura granonematoblástica, sendo compostos, principalmente, por hornblenda e plagioclásio andesínico (An35-45) (Figura 4.2.2c), com quartzo disperso ou concentrado em finos leitões. Níveis ricos em diopsídio estão presentes em certos anfibolitos. Titanita, epidoto, apatita, biotita e clorita são, em geral, subordinados. Os diopsiditos são granoblásticos, constituídos, sobretudo, por clinopiroxênio verde pálido, tendo hornblenda ao longo de certos horizontes, além de um pouco de plagioclásio e quartzo. Uma variedade de rocha calcissilicática, encontrada junto à rodovia RR-203, próximo ao limite E da folha (estações MF-116 deste projeto e LM-201C do Projeto Roraima Central), corresponde a um granofels formado por grandes cristais poiquilíticos de microclínio e plagioclásio, que englobam clinopiroxênio da série diopsídio-hedenbergita, hornblenda verde-azulada, titanita, epidoto, alguma biotita e apatita. As demais calcissilicáticas são representadas por rochas finamente bandadas, granoblásticas, compostas por quartzo, feldspatos, hornblenda, diopsídio, granada, tremolita e clinozoisita, com opacos, titanita e apatita como acessórios. Muitas destas rochas ocorrem como xenólitos em granitos da Suíte Pedra Pintada (p. ex. LM-62 A, LM-218B, HG-31 A, HG-229, HG-233).

Os metacherts geralmente constituem camadas em meio às rochas calcissilicáticas. São rochas por vezes magnéticas, formadas por uma massa de quartzo que engloba cristais finos, orientados e alinhados de hornblenda, epidoto, plagioclásio, microclínio, diopsídio, tremolita e, por vezes, magnetita. Titanita e apatita são componentes raros. O gondito, que ocorre como xenólito em um tonalito da Suíte Pedra Pintada, é composto por granada, quartzo, clinopiroxênio, clinofibólito, titanita e carbonato.

4.2.5 Metamorfismo

Foram observadas evidências de duas fases metamórficas nas rochas do Grupo Cauarane, uma delas sin-cinemática (M_1), desenvolvida sob condições da fácies anfibolito alto, e uma segunda fase de caráter estático (M_2), sob condições da fácies anfibolito médio a baixo. Não foram observados, nas rochas estudadas, registros do retrometamorfismo na fácies xisto-verde descrito por Riker *et al.* (1999a), marcado pelo desenvolvimento de “faixas de clorita e epidoto cortando, localmente, a foliação nos xistos máficos” e que corresponderia, provavelmente, a uma fase metamórfica M_3 .

A associação mineralógica mais freqüente nos paragnaisses e xistos aluminosos, à base de quartzo + feldspatos + biotita + muscovita \pm cordierita \pm sillimanita, registra as condições da fácies anfibolito alto durante o metamorfismo M_1 . A presença freqüente de cordierita, escassez de granada, ocorrência de sillimanita e de andaluzita em certas rochas, e ausência total de cianita, indicam que M_1 desenvolveu-se, de modo geral, sob baixa pressão, a qual, provavelmente, não ultrapassou os 4-5 kbar (Blatt & Tracy 1997). Nos paragnaisses e xistos aluminosos, as foliações S_1 e S_2 são definidas pelas mesmas assembléias de minerais metamórficos, sugerindo terem-se desenvolvido sin-cinematicamente durante o auge do metamorfismo M_1 . Outras evidências, como a presença de diopsídeo nas rochas calcissilicáticas e a ocorrência de migmatitos e de corpos de granitos do tipo-S confinados à área abrangida pelo Grupo Cauarane, também indicam que condições da fácies anfibolito superior foram alcançadas durante M_1 .

A fase metamórfica M_2 é caracterizada por uma importante transformação de diversos minerais, como biotita, sillimanita, andaluzita, cordierita e microclínio, para muscovita, o que foi observado em diversos gnaisses aluminosos e também em granitos do tipo S (amostras LM-35 A, LM-35C, LM-43). A muscovita ocorre em grandes placas poiquilíticas, sem orientação preferencial, envolvendo e recobrando parcialmente os outros minerais (Figura 4.2.2a), sugerindo um evento metamórfico (M_2) estático, em condições de fácies anfibolito médio-baixo, superimposto à trama desenvolvida durante M_1 . O metamorfismo M_2 é tentativamente atribuído ao efeito térmico produzido pelas intrusões graníticas da Suíte Pedra Pintada sobre as rochas do Grupo Cauarane.

A fase metamórfica M_2 é caracterizada por uma importante transformação de diversos minerais, como biotita, sillimanita, andaluzita, cordierita e microclínio, para muscovita, o que foi observado em diversos gnaisses aluminosos e também em granitos do tipo S (amostras LM-35 A, LM-35C, LM-43). A muscovita ocorre em grandes placas poiquilíticas, sem orientação preferencial, envolvendo e recobrando parcialmente os outros minerais (Figura 4.2.2a), sugerindo um evento metamórfico (M_2) estático, em condições de fácies anfibolito médio-baixo, superimposto à trama desenvolvida durante M_1 . O metamorfismo M_2 é tentativamente atribuído ao efeito térmico produzido pelas intrusões graníticas da Suíte Pedra Pintada sobre as rochas do Grupo Cauarane.

4.2.6 Geocronologia e dados Sm-Nd

Os dados geocronológicos disponíveis para o Grupo Cauarane são muito escassos. Santos (2003, In CPRM 2003) obtiveram uma idade de 2038 Ma (U-Pb SHRIMP) para a população mais jovem de cristais detríticos de zircão nos paragnaisses da região da serra Taiano, correlacionados aos aflorantes na folha Vila de Tepequém, balizando assim a idade máxima para sedimentação Cauarane. Este valor corresponde à idade aproximada dos granitóides da Suíte Trairão que devem ter servido de área fonte para os metassedimentos.

No presente trabalho o paragnaisse aluminoso da amostra LM-40A foi selecionado para análises U-Pb SHRIMP (metodologia comentada no Capítulo 1). Os cristais de zircão da amostra estudada não estão muito bem preservados e exibem uma estrutura interna complexa, com um intervalo amplo de variação composicional em termos de U e Th, sendo que não foi identificada nenhuma diferença de idade entre os núcleos (mais pobres em U) e as bordas (enriquecidas em U). O valor calculado foi

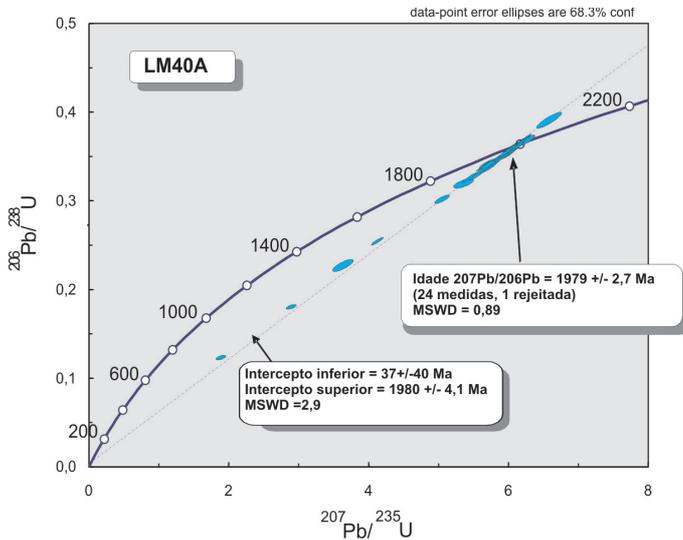


Figura 4.2.3 - Diagrama U-Pb (Concórdia) da LM-40A (zirção). Idade interpretada como reflexo do metamorfismo M2.

de 1980 ± 3 Ma (Figura 4.2.3, Tabela 4.2.2). Este valor poderia, a princípio, ser interpretado como referente ao metamorfismo nas supracrustais, entretanto o quadro geológico estabelecido para área não suporta tal interpretação. A idade de 1980 ± 3 Ma é muito próxima, considerando o erro analítico, mas ainda assim inferior aos valores de 1985 ± 1 Ma (Pb-Pb em zircão) e 1991 ± 18 Ma (LA-MC-ICP-MS em zircão), interpretados como idades de cristalização dos monzogranitos, tonalitos e quartzo-dioritos da Suíte Pedra Pintada (item 4.5.5), que englobam inúmeros xenólitos das supracrustais, previamente deformadas e metamorfasadas. Considere-se ainda que um corpo de granito tipo-S embutido nos paragneisses migmatíticos do Grupo Caurane, representante do pico do metamorfismo M₁ no Grupo Caurane (ver item 4.3.3) forneceu um valor de 1995 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita). Este valor precisa ainda ser confrontado com valores obtidos através de análises U-Pb em zircão,

Tabela 4.2.2 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (SHRIMP) da amostra LM-40A, Grupo Cauranne.

GRÃO.SPOT	f206 %	U (ppm)	Th (ppm)	RAZÕES								Rho	IDADES APARENTES				Disc. (%)
				²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	err (%) 1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	err (%) 1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	err (%) 1sigma		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(Ma) 1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(Ma) 1sigma	
1,2	0,12	99	90	0,94	30,8	0,12193	0,64	6,060	1,3	0,3605	1,2	0,88	1985	±11	1984	±20	0
2,2	0,03	135	117	0,89	41,8	0,12116	0,47	6,004	1,3	0,3594	1,3	0,94	1973	± 8,4	1979	±21	0
3,2	0,14	184	183	1,02	57	0,12119	0,46	6,004	1,2	0,3593	1,1	0,92	1974	± 8,2	1979	±19	0
4,2	0,56	62	48	0,79	18,3	0,1213	1,1	5,689	1,7	0,3402	1,3	0,77	1975	±19	1888	±21	4
5,2	0,29	611	14	0,02	186	0,12169	0,28	5,921	1,1	0,3529	1	0,97	1981	± 5	1948	±17	2
5,3	1,2	139	48	0,36	20,3	0,1216	1,4	2,809	1,8	0,1676	1,2	0,65	1979	±25	999	±11	50
6,2	0,02	839	59	0,07	265	0,12153	0,19	6,166	1,0	0,3680	1	0,98	1979	± 3,4	2020	±18	-2
7,2	0,86	991	95	0,1	299	0,12237	0,32	5,881	1,1	0,3485	1,1	0,96	1991	± 5,7	1928	±18	3
7,3	0,07	193	229	1,23	58,6	0,12235	0,42	5,953	1,2	0,3529	1,1	0,94	1991	± 7,4	1948	±19	2
8,2	0,44	82	20	0,25	7,51	0,1208	2,1	1,778	2,6	0,1068	1,6	0,61	1968	±37	654	± 9,8	67
9,2	0,07	111	87	0,81	31,9	0,12261	0,56	5,672	1,3	0,3355	1,2	0,90	1994	± 9,9	1865	±19	6
10,2	0,12	144	93	0,67	43,6	0,12261	0,55	5,969	1,3	0,3531	1,1	0,90	1994	± 9,7	1949	±19	2
10,3	0,47	720	67	0,1	211	0,12122	0,52	5,671	1,2	0,3393	1,1	0,90	1974	± 9,2	1883	±18	5
13,2	0,12	822	28	0,04	251	0,12134	0,32	5,935	1,1	0,3547	1	0,95	1976	± 5,8	1957	±17	1
14,2	0,12	1193	44	0,04	404	0,12092	0,81	6,560	1,8	0,3936	1,6	0,90	1970	±14	2139	±30	-9
14,3	0,04	79	48	0,63	24,5	0,12172	0,65	6,086	1,4	0,3626	1,2	0,88	1982	±12	1995	±21	-1
15,2	0,78	54	32	0,6	10,2	0,1187	1,7	3,560	2,8	0,2175	2,2	0,80	1937	±30	1269	±25	34
16,2	0,33	111	1	0,01	28,6	0,12181	0,78	5,003	1,4	0,2979	1,2	0,83	1983	±14	1681	±17	15
16,3	0,27	660	6	0,01	204	0,12145	0,37	6,018	1,1	0,3594	1	0,94	1978	± 6,6	1979	±18	0
17,1	0,37	467	57	0,13	130	0,12095	0,33	5,405	1,3	0,3241	1,2	0,97	1970	± 5,9	1810	±19	8
17,2	0,09	133	95	0,74	38,4	0,12178	0,56	5,636	1,3	0,3356	1,2	0,90	1982	±10	1866	±19	6
18,1	0,46	387	58	0,16	82,5	0,11929	0,58	4,064	1,4	0,2471	1,3	0,91	1946	±10	1424	±16	27
19,1	0,08	280	257	0,95	84	0,1214	0,33	5,833	1,2	0,3485	1,1	0,96	1977	± 5,9	1927	±19	3
20,1	0,05	1039	583	0,58	330	0,12144	0,16	6,192	1,1	0,3698	1,1	0,99	1977	± 2,9	2029	±20	-3
21,1	0,11	88	78	0,91	27,2	0,12187	0,67	6,017	1,4	0,3581	1,2	0,87	1984	±12	1973	±20	1
22,1	0,05	106	97	0,94	29,9	0,12226	0,53	5,518	1,3	0,3273	1,2	0,92	1989	± 9,5	1825	±19	8
23,1	0,04	2187	24	0,01	635	0,12023	0,12	5,598	1,1	0,3377	1,1	0,99	1960	± 2,2	1875	±18	4
24,1	0,45	112	102	0,95	30,5	0,1217	1,3	5,317	1,7	0,3168	1,2	0,68	1982	±23	1774	±19	10
25,1	0,06	71	64	0,93	22,6	0,12242	0,78	6,215	1,5	0,3682	1,2	0,85	1992	±14	2021	±22	-1
26,1	0,21	211	131	0,64	62,8	0,12201	0,45	5,812	1,2	0,3455	1,1	0,92	1986	± 8	1913	±18	4

Tabela 4.2.3 – Dado isotópico Sm-Nd do Grupo Cauarane.

AMOSTRAS	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t
LM-40 A	13,7	80,5	0,103178	0,511581	7	-20,6	1,0	2005	0,510360	1800

ainda não disponíveis, mas preliminarmente é interpretado como idade de cristalização do corpo granítico tipo-S. A avaliação conjunta dos dados geológicos e geocronológicos disponíveis permite sugerir que a idade de 1980 ± 3 Ma, obtida para a amostra LM-40A, possa refletir, em verdade, a influência do metamorfismo estático M_2 (neocristalização de zircão?). Esta fase metamórfica M_2 está provavelmente relacionada ao efeito térmico e ao hidrotermalismo associado ao intenso magmatismo pós-colisional representado pela Suíte Pedra Pintada (Capítulo 4.5) que afetou a região. A idade de 1969 ± 4 Ma (U/Pb SHRIMP), calculada por Santos (2003, in: CPRM 2003) para um paragneisse migmatítico da região da serra Taiano, a sudeste da área mapeada, é aqui tentativamente interpretada também como um reflexo de M_2 .

A amostra LM-40A foi selecionada para análises isotópicas Sm-Nd (procedimentos analíticos comentados no Capítulo 1) tendo fornecido uma idade T_{DM} de 2005 Ma e $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ de +1 (Tabela 4.2.3).

4.2.7 Geoquímica

Sete amostras do Grupo Cauarane foram analisadas para determinação de elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras (ETR) (Tabela 4.2.4). As metodologias analíticas são comentadas no capítulo 1. Das sete amostras analisadas, três são de paragneisses aluminosos, caracterizados como rochas metassedimentares clásticas, outras três amostras são de rochas calcissilicáticas, que correspondem a rochas metassedimentares de origem químico-clástica, e uma amostra é de um metachert, de origem química (Tabela 4.2.4). Análises das supracrustais Cauarane aflorantes na parte centro-norte de Roraima, disponibilizadas por Riker *et al.* (1999a), também foram levadas em consideração no presente estudo.

Rochas metassedimentares clásticas

As três amostras de metassedimentos clásticos analisadas apresentam teores de sílica próximos, entre 68,59% e 70,87%. Os conteúdos dos demais óxidos majoritários também são pouco variáveis, com exceção dos álcalis, que mostram uma dispersão mais expressiva (Tabela 4.2.4).

A distribuição das amostras no diagrama discriminante entre grauvascas e folhelhos proposto por Condie *et al.* (1991), que relaciona o índice químico de maturidade ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) com os teores de K_2O (presentes principalmente em minerais de argilas, illita e esmectita) e Na_2O (refletindo o plagioclásio), sugere um protólito arenítico para as rochas metaclásticas em estudo, dado

que apresentam teores de sílica elevados para folhelhos. No diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, de classificação química de arenitos de Pettijohn *et al.* (1972), as três amostras analisadas neste trabalho se situam, respectivamente, no campo das grauvascas, dos arenitos líticos e dos arcóseos (Figura 4.2.4 a). No mesmo diagrama foram plotadas as amostras estudadas por Riker *et al.* (1999a), que exibem a mesma distribuição de tipos de arenitos.

A figura 4.2.4b apresenta o diagrama de ETR normalizado ao condrito (Boynton 1984). No mesmo diagrama, para comparação, foi plotado o padrão de distribuição de ETR do NASC, ES e PAAS (North America Shale Composite, European Shale Composite e Post-Archaeon Australian Composite, respectivamente, Gromet *et al.* 1984, Haskin & Haskin 1966 e McLennan 1989 in: Rollinson 1993). O grau de fracionamento, representado pelo valor da razão La/Yb, é de 21,31 e 23,16 para duas das amostras, e de 12,81 para a terceira (Tabela 4.2.4). Os valores mais elevados das duas primeiras amostras se situam no intervalo de 19 ± 3 , atribuído à razão La/Yb de rochas sedimentares de granulometria fina com idades entre 1,7Ga e 2,5Ga (Taylor & McLennan 1985).

As três amostras de rochas metassedimentares clásticas em estudo, juntamente com as amostras de Riker *et al.* (1999a), foram plotadas em diagramas discriminantes de ambiente tectônico. O diagrama SiO_2 versus $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ (Figura 4.2.4c) foi proposto por Roser & Korsch (1988) para discriminar entre sedimentos de arcos de ilha, margem continental ativa e margem passiva. Neste gráfico, a maioria das amostras se situa no ambiente de margem continental ativa. Roser & Korsch (1988) também idealizaram um diagrama discriminante de proveniência para arenitos e folhelhos, baseado no cálculo de duas funções discriminantes cujos valores dependem dos teores dos óxidos Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O . Esses parâmetros são independentes dos efeitos atribuídos ao tamanho do grão (Roser & Korsch 1988). Neste diagrama (Figura 4.2.4d), duas das amostras em estudo se situam no campo correspondente a uma proveniência ígnea intermediária e uma delas cai no limite com o campo de proveniência sedimentar quartzosa. As amostras de rochas metaclásticas estudadas por Riker *et al.* (1999a) plotam, na sua quase totalidade, no campo de proveniência ígnea intermediária.

Rochas metassedimentares clástico-químicas e químicas

As três amostras de rochas calcissilicáticas analisadas apresentam teores de sílica entre 51,14 % e 57,76 %, bem menores do que os teores das amostras analisadas por Riker *et al.* (1999a), que variam entre 65 % e 78 %. Os

Tabela 4.2.4 – Análises químicas das rochas do Grupo Cauarane.

Amostras	METACLÁSTICAS			CALSISSILICÁTICAS			METACHERT	
	HG-124	LM-40A	MF-133B	HG-90B	MF-116B	LM-40B	HG-90	
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	68,59	69,18	70,87	51,14	57,76	53,03	82,75
	Al ₂ O ₃	15,38	14,87	14,24	13,50	12,89	11,89	4,22
	Fe ₂ O ₃	2,71	2,84	2,49	12,71	7,08	10,54	4,55
	MgO	1,08	0,98	0,75	5,21	5,41	8,93	2,57
	CaO	2,96	1,54	1,83	10,71	7,37	9,81	3,51
	Na ₂ O	3,80	3,10	2,24	2,78	4,87	2,33	0,30
	K ₂ O	3,99	5,56	6,13	0,74	2,46	0,91	0,17
	TiO ₂	0,40	0,53	0,50	1,89	0,82	0,94	0,09
	P ₂ O ₅	0,16	0,10	0,13	0,36	0,27	0,29	0,07
	MnO	0,07	0,18	0,05	0,19	0,16	0,30	0,18
	P.F.	0,70	0,90	0,60	0,70	0,80	0,90	1,60
	TOTAL	99,84	99,79	99,83	99,96	99,9	99,94	100,01
Elementos traço (ppm)	Mo	0,10	0,10	0,20	<0,10	<0,10	0,30	0,10
	Cu	59,60	13,20	28,00	91,30	171,70	3,80	30,6
	Pb	6,70	5,30	4,20	0,30	9,70	1,40	0,80
	Zn	37,00	47,00	43,00	17,00	18,00	22,00	14,00
	Ni	9,00	12,00	<5,00	68,00	81,00	98,00	28,00
	Sc	7,00	9,00	8,00	41,00	19,00	35,00	3,00
	Ba	793,80	1243,20	1039,60	371,10	435,80	244,20	97,80
	Be	2,00	<1,00	2,00	1,00	6,00	5,00	1,00
	Co	5,70	7,90	3,50	43,60	31,10	45,50	11,70
	Cs	3,90	2,40	7,80	0,10	4,50	0,90	0,50
	Ga	16,20	17,90	16,40	16,80	16,10	17,20	5,20
	Hf	5,70	16,10	14,50	2,40	3,00	3,40	0,80
	Nb	14,90	19,20	23,50	7,20	12,90	12,60	2,70
	Rb	117,00	147,10	213,50	5,70	102,00	25,40	3,30
	Sn	1,00	2,00	1,00	1,00	2,00	2,00	<1,00
	Sr	412,50	183,90	211,20	112,80	452,40	267,80	32,70
	Ta	1,20	0,90	1,50	0,50	0,90	0,80	0,40
	Th	20,40	33,10	24,20	0,90	7,40	4,90	1,90
	U	3,00	5,50	3,40	0,70	3,10	2,20	1,10
	V	40,00	30,00	37,00	249,00	155,00	218,00	16,00
W	0,30	0,30	0,50	0,40	0,30	0,30	0,50	
Zr	175,30	536,50	549,30	75,30	93,60	120,00	15,90	
Y	18,60	60,00	32,70	55,40	34,50	33,40	87,20	
ETR	La	42,40	100,30	68,10	10,6	30,90	23,10	132,00
	Ce	85,80	227,20	156,70	19,1	53,70	52,70	48,20
	Pr	9,30	23,44	15,55	4,22	7,85	6,93	47,93
	Nd	30,50	87,50	52,80	21,1	32,40	28,5	177,70
	Sm	5,10	15,40	8,70	6,10	5,90	6,60	43,80
	Eu	1,09	1,92	1,52	2,12	1,56	1,67	11,42
	Gd	3,67	11,13	6,53	7,85	5,9w4	5,77	29,12
	Tb	0,64	1,87	1,01	1,53	1,03	1,06	5,42
	Dy	3,06	10,22	5,15	9,60	5,67	5,68	28,75
	Ho	0,58	1,94	1,01	2,06	1,06	1,14	4,41
	Er	1,98	6,17	2,88	5,69	3,12	3,38	12,96
	Tm	0,32	0,99	0,49	0,84	0,48	0,51	2,05
	Yb	1,99	7,83	2,94	5,25	2,51	3,40	12,80
	Lu	0,29	1,16	0,50	0,77	0,43	0,51	1,75
FeO*	2,47	2,59	2,26	11,68	6,48	9,69	4,18	
La/Yb	21,30	12,77	23,16	2,01	12,3	6,79	10,31	

FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

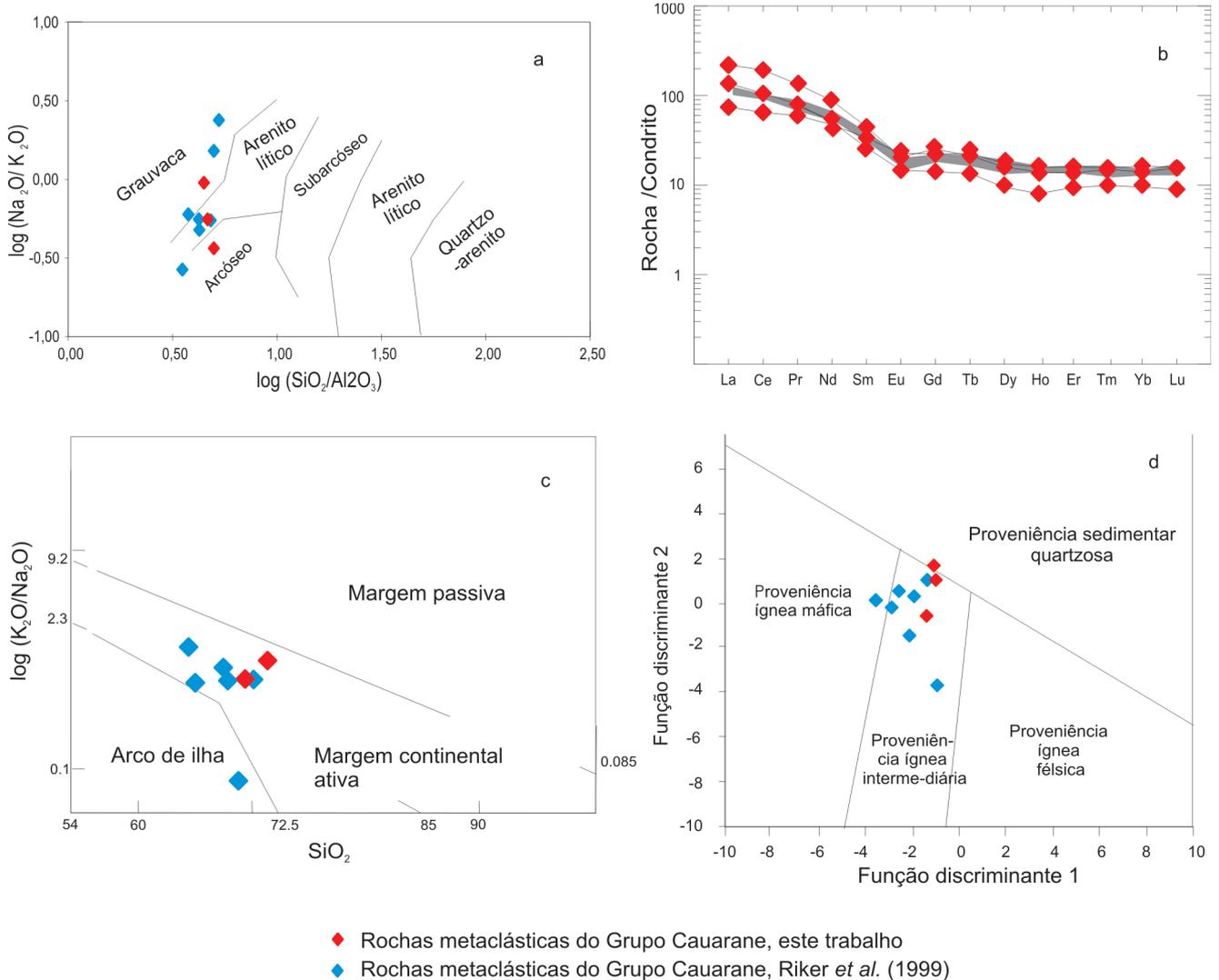


Figura 4.2.4 - Comportamento das rochas metaclásticas do Grupo Cauarane nos diagramas: (a) Discriminante de tipos de arenitos de Pettijohn *et al.* (1972), com campos de acordo com Herron (1988); (b) Padrão de distribuição dos ETR. Área sombreada determinada pelos padrões correspondentes do NASC, ES e PAAS (North America Shale Composite, European Shale Composite e Post-Archaean Australian Composite, respectivamente); (c) SiO_2 versus $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$, discriminante de ambiente tectônico (Roser & Korsch 1988); (d) Discriminante de proveniência de arenitos e pelitos utilizando razões de elementos maiores (Roser & Korsch 1988). Função discriminante 1: $30,638\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12,541\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 7,329\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 35,40\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6,382$. Função discriminante 2: $56,5\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10,879 \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 30,875 \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 5,404\text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 11,11\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3,89$.

teores de FeO^* e MgO , por outro lado, são mais elevados nas rochas da folha Vila de Tepequém. O metachert apresenta um teor de sílica de 82,75 % (Tabela 4.2.4).

O somatório dos ETR (Tabela 4.2.4) das rochas calcissilicáticas é de modo geral bastante baixo (entre 96,83 e 152,55 ppm), o que também se verifica em grande parte das rochas clástico-químicas do Grupo Cauarane analisadas por Riker *et al.* (1999a). Segundo Taylor & McLennan (1985), os padrões de ETR de rochas sedimentares químicas são similares aos das rochas clásticas. No entanto, em rochas formadas a partir de águas marinhas é comum a presença de anomalia negativa de Ce devido ao processo de oxidação do Ce^{+3} para Ce^{+4} e à precipitação de Ce^{+4} da solução como CeO_2 . Outra característica distintiva de rochas formadas a partir de águas marinhas, segundo

alguns autores, é o padrão caracterizado por um enriquecimento dos ETR pesados em relação aos ETR leves. Das rochas metassedimentares clástico-químicas e químicas estudadas, duas das amostras de calcissilicáticas (Figura 4.2.5a), e a amostra de metachert (Figura 4.2.5b) apresentam padrões de ETR (normalizados pelos valores do NASC, North America Shale Composite, Gromet *et al.* 1984) com essas características, o que indica uma formação a partir de águas marinhas.

4.2.8 Correlações e ambiente tectônico

Rochas supracrustais polideformadas sob condições da fácies anfibolito a granulito ocorrem na parte central do Escudo das Guianas, formando o Cinturão

Cauarane-Coeroeni, uma megafeição tectônica recentemente definida por Fraga *et al.* (2008, 2009 a, b). Na Guiana estas supracrustais são englobadas no Complexo Kanuku e no Suriname correspondem ao Grupo Coeroene. Ambas as unidades incluem paragneisses pelíticos e quartzo-feldspáticos, migmatíticos, com intercalações de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, metacherts, quartzitos e BIF, sendo que dolomitos foram descritos no Grupo Coeroene (Kroonenberg 1976; Bosma *et al.* 1983; Berrangé 1977). Uma história metamórfica envolvendo uma fase metamórfica M_1 , sin-cinemática, na fácies anfíbolito alto a granulito, sob condições de pressão baixa, superposta por uma fase metamórfica M_2 , estática, na fácies anfíbolito e de pressão algo mais elevada, foi descrita para ambas as unidades (Kroonenberg 1976; Bosma *et al.* 1983; Berrangé 1977). O quadro descrito para as supracrustais do Complexo Kanuku e do Grupo Coeroene mostra grandes similaridades com o reconhecido no Grupo Cauarane na área de estudo.

Na folha Vila de Tepequém, a idade das supracrustais Cauarane encontra-se balizada pela idade de 1995 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita de granito tipo-S, este trabalho, Capítulo 4.3) interpretada como representante do pico metamórfico, e pela idade de 2038 Ma (U-Pb SHRIMP) obtida por Santos (2003, in: CPRM 2003, ver item de Geocronologia) para cristais de zircão detríticos das supracrustais. As unidades Kanuku e Coeroene permanecem pobremente datadas. Para os granulitos Kanuku, Spooner *et al.* (1971) obtiveram uma idade Rb-Sr isocrônica, em rocha total, de 2050 Ma, e Ben Othman *et al.* (1984) mencionam uma idade modelo TDM de 2201 Ma. Para o Grupo Coeroene, Priem *et al.* (1977) obtiveram uma idade Rb-Sr isocrônica, em rocha total, de $2,00 \pm 0.097$ Ga.

O ambiente tectônico das supracrustais continua um tema em debate. Berrangé (1977) e Bosma *et al.* (1983) citam a dominância de rochas quartzo-feldspáticas e a escassez de metavulcânicas básicas no Complexo Kanuku e no Grupo Coeroene, em contraste com o verificado nos greenstone belts do norte do Escudo Guianas, e defendem um ambiente intracontinental para as

supracrustais. Uma origem ao longo de margens continentais é refutada pelos autores. De acordo com Bosma *et al.* (1983), as supracrustais Coeroene representam um cinturão intracontinental, associado a um elevado fluxo térmico que se refletiu no metamorfismo do tipo de baixa pressão. Em contraste com as idéias previamente apresentadas, Riker *et al.* (1999a) propuseram para o Grupo Cauarane uma origem em bacias de back-arc relacionadas a complexos de arcos magmáticos transamazônicos.

O conteúdo litológico observado no Grupo Cauarane na área mapeada indica deposição em ambiente marinho, o que é corroborado pelas características químicas apresentadas pelos metassedimentos clástico-químicos e químicos. A idade de deposição das supracrustais (entre 2038Ma e 1995Ma) é muito próxima da idade da Suíte Trairão, interpretado como representante de um arco magmático desenvolvido na borda de massas continentais riacianas recém-edificadas. Este quadro sugere um ambiente tectônico orogênico para a deposição do Grupo Cauarane, em consonância com as características químicas dos sedimentos clásticos, que ocupam o campo de margem continental ativa no diagrama de Roser & Korsch (1988) (Figura 4.2.4c). Neste contexto propõe-se, que as supracrustais Cauarane tenham se depositado ao longo de uma margem continental ativa, ou, alternativamente, em bacias de back-arc, relacionadas ao arco magmático Trairão. A pilha sedimentar foi posteriormente intensamente deformada e metamorfsada durante a fase colisional, que resultou na edificação do cinturão Cauarane – Coeroene e na geração de granitos do tipo-S (Granito Amajari), sin-colisionais. Em torno de 1985 Ma um intenso magmatismo pós-colisional (ver Capítulos 5 a 8) afetou as supracrustais. É relevante mencionar que o quadro verificado na folha Vila de Tepequém onde o intervalo entre as idades interpretadas como representantes do pico metamórfico e o início do magmatismo pós-colisional é muito pequeno, é comum em outros orógenos (Jung *et al.* 1998; Ilbely *et al.* 2004), onde o magmatismo pós-colisional ocorre a partir de 10 Ma após a colisão.

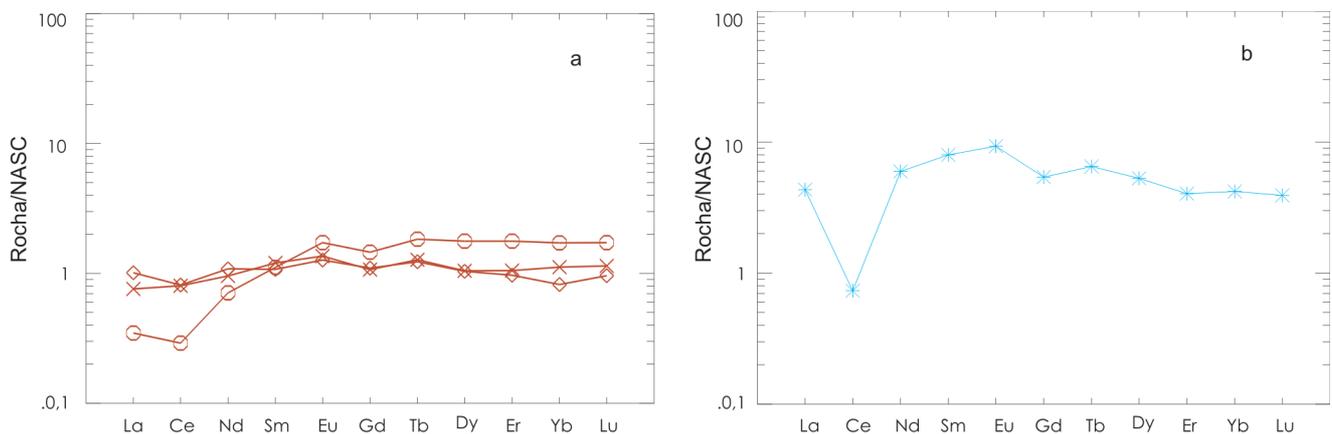


Figura 4.2.5 - Padrão de distribuição de ETR normalizados pelos valores do NASC (North America Shale Composite, Gromet *et al.* 1984) para as rochas calcissilicáticas (a) e metachert (b) do Grupo Caruarane.

4.3 GRANITO AMAJARI

4.3.1 Introdução

Almeida & Reis (1999) reuniram, sob a denominação de Granito Amajari, vários corpos de granitos do tipo-S identificados na porção centro-norte de Roraima, nos domínios Parima e Guiana Central (ver Capítulo 2). Na folha Vila de Tepequém adotou-se a terminologia proposta por Almeida & Reis (1999) para designar três pequenos corpos de granito do tipo-S, cartografados em meio às rochas supracrustais do Grupo Cauarane.

4.3.2 Caracterização geral e petrografia

Como comentado no capítulo anterior, observou-se no campo que a quantidade de fundidos graníticos nos paragneisses Cauarane, encaixantes, aumenta de modo significativo nas proximidades dos corpos do Granito Amajari. Esta feição sugere que os granitos mencionados constituem corpos autóctones, gerados por fusão parcial das supracrustais do Grupo Cauarane.

Os granitos Amajari são acinzentados a esbran-

quiçados, de granulação fina a média, muito pouco magnéticos, com foliação pouco proeminente conferida pela orientação preferencial de agregados alongados de biotita.

Sete lâminas delgadas de granitos da unidade Amajari foram descritas. Na Tabela 4.3.1 constam a classificação e composição mineralógica de três amostras que foram selecionadas para análises químicas.

Os granitos Amajari correspondem a muscovita-biotita monzo e sienogranitos leucocráticos, constituídos principalmente por cristais xenomórficos de microclínio, quartzo e plagioclásio antiperitítico. Os componentes máficos principais são a biotita marrom alaranjada e a muscovita, a qual geralmente cresce sobre o microclínio ou se associa e se atravessa sobre a biotita. Cordierita, semi-alterada em muscovita (Figura 4.3.1 a) e pinita, granada (Figura 4.3.1b) e feixes de sillimanita são componentes pouco abundantes. A andaluzita foi encontrada em apenas um dos granitos (amostra LM-35C), em grãos finos e escassos associados ao microclínio. Monazita e apatita são os acessórios mais comuns, sendo hercinita, rutilo, zircão e turmalina mais raros.

Tabela 4.3.1 – Classificação petrográfica e composição mineralógica estimada dos granitos da unidade Amajari.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Bi	Mu	Ga	Cd	Si	Op	Mz	Ap	Ru	He	Cl	Ep	Pn
HG-87	Ms sienogranito	10	50	33	2	5	tr	-	-	-	-	tr	tr	-	-	tr	-
LM-35 A	Ms-bi monzogranito	34	18	26	10	9	1	2	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	tr
LM-43	Bi-ms monzogranito	20	37	30	5	8	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Bi = biotita; Mu = muscovita/sericita; Ga = granada; Cd = cordierita; Si = sillimanita; Op = opacos; Mz = monazita; Ap = apatita; Ru = rutilo; He = hercinita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Pn = pinita; tr = traços (<1%).

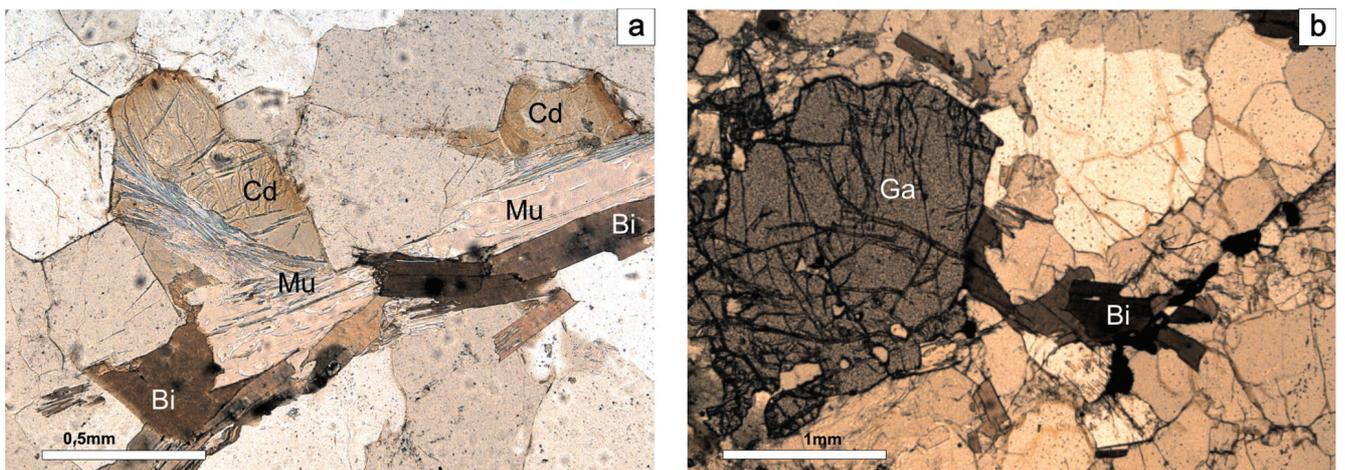


Figura 4.3.1 - Aspectos microscópicos da unidade Granito Amajari. (a) Cordierita semi-alterada (Cd), biotita marrom alaranjada (Bi) e muscovita (Mu) em monzogranito. A muscovita cresce tanto sobre a cordierita como sobre a biotita. Os halos escuros na biotita envolvem inclusões de monazita. Lâmina LM-35A, luz plano-polarizada; (b) Granada (Ga) e biotita (Bi) em monzogranito. Lâmina LM-35A, luz plano-polarizada.

4.3.3 Geocronologia e dados Sm-Nd

A amostra LM-35A foi selecionada para análises geocronológica U-Pb, por SHRIMP. Foram analisados cristais de monazita, tendo sido obtida uma idade de 1995 ± 4 Ma (Figura 4.3.2, Tabela 4.3.2).

Esta mesma amostra foi submetida a uma análise isotópica Sm-Nd, tendo fornecido uma idade modelo T_{DM} de 2135 Ma e um valor de ϵ_{Nd} de + 1,8 (Tabela 4.3.3).

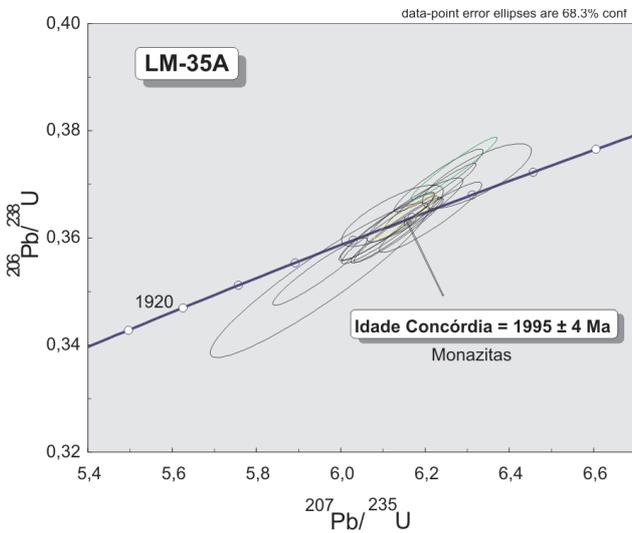


Figura 4.3.2 - Diagrama U-Pb (Concórdia) para amostra LM-35A (monazitas) da unidade Granito Amajari.

4.3.4 Geoquímica e considerações petrogenéticas

Três amostras da unidade Granito Amajari foram selecionadas para análises químicas (Tabela 4.3.4). Os procedimentos analíticos encontram-se comentados no Capítulo 1.

Tratam-se de rochas bastante enriquecidas em sílica, com teores entre 69,93% e 71,34% (Tabela 4.3.4), peraluminosas (razões A/CNK entre 1,1 e 1,12), sendo que uma delas se classifica como sienogranito e outras duas como leucogranodioritos, utilizando-se os fatores discriminantes R1-R2 de La Roche *et al.* (1980). No diagrama A-B, multicatiônico, de Debon & Le Fort (1983) (Figura 4.3.3a), ocupam o campo peraluminoso, com uma amostra no campo I dos muscovita-leucogranitos, e duas no campo II dos granitos a duas micas. No diagrama $Na_2O+K_2O+FeO^*+MgO+TiO_2$ versus $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ (Figura 4.3.3b), com os campos da composição das fusões parciais obtidos em estudos de *dehidration melting* (Wolf & Wyllie 1994; Patiño-Douce 1999; Patiño-Douce & Beard 1996; Thompson 1996, *apud* Almeida *et al.* 2007), duas das amostras ocupam o campo das rochas geradas a partir de metagrauvacas e uma o campo das rochas geradas a partir de fontes pelíticas félsicas. Em relação às rochas metassedimentares clásticas do Grupo Caurane, os granitos Amajari mostram teores similares em sílica, Al_2O_3 , CaO, K_2O , P_2O_5 , MnO e elementos-

Tabela 4.3.2 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (SRHIMP) da amostra LM-35 A, Granito Amajari.

Grão.spot	f206 %	U (ppm)	Th (ppm)	RAZÕES								Rho	IDADES APARENTES				Disc.(%)
				$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$\frac{^{206}Pb^*}{^{206}Pb}$ (ppm)	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	err (%) 1sigma		$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	(Ma) 1sigma	
1,1	0,00	9818	21903	2,3	2970	0.1225	1,0	5.94	2.9	0.3517	2.7	,935	1993	±18	1943	±46	97,49
1,2	--	8230	24180	3,0	2640	0.12182	0,28	6.265	1.1	0.3728	1.1	,965	1983.7	± 5	2043	±18	102,99
2,1	0,01	1877	18584	10,2	570	0.12211	0,41	5.943	1.3	0.3532	1.2	,946	1986	± 7	1950	±20	98,19
3,1	--	2864	21555	7,8	894	0.12368	0,48	6.209	1.3	0.3635	1.2	,930	2012.6	±9	1999	±21	99,32
4,1	0,00	2040	28610	14,5	634	0.12234	0,4	6.103	1.2	0.3618	1.2	,947	1990.5	± 7	1991	±20	100,03
5,1	0,02	2659	22863	8,9	825	0.12315	0,33	6.126	1.2	0.3612	1.1	,959	2000.5	± 6	1988	±19	99,38
6,1	0,00	7052	24242	3,6	2240	0.12189	0,4	6.227	1.1	0.3705	1.1	,936	1984.1	± 7	2032	±19	102,41
7,1	0,02	1878	15257	8,4	583	0.12284	0,39	6.11	1.2	0.3612	1.2	,949	1995.6	± 7	1988	±20	99,62
8,1	0,00	3691	16884	4,7	1140	0.12315	0,35	6.131	1.2	0.3611	1.1	,954	2002.3	± 6	1987	±19	99,24
9,1	0,01	7305	37482	5,3	2280	0.12197	0,8	6.117	1.3	0.3638	1	,795	1985	±14	2000	±18	100,76
10,1	0,00	2515	20024	8,2	782	0.12237	0,4	6.104	1.2	0.3618	1.1	,945	1991.1	± 7	1991	±20	99,99
11,1	0,00	4430	17572	4,1	1410	0.1234	0,86	6.319	1.4	0.3713	1.1	,784	2006	±15	2036	±19	101,50
12,1	0,01	3466	27498	8,2	1090	0.12268	0,52	6.17	1.2	0.3649	1.1	,906	1994.6	± 9	2006	±19	100,57
13,1	0,01	3091	15812	5,3	976	0.12262	0,31	6.209	1.2	0.3676	1.1	,964	1993.1	± 6	2018	±19	101,25

Tabela 4.3.3 – Dado isotópico Sm-Nd do Granito Amajari.

AMOSTRAS	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$	erro (ppm)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	T_{DM} (Ma)	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$	t
LM-R-35 A	4,4	25,5	0,103713	0,511496	16	-22,3	1,8	2135	0,510117	2020

Tabela 4.3.4 – Análises químicas das amostras da unidade Granito Amajari.

AMOSTRAS		LM-R-43	LM-R-35A	HG-R-87
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	69,93	70,59	71,34
	Al ₂ O ₃	16,88	16,43	16,1
	Fe ₂ O ₃	1,40	1,41	0,88
	MgO	0,37	0,37	0,10
	CaO	2,11	1,98	1,17
	Na ₂ O	5,01	4,75	4,51
	K ₂ O	3,04	3,30	4,51
	TiO ₂	0,14	0,13	0,03
	P ₂ O ₅	0,28	0,20	0,08
	MnO	0,06	0,06	0,09
	P.F.	0,60	0,60	1,20
	Total	99,82	99,82	100,01
	ETR	La	42,80	33,7
Ce		87,10	69,3	23,80
Pr		9,68	7,64	2,54
Nd		36,6	30,4	8,30
Sm		6,30	5,30	2,90
Eu		1,17	0,94	0,47
Gd		4,20	3,04	3,65
Tb		0,71	0,61	0,84
Dy		3,60	2,86	5,14
Ho		0,70	0,57	1,03
Er		1,85	1,62	3,09
Tm		0,28	0,27	0,44
Yb		1,74	1,83	2,68
Lu		0,30	0,27	0,39

AMOSTRAS		LM-R-43	LM-R-35A	HG-R-87
Elementos-traço (ppm)	Mo	0,20	0,10	0,10
	Cu	2,40	3,60	1,00
	Pb	4,60	1,80	3,50
	Zn	43,00	42,00	42,00
	Ni	5,00	5,00	5,00
	Sc	3,00	4,00	2,00
	Ba	948,60	936,8	264,20
	Be	6,00	3,00	5,00
	Co	2,40	1,50	0,80
	Cs	17,20	7,80	14,90
	Ga	17,20	17,60	18,70
	Hf	5,80	3,90	3,90
	Nb	5,20	5,40	17,00
	Rb	96,00	97,80	266,90
	Sn	1,00	1,00	2,00
	Sr	527,80	489,00	98,00
	Ta	0,60	0,70	3,40
	Th	9,60	8,40	9,10
	U	3,30	3,80	2,30
	V	6,00	6,00	<5,00
	W	0,40	0,20	0,80
Zr	192,20	135,50	57,60	
Y	20,40	18,20	34,30	
FeO*	1,27	1,28	0,80	
A/CNK	1,1	1,12	1,10	
La/Yb _N	16,46	12,30	2,60	

FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₂ analisado.

-traço, sendo, no entanto, empobrecidos em FeO*, MgO, TiO₂ e enriquecidos em Na₂O (Tabelas 4.2.4 e 4.3.4).

Quanto ao comportamento dos ETR, as amostras LM-35A e LM-43 mostram fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados com razões La/Yb_N de 12,30 e 16,46, e não apresentam anomalias negativas em Eu (Figura 4.3.3c). A amostra HG-87, por sua vez, é muito pouco fracionada (razão La/Yb_N de 2,60) e apresenta anomalia negativa de Eu, indicando, neste caso, a presença de plagioclásio como resíduo na fonte, o que é compatível com o empobrecimento (relativamente às outras amostras) em ETR leves. O padrão de distribuição de ETR das amostras LM-35 A e LM-43 é muito similar àquele das rochas metaclásticas do Grupo Cauarane e do PAAS (*Post-Archaean average Australian sedimentary rocks*, McLennan 1989, *in*: Rollinson 1993) (Figura 4.3.3 c).

As evidências de campo aliadas às características químicas das rochas estudadas, as últimas compa-

ráveis àquelas das rochas metassedimentares clásticas do Grupo Cauarane e das rochas geradas a partir da fusão parcial de protólitos sedimentares (Figura 4.3.3b), indicam para a unidade Granito Amajari uma origem a partir da anatexia das supracrustais Cauarane. No diagrama Y+Nb *versus* Rb (Figura 4.3.3d) (Pearce *et al.* 1984), as rochas ocupam o campo dos granitos de arco vulcânico e dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996), refletindo, neste caso, as características das rochas-fonte das supracrustais, o que é compatível com os dados Sm-Nd obtidos. A idade modelo T_{DM} de 2135 Ma e o valor de ε_{Nd}(T) de + 1,8 sugerem fontes riacianas com limitada residência crustal para os sedimentos. A idade obtida para o granito da amostra LM-35A, de 1995 ± 4Ma, é interpretada como a idade do pico metamórfico no Grupo Cauarane, ao qual se relaciona a geração dos corpos de granitos do tipo-S da unidade Granito Amajari.

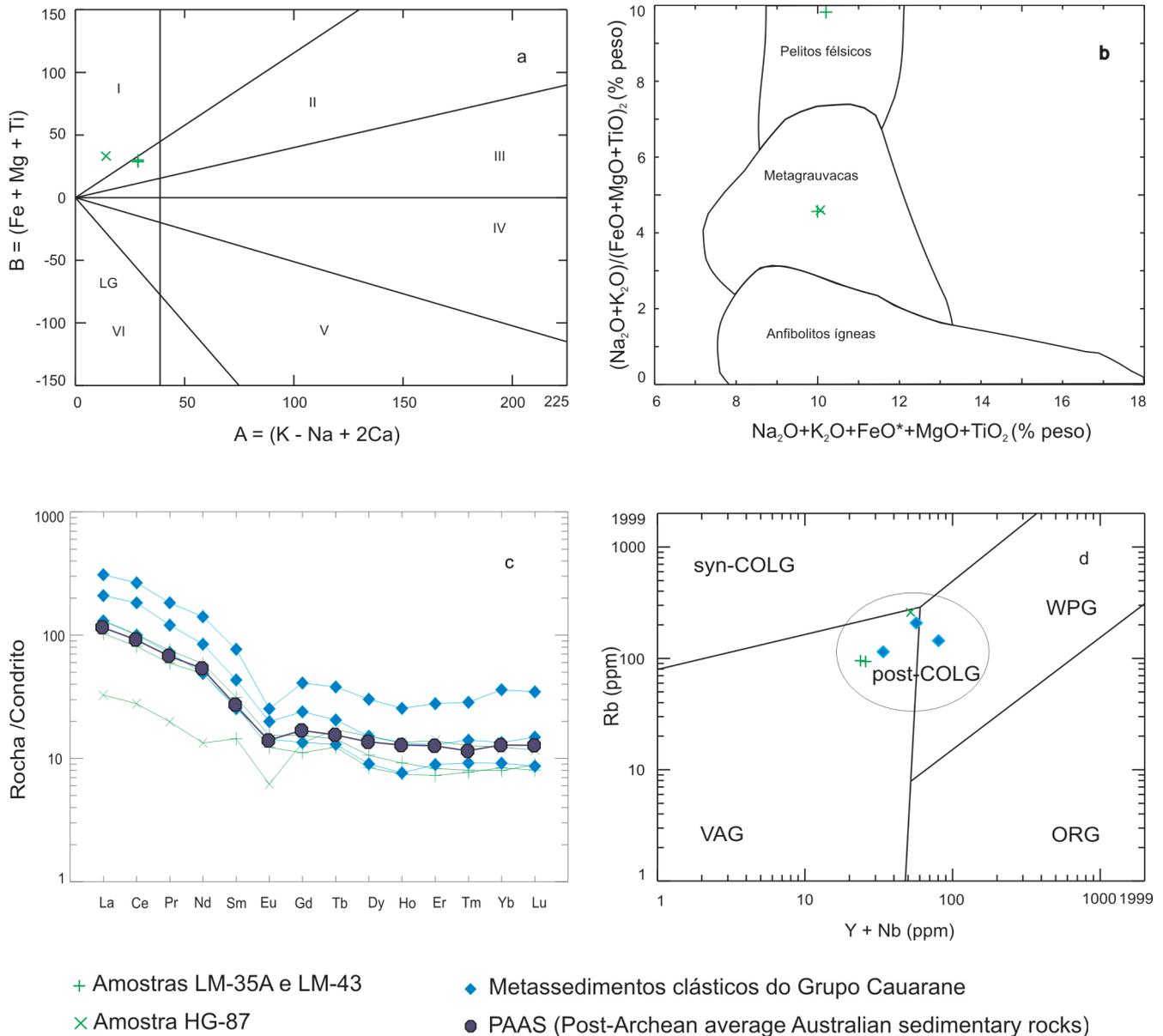


Figura 4.3.3 - Comportamento das amostras da unidade Granito Amajari nos diagramas: (a) A-B de Debon & Le Fort (1983). LG = Leucogranitos; (b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ versus $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$, com os campos da composição das fusões parciais obtidos em estudos de dehydration melting por Wolf & Wyllie (1994), Patiño-Douce (1999); Patiño-Douce & Beard (1996) e Thompson (1996), apud Almeida et al. (2007); (c) Padrão de distribuição de ETR normalizados ao condrito (Sun 1980); (d) Y+Nb versus Rb, com os campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) (Pearce et al. 1984) e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce 1996).

4.4 GRANITO MIXIGUANA

4.4.1 Introdução

Na porção sudeste da folha Vila de Tepequém ocorre um corpo alongado, formado por granitóides de natureza variada que, no presente trabalho, foram tentativamente reunidos sob a denominação de Granito Mixiguana. O corpo granitóide pôde ser bem delimitado no campo, ao sul da estrada RR-203, no entanto, a norte desta estrada, seu prolongamento foi interpretado a partir dos dados geofísicos.

4.4.2 Caracterização geral e petrografia

O corpo Mixiguana mede aproximadamente 2 km de largura e 10 km de comprimento, e dispõe-se em meio às rochas do Grupo Cauarane as quais, por sua vez, ocorrem na forma de xenólitos nos granitóides. Sua forma sinuosa segue a disposição da foliação nas supracrustais Cauarane. Três pequenos corpos de granitos relacionados à Suíte Pedra Pintada foram individualizados dentro da área de exposição do Granito Mixiguana, a partir do reconhecimento de suas características petrográficas e químicas, após a finalização dos trabalhos de

Tabela 4.4.1 - Classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada das amostras da unidade Granito Mixiguana.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Hb	Bi	Ti	Zi	Ap	Al	Op	Cl	Ep	Se	Ca	Am
HG-88	Eb-Bi sienogranito	18	44	20	-	12	tr	tr	tr	tr	tr	-	6	tr	tr	-
MF-123	Bi sienogranito	15	60	20	-	4	-	tr	tr	-	tr	tr	1	tr	-	-
MF-126	Bi monzogranito	28	33	20	-	16	tr	tr	tr	tr	2	-	1	tr	tr	-
MF-127	Hb-bi granodiorito	35	18	20	12	12	tr	tr	tr	tr	tr	-	3	tr	-	tr
MF-131	Bi monzogranito	31	35	22	-	10	-	tr	tr	tr	tr	-	2	tr	-	tr
MF-133A	Bi monzogranito	26	26	22	tr	17	1	tr	tr	tr	1	-	7	tr	-	tr
MF-134A	Bi monzogranito	29	32	22	-	15	tr	tr	-	tr	-	-	2	tr	-	-
MF-138	Bi microtonalito	40	tr	30	-	29	-	tr	tr	-	-	-	1	tr	-	-

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Hb = hornblenda; Bi = biotita; Ti = titanita; Zi = zircão; Ap = apatita; Al = allanita; Op = opacos; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; tr = traços (< 1%)

campo sendo, desta forma, os limites destes corpos apenas interpretativos.

Na unidade Granito Mixiguana ocorrem monzogranitos, com sienogranitos, granodioritos e tonalitos subordinados. São rochas de granulação média a grossa, em geral acinzentadas, exibindo, frequentemente, uma foliação magmática bem desenvolvida, conferida pela orientação preferencial de cristais ripiformes de plagioclásio e de agregados de minerais máficos. A foliação magmática dispõe-se paralelamente aos contatos com as supracrustais Caurane e à sua estruturação (ver Mapa Geológico).

A Tabela 4.4.1 exibe a classificação petrográfica e composição modal estimada das 8 lâminas delgadas estudadas da unidade Mixiguana. Ocorrem granitóides muito pouco magnéticos e outros bastante magnéticos refletindo, provavelmente, magmas com diferentes estados de fO_2 e evoluções petrológicas distintas. Infelizmente estes diferentes conjuntos não puderam ser individualizados durante os trabalhos de campo. De uma forma geral, as rochas mostram textura hipidiomórfica granular e, considerando-se as características dos minerais máficos principais e dos acessórios, dois grupos (que não coincidem com os dois conjuntos mencionados) foram caracterizados. O grupo dominante (HG-88; MF-123; MF-126; MF-127; MF-131; MF-133A) inclui monzogranitos, sienogranitos e um granodiorito com biotita castanho claro a marrom, e ocasionalmente anfibólio verde azulado, como minerais máficos principais. Neste grupo, o epidoto, provavelmente resultante da desestabilização do anfibólio, é abundante, e cristais bem desenvolvidos de allanita, minerais opacos, titanita xenomórfica secundária, em geral associada à biotita, além de zircão e apatita, ocorrem como minerais acessórios. Contrastando com o grupo dominante, ocorrem o monzogranito da amostra LM-134A e o tonalito da amostra MF-138, com biotita marrom avermelhado como mine-

ral máfico principal, sendo que o anfibólio está ausente e o epidoto não é tão abundante. Titanita xenomórfica, minerais opacos, zircão e apatita são os acessórios mais importantes e a allanita ocorre muito subordinadamente. Nos dois grupos, o plagioclásio é hipidiomórfico a xenomórfico, com zoneamento por vezes complexo, podendo mostrar antipertitas e núcleos saussuritizados, e incluir, ocasionalmente, biotita, apatita e quartzo. Os cristais de plagioclásio estão em grande parte orientados segundo a foliação magmática da rocha (Figura 4.4.1). O feldspato alcalino é algo pertítico, por vezes com geminação em grade, e inclui biotita e apatita.

Os granitóides Mixiguana registram muito pouca deformação em estado sólido. Localmente ocorrem protomilonitos, com feições microtectônicas indicativas da atuação de um evento deformacional sob temperaturas moderadas.

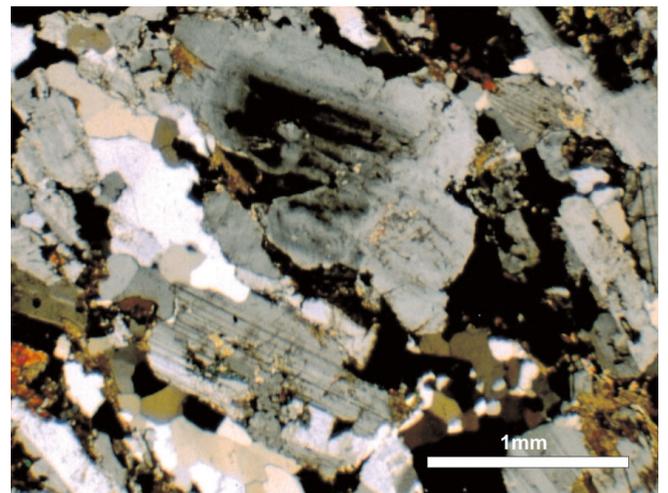


Figura 4.4.1 - Aspecto da foliação magmática conferida pela orientação preferencial de cristais de plagioclásio no Granito Mixiguana. Lâmina MF-133A, polarizadores cruzados.

4.5 SUÍTE PEDRA PINTADA

4.5.1 Introdução

A Suíte Intrusiva Pedra Pintada foi proposta por Fraga *et al.* (1997) para reunir granitóides cálcio-alcálicos, aflorantes na porção centro-norte de Roraima, que se encontram, por vezes, adornados por belas pinturas rupestres, a exemplo do que ocorre na localidade-tipo da unidade, a “Pedra Pintada”. A suíte encerra (hornblenda)-biotita granodioritos e monzogranitos com subordinados quartzo-dioritos, tonalitos e sienogranitos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, do tipo I (Fraga *et al.* 1996, 1997; Fraga & Araújo 1999; Haddad *et al.* 1999), com idade em torno de 1,96 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos *et al.* 2003a). A Suíte Intrusiva Pedra Pintada foi interpretada como pós-colisional, colocada ao final do Ciclo Transamazônico (Fraga *et al.* 1996, 1997) ou como pré-colisional, relacionada a um arco tipo andino (Santos *et al.* 2003a).

No presente trabalho, com o intuito de adequar a terminologia litoestratigráfica às recomendações do Guia Internacional de Estratigrafia (*International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS* 1994), propõe-se a utilização do termo Suíte Pedra Pintada em substituição a Suíte Intrusiva Pedra Pintada.

4.5.2 Distribuição geográfica e relações de contato

A Suíte Pedra Pintada (SPP) aflora em dois corpos principais, denominados Trovão e Flechal, separados em mapa por exposições de rochas subvulcânicas do Grupo Surumu e granitóides do Complexo Trairão. A SPP mantém contato ainda com os granitóides Aricamã e Mixiguana e com as rochas supracrustais polidobradas e metamorfisadas do Grupo Caurane. As supracrustais mencionadas ocorrem sob a forma de xenólitos (afloramentos MF-155, MF-170, MF-181, entre outros) centimétricos (Figura 4.5.1a) a métricos nos granitóides Pedra Pintada, sendo que alguns megaxenólitos foram individualizados em mapa. A sudeste da Vicinal da Vila Trairão foram também observados na SPP xenólitos métricos de granitóides da Complexo Trairão, cortados por enxame de diques da unidade Lamprófiro Serra do Cupim (Figura 4.5.1b, afloramento HG-14). As relações estratigráficas estabelecem as rochas paraderivadas Caurane e os granitóides Trairão como embasamento da SPP.

Os corpos Trovão e Flechal mostram um zoneamento composicional assimétrico, caracterizado pela predominância de granitóides menos evoluídos e mais ricos em minerais máficos na porção sul dos corpos e de granitos mais evoluídos na porção norte, tendo sido individualizadas três fácies em cada corpo. No corpo Trovão, quartzo-dioritos e subordinados tonalitos ocorrem na fácies sul (Figura 4.5.1c), enquanto granodioritos são as rochas mais frequentes na fácies central (Figura 4.5.1d), seguidos por monzogranitos, tonalitos e quartzo-monzonitos. Na

fácies norte verifica-se um amplo domínio de monzogranitos, sendo comuns os tipos hidrotermalizados, bem representados na região a leste da Serra Aricamã. No corpo Flechal, quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos predominam sobre monzogranitos, granodioritos e tonalitos na fácies sul, monzogranitos são os tipos mais frequentes na fácies central com granodioritos e tonalitos subordinados, e monzo a sienogranitos, mais evoluídos e hidrotermalizados (Figura 4.5.1e), ocorrem na fácies norte. Estes granitos da fácies norte do corpo Flechal formam uma faixa que se estende na direção EW, infletindo para NE nas proximidades da borda sul da Serra Aricamã. A assinatura radiométrica dos granitos fracionados e hidrotermalizados é bastante similar àquela do Granito Aricamã, sendo caracterizada por valores elevados de Th, U e K.

As fácies graníticas mais evoluídas da parte norte dos corpos Trovão e Flechal mantêm contato com os ignimbritos e lavas riolíticas do Grupo Surumu e representam as porções mais epizonais da SPP na área mapeada, contrastando com as fácies menos evoluídas e de jazimento mais profundo, localizadas na parte sul dos corpos. A colocação da porção norte dos corpos Trovão e Flechal em níveis mais superiores da crosta é evidenciada também pela presença de texturas gráficas/granofíricas e de cavidades preenchidas por zeólitas em parte das rochas.

4.5.3 Caracterização macroscópica

Os granitóides da SPP são geralmente acinzentados com tonalidades mais escuras verificadas para os quartzo-dioritos e tonalitos (Figura 4.5.1c), sendo bastante magnéticos. Nas fácies mais evoluídas predominam granitos de cor cinza claro ou róseo. Na fácies norte do corpo Flechal ocorrem granitos rosados (Figura 4.5.1e) macroscopicamente muito semelhantes aos granitos Aricamã, sendo, no entanto, mais magnéticos que estes últimos, o que auxiliou na sua cartografia. De uma forma geral, os granitóides da SPP mostram granulação média a grossa, embora tipos finos a médios também ocorram. São por vezes porfiríticos. Tipos isotrópicos predominam, mas, em vários afloramentos observa-se uma foliação magmática conferida pela orientação preferencial de minerais máficos e cristais idiomórficos de feldspatos. Diques de sienogranito com largura em geral inferior a 1m ocorrem localmente. É comum a presença de enclaves arredondados (até 10 cm) de rocha máfica fina, incluindo cristais de feldspato alcalino (Figura 4.5.1f) provavelmente pingados da encaixante, sugerindo coexistência de magmas ácidos e básicos (Vernon *et al.* 1988; Hibbard 1991).

4.5.4 Petrografia

Foram estudadas 125 lâminas delgadas com o objetivo de caracterizar as fácies que compõem os corpos Trovão e Flechal. A tabela 4.5.1 ilustra a classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada das 33 amostras quimicamente analisadas.

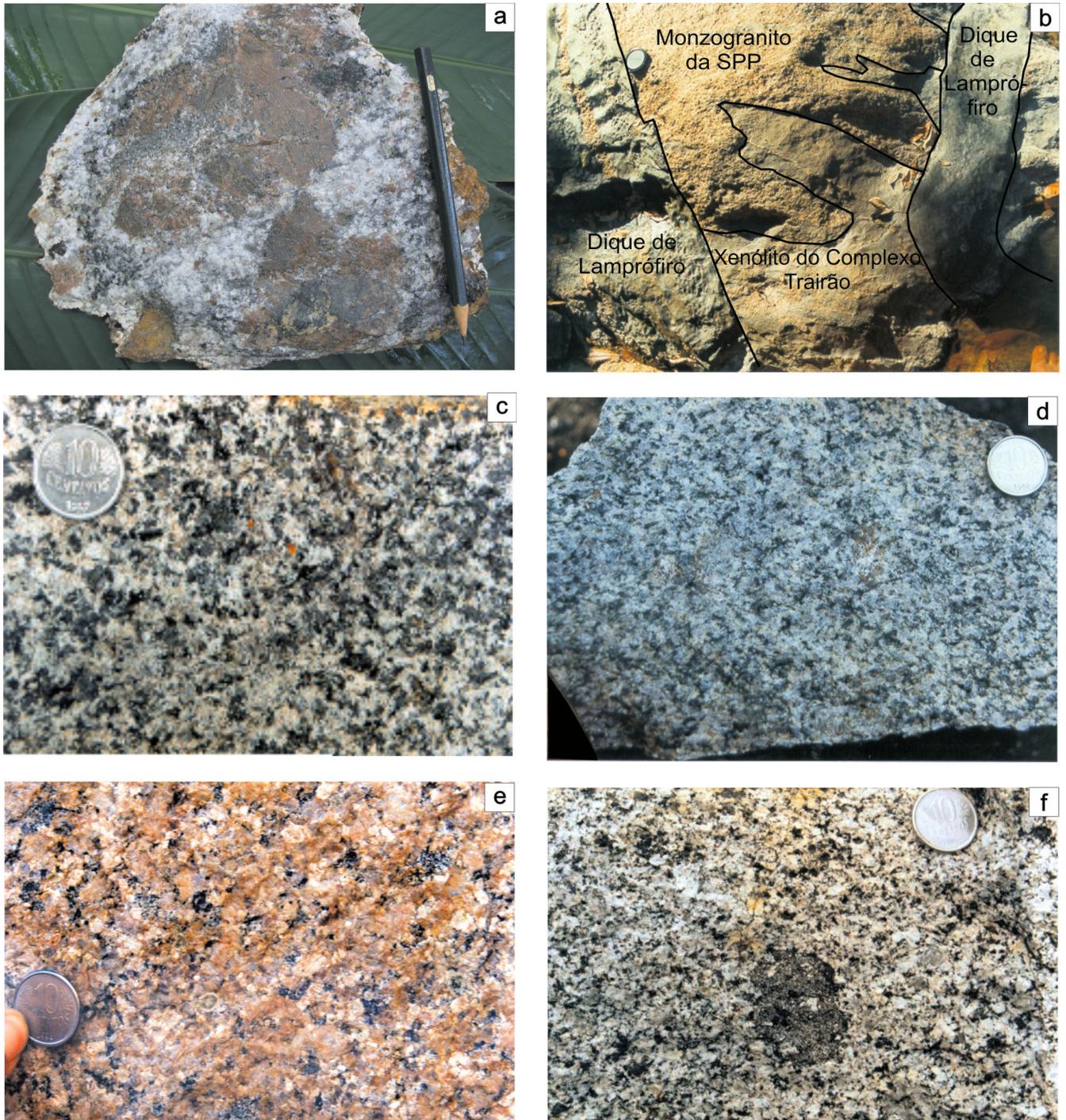


Figura 4.5.1 - Aspectos macroscópicos dos granitóides da Suíte Pedra Pintada. (a) Xenólitos de gndito do Grupo Cauarane em tonalito. Amostra MF-155C; (b) Xenólito de granitóide foliado do Complexo Trairão em monzogranito, sendo todo o conjunto cortado por diques de lamprófiro da unidade Serra do Cupim. Afloramento HG-14; (c) Quartzo-diorito da fácies sul do corpo Trovão. Amostra LM-44; (d) Granodiorito da fácies central do corpo Trovão. Amostra MF-163; (e) Monzogranito da fácies norte do corpo Flechal. Amostra LM-230; (f) Monzogranito com enclaves máficos mostrando cristais de feldspato alcalino “pingados” da encaixante. Afloramento LM-218.

Corpo Trovão

Os quartzo-dioritos, predominantes na fácies sul do corpo Trovão (Figura 4.5.1c), mostram textura hipidiomórfica granular, e são formados por plagioclásio andesínico (An40) idiomórfico, fortemente zonado, quartzo intersticial e cerca de 40% de componentes máficos, re-

presentados por clinopiroxênio, hornblenda e biotita. O ortopiroxênio é raro ou está ausente. A hornblenda em geral envolve cristais de piroxênio, enquanto que a biotita, tipicamente marron avermelhada, constitui grandes cristais poiquilíticos que geralmente englobam os demais minerais máficos (Figura 4.5.2a). Opacos e apatita são os principais minerais acessórios, seguidos por titanita,

Tabela 4.5.1 - Classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada das amostras da Suíte Pedra Pintada quimicamente analisadas.

		AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Hb	Bi	Cp	Ox	Ti	Zi	Ap	Al	Op	Ac	Cm	Cl	Ep	Se	Ca	Am	Ta	Ze
Corpo Trovão	FS	LM-34B	Xenólito Bi-hb-px micro-diorito	58	-	2	6	5	6	10	-	-	1	-	8	1	2	tr	-	tr	-	-	1	-
		LM-34A	Px-hb-bi qz-diorito	50	-	11	7	15	2	tr	-	tr	1	-	3	3	5	tr	tr	tr	-	-	3	-
		LM-39	Px-hb-bi qz-diorito	47	-	10	8	25	4	tr	-	tr	1	-	3	-	2	-	-	tr	-	-	-	-
		HG-122A	Bi-hb qz-diorito foliado	50	-	12	20	16	-	-	-	tr	tr	-	2	-	-	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	FC	LM-93B	Bi-hb monzogranito	33	30	18	12	5	tr	-	tr	tr	tr	-	1	-	-	1	tr	tr	-	-	-	-
		HG-124B	Bi-hb granodiorito	33	8	23	18	14	-	-	2	tr	tr	tr	1	-	-	-	1	tr	-	-	-	-
		MF-135	Hb-bi microgranodiorito fol.	40	8	16	4	25	-	-	1	-	tr	tr	tr	-	-	-	6	tr	-	tr	-	-
		HG-01B	Bi microtonalito	51	3	20	tr	20	-	-	tr	-	tr	tr	1	-	-	-	5	tr	-	-	-	-
		MF-162	Hb-bi granodiorito	34	15	23	12	15	-	-	tr	tr	tr	tr	1	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	-
	FN	HG-01A	Bi microgranodiorito fol.	36	17	25	-	18	-	-	tr	-	tr	tr	tr	-	-	-	4	tr	-	-	-	-
		MF-100	Hb-bi monzogranito c/ cav.	35	25	20	4	10	-	-	tr	tr	tr	-	2	-	-	tr	2	tr	-	-	-	2
		LM-91	Bi-hb monzogranito rapak.	30	35	22	6	4	-	-	1	tr	tr	-	1	-	-	1	tr	tr	-	tr	-	-
	MF-92	Hb-bi monzogranito	25	34	25	4	10	-	-	1	-	tr	tr	1	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-	-	
Corpo Flechal	FS	LM-222A	Px-bi-hbl micro qz-diorito	60	tr	4	18	10	4	2	-	tr	tr	-	2	tr	tr	-	tr	-	-	-	tr	-
		HG-23D	Bi-hb micro qz-diorito c/ cp	54	-	9	18	7	tr	-	-	-	1	-	3	1	-	2	5	tr	-	-	-	-
		MF-01	Bi-hb qz-diorito c/ cp	49	4	10	30	5	tr	-	tr	tr	tr	-	2	-	-	-	-	tr	-	-	-	-
		MF-07	Cp-bi-hb qz-monzodiorito	42	10	12	20	6	4	-	tr	tr	tr	-	1	5	-	-	-	tr	-	-	-	-
		HG-16B	Bi-hb monzogranito	37	25	16	12	7	-	-	1	tr	tr	-	1	-	-	tr	1	tr	-	-	-	-
	FC	HG-99A	Bi-hb granodiorito	30	18	18	21	10	-	-	2	-	tr	-	1	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-
		HG-78	Hb-bi monzogranito	28	40	17	6	6	-	-	2	tr	tr	-	1	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-	-
		HG-66A	Bi-hb monzogranito	28	34	22	7	6	-	-	2	tr	tr	tr	1	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-
	FN	HG-47C	Hb-bi monzogranito	36	28	22	3	6	-	-	1	tr	tr	-	tr	1	-	3	tr	tr	-	tr	-	-
		HG-69	Bi-hb monzogranito	25	47	18	4	3	-	-	1	tr	tr	-	1	-	-	1	tr	tr	-	tr	-	-
		MF-193	Cl monzogranito hidrot.	37	30	23	-	1	-	-	1	-	-	tr	tr	-	-	5	3	tr	-	-	-	-
		LM-226B	Cl monzogranito	34	26	22	-	tr	-	-	1	tr	tr	-	1	-	-	13	3	tr	-	-	-	-
		MF-160	Hb-bi granodiorito	50	8	30	3	5	-	-	1	-	tr	-	1	-	-	2	tr	tr	-	tr	-	-
		MF-191C	Bi monzogranito	27	42	23	-	7	-	-	tr	tr	tr	-	1	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-
		LM-25	Cl micro-monzogranito porf.	31	35	27	-	tr	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-	-	5	2	tr	-	-	-	-
		MF-191A	Sienogranito com bi	16	52	30	-	2	-	-	?	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	-
	D	LM-129C	Aplito monzogranítico	33	40	26	-	1	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-
		MF-06B	Micro sienogranito leucocr.	12	64	20	-	-	-	-	tr	tr	-	-	1	-	-	3	tr	tr	-	-	-	-
	CM	HG-89	Bi granodiorito foliado	35	23	20	tr	15	-	-	2	-	tr	-	tr	-	-	-	5	tr	-	-	-	-
MF-124		Bi monzogranito foliado	30	33	22	1	12	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	2	tr	tr	-	-	-	

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Hb = hornblenda; Bi = biotita; Cp = clinopiroxênio; Ox = Ortopiroxênio; Px = piroxênio; Ti = titanita; Zi = zircão; Ap = apatita; Al = allanita; Op = opacos; Ac = actinolita; Cm = cummingtonita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Ta = talco; Ze = zeólitas; tr = traços (< 1%); FS = fácies sul; FC = fácies central; FN = fácies norte; D = diques; CM = corpos menores.

allanita e zircão. Microdioritos escuros, compostos pelos mesmos minerais presentes nos quartzo-dioritos, porém mais ricos em piroxênios e minerais opacos, constituem xenólitos angulares nestas rochas. Os tonalitos presentes na fácies sul são compostos por cristais tabulares de plagioclásio zonado, quartzo, raro microclínio, e biotita e hornblenda em agregados de cristais finos. Piroxênios estão ausentes. Como minerais acessórios ocorrem titanita, zircão e allanita, sendo que minerais opacos e apatita são mais escassos do que nos quartzo-dioritos.

Os granodioritos, que predominam na fácies

central do corpo Trovão (Figura 4.5.1d), exibem textura hipidiomórfica granular e são constituídos por plagioclásio de composição andesínica, idiomórfico e fortemente zonado (Figura Fig 4.5.2b), quartzo e microclínio xenomórficos, e 10 a 30% de componentes máficos, como hornblenda e biotita. Dentre os acessórios, titanita e minerais opacos são os mais comuns, seguidos por zircão e apatita. Microgranodioritos também são freqüentes na fácies central, nas proximidades da Suíte Trairão. São rochas em geral porfiríticas e algo foliadas, contendo fenocristais de plagioclásio zonado distribuídos em uma

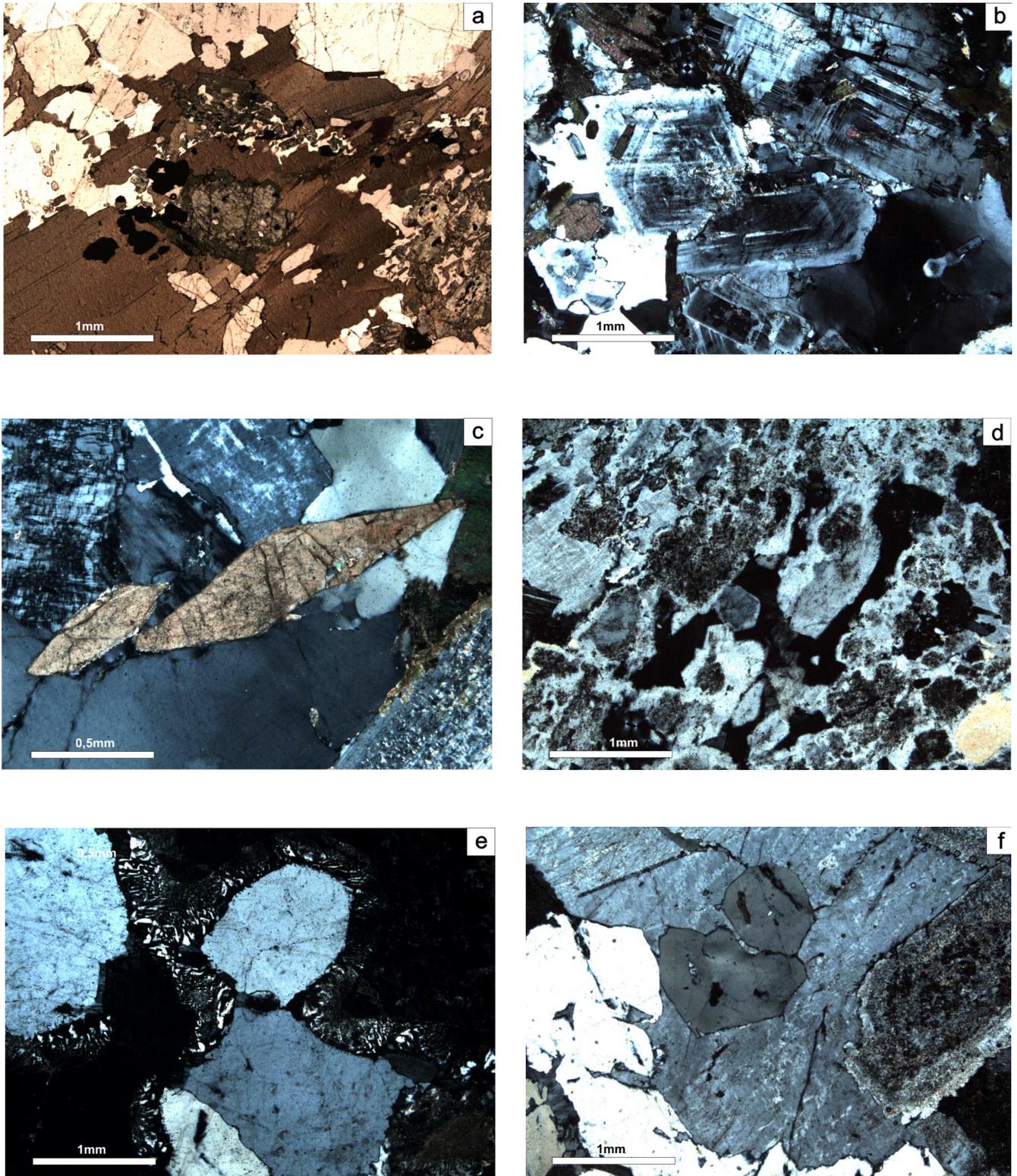


Figura 4.5.2 - Aspectos microscópicos dos granitóides da Suíte Pedra Pintada. (a) Relicto de clinopiroxênio (centro da foto) envolvido por hornblenda, sendo esta envolvida por grandes cristais poiquilíticos de biotita marron avermelhada, em quartzodiorito da fácies sul do Corpo Trovão. Lâmina LM-44, luz plano-polarizada; (b) Típico zoneamento do plagioclásio em granodiorito da fácies central do Corpo Trovão. Lâmina MF-163, polarizadores cruzados; (c) Cristais idiomórficos de titanita em monzogranito da fácies norte do Corpo Trovão. Lâmina MF-92, polarizadores cruzados com luz convergente; (d) Cavidade preenchida por zeólitas (em preto) em monzogranito da fácies norte do Corpo Trovão. Lâmina MF-100, polarizadores cruzados; (e) Finos intercrescimentos gráfcos no contato entre quartzo e feldspato potássico (em preto), em sienogranito da fácies norte do corpo Flechal. Lâmina LM-50A, polarizadores cruzados; (f) Plagioclásio idiomórfico, zonado (à direita) e quartzo idiomórfico e gráfcico (à esquerda), ambos incluídos em feldspato potássico, em monzogranito da fácies norte do corpo Flechal. Lâmina LM-226B, polarizadores cruzados.

matriz fina composta por plagioclásio, quartzo, microclínio, hornblenda e biotita.

Os monzogranitos, dominantes na fácies norte do corpo Trovão, são constituídos por microclínio e quartzo xeno- ou subidiomórficos e plagioclásio idiomórfico, com zoneamento bem marcado. Textura rapakivi ocorre localmente. Hornblenda e biotita abrangem até 20 - 25% destas rochas. A biotita é marron esverdeada e predomina largamente sobre a hornblenda, esta última por vezes ausente. Titanita primária, em cristais bem desenvolvidos (Figura 4.5.2c), e minerais opacos são os minerais acessórios mais comuns, acompanhados por zircão e apatita. Granodioritos e rochas porfiríticas finas, como microdioritos, microtonalitos, microgranodioritos e microssienogranito foram também observados na fácies norte, sendo mais raros os aplitos e granófiros. Cavidades preenchidas por zeólitas foram encontradas em um monzogranito no extremo norte do corpo Trovão e representam um indicativo textural da colocação rasa deste granito (Figura 4.5.2d). Alteração hidrotermal associada a deformação cataclástica afetou boa parte dos monzogranitos da fácies norte do corpo Trovão, causando epidotização, cloritização e sericitização e, em casos extremos, uma substituição dos plagioclásios por variedades sódicas.

Corpo Flechal

Os quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos, que predominam na fácies sul do corpo Flechal, exibem texturas granulares e contém 25 a 40% de componentes máficos, sendo formados principalmente por plagioclásio andesínico (An 40-50) tabular, fortemente zonado, hornblenda idiomórfica e biotita. Quartzo e microclínio são componentes raros. Os piroxênios, quando presentes, são das variedades clino e ortopiroxênio, e ocorrem geralmente incluídos na hornblenda. Nas rochas com piroxênios, a biotita é normalmente marron avermelhada e tende a envolver a hornblenda. Nas outras rochas, a biotita é marron ou marron esverdeada. Minerais opacos e apatita são os minerais acessórios mais frequentes. Os tonalitos, granodioritos e monzogranitos da fácies sul do corpo Flechal são algo hidrotermalizados, sendo constituídos por plagioclásio fracamente zonado, quartzo, microclínio e biotita. Restos de hornblenda ocorrem localmente. Minerais opacos e grandes cristais de titanita são os acessórios mais importantes.

Na fácies central do corpo, predominam monzogranitos de textura hipidiomórfica granular compostos por cristais de microclínio de até 1 cm, plagioclásio em cristais idiomórficos e zonados, quartzo xenomórfico ou gráfico, e cerca de 10 a 30% de minerais máficos, representados por hornblenda e biotita marron esverdeada. Textura rapakivi é observada localmente. Minerais opacos, apatita e titanita em cristais bem desenvolvidos são os acessórios mais frequentes. Epidotização e cloritização afetam boa parte das rochas imediatamente a sul da Serra Aricamã.

Os monzo e sienogranitos da fácies norte do cor-

po Flechal (Figura 4.5.1e) apresentam texturas granulares e são mais pobres em minerais máficos (2 a 8%). Texturas do tipo rapakivi e gráfica (Figura 4.5.2e) ocorrem localmente. São constituídos por microclínio pertítico e quartzo idio- a xenomórficos, plagioclásio idiomórfico exibindo zoneamento concêntrico nítido (Figura 4.5.2f), e biotita marron esverdeada ou, mais raramente, avermelhada, como máfico principal. A hornblenda é rara ou ausente. Os minerais acessórios mais frequentes são minerais opacos e titanita, sendo esta, primária, idiomórfica, em cristais de até 1mm. Apatita, zircão, allanita e, raramente, fluorita, também estão presentes em quantidades acessórias. Quase todas as rochas desta faixa estão hidrotermalizadas, mostrando cristais de plagioclásio recobertos por epidoto e sericita, biotitas cloritizadas e, em alguns casos, feldspatos hematizados. Fraturas e vênulas de epidoto e clorita cortam as variedades mais alteradas.

4.5.5 Geocronologia e dados Sm-Nd

As idades disponíveis na literatura para a SPP correspondem a 2005 ± 45 Ma, obtida para um monzogranito da localidade-tipo (Pb-Pb por evaporação em zircão, Almeida *et al.* 1997), e 1956 ± 5 Ma, obtida para um granodiorito da região da Serra Orocaima (U-Pb SHRIMP, Santos 2003a). Este último valor tem sido interpretado como idade de cristalização e estendido a toda a suíte. A idade mais antiga, de 2005 ± 45 Ma, vem sendo interpretada como reflexo de uma herança transamazônica nestas rochas.

No presente trabalho foram obtidas três novas idades para a suíte, duas pela metodologia Pb-Pb, por evaporação em monocristais de zircão, e uma idade U-Pb por LA-MC-ICP-MS (metodologias comentadas no Capítulo 1). Pelo método Pb-Pb por evaporação foram calculadas as seguintes idades: a) 2009 ± 2 Ma ($USD = 0,9$), para um hornblenda-biotita monzogranito da fácies norte do corpo Flechal (amostra HG-47C), com base em 5 grãos (foram analisados 16 grãos) e; b) de 1985 ± 1 Ma ($USD = 0,9$) (Figura 4.5.3a, Tabela 4.5.2) para um piroxênio-hornblenda quartzo-diorito da fácies sul do corpo Trovão (amostra LM-39) com base em 8 grãos (foram analisados 19 grãos). O valor mais elevado, deve refletir uma herança crustal riaciana a orosiriana, sendo a idade de 1985 ± 1 Ma aqui interpretada como mais próxima à de cristalização da SPP na folha Vila de Tepequém. A amostra MF-162, analisada por LA-MC-ICP-MS forneceu uma idade de $1991 +18/-17$ Ma (Figura 4.5.3b, tabela 4.5.3), que coincide dentro do erro analítico com o valor de 1985 ± 1 Ma.

Os dados Sm-Nd de 4 amostras da SPP são apresentados na Tabela 4.5.4, sendo a metodologia comentada no Capítulo 1. Os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ variam de +0,6 a +3,8 e as idades modelo (T_{DM}) situam-se entre 1978 e 2273 Ma, muito próximos daqueles citados por Costa (2005) para três amostras da SPP do norte de Roraima, com idades modelo (T_{DM}) variando de 2,22 Ga a 2,25 Ga e $\epsilon_{Nd}(T)$ entre -1,69 e +0,01.

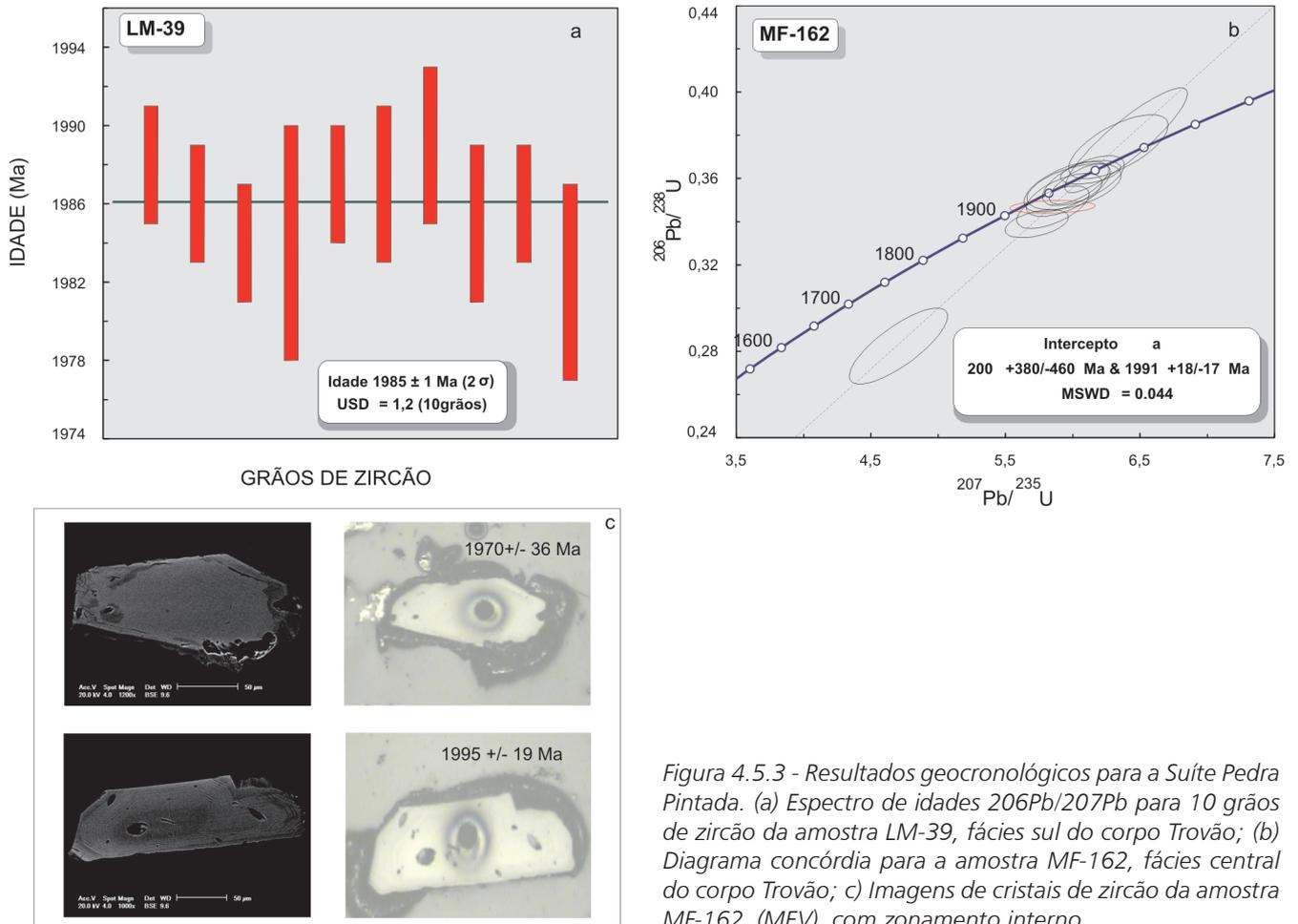


Figura 4.5.3 - Resultados geocronológicos para a Suíte Pedra Pintada. (a) Espectro de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para 10 grãos de zircão da amostra LM-39, fácies sul do corpo Trovão; (b) Diagrama concórdia para a amostra MF-162, fácies central do corpo Trovão; (c) Imagens de cristais de zircão da amostra MF-162 (MEV) com zonamento interno.

4.5.6 Geoquímica

Foram selecionadas 33 amostras da SPP para análises de elementos maiores e elementos traço, incluindo elementos terras-raras (ETR) (Tabelas 4.5.5 e 6), sendo 13 amostras do corpo Trovão (incluindo um xenólito), 18 do corpo Flechal (incluindo 2 amostras de diques) e 2 de corpos menores do extremo sudeste da área. As metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1.

Os granitóides da SPP são subalcalinos, metaluminosos a marginalmente peraluminosos (Figura 4.5.4a). No diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) variam de dioritos e gabros até granodioritos, com algumas amostras mais evoluídas do corpo Flechal e os diques ocupando os campos dos monzogranitos, sienogranitos e granitos alcalinos (Figura 4.5.4b). O xenólito (LM-34B) corresponde a um monzogabro, situando-se próximo ao limite de saturação em sílica. Os granitóides estudados distribuem-se no campo dos andesitos cálcio-alcalinos normais no diagrama $\log [\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$ versus SiO_2 de Brown *et al.* (1984) (Figura 4.5.4c), correspondendo predominantemente a tipos de alto K_2O (Figura 4.5.4d). No diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Figura 4.5.4e) (Dall'Agnol & Oli-

veira 2007) as amostras distribuem-se no campo das rochas cálcio-alcalinas, à exceção de uma amostra de dique (MF-06B) e de uma amostra da fácies norte do corpo Flechal (MF-191A) que ocupam o campo dos granitos do tipo-A. Estas duas amostras não mostram, no entanto, outras características diagnósticas de granitos tipo-A, como elevadas razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ e Ga/Al (Tabelas 4.5.5 e 6).

Os dois corpos da SPP exibem intervalos expandidos de variação em SiO_2 , com aumento no conteúdo deste óxido em direção aos termos mais evoluídos das fácies norte (Tabelas 4.5.5 e 6). No corpo Flechal, o SiO_2 varia 55,77% a 73,64%, e no corpo Trovão (excluindo-se o xenólito LM-34B), de 52,06% a 67,30% (Tabelas 4.5.5 e 6). As fácies sul dos dois corpos são algo distintas com relação ao SiO_2 , MgO e P_2O_5 . Entretanto, de uma forma geral, o conjunto de amostras analisado mostra tendências similares de empobrecimento em TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 (Figura 4.5.5 a, b, c, d, e) e MnO com o aumento em SiO_2 . O Al_2O_3 exibe pouca variação até valores de SiO_2 em torno de 65% e, a partir daí, mostra correlação negativa com a sílica (Figura 4.5.5f). O K_2O aumenta com a sílica, enquanto o conteúdo de Na_2O é pouco variável (Figura 4.5.6a, b), o que se reflete em razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em correlação positiva com SiO_2 e variando de 0,24 a 1,31 nos corpos Flechal e Trovão (Tabelas

Tabela 4.5.2 – Resultados analíticos para os cristais de zircão da amostra LM-39A. c – razão Pb-Pb corrigida para o Pb comum; (*) – blocos descartados devido aos valores da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores ou menores em relação à média. Desvio Padrão 2sigma.

Zircão	Temp.	RAZÕES	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pbc}}$	2s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pbc}}$	2s	IDADE (step)	2s	Idade zircão	2s
LM39/1	*1450	0/34	23810	0,22362	0,00158	0,12146	0,00015	0,12087	0,00015	1969	2		
	1500	28	30303	0,22976	0,00071	0,12256	0,00017	0,12213	0,00020	1988	3	1988	3
LM39/2	*1450	0/34	10989	0,15983	0,00106	0,12287	0,00025	0,12162	0,00028	1980	4		
	1500	34	23810	0,21335	0,00050	0,12254	0,00017	0,12199	0,00018	1986	3	1986	3
LM39/3	1450	28	8000	0,19024	0,00304	0,12340	0,00017	0,12173	0,00017	1982	3		
	1500	34	47619	0,27032	0,00061	0,12183	0,00019	0,12154	0,00016	1979	2	1981	3
LM39/4	1450	22	10204	0,19336	0,00057	0,12281	0,00016	0,12153	0,00016	1979	2		
	1500	8	8197	0,22385	0,00144	0,12283	0,00030	0,12120	0,00033	1974	5	1978	4
LM39/5	1450	36	22727	0,19912	0,00094	0,12241	0,00027	0,12182	0,00028	1983	4		
	1500	34	200000	0,22601	0,00102	0,12198	0,00026	0,12190	0,00024	1984	4		
	1550	26	62500	0,24663	0,00073	0,12179	0,00031	0,12155	0,00026	1979	4	1984	3
LM39/6	*1450	0/22	41667	0,20649	0,00072	0,12285	0,00035	0,12266	0,00040	1996	6		
	*1500	0/20	> 1.000.000	0,21748	0,00104	0,12074	0,00057	0,12074	0,00057	1967	8		
LM39/7	*1450	0/8	37037	0,21990	0,01498	0,12229	0,00071	0,12193	0,00071	1985	10		
	*1500	0/8	> 1.000.000	0,27015	0,01155	0,12094	0,00149	0,12094	0,00149	1970	22		
LM39/8	*1450	0/8	52632	0,24276	0,00705	0,12454	0,00342	0,12429	0,00342	2019	49		
	*1500	0/4	71429	0,21639	0,00160	0,12295	0,00030	0,12276	0,00036	1997	5		
LM39/9	1500	32	37037	0,15690	0,00038	0,12228	0,00019	0,12191	0,00017	1985	3		
	1550	18	15625	0,17729	0,00216	0,12222	0,00036	0,12136	0,00043	1977	6	1984	6
LM39/10	1500	32	6667	0,23207	0,00145	0,12349	0,00039	0,12131	0,00037	1976	5	1976	5
LM39/11	1450	32	21739	0,18498	0,00219	0,12224	0,00017	0,12157	0,00018	1980	3	1980	3
LM39/12	1500	28	100000	0,17541	0,00304	0,12220	0,00017	0,12206	0,00019	1987	3	1987	3
LM39/13	1450	16	11494	0,16636	0,00216	0,12335	0,00062	0,12229	0,00083	1990	12		
	1500	36	8772	0,21017	0,00217	0,12359	0,00023	0,12207	0,00026	1987	4	1987	4
LM39/14	1500	36	7813	0,20994	0,00206	0,12378	0,00025	0,12210	0,00037	1987	5		
	1550	6	27778	0,23996	0,00137	0,12288	0,00053	0,12240	0,00054	1992	8	1989	4
LM39/15	*1450	0/30	50000	0,18700	0,00085	0,12163	0,00041	0,12137	0,00036	1977	5		
	1500	26	111111	0,21506	0,00059	0,12178	0,00021	0,12160	0,00018	1980	3		
	1550	34	11905	0,23798	0,00105	0,12243	0,00055	0,12168	0,00044	1981	6	1980	2
LM39/16	1450	32	52632	0,19883	0,00052	0,12231	0,00020	0,12206	0,00020	1987	3		
	1500	28	111111	0,24252	0,00056	0,12189	0,00028	0,12177	0,00026	1983	4	1985	4
	*1550	0/10	> 1.000.000	0,27738	0,00133	0,12150	0,00033	0,12150	0,00033	1979	5		
LM39/17	1500	30	21739	0,21563	0,00059	0,12279	0,00029	0,12201	0,00021	1986	3	1986	3
	*1550	0/32	25641	0,20988	0,00170	0,12238	0,00080	0,12179	0,00063	1983	9		
LM39/18	*1450	0/36	19608	0,20449	0,00046	0,12207	0,00016	0,12139	0,00017	1977	2		
	1500	38	71429	0,20590	0,00121	0,12190	0,00018	0,12170	0,00018	1982	3		
	1550	30	> 1.000.000	0,20437	0,00119	0,12237	0,00062	0,12236	0,00062	1991	9	1982	5
LM39/19	1450	16	9346	0,15963	0,00326	0,12367	0,00063	0,12185	0,00045	1984	7		
	1500	60	11765	0,22802	0,00081	0,12279	0,00019	0,12164	0,00024	1981	3	1981	2
		780/1126								Idade Média (16 grãos - 780 razões - USD = 2,0)		1981	1
										Idade Média (10 grãos - 488 razões - USD = 1,2)		1985	1

4.5.5 e 6). As razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ são baixas, variando de 0,56 a 0,76 para a maior parte das amostras, com apenas duas delas exibindo valores acima de 0,80 (Tabelas 4.5.5 e 6).

Quanto aos elementos traço, o Rb mostra correlação positiva com SiO_2 , exibindo declividade mais acentuada para amostras com conteúdos de SiO_2 a partir de 65%, enquanto que o Sr apresenta correlação negativa com SiO_2 (Tabelas 4.5.5 e 6). As razões Rb/Ba e Rb/Sr aumentam com o aumento em SiO_2 , com curvas de maior declividade para amostras com conteúdos de SiO_2 a partir de 65%, como ilustram as figuras 4.5.7a e 4.5.7b. A amostra MF-191A foi excluída destas duas últimas figuras por apresentar valores extremamente altos para as razões Rb/Ba e Rb/Sr (Tabelas 4.5.5 e 6), dificultando

assim a representação do comportamento do conjunto de amostras. As razões Sr/Ba exibem correlação negativa com a sílica (Figura 4.5.7c). Ta e Nb mostram tendência ao enriquecimento com o aumento em SiO_2 (Tabelas 4.5.5 e 6), o mesmo sendo observado para o Zr (Figura 4.5.7d), com os diques e uma das rochas mais evoluídas do corpo Flechal mostrando valores de Zr e Hf bem mais baixos do que o resto do conjunto analisado. O Y mostra uma tendência de decréscimo suave com o aumento em SiO_2 , porém apresenta valores anormalmente altos, fora desta tendência, para as amostras MF-193, LM-226B e LM-25 pertencentes à fácies norte do corpo Flechal (Tabelas 4.5.5 e 6).

De uma forma geral, a SPP exhibe enriquecimento de ETR leves em relação a ETR pesadas, com razões La/Yb_N

Tabela 4.5.3 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) da amostra MF-163, Suíte Pedra Pintada.

Grão. spot	f206	Razões							Rho	Idades Aparentes						Disc. (%)
		$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	err (%) 1sigma		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(Ma) 1sigma	
Zr-122-D-VII-06	0,0006	0,71	0,1226	1,59	6,0688	2,06	0,3589	1,31	0,64	1995	32	1986	41	1977	26	1
Zr-122-D-VII-07	0,0005	0,56	0,1224	1,36	6,1223	1,49	0,3628	0,62	0,41	1991	27	1993	30	1995	12	0
Zr-122-D-VII-08	0,0006	0,55	0,1222	1,5	5,8413	1,9	0,3466	1,16	0,61	1989	30	1953	37	1918	22	4
Zr-122-D-VII-09	0,0019	0,07	0,1245	1,1	6,5225	1,37	0,3798	0,82	0,6	2022	22	2049	28	2076	17	-3
Zr-122-D-VIII-01	0,0006	0,56	0,1219	1,56	5,9244	1,94	0,3524	1,15	0,59	1985	31	1965	38	1946	22	2
Zr-122-D-VIII-02a	0,0007	0,61	0,1226	1,79	6,3293	2,41	0,3745	1,61	0,67	1994	36	2023	49	2051	33	-3
Zr-122-D-VIII-02b	0,0007	0,5	0,1203	1,98	4,6846	3,21	0,2824	2,53	0,79	1961	39	1764	57	1603	41	18
Zr-122-D-VIII-03	0,0011	0,59	0,1212	1,78	5,9474	2,22	0,356	1,34	0,6	1974	35	1968	44	1963	26	1
Zr-122-D-VIII-07b1	0,0008	0,85	0,1224	1,49	5,7196	1,69	0,339	0,78	0,46	1991	30	1934	33	1882	15	5
Zr-122-D-VIII-07b2	0,0005	0,35	0,1227	1,32	6,3882	2,93	0,3777	2,61	0,89	1995	26	2031	59	2065	54	-4
Zr-122-D-VII-03	0,0006	0,86	0,1222	2,06	6	2,39	0,3561	1,21	0,51	1988	41	1976	47	1964	24	1
Zr-122-D-VII-04	0,0029	0,86	0,1221	2,19	5,8373	2,22	0,3468	0,35	0,16	1987	43	1952	43	1919	7	3
Zr-122-D-VII-05	0,0006	0,46	0,1225	1,08	6,0381	1,5	0,3574	1,05	0,7	1993	22	1981	30	1970	21	1

Correção de Pb comum baseada na concordância das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Tabela 4.5.4 – Dados Sm-Nd de amostras da SPP.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	t
LM-R-39	11,2	58,4	0,116216	0,511692	7	-18,4	2,1	2102	0,510173	1986
MF-R-162	3,9	17,8	0,132573	0,511829	17	-15,8	0,6	2273	0,510096	1986
MF-R-92	6,0	37,4	0,096453	0,511512	13	-22,0	3,6	1980	0,510251	1986
MF-R-01	6,4	35,0	0,110142	0,511692	22	-18,5	3,8	1978	0,510241	2000

variando entre 5,02 e 15,53 para 32 das amostras analisadas, sendo que a amostra LM-93B exibe um valor bem mais elevado (21,45) (Tabelas 4.5.5 e 6). As fácies sul e central mostram maior empobrecimento em ETR médias e pesadas com razão Gd/Yb_N , respectivamente, entre 1,20 e 2,49, e 1,13 e 1,97. Anomalias de Eu estão ausentes ou são muito discretas nas fácies sul, o que se reflete em razões Eu/Eu^* algo mais elevadas (Figura 4.5.8 a, b; Tabelas 4.5.5 e 6). Nas fácies centrais as anomalias de Eu são moderadas (Figura 4.5.8 c, d; Tabela 4.5.5 e 6). As fácies norte mostram o maior enriquecimento em ETR médias e pesadas (razões Gd/Yb_N 0,54-1,63) de todo o conjunto (Figura 4.5.8e, f; Tabelas 4.5.5 e 6), e anomalias de Eu moderadas a desenvolvidas. As fácies norte incluem também tipos que exibem empobrecimento em ETR médias, correspondendo à amostra MF-100 do corpo Trovão (Figura 4.5.8 e) e às amostras MF-191A e MF-191B do corpo Flechal (Figura 4.5.9 a). O padrão de distribuição de ETR das amostras dos diques e dos corpos menores se aproxima daquele das amostras das

fácies norte dos dois corpos (Figura 4.5.9 b, c).

Nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979) (Figura 4.5.10a, b) observa-se que as amostras da SPP são enriquecidas em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS. Depressões em Ta, Nb, Sr e Ti estão presentes em todas as fácies. No entanto, nas amostras das fácies sul e central as depressões em Ta e Nb são algo mais pronunciadas e aquelas em Sr e Ti são mais discretas do que as observadas nas amostras da fácies norte dos dois corpos. Estas últimas amostras exibem adicionalmente uma anomalia moderada a acentuada em Ba. Comparando-se com os granitóides cálcio-alcalinos de arcos magmáticos (Brown *et al.* 1984), as fácies sul e central dos dois corpos se aproximam dos granitóides cálcio-alcalinos de arcos continentais normais, enquanto as fácies norte são transitórias entre os granitóides de arcos maduros e granitos tipo-A, representados na ilustração pelo campo de distribuição das amostras da Suíte Aricamã (Capítulo 4.7).

Tabela 4.5.5 – Análises químicas das amostras da Suíte Pedra Pintada. Corpo Trovão e corpos menores.

Amostras	Xenólito LM-34B DI	Fácies Sul			Fácies Central						Fácies Norte			Corpos Menores	
		LM-34A QZ-DI	LM-39 QZ-DI	HG-122A QZ-DI	LM-93B MZG	HG-124B GND	MF-135 GND	HG-01B TON	MF-162 GND	HG-01A GND	MF-100 MZG	LM-91 MZG	MF-92 MZG	HG-89 GND	MF-124 MZG
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	52,06	53,97	58,04	58,78	63,44	63,63	64,62	66,70	66,71	65,25	66,05	67,30	65,56	68,78
	Al ₂ O ₃	16,75	16,55	18,89	15,41	15,08	14,70	16,29	17,10	16,49	17,29	15,71	15,61	14,71	15,35
	Fe ₂ O ₃	11,41	10,35	5,83	5,95	5,63	5,59	4,45	2,80	3,29	3,16	3,76	2,90	5,89	2,78
	MgO	3,67	3,47	2,51	4,05	2,61	3,75	1,97	1,11	1,40	1,12	1,42	1,16	1,75	1,12
	CaO	7,86	7,36	6,88	5,85	4,52	3,94	3,52	3,24	3,35	3,68	3,20	2,35	3,54	3,13
	Na ₂ O	3,60	3,48	4,51	3,71	3,28	3,33	4,29	4,13	4,43	4,85	3,94	3,84	3,64	3,71
	K ₂ O	1,23	1,66	1,07	3,22	3,32	3,37	2,27	3,63	2,45	2,98	3,77	4,73	2,90	3,55
	TiO ₂	1,42	1,23	0,64	0,67	0,64	0,59	0,63	0,37	0,46	0,40	0,54	0,50	0,80	0,41
	P ₂ O ₅	1,05	0,93	0,44	0,66	0,23	0,20	0,19	0,18	0,23	0,26	0,21	0,25	0,24	0,17
	MinO	0,20	0,20	0,08	0,12	0,10	0,11	0,05	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,12	0,07
	P.F.	0,50	0,60	0,90	1,20	1,00	0,60	1,40	0,40	0,80	0,70	1,00	1,10	0,70	0,80
	Total	99,77	99,81	99,80	99,64	99,85	99,84	99,69	99,74	99,70	99,77	99,70	99,82	99,85	99,88
	Mo	0,40	0,40	0,10	0,70	0,10	0,10	<0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,70	0,20	<0,10
	Cu	62,10	67,90	43,40	169,60	50,80	34,90	9,60	26,60	11,60	24,50	12,10	49,70	17,90	23,10
	Pb	1,90	2,50	1,10	4,90	8,20	7,50	2,60	4,10	3,30	4,50	9,60	12,60	4,90	5,00
Zn	86,00	81,00	49,00	29,00	52,00	60,00	64,00	37,00	61,00	51,00	46,00	43,00	83,00	36,00	
Ni	24,00	26,00	16,00	40,00	9,00	54,00	45,00	14,00	19,00	9,00	11,00	10,00	14,00	6,00	
Sc	30,00	30,00	11,00	18,00	15,00	14,00	8,00	8,00	7,00	7,00	13,00	8,00	14,00	7,00	
Ba	1086,00	664,50	453,70	1295,00	822,40	797,00	815,90	1241,80	931,30	1063,10	980,40	1189,50	722,90	800,40	
Be	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	3,00	1,00	1,00	3,00	3,00	2,00	
Co	27,40	25,90	16,90	17,50	15,10	19,50	12,30	6,50	7,90	6,40	8,40	6,70	15,50	6,60	
Cs	1,00	1,50	1,90	3,90	3,90	6,90	3,40	6,00	4,40	2,10	3,00	7,00	8,60	3,70	
Ga	24,20	23,60	21,50	16,30	17,90	17,40	21,60	17,30	22,00	19,30	18,30	16,30	19,10	15,40	
Hf	2,80	3,20	3,00	5,40	7,50	5,60	5,20	6,90	5,20	6,80	8,00	11,90	8,50	7,20	
Nb	17,20	12,60	3,70	9,50	12,80	15,30	8,10	12,50	12,90	9,90	16,40	17,70	11,80	17,90	
Rb	29,50	35,80	32,90	95,40	114,80	122,80	73,80	124,70	87,60	83,20	137,00	219,60	157,40	112,10	
Sn	<1,00	1,00	<1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	1,00	2,00	<1,00	3,00	2,00	2,00	2,00	
Sr	808,50	775,20	1222,70	601,80	495,30	428,90	755,60	569,80	670,10	679,60	409,60	328,20	304,60	429,70	
Ta	1,00	0,80	0,30	0,60	1,00	1,40	0,60	1,30	0,90	0,90	1,10	1,30	0,80	1,30	
Th	3,60	8,80	2,50	13,30	19,50	13,50	6,30	17,00	9,20	12,50	20,00	29,30	15,30	21,60	
U	1,10	1,70	0,90	3,60	2,70	3,50	2,40	1,50	1,30	2,00	4,10	4,00	4,30	3,20	
V	160,00	178,00	102,00	158,00	112,00	93,00	78,00	39,00	45,00	39,00	56,00	60,00	103,00	42,00	
W	0,70	0,60	0,40	1,50	0,20	0,50	0,80	0,50	0,50	1,70	0,30	1,10	0,30	0,30	
Zr	113,20	117,60	109,70	198,70	282,60	207,70	175,60	232,00	190,40	270,90	248,80	424,50	273,90	216,40	
Y	58,30	45,80	12,30	32,70	21,80	26,90	16,40	26,30	18,40	19,60	63,60	27,10	32,70	19,70	
Elementos-traço (ppm)															

Tabela 4.5.5 – Continuação

Amostras	Xenólito LM-34B DI		Fácies Sul		Fácies Central				Fácies Norte			Corpos Menores		
	LM-34A QZ-DI	LM-39 QZ-DI	HG-122A QZ-DI	LM-93B MZG	HG-124B GND	MF-135 GND	HG-01B TON	MF-162 GND	HG-01A GND	MF-100 MZG	LM-91 MZG	MF-92 MZG	HG-89 GND	MF-124 MZG
La	56,50	55,10	25,30	89,80	45,30	47,30	28,10	20,10	32,40	46,60	52,30	59,90	52,50	36,20
Ce	153,10	133,20	54,30	145,10	99,00	93,50	57,30	83,70	71,80	96,50	122,70	116,80	92,20	77,80
Pr	19,26	15,49	6,64	17,64	10,07	10,79	6,59	5,50	7,64	9,72	12,55	11,95	11,24	8,24
Nd	86,30	66,90	27,10	62,90	37,20	39,00	21,70	20,20	27,80	32,90	45,40	39,40	38,00	28,80
Sm	16,80	12,70	4,80	10,00	6,10	6,90	4,00	4,30	5,20	5,00	8,60	5,70	7,00	4,60
Eu	3,76	3,08	1,65	1,84	1,23	1,41	0,86	1,07	0,99	1,18	1,31	0,99	1,64	0,94
Gd	13,65	9,82	3,62	6,92	4,47	4,79	2,81	3,74	3,92	3,35	6,97	4,72	5,58	3,26
Tb	2,16	1,55	0,49	1,09	0,73	0,75	0,48	0,69	0,52	0,56	1,37	0,77	1,02	0,64
Dy	11,14	8,58	2,51	5,95	3,68	4,38	2,76	4,04	3,22	3,01	7,99	4,17	5,70	3,15
Ho	1,97	1,56	0,41	1,08	0,70	0,84	0,52	0,83	0,68	0,57	1,84	0,86	1,10	0,62
Er	5,85	4,58	1,15	3,06	2,16	2,81	1,66	2,59	1,72	1,91	5,51	2,54	3,41	1,79
Tm	0,76	0,65	0,17	0,48	0,36	0,42	0,25	0,45	0,25	0,29	0,80	0,45	0,52	0,29
Yb	4,61	3,63	1,16	2,80	2,29	2,62	1,83	2,59	1,73	2,11	5,11	2,58	3,45	1,89
Lu	0,69	0,59	0,13	0,40	0,35	0,40	0,35	0,44	0,24	0,39	0,78	0,45	0,49	0,32
FeO*/(FeO* + MgO)	0,75	0,72	0,66	0,56	0,65	0,57	0,66	0,69	0,67	0,71	0,69	0,68	0,74	0,68
FeO*	10,26	10,46	5,34	5,47	5,15	5,10	4,09	2,54	3,00	2,88	3,44	2,65	5,38	2,53
K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,34	0,24	0,87	1,01	1,01	0,53	0,88	0,55	0,61	0,96	1,23	0,80	0,96
Rb/Sr	0,04	0,05	0,03	0,16	0,23	0,29	0,10	0,22	0,13	0,12	0,33	0,67	0,52	0,26
Rb/Ba	0,03	0,05	0,07	0,07	0,14	0,15	0,09	0,10	0,09	0,08	0,14	0,18	0,22	0,14
Sr/Ba	0,74	1,17	2,69	0,46	0,60	0,54	0,93	0,46	0,72	0,64	0,42	0,28	0,42	0,54
La/Yb _N	9,66	10,41	14,58	21,45	13,23	12,07	10,27	5,19	12,52	14,77	6,84	15,53	10,18	12,81
La/Sm _N	2,45	2,72	3,25	5,54	4,58	4,23	4,33	2,88	3,84	5,75	3,75	6,48	4,63	4,86
Gd/Yb _N	2,36	2,16	2,49	1,97	1,56	1,46	1,22	1,15	1,81	1,27	1,09	1,46	1,29	1,37
Eu/Eu*	0,76	0,88	1,21	0,68	0,72	0,75	0,78	0,82	0,67	0,88	0,52	0,58	0,80	0,74
Ga/Al	2,66	2,57	2,15	2,00	2,24	2,24	2,51	1,91	2,52	2,11	2,20	1,97	2,45	1,90

DI = Diorito; QZ-DI = Quartzo-diorito; GND = Granodiorito; MZG = Monzogranito; SNG = Sienogranito
FeO*. Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

Tabela 4.5.6 – Análises químicas das amostras da Suíte Pedra Pintada. Corpo Flechal e diques.

Amostras	Fácies Sul					Fácies Central					Fácies Norte							Diques	
	LM-222A QZ-DI	HG-23D QZ-DI	MF-01 QZ-DI	MF-07 QZ-MZDI	HG-16B MZG	HG-99A GND	HG-78 MZG	HG-66A MZG	HG-47C MZG	HG-69 MZG	MF-193 MZG	LM-226B MZG	MF-160 GND	MF-191C MZG	LM-25 MZG	MF-191A SNG	LM-129C MZG	MF-06B SNG	
SiO ₂	55,77	56,56	57,65	58,27	61,09	58,94	63,51	65,57	68,80	67,86	68,00	68,69	68,73	68,82	69,22	73,64	71,47	74,95	
Al ₂ O ₃	16,16	16,36	16,73	14,57	16,51	16,77	17,05	15,98	14,71	14,54	14,98	14,82	15,12	15,93	14,49	14,35	14,91	13,06	
Fe ₂ O ₃	8,78	8,34	7,15	7,86	5,70	6,62	4,05	3,74	2,97	3,64	3,39	3,11	2,87	2,19	3,10	0,93	1,87	1,43	
MgO	4,70	4,07	3,77	4,44	1,86	2,28	1,34	1,34	1,12	1,21	1,06	1,12	1,02	0,65	0,86	0,18	0,52	0,14	
CaO	7,67	7,22	7,16	6,33	4,62	4,75	4,09	3,12	2,57	2,04	1,84	1,92	1,99	2,02	1,68	0,46	1,44	0,34	
Na ₂ O	3,39	3,43	3,82	3,27	3,79	4,26	4,29	4,23	3,75	4,16	3,88	3,73	3,78	4,30	4,11	4,13	3,92	3,29	
K ₂ O	1,03	1,29	1,91	3,14	3,38	3,29	3,55	4,05	3,99	4,43	4,02	4,52	4,13	4,54	4,23	5,39	4,85	5,70	
TiO ₂	0,78	0,71	0,82	0,86	0,89	0,84	0,63	0,53	0,41	0,55	0,52	0,41	0,59	0,51	0,50	0,15	0,24	0,28	
P ₂ O ₅	0,43	0,45	0,45	0,44	0,43	0,43	0,31	0,25	0,18	0,20	0,17	0,18	0,12	0,17	0,14	0,03	0,07	0,04	
MnO	0,16	0,14	0,14	0,14	0,10	0,14	0,10	0,10	0,08	0,09	0,08	0,06	0,04	0,11	0,11	0,05	0,06	0,02	
P.F.	1,00	1,10	0,20	0,40	1,30	1,30	0,80	0,90	1,30	1,10	1,90	1,30	1,40	0,60	1,40	0,70	0,60	0,60	
Total	99,88	99,68	99,82	99,74	99,67	99,63	99,72	99,81	99,88	99,83	99,84	99,86	99,79	99,84	99,85	100,00	99,95	99,85	
Mo	0,30	0,20	0,60	0,60	0,80	0,40	0,40	0,40	0,30	2,40	1,60	0,30	0,30	0,40	1,00	0,10	0,30	0,30	
Cu	69,40	31,90	30,50	96,00	30,20	8,70	14,40	4,50	3,10	52,40	4,30	3,10	50,30	2,80	16,80	0,30	12,50	16,60	
Pb	1,50	1,70	2,70	8,10	6,10	5,10	5,40	11,00	11,90	12,60	12,80	10,50	11,00	15,40	33,40	19,30	10,80	7,00	
Zn	36,00	49,00	32,00	39,00	53,00	86,00	50,00	48,00	51,00	48,00	99,00	61,00	50,00	58,00	131,00	25,00	34,00	18,00	
Ni	28,00	41,00	25,00	31,00	6,00	7,00	7,00	5,00	13,00	25,00	15,00	<5	9,00	5,00	9,00	5,00	6,00	5,00	
Sc	24,00	19,00	21,00	28,00	13,00	17,00	11,00	11,00	7,00	10,00	8,00	7,00	7,00	6,00	7,00	3,00	4,00	2,00	
Ba	563,90	661,90	671,00	1202,50	1661,80	1668,10	1869,40	976,00	930,10	902,00	1016,60	939,10	1300,60	891,20	731,00	227,80	567,60	351,30	
Be	1,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	1,00	3,00	2,00	3,00	5,00	4,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Co	28,00	24,00	19,40	22,70	14,20	16,50	9,60	9,10	7,10	6,80	7,10	7,00	7,70	4,90	5,80	1,50	3,90	2,10	
Cs	1,80	2,70	3,20	4,80	3,70	2,30	2,70	2,40	3,00	4,70	4,60	2,70	3,80	9,50	11,30	5,70	8,50	1,40	
Ga	18,50	18,80	20,80	17,30	17,50	20,40	19,30	18,50	18,10	18,50	18,80	18,10	18,70	18,00	19,20	17,60	17,20	14,60	
Hf	4,50	5,20	11,90	4,30	7,60	12,70	7,50	8,90	7,10	9,70	7,40	8,40	9,70	8,60	9,20	5,30	3,00	6,90	
Nb	6,10	5,30	11,40	11,80	15,30	12,70	12,10	12,20	13,20	18,00	21,20	13,70	14,30	22,70	24,20	21,40	8,20	17,80	
Rb	29,00	30,80	49,80	104,10	116,40	92,30	117,60	169,00	160,60	189,50	203,40	186,70	176,00	271,30	207,30	343,60	208,10	148,50	
Sn	2,00	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00	1,00	2,00	
Sr	665,50	801,70	740,00	592,70	534,60	583,60	564,20	371,30	313,20	323,30	323,30	313,30	447,20	329,40	246,30	71,00	186,80	66,80	
Ta	0,50	0,40	0,70	0,80	1,20	0,70	0,80	1,20	1,00	1,50	1,60	1,10	1,10	2,30	2,30	2,30	0,60	2,00	
Th	5,70	3,60	12,50	18,00	15,30	11,10	8,30	27,10	30,10	29,50	23,00	26,60	12,70	31,90	31,10	58,10	17,60	15,90	
U	1,40	0,80	2,70	1,60	7,40	2,30	3,20	5,60	6,30	7,00	7,30	5,50	6,60	9,90	9,40	19,30	8,00	2,10	
V	196,00	140,00	136,00	158,00	110,00	106,00	65,00	55,00	48,00	45,00	47,00	39,00	48,00	33,00	31,00	6,00	22,00	8,00	
W	0,50	0,70	3,90	4,20	0,90	0,30	0,50	0,50	0,30	4,80	0,60	1,10	1,00	0,90	3,30	1,70	0,50	0,20	
Zr	145,00	216,40	395,70	131,90	279,90	524,90	266,10	293,50	221,90	285,20	220,00	271,40	325,10	273,50	293,10	125,80	94,30	194,80	
Y	21,90	19,90	30,60	32,10	22,80	47,60	39,60	43,50	30,60	37,10	135,70	77,20	15,50	35,60	84,70	28,90	16,10	16,00	

Tabela 4.5.6 – Continuação

Amostras	Fácies Sul				Fácies Central			Fácies Norte						Diques				
	LM-222A QZ-DI	HG-23D QZ-DI	MF-01 QZ-DI	MF-07 QZ-MZDI	HG-16B MZG	HG-99A GND	HG-78 MZG	HG-66A MZG	HG-47C MZG	HG-69 MZG	MF-193 MZG	LM-226B MZG	MF-160 GND	MF-191C MZG	LM-25 MZG	MF-191A SNG	LM-129C MZG	MF-06B SNG
La	28,30	29,00	45,20	49,50	23,10	54,50	55,10	60,40	50,30	55,60	171,10	98,00	25,20	64,60	90,30	69,30	30,80	22,60
Ce	67,70	61,00	102,60	113,60	106,40	119,40	131,40	108,10	81,40	116,30	173,70	104,60	92,10	161,40	166,40	97,60	77,70	49,40
Pr	7,47	7,38	11,77	13,76	8,93	14,25	13,72	12,65	8,62	12,77	37,71	17,26	8,28	13,50	19,46	13,20	5,79	5,69
Nd	30,40	28,20	42,20	49,50	32,30	52,40	55,60	42,90	31,60	44,30	139,00	63,80	30,50	45,80	70,90	42,40	18,40	17,90
Sm	4,90	5,20	8,30	10,00	6,90	10,30	9,60	7,70	5,10	7,80	25,10	9,70	5,20	8,10	12,90	6,20	3,60	3,40
Eu	1,40	1,41	1,88	1,90	1,58	2,06	1,84	1,55	0,95	1,36	4,78	1,79	0,84	1,23	1,86	1,01	0,70	0,39
Gd	4,48	4,15	6,16	7,39	4,64	8,30	7,25	6,42	4,25	5,82	22,51	10,04	3,52	5,35	10,88	3,56	2,61	2,71
Tb	0,74	0,71	0,91	1,08	0,89	1,37	1,26	1,03	0,73	1,01	4,22	1,77	0,64	1,00	1,94	0,71	0,48	0,47
Dy	3,93	3,65	5,76	5,74	4,72	7,18	7,30	6,52	3,98	5,71	22,21	9,90	3,22	5,74	11,49	4,28	2,85	3,43
Ho	0,79	0,74	1,08	1,03	0,95	1,50	1,45	1,27	0,89	1,21	4,42	2,10	0,60	1,16	2,35	0,84	0,57	0,73
Er	2,14	2,01	3,02	3,20	3,25	4,94	4,19	4,45	2,63	3,85	12,13	6,18	1,75	4,13	7,70	3,38	1,67	2,43
Tm	0,35	0,27	0,42	0,48	0,46	0,72	0,64	0,71	0,40	0,60	1,96	1,05	0,29	0,73	1,21	0,68	0,30	0,44
Yb	1,95	2,02	3,21	2,78	3,08	4,52	3,96	4,38	2,99	3,93	11,79	5,52	1,72	4,89	7,64	5,22	2,20	2,88
Lu	0,31	0,31	0,51	0,41	0,49	0,69	0,61	0,75	0,50	0,69	1,81	0,96	0,28	0,83	1,28	1,00	0,35	0,45
FeO*/(FeO* + MgO)	0,61	0,63	0,62	0,61	0,72	0,71	0,72	0,70	0,69	0,72	0,72	0,70	0,70	0,74	0,75	0,82	0,76	0,89
FeO*	8,06	7,68	6,51	7,18	5,24	6,10	3,70	3,42	2,72	3,33	3,13	2,85	2,63	1,99	2,84	0,84	1,70	1,30
K ₂ O/Na ₂ O	0,30	0,38	0,50	0,96	0,89	0,77	0,83	0,96	1,06	1,06	1,04	1,21	1,09	1,06	1,03	1,31	1,24	1,73
Rb/Sr	0,04	0,04	0,07	0,18	0,22	0,16	0,21	0,46	0,51	0,69	0,63	0,60	0,39	0,82	0,84	4,84	1,11	2,22
Rb/Ba	0,05	0,05	0,07	0,09	0,07	0,06	0,06	0,17	0,17	0,21	0,20	0,20	0,14	0,30	0,28	1,51	0,37	0,42
Sr/Ba	1,18	1,21	1,10	0,49	0,32	0,35	0,30	0,38	0,34	0,36	0,32	0,33	0,34	0,37	0,34	0,31	0,33	0,19
La/Yb _N	9,70	9,60	9,42	11,91	5,02	8,06	9,30	9,22	11,25	9,46	9,70	11,87	9,80	8,83	7,90	8,88	9,36	5,25
La/Sm _N	3,56	3,44	3,36	3,05	2,07	3,26	3,54	4,84	6,09	4,40	4,21	6,23	2,99	4,92	4,32	6,90	5,28	4,10
Gd/Yb _N	1,83	1,64	1,53	2,12	1,20	1,46	1,46	1,17	1,13	1,18	1,52	1,45	1,63	0,87	1,14	0,54	0,95	0,75
Eu/Eu*	0,91	0,93	0,80	0,68	0,85	0,68	0,67	0,87	0,34	0,62	0,61	0,55	0,60	0,37	0,34	0,31	0,33	0,19
Ga/Al	2,16	2,17	2,35	2,24	2,00	2,30	2,24	2,19	2,33	2,40	2,37	2,31	2,34	2,14	2,50	2,32	2,18	2,11

DI = Diorito; QZ-DI = Quartzo-diorito; QZ-MZDI = Quartzo-monzodiorito; GND = Granodiorito; MZG = Monzogranito; SNG = Sienogranito
 FeO*- Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

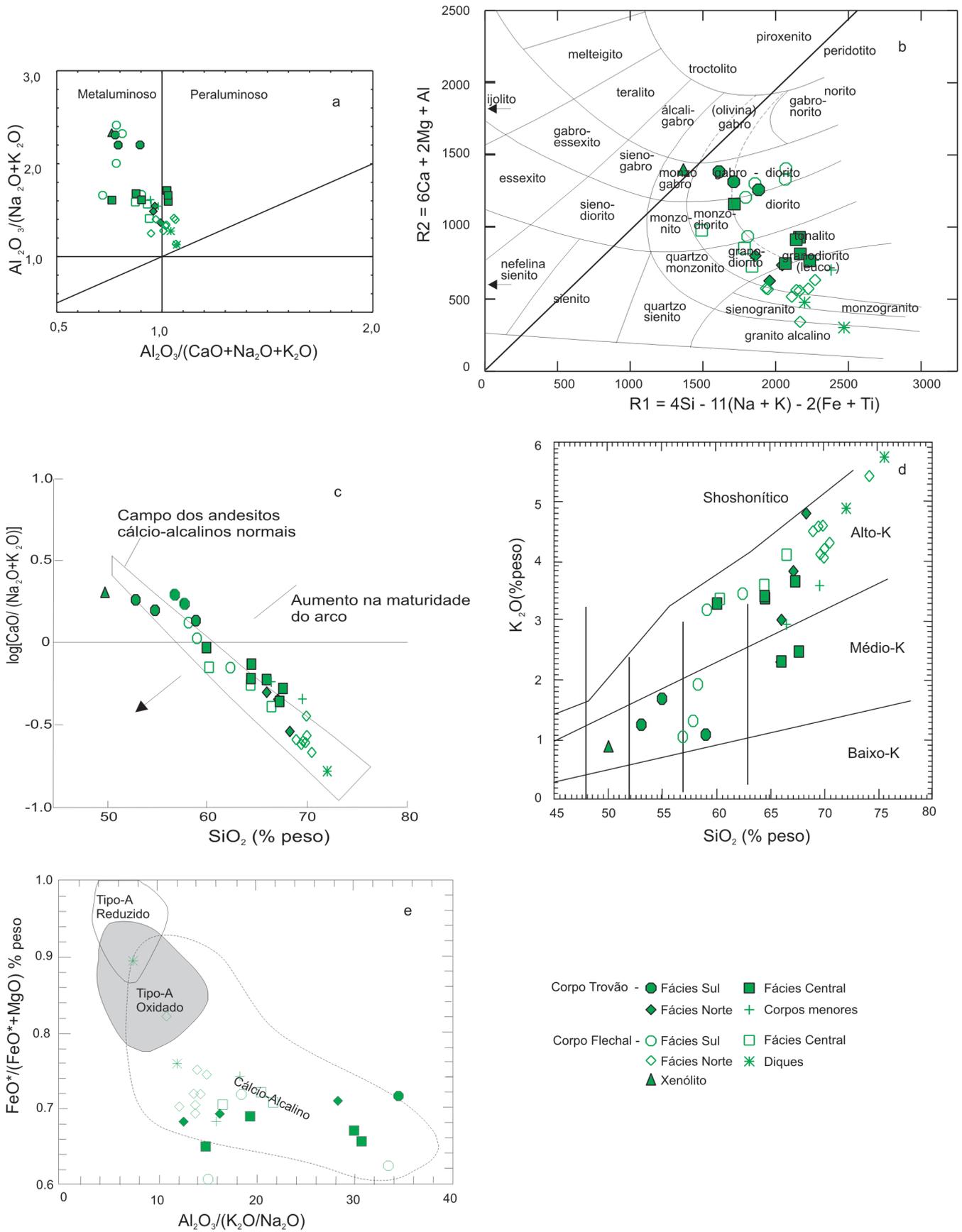


Figura 4.5.4 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada nos diagramas: (a) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, molecular (índice de Shand, Maniar & Piccoli 1989); (b) R1 versus R2, multicatiônico (La Roche et al. 1980); (c) SiO_2 versus $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ (Brown et al. 1984); (d) SiO_2 versus K_2O (campos de baixo-, médio-, alto-K e shoshonítico de acordo com Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Rickwood 1989); (e) $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ versus $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), com campos dos granitos cálcio-alcalinos e tipo-A oxidados e reduzidos.

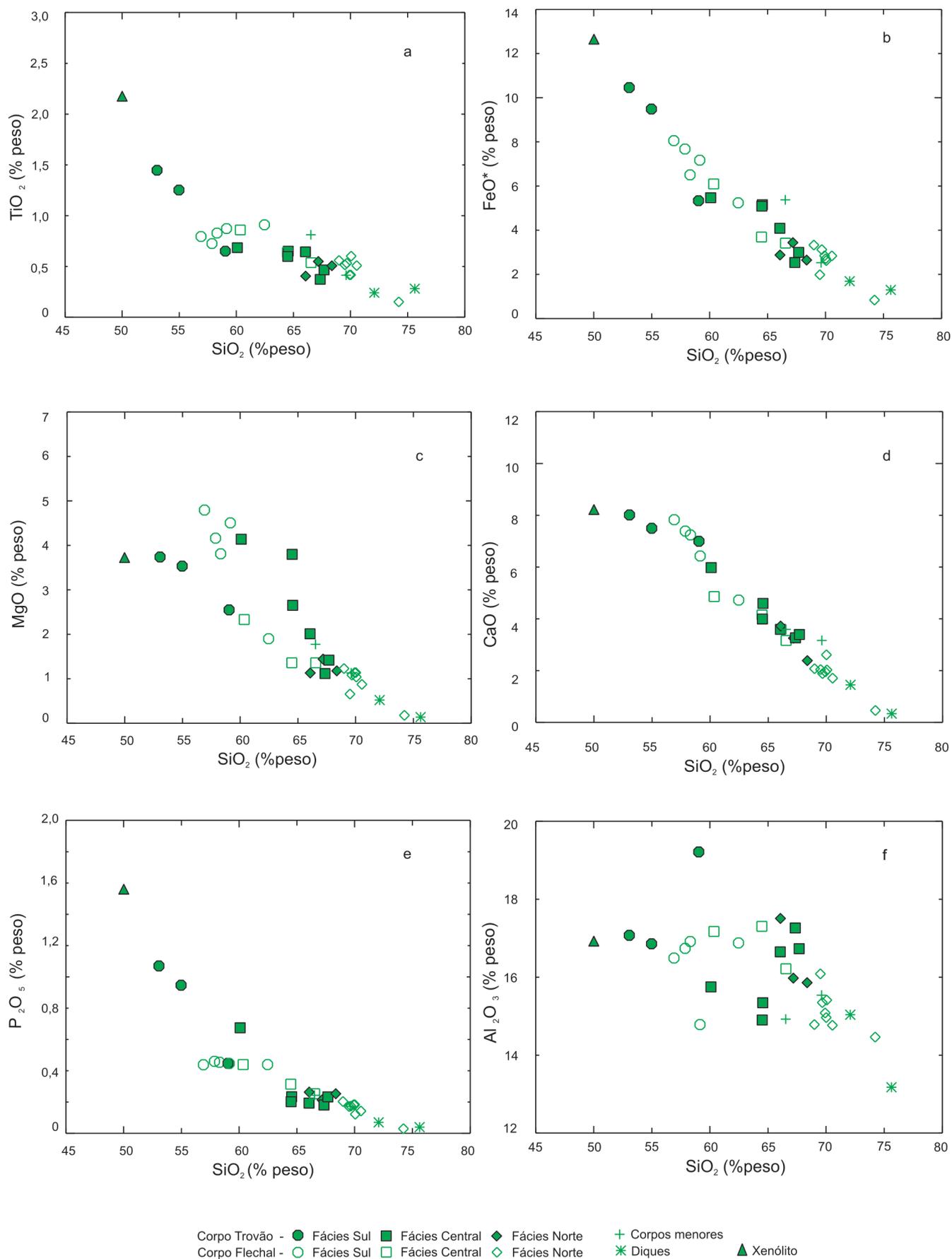


Figura 4.5.5 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus FeO ; (c) SiO_2 versus MgO ; (d) SiO_2 versus CaO ; (e) SiO_2 versus P_2O_5 ; (f) SiO_2 versus Al_2O_3 .

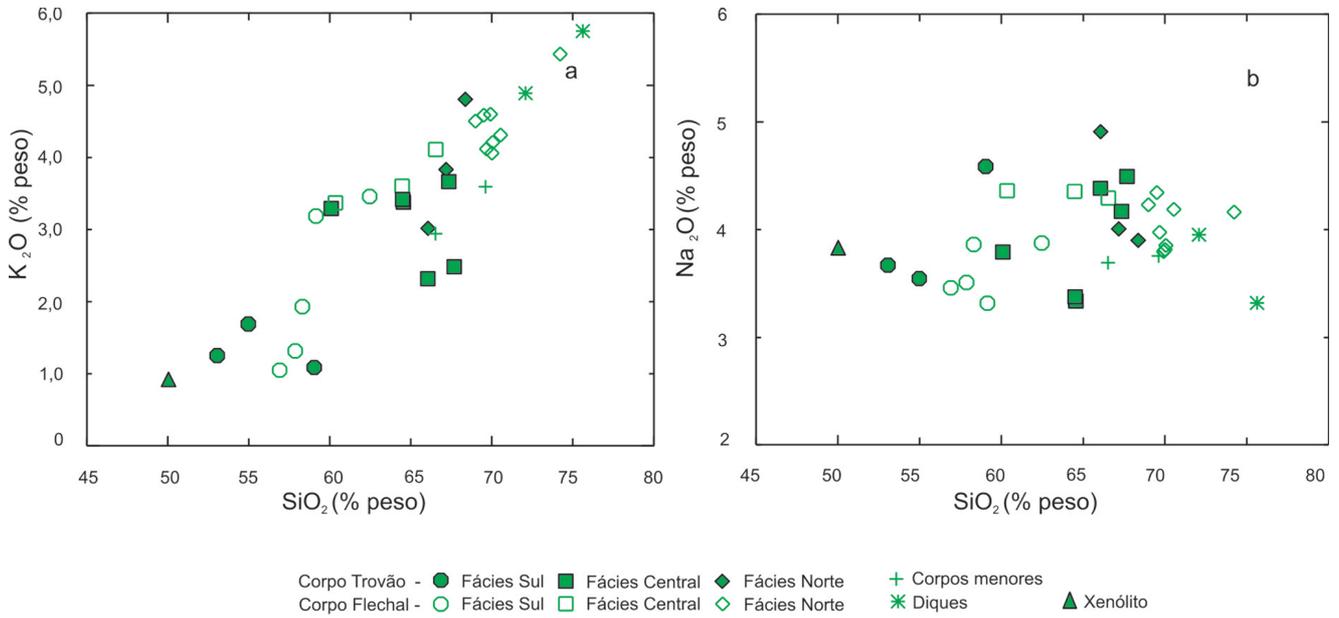


Figura 4.5.6 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada nos diagramas: (a) SiO_2 versus K_2O ; (b) SiO_2 versus Na_2O .

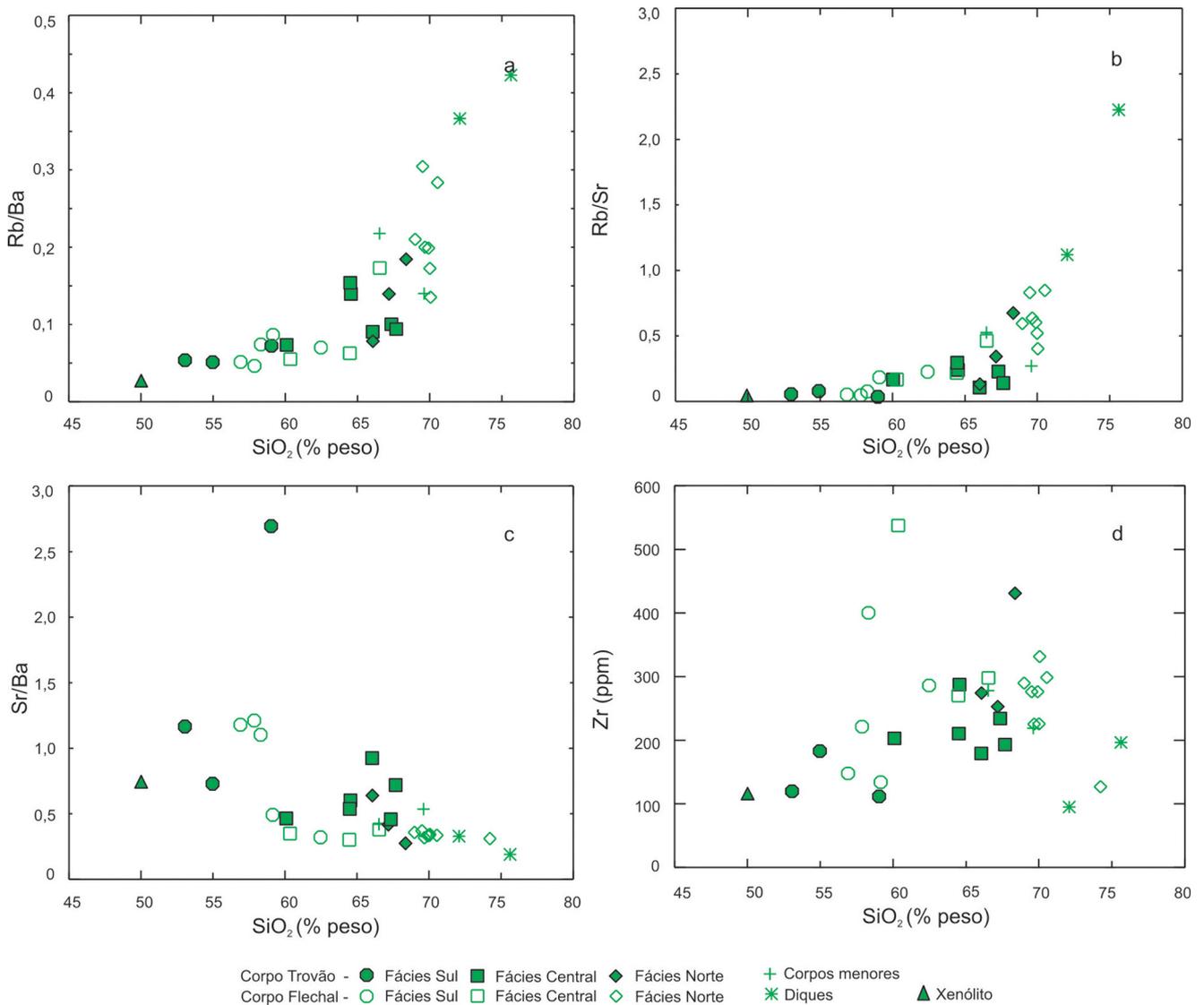


Figura 4.5.7 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada nos diagramas: (a) SiO_2 versus Rb/Ba ; (b) SiO_2 versus Rb/Sr ; (c) SiO_2 versus Sr/Ba ; (d) SiO_2 versus Zr .

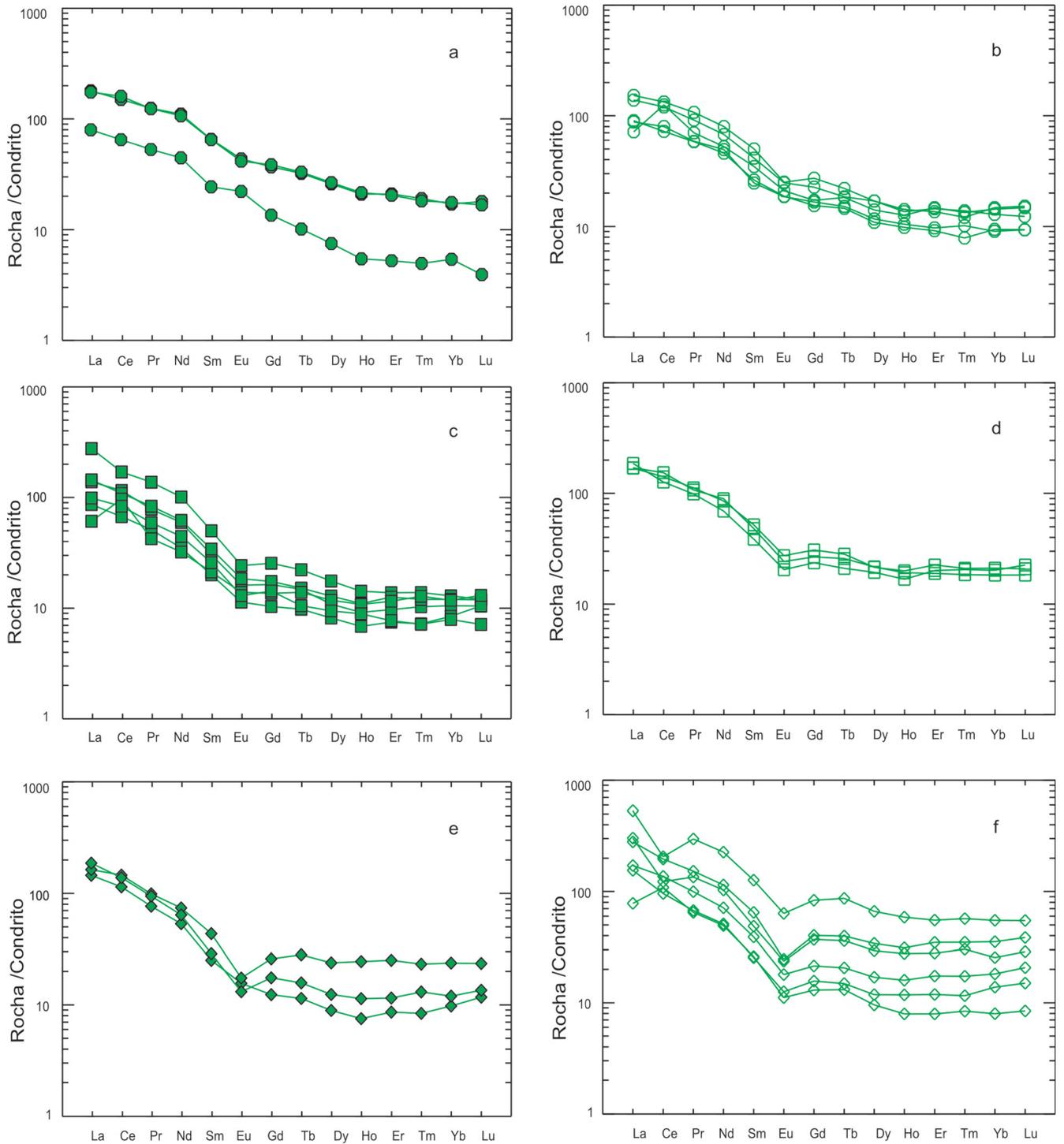


Figura 4.5.8 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras para as amostras da Suíte Pedra Pintada: (a) Corpo Trovão, fácies sul; (b) Corpo Flechal, fácies sul; (c) Corpo Trovão, fácies central; (d) Corpo Flechal, fácies central; (e) Corpo Trovão, fácies norte; (f) Corpo Flechal, fácies norte.

No diagrama Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.* 1984), com delimitação do campo pós-colisional segundo Pearce (1996) (Figura 4.5.11), as rochas da SPP ocupam predominantemente o campo dos granitos pós-colisionais.

4.5.7 Tipologia e evolução magmática

As características litoquímicas da SPP, como alto Al_2O_3 e CaO, baixas razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Figura

4.5.5f, d; Tabelas 4.5.5 e 4.5.6) e razões $A/CNK < 1,1$, dentre outras, permitem classificar a suíte como do tipo I, cálcio-alcálica, predominantemente de alto K_2O (Figura 4.5.4). O caráter enriquecido em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS, demonstrado nos diagramas multi-elementares (Figuras 4.5.10a, b), e o empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves (Figuras 4.5.8 e 4.5.9), também são típicos de suítes cálcio-alcálicas (Brown *et al.* 1984).

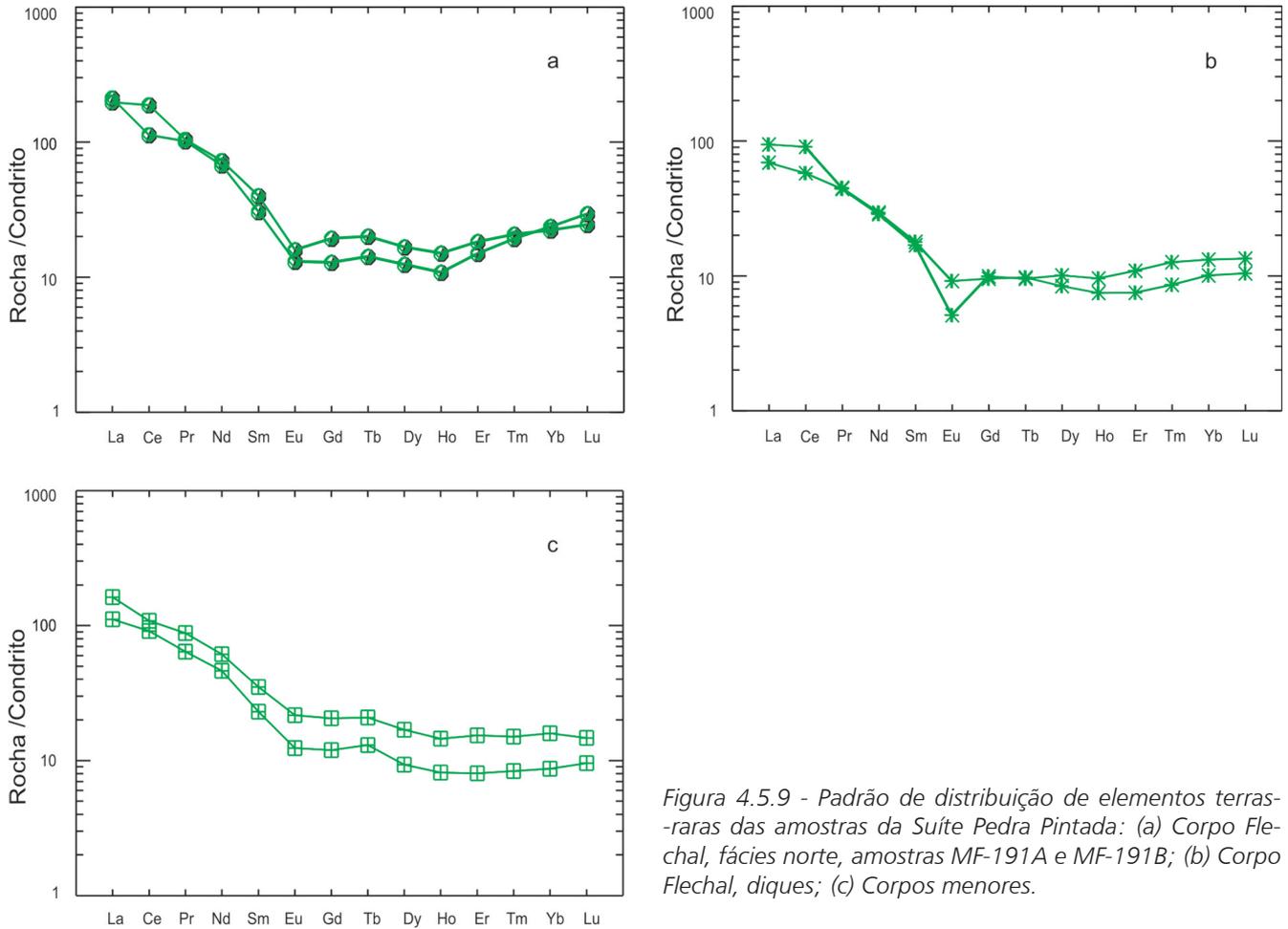


Figura 4.5.9 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras das amostras da Suíte Pedra Pintada: (a) Corpo Flechal, fácies norte, amostras MF-191A e MF-191B; (b) Corpo Flechal, diques; (c) Corpos menores.

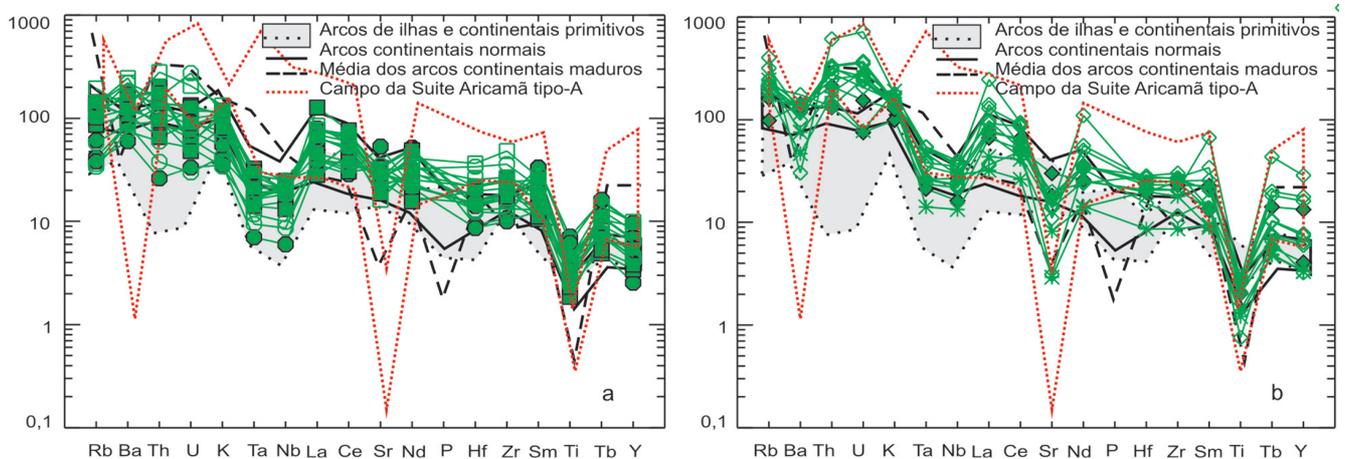


Figura 4.5.10 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada em diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979): (a) Fácies sul e central dos corpos Trovão e Flechal; (b) Fácies norte dos corpos Trovão e Flechal. Encontram-se também ilustrados os padrões de distribuição dos granitóides de arcos magmáticos segundo Brown et al. (1984), e dos granitos tipo-A da Suíte Aricamã (Capítulo 4.7, este trabalho).

A SPP aflora em dois corpos, cada um deles composto por três fácies principais, que caracterizam um zoneamento composicional assimétrico. Em contato com o embasamento, os granitóides das fácies sul são mais primitivos, mais pobres em sílica e mais ricos em MgO, FeO*, CaO e TiO₂ (Figura 4.5.5, Tabelas 4.5.5 e 4.5.6), dando lugar, para norte, às fácies centrais e norte, estas

últimas, incluindo as rochas mais fracionadas, enriquecidas em sílica e empobrecidas em MgO, FeO*, CaO e TiO₂, de todo o conjunto analisado (Figura 4.5.5, Tabelas 4.5.5 e 4.5.6). Embora processos tais como mistura de magmas, variados graus de fusão parcial, assimilação e/ou contaminação, entre outros, tenham sido propostos para explicar a diferenciação de corpos magmáticos, em

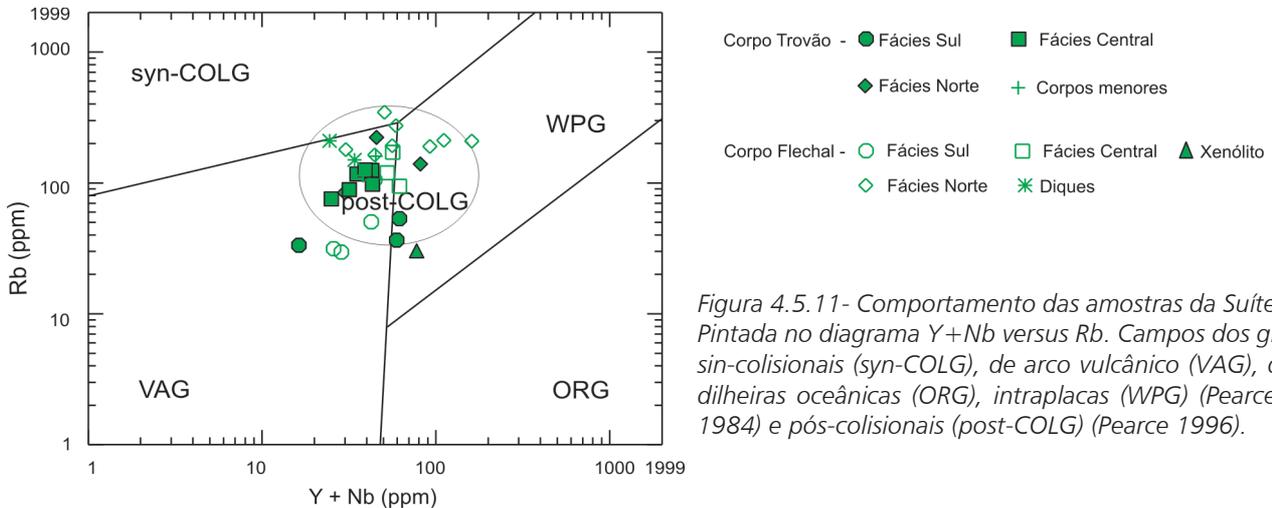


Figura 4.5.11 - Comportamento das amostras da Suíte Pedra Pintada no diagrama Y+Nb versus Rb. Campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) (Pearce et al. 1984) e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce 1996).

geral a cristalização fracionada é tida como o processo dominante (Wilson 1989, p. 78). No presente trabalho, a cristalização fracionada é interpretada como o principal processo responsável pelas variações composicionais observadas na SPP. A variação ampla nos conteúdos de Sr e Ba em suítes granitóides, como o que se observa na SPP, sugere também que a cristalização fracionada foi mais importante que variados graus de fusão parcial na sua geração (Hanson 1978). A análise das tendências delineadas nos diagramas de variação das figuras 4.5.5, 4.5.6 e 4.5.7, em conjunto com os valores dos coeficientes de partição *mineral/melt* relatados por inúmeros autores e listados por Rollinson (1993, pp. 108-111), permitem algumas sugestões sobre a assembléia de minerais cuja cristalização fracionada deve ter controlado a evolução magmática da SPP.

O empobrecimento gradativo em TiO_2 , FeO^* , MnO , MgO , CaO e P_2O_5 com o aumento do conteúdo em sílica deve refletir o fracionamento de plagioclásio, silicatos máficos, óxidos de Fe-Ti e apatita. Para amostras com menos de 65% de sílica, o enriquecimento em Ba, associado à correlação negativa da razão Sr/Ba com a sílica, algo mais pronunciada, está em consonância com o fracionamento de plagioclásio e talvez também de piroxênios e anfibólio. Por outro lado, o comportamento das razões Rb/Sr e Rb/Ba, em correlação positiva com a sílica e mais acentuadas para amostras com mais de 65% de SiO_2 , sugere que, a partir deste ponto, o fracionamento de feldspato alcalino passou a controlar a evolução magmática da SPP, o que também é indicado pela presença de depressões em Ba nos diagramas multielementares (Figura 4.5.10).

O comportamento dos ETR nas fácies sul dos dois corpos é coerente com o fracionamento mais pronunciado de piroxênios e apatita (esta especialmente no corpo Trovão onde o fracionamento de P_2O_5 é mais acentuado) que, de acordo com Hanson (1980), pode contribuir para a evolução de anomalias positivas de Eu contrabalançando o efeito do fracionamento de feldspatos. O fracionamento de piroxênios deve ter contribuído para o maior empobrecimento em ETR médias e pesadas observado

nas fácies sul e central. Por outro lado, o efeito da cristalização fracionada de hornblenda, ao empobrecer o líquido em ETR médias (Hanson 1980), deve estar relacionado aos padrões observados em algumas amostras das fácies norte dos corpos Trovão e Flechal (Figuras 4.5.8 e 4.5.9). Os diques mostram padrões de distribuição de ETR similares aos das fácies norte e devem corresponder a líquidos residuais. Os corpos menores mostram um comportamento de ETR similar ao das fácies centrais dos corpos Trovão e Flechal.

4.5.8 Petrogênese e ambiente tectônico

Os dados Sm-Nd com $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +0,6 e +3,8 e T_{DM} entre 1978 e 2273 Ma, permitem sugerir que não houve participação de crosta arqueana na geração do magma Pedra Pintada na folha Vila de Tepequém. Por outro lado, o quadro observado, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos associados a idades modelo (T_{DM}) próximas à idade de cristalização dos granitóides, é comumente interpretado como indicativo de uma origem juvenil a partir do manto (em zonas de subducção). No entanto, diversos autores têm defendido a geração de grandes volumes de magmas ácidos do tipo I cálcio-alcalinos de alto K a partir de fontes crustais, sendo que Roberts & Clemens (1993) e Clemens (1999) propõem uma derivação a partir de fusão parcial de fonte crustal fértil, metaluminosa, máfica a intermediária. É importante ressaltar que na folha Vila de Tepequém a SPP mostra idades T_{DM} e valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ muito próximos àqueles observados nos granitos do tipo S e nos paragneisses Cauarane, ambos de origem francamente crustal (respectivamente de 2135 Ma e 2008 Ma e +1,8 e +1). Este fato sugere a participação de fontes crustais, isotopicamente similares àquelas recicladas nas supracrustais Cauarane e nos granitos do tipo-S, na geração do magma Pedra Pintada. A contribuição de fontes crustais na evolução da SPP é reforçada pela presença de herança transamazônica nos zircões analisados (ver ítem idades e Figura 4.5.3). Um ambiente pós-colisional, no qual magmas mantélicos podem induzir uma intensa fusão parcial da crosta inferior possibilitando variados

graus de mistura, contaminação e coexistência (Harris *et al.* 1986), é defendido para a SPP. A assinatura de arco, ilustrada no diagrama log $[\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 (Brown *et al.* 1984) (Figura 4.5.4c) e nos diagramas multielementares (Figura 4.5.10), deve refletir a fusão parcial de material crustal com assinatura de subducção herdada do estágio pré-colisional representado pelo arco Trairão.

O ambiente pós-colisional, defendido para a SPP, está em consonância com sua colocação após o pico metamórfico na seqüência Cauarane, em torno de 1995 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita no granito tipo S, Capítulo 4.3), e com sua distribuição no campo dos granitóides pós-colisionais no diagrama de Pearce (1996) (Figura 4.5.11).

O intenso magmatismo cálcio-alcálico de alto K, típico do estágio pós-colisional em diversos orógenos (Bonin 2004; Ilbeyli *et al.* 2004; Oyhantçabal *et al.* 2007; Zhao *et al.* 2007), relaciona-se, de acordo com Bonin (2004), à instabilidade térmica no manto gerada pelo *slab breakoff* após a colisão. Este magmatismo se concentra ao longo de estreitas faixas alinhadas a importantes feições tectônicas (Oyhantçabal *et al.* 2007). Em quadro bastante similar, o magmatismo cálcio-alcálico de alto K representado pela SPP no norte do estado de Roraima, dispõe-se ao longo de uma faixa contínua ladeada a sul por um importante cinturão de rochas metasedimentares na fácies anfíbolito a granulito, o Cinturão Caurane-Coeroene (Fraga *et al.* 2008).

4.5.9 Correlações

Os granitóides da SPP mostram continuidade física para leste na Guiana (granitóides relacionados às vulcânicas da Formação Iwokrama, Berrangé 1977) e Suriname (granitóides relacionados às vulcânicas da Formação Dalbana, Gibbs & Barron 1993), e para oeste na Venezuela (granitóides da unidade Cuchivero, Gibbs & Barron 1993). Nestes países, no entanto, dados geocronológicos precisos não estão disponíveis.

No Craton Amazônico granitóides do tipo-I, cálcio-alcálicos de alto K, com idades entre 1,96 e 1,98 Ga, similares à da SPP, ocorrem tanto na porção sul do Escudo das Guianas, em Roraima, correspondendo ao Granito Martins Pereira (Almeida *et al.* 2007), quanto na Província Tapajós, Escudo Brasil Central, onde estão representados pelo Granito São Jorge Velho (Lamarão *et al.* 2005) e pelos granitóides Creporizão (CPRM 2000). Para o Granito Martins Pereira, Almeida *et al.* (2007) defendem uma origem a partir do retrabalhamento de crosta Transamazônica (e sideriana) mais antiga, em um ambiente colisional. Lamarão *et al.* (2005) admitem duas hipóteses para a origem do Granito São Jorge Velho, uma delas de um ambiente pré-colisional, associado a subducção, e a outra de um ambiente pós- a tardi orogênico, relacionado a fusão parcial de crosta juvenil paleoproterozóica. Esta última hipótese se aproxima do proposto por Vasquez *et al.* (2002), que defende um posicionamento pós-colisional para Suíte Creporizão. Por outro lado, Santos *et al.* (2004) sugerem

para os granitóides Creporizão uma origem relacionada a subducção durante a orogenia Creporizão (1,98-1,96 Ga).

4.6 GRUPO SURUMU

4.6.1 Introdução

O Grupo Surumu engloba rochas vulcânicas predominantemente ácidas, aflorantes em uma vasta área no norte de Roraima, inicialmente descritas por Barbosa & Andrade Ramos (1956). Os vulcanitos Surumu foram, historicamente, relacionados ao Evento Uatumã e tidos como comagmáticos com os granitos “anorogênicos” da Suíte Intrusiva Saracura (Melo *et al.* 1978). A correlação com o Evento Uatumã, bem como o comagmatismo com a granitogênese anorogênica, foram posteriormente contestados por Reis & Fraga (1996) e Reis *et al.* (2000), que caracterizaram a natureza cálcio-alcálica dos vulcanitos e sua marcante afinidade geoquímica com os granitóides da Suíte Pedra Pintada (SPP). As idades obtidas para o Grupo Surumu, no intervalo 1,98-1,96Ga (Schobbenhaus *et al.* 1994; Santos *et al.* 2003b), confirmam a impropriedade da correlação entre estes vulcanitos e o Evento Uatumã, que é pelo menos 100Ma mais jovem.

Como descrito nos itens que se seguem, a unidade Surumu engloba, predominantemente, rochas com feições primárias muito bem preservadas. Feições tectônicas estão restritas a algumas zonas que concentraram a deformação, ao longo das quais observa-se uma clivagem, que, por vezes, se confunde com a estrutura fluidal dos ignimbritos. Neste quadro, optou-se por descrever as rochas como vulcânicas, e não como meta-vulcânicas, julgando-se, que esta é a melhor forma de caracterizar os litótipos estudados.

4.6.2 Distribuição geográfica, litologias e modo de ocorrência

Na folha Vila de Tepequém o Grupo Surumu aflora em três diferentes contextos. O mais importante deles, corresponde a uma extensa área que abrange toda a porção centro-norte da folha, onde predominam rochas piroclásticas de fluxo, de composição ácida, também chamadas de ignimbritos ou *ash-flow tuffs*, com ocorrências isoladas de andesitos e de rochas sedimentares vulcanogênicas. O Grupo Surumu aflora também na parte centro-leste da folha, próximo à Serra Aricamã, onde predominam lavas de composição riolítica, e em um corpo alongado, disposto na direção NE-SW, na parte central da folha, formado por rochas subvulcânicas ácidas.

A presença de extensos depósitos de fluxo piroclástico, como os ignimbritos da área centro-norte da folha Vila de Tepequém, implica num vulcanismo explosivo, de caráter predominantemente subaéreo, relacionado a grandes caldeiras. No Brasil, a ocorrência de rochas sedimentares no Grupo Surumu, está sendo relatada pela

primeira vez no presente trabalho. O caráter vulcanogênico destas rochas e sua presença em meio aos ignimbritos da área centro-norte da folha sugerem um ambiente deposicional de intra-caldeira. A ausência de rochas piroclásticas de queda (ou *ash-fall tuffs*) deverá ser ainda

investigada, pois estas rochas geralmente acompanham os fluxos piroclásticos. Entretanto, dado o caráter pouco coeso dos depósitos subaéreos de queda, é provável que eles tenham sido rapidamente erodidos e redepositados em ambiente subaquoso.

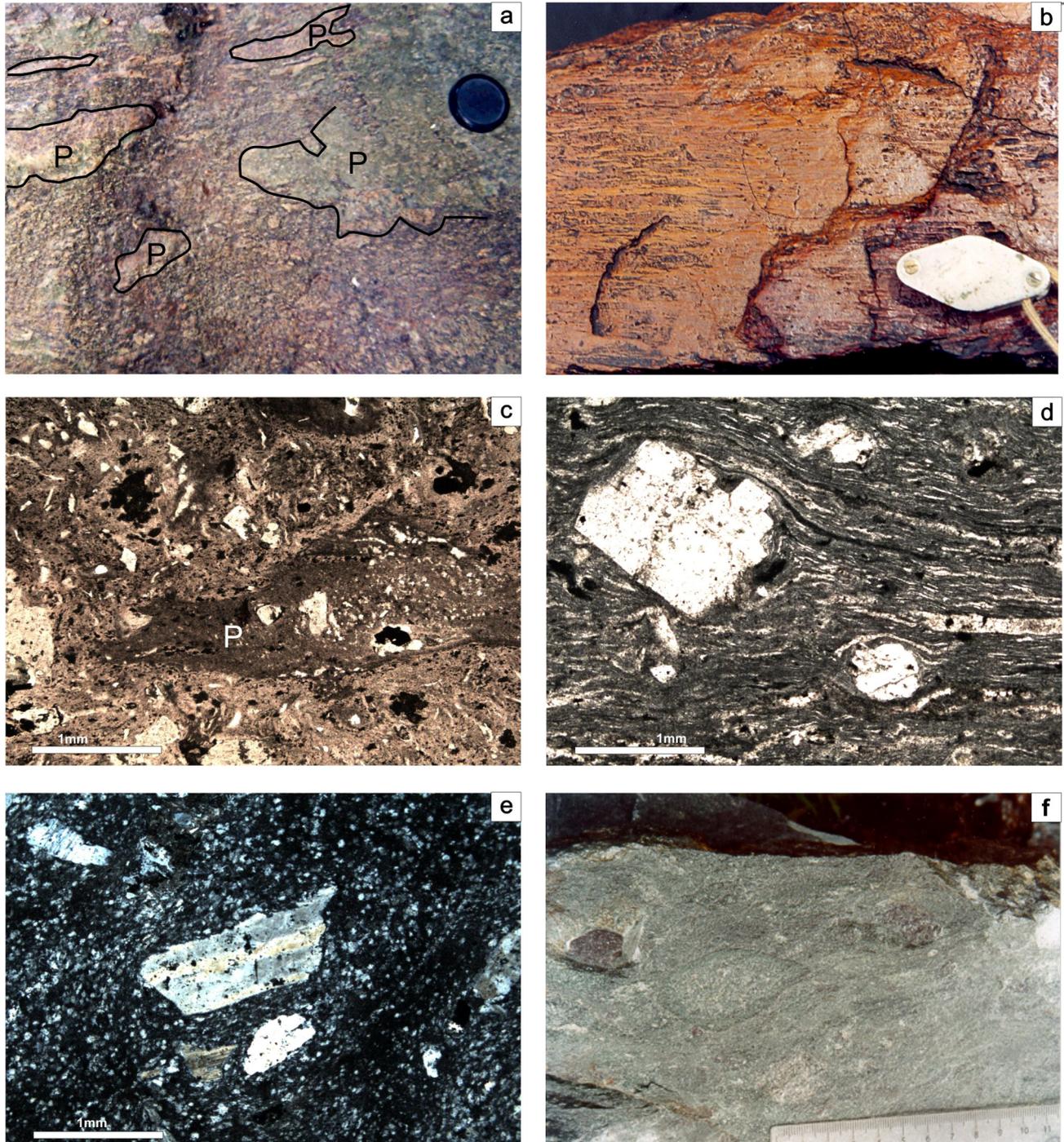


Figura 4.6.1 - Aspectos macro e microscópicos das rochas vulcânicas do Grupo Surumu. (a) Ignimbrito contendo fragmentos de púmice (P) de tamanho lapilli e bomba. Afloramento LM-113; (b) Ignimbrito fortemente soldado, com fragmentos de púmice achatados e estirados. Amostra LM-21A; (c) Ignimbrito pouco soldado, mostrando fenocristais fragmentários, lascas vítreas levemente deformadas e partícula de púmice (P) de forma irregular, com pequenas bolhas no seu interior. Lâmina MF-90B, luz plano-polarizada; (d) Ignimbrito fortemente soldado, com fenocristais de feldspato envolvidos e contornados por uma matriz fluidal na qual antigas lascas vítreas e partículas de púmice estiradas podem ser reconhecidas. Lâmina HG-198, luz plano-polarizada; (e) Aspecto típico da textura micropoiquilítica, resultante de devitificação, presente na matriz de um ignimbrito soldado. Os fenocristais fragmentários são de plagioclásio. Lâmina LM-21A, polarizadores cruzados; (f) Brecha vulcânica andesítica, mostrando orientação causada por fluxo magmático. Amostra LM-21B.

A ocorrência de lavas está restrita a uma pequena área a leste da serra Aricamã, em consonância com a tendência comum a outras regiões ou províncias vulcânicas ácidas do mundo, ou seja, da raridade das lavas, quando comparadas ao volume expressivo dos produtos piroclásticos. A escassez de lavas ácidas é normalmente explicada pela alta viscosidade e alto teor de voláteis dos magmas félsicos, que tendem a produzir erupções altamente explosivas e extensos depósitos de cinza e de fluxo piroclástico. Erupções de lavas, quando ocorrem, são pouco volumosas, pois em geral resultam de magmas viscosos já degaseificados, que tendem a constituir domos ou coulées que cobrem distâncias pequenas a partir dos centros vulcânicos.

O corpo alongado na direção NE-SW, composto de rochas subvulcânicas ácidas, assemelha-se a um grande dique cortando os granitóides Pedra Pintada. A forma levemente curva deste corpo, com concavidade apontando para NW, sugere que ele possa representar parte de um possante dique anelar, alimentador dos depósitos extrusivos. Diques menores de rochas relacionadas ao Grupo Surumu, cortando granitos da Suíte Pedra Pintada, também foram observados, sendo que alguns deles aparecem discriminados no mapa geológico. Por

outro lado, xenólitos centimétricos dos vulcanitos Surumu ocorrem na Suíte Pedra Pintada, nas proximidades da Serra Aricamã, parte norte do corpo Trovão (estação MF-96), sugerindo a contemporaneidade entre estes dois magmatismos.

4.6.3 Caracterização geral e petrografia

4.6.3.1 Área centro-norte da folha

Ignimbritos

Os ignimbritos predominantes na parte centro-norte da folha Vila de Tepequém são rochas em geral cinza escuras ou pretas, com raros tipos cinza acastanhados e cinza claros. Apresentam, normalmente, certo magnetismo e mostram estruturas que variam de maciças a bandadas. São formados por fenocristais milimétricos (em geral de 1 a 3 mm) de feldspatos e quartzo em meio a uma matriz afanítica. Fragmentos de púmice de tamanho lapilli e bomba podem ser identificados macroscopicamente em parte destas rochas (Figura 4.6.1 a). Os ignimbritos soldados são os mais comuns no Grupo Surumu e se apresentam, ora totalmente isótopos,

Tabela 4.6.1 – Classificação e composição mineralógica aproximada das rochas do Grupo Surumu quimicamente analisadas.

	AMOSTRAS	Classificação	Pg	Fa	Qz	Bi	Op	An	Ti	Le	Zi	Ap	Cl	Ep	Se	Ca	Am	Pi	
Área centro-norte	HG-55	Ignimbrito traquítico soldado	x	x	x	-	x	tr	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	
	LM-162 A	Ignimbrito traquítico foliado	x	x	x	x	x	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	
	HG-206	Ignimbrito traquítico soldado	x	x	x	-	x	-	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	
	LM-167B	Riolito ou ignimbrito	x	x	x	?	x	-	-	-	-	tr	x	tr	tr	-	tr	-	
	MF-76B	Ignimbrito riolítico soldado	x	x	x	x	x	-	tr	-	-	tr	-	x	tr	tr	-	-	
	LM-15 A	Riolito desvitrificado e alt	x	x	x	-	x	-	tr	-	-	-	tr	-	tr	tr	tr	-	
	LM-21 A	Ignimbrito riolítico	x	x	x	x	x	-	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	
	HG-203	Ignimbrito traquítico soldado	x	x	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr
	MF-73	Ignimbrito riolítico foliado	x	x	x	-	x	-	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-
	HG-54	Ignimbrito riolítico soldado	x	x	x	-	x	-	tr	-	-	tr							
	MF-90B	Ignimbrito riolítico levemente soldado	x	x	x	-	x	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	tr
	LM-151B	Ignimbrito traquítico desvitrif	-	x	x	-	x	-	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	tr	-
Leste da Sa. Aricamã	LM-73C	Dacito	x	-	x	x	x	x	tr	-	tr	tr	tr	x	tr	-	-	-	
	MF-110 A	Riolito foliado	x	x	x	x	x	-	tr	-	tr	-	tr	x	x	-	tr	-	
	LM-70 A	Vulcânica riolítica	x	x	x	tr	tr	-	tr	-	-	-	-	x	tr	-	tr	-	
Corpo NE-SW	HG-159 A	Riolito ou microgranito	x	x	x	x	x	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	
	MF-10 A	Microgranito granofírico	x	x	x	x	tr	-	tr	-	tr	tr	x	tr	tr	tr	tr	tr	
Diques na SPP	HG-29	Micro-granito porf granof	x	x	x	-	x	-	tr	tr	tr	tr	x	tr	x	x	-	-	
	LM-05 A	Microgranito granofírico	x	x	x	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Bi = biotita; Op = opacos; An = anfibólio; Ti = titanita; Le = leucoxênio; Zi = zircão; Ap = apatita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Pi = pirita; X = componente importante (>1%); tr = traços (< 1%).

com uma matriz que se assemelha a um vidro vulcânico escuro (obsidiana), ora bandados, com fragmentos de púmice alongados e orientados (Figura 4.6.1 b). Ignimbritos pouco soldados foram encontrados raramente e só puderam ser caracterizados como tal através de estudos microscópicos.

Foram descritas 50 lâminas de ignimbritos provenientes da região centro-norte da folha Vila de Tepequém. A composição mineralógica aproximada das 12 amostras selecionadas para análise química é apresentada na Tabela 4.6.1.

Os fenocristais compreendem de 5 a 50% em volume dos ignimbritos e variam de idiomórficos a fragmentários, em geral, algo corroídos. São principalmente de plagioclásio, de feldspato potássico peritítico e de pequenos opacos. Fenocristais de quartzo são abundantes em algumas rochas e estão ausentes em outras. Fenocristais de biotita e litoclastos de rochas vulcânicas ácidas ou de outros ignimbritos são raros. A matriz dos ignimbritos é essencialmente quartzo-feldspática, cripto- a microcristalina, com textura vitroclástica em geral parcialmente pre-

servada. Nos ignimbritos pouco soldados identificam-se na matriz, lascas vítreas (*shards*) levemente deformadas e pedaços de púmice de formas irregulares, com bolhas e cavidades ainda presentes (Figura 4.6.1 c). Nos ignimbritos soldados a matriz é em geral fortemente fluidal e apenas vestígios de primitivos *shards* e de partículas de púmice estiradas podem ser reconhecidos (Figura 4.6.1 d). Alguns ignimbritos, porém, apresentam uma matriz maciça, sem sinais de fluxo ou de antigas partículas vítreas ou de púmice, sendo interpretados como piroclásticas que sofreram fusão e soldamento extremos.

Texturas micropoiuquíticas, típicas de devitrificação, são as mais comuns na matriz dos ignimbritos (Figura 4.6.1 e), enquanto que arranjos microgranofíricos e esferulíticos desenvolvem-se preferencialmente sobre os fragmentos de púmice. Fraturas estilolíticas são também comuns nestas rochas, evidenciando lixiviação e dissolução precoce dos materiais vítreos (McPhie *et al.* 1993). As alterações mais frequentes nos ignimbritos são a sericitização e a silicificação, que, quando pervasivas, transformaram certos ignimbritos em rochas de cor cinza clara

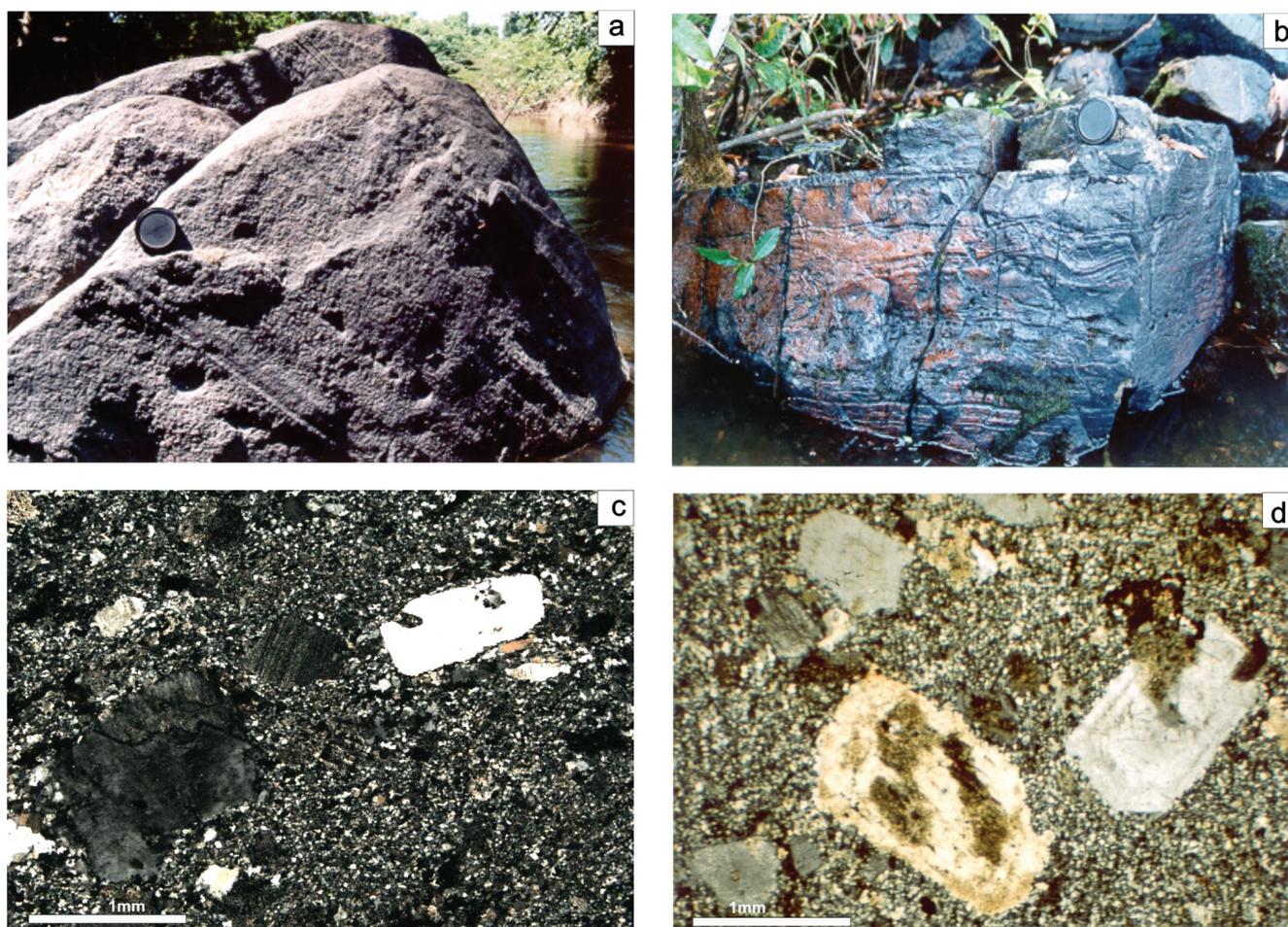


Figura 4.6.2 - Aspectos macro e microscópicos das rochas sedimentares e subvulcânicas do Grupo Surumu. (a) Litarenito vulcânico mostrando estratificação plano-paralela. Afloramento LM-152A; (b) Blocos de rocha sedimentar (litarenito/siltito) mostrando estratificação plana e ondulações possivelmente causadas por slump. Afloramento MF-135; (c) Fenocristais de feldspato alcalino e quartzo cercados por matriz quartzo-feldspática sacaroidal muito fina, em lava riolítica. Lâmina MF-110A, polarizadores cruzados; (d) Fenocristais idiomórficos, zonados, de plagioclásio e microclínio, envoltos por matriz quartzo-feldspática fina de textura sacaroidal, em microgranito porfírico. Lâmina LM-54B, polarizadores cruzados.

(p.ex. amostras HG-52 A e HG-60B). Alterações para clorita, epidoto e carbonato também são comumente observadas. Grãos de pirita aparecem dispersos em algumas rochas. No quadrante NE da folha Tepequém, as rochas piroclásticas estão afetadas por uma deformação tectônica mais intensa. Nesta região, desenvolveu-se uma foliação semelhante a uma clivagem ardosiana definida pela orientação de sericita finíssima através da matriz ou concentrada ao longo de filmes entrelaçados que se confunde com a orientação primária de certos ignimbritos. Esta foliação por vezes corta a estrutura fluidal dos ignimbritos soldados.

Andesitos

Os andesitos atribuídos ao Grupo Surumu ocorrem em afloramentos isolados, em meio aos ignimbritos da área centro-norte, ou como diques, cortando os granitóides da Suíte Pedra Pintada. São rochas cinza esverdeado escuras, pouco ou nada magnéticas, nas quais se destacam fenocristais esbranquiçados de plagioclásio, por vezes orientados por fluxo, no meio de uma matriz afanítica. Ao todo 11 lâminas delgadas de andesitos atribuídos ao Grupo Surumu foram descritas. A alteração forte, para epidoto, clorita, carbonato, a presença de vesículas e a ocorrência, por vezes, sob a forma de brechas (Figura 4.6.1 f), são feições características destes andesitos.

Rochas sedimentares

Rochas sedimentares vulcanogênicas foram observadas em meio aos ignimbritos do Grupo Surumu, com uma concentração mais significativa de afloramentos situada na extremidade noroeste da folha, no vale do rio Amajari. Predominam os litarenitos, sendo mais raros os siltitos e as brechas sedimentares. São rochas, em geral, de cor escura, cinza a cinza esverdeado. Os litarenitos e siltitos são reconhecidos no campo pela estrutura estratificada ou laminada (Figura 4.6.2 a, b) e pela granulação fina e relativamente uniforme. Laminação cruzada foi observada em alguns afloramentos. Já as brechas não mostram uma estratificação nítida, mas distinguem-se por serem formadas por clastos subangulosos, de tamanho grânulo e seixo.

Lâminas delgadas de 10 amostras de rochas sedimentares atribuídas ao Grupo Surumu foram descritas. Os litarenitos mostram ao microscópio a presença de grãos mais ou menos arredondados de plagioclásio, quartzo e abundantes partículas líticas derivadas de rochas vulcânicas ácidas e, mais raramente, andesíticas. Os siltitos normalmente ocorrem intercalados com os arenitos e são formados por grãos félsicos finíssimos misturados com material sericítico, clorítico e argiloso. Os níveis arenosos intercalados nos siltitos geralmente mostram granodécrescência ascendente. Algumas destas rochas parecem corresponder a tufitos, que são produtos mistos, piroclás-

ticos-epiclásticos, formados, em grande parte, por material vulcânico ressedimentado e depositado em ambiente suabacioso. As brechas sedimentares são clasto-suportadas e constituídas por fragmentos subangulosos centimétricos de rochas vulcânicas como riolitos, tufos ácidos e alguns andesitos, e grãos milimétricos de plagioclásio, opacos e silicatos máficos, imersos em matriz siltico-argilosa, rica em clorita, epidoto, material félsico e carbonato.

4.6.3.2 .Área a leste da Serra Aricamã

Riolitos

A leste da Serra Aricamã o Grupo Surumu está representado por rochas vulcânicas riolíticas pouco ou nada magnéticas, formadas por fenocristais esbranquiçados, de 1-2 mm, em meio a uma matriz afanítica cinza escura.

Nove amostras desta área foram estudadas ao microscópio e a composição mineralógica de 3 destas amostras é apresentada na Tabela 4.6.1. Os fenocristais são de quartzo e feldspatos, exibindo formas idiomórficas a fragmentárias e/ou corroídas. A matriz é félsica, de textura sacaroidal bastante fina (Figura 4.6.2 c). Certa orientação, aparentemente originada por fluxo, além de fraturas e alteração para sericita, epidoto e clorita, são comuns nestas rochas. Embora macroscopicamente semelhantes aos ignimbritos do Grupo Surumu, não se detectam, ao microscópio, texturas de devitrificação ou indícios sugestivos da presença de *shards* ou de fragmentos de púmice nestes riolitos sugerindo, portanto, que se tratem de rochas de derrame ao invés de piroclásticas.

4.6.3.3 Corpo NE-SW, parte central da folha

Rochas subvulcânicas ácidas

As rochas do Grupo Surumu dispostas ao longo deste corpo alongado, são subvulcânicas de composição ácida, típicas de diques ou outras intrusões rasas. São rochas, em geral, pouco magnéticas, formadas por fenocristais esbranquiçados de feldspatos distribuídos em uma matriz afanítica cinza ou cinza acastanhado. As rochas variam de riolitos a microgranitos e microtonalitos porfiríticos.

Foram estudadas 35 lâminas de rochas pertencentes ao corpo NE-SW e a diques cortando a Suíte Pedra Pintada, sendo que a Tabela 4.6.1 apresenta a composição mineralógica aproximada das 4 amostras que foram selecionadas para análises químicas. Estas subvulcânicas possuem fenocristais idiomórficos zonados de plagioclásio e microclínio, quartzo em geral corroído, e, mais raramente, biotita. A matriz é quartzo-feldspática, fina a muito fina, tipicamente sacaróide (Figura 4.6.2 d) ou, às vezes, microgranofírica. Variedades isentas de fenocristais, semelhantes a aplitos, também ocorrem. Em parte das rochas nota-se uma orientação leve dos fenocristais e também na matriz, talvez originada por fluxo magmático. Em outras rochas ocorre uma foliação tectônica, que

Tabela 4.6.2 – Resultados analíticos para os cristais de zircão de um ignimbrito do Grupo Surumu, amostra LM-167B. c – razão Pb-Pb corrigida para o Pb comum; (*) – blocos descartados devido aos valores da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores ou menores em relação à média; (#) – blocos rejeitados devido a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0.0004$. Desvio Padrão 2sigma.

ZIRCÃO	TEMP.	RAZÕES	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2sigma	IDADE (step)	2sigma	IDADE ZIRCÃO	2sigma	
LM167B/1	*1500	0/8	4695	0,28848	0,00409	0,12273	0,00030	0,11988	0,00033	1955	5			
LM167B/3	1450	16	4000	0,37403	0,00184	0,12546	0,00044	0,12210	0,00050	1987	7	1987	7	
LM167B/6	#1450	0/10	930	0,27556	0,01127	0,13611	0,00080	0,12262	0,00215	1995	31			
	1500	4	4405	0,30004	0,00382	0,12661	0,00034	0,12359	0,00077	2009	11	2009	11	
LM167B/7	*1450	0/8	20000	0,24865	0,00902	0,12243	0,00125	0,12176	0,00143	1982	21			
	1500	8	>1.000.000	0,28455	0,00240	0,12339	0,00027	0,12339	0,00027	2006	4	2006	4	
LM167B/8	*1450	0/8	26316	0,27962	0,00612	0,12339	0,00068	0,12289	0,00068	1999	10			
	1500	8	>1.000.000	0,32105	0,03001	0,12364	0,00029	0,12365	0,00029	2010	4	2010	4	
LM167B/11	1450	8	7353	0,29746	0,00786	0,12372	0,00089	0,12190	0,00126	1985	18			
	1500	16	6098	0,34479	0,00149	0,12446	0,00042	0,12216	0,00061	1988	9	1988	8	
LM167B/12	#1450	0/16	1181	0,36209	0,00232	0,13166	0,00040	0,11969	0,00090	1952	13			
	#1500	0/20	2114	0,34202	0,00117	0,12703	0,00077	0,12068	0,00027	1967	4			
LM167B/13	#1500	0/4	210	0,15264	0,05995	0,13362	0,00230	0,06513	0,02494	779	805			
LM167B/14	#1450	0/8	481	0,34248	0,02120	0,12810	0,00209	0,09949	0,00961	1615	180			
LM167B/15	1500	34	3788	0,33364	0,00088	0,12606	0,00027	0,12234	0,00021	1991	3	1991	3	
LM167B/16	#1450	0/8	772	0,32764	0,00620	0,13946	0,00327	0,12218	0,00352	1989	51			
	#1500	0/34	1965	0,17091	0,00352	0,12873	0,00048	0,11854	0,00119	1935	18			
LM167B/17	*1450	0/8	4630	0,28178	0,01151	0,11882	0,00215	0,11592	0,00245	1894	38			
LM167B/18	#1450	0/18	361	0,31643	0,00608	0,15851	0,00161	0,12132	0,00136	1976	20			
LM167B/19	*1450	0/8	6711	0,32712	0,00249	0,12211	0,00105	0,12011	0,00122	1958	18			
	1500	36	3247	0,33154	0,00092	0,12550	0,00027	0,12170	0,00022	1982	3	1982	3	
LM167B/21	#1450	0/8	825	0,32196	0,00530	0,13131	0,00032	0,11499	0,00048	1880	8			
		130/302								Idade Média (3 grãos - 20 razões - USD = 0,92)			2008	3
										Idade Média (3 grãos - 74 razões - USD = 0,70)			1990	3

em certos casos chegou a produzir rochas muito finas, fortemente foliadas e hidrotermalizadas, semelhantes a filonitos, ricas em sericita e clorita, nas quais os fenocristais foram parcial ou totalmente destruídos.

4.6.4 Geocronologia e dados Sm-Nd

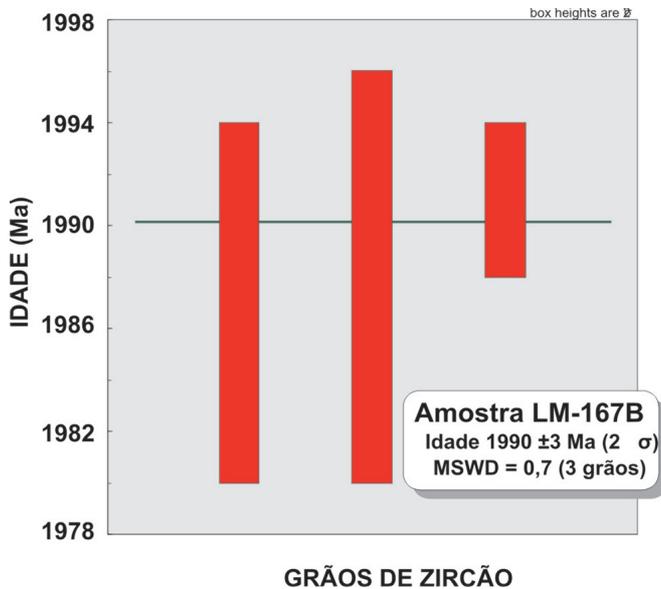
As idades disponíveis para os vulcanitos Surumu do norte de Roraima correspondem a: 1966 ± 9 Ma (U-Pb convencional, Schobbenhaus *et al.* 1994); 1984 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP, Santos *et al.* 2003b); e 2006 ± 4 Ma (Pb-Pb em monocristal de zircão por evaporação, Costa *et al.* 2001). Da mesma forma que o comentado para a Suíte Pedra Pintada, a idade mais antiga, de 2006 ± 4 Ma, deve refletir uma herança crustal raiaciana a orosiriana.

No presente trabalho foi selecionado um ignimbrito da porção centro-norte da folha (amostra LF-167B) para análise pelo método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão (metodologia comentada no Capítulo 1). As análises foram dificultadas pelo tamanho reduzido dos cristais de zircão, tendo sido necessário colocar vários cristais em um mesmo filamento para garantir um sinal de Pb adequado. Vinte e um cristais foram analisados, dos quais 9 forneceram resultados no espectrômetro, sendo dois deles com idades muito baixas. Para os sete cristais com idades utilizáveis os valores variam entre 1982 ± 3 Ma e 2010 ± 4 Ma, e sugerem a presença de dois grupos

de idades distintas (Tabela 4.6.2). A idade média definida a partir de todos os cristais é de 1994 ± 4 Ma com USD alto, de 5 (Figura 4.6.3) indicando dispersão analítica. O cálculo de uma idade utilizando apenas as três análises com valores mais elevados forneceu uma idade média de 2008 ± 3 Ma com USD = 0,92, e o cálculo de uma idade a partir dos 4 grãos com valores mais baixos, e que produziram 2 blocos (grãos 3+11+15+19), forneceram uma idade de 1987 ± 5 Ma, com USD ainda elevada de 2,4. Utilizando-se os grãos 3 + 11 + 15 a idade média calculada é de 1990 ± 3 Ma com USD de 0,7, mais baixa. Considerando-se os princípios do método Pb-Pb por evaporação, as idades mais novas são geralmente interpretadas como pontos discordantes em consequência de perdas de Pb radiogênico, sendo os maiores valores tidos como idades mínimas de cristalização. No entanto, uma interpretação alternativa considera a possibilidade de que os valores mais altos possam representar componentes herdados e, neste caso, as idades mais jovens são tidas como idades mínimas de cristalização da rocha. Neste contexto, interpreta-se a idade média de 2008 ± 3 Ma como reflexo de componentes herdados e a idade de 1990 ± 3 Ma calculada utilizando-se os cristais que forneceram os valores mais baixos como mais próxima da idade de cristalização do ignimbrito datado. Este último valor coincide, dentro dos limites do erro analítico, com aquela de 1984 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP) obtida por Santos *et al.* (2003b)

Tabela 4.6.3 – Dados Sm-Nd de amostras do Grupo Surumu.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	t
HG-R-54	6,3	35,5	0,107427	0,511577	13	-20,7	2,0	2093	0,510174	1984
HG-R-159 A	5,5	32,3	0,101971	0,511529	10	-21,6	2,5	2056	0,510197	1984
LM-R-73 C	3,3	17,4	0,113964	0,511732	11	-17,7	3,4	1992	0,510244	1984

Figura 4.6.3 - Espectro de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para 3 grãos de zircão da amostra LM-167B do Grupo Surumu.

para o Grupo Surumu.

Foram selecionadas três amostras para análises Sm-Nd (Tabela 4.6.3), sendo os procedimentos analíticos comentados no Capítulo 1. Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ situam-se no intervalo de + 2,0 a + 3,4 e as idades modelo, T_{DM} , variam entre 1992Ma e 2093 Ma.

4.6.5 Geoquímica

A tabela 4.6.4 apresenta a composição química de 19 amostras de rochas vulcânicas do Grupo Surumu analisadas para elementos maiores e elementos-traço, incluindo elementos terras-raras (ETR). As metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1. Doze das amostras analisadas provêm da área centro-norte da folha, onde predominam os ignimbritos; três são de riolitos da área a leste da Serra Aricamã; duas são de rochas subvulcânicas do corpo NE-SW; e outras duas de diques decamétricos que cortam a Suíte Pedra Pintada. Infelizmente não se dispõe de análises químicas dos andesitos, de ocorrência subordinada na área centro-norte da folha. Isto se deveu ao fato de que a maioria dos litótipos andesíticos, inicialmente interpretada como pertencentes ao Grupo Surumu, foi posteriormente relacionada a um magmatismo mais jovem, correspondente à unidade Lamprófiro Serra do Cupim (Capítulo 4.12).

As características composicionais dos vulcanitos

Surumu permitiram a distinção de três grupos químicos, que não coincidem exatamente com os conjuntos petrográficos descritos (Tabelas 4.6.1 e 4.6.4). O grupo I inclui parte das amostras de ignimbritos da área centro-norte; o grupo II abrange o restante dos ignimbritos da área centro-norte, além das amostras do corpo NE-SW, dos diques e de dois riolitos da área a leste da Serra Aricamã; e o grupo III inclui as amostras LM-151B e LM-73C, provenientes, respectivamente, da área centro-norte da folha e da área a leste da Serra Aricamã (Tabela 4.6.4).

Os vulcanitos Surumu são metaluminosos a marginalmente peraluminosos, com uma amostra do grupo II situada no campo francamente peraluminoso (Figura 4.6.4 a). A sílica varia entre 63,55 e 74,74%, sendo que, composicionalmente, o grupo I inclui traquitos e riolitos transicionais entre subalcalinos e alcalinos, enquanto que as rochas dos grupos II e III são subalcalinas (Figura 4.6.4 b). No grupo II predominam riolitos e no grupo III uma amostra ocupa o campo do dacito e outra é transicional entre dacito e traquito. Os três grupos ocupam uma parte restrita do campo dos andesitos cálcio-alcalinos normais no diagrama $\log [\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]$ versus SiO_2 (Brown *et al.* 1984) (Figura 4.6.4 c), correspondendo a tipos de alto K_2O sendo que o grupo 1 inclui também rochas shoshoníticas (Figura 4.6.4d). No diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Figura 4.6.4 e), distribuem-se no campo das rochas cálcio-alcalinas, exceto pelas duas amostras do grupo III, que mostram um comportamento anômalo, com razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ extremamente baixas.

De uma forma geral os vulcanitos mostram tendências de empobrecimento em TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO (Figura 4.6.5 a, b, c, d, e), Na_2O , P_2O_5 e MnO , e enriquecimento em K_2O (Figura 4.6.5 f), com o aumento em SiO_2 . Entretanto, verifica-se que o grupo II descreve uma tendência de mais alto FeO^* e CaO , e mais baixo K_2O , em relação ao grupo I, e que o grupo III é mais pobre em TiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O e mais rico em MgO em relação aos outros grupos (Figura 4.6.5 a, b, c, d, e, Tabela 4.6.4). A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mostra correlação positiva com SiO_2 , sendo relativamente mais baixa nas amostras do grupo II (Figura 4.6.6a). Os valores da razão $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ são baixos para todo o conjunto de amostras estudado, sendo que os menores valores são encontrados nas rochas do Grupo III (Figura 4.6.6b, Tabela 4.6.4).

As diferenças químicas entre os grupos são ressaltadas pelo comportamento dos elementos-traço. Nos três grupos, o conteúdo de Rb aumenta e o de Sr diminui com aumento em sílica. Verifica-se, no entanto, que o grupo II tende a mostrar valores mais baixos de Rb (Figura 4.6.7

Tabela 4.6.4 – Análises químicas das amostras do Grupo Surumu.

Amostras	ÁREA CENTRO-NORTE DA FOLHA																							Área a leste da Sa. Aricamã			Corpo NE-SW			Diques na SPP									
	Grupo I							Grupo II							Grupo III			Grupo II			Grupo II		Grupo II																
	HG-55	LM-162A	HG-206	LM-167B	MF-76B	LM-15A	LM-21A	HG-203	MF-73	HG-54	MF-90	LM-151B	LM-73C	MF-110A	LM-70A	HG-159A	MF-10A	HG-29	LM-05A																				
	63,55	65,82	66,42	68,48	69,66	72,9	65,9	67,55	70,23	73,14	66,18	64,26	71,15	73,34	68,53	69,94	69,99	74,74	SiO ₂	16,22	16,14	16,09	15,75	15,22	15,06	13,75	15,14	14,85	14,59	14,17	15,42	15,5	14,26	13,78	15,93	14,83	14,16	13,88	
	4,32	2,88	3,37	2,38	2,49	1,60	3,03	3,04	2,68	1,83	3,72	4,89	2,31	1,60	2,36	2,28	2,02	1,21	Fe ₂ O ₃	0,99	0,72	0,71	0,48	0,54	0,29	0,48	0,63	0,81	0,56	0,25	1,78	2,48	0,57	0,23	0,63	0,54	0,42	0,12	
	2,60	2,00	1,99	1,33	1,00	1,25	2,81	2,17	1,31	1,30	3,49	3,66	1,53	0,90	2,50	1,44	1,33	0,14	MgO	4,66	4,67	4,41	4,48	4,18	3,98	3,18	4,35	4,46	4,36	2,57	3,68	4,07	4,03	3,23	3,67	4,15	3,94	4,36	
	4,05	4,23	4,70	5,29	5,46	5,87	6,02	3,81	3,85	4,48	3,98	2,75	3,85	5,27	4,50	4,87	4,85	4,75	Na ₂ O	0,69	0,53	0,52	0,45	0,52	0,35	0,34	0,54	0,56	0,53	0,27	0,43	0,29	0,23	0,43	0,39	0,35	0,22	0,22	
	0,27	0,14	0,19	0,12	0,11	0,07	0,21	0,21	0,13	0,07	0,27	0,16	0,09	0,05	0,08	0,11	0,08	0,03	P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,16	0,10	0,10	0,06	0,06	0,12	0,12	0,09	0,05	0,08	0,1	0,04	0,04	0,07	0,07	0,02	0,02	
	2,20	2,40	1,10	0,70	0,80	1,5	3,10	1,80	0,80	1,40	0,80	1,30	1,60	1,00	1,10	1,10	2,40	0,40	MnO	99,66	99,63	99,66	99,56	99,61	99,69	99,72	99,65	99,78	99,76	99,68	99,72	99,72	99,67	99,77	99,72	99,61	99,87	99,87	
	0,30	0,20	0,20	1,00	0,20	0,50	0,10	0,10	0,10	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,10	1,80	Total	9,70	6,40	12,10	1,60	7,70	3,20	3,00	2,20	2,60	2,10	1,10	38,20	13,00	3,70	1,00	6,20	5,50	3,50	0,90	
	5,90	18,00	10,40	18,10	24,60	20,10	8,30	14,20	16,10	13,30	8,40	7,50	7,80	19,80	9,00	9,60	11,30	11,80	Cu	60,00	62,00	63,00	59,00	67,00	25,00	39,00	38,00	76,00	42,00	19,00	30,00	37,00	24,00	37,00	39,00	37,00	39,00	37,00	10,00
	5,00	8,00	<5,00	8,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	5,00	26,00	32,00	<5,00	8,00	5,00	5,00	5,00	5,00	Ni	10,00	10,00	6,00	7,00	7,00	5,00	8,00	10,00	12,00	7,00	7,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
	1073,00	1572,40	1099,90	1958,10	1887,80	1299,90	992,70	1519,60	1628,70	1573,00	1029,60	1002,30	1097,20	1496,30	1378,40	1896,70	1700,60	1053,90	Ba	3,00	3,00	3,00	4,00	3,00	3,00	<1,00	2,00	3,00	5,00	2,00	1,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	8,10	2,90	8,10	1,30	1,50	0,90	0,90	1,50	2,90	2,70	8,50	15,20	3,10	0,80	4,20	3,40	2,30	1,20	Co	3,50	2,30	1,80	2,00	3,10	4,00	1,70	3,20	2,20	3,70	6,50	4,10	2,80	2,80	2,70	4,50	1,50	1,50	1,80	
	19,10	21,10	20,80	20,70	17,70	18,70	12,50	16,90	19,10	17,70	15,30	20,30	16,10	15,10	18,10	16,80	16,40	15,90	Ga	8,00	9,70	11,00	15,50	11,30	11,20	8,40	6,70	9,80	9,70	7,70	6,90	4,50	6,10	7,50	7,00	8,70	7,50	6,20	6,20
	17,30	16,10	18,50	21,00	20,00	19,90	20,70	11,50	16,00	17,00	9,50	9,60	12,70	11,60	11,90	15,40	14,00	15,40	Hf	98,70	126,70	133,60	148,50	155,50	180,20	168,80	100,80	98,60	121,40	162,00	126,80	105,10	145,50	196,80	155,30	122,70	125,40	134,80	134,80
	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	3,00	2,00	1,00	1,00	Rb	515,50	287,10	375,90	211,50	193,80	131,90	134,20	331,10	360,40	225,50	186,80	451,00	569,60	248,30	187,60	496,40	228,50	213,70	52,70	52,70
	0,80	0,90	0,90	1,20	1,20	1,40	0,70	1,00	1,00	1,10	0,80	0,70	0,90	0,80	1,00	1,10	1,00	1,10	Sr	10,20	11,90	11,50	15,70	11,60	16,90	18,70	7,80	10,40	11,10	12,80	16,60	6,40	11,30	14,70	15,70	13,00	14,70	13,00	13,00
	2,90	3,00	3,20	3,20	3,50	4,30	5,30	2,10	2,80	3,30	5,40	2,40	3,50	5,10	3,90	3,80	3,10	3,70	U	63,00	24,00	38,00	8,00	14,00	9,00	13,00	15,00	28,00	23,00	10,00	65,00	95,00	23,00	5,00	30,00	25,00	19,00	7,00	7,00
	1,60	1,60	1,00	0,70	1,00	1,10	1,70	1,20	1,20	2,00	0,60	1,20	1,10	1,20	0,30	1,50	1,40	1,20	V	322,30	379,20	420,40	647,80	408,10	394,90	285,70	256,20	350,30	368,60	269,80	275,10	152,60	214,60	263,50	259,50	3470	311,20	192,40	192,40
	38,40	64,40	40,00	56,40	44,80	45,40	51,70	44,50	40,80	44,10	28,80	34,50	16,80	24,70	19,70	97,70	20,10	24,60	Y	59,80	67,50	62,10	91,20	58,20	82,70	79,40	51,40	45,30	57,20	44,80	61,20	22,70	58,30	55,10	38,90	109,00	56,80	41,00	41,00
	14,65	16,280	14,570	21,37	14,72	18,27	17,87	11,56	12,05	13,91	10,11	11,21	13,58	12,46	8,97	16,18	11,24	9,07	ETR	Pr																			

Tabela 4.6.4 – Continuação

Amostras	ÁREA CENTRO-NORTE DA FOLHA																		Diques na SPP	
	Área a leste da Sa. Aicamã												Corpo NE-SW				Diques na SPP			
	Grupo I						Grupo II						Grupo III		Grupo II					
	HG-55	LM-162A	HG-206	LM-167B	MF-76B	LM-15A	LM-21A	HG-203	MF-73	HG-54	MF-90	LM-151B	LM-73C	MF-110A	LM-70A	HG-159A	MF-10A	HG-29	LM-05A	
Nd	49,90	64,20	56,90	76,20	53,90	67,00	64,90	47,10	45,70	46,40	35,30	37,60	18,70	48,60	45,30	29,80	58,40	34,70	30,80	
Sm	9,80	12,00	9,40	13,10	8,90	10,40	11,20	8,20	7,80	9,30	6,20	5,60	4,10	7,60	8,00	5,60	9,60	5,70	5,00	
Eu	1,65	2,35	1,67	1,98	1,73	1,57	1,49	1,83	1,66	1,71	1,22	0,99	0,85	1,30	0,99	1,24	2,28	0,98	0,64	
Gd	7,14	9,61	6,95	9,54	7,34	7,67	8,44	7,39	6,58	6,68	5,27	3,99	3,02	5,89	5,21	3,34	12,41	3,41	3,66	
Tb	1,24	1,80	1,22	1,66	1,31	1,31	1,44	1,26	1,22	1,31	0,83	0,67	0,57	0,93	0,84	0,64	1,75	0,59	0,62	
Dy	6,84	10,04	6,71	9,10	7,26	7,82	8,89	7,23	6,55	7,81	4,21	3,41	2,8	5,27	4,43	3,05	10,22	3,44	3,38	
Ho	1,35	1,99	1,37	1,89	1,43	1,55	1,76	1,46	1,31	1,58	0,94	0,71	0,52	0,99	0,84	0,65	2,54	0,65	0,75	
Er	4,03	5,41	3,79	5,67	4,44	4,40	4,88	4,08	3,88	4,56	2,89	2,01	1,51	2,96	2,42	2,05	7,35	1,99	2,33	
Tm	0,59	0,84	0,61	0,85	0,73	0,71	0,73	0,54	0,69	0,74	0,39	0,27	0,24	0,5	0,38	0,3	1,04	0,27	0,37	
Yb	3,88	5,23	3,96	5,69	4,26	4,97	4,97	3,82	3,78	4,54	2,8	1,83	1,56	3,07	2,36	2,02	6,41	2,19	2,42	
Lu	0,65	0,79	0,59	0,87	0,74	0,77	0,73	0,57	0,66	0,73	0,44	0,27	0,23	0,5	0,38	0,26	1,01	0,37	0,42	
FeO*/ (FeO*+MgO)	0,77	0,76	0,84	0,81	0,79	0,82	0,75	0,78	0,77	0,80	0,85	0,64	0,63	0,77	0,85	0,76	0,78	0,79	0,89	
FeO*	4,01	2,67	3,09	2,17	2,27	1,47	1,52	2,83	3,13	2,44	1,68	3,39	4,49	2,12	1,46	2,16	2,09	1,87	1,10	
K ₂ O/Na ₂ O	0,87	0,91	1,07	1,18	1,31	1,47	1,89	0,88	0,86	1,03	1,80	1,08	0,68	0,96	1,63	1,23	1,17	1,23	1,09	
Na ₂ O+K ₂ O	8,98	9,18	9,27	9,91	9,78	10,05	9,32	8,48	8,51	8,96	7,33	7,76	6,97	8,05	8,63	8,30	9,17	9,06	9,17	
Rb/Sr	0,19	0,44	0,36	0,70	0,80	1,37	1,26	0,30	0,27	0,54	0,87	0,28	0,18	0,59	1,05	0,31	0,54	0,59	2,56	
Rb/Ba	0,09	0,08	0,12	0,08	0,08	0,14	0,17	0,07	0,06	0,08	0,11	0,12	0,10	0,13	0,13	0,11	0,06	0,07	0,13	
Sr/Ba	0,48	0,18	0,34	0,11	0,10	0,10	0,14	0,22	0,22	0,14	0,13	0,44	0,57	0,23	0,13	0,36	0,12	0,13	0,05	
La/Yb _N	10,31	8,63	10,49	10,72	9,14	11,13	10,68	9,00	8,01	8,42	10,70	22,36	9,73	12,70	15,61	12,88	11,37	17,34	11,33	
La/Sm _N	3,77	3,47	4,08	4,30	4,02	4,91	4,37	3,87	3,58	3,80	4,46	6,74	3,42	4,73	4,25	4,29	2,14	6,15	5,06	
Ga/Al	2,23	2,47	2,44	2,48	2,20	2,35	1,72	2,11	2,43	2,29	2,09	1,87	2,47	2,13	2,07	2,15	7,01	2,19	2,16	

FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₂ analisado.

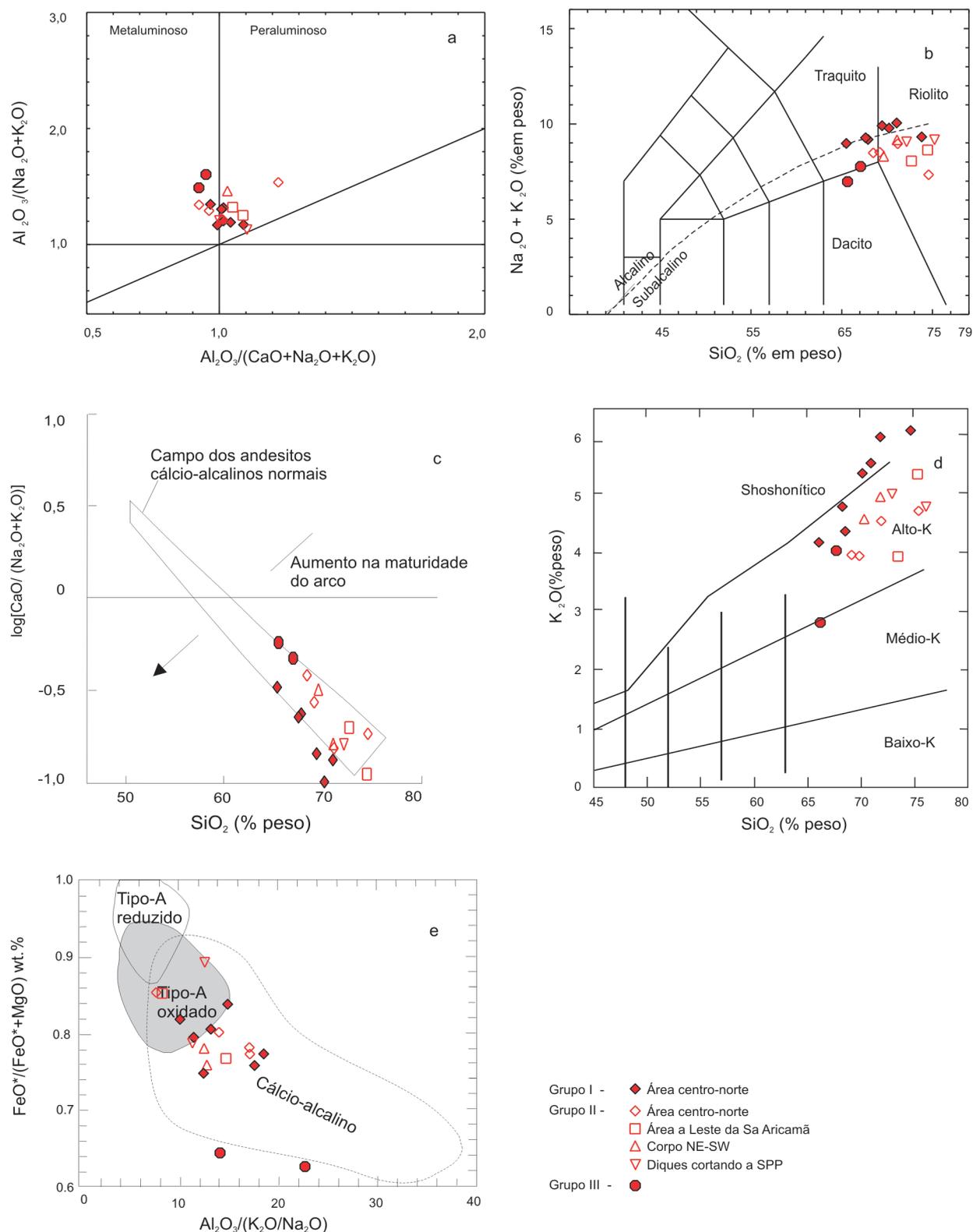


Figura 4.6.4 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu nos diagramas: (a) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, molecular (índice de Shand, Maniar & Piccoli 1989); (b) TAS (Le Maitre et al. 1989), limite dos campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971); (c) SiO_2 versus $log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ (Brown et al. 1984); (d) SiO_2 versus K_2O (campos de baixo-, médio-, alto-K e shoshonítico de acordo com Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Rickwood 1989); (e) $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ versus $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), com campos dos granitos cálcio-alcálicos e tipo-A oxidados e reduzidos.

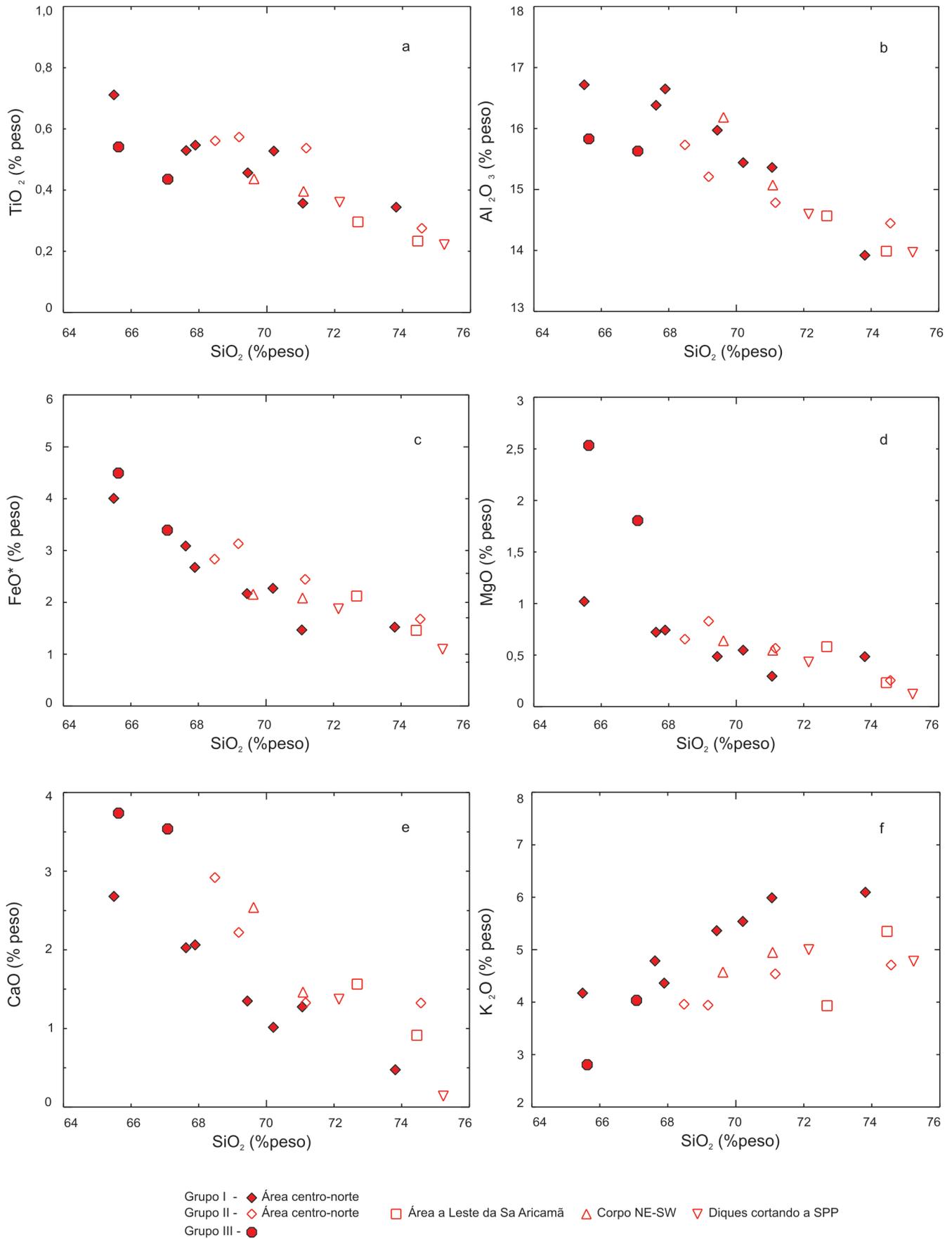


Figura 4.6.5 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus Al_2O_3 ; (c) SiO_2 versus FeO^* ; (d) SiO_2 versus MgO ; (e) SiO_2 versus CaO ; (f) SiO_2 versus K_2O .

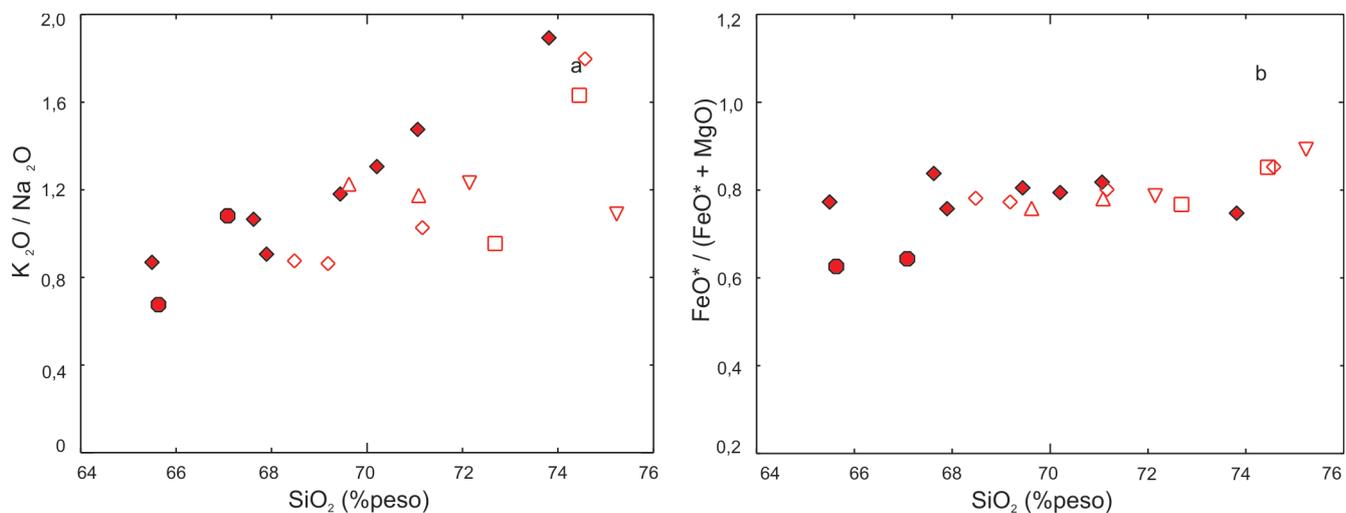


Figura 4.6.6 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu nos diagramas: (a) SiO_2 versus K_2O/Na_2O ; (b) SiO_2 versus $FeO^*/(FeO^* + MgO)$.

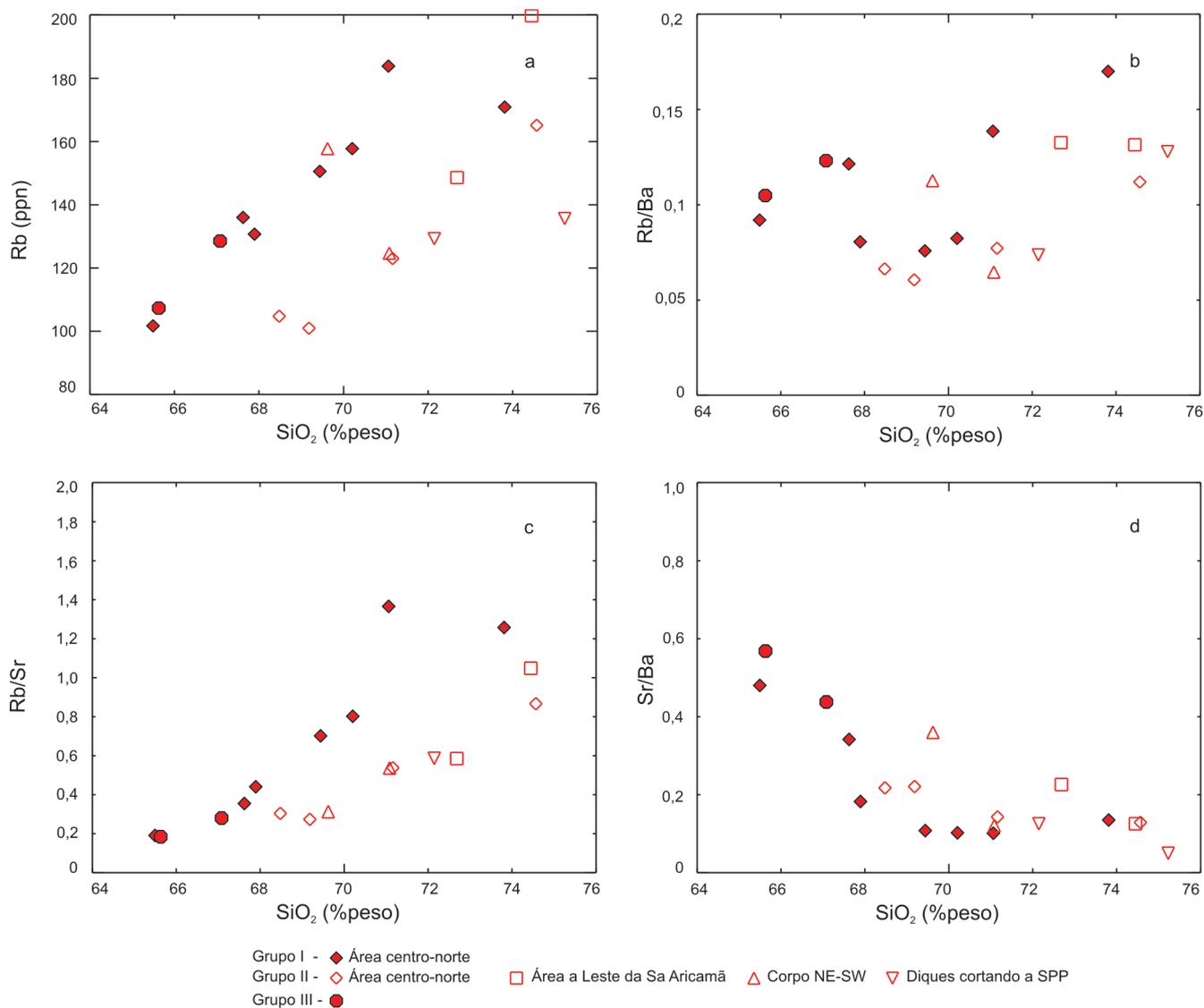


Figura 4.6.7 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu nos diagramas: (a) SiO_2 versus Rb; (b) SiO_2 versus Rb/Ba; (c) SiO_2 versus Rb/Sr; (d) SiO_2 versus Sr/Ba.

a) e mais altos de Sr com relação aos grupos I e III (Tabela 4.6.4). Quanto ao Ba, ocorre uma dispersão de valores (Tabela 4.6.4). Com relação à sílica, as razões Rb/Ba e Rb/Sr mostram correlação positiva e a razão Sr/Ba exibe correlação negativa (Figura 4.6.7 c, d, e), sendo que as duas primeiras razões tendem a ser mais elevadas no grupo I. O grupo I exibe também teores mais elevados em Ta, Nb, Zr e Y (Tabela 4.6.4).

Os vulcanitos Surumu exibem enriquecimento de ETR leves em relação às pesadas e padrões levemente distintos entre os grupos químicos e/ou áreas de ocorrência (Figura 4.6.8 a, b, c, d, e). No grupo I as anomalias de Eu são muito discretas e as razões La/Yb_N variam entre 8,63 e 11,13, (Figura 4.6.8 a, Tabela 4.6.4). Este padrão é muito similar ao observado para as amostras do Grupo II provenientes da área centro-norte da folha, com razões La/Yb_N entre 8,01 e 10,70 (Figura 4.6.8 b, Tabela 4.6.4). As outras amostras do grupo II, provenientes da área a Leste da Serra Aricamã, do corpo NE-SW e dos diques cortando a Suíte Pedra Pintada, bem como as amostras do Grupo III, são em geral algo mais empobrecidas em ETR médias e pesadas, com La/Yb_N entre 9,73 e 22,36, sendo que as anomalias negativas de Eu são discretas ou estão ausentes (Figura 4.6.8 c, d, e, Tabela 4.6.4).

Nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979) (Figura 4.6.9 a, b, c) os vulcanitos Surumu são enriquecidos em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS. Depressões em Ta, Nb, Sr e Ti estão presentes nos grupos I e II. O Grupo III mostra depressões menos pronunciadas em Ta, Nb e Ti e não mostra depressão em Sr.

No diagrama Rb versus Y+ Nb (Pearce *et al.* 1984) (Figura 4.6.10) as rochas do Grupo Surumu distribuem-se no campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996), sendo que o grupo I ocupa preferencialmente o campo dos granitos intraplacas e os outros grupos distribuem-se no campo dos granitos de arcos vulcânicos.

4.6.6 Tipologia e evolução magmática

De uma forma geral os vulcanitos Surumu são rochas cálcio-alcálicas, de alto K₂O (Figura 4.6.4), do tipo-I, como revelam seus teores relativamente altos em Al₂O₃ e CaO, as baixas razões FeO*/(FeO*+MgO) (Figura 4.6.4, Tabela 4.6.4) e razões A/CNK < 1,1 (Figura 4.6.4a). Outras características típicas das suítes cálcio-alcálicas, como o empobrecimento de ETR pesadas em relação às leves (Figura 4.6.8) e o enriquecimento em elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS (Figura 4.6.9) (Brown *et al.* 1984), também estão presentes. Três grupos químicos levemente distintos entre si foram caracterizados no Grupo Surumu, e devem refletir pequenas diferenças na fonte e/ou diferentes processos de AFC (Assimilation and Fractional Crystallization, DePaolo 1981).

Depósitos de ignimbritos tão volumosos, com milhares de km³, como os observados na área centro-norte da folha Vila de Tepequém, estão associados à ascensão e diferenciação de plutons ou batólitos, que se situam abaixo de grandes caldeiras (Lipman 2007). Em geral, os ignimbritos representam líquidos quimicamente mais evoluídos

do que os plutons associados, líquidos estes, que migram para o topo das câmaras magmáticas em função de sua mais baixa densidade e enriquecimento em voláteis, sendo expulsos como produtos eruptivos (Lipman 2007).

O conjunto de amostras do Grupo Surumu mostra grande similaridade química com os granitóides Pedra Pintada, no entanto ocorrem algumas diferenças. Os vulcanitos exibem alto SiO₂ e intervalo de variação mais restrito (63,55-74,74%), quando comparados à SPP, que mostra um intervalo expandido de SiO₂ (52,06-73,64%). A figura 4.6.11 ilustra o comportamento das amostras do Grupo Surumu juntamente com as amostras da SPP com mais de 63% de sílica. No que se refere aos óxidos, a SPP define tendências que se superpõem àquelas definidas pelas amostras dos vulcanitos quanto ao TiO₂, FeO* (Figura 4.6.11 a, b), Al₂O₃, e Na₂O. Os teores de MgO da SPP são intermediários entre os valores observados para os grupos I e II e aqueles do grupo III (Figura 4.6.11c) dos vulcanitos, enquanto as tendências definidas pela SPP para CaO (Figura 4.6.11d) e K₂O se aproximam daquelas observadas nos grupos I e III. Os vulcanitos são empobrecidos em Rb (Figura 4.6.11e) e enriquecidos em Ba em relação aos granitóides, mostrando correlação positiva da razão Rb/Ba com a sílica, porém com declividade bem menos pronunciada (Figura 4.6.11f). Esta diferença no comportamento da razão Rb/Ba deve refletir a participação menos marcante do fracionamento de feldspato alcalino na evolução dos vulcanitos. A ausência de depressão em Ba nos diagramas expandidos do Grupo Surumu, contrastando com o observado nas fácies mais fracionadas dos corpos Flechal e Trovão da SPP (Figura 4.6.9), também sugere a menor participação do feldspato alcalino na evolução das rochas vulcânicas estudadas. Os vulcanitos são em geral empobrecidos em Ta em relação aos granitóides, sendo que tendências similares em Sr, Nb e Y são observadas nos dois conjuntos rochosos.

A grande similaridade química entre a SPP e o Grupo Surumu aponta para uma cogeneticidade entre as duas unidades. Os vulcanitos são interpretados como produtos evoluídos a partir do magma Pedra Pintada. Entretanto, as discretas diferenças químicas observadas tornam duvidoso o comagmatismo entre os vulcanitos e os dois corpos granitóides da SPP (Trovão e Flechal) mapeados na área de estudo. Estas diferenças devem refletir a diversidade do próprio magma Pedra Pintada, ou seja, devem refletir pequenas diferenças entre as distintas câmaras magmáticas que forneceram material para este volumoso vulcanismo, principalmente representado pelos ignimbritos. As diferenças entre os três grupos químicos caracterizados no Grupo Surumu devem, da mesma forma, resultar de discretas variações composicionais no magma Pedra Pintada, que, por sua vez, devem refletir leves variações na fonte. A cogeneticidade entre as unidades Pedra Pintada e Surumu é fortemente favorecida pela proximidade das idades, de 1985 ± 1 Ma para a SPP e de 1994 ± 5 Ma para um vulcanito. Quanto às idades, Lipman (2007) resalta que intrusões relacionadas a caldeiras têm idades de cristalização que variam de indistinguíveis daquelas dos ignimbritos associados, até milhões de anos mais novas,

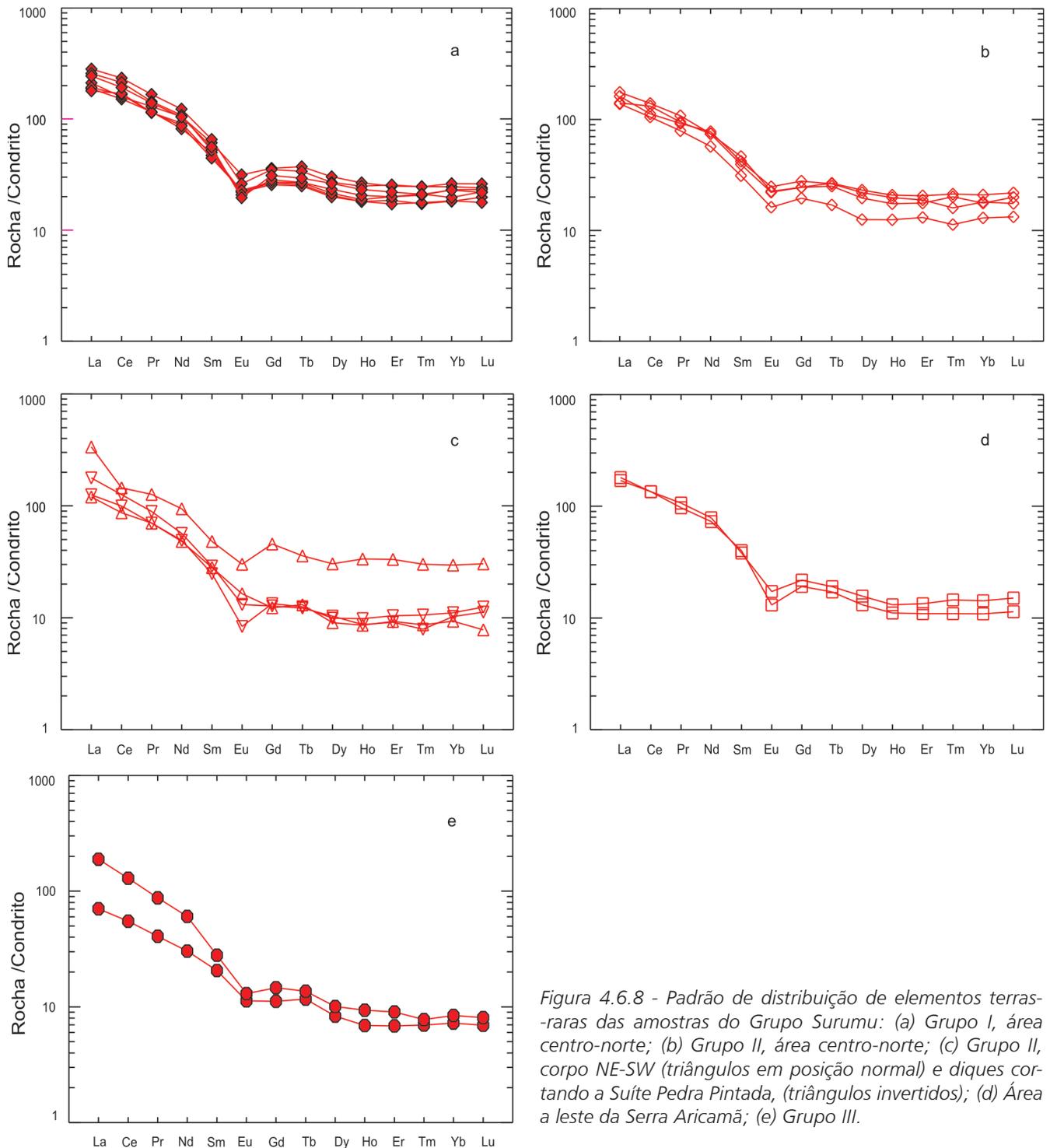


Figura 4.6.8 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras das amostras do Grupo Surumu: (a) Grupo I, área centro-norte; (b) Grupo II, área centro-norte; (c) Grupo II, corpo NE-SW (triângulos em posição normal) e diques cortando a Suíte Pedra Pintada, (triângulos invertidos); (d) Área a leste da Serra Aricamã; (e) Grupo III.

documentando assim a prolongada evolução da câmara magmática, durante os estágios finais do ciclo que culminou com as erupções vulcânicas.

4.6.7 Petrogênese e ambiente tectônico

Com base nas suas características geoquímicas e nos dados Sm-Nd, com $\epsilon_{Nd}(T)$ entre + 2,0 e + 3,4 e T_{DM} entre 1992 Ma e 2093 Ma, muito próximas aos valores obtidos nos granitóides Pedra Pintada, o mesmo quadro petrológico e tectônico proposto para a SPP é sugerido

também para o Grupo Surumu. Os vulcanitos devem refletir a fusão parcial de material crustal juvenil Transamazônico com assinatura de subducção, herdada do estágio pré-colisional em um ambiente pós-colisional, possivelmente com alguma contribuição mantélica. Os vulcanitos Surumu e os granitóides Pedra Pintada distribuem-se em uma faixa contínua na parte central do Escudo das Guianas, ladeada a sul pelo Cinturão Caurane-Coeroene (Fraga *et al.* 2008). Este quadro é tentativamente interpretado como reflexo do *slab breakoff* no estágio pós-colisional, geralmente associado a geração de magmatismo cálcio-alcalino de alto K (Bonin 2004; Oyhantçabal *et al.* 2007).

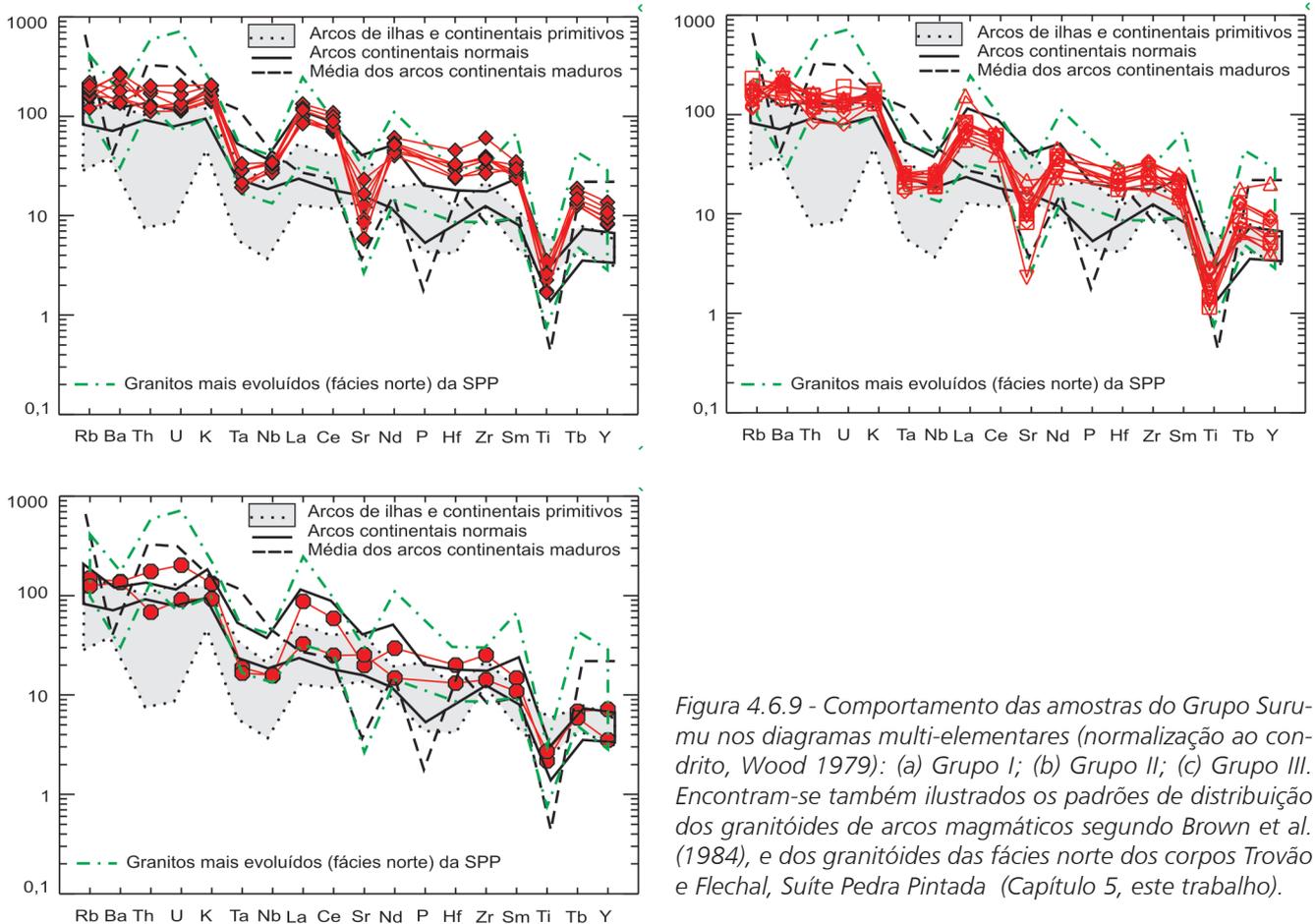
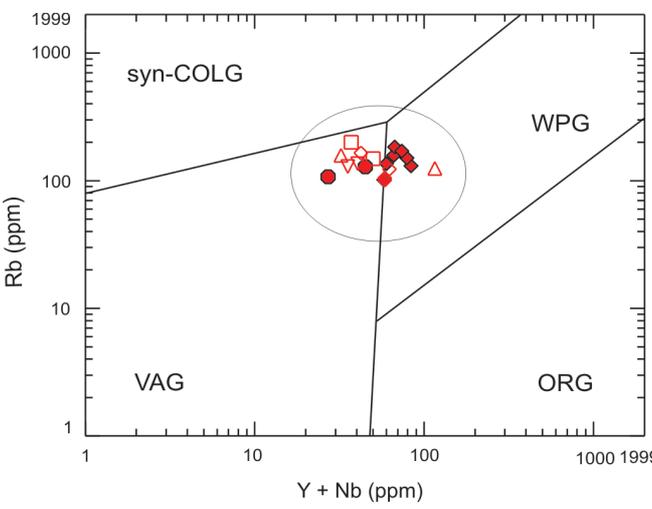


Figura 4.6.9 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979): (a) Grupo I; (b) Grupo II; (c) Grupo III. Encontram-se também ilustrados os padrões de distribuição dos granitóides de arcos magmáticos segundo Brown et al. (1984), e dos granitóides das fácies norte dos corpos Trovão e Flechal, Suíte Pedra Pintada (Capítulo 5, este trabalho).



- Grupo I - ◆ Área centro-norte
- Grupo II - ◇ Área centro-norte
- Área a Leste da Sa Aricamã
- △ Corpo NE-SW
- ▽ Diques cortando a SPP
- Grupo III - ●

Figura 4.6.10 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu no diagrama Y+Nb versus Rb. Campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), e intraplacas (WPG) (Pearce et al. 1984), e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce 1996).

4.6.8 Correlações

As exposições de rochas vulcânicas do Grupo Surumu no norte de Roraima mostram continuidade física para leste na Guiana (Formação Iwokrama, Berrangé 1977) e Suriname (Formação Dalbana, Gibbs & Barron 1993) e para oeste na Venezuela (vulcânicas do Grupo Cuchivero, Gibbs & Barron 1993). Deve-se mencionar, no entanto, que fora do Brasil os vulcanitos permanecem pobremente datados, o que não permite uma correlação segura. Na Guiana e no Suriname rochas sedimentares reunidas nas formações Mu-

ruwa e Ston ocorrem abaixo dos vulcanitos das formações Iwokrama e Dalbana (Gibbs & Barron 1993). Estas rochas sedimentares correspondem a arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos, similares aos observados no Supergrupo Roraima (Gibbs & Barron 1993), e não parecem correlacionáveis aos arenitos vulcanogênicos identificados intercalados com os vulcanitos Surumu na folha Vila de Tepequém.

Rochas vulcânicas cálcio-alcálicas de alto K, com idades similares àquelas do Grupo Surumu, ocorrem na Província Tapajós, Escudo Brasil Central, na Formação Vila Riozinho (Lamarão et al. 2002, 2005).

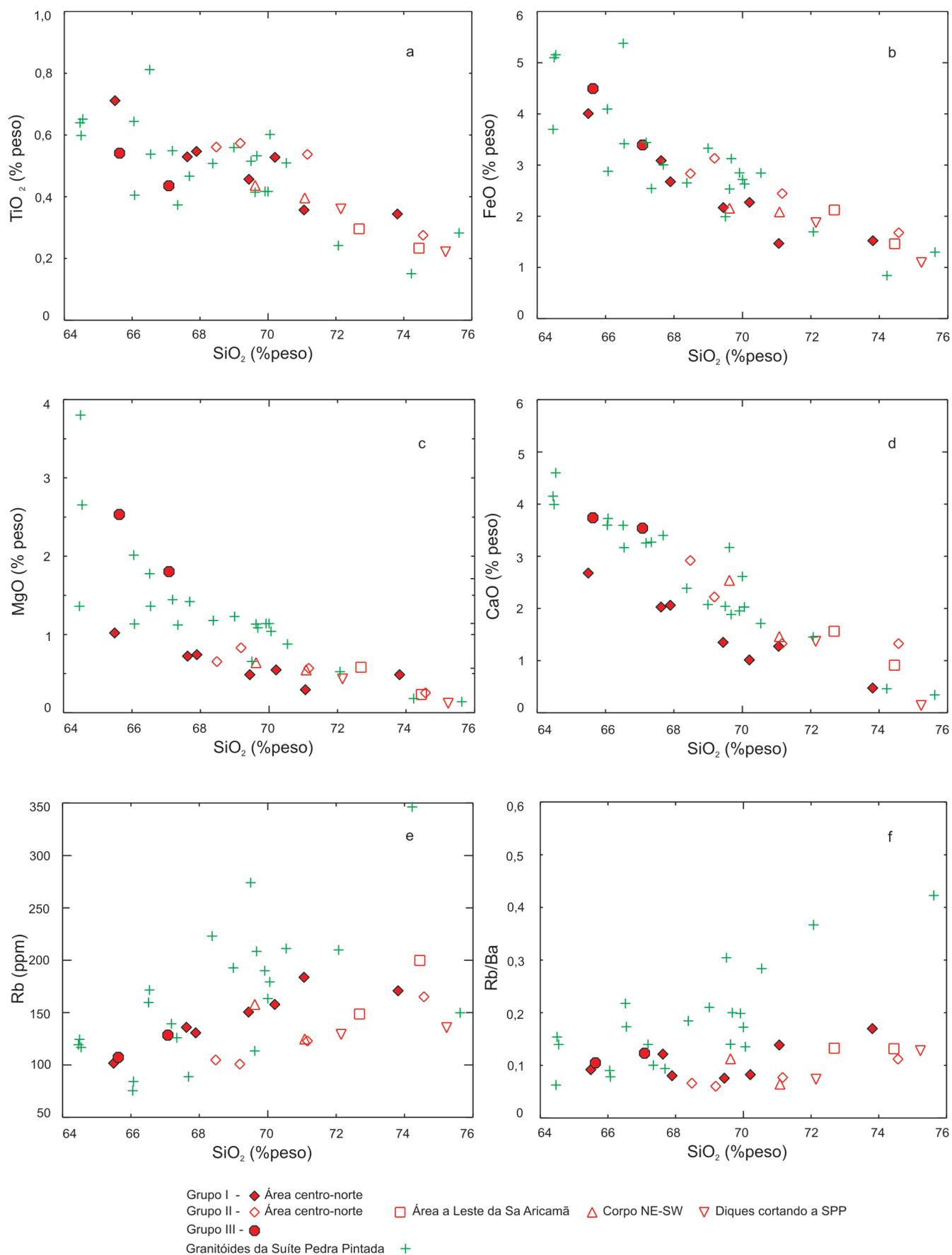


Figura 4.6.11 - Comportamento das amostras do Grupo Surumu e dos granitos da Suíte Pedra Pintada com mais de 63% de sílica nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus FeO ; (c) SiO_2 versus MgO ; (d) SiO_2 versus CaO ; (e) SiO_2 versus Rb ; (f) SiO_2 versus Rb/Ba .

4.7 SUÍTE ARICAMÃ

4.7.1 Introdução

Propõe-se no presente trabalho o termo Suíte Aricamã para agrupar corpos de granitos do tipo-A aflorantes na folha Vila de Tepequém, em parte, anteriormente relacionados à Suíte Intrusiva Saracura (Fraga & Haddad 1999). O termo Granito Saracura foi proposto, originalmente, por Ramgrab *et al.* (1971) para o corpo aflorante na serra homônima, no extremo norte de Roraima, posteriormente, elevado à categoria de Suíte Intrusiva Saracura por Melo *et al.* (1978) para agrupar também outros corpos graníticos. Utilizando a terminologia proposta por estes últimos autores, Fraga & Haddad (1999) caracterizaram química e petrograficamente diversos corpos de granitos do tipo-A, metaluminosos, aflorantes na parte centro-norte e nordeste de Roraima. Estudos recentes demonstraram, no entanto, que o corpo da Serra Saracura difere química e petrograficamente daqueles estudados por Fraga & Haddad (1999) e englobados na Suíte Intrusiva Saracura, apontando para a necessidade de revisão desta terminologia. Os granitos do tipo-A, metaluminosos, aflorantes na parte centro-norte e nordeste de Roraima, ainda não foram devidamente datados. Costa *et al.* (2001) mencionam idades entre 1,88 Ga e 1,92 Ga (Pb-Pb, evaporação em zircão) para alguns destes granitos. Por outro lado, Santos, J.O.S. (inf verbal *In*: Reis *et al.* 2003) obteve uma idade de 1,30Ga (U-Pb SHRIMP) para o granito da Serra Saracura. Brito & Pinheiro (1999) descreveram, também na parte norte de Roraima, na Serra da Lontra, rochas do tipo-A, incluindo riebeckita granitos alcalinos, que ainda não foram datados. Este quadro revela as grandes incertezas que envolvem o magmatismo do tipo-A no norte de Roraima, tornando difícil a aplicação do termo Suíte Intrusiva Saracura. Justifica-se assim, a proposição da nova terminologia Suíte Aricamã para os granitos do tipo-A da caracterizados na folha Vila de Tepequém.

4.7.2 Distribuição geográfica e relações de contato

O principal corpo granítico da Suíte Aricamã ocorre na parte central da área estudada, em forma de meia lua, sustentando a Serra Aricamã. Ocorrem ainda cinco pequenos corpos, um a oeste e quatro a leste do corpo granítico principal, sendo todos marcados por expressivos altos radiométricos. A Suíte Aricamã é intrusiva nos granitóides da Suíte Pedra Pintada e nos vulcanitos do Grupo Surumu (ver mapa geológico), embora xenólitos destas rochas não tenham sido observados. Diques relacionados às unidades Lamprófito Serra do Cupim e Diabásio Avanavero cortam localmente os granitos Aricamã e veios quartzo-feldspáticos são raros.

A forma de meia lua do corpo da Serra Aricamã sugere que a intrusão tenha ocorrido através de uma falha anelar em torno de uma caldeira. É provável que esta mesma estrutura em caldeira, ou outra similar, possa ter controlado a evolução da bacia que recebeu, ao final do Orosiriano, a sedimentação da Formação Tepequém.

4.7.3 Caracterização geral e petrografia

A Suíte Aricamã compreende granitos isotrópicos, em geral róseos a avermelhados ou, por vezes, cinza-claros, muito pobres em minerais máficos e muito pouco magnéticos, por vezes com textura rapakivi. No corpo da serra Aricamã e no pequeno corpo a oeste da serra, as rochas são de granulação média ou grossa (Figura 4.7.1a), enquanto que nos corpos situados a leste da serra dominam microgranitos (Figura 4.7.1b).

Foram estudadas 17 lâminas delgadas da Suíte Aricamã. A classificação e composição mineralógica estimada das 7 amostras desta unidade selecionadas para análises químicas são mostradas na Tabela 4.7.1.

A Suíte Aricamã compreende feldspato alcalino-granitos e sienogranitos, leucocráticos a hololeucocráticos, nos quais os componentes máficos não

Tabela 4.7.1 – Classificação e composição mineralógica aproximada de rochas da Suíte Aricamã quimicamente analisadas.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Fa	Qz	Hb	Bi	Ti	Zi	Ap	Al	Op	Cl	Se	Am	Fl	To	Tu
LM-79	Hb feldspato alc.-granito	65	31	4	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	-	-	-
HG-68	Feldspato alc.-granito porfírico	63	35	-	2	-	tr	-	-	tr	-	-	tr	tr	-	-
HG-57	Bi Feldspato alc.-granito c/ to	65	32	-	5	-	tr	-	-	-	-	-	tr	-	tr	tr
LM-60	Feldspato alc. -granito granofírico	69	30	-	tr	-	tr	-	tr	1	-	tr	-	-	-	-
MF-84	Feldspato alc. -granito granofírico	67	30	-	tr	tr	tr	tr	tr	2	2	tr	tr	tr	-	-
HG-64	Feldspato alc.- granito hololeuc	66	33	-	1	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	tr
LM-71B	Feldspato alc. -granito granofírico	66	32	-	tr	-	tr	-	-	2	-	-	-	tr	-	-

Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Hb = hornblenda; Bi = biotita; Ti = titanita; Zi = zircão; Ap = apatita; Al = allanita; Op = opacos; Cl = clorita; Se = sericita; Am = argilo-minerais; Fl = fluorita; To = topázio; Tu = turmalina; tr = traços (< 1%).

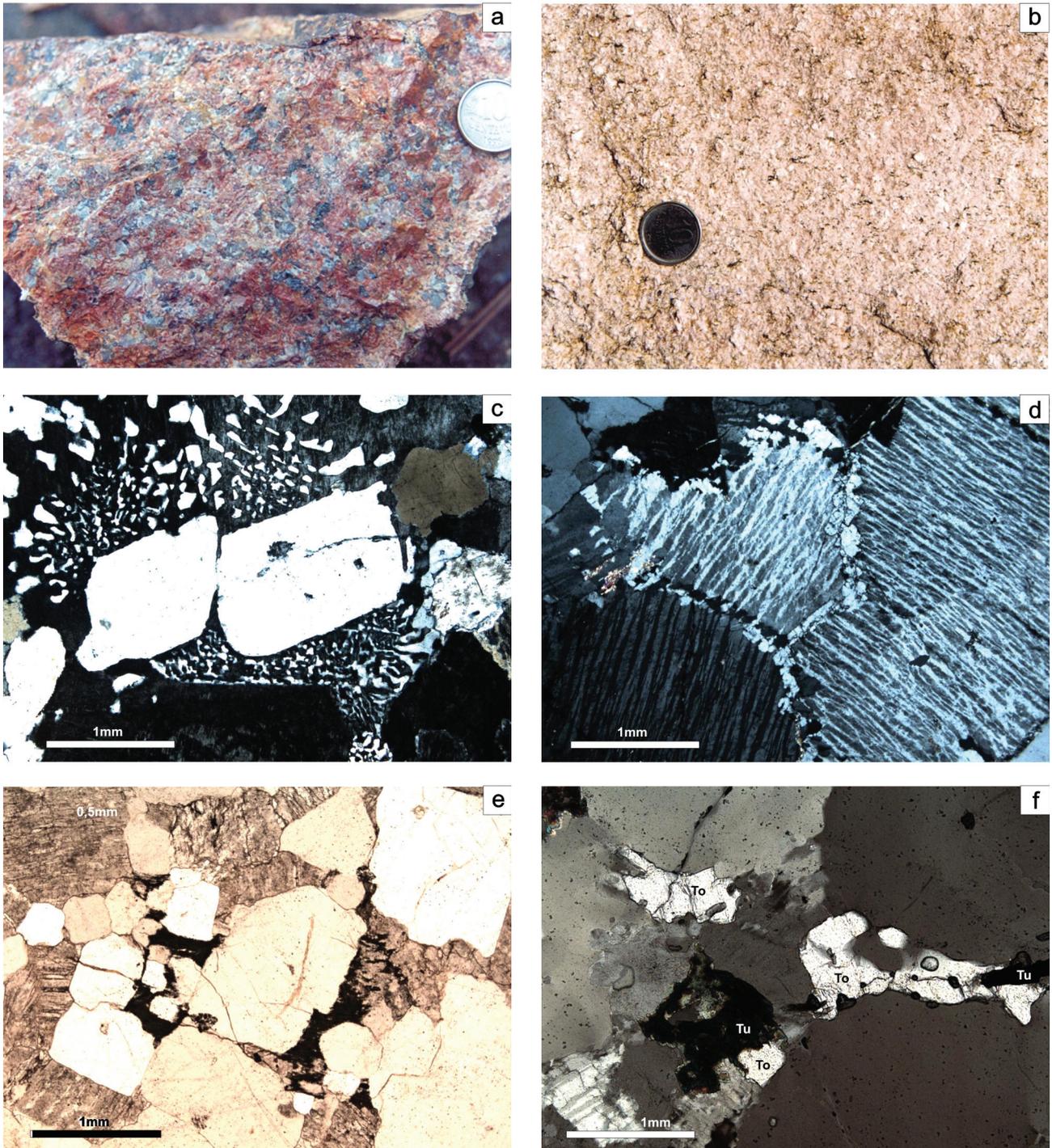


Figura 4.7.1 - Aspectos macro e microscópicos dos granitos da Suíte Aricamã. (a) Feldspato alcalino - granito, de granulação grossa, pertencente ao corpo situado a oeste da Serra Aricamã. Amostra LM-232A; (b) Feldspato alcalino - granito, de granulação fina a média, situado a leste da Serra Aricamã. Amostra LM-79; (c) Intercrescimentos gráficos entre quartzo e feldspato alcalino em feldspato alcalino - granito da Serra Aricamã. Lâmina HG-65, polarizadores cruzados; (d) Pequenos grãos de albita marcando o contato entre cristais contíguos de mesopertita, em feldspato alcalino - granito. Lâmina HG-64, polarizadores cruzados; (e) Biotita (em preto) cristalizada em interstícios entre os minerais félsicos de um feldspato alcalino - granito da unidade Aricamã. Lâmina LM-231A, luz plano-polarizada; (f) Topázio (To) anedral e agregado de turmalina verde (em preto) (Tu) incluídos em quartzo de um feldspato alcalino - granito da Serra Aricamã. Lâmina HG-57, polarizadores semi-cruzados.

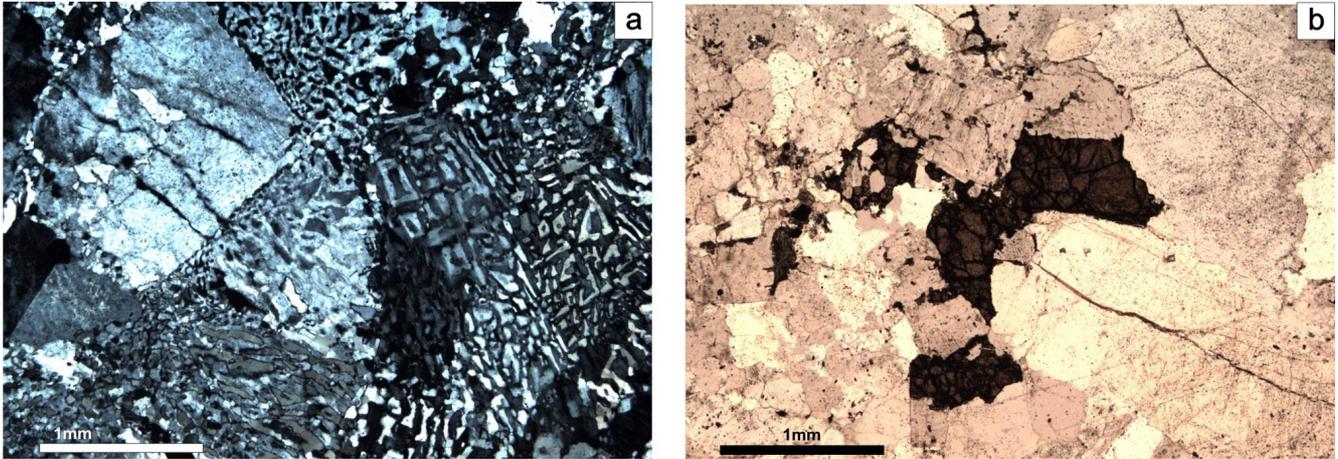


Figura 4.7.2 - Aspectos microscópicos de granitos da Suíte Aricamã. (a) Intercrescimentos gráficos entre feldspato alcalino e quartzo em granito granofírico da Suíte Aricamã. Lâmina LM-71B, polarizadores cruzados; (b) Agregados de granada marron escura preenchendo cavidades num feldspato alcalino - granito granofírico da Suíte Aricamã. Lâmina LM-89C, luz plano-polarizada.

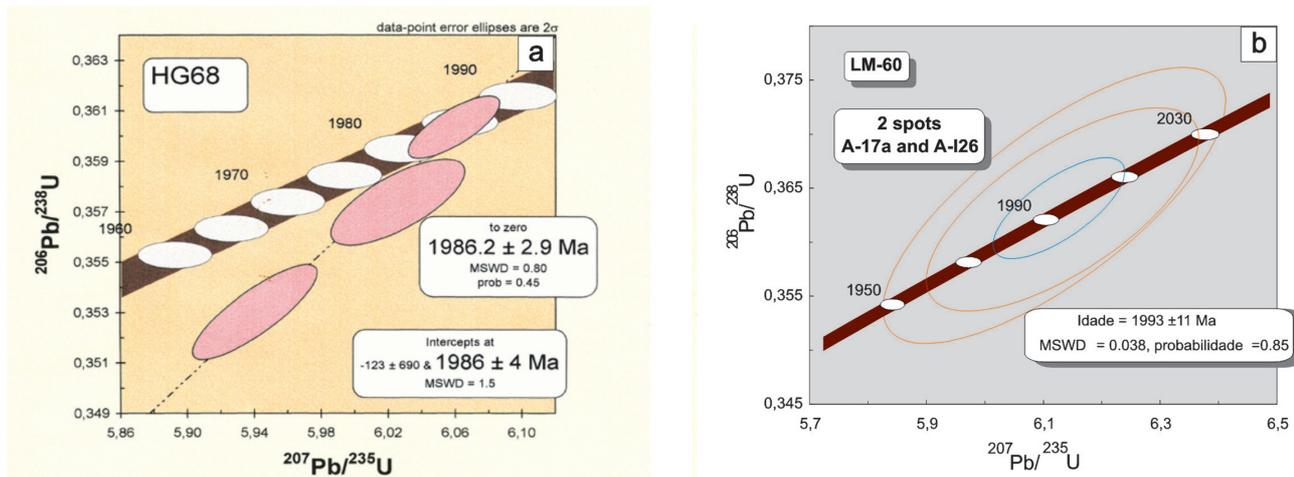


Figura 4.7.3- Idades U-Pb em zircão para a Suíte Aricamã. (a) Diagrama concórdia para a amostra HG-68 da Suíte Aricamã, datada pelo método U-Pb em zircão por SHRIMP; (b) Diagrama concórdia para a amostra LM-60 datada pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS).

Tabela 4.7.2 – Resultados analíticos U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) da amostra LM-60, Suíte Aricamã.

GRÃO.SPOT	RAZÕES						Rho	IDADES APARENTES						Disc.(%)	
	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	err (%) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		err (%) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	(Ma) 1sigma	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		(Ma) 1sigma
Zr-122-A-I-06	0,20	0,1014	6,35	2,6397	6,57	0,1888	1,71	0,26	1650	105	1312	86	1115	19	32
Zr-122-A-I-10	0,50	0,1314	1,13	6,2129	1,73	0,3429	1,31	0,76	2117	24	2006	35	1901	25	10
Zr-122-A-I-12	0,70	0,1241	0,97	6,1278	1,48	0,3580	1,12	0,76	2017	20	1994	30	1973	22	2
Zr-122-A-I-13	0,64	0,1237	1,06	6,1830	1,65	0,3624	1,27	0,77	2011	21	2002	33	1993	25	1
Zr-122-A-I-14	0,66	0,1230	0,97	6,1140	1,38	0,3605	0,99	0,71	2000	19	1992	28	1985	20	1
Zr-122-A-I-16	0,55	0,1236	1,05	6,0727	1,70	0,3562	1,34	0,79	2009	21	1986	34	1964	26	2
Zr-122-A-I-17a	0,62	0,1226	1,17	6,1283	1,63	0,3627	1,13	0,70	1994	23	1994	32	1995	23	0
Zr-122-A-I-17b	0,54	0,1108	1,28	3,6310	2,76	0,2377	2,44	0,89	1813	23	1556	43	1374	34	24
Zr-122-A-I-19	0,61	0,1225	2,16	5,9617	2,68	0,3529	1,59	0,59	1993	43	1970	53	1949	31	2
Zr-122-A-I-21	0,45	0,1226	1,28	6,2162	1,78	0,3676	1,24	0,69	1995	26	2007	36	2018	25	-1
Zr-122-A-I-26	0,60	0,1221	1,36	6,1134	2,05	0,3630	1,54	0,75	1988	27	1992	41	1997	31	0
Zr-122-A-I-28	0,52	0,1219	1,10	6,3431	1,40	0,3775	0,87	0,62	1984	22	2024	28	2065	18	-4
Zr-122-A-I-30	0,61	0,1207	1,53	6,1158	1,78	0,3674	0,91	0,51	1967	30	1993	35	2017	18	-3
Zr-122-A-I-31	0,63	0,1208	1,08	6,1032	1,32	0,3665	0,75	0,57	1968	21	1991	26	2013	15	-2
Zr-122-A-I-32	0,66	0,1194	1,11	5,9970	1,47	0,3642	0,97	0,66	1948	22	1975	29	2002	19	-3

Correção de Pb comum baseada na concordância das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Os dados em vermelho não foram utilizados no cálculo da idade.

ultrapassam os 7%, situando-se em média nos 3%. Os granitos da Serra Aricamã e do pequeno corpo a oeste exibem textura hipidiomórfica granular ou mais raramente porfírica, sendo formados por feldspato mesopertítico e quartzo, idio a subidiomórficos, localmente intercrescidos em arranjos gráficos (Figura 4.7.1c). Pequenos grãos de albita ocorrem entre cristais contíguos de mesopertita (Figura 4.7.1d) indicando processos de alteração tardi- ou pós-magmática. O máfico presente é uma biotita marron alaranjada ou, mais raramente verde, em cristais xenomórficos, intersticiais, cristalizados tardiamente, refletindo o caráter pouco hidratado destes granitóides (Figura 4.7.1e). Os minerais acessórios mais comuns são fluorita, zircão, allanita e minerais opacos. Turmalina verde e topázio (Figura 4.7.1f) ocorrem em algumas variedades de granito cinza-claro. Apatita, titanita e granada são componentes mais raros.

Os corpos graníticos situados a leste da Serra Aricamã são em geral formados por microgranitos, de textura inequigranular ou aplítica, nos quais o quartzo e o feldspato alcalino constituem intercrescimentos granofíricos ou gráficos bem desenvolvidos (Figura 4.7.2a). A biotita está geralmente presente, enquanto que plagioclásio sódico e hornblenda são mais raros. Os acessórios mais comuns são zircão, allanita e opacos, sendo titanita, apatita e fluorita mais escassos. Em algumas rochas ocorre granada em fraturas e cavidades (Figura 4.7.2b).

A presença de texturas gráficas e granofíricas em quase todos os espécimes coletados desta unidade indi-

ca resfriamento rápido (Candela 1997; Lowenstern *et al.* 1997), atestando a colocação rasa destes granitos. Na porção leste do corpo da serra Aricamã ocorrem freqüentes venulações de quartzo acompanhadas de intensa epidotização e cloritização. A presença de fluorita em quase todas as rochas examinadas, por vezes, associada a turmalina e topázio, sugere potencial para depósitos de estanho (Dall' Agnol *et al.* 1993) nos granitos desta suíte (ver item 7.6).

4.7.4 Geocronologia e dados Isotópicos Sm-Nd

A amostra HG-68, proveniente da parte sul do corpo da Serra Aricamã foi selecionada para análise U-Pb em zircão, por SHRIMP, sendo a metodologia comentada no Capítulo 1. A idade obtida (Santos, *inf. verb.*) para o intercepto superior do diagrama concórdia é de 1986 ± 4 (Figura 4.7.3a). Um pequeno corpo a leste da Serra Aricamã (amostra LM-60) também foi datado, desta vez utilizando-se a metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS (ver capítulo 1), sendo o diagrama concórdia ilustrado na Figura 4.7.3.b e os dados analíticos apresentados na Tabela 4.7.2. A idade obtida para a amostra LM-60 foi de 1993 ± 11 , coincidente dentro do erro analítico com o valor obtido por SHRIMP para a amostra HG-86, interpretado como representativo da idade de cristalização da Suíte Aricamã.

Para análise isotópica Sm-Nd (procedimentos analíticos comentados no Capítulo 1) foi escolhida a amostra LM-60 (Tabela 4.7.3), que forneceu uma idade modelo,

Tabela 4.7.3 – Dados Sm-Nd de amostras da Suíte Aricamã.

AMOSTRAS	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erro (ppm)	a Nd (0)	ε _{Nd} (t)	T _{DM} (Ma)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	t
LM-R-60	8,0	41,0	0,117582	0,511708	12	-18,1	2,0	2107	0,510171	1986

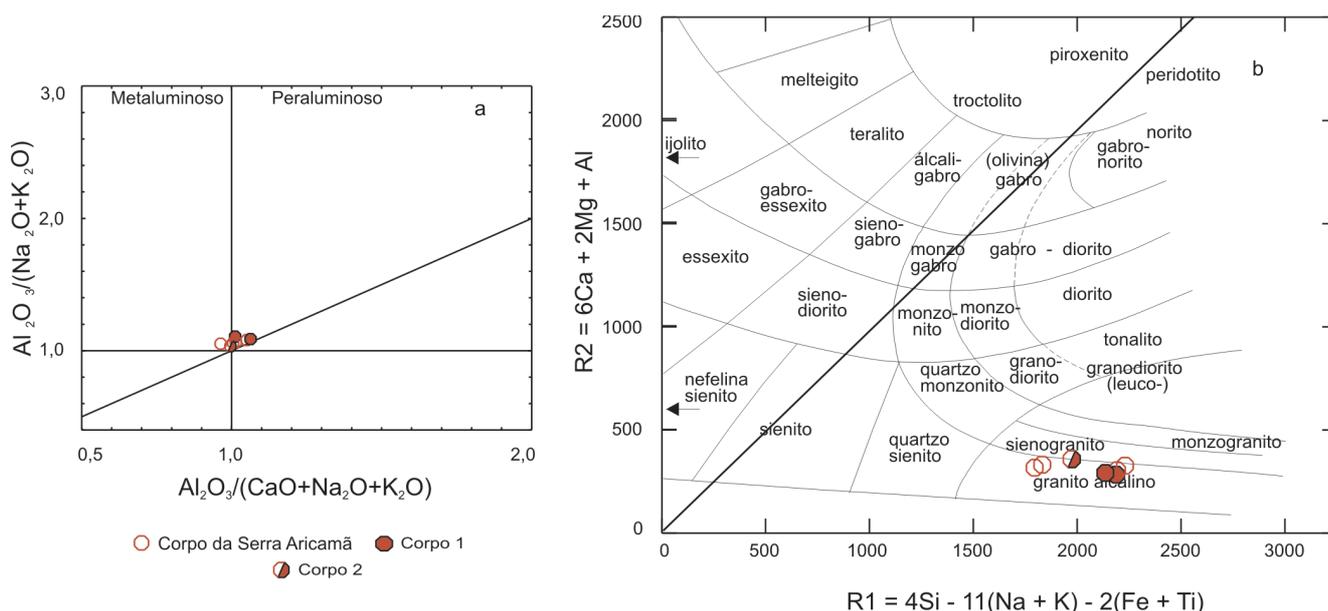


Figura 4.7.4 - Comportamento das amostras da Suíte Aricamã nos diagramas: (a) $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, molecular (índice de Shand, Maniar & Piccoli 1985); e (b) R1 versus R2, multicatiônico (La Roche *et al.* 1980).

Tabela 4.7.4 – Composição química dos granitos da Suíte Aricamã.

AMOSTRAS		LM-79 CORPO 2	HG-68 Sa. ARICAMÃ	HG-57 Sa. ARICAMÃ	LM-60 CORPO 1	MF-84 Sa. ARICAMÃ	HG-64 Sa. ARICAMÃ	LM-71B CORPO 1
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	71,57	72,14	72,28	73,8	73,85	74,37	74,52
	Al ₂ O ₃	14,08	14,90	14,57	13,59	12,91	13,55	13,39
	Fe ₂ O ₃	2,43	1,71	1,30	1,70	2,2	1,27	1,62
	MgO	0,16	0,03	0,02	0,01	0,11	0,02	0,02
	CaO	0,66	0,22	0,40	0,16	0,63	0,35	0,27
	Na ₂ O	3,91	4,98	5,06	3,21	4,07	4,44	4,55
	K ₂ O	5,81	5,17	5,03	6,66	5,14	5,01	5,05
	TiO ₂	0,33	0,15	0,07	0,22	0,27	0,11	0,14
	P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
	MnO	0,09	0,04	0,04	0,01	0,07	0,02	0,01
	P.F.	0,70	0,60	1,10	0,60	0,60	0,80	0,40
	Total	99,8	99,96	99,88	99,98	99,88	99,95	99,98
	Elementos-traço (ppm)	Mo	0,30	3,90	5,90	1,60	2,80	4,4
Cu		5,80	2,00	0,50	2,00	1,30	0,5	2,6
Pb		22,90	16,50	27,70	14,80	43,20	21,2	46,7
Zn		83,00	62,00	82,00	8,00	109,00	70,00	70,00
Ni		<5,00	5,00	5,00	10,00	11,00	5,00	5,00
Sc		6,00	2,00	3,00	5,00	4,00	2,00	2,00
Ba		915,20	146,50	8,60	145,90	416,90	12,8	148,10
Be		2,00	12,00	29,00	3,00	4,00	9,00	2,00
Co		0,80	<0,50	<0,50	2,60	0,70	<0,50	<0,50
Cs		2,40	15,50	29,70	1,10	5,70	11,20	0,50
Ga		21,20	28,70	37,50	20,10	21,50	28,10	22,00
Hf		17,40	15,10	26,20	12,10	15,60	15,00	8,90
Nb		27,90	83,00	198,80	39,20	49,00	133,70	17,00
Rb		121,70	424,10	866,00	241,00	203,00	509,50	160,80
Sn		2,00	8,00	10,00	6,00	8,00	12,00	2,00
Sr		80,50	17,00	3,40	19,90	39,70	4,40	11,40
Ta		1,40	9,80	30,70	3,10	3,70	10,90	1,30
Th		20,90	32,60	101,50	370	27,90	56,20	19,30
U		2,20	14,90	24,40	12,30	9,00	12,10	5,00
V		<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00	<5,00
W		0,90	10,80	9,90	1,20	3,60	7,60	0,80
Zr	661,90	278,20	308,20	329,40	465,00	250,40	315,20	
Y	84,50	66,80	387,10	48,30	83,00	150,20	27,80	
ETR	La	194,60	61,40	189,40	52,90	82,90	70,60	18,90
	Ce	407,80	125,90	367,40	114,30	222,10	152,00	39,40
	Pr	47,84	13,86	33,35	12,18	21,23	15,34	5,010
	Nd	185,10	43,00	87,00	45,10	76,10	48,00	19,00
	Sm	28,60	9,90	19,20	9,40	15,00	10,90	3,90
	Eu	3,68	0,57	0,11	0,26	1,33	0,12	0,18
	Gd	19,69	7,73	17,74	7,23	12,32	10,85	3,28
	Tb	3,27	1,66	4,92	1,43	2,37	2,56	0,67
	Dy	16,49	11,58	38,05	8,69	13,98	19,27	4,51
	Ho	3,13	2,37	9,92	1,81	2,77	4,52	0,95
	Er	8,18	9,61	39,86	5,41	8,93	17,03	3,27
	Tm	1,23	1,76	8,10	0,86	1,53	3,06	0,54
	Yb	7,97	11,54	57,34	5,97	9,72	20,30	3,06
	Lu	1,17	1,82	9,91	0,84	1,50	3,31	0,55
FeO*/(FeO*+MgO)	0,92	0,97	0,97	0,99	0,94	0,98	0,98	
FeO*	2,21	1,55	1,19	1,54	2,00	1,15	1,47	
K ₂ O/Na ₂ O	1,49	1,04	0,99	2,07	1,26	1,13	1,11	
Rb/Sr	1,51	24,95	254,71	12,11	5,11	115,80	14,11	
Rb/Ba	0,13	2,89	100,70	1,65	0,49	39,8	1,09	
Sr/Ba	0,09	0,12	0,40	0,14	0,10	0,34	0,08	
La/YbN	16,33	3,56	2,21	5,93	5,70	2,33	4,13	
Ga/Al	2,85	3,64	4,68	2,79	3,15	3,92	3,10	

FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

T_{DM} , de 2107 Ma, aproximadamente 100Ma maior que a idade de cristalização da Suíte Aricamã (1986 ± 4 U-Pb SHRIMP) e um valor de $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2.

4.7.5 Geoquímica

Sete amostras da Suíte Aricamã foram analisadas para elementos maiores e elementos-traço, incluindo elementos terras-raras (ETR) (Tabela 4.7.4), sendo que as metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1. Quatro amostras são provenientes do corpo da Serra Aricamã e as demais provêm da região a leste da serra, sendo duas do corpo situado a sudoeste da Fazenda São José (Corpo 1) e uma do corpo a noroeste da Fazenda Santa Luzia (Corpo 2), este último, tentativamente incluído na Suíte Aricamã.

As rochas da Suíte Aricamã são subalcalinas, metaluminosas a marginalmente peraluminosas (Figura 4.7.4 a, b), correspondendo predominantemente a granitos alcalinos no diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980). Exibem altos conteúdos em SiO_2 e intervalo de variação bastante restrito (71,57-74,52%, Tabela 4.7.4) sendo que não ocorre fracionamento importante dos outros óxidos em relação à sílica. São granitos pobres em CaO e MgO (Figura 4.7.5 a, b), com razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ extremamente elevadas, variando de 0,92 a 0,98 (Figura 4.7.5c, Tabela 4.7.4). São ricos em álcalis (Figura 4.7.5 d), com razões K_2O/Na_2O entre 0,99 e 2,07 (Figura 4.7.5 e; Tabela 4.7.4).

Os granitos da Suíte Aricamã são enriquecidos em Rb, Zr, Nb, Y, (Figura 4.7.6 a, b, c, d), Ta e Ga (Tabela 4.7.4), e empobrecidos em Ba e Sr (Figura 4.7.6e, f) em relação, por exemplo, às concentrações destes elementos nos granitóides da Suíte Pedra Pintada com conteúdos similares de sílica (Tabelas 4.5.5 e 4.5.6). Os granitos Aricamã exibem uma dispersão nos teores dos elementos-traço, sem uma tendência de variação clara com relação à sílica. As razões Rb/Ba e Rb/Sr e Sr/Ba são bastante variáveis (Tabela 4.7.4). A amostra do corpo 2 exibe o menor conteúdo em Rb e as maiores concentrações em Sr, Ba, e Zr, enquanto aquelas do corpo da Serra Aricamã mostram os mais elevados teores em Nb e Y, (Figura 4.7.6) de todo o conjunto estudado. Os valores da razão Ga/Al (2,79-4,68, Tabela 4.7.4) são elevados para todas as amostras.

A Suíte Aricamã exibe altos conteúdos de ETR totais. O corpo da Serra Aricamã e o corpo 1 mostram um padrão de distribuição de ETR com anomalias negativas de Eu bastante acentuadas, ETR leves fracionadas, e ETR médias e pesadas em patamar, ou com enriquecimento discreto das ETR pesadas em relação às médias (Figura 4.7.7a), em típico padrão de asa de pássaro. As razões $(La/Yb)_N$ situam-se entre 2,21 e 5,93. A amostra do corpo 2 exibe um padrão diferente, com fracionamento de ETR leves em relação às pesadas refletido em razões $(La/Yb)_N$ de 16,93 e anomalia negativa de Eu discreta (Figura 4.7.7b).

No diagrama multi-elementar (normalização ao

condrito, Wood 1979) (Figura 4.7.8) as amostras estudadas exibem enriquecimento muito discreto de elementos LIL (Rb, Ba, Th, U e K) em relação às ETR leves e elementos HFS, tendendo a formar um patamar. No corpo da Serra Aricamã e no corpo 1, ocorrem acentuadas depressões em Ba, Sr e Ti (Figura 4.7.8a). Entretanto, na amostra do corpo 2, conforme verificado com o comportamento dos ETR, o padrão de distribuição é distinto, não se observando depressão em Ba, mas sim acentuadas depressões em Sr e Ti e também em Ta e Nb (Figura 4.7.8 b). Este comportamento distinto da amostra do corpo 2 torna duvidoso seu relacionamento com a Suíte Aricamã, porém, na escala do trabalho atual, optou-se por tratá-la conjuntamente com as amostras dos outros corpos.

4.7.6 Comparação química com a Suíte Intrusiva Saracura

Em relação às rochas da Suíte Aricamã, os granitos do tipo-A aflorantes na parte centro-norte e nordeste de Roraima, englobados por Fraga & Haddad (1999) na Suíte Intrusiva Saracura (e tidos como mais jovens do que a Suíte Aricamã) exibem características gerais semelhantes, são rochas subalcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas. Mostram, no entanto, intervalo mais amplo de variação em SiO_2 , incluindo tipos mais silicosos (72,40-77,40%). Para amostras com mesmo conteúdo em sílica, as concentrações de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO, CaO, Rb, Ba, Sr, Zr e Y são similares nas duas unidades, sendo que os granitos Saracura são algo mais empobrecidos em álcalis. As duas suítes ocupam campos que se superpõem parcialmente nos diagramas ilustrados na Figura 4.7.9. Quanto ao padrão de distribuição de ETR, os granitos Saracura mostram pronunciado fracionamento das ETR leves em relação às pesadas, contrastando com o observado nas amostras do corpo da Serra Aricamã e do corpo 1 (Figura 4.7.7a), e assemelhando-se bastante ao observado na amostra do corpo 2 da Suíte Aricamã (Figura 4.7.7b). Neste contexto não se descarta a hipótese de que mais de um magmatismo do tipo-A esteja representado na folha Vila de Tepequém (Aricamã e possivelmente Saracura?). Entretanto, trabalhos adicionais em escala de maior detalhe são necessários para esclarecer esta questão.

4.7.7 Tipologia, petrogênese e ambiente tectônico

As características químicas observadas, como altos conteúdos em SiO_2 , álcalis, elementos HFS e ETR (Figuras 4.7.7, 4.7.8), baixos conteúdos em CaO e MgO (Figura 4.7.5 a, b) e elevadas razões Ga/Al, permitem classificar a Suíte Aricamã como do tipo-A, o que é reforçado pela presença de silicato máfico hidratado (biotita) com cristalização tardia (ver item 4.7.3), indicando magmas relativamente anidros (Whalen *et al.* 1987). A

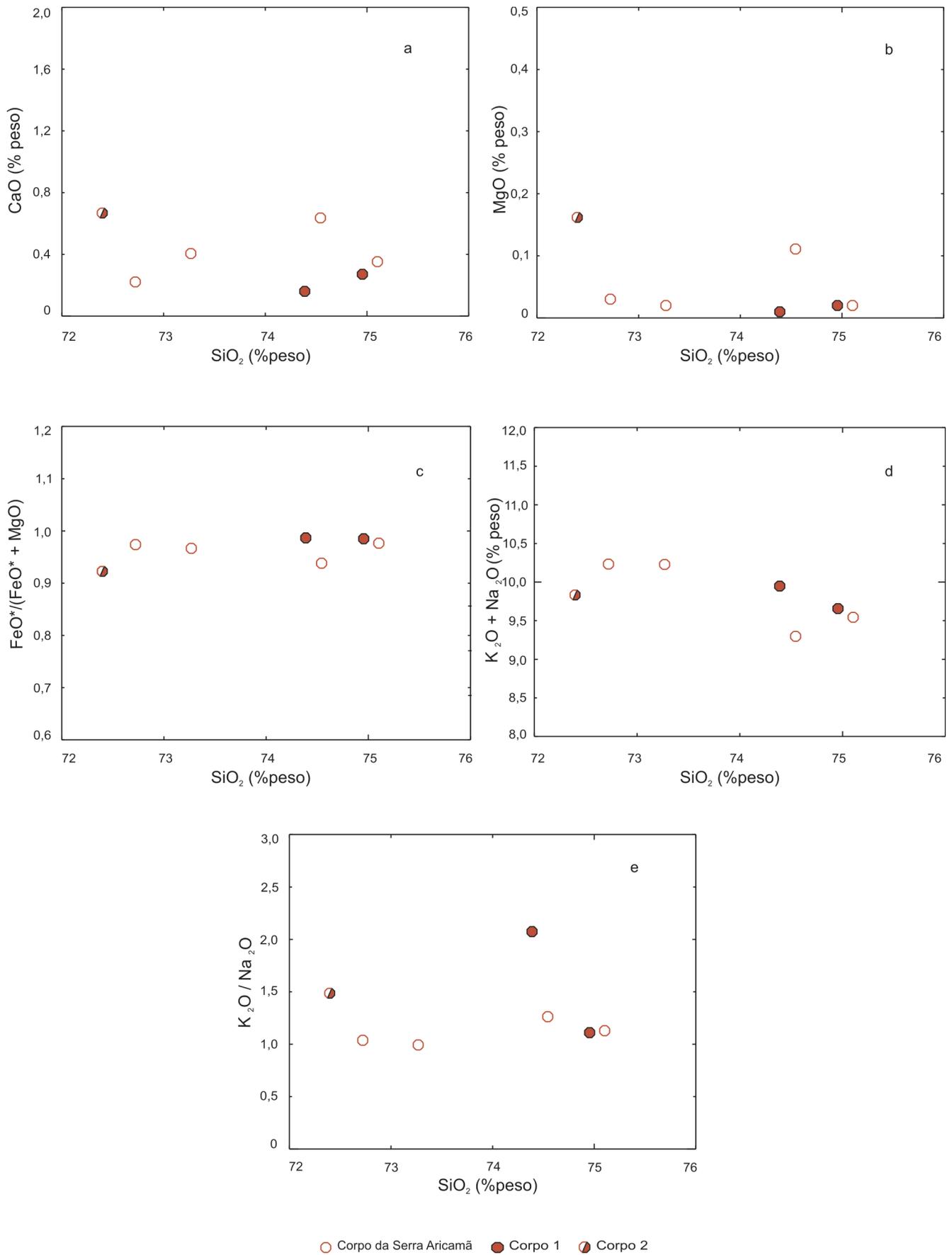


Figura 4.7.5 - Comportamento das amostras da Suíte Aricamã nos diagramas: (a) SiO_2 versus CaO; (b) SiO_2 versus MgO; (c) SiO_2 versus $FeO^*/(FeO^* + MgO)$; (d) SiO_2 versus $K_2O + Na_2O$; (e) SiO_2 versus K_2O/Na_2O .

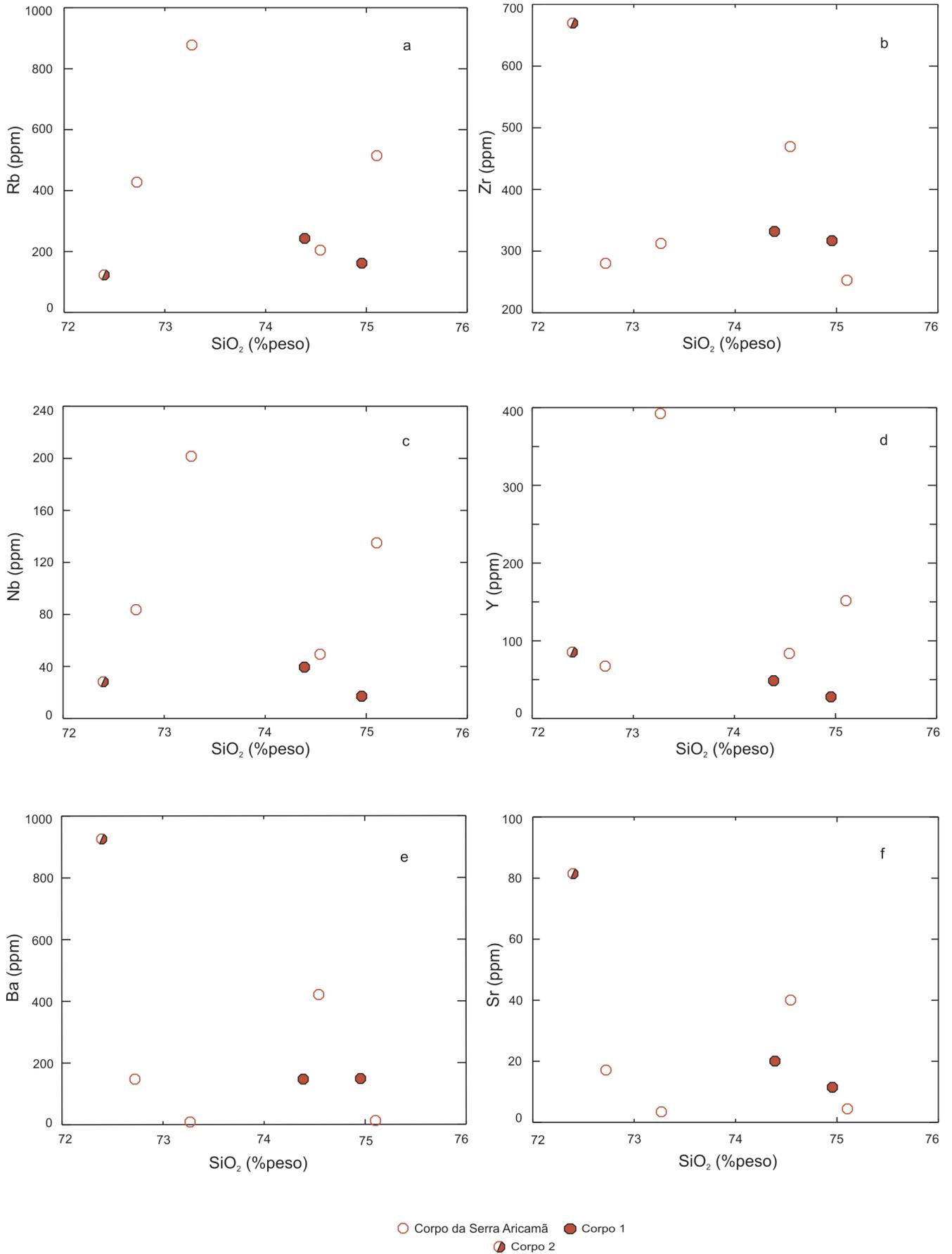


Figura 4.7.6 - Comportamento das amostras da Suíte Aricamã nos diagramas: (a) SiO₂ versus Rb; (b) SiO₂ versus Zr; (c) SiO₂ versus Nb; (d) SiO₂ versus Y; (e) SiO₂ versus Ba; (f) SiO₂ versus Sr.

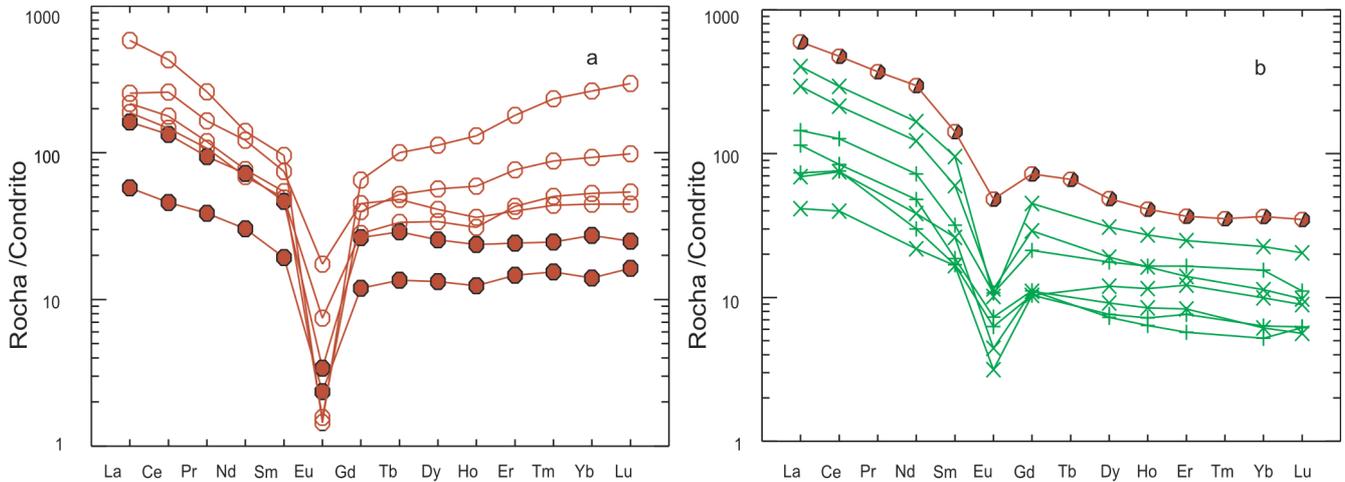


Figura 4.7.7 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras das amostras da Suíte Aricamã: (a) Corpo da Serra Aricamã (círculo vazado) e Corpo 1 (círculo preenchido); (b) Corpo 2 e amostras da Suíte Intrusiva Saracura (Fraga & Haddad 1999).

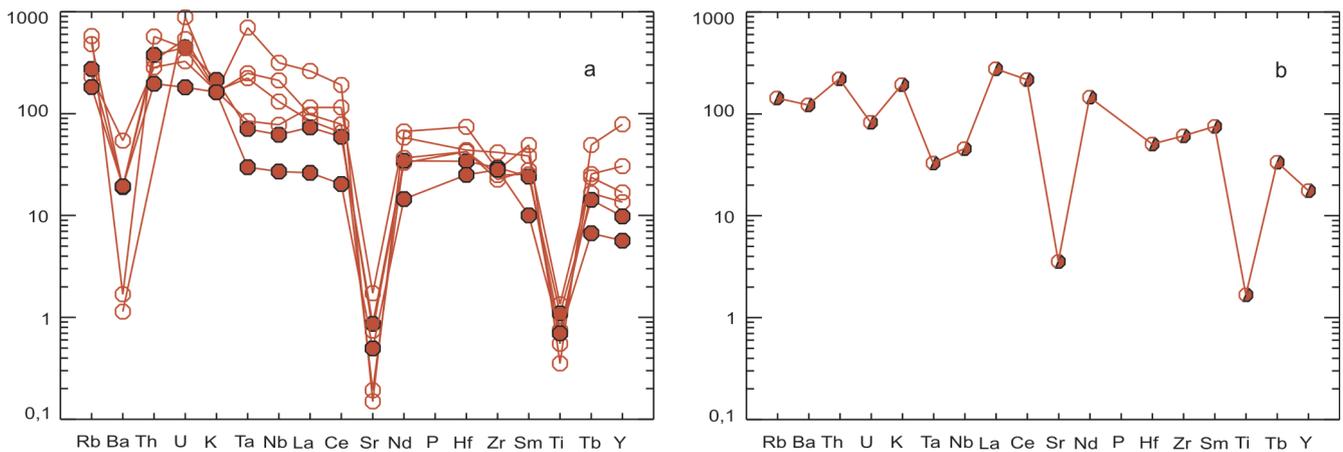


Figura 4.7.8 - Comportamento das amostras da Suíte Aricamã nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood, 1979): (a) Corpo da Serra Aricamã (círculo vazado) e Corpo 1 (círculo preenchido); (b) Corpo 2.

afinidade tipo-A dos granitóides estudados fica bem ilustrada nos diagramas $Zr+Nb+Ce+Y$ versus $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (Whalen *et al.* 1987) (Figura 4.7.9a) e Al_2O_3 versus $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Figura 4.7.9b). No diagrama $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$ versus $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Figura 4.7.9c), proposto para discriminar entre granitos do tipo-A oxidados e reduzidos, parte das amostras ocupa o campo dos granitos reduzidos, refletindo seus valores expressivamente elevados para a razão $FeO^*/(FeO^*+MgO)$. Entretanto, os conteúdos relativamente altos em Al_2O_3 deslocam a maior parte das amostras para a direita do mencionado campo. No diagrama Rb versus $Y+Nb$ (Pearce *et al.* 1984), as amostras se distribuem desde o campo dos granitos pós colisionais (Pearce 1996) até aquele dos granitos francamente intraplacas (Figura 4.7.9d). O comportamento dos elementos maiores e elementos-traço, que em geral não formam tendências claras com o aumento no conteúdo em sílica, (Figura 4.7.4, 4.7.5), a variação muito restrita neste último óxido bem como

os padrões de distribuição no diagrama multi-elementar dos diversos corpos (Figura 4.7.8) devem representar a influência mais importante do resíduo da fusão parcial do que da cristalização fracionada na evolução do magma Aricamã.

Os modelos atualmente mais aceitos e/ou debatidos na literatura, para a origem de granitos do tipo-A, metaluminosos (ver Dall'Agnol *et al.* 2005), envolvem a fusão parcial de fontes crustais quartzo-feldspáticas, de composição quartzo-diorítica a tonalítica ou granodiorítica (Anderson & Bender 1989; Creaser *et al.* 1991; King *et al.* 2001; Dall'Agnol *et al.* 1999 a, b) ou de *underplated tholeiitic basalts* e seus diferenciados (Frost *et al.* 1999). Na área mapeada, a inexistência de rochas máficas e intermediárias associadas à Suíte Aricamã (nem mesmo como enclaves) e a ausência da mineralogia máfica típica (clinopiroxênio e fialita) dos corpos graníticos para os quais o modelo toleítico foi proposto (Frost *et al.* 1999), desabonam sua aplicação. Uma origem envolvendo a fusão de fontes crustais quartzo-feldspáticas

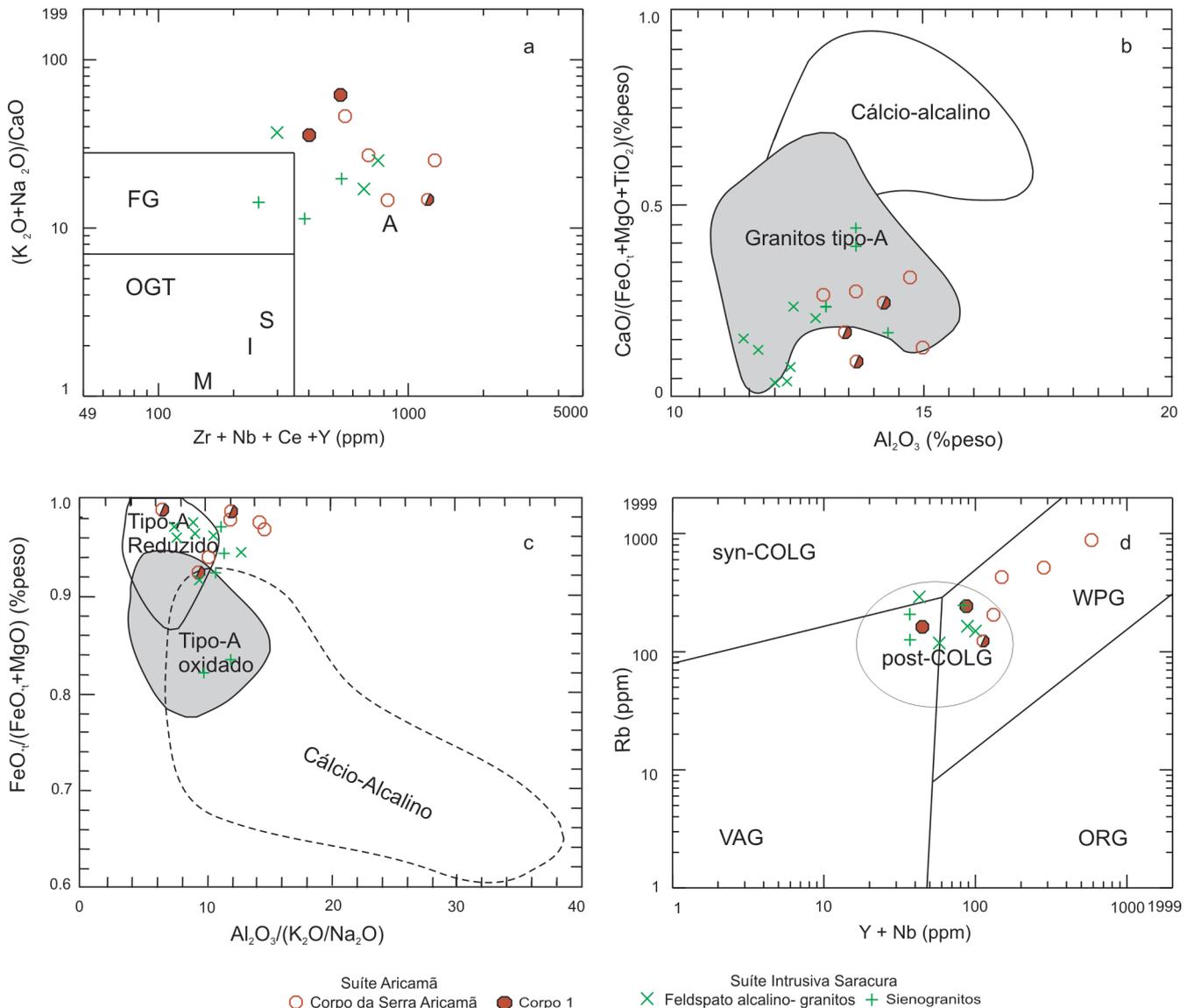


Figura 4.7.9 - Comportamento das amostras da Suíte Aricamã e da Suíte Intrusiva Saracura nos diagramas: (a) $Zr+Nb+Ce+Y$ versus $(K_2O+Na_2O)/CaO$ (Whalen et al. 1987), com a composição média dos granitos tipo-A (A), tipo-M (M), tipo-S (S), tipo-I (I) e campos para granitos tipo-M, I e S fracionados (FG) e não-fracionados (OGT); (b) Al_2O_3 versus $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), com campos dos granitos cálcio-alcálicos e tipo-A; (c) $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$ versus $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), com campos dos granitos cálcio-alcálicos, tipo-A reduzidos e tipo-A oxidados; (d) $Y+Nb$ versus Rb com campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce et al. 1984; Pearce 1996).

parece mais provável, em consonância com o proposto por Dall'Agnol et al. (2005) para os granitos do tipo-A da região de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico.

A idade modelo T_{DM} de 2107 Ma e o valor de ϵ_{Nd} (t) de +2,0, calculados para a Suíte Aricamã, estão dentro do intervalo verificado para a Suíte Pedra Pintada (T_{DM} entre 1978 Ma e 2273 Ma; ϵ_{Nd} (t) entre +0,6 e +3,6) e para os granitos do tipo S e supracrustais Cauarane (T_{DM} de 2135 Ma e 2008 Ma e ϵ_{Nd} (t) de +1,8 e +1). Este quadro permite sugerir a geração dos granitos Aricamã a partir da fusão parcial de fontes crustais juvenis transamazônicas, isotopicamente similares (embora quimicamente distintas) àquelas recicladas nas supracrustais Cauarane e nos granitos do tipo-S.

A idade U-Pb (SHRIMP em zircão) de 1986 ± 4 Ma obtida para a suíte (Figura 4.7.3) coincide, dentro do erro analítico, com as idades reportadas para o vulcano-plutonismo cálcio-alcálico Surumu-Pedra Pintada, caracterizando a coexistência de magmatismos do tipo-A (Suíte Aricamã) e do tipo-I cálcio-alcálico de alto K (Surumu-Pedra Pintada) na folha Vila de Tepequém. Este cenário é compatível com o ambiente pós-colisional, onde as heterogeneidades no manto e na crosta continental, resultantes dos períodos pré- e sin-colisionais, devem ter propiciado fontes com composições e condições de fO_2 distintas, capazes de gerar o espectro de magmatismo verificado no período em torno de 1,98-1,99Ga.

4.7.8 Correlações

Granitóides do tipo-A, com idade similar à da Suíte Aricamã (1986 Ma), não foram ainda descritos no Cráton Amazônico. A suíte mostra idades mais antigas do que aquelas citadas para a granitogênese do tipo-A descrita na parte norte-nordeste de Roraima (1,88-1,92 Ga, Suíte Intrusiva Saracura, Costa *et al.* 2001) e também na parte sul de Roraima e norte do Amazonas (1,87-1,89 Ga, Suíte Intrusiva Mapuera, Santos *et al.* 2000), e na a região da Província Aurífera do Tapajós (1,87-1,89 Ga, Granito Maloquinha, Santos *et al.* 2000).

4.8 FORMAÇÃO CACHOEIRA DA ILHA

4.8.1 Introdução

A vasta área de exposição de rochas vulcânicas no norte de Roraima tem sido relacionada ao Grupo Surumu, que inclui vulcanitos do tipo-I, cálcio-alcálicos (Reis *et al.* 2000), com idades no intervalo 1,96-1,98Ga (Santos *et al.* 2003; Schobbenhaus *et al.* 1994; este trabalho). O mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém levou à caracterização de uma nova unidade vulcânica na porção norte de Roraima – a Formação Cachoeira da Ilha – englobando ignimbritos riolíticos e rochas subvulcânicas ácidas com afinidade geoquímica do tipo-A e idade similar àquela do Grupo Surumu (ver item 4.8.4). A distinção entre as unidades Surumu e Cachoeira da Ilha apoiou-se, essencialmente, em critérios geoquímicos, já que os tipos vulcânicos de ambas as unidades são, petrograficamente, bastante semelhantes. As áreas de exposição da Formação Cachoeira da Ilha representam anomalias radiométricas expressivas (Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima-Uraricoera, CPRM 2001), o que auxiliou na cartografia da unidade.

4.8.2 Distribuição e relações de contato

Os ignimbritos da Formação Cachoeira da Ilha representam depósitos de fluxo piroclástico relacionados a vulcanismo explosivo que afloram na porção norte da

folha Vila de Tepequém, em corpos alongados, em meio aos vulcanitos do Grupo Surumu. A intensa cobertura de floresta tropical, bem como a dificuldade de acesso a esta parte da área, impediram a determinação da relação estratigráfica precisa entre as duas unidades vulcânicas. Some-se a isto, que o acamamento primário nos pacotes vulcânicos Surumu e Cachoeira da Ilha encontra-se dobrado, com mergulhos comumente entre 45° e 80°, o que dificulta o empilhamento estratigráfico. Por outro lado, as rochas subvulcânicas ácidas (microgranitos e microquartzo-sienitos e riolitos) relacionadas à Formação Cachoeira da Ilha ocorrem como diques cortando o Grupo Surumu e a Suíte Pedra Pintada. Isto indica que, apesar das idades próximas (ver item 4.4.8), o vulcanismo Cachoeira da Ilha atuou e/ou se prolongou até após a formação dos depósitos vulcânicos Surumu e da cristalização dos granitóides Pedra Pintada.

4.8.3 Caracterização geral e petrografia

Os ignimbritos da Formação Cachoeira da Ilha são na maioria cinza escuros ou pretos, havendo, porém, variedades de cor carmim, vermelha, cinza clara e cinza rosada. São constituídos por fenocristais félsicos, de 1 a 5 mm, e partículas de púmice de tamanho e forma variadas, por vezes com mais de 15 cm de comprimento, englobados por uma matriz afanítica. Ocorrem tipos pouco soldados e tipos soldados. Os ignimbritos pouco soldados exibem partículas de púmice subangulosas, não-orientadas, que podem constituir ressaltos na superfície dos afloramentos (Figura 4.8.1a). Os tipos soldados mostram estruturas em geral foliadas, marcadas por fragmentos de púmice achatados e estirados numa mesma direção. Ignimbritos soldados, porém de aparência perfeitamente isótropa, semelhantes a riolitos, também ocorrem.

As rochas subvulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha são hololeucocráticas, em geral porfiríticas, com coloração avermelhada ou rósea (Figura 4.8.1b) até acinzentada, correspondendo a álcali-feldspato-microgranitos, riolitos e micro-quartzo-sienitos, que ocorrem na forma de diques.

Tabela 4.8.1 – Classificação e composição mineralógica aproximada das rochas da Formação Cachoeira da Ilha quimicamente analisadas.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Fa	Qz	Bi	Op	An	Ti	Le	Ap	Cl	Ep	Se	Ca	Am	Pi
LM-116 A	Ignimbrito riolítico	x	x	x	x	x		-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-
HG-220B	Ignimbrito riolítico	x	x	x	-	x		tr	-	-	x	tr	tr	tr	tr	-
MF-104	Ignimbrito riolítico foliado	x	x	x	x	x	x	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-	-
LM-114	Ignimbrito riolítico	x	x	x	?	x		-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-	-
LM-171 B	Microgranito granofírico	x	x	x	-	x		-	-	-	-	-	x	-	tr	-
MF-191 D	Riolito esferulítico	-	x	x	-	x		-	-	-	-	-	-	-	-	-
LM-18C	Ignimbrito riolítico	x	x	x	-	tr		-	-	-	tr	-	tr	-	-	tr

Pg = plagioclásio; Fa = feldspato alcalino; Qz = quartzo; Bi = biotita; Op = opacos; An = anfibólio; Ti = titanita; Le = Leucóxênio; Ap = apatita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Pi = pirita; X = componente importante (>1%); tr = traços (< 1%).

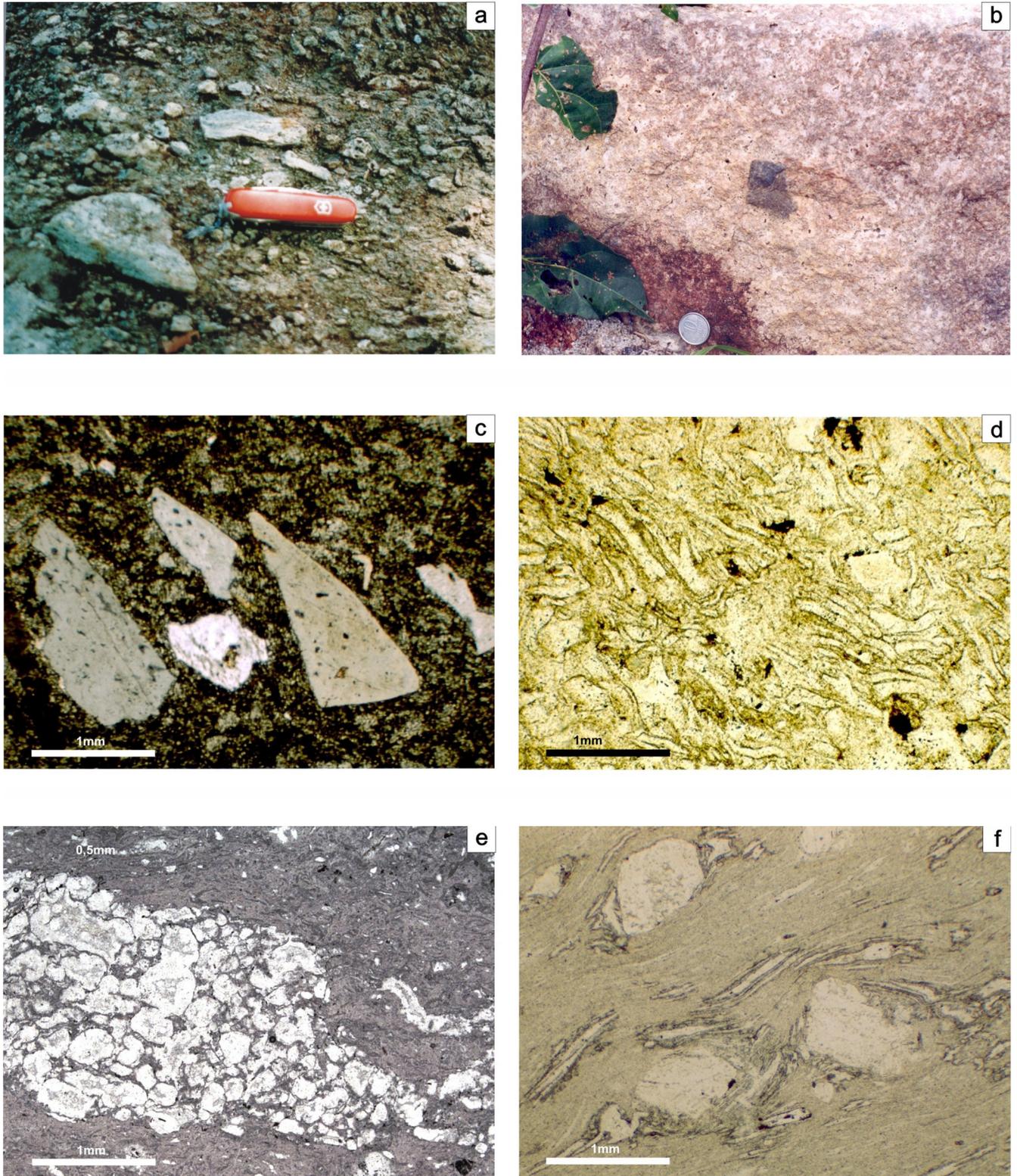


Figura 4.8.1 - Aspectos macro e microscópicos das rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha. (a) Ignimbrito pouco soldado, no qual se destacam partículas de púmice subangulosas de vários tamanhos. Afloramento MF-104; (b) Aspecto característico de um álcali-feldspato-microgranito de dique da Formação Cachoeira da Ilha. Afloramento LM-50D; (c) Fenocristais fragmentários de feldspato, imersos em matriz félsica com textura micropoiquilitica, típica de devitrificação, em ignimbrito da Formação Cachoeira da Ilha. Lâmina LM-166A, polarizadores cruzados; (d) Matriz de um ignimbrito pouco soldado formada por shards com suas formas originais ainda bem preservadas. Lâmina LM-18C, luz plano-polarizada; (e) Fragmento de púmice repleto de bolhas circulares em ignimbrito pouco soldado. Lâmina LM-20, luz plano-polarizada; (f) Fenocristais de feldspato envolvidos e contornados por uma matriz de aparência fluidal, em ignimbrito fortemente soldado da Formação Cachoeira da Ilha. Lâmina LM-18A, luz plano-polarizada.

Foram estudadas 28 lâminas delgadas de rochas relacionadas à Formação Cachoeira da Ilha, sendo dezesseis de ignimbritos e doze de rochas subvulcânicas. A tabela 4.8.1 ilustra a composição mineralógica estimada e a classificação petrográfica das amostras selecionadas para análises químicas.

Nos ignimbritos, os fenocristais abrangem 2 a 35% em volume e em geral exibem formas fragmentárias (Figura 4.8.1c). São constituídos de feldspato mesopertítico, plagioclásio sódico, quartzo, pequenos opacos e rara biotita. Litoclastos de tamanho lapilli de andesitos são comuns nos ignimbritos situados a NE da Serra Aricamã (estações MF-101 e MF-104). Os ignimbritos pouco soldados geralmente preservam uma textura vitroclástica na matriz, mostrando *shards* com suas típicas formas pontiagudas, em “Y” ou meia-lua ainda reconhecíveis (Figura 4.8.1d), além de fragmentos de púmice contendo bolhas circulares no seu interior (Figura 4.8.1e). Os tipos soldados caracterizam-se por possuírem uma matriz de aparência fluidal (Figura 4.8.1f), na qual os *shards* são identificados com dificuldade e os fragmentos de púmice correspondem em geral a lentes félsicas longas e sinuosas.

A devitrificação produziu texturas micropoiuquíticas (Figura 4.8.1c) e microgranofíricas, além de fraturas estilolíticas na matriz félsica dos ignimbritos. Nos fragmentos de púmice são comuns os microesferulitos. A alteração mais frequente nestas rochas é a sericitização, que chega a substituir totalmente os feldspatos de certos ignimbritos (p.ex. lâmina LM-20). Alguns ignimbritos do quadrante NE da folha Vila de Tepequém exibem uma foliação tectônica semelhante a uma clivagem ardosiânica. Esta clivagem, conferida pela orientação preferencial planar de finas palhetas de sericita, em alguns casos corta a estrutura fluidal primária definida pelo achatamento dos pedaços de púmice e dos *shards*.

Dentre as rochas subvulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha, os álcali-feldspato-microgranitos pos-

suem fenocristais de tamanho médio (1 a 6 mm) de feldspato mesopertítico, de quartzo corroído e, mais raramente, de plagioclásio sódico. A matriz é fina, essencialmente quartzo-feldspática, mostrando textura micrográfica, granofírica (Figura 4.8.2a) ou esferulítica. Os componentes máficos restringem-se a pontuações de opacos, sericita e hidróxido de ferro. Os riolitos são formados por uma matriz microcristalina sacaróide que engloba fenocristais de quartzo e feldspato alcalino, por vêzes rodeados por intercrescimentos quartzo-feldspáticos esferulíticos (Figura 4.8.2b) ou gráficos. Os micro-quartzo sienitos possuem fenocristais de feldspato mesopertítico, de 1 a 5 mm, idiomórficos e em geral agrupados, situados em meio a uma matriz granular fina à base de feldspato alcalino, quartzo intersticial e finos minerais máficos, como biotita, epidoto, opacos, titanita, anfibólio e clorita disseminados.

4.8.4 Geocronologia

Um ignimbrito (HG-220) proveniente da região da Cachoeira da Ilha, no rio Pacu, foi selecionado para análise pelo método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão, sendo os procedimentos analíticos comentados no Capítulo 1. Os resultados ficaram prejudicados devido ao tamanho muito pequeno dos grãos de zircão. Foram analisados 16 grãos, dos quais apenas 6 deram uma resposta aproveitável no espectrômetro, com idades entre 1983 Ma e 2007 Ma. O cálculo a partir dos dados dos seis grãos mencionados forneceu uma idade de 1992 ± 4 Ma, com USD de 1,0 (Tabela 4.8.2; Figura 4.8.3). O cálculo a partir dos três grãos com as idades mais antigas forneceu um valor médio de 2006 ± 13 Ma, com USD de 0,13 e com os três grãos com os valores mais baixos forneceu uma idade de 1990 ± 5 Ma com USD de 0,7. Neste contexto, apesar da idade de 1992 ± 4 Ma, obtida utilizando-se os seis cristais, o que confere maior confiabilidade ao cálculo, coincidir dentro do erro analí-

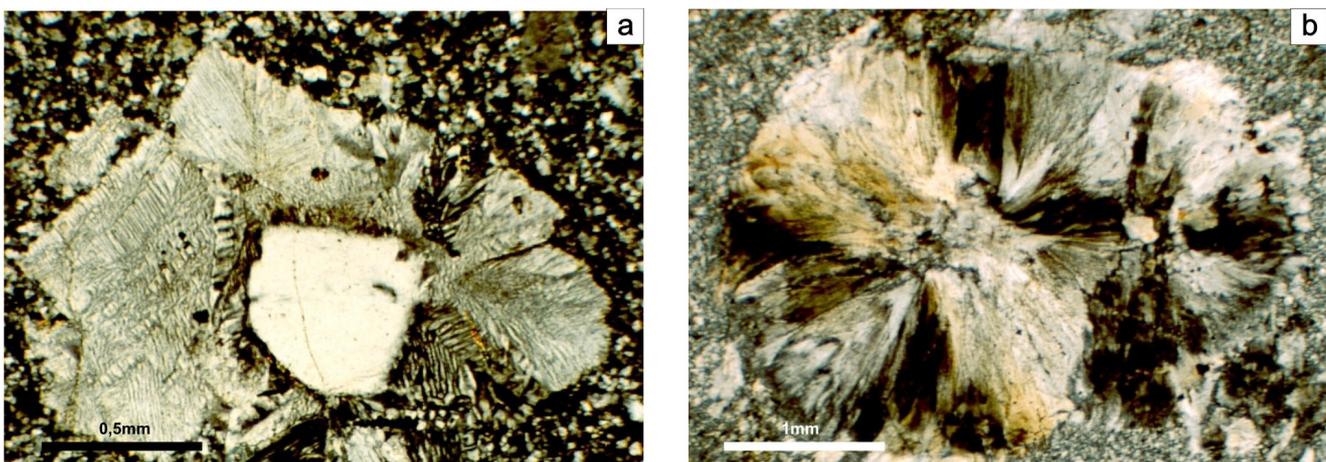


Figura 4.8.2 - Aspectos microscópicos das rochas subvulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha. (a) Fenocristal de quartzo rodeado por intercrescimentos quartzo-feldspáticos granofíricos em micro-granito de dique. Lâmina LM-50D, polarizadores cruzados; (b) Textura esferulítica em riolito de dique da Formação Cachoeira da Ilha. Lâmina MF-191A, polarizadores cruzados.

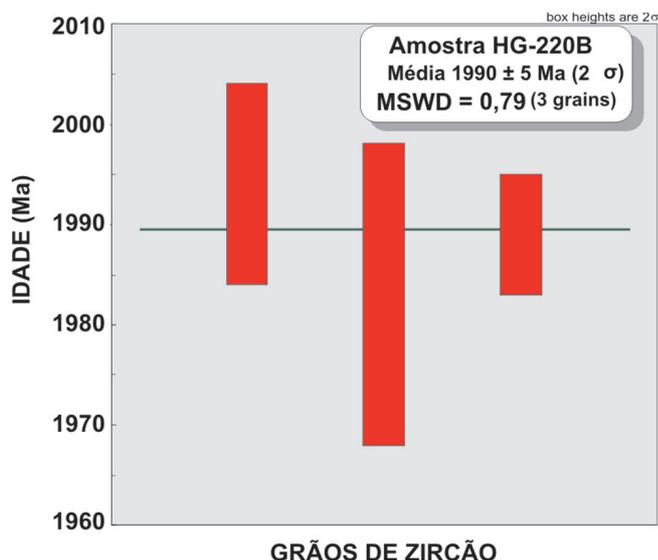


Figura 4.8.3 - Espectro de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para 3 grãos de zircão da amostra HG-220B da Formação Cachoeira da Ilha.

tico com o valor de 1990 ± 5 Ma, calculado para os três cristais com as menores idades, interpreta-se que esta última deva se aproximar mais da idade de cristalização da rocha, conforme já exposto para o Grupo Surumu. O valor mais elevado (2006 ± 13 Ma) deve representar um componente herdado.

A idade de 1990 ± 5 Ma, admitida, portanto, para a amostra HG-220, coincide dentro do erro analítico, com alguns dos valores obtidos para o Grupo Surumu, como o de 1990 ± 3 Ma (Pb-Pb por evaporação, este trabalho) e o de 1984 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP, Santos et al. 2003b).

4.8.5 Geoquímica

Sete amostras da Formação Cachoeira da Ilha foram analisadas para elementos maiores e elementos-traço, incluindo elementos terras-raras (ETR) (Tabela 4.8.3), sendo cinco de ignimbritos e duas de rochas subvulcânicas (Tabela 4.8.1). As metodologias analíticas empregadas

Tabela 4.8.2 – Resultados analíticos para os cristais de zircão de um ignimbrito da Formação cachoeira da Ilha, amostra HG-220B. c – razão Pb-Pb corrigida para o Pb comum; (*) – blocos descartados devido aos valores da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores ou menores em relação à média; (#) – blocos rejeitados devido a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0.0004$. Desvio Padrão 2sigma.

ZIRCÃO	TEMP.	RAZÕES	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pbc}}$	2sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2sigma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pbc}}$	2sigma	Idade (step)	2sigma	Idade (zircão)	2sigma	
HG220B/1	1450	4	> 1.000.000	0,17583	0,00628	0,12369	0,00277	0,12369	0,00277	2010	40			
	1500	6	6667	0,15069	0,01886	0,12538	0,00093	0,12338	0,00111	2006	16	2007	15	
	*1500	0/8	> 1.000.000	0,17761	0,00087	0,12439	0,00032	0,12439	0,00032	2020	5			
HG220B/2	*1500	0/8	14493	0,20485	0,00562	0,11916	0,00382	0,11823	0,00383	1930	58			
	1500	12	2857	0,19178	0,00206	0,12736	0,00141	0,12258	0,00067	1994	10	1994	10	
HG220B/3	#1500	0/8	926	0,19450	0,04257	0,13918	0,00671	0,12483	0,01898	2027	269			
HG220B/4	1450	8	> 1.000.000	0,16339	0,01035	0,12191	0,00294	0,12191	0,00294	1985	43			
	1450	40	6849	0,17460	0,00142	0,12367	0,00122	0,12182	0,00112	1983	16	1983	15	
HG220B/5	1450	8	> 1.000.000	0,15377	0,00348	0,12318	0,00368	0,12318	0,00368	2003	53	2003	53	
HG220B/6	#1450	0/8	860	0,14614	0,00512	0,13701	0,00181	0,12148	0,00190	1978	28			
	1500	34	8772	0,23132	0,00089	0,12364	0,00047	0,12222	0,00040	1989	6	1989	6	
HG220B/7	#1450	0/24	180	0,16924	0,00167	0,19579	0,00366	0,12103	0,00139	1972	20			
HG220B/8	#1500	0/4	1172	0,16270	0,00221	0,12826	0,00052	0,11680	0,00084	1908	13			
HG220B/9	#1450	0/8	868	0,15195	0,01014	0,12610	0,00054	0,11049	0,00420	1808	69			
HG220/10	*1450	0/8	9259	0,17276	0,00129	0,11880	0,00035	0,11736	0,00052	1917	8			
	#1500	0/14	1626	0,19614	0,00155	0,13032	0,00069	0,12211	0,00073	1987	11			
HG220/12	#1500	0/8	396	0,16185	0,00468	0,15361	0,00079	0,11984	0,00127	1954	19			
HG220/13	*1450	0/4	8547	0,18333	0,00512	0,13475	0,00672	0,13322	0,00701	2141	92			
	1500	8	> 1.000.000	0,16128	0,00078	0,12333	0,00256	0,12333	0,00256	2005	37	2005	37	
HG220/14	#1450	0/14	136	0,20038	0,00749	0,22052	0,00121	0,12298	0,00495	2000	71			
HG220/15	#1450	0/12	305	0,18206	0,01570	0,16795	0,00032	0,12429	0,00469	2019	67			
HG220/16	#1450	0/4	93	0,22612	0,01392	0,26870	0,00159	0,12648	0,00206	2050	29			
		120/256								Idade Média (3 grãos - 26 razões - USD = 0,1)			2006	13
										Idade Média (6 grãos - 120 razões - USD = 1,0)			1992	4
										Idade Média (3 grãos - 94 razões - USD = 0,7)			1990	5

Tabela 4.8.3 – Composição química das rochas da Formação Cachoeira da Ilha.

AMOSTRAS		LM-116A	HG-220B	MF-104	LM-114	LM-171B	MF-191D	LM-18C
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	69,06	71,47	72,65	72,77	74,21	76,06	76,75
	Al ₂ O ₃	14,29	13,69	13,4	14,02	13,86	12,81	12,26
	Fe ₂ O ₃	4,45	2,76	2,42	2,07	1,58	1,19	1,97
	MgO	0,32	0,17	0,48	0,06	0,15	0,09	0,10
	CaO	1,11	1,11	0,84	0,53	0,05	0,15	0,11
	Na ₂ O	4,62	4,30	4,30	4,52	3,65	4,16	3,26
	K ₂ O	4,76	4,66	4,74	4,99	5,00	4,95	4,49
	TiO ₂	0,56	0,3	0,25	0,47	0,26	0,17	0,14
	P ₂ O ₅	0,18	0,06	0,05	0,09	0,03	0,02	0,03
	MnO	0,15	0,07	0,06	0,04	0,02	0,07	0,03
	P.F.	0,10	1,10	0,60	0,10	1,00	0,30	0,70
	Total	99,6	99,69	99,79	99,66	99,81	99,97	99,84
Elementos-traço (ppm)	Mo	1,40	1,80	0,30	0,20	0,60	0,10	0,40
	Cu	3,40	3,80	15,20	2,00	1,30	6,60	1,40
	Pb	15,80	24,70	28,10	15,30	13,90	8,30	14,20
	Zn	124,00	108,00	95,00	76,00	52,00	63,00	61,00
	Ni	5,00	5,00	<5,00	5,00	5,00	5,00	6,00
	Sc	10,00	4,00	4,00	8,00	5,00	3,00	1,00
	Ba	1469,10	951,40	463,70	1344,40	414,90	71,50	136,40
	Be	2,00	4,00	4,00	3,00	2,00	4,00	2,00
	Co	3,40	1,40	2,80	0,90	0,60	<0,50	0,70
	Cs	3,20	0,80	5,70	1,30	2,70	1,80	2,20
	Ga	21,50	22,90	20,00	18,60	21,10	19,50	21,40
	Hf	13,60	14,70	9,60	10,80	11,90	10,60	10,10
	Nb	21,20	27,30	15,70	18,00	24,60	30,40	18,30
	Rb	123,30	139,70	165,90	135,20	223,10	140,90	118,00
	Sn	2,00	4,00	3,00	2,00	12,00	2,00	2,00
	Sr	142,50	87,30	91,30	85,70	42,00	15,00	44,70
	Ta	1,40	1,60	1,10	1,30	1,70	1,90	1,30
	Th	14,10	14,40	15,60	15,60	22,70	17,00	14,20
	U	4,10	4,10	3,80	2,10	5,50	5,40	3,60
	V	11,00	<5,00	18,00	5,00	<5,00	5,00	8,00
W	0,90	0,90	1,30	2,00	2,00	0,70	2,60	
Zr	541,10	530,30	327,40	396,30	355,40	321,80	336,00	
Y	64,00	92,10	45,10	50,50	59,10	57,30	58,70	
ETR	La	67,80	114,00	47,40	62,60	32,0	62,70	72,30
	Ce	146,50	200,60	116,40	130,80	110,40	103,10	133,60
	Pr	17,29	27,08	12,48	15,20	7,96	18,99	18,58
	Nd	67,00	106,80	47,00	56,40	28,20	68,80	69,00
	Sm	12,30	18,90	8,40	9,70	5,60	16,40	12,70
	Eu	2,48	1,94	0,63	1,77	0,44	0,67	0,82
	Gd	11,62	15,75	7,32	8,28	5,26	12,86	11,38
	Tb	1,88	2,79	1,39	1,39	1,36	2,05	1,80
	Dy	10,25	16,06	7,38	7,79	8,79	10,58	9,84
	Ho	2,19	3,25	1,47	1,64	1,98	2,13	1,99
	Er	6,74	9,06	4,20	5,26	6,18	6,35	5,58
	Tm	1,01	1,31	0,74	0,78	1,00	0,93	0,79
Yb	6,52	8,68	3,99	5,01	6,85	6,02	4,99	
Lu	1,06	1,27	0,67	0,79	1,03	1,01	0,81	

FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

Tabela 4.8.3 – Continuação

AMOSTRAS	LM-116A	HG-220B	MF-104	LM-114	LM-171B	MF-191D	LM-18C
FeO*/(FeO* + MgO)	0,92	0,92	0,81	0,96	0,89	0,92	0,94
FeO*	4,04	2,53	2,20	1,87	1,44	1,08	1,79
K ₂ O/Na ₂ O	1,03	1,08	1,10	1,10	1,37	1,19	1,38
K ₂ O + Na ₂ O	9,47	9,11	9,14	9,57	8,77	9,15	7,82
Rb/Sr	0,87	1,60	1,82	1,58	5,31	9,39	2,64
Rb/Ba	0,08	0,15	0,36	0,10	0,54	1,97	0,87
Sr/Ba	0,10	0,09	0,20	0,06	0,10	0,21	0,33
La/YbN	6,95	8,78	7,94	8,36	3,12	6,96	9,69
Ga/Al	2,84	3,16	2,82	2,51	2,88	2,88	3,30

FeO*: Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

encontram-se discriminadas no Capítulo 1.

As amostras analisadas formam um conjunto com grandes similaridades químicas, mas com algumas discretas diferenças no comportamento dos ETR (como descrito mais adiante). Sendo assim, optou-se pela utilização de símbolos distintos para representar estas diferenças, as quais serão comentadas alguns parágrafos à frente.

Composicionalmente as rochas da Formação Cachoeira da Ilha correspondem a riolitos subalcalinos (Figura 4.8.4a), transicionais entre metaluminosos e fracamente peraluminosos, com duas amostras exibindo razão A/CNK molar > 1,1 (Figura 4.8.4b). Mostram altos conteúdos em SiO₂ (69,06-76,75%, Tabela 4.8.3) e álcalis (7,75-9,51%, Figura 4.8.4a, Tabela 4.8.3). As concentrações em TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MgO, CaO e Na₂O (Figura 4.8.5 a, b, c, d, e, f) decrescem com o aumento no conteúdo em sílica, sendo que a amostra MF-104 exibe o teor mais elevado em MgO. O conteúdo de K₂O é elevado em todas as amostras (4,49-5,00%, Tabela 4.8.3) mas pouco variável, e as razões K₂O/Na₂O são maiores do que 1 (1,03-1,38), com valores crescentes com o aumento da sílica (Figura 4.8.6a). A razão FeO*/(FeO* + MgO) é elevada, variando entre 0,89 e

0,96 para seis das amostras analisadas, com a amostra MF-104 apresentando o valor mais baixo, de 0,81 (Figura 4.8.6b). As concentrações em Rb não mostram variação muito significativa, à exceção da amostra LM-171-B, com teor anormalmente alto (Tabela 4.8.3). Os conteúdos de Ba e Sr (Tabela 4.8.3) tendem a diminuir, e as razões Rb/Ba, Rb/Sr e Sr/Ba (Figura 4.8.7 a, b, c) tendem a mostrar valores crescentes com o aumento na sílica. Os conteúdos em Zr, Nb, Ga e Y são altos (Tabela 4.8.3), assim como os valores para a razão Ga/Al (2,51-3,30) (Figura 4.8.7d).

Quanto à distribuição dos ETR, as amostras LM-116 A e LM-114 (Figura 4.8.8 a) e as amostras HG-220B, LM-104, MF-191D e LM-18C (Figura 4.8.8 b) exibem um padrão de ETR leves fracionado e de ETR médias e pesadas tendendo a formar um patamar com razões La/Yb_N entre 6,96 e 9,69 (Tabela 4.8.3). As duas primeiras amostras mencionadas apresentam, no entanto, anomalias negativas de Eu discretas (Figura 4.8.8a), contrastando com as outras amostras que exibem anomalias negativas de Eu bastante pronunciadas (Figura 4.8.8b). Já a amostra LM-171B apresenta um padrão algo distinto, sendo relativamente empobrecida em ETR leves (Figura 4.8.8 c)

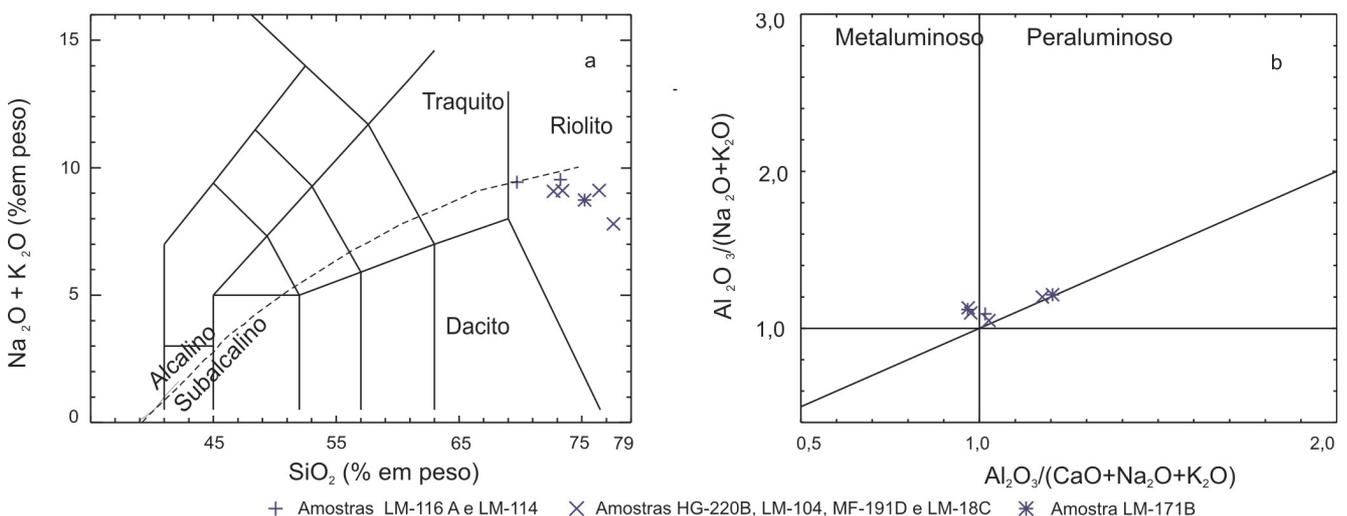
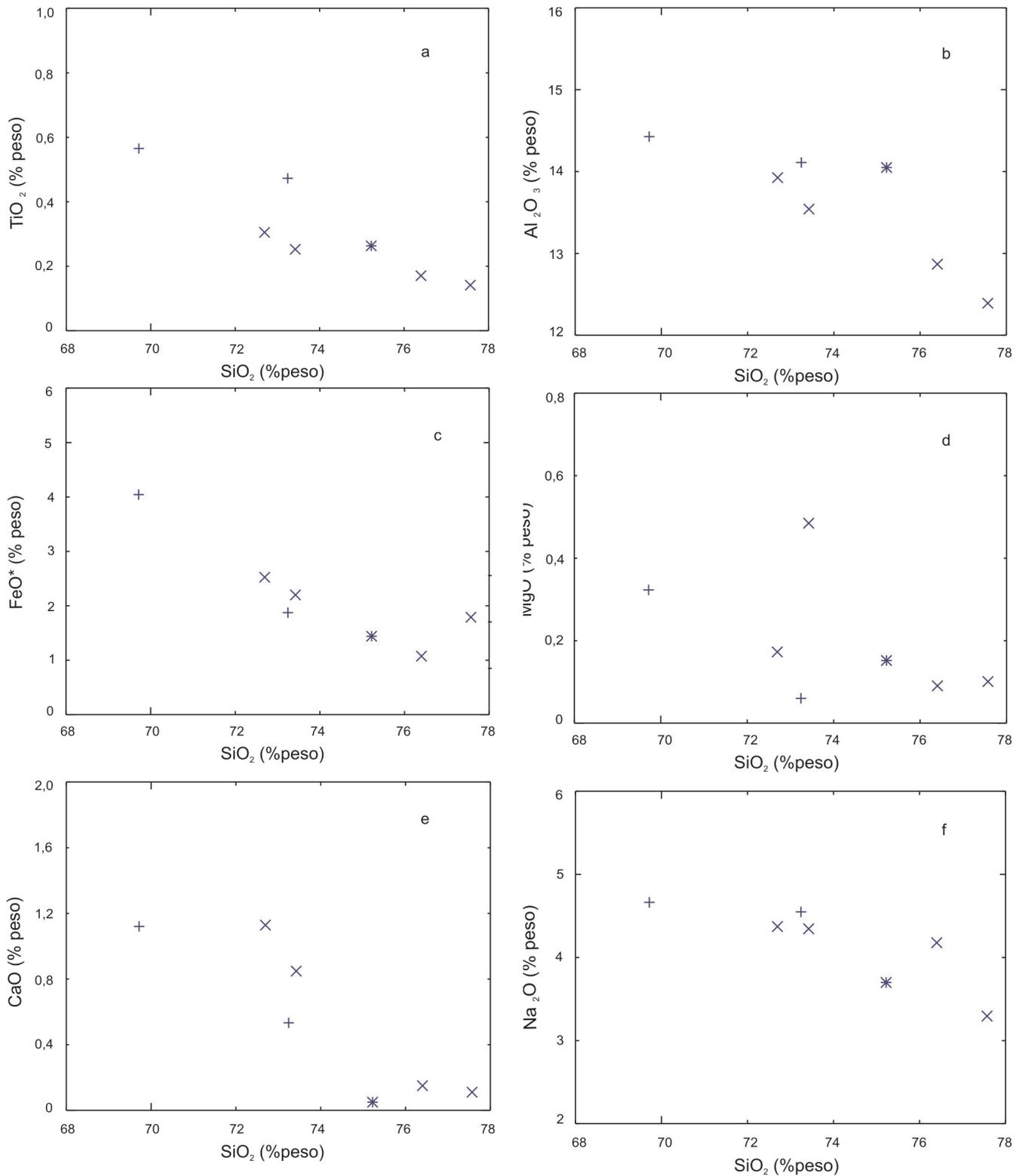


Figura 4.8.4 - Comportamento das amostras da formação Cachoeira da Ilha nos diagramas: (a) TAS (Le Maitre et al. 1989), limite dos campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971); e (b) Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) versus Al₂O₃/(Na₂O+K₂O), molecular (índice de Shand, Maniar & Piccoli 1989).



+ Amostras LM-116 A e LM-114 x Amostras HG-220B, LM-104, MF-191D e LM-18C * Amostra LM-171B

Figura 4.8.5 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus Al_2O_3 ; (c) SiO_2 versus FeO^* ; (d) SiO_2 versus MgO ; (e) SiO_2 versus CaO ; (f) SiO_2 versus Na_2O .

e mostrando um valor bem mais baixo, de 3,12, para a razão La/Yb_N (Tabela 4.8.3).

Nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979) as amostras LM-116 A e LM-114 (Figura 4.8.9 a) e as amostras HG-220B, LM-104,

MF-191D e LM-18C (Figura 4.8.9 b) são relativamente enriquecidas em ETR leves e elementos HFS quando comparadas ao padrão típico de rochas cálcio-alcálicas de arcos magmáticos (Brown *et al.* 1984). Depressões discretas em Nb e Ta, e bem marcantes em Sr e Ti, estão

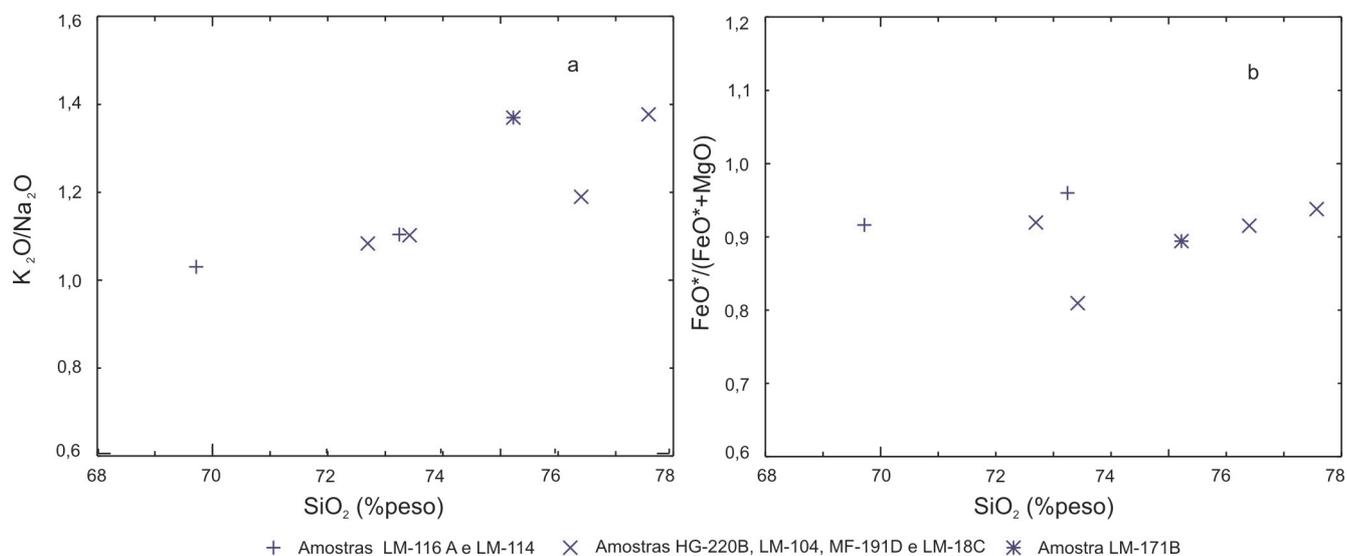


Figura 4.8.6 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha nos diagramas: (a) SiO₂ versus K₂O/ Na₂O ; (b) SiO₂ versus FeO*/(FeO*+MgO).

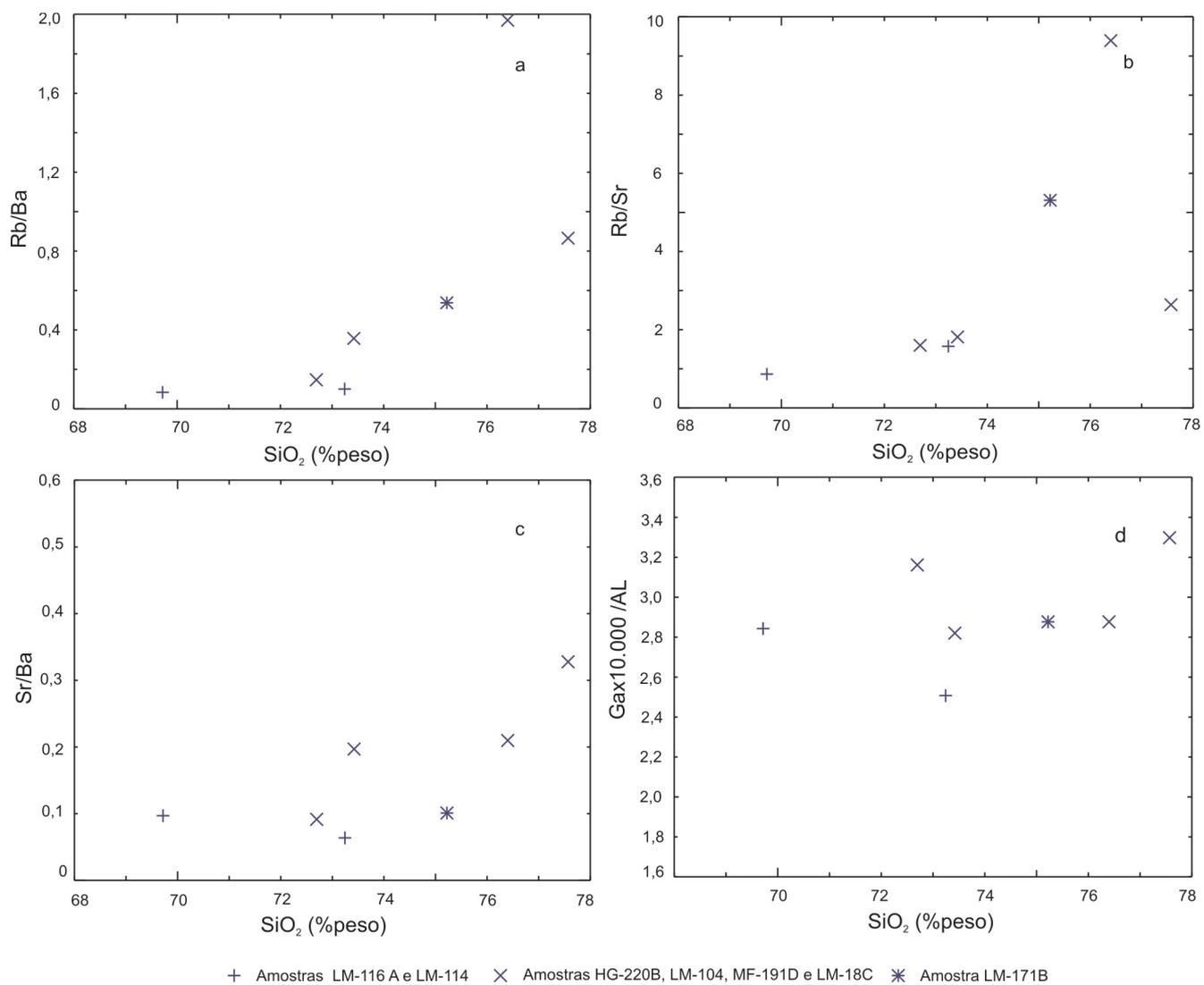


Figura 4.8.7 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha nos diagramas: (a) SiO₂ versus Rb/Ba; (b) SiO₂ versus Rb/Sr; (c) SiO₂ versus Sr/Ba; (d) SiO₂ versus Ga x 10.000 /Al.

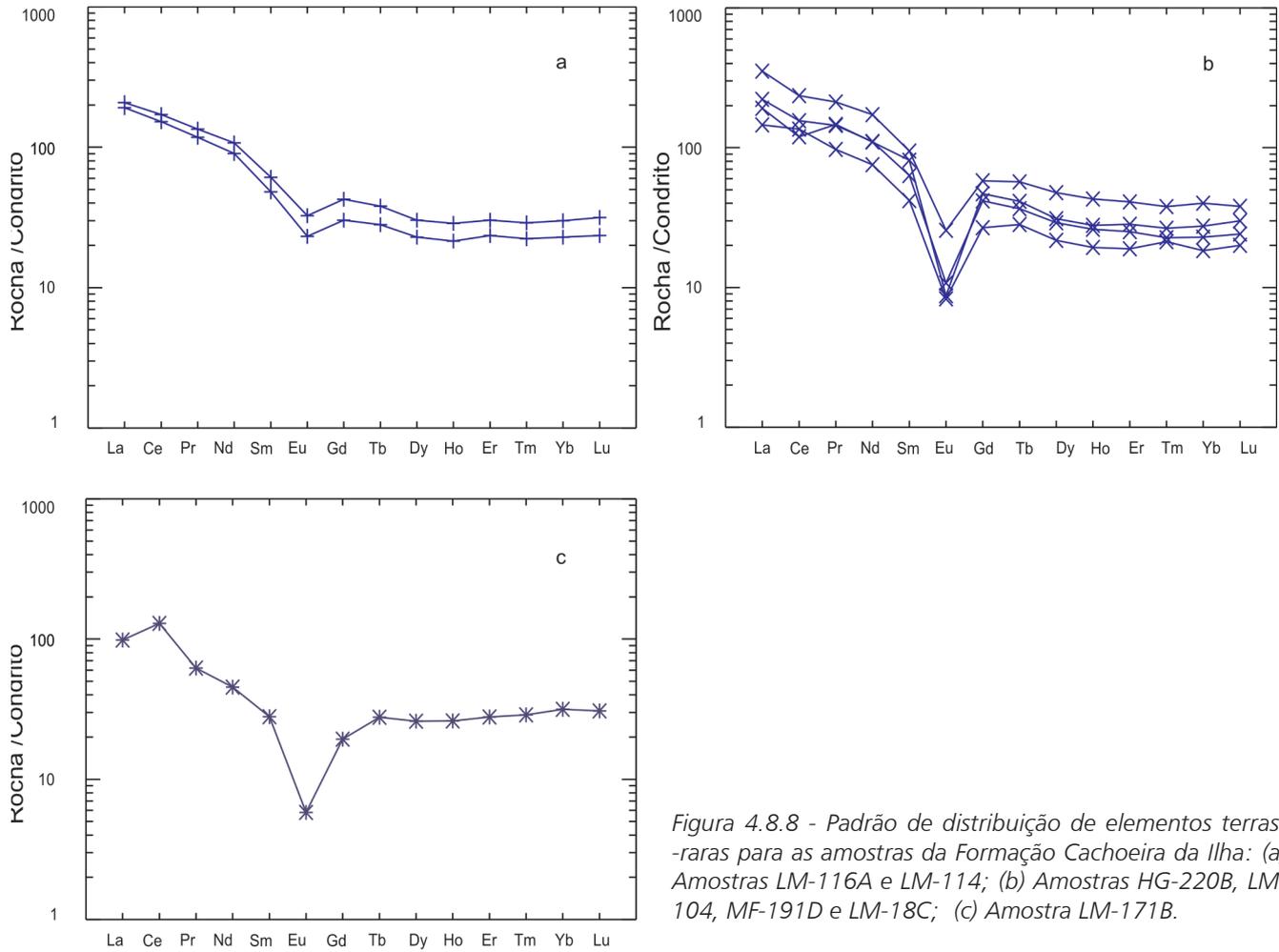


Figura 4.8.8 - Padrão de distribuição de elementos terras-raras para as amostras da Formação Cachoeira da Ilha: (a) Amostras LM-116A e LM-114; (b) Amostras HG-220B, LM-104, MF-191D e LM-18C; (c) Amostra LM-171B.

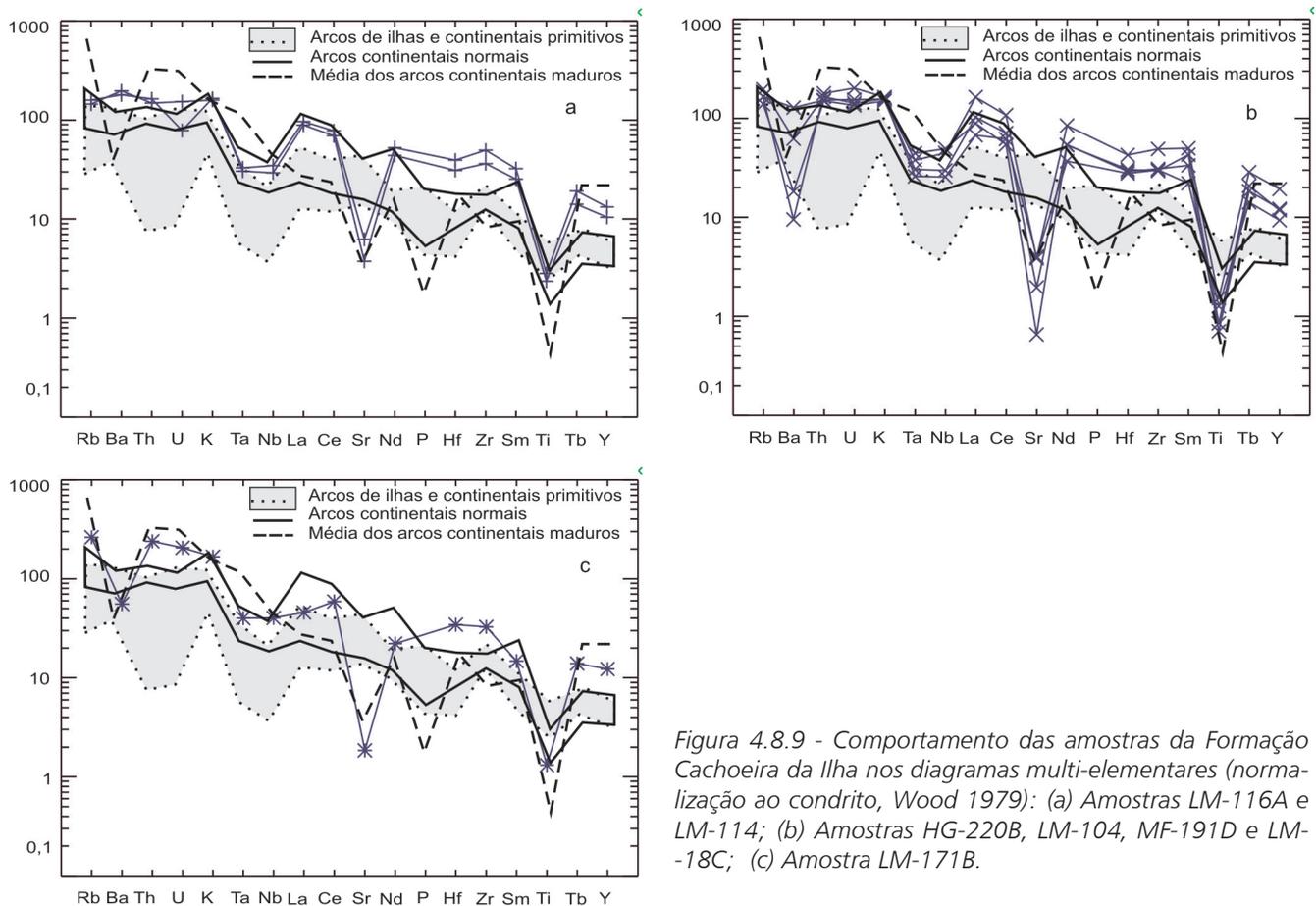
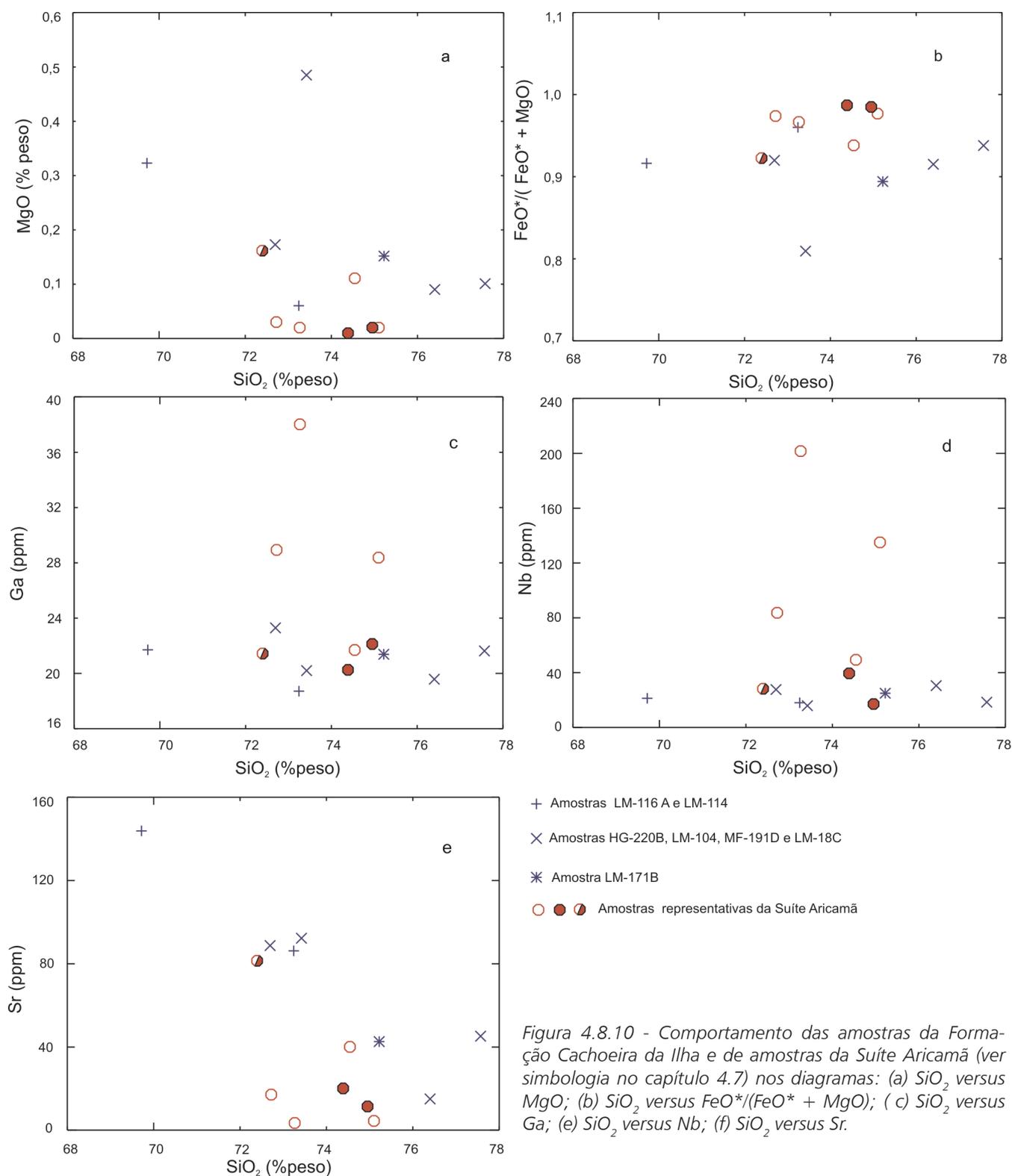


Figura 4.8.9 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Wood 1979): (a) Amostras LM-116A e LM-114; (b) Amostras HG-220B, LM-104, MF-191D e LM-18C; (c) Amostra LM-171B.

presentes em todas as amostras. Entretanto, as amostras HG-220B, LM-104, MF-191D e LM-18C exibem adicionalmente depressões em Ba (Figura 4.8.9 b), o que não ocorre com as amostras LM-116 A e LM-114 (Figura 4.8.9 a). A amostra LF-171B exibe, por sua vez, um padrão distinto, sem as depressões em Nb e Ta (Figura 4.8.9 c) observadas nos outros dois grupos de amostras.

O gradativo empobrecimento em TiO_2 , FeO^* ,

MnO, MgO, CaO (Figura 4.8.5) e P_2O_5 com o aumento do conteúdo em sílica, verificado para as amostras estudadas, pode estar relacionado ao fracionamento de feldspatos, silicatos máficos, óxidos de Fe-Ti e apatita, durante a evolução do magma Cachoeira da Ilha. O comportamento das razões Rb/Sr e Rb/Ba, com correlação positiva com a sílica, sugere o fracionamento de feldspato alcalino, o que está em consonância com a presença de depressões em Ba em



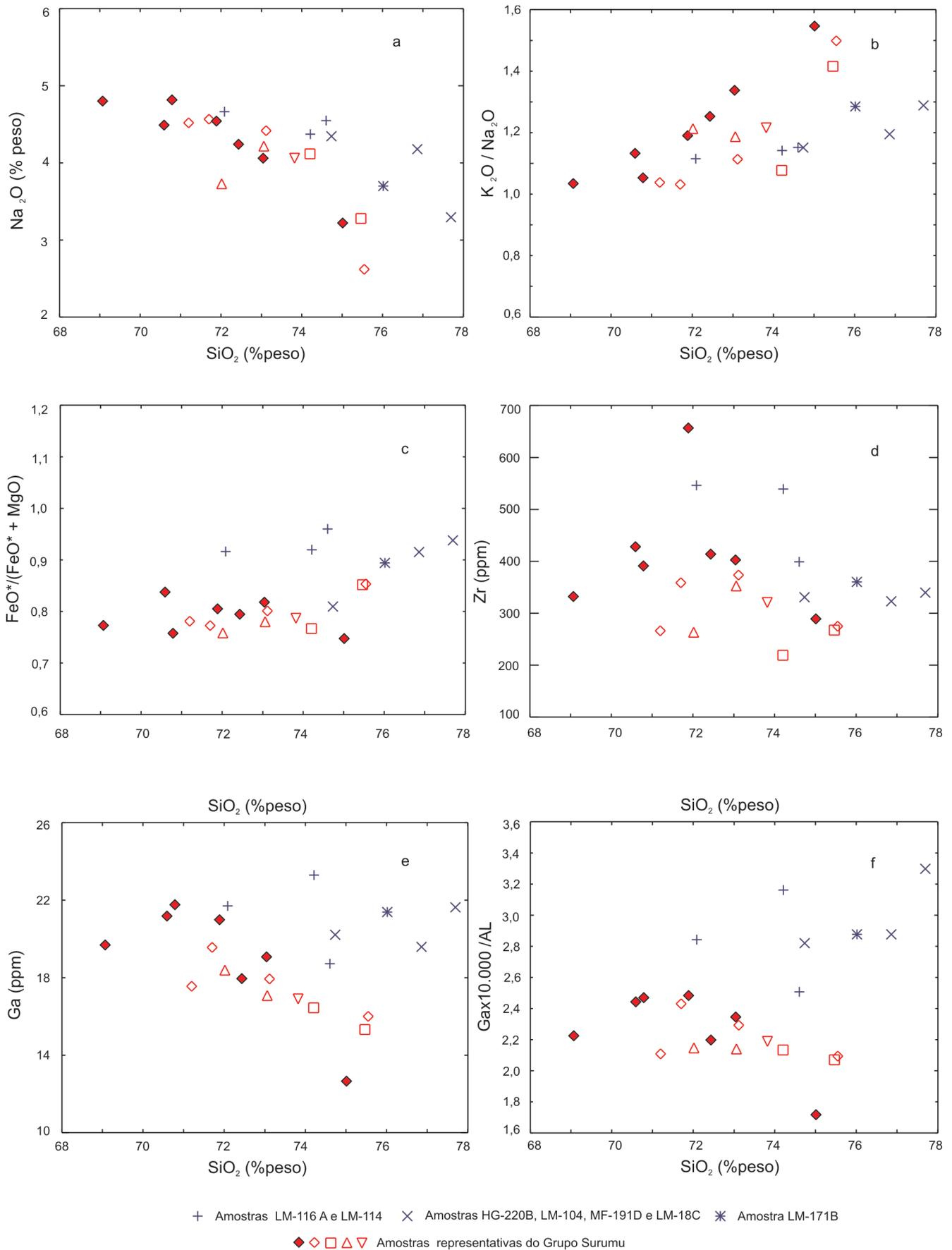


Figura 4.8.11 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha e de amostras representativas do Grupo Surumu (ver simbologia no capítulo 4.7) nos diagramas: (a) SiO_2 versus Na_2O ; (b) SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; (c) SiO_2 versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$; (d) SiO_2 versus Zr; (e) SiO_2 versus Ga; (f) SiO_2 versus $10.000 \text{ Ga}/\text{Al}$.

várias das amostras (diagramas multi-elementares, Figura 4.8.9). O comportamento dos ETR, com anomalias negativas de Eu variáveis, é compatível com a participação de feldspatos como fase mineral residual ou fracionada durante a cristalização em ambiente crustal (Hanson 1980). O empobrecimento em Ba, associado à correlação positiva da razão Sr/Ba com a sílica, sugere que o plagioclásio não tenha participado de forma importante na evolução dos vulcanitos Cachoeira da Ilha.

4.8.6 Comparação com a Suíte Aricamã e com o Grupo Surumu

Com relação à Formação Cachoeira da Ilha, os granitos do tipo-A da Suíte Aricamã mostram algumas diferenças importantes. O intervalo de variação em sílica é bem mais restrito nos granitos, que tendem a exibir menores concentrações em TiO_2 e MgO, maiores razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ e menores conteúdos em Sr (Figura 4.8.10 a, b, e). As amostras do corpo da Serra Aricamã mostram também um marcante enriquecimento em Ga e Nb em relação aos vulcanitos Cachoeira da Ilha (Figura 4.8.10 c, d).

As rochas vulcânicas do Grupo Surumu compre-

endem predominantemente rochas cálcio-alcálicas de alto-K que, em alguns aspectos, assemelham-se aos vulcanitos Cachoeira da Ilha como, por exemplo, nos conteúdos relativamente elevados em elementos HFS (Tabelas 4.6.4 e 4.8.3). Entretanto, diferenças importantes podem ser apontadas. A Figura 4.8.11 ilustra o comportamento da Formação Cachoeira da Ilha em relação às amostras mais representativas do Grupo Surumu (não estão representados o grupo III e a amostra LF-05, extremamente fracionada). A Formação Cachoeira da Ilha é enriquecida em sílica, com maiores conteúdos de Na_2O , valores mais baixos para razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e valores bem mais elevados para a razão $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Figura 4.8.11 a, b, c) em relação aos vulcanitos Surumu. Exibe ainda maiores concentrações em Zr e Ga e altas razões Ga/Al quando comparada às amostras do Grupo Surumu (Figura 4.8.11 d, e, f). Em especial, as altas razões Ga/Al e $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ exibidas pelos vulcanitos Cachoeira da Ilha permitem uma separação química clara entre as duas unidades vulcânicas. Esta separação também fica bem caracterizada nas Figuras 4.8.12 a, b e c, onde o campo das amostras representativas do Grupo Surumu foi adicionalmente ilustrado.

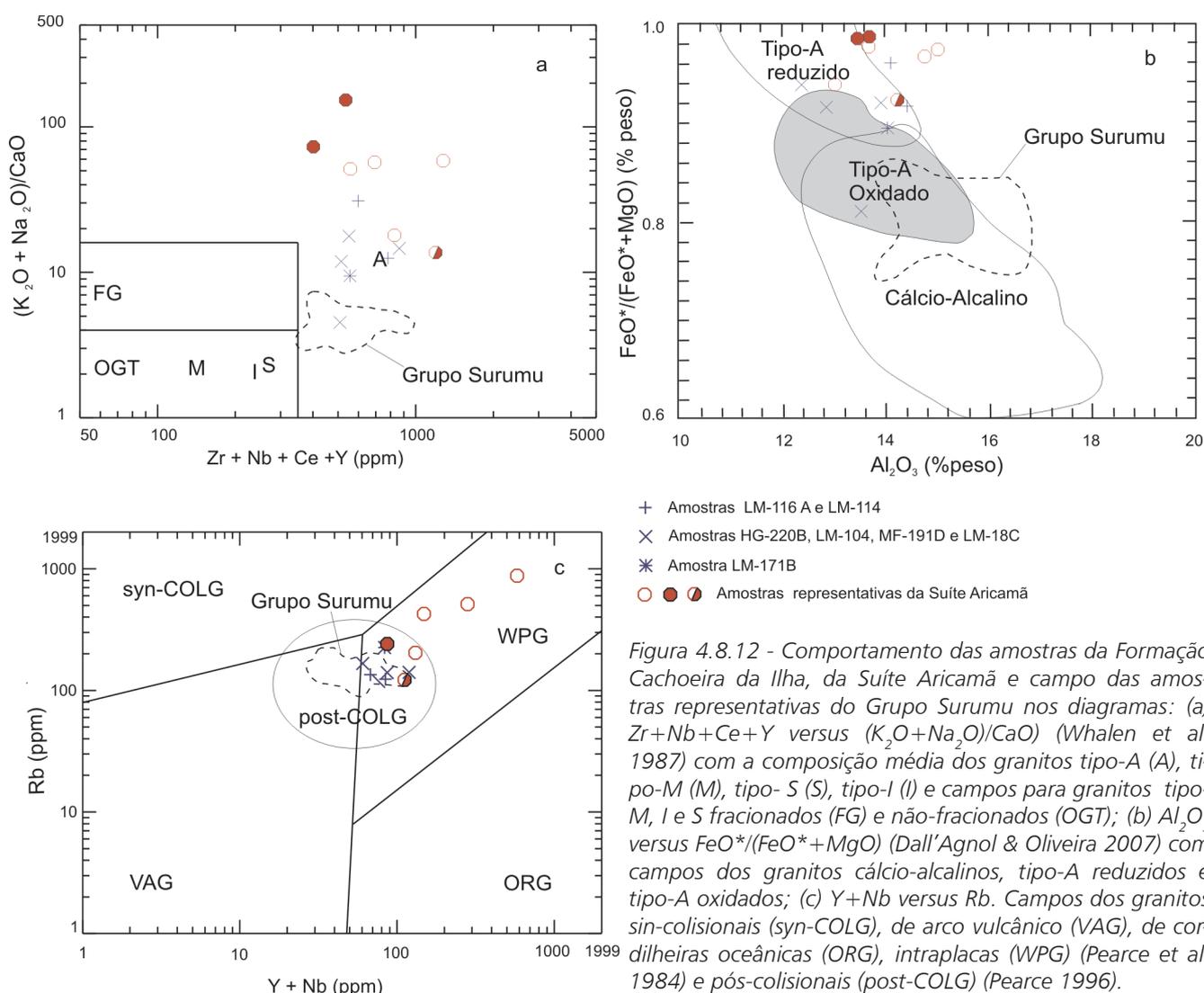


Figura 4.8.12 - Comportamento das amostras da Formação Cachoeira da Ilha, da Suíte Aricamã e campo das amostras representativas do Grupo Surumu nos diagramas: (a) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ versus $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (Whalen et al. 1987) com a composição média dos granitos tipo-A (A), tipo-M (M), tipo-S (S), tipo-I (I) e campos para granitos tipo-M, I e S fracionados (FG) e não-fracionados (OGT); (b) Al_2O_3 versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) com campos dos granitos cálcio-alcálicos, tipo-A reduzidos e tipo-A oxidados; (c) $\text{Y} + \text{Nb}$ versus Rb. Campos dos granitos sin-colisionais (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) (Pearce et al. 1984) e pós-colisionais (post-COLG) (Pearce 1996).

4.8.7 Tipologia e ambiente tectônico

As características geoquímicas da Formação Cachoeira da Ilha, como os altos conteúdos em SiO_2 , álcalis e elementos HFS e ETR leves, além de altos valores para as razões $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ e Ga/Al (Whalen *et al.* 1987), indicam sua afinidade química com magmas do tipo-A. Tal afinidade é ilustrada nos diagramas $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ versus $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (Whalen *et al.* 1987) (Figura 4.8.12 a) e Al_2O_3 versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Figura 4.8.12b), onde os vulcanitos Cachoeira da Ilha ocupam o campo dos granitos do tipo-A. No diagrama Al_2O_3 versus $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Figura 4.9.12 b), proposto para discriminar entre granitos do tipo-A oxidados e reduzidos, as amostras ocupam preferencialmente o campo dos granitos do tipo A reduzidos, da série a ilmenita.

Apesar de não se dispor de dados isotópicos Sm-Nd para a Formação Cachoeira da Ilha, admite-se que sua origem envolva a fusão de fontes crustais quartzofeldspáticas de composição quartzo-diorítica a tonalítica ou granodiorítica, como já comentado para a Suíte Aricamã e comumente proposto para granitos do tipo-A (Anderson & Bender 1989; Creaser *et al.* 1991; King *et al.* 2001; Dall'Agnol *et al.* 1999 a, b; Dall'Agnol *et al.* 2005). É possível que as diferenças internas observadas nos padrões de distribuição dos ETR (Figura 4.8.8) e nos diagramas multi-elementares (Figura 4.8.9) estejam relacionadas a variações composicionais nas fontes crustais que geraram o magma Cachoeira da Ilha e/ou a processos de contaminação durante a evolução magmática.

A formação dos depósitos ignimbríticos e dos diques subvulcânicos da unidade Cachoeira da Ilha deve estar associada à ascensão de grandes plutons ou batólitos. Entretanto, as diferenças químicas observadas entre a Formação Cachoeira da Ilha e os granitos do tipo-A da Suíte Aricamã tornam improvável o comagmatismo entre estas duas unidades.

A idade Pb-Pb em zircão por evaporação obtida para a Formação Cachoeira da Ilha, é muito próxima das idades reportadas para o vulcano-plutonismo cálcio-alcálico Surumu-Pedra Pintada, no intervalo 1,98-1,96Ga (Schobbenhaus *et al.* 1994; Santos *et al.* 2003b; este trabalho). Este quadro reforça a caracterização da contemporaneidade entre o magmatismo do tipo-A, representado pela Suíte Aricamã e pela Formação Cachoeira da Ilha, e do tipo-I, cálcio-alcálico de alto K, representado pela Suíte Pedra Pintada e pelo Grupo Surumu, na folha Vila de Tepequém. Neste cenário, o mesmo quadro petrológico e tectônico proposto para a Suíte Aricamã é sugerido para a Formação Cachoeira da Ilha, ou seja, de fusão parcial de material crustal juvenil Transamazônico em um ambiente pós-colisional. Este ambiente é compatível com a distribuição das amostras da Formação Cachoeira da Ilha no campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996) no diagrama $\text{Y} + \text{Nb}$ versus Rb (Pearce *et al.* 1984) (Figura 4.8.12c).

4.8.8 Correlações

Unidades vulcânicas com afinidade do tipo-A e idade similar à da Formação Cachoeira da Ilha não foram, até o momento, identificadas no cráton Amazônico.

Na parte sul do Escudo das Guianas as rochas vulcânicas com afinidade do tipo-A, identificadas no Grupo Iricoumé (Costi *et al.* 2000; Ferron *et al.* 2006) e os granitóides do tipo-A da Suíte Mapuera apresentam idades em torno de 1,87-1,89 Ga (Costi *et al.* 2000; Valério *et al.* 2005; Santos 2003), aproximadamente 100 Ma mais novas do que os vulcanitos Cachoeira da Ilha. Na parte sul do cráton Amazônico (Província Aurífera Tapajós), da mesma forma, o magmatismo do tipo-A, representado pelos granitóides da Suíte Maloquinha e pelas rochas vulcânicas das formações Iriri e Moraes de Almeida (Vasquez *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2002) mostram idades em torno de 1,88 Ga (Klein & Vasquez 2000; Santos *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2002), e são mais jovens que os vulcanitos Cachoeira da Ilha.

4.9 FORMAÇÃO TEPEQUÉM

4.9.1 Introdução

A Formação Tepequém abrange uma área de aproximadamente 70 km² situada na porção central da folha mapeada e que constitui a serra do Tepequém. Esta serra corresponde a um testemunho isolado, ou *outlier*, das rochas sedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Roraima que afloram mais a norte, no Bloco Pacaraima (Reis & Yáñez 2001). Os principais cursos d'água que drenam a serra são os igarapés Paiva e seu afluente, Cabo Sobral. O topo da serra encontra-se a aproximadamente 1100 m de altitude em relação ao nível do mar e suas encostas formam escarpas íngremes.

A região do Tepequém foi, por muitos anos, uma das áreas de maior produção de diamante do país. A garimpagem diamantífera data do ano de 1937, sendo que o maior volume de pedras extraídas ocorreu durante o período 1941-1943 (Cruz 1980). A partir de 1960 a produção diamantífera entrou em declínio, embora, nos anos 80, a exploração mecanizada tenha proporcionado algum crescimento na produção do diamante, o qual passou a ter o ouro como subproduto. Com o passar dos anos as áreas aluvionares diamantíferas (placers) dos igarapés Cabo Sobral (principal) e Paiva tornaram-se exauridas. A partir de 2001, projetos de piscicultura foram desenvolvidos para aproveitar as antigas áreas de exploração diamantífera da serra.

4.9.2 Trabalhos anteriores

Borges & D'Antona (1988) correlacionaram pela primeira vez as rochas sedimentares da serra do Tepequém à Formação Arai, base do Supergrupo Roraima (Bouman 1959). Esta correlação foi estabelecida em função de semelhanças importantes, dentre as quais, a presença de conglomerados diamantíferos tanto na serra como na Formação Arai. Na serra do Tepequém, a For-

mação Arai foi subdividida por Borges & D'Antona (1988) nos membros Paiva (basal), Funil e Cabo Sobral (topo). Os autores citados identificaram também um padrão de dobras associadas com falhas e fraturas, mencionando ainda um metamorfismo do tipo dinâmico superimposto à pilha sedimentar.

Fernandes Filho (1990) elaborou um mapa geológico detalhado da serra e descreveu um arranjo de braquistoclinais e braquianticlinais, interpretando-o como adiastrófico (não-tectônico). O autor também correlacionou o pacote sedimentar à Formação Arai, subdividindo-o, porém, em dois membros e estimando uma espessura total de 630 metros para o pacote.

Fraga *et al.* (1994) descreveram a presença de dobras abertas associadas a um arranjo de falhas, e de uma clivagem ardosiária nas rochas pelíticas e espaçada nos arenitos da borda norte da serra. Estas feições foram interpretadas como resultantes da fraca inversão da borda sul da bacia Roraima durante o Episódio K' Mudku (Costa *et al.* 1991), tendo sido caracterizado um ambiente de temperatura compatível àquele da fácies xisto-verde.

Reis (1999), em integração geológica regional, adotou a terminologia "Formação Tepequém" para agrupar os membros Paiva, Funil e Cabo Sobral de Borges & D'Antona (1988), pois esta subdivisão foi estabelecida na serra do Tepequém e não em área de ocorrência da Formação Arai.

Fernandes Filho *et al.* (2004) interpretaram a estratigrafia da serra como um megaciclo retrogradante formado por depósitos de leque aluvial, de planície fluvial e depósitos litorâneos, estes últimos, dominados pela ação de marés e ondas.

Luzardo *et al.* (2004) identificaram a presença de pirofilita associada a illita/muscovita em rochas pelíticas, e de pumpellyita e actinolita em metabasaltos tidos como intercalados na seqüência sedimentar da serra do Tepequém, concluindo que a área foi submetida a um metamorfismo regional orogênico de muito baixo grau. Para Luzardo & Milliotti (2007), a serra do Tepequém é constituída por uma sucessão metavulcanossedimentar, com dacitos e litarenitos vulcânicos recobertos por basaltos na base, e siltitos, quartzo arenitos e conglomerados no topo.

Fernandes Filho *et al.* (2007) reconheceram dois principais sistemas deposicionais na serra do Tepequém, o primeiro deles, continental fluvial, representado por ambientes de canais entrelaçados e de planícies de inundação, e o outro, transicional litorâneo, caracterizado por ambientes de planície e canais de maré.

Fernandes Filho *et al.* (2008a) agruparam as associações de fácies da serra do Tepequém em duas sucessões estratigráficas, uma inferior, representada por ambiente fluvial e sistema costeiro, e outra, superior, representada por um novo ambiente fluvial. Ambas as sucessões configuram megaciclos, retrogradante e progradante, respectivamente, separados por descontinuidade erosiva.

4.9.3 Litoestratigrafia da Formação Tepequém

A Formação Tepequém corresponde a uma su-

cessão sedimentar dobrada e com importante arranjo de falhas. O acamadamento sedimentar mostra mergulhos variando de suaves até fortes, desenhando em mapa anti-formais e sinformais, com eixos na direção WSW-ENE (ver capítulo 5). Feições deformacionais penetrativas estão em geral ausentes, o que permitiu uma perfeita observação das feições sedimentares originais. Uma discreta foliação, por vezes evoluindo para uma clivagem espaçada nos psamitos e ardosiária nos pelitos ocorre em alguns afloramentos, como no flanco norte da serra (estação LM-201), na cachoeira do Funil (estação LM-192), e na parte central da serra do Tepequém (estações AD-04 A, LM-185, LM-197). A presença de ótimas camadas-guia e a utilização de produtos de sensoriamento remoto, em especial fotografias aéreas, auxiliaram na cartografia geológica, e na proposição de uma litoestratigrafia, evitando a duplicação de estratos.

Algumas semelhanças aparecem entre a litoestratigrafia descrita originalmente por Borges & D'Antona (1988), Fernandes Filho (1990) e Fernandes Filho *et al.* (2007) e aquela aqui proposta. Neste estudo, mantém-se a denominação "Formação Tepequém" (Reis 1999), bem como sua subdivisão litoestratigráfica original através dos membros Paiva (basal), Funil e Cabo Sobral (topo) (Figura 4.9.1). Uma espessura de 650-700 m foi estimada para todo o pacote. Cabe destacar que a ocorrência de rochas vulcanoclásticas intercaladas com as epiclásticas, sobretudo na base e provavelmente também nas subunidades intermediária e de topo da formação, se constitui num fato pouco presente na literatura referente às unidades basais do Supergrupo Roraima.

Membro Paiva

O Membro Paiva representa a unidade basal da Formação Tepequém, encontrando-se em contato discordante com o embasamento representado pelas rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu. O contato encontra-se em grande parte encoberto por material coluvionar e é pouco perceptível no trecho da estrada que leva ao topo da serra pela sua borda sul. Entretanto, em um afloramento a oeste da estrada mencionada, foi observado um conglomerado polimítico, com seixos e calhaus de quartzo leitoso, arenito e argilito, provavelmente representando a base do Membro Paiva. Este conglomerado situa-se imediatamente acima de um material argiloso esbranquiçado, interpretado como uma rocha vulcânica ácida alterada do Grupo Surumu. Ainda na estrada que sobe a borda sul da serra e corta o Membro Paiva, ocorrem arenitos alterados, intercalados com camadas métricas de argilitos esbranquiçados variando até vermelhos. Nos argilitos, ocorrem fragmentos de 1 a 3 mm, de lapilli acrescionários, dispostos ao longo de algumas superfícies (Figura 4.9.2a). De acordo com McPhie *et al.* (1993), lapilli acrescionários são agregados esféricos (em geral de 3-4 mm de diâmetro) de cinza vulcânica muito fina, com estrutura interna em capas concêntricas. Os lapilli acrescionários são típicos de erupções freatomagmáticas e formam-se geralmente em ambiente subaéreo. Tendem a se depositar e concentrar

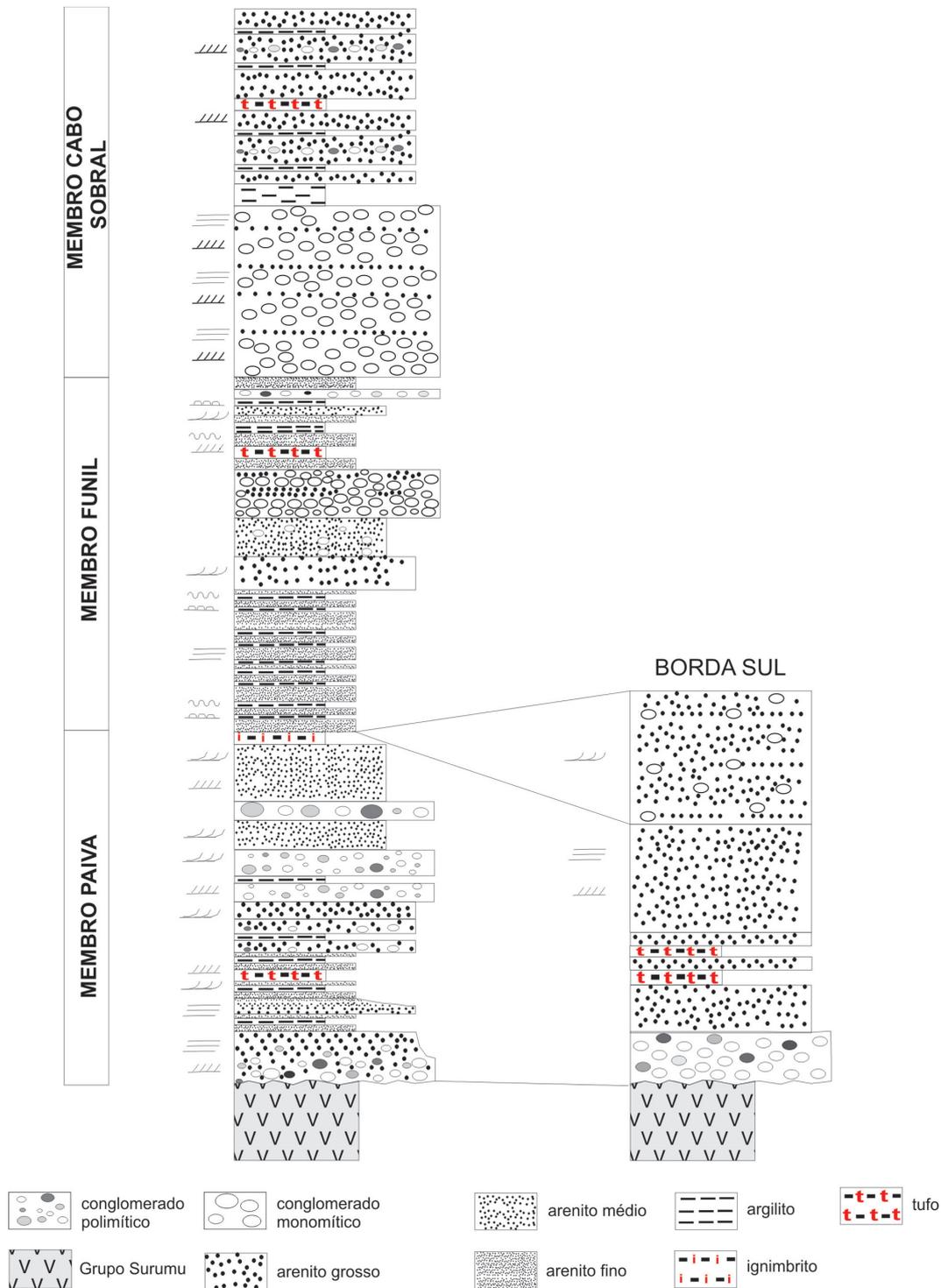


Figura 4.9.1- Seção estratigráfica esquemática da Formação Tepequém.

em determinados níveis no interior de tufo finos sejam eles de queda ou retrabalhados, podendo ocorrer inteiros ou desintegrados. Assim, os argilitos da borda sul da serra do Tepequém devem ser, na verdade, argilitos tufáceos ou talvez mesmo tufo de queda. Mais para o alto da borda sul da serra, ocorrem litarenitos avermelhados, grossos, com e estratificação plano-paralela e cruzada plana (Figura 4.9.2b), que dão lugar, já na porção de topo do Membro Paiva, a quartzos arenitos grossos e quartzos arenitos conglomeráticos, brancos a róseos, com esparsos seixos

e calhaus arredondados a bem-arredondados de quartzo leitoso que chegam a alcançar 15 cm de diâmetro. Seixos de arenito fino e de argilito avermelhado ocorrem muito subordinadamente. Estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, por vezes exibindo deformação sin-sedimentar do tipo recumbente (Figura 4.9.2c), ocorrem neste nível. Esta porção de topo do membro Paiva acunha-se e desaparece em direção à borda norte.

No flanco norte da serra e ao longo da trilha que conduz ao vale do rio Amajari, o Membro Paiva está re-

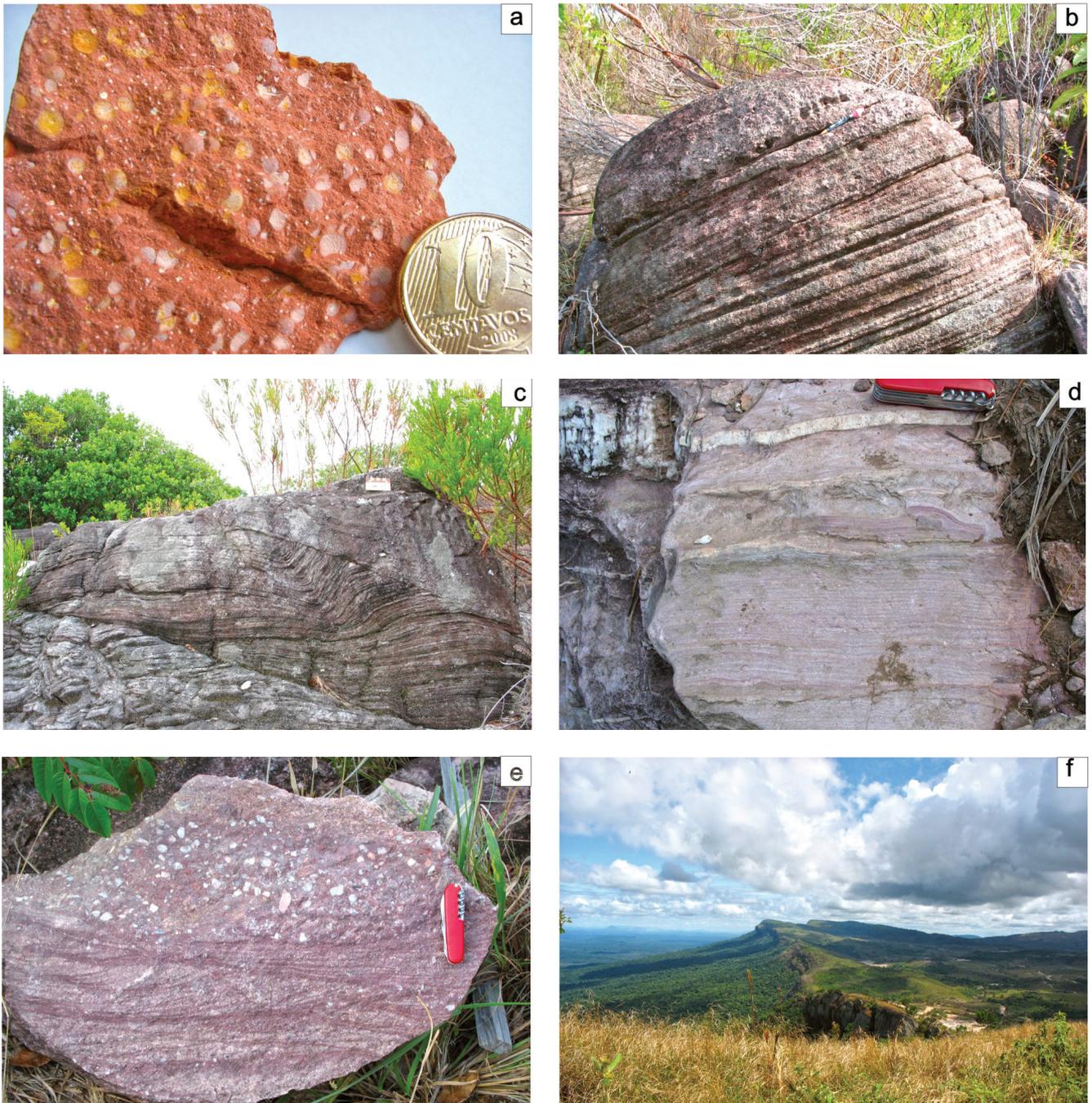


Figura 4.9.2 - Aspectos macroscópicos das rochas da Formação Tepequém, Membro Paiva. (a) Argilito tufáceo (ou tufo de queda), contendo fragmentos de lapilli acrescionários. Amostra AD-02B, borda sul da serra; (b) Litarenito tufáceo, mostrando estratificação plano-paralela. Estação AD-02A, borda sul da serra; (c) Arenito conglomerático contendo seixos e calhaus arredondados, esparsos, de quartzo leitoso. Estratificação cruzada recumbente, truncada por estratificação acanalada. Estação LM-183, topo do Membro Paiva; (d) Arenitos finos, siltitos e argilitos intercalados, mostrando laminação planoparalela e estruturas wavy. Estação LM-201, borda norte da serra; (e) Litarenito grosso exibindo estratos cruzados acanalados, centimétricos a decimétricos, recoberto por arenito conglomerático com grânulos e seixos angulosos de quartzo leitoso e argilito avermelhado. Amostra LM-201C, borda norte da serra; (f) As camadas do Membro Paiva podem ser acompanhadas ao longo das cristas que sustentam as escarpas da serra. Flanco norte da serra Tepequém.

presentado por conglomerados, arenitos conglomeráticos, litarenitos grossos a médios, litarenitos finos, siltitos e argilitos intercalados. Na base do pacote ocorrem conglomerados polimíticos, matriz-suportados, que gradam para arenitos avermelhados muito grossos ou arenitos conglomeráticos (com grânulos e seixos de até 1 cm)

exibindo estratificação planoparalela e cruzada plana. O pacote basal é encimado por arenitos finos com estratificação planoparalela e sets com estratificação cruzada plana, mostrando intercalações de argilitos e siltitos (Figura 4.9.2d) vermelhos, arroxeados e esbranquiçados e de arenitos com granodecrescência ascendente. Os co-

sets são marcados por níveis de argilito vermelho. Em direção ao topo do perfil, ocorrem arenitos conglomeráticos, com grânulos e seixos angulosos de quartzo leitoso e de arenito vermelho (Figura 4.9.2e), estratificação cruzada acanalada e intercalações de argilito vermelho, este, exibindo manchas de redução. Acima dos arenitos conglomeráticos ocorrem arenitos médios a grossos, esbranquiçados a róseos com estratos cruzados acanalados de pequeno porte (centimétricos), e intercalações de conglomerado, que gradam a um conglomerado polimítico com matriz de arenito grosso, mostrando estratificação cruzada acanalada e plana. Finas camadas de argilito vermelho intercalam-se a este conglomerado polimítico. As camadas mais superiores do membro Paiva na borda norte da serra podem ser acompanhadas ao longo das cristas dos morros (Figura 4.9.2f). Estas camadas são constituídas por arenitos médios a grossos, vermelhos, com estratificação cruzada acanalada, e intercalações de conglomerado matriz suportado com seixos e calhaus (variando de 3 a 25 cm) subangulosos de argilito, ignimbrito acinzentado, arenito vermelho e quartzo. Grandes blocos de ignimbrito cinza avermelhado com manchas de redução, provavelmente representando um depósito *in situ*, foram encontrados na parte mais elevada da escarpa norte, no extremo NW da serra (estações LM-200 A e B).

Na porção sudoeste da serra do Tepequém, os níveis conglomeráticos que aparecem na base do membro Paiva são mais espessos tendo sido registradas camadas contínuas de até 5 m de espessura na cachoeira do igarapé Paiva. Nesta localidade observa-se, em direção ao topo do pacote, arenitos finos a médios, vermelhos, com estratificação cruzada acanalada e intercalações entre 0,2 e 2 m de arenitos finos, siltitos e argilitos vermelhos, bem como intercalações de conglomerado. Gretas de ressecamento ocorrem nos níveis de argilito.

Na borda leste da serra do Tepequém as camadas medianas a superiores do Membro Paiva são constituídas por arenitos esbranquiçados a levemente avermelhados, médios, com intercalações de pelito cinza, litarenito avermelhado e arenito conglomerático, o último, com seixos e calhaus angulosos (até 25 cm) de argilito cinza.

O Membro Paiva registra uma sedimentação fluvial entrelaçada, representada, sobretudo, por conglomerados, arenitos conglomeráticos, litarenitos e quartzo arenitos. Onde medidas, as estratificações cruzadas acanaladas forneceram paleocorrentes para o quadrante SW. As intercalações de argilitos tufaceos (ou tufos de queda), encontradas próximo à base, e de ignimbritos, mais para o topo do Membro Paiva, derivam de manifestações vulcânicas félsicas explosivas que ocorreram durante a deposição desta subunidade.

Membro Funil

O Membro Funil representa a unidade intermediária da Formação Tepequém, encontrando-se em contato aparentemente brusco e discordante com o Membro Paiva subjacente.

Na base da unidade ocorrem arenitos finos a mé-

dios, esbranquiçados, silticos, com níveis centimétricos de silito e argilito avermelhados. O argilito é por vezes maço, mas tipos finamente laminados também estão presentes. No topo dos sets ocorrem gretas de contração e marcas onduladas (Figura 4.9.3a).

Na porção central da serra afloram arenitos grossos a conglomeráticos, róseos a esbranquiçados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, contendo níveis de minerais pesados na base dos estratos (Figura 4.9.3b), constituindo uma dobra fechada com flancos exibindo mergulhos em torno de 60° para NW e SE. Segue-se um nível de arenito médio, esbranquiçado a amarelado, conglomerático, com seixos de quartzo de 1 a 5 cm. Ainda na porção mediana do Membro Funil, lentes métricas de quartzo arenito grosso, esbranquiçado, por vezes conglomerático, intercalam-se com sets conglomeráticos de 10 a 40 cm de espessura.

O topo da unidade está representado por um arenito fino a médio, amarelado a róseo, algo siltoso, com finas lâminas enriquecidas em minerais pesados. Este arenito exhibe estratificação plano-paralela, cruzada planar e acanalada, e contem camadas (Figura 4.9.3c) e intraclastos de argilito avermelhado (Figura 4.9.3d). As camadas de argilito podem alcançar até 1 m de espessura e exibir marcas onduladas e gretas de contração. Na cachoeira Funil, onde também ocorrem rochas do topo desta unidade, intercalam-se litarenitos finos, avermelhados a amarelados, com subordinados leitões de um pelito vermelho. Ocorrem ainda camadas conglomeráticas, com espessura variável de 0,2 a 3 m, com seixos subarredondados de argilito e arenito avermelhados a amarelados, e, mais raramente, de quartzo.

O Membro Funil representa, em parte, o afogamento do sistema fluvial do Membro Paiva, reunindo rochas sedimentares com maior incidência de termos pelíticos. De acordo com Fernandes *et al.* (2007, 2008a), ocorrem na serra do Tepequém depósitos litorâneos influenciados por tempestades e pertencentes a um megaciclo retrogradante. Esses depósitos registram correspondência com alguns níveis sedimentares do interior do Membro Funil. A abundância de rochas pelíticas avermelhadas nesta unidade e sua semelhança com os argilitos tufaceos (ou tufos) do membro Paiva apontam para a ocorrência de erupções produtoras de grandes volumes de cinza vulcânica fina à época da deposição do membro Funil.

Membro Cabo Sobral

O Membro Cabo Sobral corresponde à unidade de topo da Formação Tepequém. Os conglomerados desta subunidade são considerados a principal fonte dos diamantes e ouro aluvionares explorados na região (Borges & D'Antona 1988). As melhores exposições destas rochas podem ser observadas no morro da Antena, constituindo uma camada-guia composta por um conglomerado oligomítico de coloração esbranquiçada, clasto-suportado, rico em seixos arredondados de quartzo leitoso que variam de 0,5 a 7 cm em seu eixo maior. Subordinadamente ocorrem seixos de arenito, argilito e prováveis tufos avermelhados

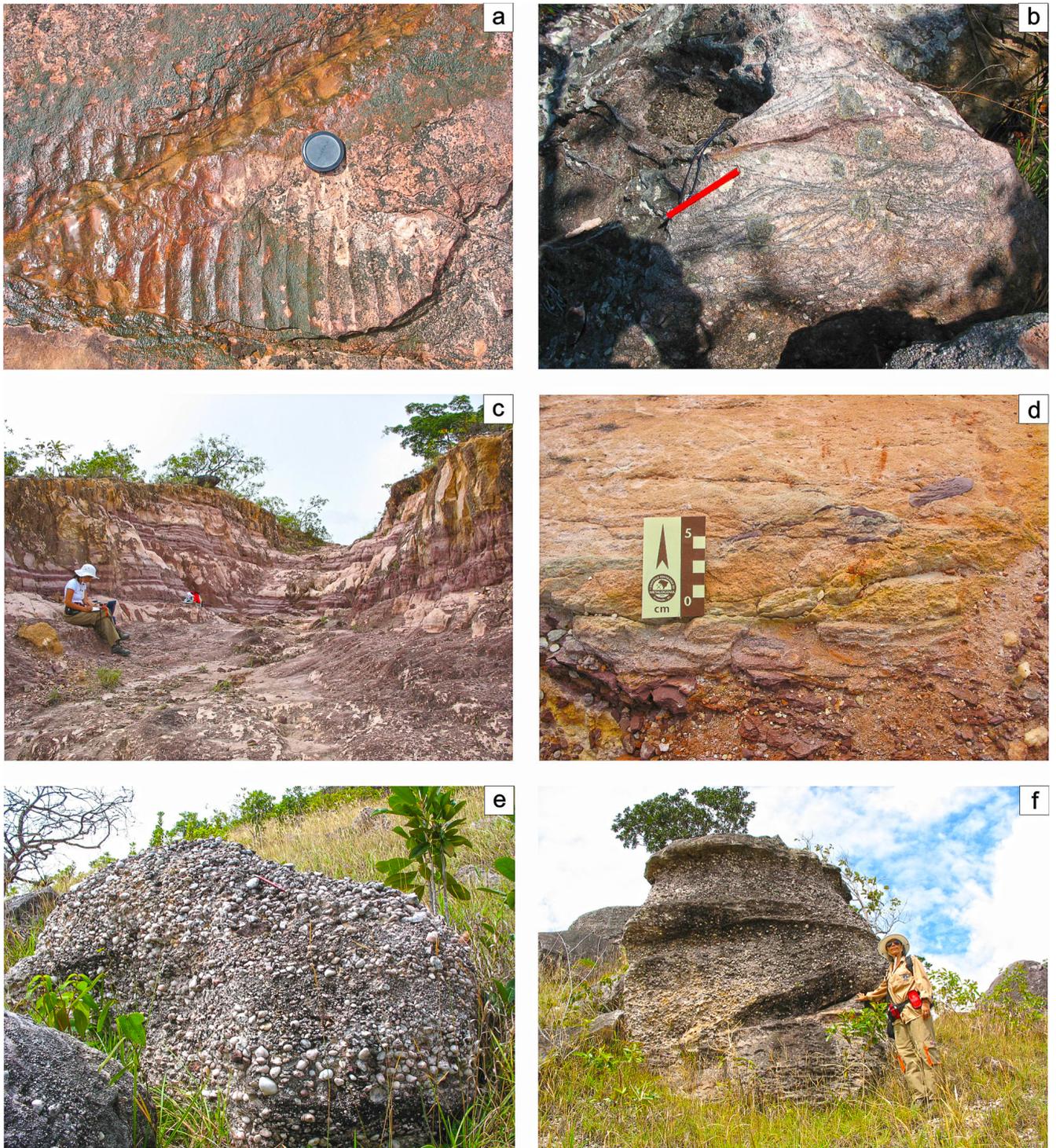


Figura 4.9.3 - Aspectos macroscópicos das rochas da formação Tepequém, membros Funil e Cabo Sobral. (a) Marcas onduladas simétricas em argilito. Afloramento AD-03, Membro Funil; (b) Arenito grosso a conglomerático, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, mostrando níveis de minerais pesados na base dos estratos. Afloramento LM-185, Membro Funil; (c) Arenitos finos contendo níveis de argilito avermelhado. Afloramento AD-09, Membro Funil; (d) Arenito fino contendo leitões e intraclastos de argilito avermelhado. Afloramento AD-04B, topo do Membro Funil; (e) Conglomerado oligomítico, formado por seixos de quartzo leitoso e raros fragmentos de rochas avermelhadas (argilitos, arenitos, tufo?). Afloramento AD-04, Membro Cabo Sobral, morro da Antena; (f) Conglomerado mostrando estratificações cruzadas planares e leitões de arenito e arenito conglomerático. Afloramento AD-04, Membro Cabo Sobral, morro da Antena.

(Figura 4.9.3e). Neste conglomerado predominam as estratificações cruzadas planares. Camadas com 0,5 a 1,5 m de espessura de arenito médio a grosso, por vezes conglomerático, com estratificação planoparalela assinalada por finas

lâminas sílticas, aparecem intercaladas (Figura 4.9.3f).

Imediatamente acima do conglomerado, ocorre um nível de argilito avermelhado, encimado por arenitos grossos, branco-amarelados, esbranquiçados ou róseos,

com estratificação cruzada tabular. Nestes arenitos intercalam-se finos estratos de argilito vermelho, e camadas, de até 6 m de espessura, de arenitos conglomeráticos, contendo esparsos seixos de quartzo e de argilito e arenitos avermelhados.

O Membro Cabo Sobral reúne litologias areníticas a conglomeráticas de um sistema fluvial entrelaçado e de elevada energia. De acordo com Fernandes Filho *et al.* (2008b), representa um megaciclo progradante comparável àquele mantido para o Grupo Suapi na região do Uiramutã. A prevalência de rochas tipicamente epiclásticas, como arenitos e conglomerados, indica que a sedimentação nesta unidade praticamente não foi afetada por vulcanismo, exceto talvez ao tempo da deposição das finas intercalações de argilitos, que podem ser de origem tufácea.

4.9.4 Petrografia

Membro Paiva

No Membro Paiva reúnem-se principalmente litarenitos tufáceos, litarenitos conglomeráticos, argilitos (em geral considerados como argilitos tufáceos ou tufos de queda) e alguns ignimbritos, todos apresentando coloração avermelhada. Quartzo arenitos e quartzo arenitos conglomeráticos róseos a esbranquiçados pertencem ao topo da unidade.

Os litarenitos tufáceos apresentam granulometria média a grossa, sendo compostos por grãos subarredondados de quartzo e abundantes fragmentos de tufos ácidos impregnados por poeira ferruginosa (Figura 4.9.4a). Os grãos de quartzo são em geral monocristalinos. Os fragmentos de tufos exibem diferentes graus de devitrificação e sericitização, preservando, em certos casos, texturas indicativas de que derivam de ignimbritos. A matriz é constituída por sericita, quartzo microcristalino e hidróxido de ferro. O cimento é de quartzo autigênico. A estratificação é marcada por níveis ricos em minerais opacos arredondados, de granulometria fina, acompanhados por zircão e mais raramente, rutilo. Nos litarenitos e litarenitos conglomeráticos da borda norte da serra, a sericita da matriz tende a se orientar, conferindo uma foliação leve às rochas.

Os litarenitos conglomeráticos contêm grãos, grânulos, seixos e até mesmo calhaus esparsos de quartzo e de fragmentos de ignimbritos e tufos avermelhados. As partículas maiores de quartzo e de rocha ocorrem em quantidade mais ou menos equivalente e geralmente variam de subangulosas a arredondadas.

Os argilitos da borda sul da serra, identificados como argilitos tufáceos ou tufos de queda, apresentam ao microscópio evidências de forte alteração, sendo formados inteiramente por uma massa de sericita impregnada por poeira ferruginosa. As partículas observadas macroscopicamente, reconhecidas como fragmentos de lapilli acrescionários (ver Figura 4.9.2a), aparecem em lâmina sob a forma de pequenas meias-luas. Os argilitos avermelhados, com clivagem ardósiana e manchas de redução elípticas, encontrados na borda N da serra, são também formados por mica branca finíssima e poeira ferruginosa, e, apesar de

não conterem piroclastos ou lapilli acrescionários identificáveis, podem igualmente representar tufos ou argilitos tufáceos alterados e deformados. A mica branca destas rochas foi caracterizada ao microscópio petrográfico como sericita, mas Luzardo & Milliotti (2007) identificaram, por meio de análises de difratometria de raios X, a presença de pirofillita ao lado de illita/muscovita nestes argilitos da borda norte.

Os ignimbritos avermelhados do topo do Membro Paiva na borda norte e noroeste da serra ocorrem como grandes blocos e também como seixos nos arenitos conglomeráticos. Ao microscópio mostram forte sericitização e hematitização, mas preservam indícios de fenocristais, de lascas vítreas e de fragmentos de púmice.

Os quartzo arenitos e quartzo arenitos conglomeráticos do topo do Membro Paiva na porção sul da serra são compostos sobretudo por grãos, grânulos e seixos arredondados de quartzo, com raros fragmentos de rochas avermelhadas como arenitos, argilitos(?) e tufos ácidos, os últimos mostrando texturas de devitrificação. Os seixos de quartzo são em geral de quartzo policristalino, alguns deles com texturas típicas de veios indeformados.

Membro Funil

No Membro Funil ocorrem litarenitos finos, siltitos, argilitos e arenitos conglomeráticos.

Os litarenitos finos são compostos por quartzo subarredondado a anguloso e fragmentos de tufos ácidos imersos em matriz sericítica. Minerais opacos e, mais raramente, zircão e muscovita, também estão presentes. Intraclastos de silito e argilito ocorrem nestes arenitos, geralmente na proximidade do contato com níveis subjacentes de rochas mais finas. Na cachoeira Funil, os litarenitos são levemente foliados, com sericita orientada através da matriz. (Figura 4.9.4b).

Os siltitos e argilitos que se alternam com os arenitos são maciços a laminados, e muito semelhantes aos argilitos tufáceos (ou tufos) da base do Membro Paiva, embora isentos dos fragmentos de lapilli acrescionários encontrados naquela subunidade. Sugere-se, portanto, que possam representar material piroclástico retrabalhado ou depositado diretamente em ambiente subaquoso.

Os arenitos conglomeráticos são formados por partículas subarredondadas, de fração areia a seixo, de quartzo e, mais raramente, de tufos ácidos e *chert*. Grãos de tamanho areia fina, arredondados, de minerais opacos assinalam a estratificação das rochas (Figura 4.9.4c). Zircão e muscovita detrítica são raros. Sericita, por vezes orientada, argilominerais, quartzo e hidróxido de ferro compõem a matriz.

Membro Cabo Sobral

O Membro Cabo Sobral é constituído por um conglomerado oligomítico, recoberto por argilito e arenitos grossos a conglomeráticos.

O conglomerado oligomítico contém grânulos e seixos de quartzo arredondados e densamente empacotados, onde o quartzo é geralmente policristalino, deformado ou não-deformado, e claramente derivado de veios.

Os raros fragmentos de rochas presentes, como argilitos ferruginosos, tufos ácidos sericitizados e arenitos, não diferem das rochas encontradas nas unidades Paiva e Funil, sugerindo que sejam na maioria derivados da própria bacia sedimentar.

Os argilitos que recobrem os conglomerados assemelham-se àqueles do Membro Paiva e aos argilitos do Membro Funil, podendo, mais uma vez, representar camadas predominantemente piroclásticas intercaladas com as litologias epiclásticas.

Os arenitos do topo da unidade Cabo Sobral são silicificados, formados principalmente por grãos de quartzo na fração areia média a grossa. Grãos de feldspatos, como microclínio e, mais raramente, plagioclásio, fragmentos de rocha tufácea e chert, zircão, minerais opacos e rutilo são subordinados.

4.9.5 Microtectônica e discussão sobre o possível metamorfismo da Formação Tepequém

O estudo microtectônico de 23 lâminas petrográficas da Formação Tepequém revelou que grande parte de suas litologias é desprovida de qualquer feição tectônica penetrativa em escala microscópica. Na maioria das rochas estudadas não ocorre foliação (Figuras 4.9.4a, c). Em alguns exemplares existe uma discreta orientação da sericita da matriz, sem, no entanto, constituir filmes de

clivagem, ou mesmo uma feição planar penetrativa.

Contudo, algumas amostras do flanco norte da serra e da cachoeira Funil, exibem uma foliação que varia de incipiente a bem desenvolvida. Em certos argilitos (p. ex. amostra LM-225, Projeto Roraima Central, CPRM 1999) a foliação é definida pela orientação preferencial de mica branca finíssima e de lamelas ou porções extremamente alongadas enriquecidas em hidróxido de ferro. Manchas de redução elípticas, assinaladas pela quase total ausência de hidróxido de ferro, dispõem-se paralelamente à foliação, a qual pode ser classificada como uma clivagem ardósiana.

Alguns litarenitos da borda norte (p.ex. LM-201C) mostram igualmente uma foliação pouco desenvolvida, onde a sericita da matriz e também de alguns dos fragmentos líticos contidos na rocha tende a seguir uma mesma direção. Em um litarenito fino da cachoeira Funil (p.ex. LM-192C) (Figura 4.9.4b), a sericita mostra uma forte tendência à orientação, sem, no entanto, estar completamente orientada. Os grãos de muscovita detrítica, de quartzo, e os fragmentos líticos desta rocha encontram-se em parte preservados e sem registros de deformação interna importante.

Com base na identificação de uma clivagem do tipo ardósiana, e de análises de difratometria de raios X que mostraram a presença de pirofilitita nos argilitos do flanco norte da serra, Luzardo & Milliotti (2007) admitem que as rochas da serra do Tepequém sofreram metamor-

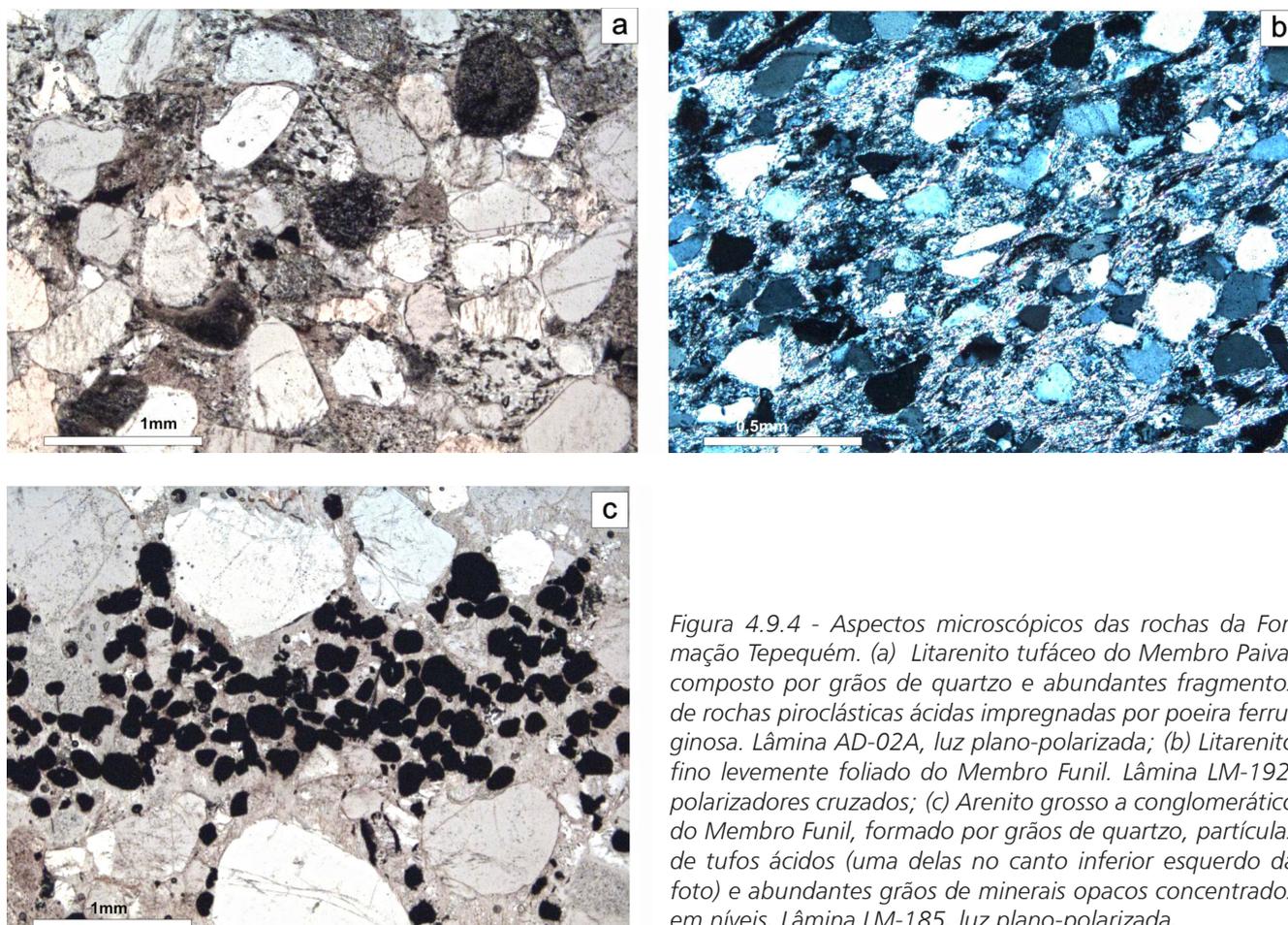


Figura 4.9.4 - Aspectos microscópicos das rochas da Formação Tepequém. (a) Litarenito tufáceo do Membro Paiva, composto por grãos de quartzo e abundantes fragmentos de rochas piroclásticas ácidas impregnadas por poeira ferruginosa. Lâmina AD-02A, luz plano-polarizada; (b) Litarenito fino levemente foliado do Membro Funil. Lâmina LM-192, polarizadores cruzados; (c) Arenito grosso a conglomerático do Membro Funil, formado por grãos de quartzo, partículas de tufos ácidos (uma delas no canto inferior esquerdo da foto) e abundantes grãos de minerais opacos concentrados em níveis. Lâmina LM-185, luz plano-polarizada.

fismo orogênico de muito baixo grau, correspondente à fácies prehnita-pumpeliita. Entretanto, conforme detalhado nos parágrafos precedentes, a deformação nos argilitos, e também em alguns arenitos, é uma feição de ocorrência muito restrita e não pode ser estendida para toda a Formação Tepequém, cujas rochas de modo geral não mostram qualquer sinal de deformação penetrativa. Já a ocorrência de pirofilita pode ser atribuída, alternativamente, a processos hidrotermais do tipo lixiviação ácida ou alteração argílica avançada, causados por fluidos de baixo pH (Thompson & Thompson 1996), talvez relacionados ao vulcanismo félsico que atuou durante a deposição da Formação Tepequém. A abundância de veios de quartzo leitoso encontrados por toda a serra comprovam a incidência de hidrotermalismo sobre a área.

4.9.6 Correlações Litoestratigráficas

O pacote sedimentar que integra a serra do Tepequém tem sido correlacionado à Formação Arai, unidade de base do Supergrupo Roraima no BSP - Bloco Sedimentar Pacaraima (Reis & Yánez 2001). Neste aspecto, a litoestratigrafia da serra encontra correspondência àquela de outras áreas sedimentares do Supergrupo Roraima em território brasileiro, citando-se as regiões dos rios Suapi, Quinô, Cotíngio e Maú.

Contudo, o arranjo paleoambiental e arcabouço estrutural têm apontado para algumas diferentes interpretações. Além disto, a presença de argilitos tufáceos e ignimbritos intercalados com as rochas siliciclásticas, principalmente no membro Paiva e provavelmente também nos membros Funil e Cabo Sobral, indica aporte de material piroclástico fornecido diretamente por atividade vulcânica explosiva contemporânea e intermitente. Este quadro, que certamente afetou o paleoambiente e regime sedimentológico da região, tem sido pouco abordado nas referências prévias sobre a unidade basal da bacia sedimentar Roraima.

A Formação Arai foi originalmente definida por Bouman (1959) e tem sido descrita como formada por litologias sedimentares de caráter continental que registram inter-relacionamento de fácies de um sistema deposicional desértico – leque aluvial árido, lacustre, dunas eólicas e wadis – e fluvial entrelaçado (Reis *et al.* 1990).

Coube a Reis & Carvalho (1996) correlacionar tentativamente os membros Paiva, Funil e Cabo Sobral propostos por Borges & D'Antona (1988) à litoestratigrafia da Formação Arai, contudo, reunidos por Reis (1999) sob a designação de Formação Tepequém. Sendo assim, o Membro Paiva corresponderia aos depósitos de leque aluvial proximal e canais fluviais na sua porção mediana a distal; o Membro Funil registraria semelhança aos depósitos lacustres (playa lakes) e de fácies eólica com canais fluviais temporários, e o Membro Cabo Sobral, aos depósitos de ambiente fluvial entrelaçado e responsável pela mineralização aurídiamentífera.

Fernandes Filho & Nogueira (2003) mencionaram

para a serra do Tepequém três associações de fácies correspondentes aos ambientes de leque aluvial, planície fluvial e litorâneo. Os depósitos litorâneos descritos pelos autores mantêm correspondência em litologia àqueles ritmicos (siltitos, argilitos e brechas intraformacionais) que têm sido descritos na porção mediana da Formação Arai na região do Igarapé Percepção, rio Suapi e vila Uiramutã (Reis *et al.* 1990).

Reis & Yánez (2001) mencionaram para a Formação Uiramutã, base do Grupo Suapi, condições de deposição da fácies de frente deltaica com domínio misto de marés e de ondas. Esta unidade recobre os depósitos fluviais da Formação Arai e registra uma inversão paleoambiental que tem início com a instalação de uma ampla área de planície de maré e regime marinho transgressivo (tempestitos) através da Formação Verde, sobrejacente.

A influência costeira descrita por Fernandes Filho & Nogueira (2003) para a litoestratigrafia da serra do Tepequém, sucedida por novos depósitos fluviais, estes, mantendo nítida correspondência àqueles aurídiamentíferos encontrados no interior da Formação Arai, abre novos rumos à questão de uma pretérita presença do mar anterior à deposição da Formação Verde do Grupo Suapi e cujas formações mais basais - Uiramutã e Verde - não encontram registro na citada serra.

Entretanto, de acordo com Fernandes Filho *et al.* (2008b), existe uma superfície de discordância erosiva no interior da Formação Arai de Reis & Yánez (2001), e que separa distintos ambientes fluviais, sendo que aquele relacionado à mineralização diamantífera e superior, corresponde agora à base do Grupo Suapi. Sob esta concepção, as formações Igarapé Paiva e Serra do Funil de Fernandes Filho *et al.* (2008b) registram correlação com o atual Grupo Arai proposto pelos autores na região do Uiramutã, que por sua vez congrega depósitos fluviais entrelaçados a litorâneos (Figura 4.9.5). Esses depósitos litorâneos podem manter contemporaneidade àqueles da Formação Aliquelau que comparecem na serra Uafaranda (Pinheiro *et al.* 1981), e camadas sedimentares pelíticas com níveis de folhelhos carbonosos da serra Urutanim ("Unidade B" de Reis & Carvalho 1996).

Deste modo, a ampliação da pretérita área contínua do Bloco Sedimentar Pacaraima encontraria registro para oeste através da maior participação de uma sedimentação costeira a marinha rasa àquela continental. Os níveis conglomeráticos de ambientes fluviais que integram o quadro litoestratigráfico dessa região mais ocidental de Roraima, devem manter correspondência com ciclos progradantes de outras formações superiores do Supergrupo Roraima (por exemplo, Grupo Suapi), unidades estas, que não têm revelado importância econômica para o diamante.

A correspondência litoestratigráfica entre os membros descritos para a Formação Tepequém neste estudo e as fácies recentemente sugeridas por Fernandes Filho *et al.* (2008a) para a serra do Tepequém está representada na (Figura 4.9.6)

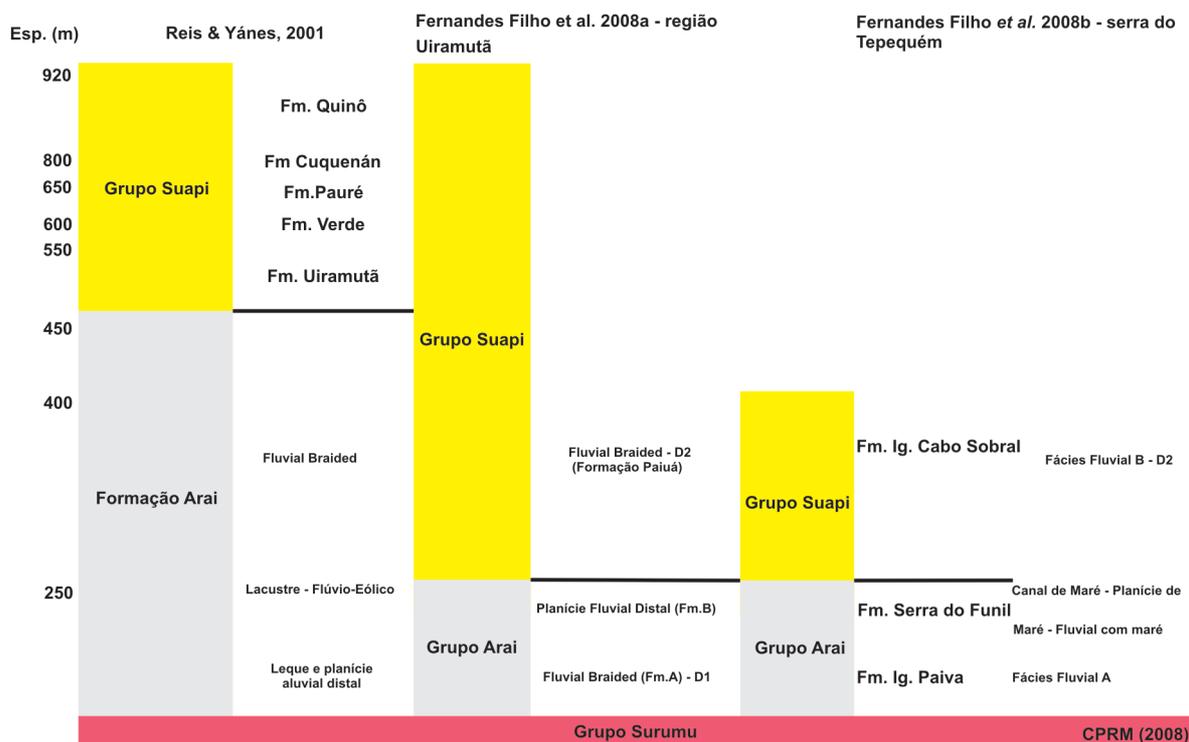


Figura 4.9.5 - Tabela de correlação estratigráfica entre as unidades sedimentares do Supergrupo Roraima na região do Uiramutã (BSP) e da serra do Tepequém. Na seção de Reis & Yánes (2001) não aparecem as soleiras básicas Cotingo, Camararé, Paiuá e Pedra Preta. A espessura (m) registra apenas o pacote sedimentar.

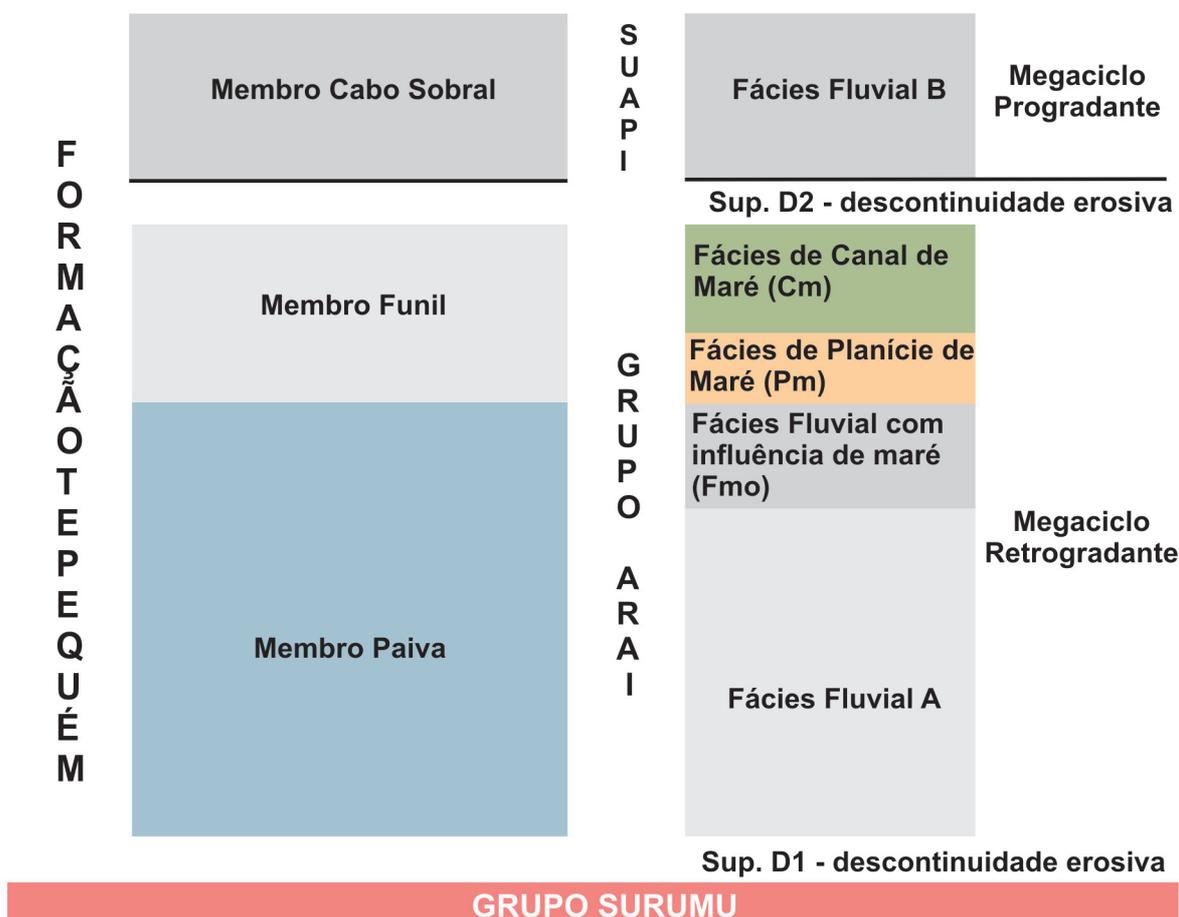


Figura 4.9.6 - Tabela de correlação estratigráfica entre as litounidades sedimentares da serra do Tepequém do presente estudo e fácies descritas por Fernandes Filho et al. (2008).

4.10 DIABÁSIO AVANAVERO

4.10.1 Introdução

Na área estudada foram identificados diques de diabásio, em geral com espessuras métricas e orientações tendendo a NE-SW, E-W ou NW-SE (ver Cap. 5). Estes diques seccionam os granitóides das unidades Trairão, Pedra Pintada e Aricamã, os vulcanitos Surumu e as supracrustais do Grupo Cauarane. Não foram observados, no entanto, diques cortando a Formação Tepequém. A área a leste da Serra Aricamã concentra o maior número destes diques, que nesta região são freqüentemente sulfetados.

Na porção centro-norte de Roraima o magmatismo básico, na forma de diques e soleiras, tem sido correlacionado às unidades Diabásio Avanavero, paleoproterozóica (Pinheiro *et al.* 1990, e referências mencionadas) e Diabásio Taiano, mesozóica (Reis *et al.* 2006). Esta última unidade reúne os diques rhaetianos, antes englobados por Reis & Araújo (1999) no Complexo Vulcânico Apoteri. O Diabásio Avanavero relaciona-se ao processo extensional que culminou com a instalação de bacias e deposição do Supergrupo Roraima. Já a unidade Taiano relaciona-se à evolução do Atlântico Central que resultou na instalação do Graben do Tacutu. Além destes dois pulsos magmáticos, um enxame de diques básicos, mesoproterozóicos, designados *Kayser Dolerite* (Roever & Kroonenberg 2001; Roever *et al.* 2003), foi identificado no Suriname e relacionado a um evento extensional associado ao magmatismo rapakivi no Escudo das Guianas.

A distinção entre os produtos destes diferentes pulsos de magmatismo básico não é tarefa fácil. No presente trabalho, como não estão disponíveis dados geocronológicos para os diques básicos aqui estudados, procurou-se comparar os aspectos petrográficos e químicos destes diques com aqueles dos diques e soleiras de idades co-

nhecidas. Foram utilizados os dados das soleiras básicas no Supergrupo Roraima, incluídas na unidade Avanavero (Pinheiro *et al.* 1990), do *Kayser Dolerite* (Roever & Kroonenberg 2001), e dos diques da porção centro-norte de Roraima (proximidades do Graben do Tacutu) englobados por Reis & Araújo (1999) no Complexo Vulcânico Apoteri. Este estudo comparativo não foi totalmente conclusivo. Sugere-se, no entanto, que na folha Vila de Tepequém, os diques de diabásio sejam correlacionados à unidade Diabásio Avanavero, apesar de nesta área não terem sido observados diques cortando a Formação Tepequém, diferentemente do quadro tipicamente verificado no norte de Roraima, onde eles efetivamente cortam as coberturas sedimentares paleoproterozóicas.

4.10.2 Caracterização geral e petrografia

Foram incluídas na unidade Diabásio Avanavero rochas básicas a intermediárias, em geral cinza escuras, de granulação fina ou média, isotrópicas e magnéticas. As rochas dominantes são diabásios, sendo que micro-dioritos, microgabros, micro-quartzo-dioritos e raros basalitos também foram incluídos nesta unidade. Os litótipos Avanavero podem ser confundidos com as rochas da unidade Lamprófiro Serra do Cupim (capítulo 4.12), que também são escuras, magnéticas, e em geral constituem diques. Entretanto, o caráter equigranular da maioria dos diabásios, permite em muitos casos distingui-los dos lamprófiros, que em geral são porfiríticos.

Para a caracterização petrográfica da unidade foram estudadas 38 lâminas delgadas. A Tabela 4.10.1 ilustra a classificação petrográfica e a composição modal de 11 amostras selecionadas para análises químicas.

Os diabásios exibem ao microscópio texturas intergranulares ou subofíticas (Figura 4.10.1a), sendo formados por plagioclásio labradorítico, piroxênios das variedades augita e/ou pigeonita pouco ou nada ura-

Tabela 4.10.1 – Classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada das rochas da unidade Diabásio Avanavero quimicamente analisadas.

	AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Cp	Ol	Hb	Ac	Bi	Qz	Fa	Ma	Ap	Ti	Le	Cl	Ep	Se	Ca	Am	Pi
Grupo A	MF-97	Diabásio porfirítico	56	15	-	-	24	-	-	-	3	-	-	-	2	tr	tr	-	-	tr
	HG-19B	Ol diabásio	48	35	8	-	1	2	-	-	6	tr	-	-	tr	-	tr	tr	-	-
Grupo B	MF-77	Diabásio porfirítico alt	10	-	-	-	36	-	2	-	1	-	3	-	15	30	3	-	-	-
	LM-86C	Diabásio uralitizado	45	2	-	-	42	-	-	-	10	tr	-	-	1	tr	tr	-	-	tr
	HG-61A	Basalto microporf.	45	10	-	-	30	-	-	-	tr	-	-	5	10	tr	tr	-	-	-
Grupo C	MF-10B	Diabásio	42	40	-	-	7	-	-	-	7	-	-	-	3	tr	tr	-	-	tr
	MF-06A	Hb micro-qz-diorito	43	-	-	30	10	-	5	-	4	tr	2	-	6	tr	tr	tr	-	-
Grupo D	HG-146B	Diabásio porf. uralit.	45	-	-	-	45	-	-	-	tr	-	-	tr	5	5	tr	-	-	tr
	HG-163B	Diabásio	50	38	-	-	6	-	tr	-	6	tr	-	-	-	-	-	-	tr	tr
	LM-50E	Hb micro-gabro alt	34	-	-	22	8	-	2	-	3	tr	1	-	5	25	-	-	-	-
	LM-21D	Diabásio	50	45	-	-	-	tr	tr	tr	3	-	-	-	-	-	-	-	-	2

Pg = plagioclásio; Cp = clinopiroxênio; Ol = olivina; Hb = hornblenda; Ac = tremolita-actinolita; Bi = biotita; Qz = quartzo; Fa = feldspato alcalino; Ma = magnetita titanífera; Ap = apatita; Ti = titanita; Le = leucoxênio; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Pi = pirita; tr = traços (< 1%).

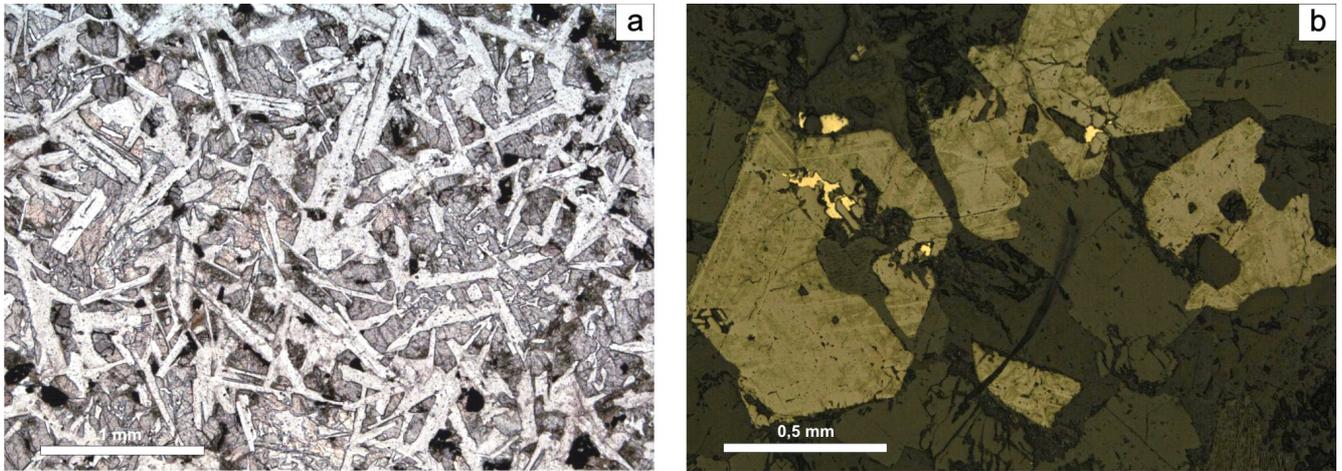


Figura 4.10.1 - Aspectos microscópicos da unidade Diabásio Avanavero. (a) Típica textura subofítica em diabásio. Lâmina HG-19B, luz plano-polarizada; (b) Cristais de magnetita titanífera (em cinza) com rara pirita associada (amarelada), em diabásio. Lâmina LM-126B, luz refletida.

litizados, magnetita titanífera (Figura 4.10.1b), e, em raros casos, olivina. Intercrescimentos micrográficos e granofíricos de quartzo e feldspato sódico são comuns em interstícios. A apatita é um acessório freqüente, enquanto que biotita e pirita são raros. Os micro-dioritos, micro-gabros e micro-quartzo-dioritos são em geral cinza esverdeado escuros e de textura intergranular, formados principalmente por plagioclásio, fortemente alterado para epidoto e sericita, e anfibólios das variedades hornblenda e tremolita-actinolita. Restos de clinopiroxênio, quartzo intersticial, magnetita titanífera, clorita, apatita e titanita estão também presentes. Os basaltos da unidade Avanavero possuem diminutos fenocristais de clinopiroxênio e/ou plagioclásio, imersos em matriz muito fina à base de plagioclásio, uralita, clorita e pontuações opacas.

4.10.3 Comparação petrográfica com o Diabásio Avanavero, Kayser Dolerites e Diabásio Taiano

Os diabásios estudados apresentam duas variedades de piroxênio, uma rica em cálcio (augita) e outra pobre em cálcio (pigeonita), assemelhando-se neste aspecto ao descrito para as unidades Avanavero e Taiano (Pinheiro *et al.* 1990, Reis & Araújo 1999, Reis *et al.* 2006), e contrastando com o descrito para o *Kayser Dolerite* (Roever & Kroonenberg 2001), onde apenas uma variedade de piroxênio ocorre. Por outro lado, a assembléia mineral dos diques da Folha Vila de Tepequém assemelha-se mais àquela descrita para o Diabásio Avanavero, mostrando algumas diferenças em relação ao verificado no Diabásio Taiano. Nos diques aqui estudados, a biotita é um acessório raro e o ortopiroxênio ocorre muito subordinadamente, enquanto que no Diabásio Taiano, ortopiroxênio e biotita são freqüentes.

4.10.4 Geoquímica

Onze amostras foram selecionadas para análises de elementos maiores e elementos traço, incluindo elementos terras-raras (Tabela 4.10.2). As metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1. Foram analisadas oito amostras de diabásio, uma de basalto, uma de um hornblenda-micro-gabro e uma de hornblenda micro-quartzo-diorito (Tabela 4.10.1). Apesar da grande quantidade de amostras estudadas petrograficamente, não foi possível a seleção de um acervo totalmente integrado de amostras frescas e, desta forma, algumas amostras moderadamente alteradas foram também analisadas, o que se reflete por vezes em valores relativamente elevados de perda ao fogo (Tabela 4.10.2).

As amostras analisadas ocupam o campo subalcalino no diagrama TAS (SiO_2 versus álcalis) e distribuem-se no campo toleítico no diagrama AFM (Figura 4.10.2a, b), classificando-se como basaltos e andesitos basálticos no primeiro diagrama (Figura 4.10.2 a).

No conjunto de amostras analisadas, a sílica varia de 45,92% a 52,33% (Tabela 4.10.2). Considerando-se o comportamento do TiO_2 , dois conjuntos são caracterizados, um deles de alto TiO_2 e outro de baixo TiO_2 . Entretanto, quando se analisa o comportamento dos demais óxidos e dos elementos traço, verifica-se que estes dois conjuntos incluem diferentes grupos químicos. Sendo assim, quatro agrupamentos principais foram separados, a saber, os grupos A (amostras MF-97 e HG-19B), B (amostras MF-77, LM-86C e HG-61A), C (amostras MF-10B e MF-06A) e D (amostras HG-146B, HG-163B, LM-50E e LM-21D). Estes grupos químicos não mostram correlação com os tipos petrográficos identificados.

O TiO_2 não mostra variação significativa, sendo, no entanto, mais elevado nos grupos C e D e empobrecido nos grupos A e B (Figura 4.10.3a). Os grupos A e B são, por sua vez, enriquecidos em MgO e empobrecidos em FeO^* em relação aos grupos C e D (Figura 4.10.3b,

Tabela 4.10.2 - Análises químicas das amostras da unidade Diabásio Avanavero.

Amostras	Grupo A		Grupo B			Grupo C		Grupo D				
	MF-97	HG-19B	MF-77	LM-86C	HG-61A	MF-10B	MF-06A	HG-146B	HG-163B	LM-50E	LM-21D	
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	45,92	48,42	48,20	48,68	49,55	48,31	48,76	47,73	51,4	52,23	52,33
	Al ₂ O ₃	18,22	16,85	15,58	14,59	15,33	16,18	14,47	16,49	14,11	14,79	14,33
	Fe ₂ O ₃	11,92	10,37	10,15	10,12	10,79	11,28	11,59	14,75	12,8	11,21	12,07
	MgO	8,63	8,08	7,87	10,21	8,15	6,88	7,93	6,87	6,27	6,28	5,85
	CaO	9,42	11,97	10,66	9,16	10,16	9,13	8,52	8,36	9,24	9,83	9,32
	Na ₂ O	2,32	2,21	2,11	2,23	2,43	2,79	2,36	2,53	2,51	2,46	2,56
	K ₂ O	0,23	0,30	0,91	1,00	0,80	0,95	1,20	0,69	0,44	0,73	0,85
	TiO ₂	0,82	0,72	0,88	0,70	0,89	1,18	1,27	1,31	1,22	1,11	1,16
	P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,36	0,21	0,32	0,25	0,76	0,19	0,15	0,18	0,16
	MnO	0,16	0,15	0,20	0,16	0,17	0,16	0,25	0,20	0,18	0,16	0,17
	Cr ₂ O ₃	>0,01	0,04	0,09	0,09	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
	P.F.	2,10	0,60	2,70	2,60	1,10	2,60	2,60	0,80	1,60	0,80	1,00
TOTAL	99,83	99,83	99,73	99,78	99,75	99,75	99,75	99,94	99,94	99,8	99,81	
Elementos-traço (ppm)	Mo	0,10	0,10	0,10	0,30	0,10	0,40	0,40	0,20	0,50	0,30	0,40
	Cu	87,90	100,00	103,30	60,50	64,90	128,60	32,60	73,80	233,90	167,70	150,90
	Pb	0,40	0,70	0,60	1,70	1,10	2,30	1,80	1,00	2,00	1,60	1,80
	Zn	45,00	18,00	30,00	23,00	71,00	82,00	55,00	75,00	44,00	42,00	60,00
	Ni	180,00	146,00	105,00	177,00	68,00	116,00	51,00	115,00	72,00	77,00	72,00
	Sc	23,00	31,00	34,00	27,00	35,00	26,00	29,00	29,00	34,00	33,00	33,00
	Ba	146,90	169,50	834,90	375,80	391,70	445,20	1489,30	282,50	172,00	193,10	231,50
	Be	<1,00	1,00	1,00	<1,00	<1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Co	58,30	51,00	46,50	46,00	39,40	47,40	33,50	63,2	56,90	42,30	42,30
	Cs	0,70	0,70	1,90	5,40	1,20	2,00	1,60	0,90	1,80	0,90	1,30
	Ga	17,90	16,50	16,90	17,00	17,80	17,80	18,30	20,70	20,40	17,90	17,70
	Hf	1,30	1,10	2,20	1,80	2,10	2,30	3,30	2,70	3,50	3,00	3,20
	Nb	1,10	1,60	2,70	1,90	2,90	11,20	6,70	3,60	7,10	6,60	7,00
	Rb	6,30	5,70	20,80	53,90	14,60	37,80	49,70	14,60	16,10	25,40	23,80
	Sr	358,10	377,70	601,70	576,70	642,60	586,00	595,00	356,60	247,70	258,50	230,50
	Ta	<0,100	0,10	0,10	<0,10	0,20	0,70	0,50	0,20	0,40	1,70	0,50
	Th	0,20	0,40	0,70	1,00	0,90	1,20	2,90	0,90	2,80	2,40	2,80
	U	<0,100	0,10	0,30	0,30	0,30	0,30	0,90	0,20	0,70	0,60	0,70
	V	203,00	201,00	244,00	204,00	213,00	226,00	208,00	246,00	294,00	276,00	270,00
	W	0,20	0,60	0,40	0,40	0,60	0,30	0,50	6,90	<0,10	0,50	0,60
Zr	36,30	39,00	68,90	57,30	69,90	90,10	113,50	82,80	111,30	111,60	104,80	
Y	20,70	14,30	18,60	13,10	17,80	22,20	27,80	24,60	33,50	54,40	27,30	
ETR	La	3,60	5,20	12,9	10,70	14,00	18,10	25,6	8,60	15,00	15,90	14,70
	Ce	8,00	12,00	30,2	25,20	32,2	39,80	58,6	20,40	34,1	30,30	35,60
	Pr	1,29	1,54	4,12	3,29	4,58	5,12	7,57	2,79	4,51	4,87	4,07
	Nd	6,40	7,30	17,6	15,000	20,2	21,80	29,7	11,70	17,40	22,2	17,40
	Sm	2,00	2,10	3,80	2,80	4,60	5,00	6,30	3,70	4,60	5,60	3,90
	Eu	0,89	0,72	1,23	0,94	1,23	1,60	1,94	1,2	1,42	1,93	1,20
	Gd	3,08	2,24	3,65	2,78	3,80	4,22	5,09	4,14	5,53	8,47	5,06
	Tb	0,48	0,38	0,63	0,36	0,64	0,64	0,91	0,71	0,95	1,39	0,82
	Dy	3,01	2,15	3,38	2,12	3,58	3,77	5,13	4,32	5,24	7,93	4,40
	Ho	0,72	0,62	0,64	0,44	0,66	0,77	0,93	0,96	1,09	1,78	1,00
	Er	2,10	1,49	1,93	1,27	1,88	2,17	2,74	2,79	3,01	5,28	2,78
	Tm	0,29	0,21	0,29	0,18	0,23	0,29	0,48	0,37	0,43	0,71	0,42
	Yb	1,73	1,18	1,61	1,15	1,76	1,82	2,29	2,37	2,55	4,21	2,50
	Lu	0,27	0,20	0,25	0,21	0,27	0,29	0,35	0,40	0,43	0,70	0,39
Mg#	58,10	60,68	60,56	66,64	59,93	54,71	57,54	47,98	49,24	52,59	48,98	
FeO*	11,11	9,51	9,52	9,48	9,96	10,57	10,87	13,59	11,87	10,31	11,13	
La/Yb _N	1,39	2,94	5,35	6,22	5,32	6,65	7,47	2,43	3,93	2,52	3,93	

FeO*- Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

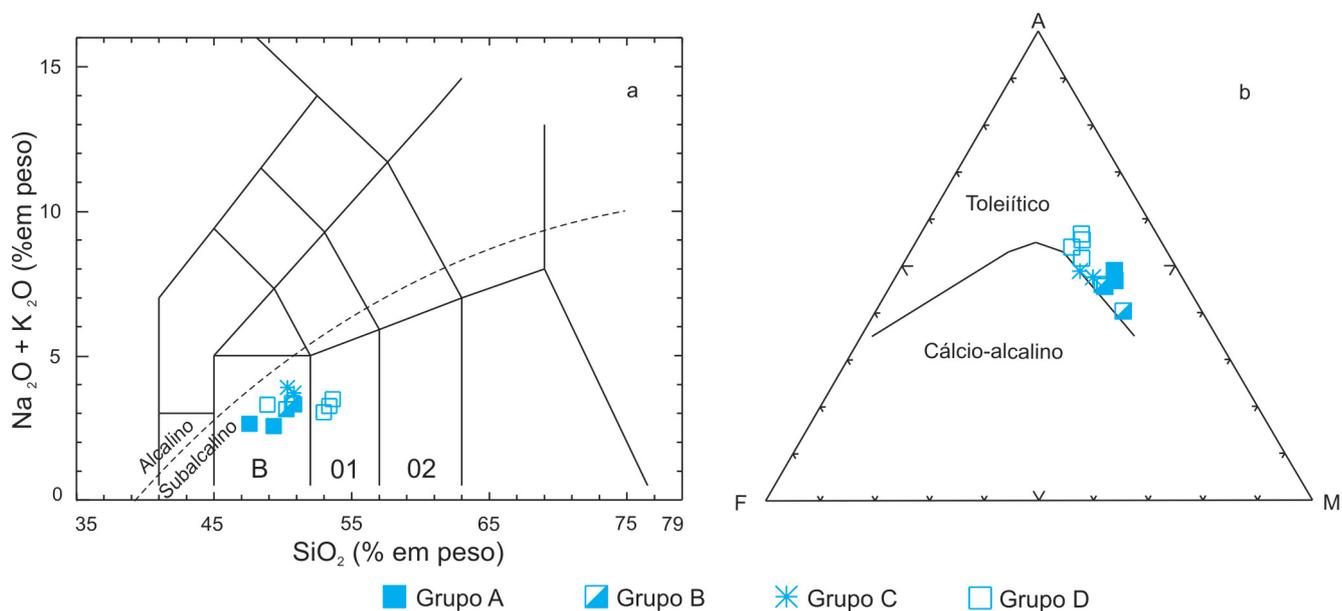


Figura 4.10.2 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero nos diagramas: (a) TAS, com campos alcalino e sub-alcalino segundo Irvine & Baragar (1971) e campos de Le Maitre et al. (1989), B = Basalto, 01 = Basalto andesítico, 02 = Andesito; (b) AFM, com campos cálcio-alcino e toleiítico segundo Irvine & Baragar (1971).

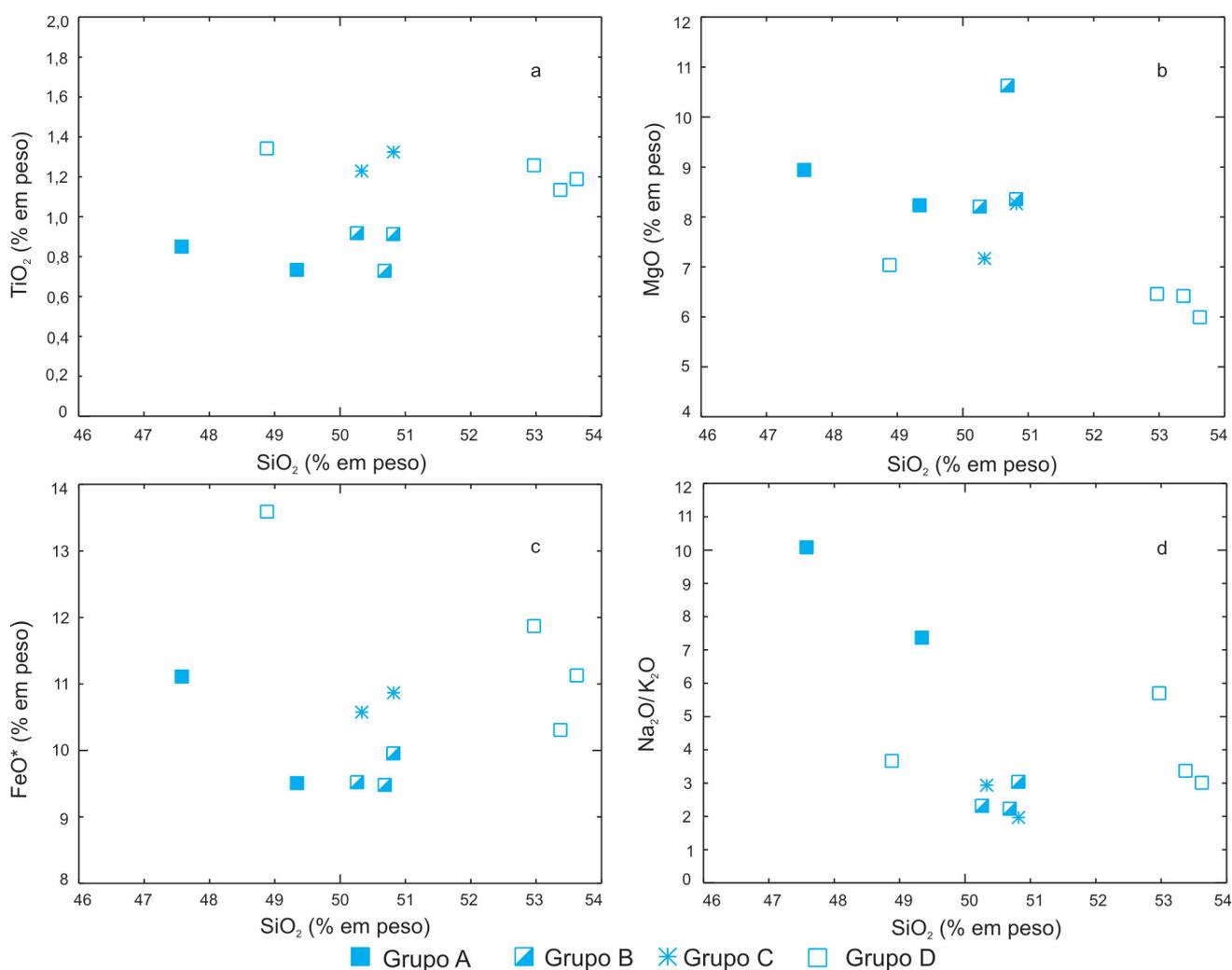


Figura 4.10.3 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus MgO ; (c) SiO_2 versus FeO^* ; (d) SiO_2 versus Na_2O/K_2O .

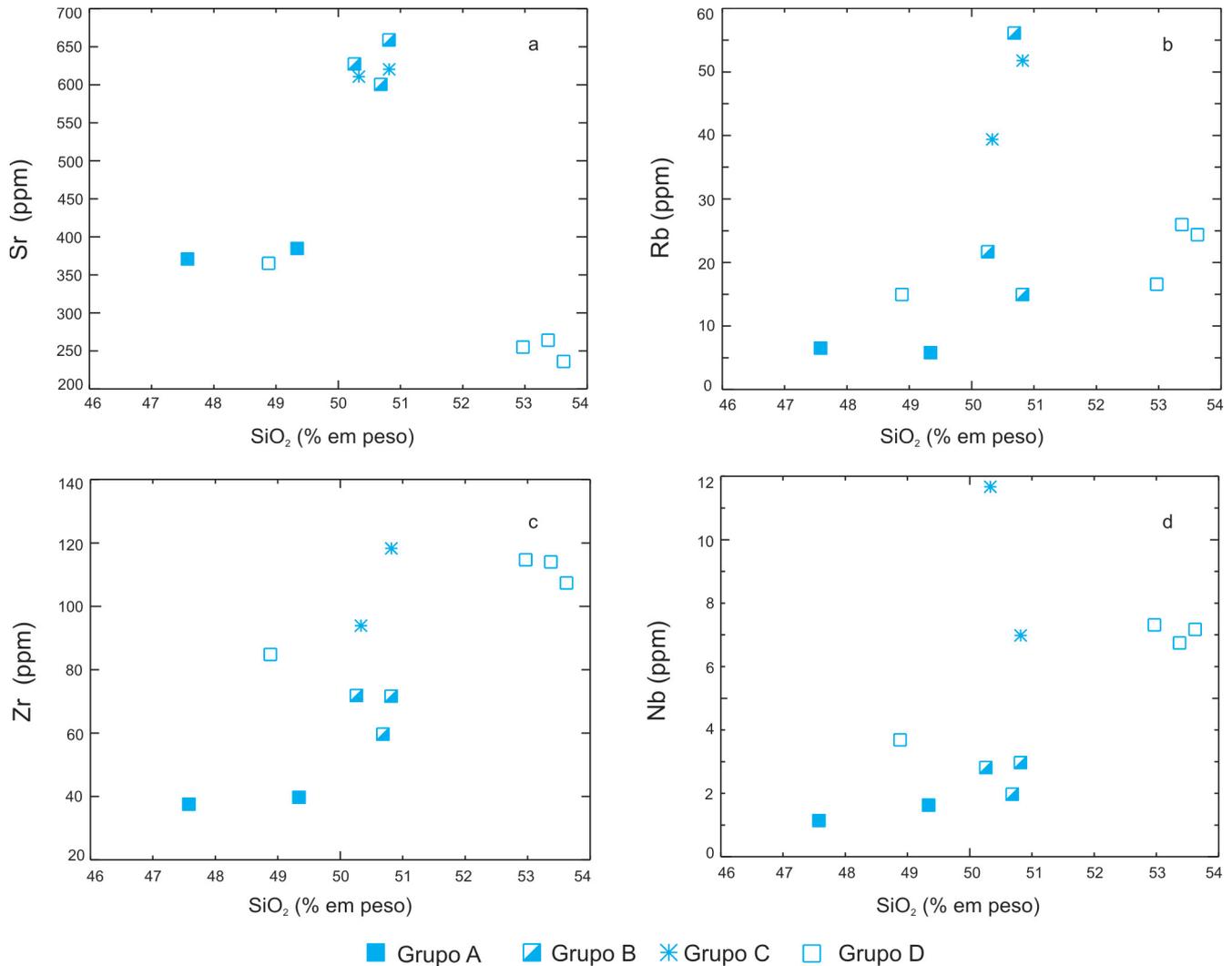


Figura 4.10.4 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero nos diagramas: (a) SiO₂ versus Sr; (b) SiO₂ versus Rb; (c) SiO₂ versus Zr; (d) SiO₂ versus Nb.

c; Tabela 4.10.2). O Mg# varia entre 58,10 e 66,64 nos grupos A e B e entre 47,98 e 57,54 nos grupos C e D (Tabela 4.10.2). Os grupos não mostram variação significativa em Na₂O, sendo que o grupo A exibe teores bem mais baixos em K₂O (Tabela 4.10.2), o que se reflete em razões Na₂O/K₂O mais elevadas neste grupo (Figura 4.10.3d).

Quanto aos elementos traço, as rochas dos grupos B e C são fortemente enriquecidas em Sr em relação às dos grupos A e D (Figura 4.10.4a). As amostras MF-10B e MF-06A (do grupo C) e a amostra LM-86C (do grupo B) são bastante enriquecidas em Rb em relação ao resto do conjunto (Figura 4.10.4b), sendo que as duas últimas amostras mencionadas exibem também conteúdos mais elevados em Ba (Tabela 4.10.2). Elementos como Zr, Nb (Figura 4.10.4c, d), Hf e Ta (Tabela 4.10.2) são relativamente enriquecidos nos grupos C e D. O conteúdo em Ni varia de 180 ppm a 51 ppm e mostra certa tendência a decrescer com o aumento em sílica (Tabela 4.10.2).

Os quatro grupos químicos exibem diferentes padrões de distribuição dos elementos terras-raras (normalizados ao condrito, valores de Sun 1980) (Figura 4.10.5

a, b, c, d). O grupo A é o mais empobrecido em ETR, com padrão discretamente fracionado e baixas razões La/Yb_N (1,39-2,94), contrastando com o grupo B que mostra um padrão mais fracionado, enriquecido em ETR leves, com razões La/Yb_N mais elevadas (5,32-6,22). O grupo C é o mais fortemente fracionado em ETR, com maior enriquecimento em ETR leves, e as razões La/Yb_N mais elevadas dentre as rochas analisadas (6,65-7,47). O grupo D mostra fracionamento moderado (La/Yb_N entre 2,43 e 3,93), sendo o único a apresentar uma discreta anomalia negativa de Eu em algumas amostras.

No diagrama multi-elementar (com valores normalizados ao condrito, Thompson 1982), os grupos A, B, C e D exibem padrões algo distintos entre si (Figura 4.10.6 a, b, c, d). Entretanto, todos os grupos são enriquecidos em elementos incompatíveis em relação ao condrito e mostram depressões em Nb e Ta. O grupo A é o mais empobrecido, mostrando o menor fracionamento de elementos HFS em relação aos LIL.

Nos diagramas ternários Zr/4-2Nb-Y (Meschede 1986) e Zr/4-Ti/100-Y.3 (Pearce & Cann 1973), propostos

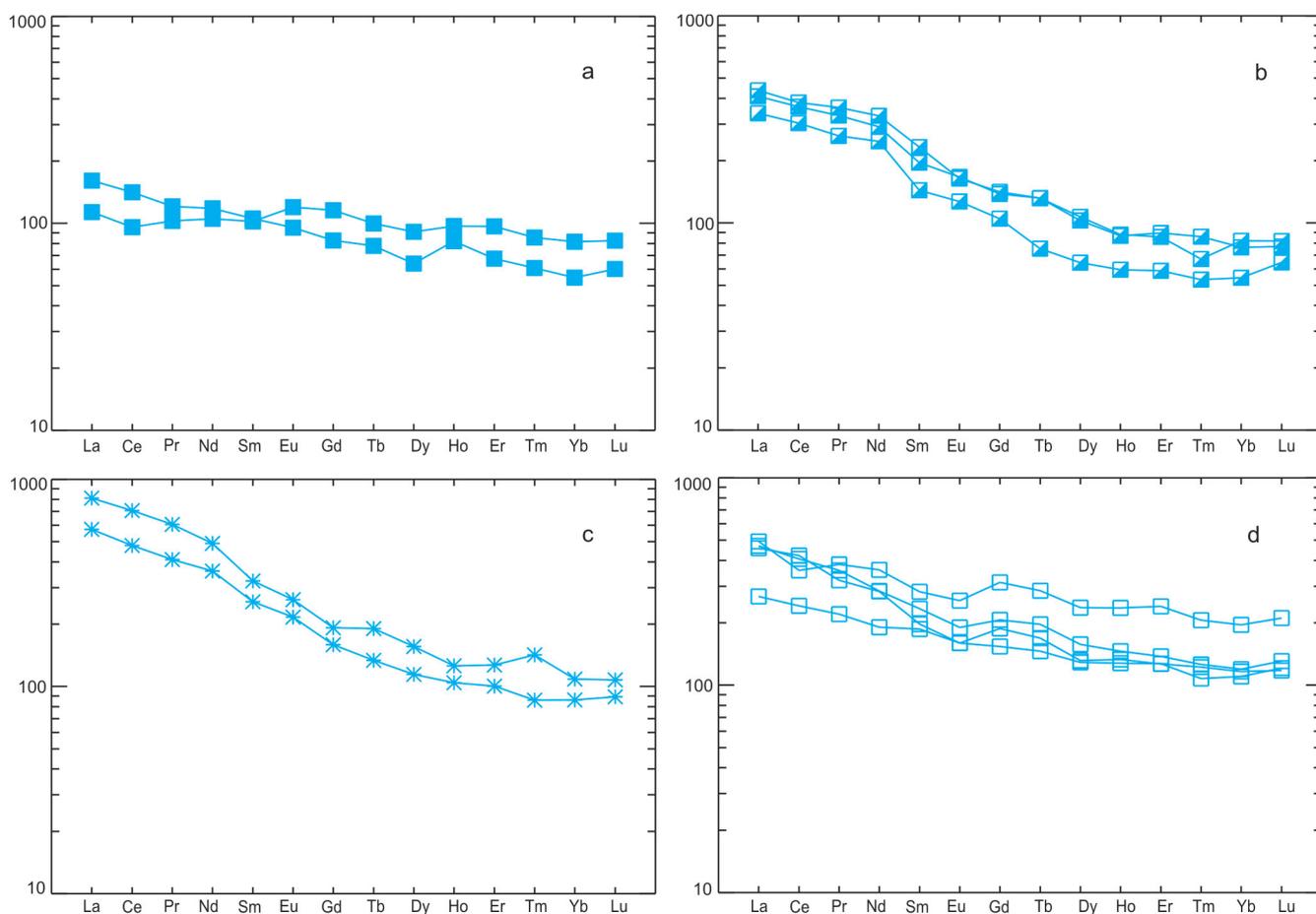


Figura 4.10.5 - Padrão de distribuição dos ETR das rochas da unidade Diabásio Avanavero: (a) Grupo A; (b) Grupo B; (c) Grupo C; (d) Grupo D.

como discriminantes de ambientes tectônicos, as amostras mostram uma dispersão por campos distintos (Figuras 4.10.7 a, b), ocupando predominantemente os campos dos basaltos tipo N-MORB e toleítos intraplacas no diagrama $Zr/4-2Nb-Y$, e dos basaltos tipo MORB no diagrama $Zr-Ti/100-Y_3$.

4.10.5 Comparação química com o Diabásio Avanavero, Complexo Vulcânico Apoteri e Kayser Dolerite

As rochas relacionadas ao *Kayser Dolerite* (Roever & Kroonenberg 2001) correspondem a álcali-basaltos bastante enriquecidos em álcalis, mostrando diferenças químicas marcantes em relação às rochas estudadas.

Com relação às unidades Taiano e Avanavero (Reis *et al.* 2006, Reis & Araújo 1999), as similaridades são grandes, mas algumas diferenças podem ser também observadas. As rochas aqui estudadas, assim como aquelas relacionadas às unidades Avanavero e Taiano, são toleíticas, classificando-se como basaltos e andesitos basálticos no diagrama TAS (SiO_2 versus álcalis). Tanto nas unidades Taiano e Avanavero como nas rochas estudadas ocorrem dois patamares distintos de concentrações de TiO_2 (Figuras 4.10.8a), indicando que cada conjunto engloba mais de uma suíte magmática. Em relação ao conjunto aqui

estudado, as rochas representantes do Diabásio Avanavero são mais enriquecidas em sílica e mostram intervalo mais restrito de variação neste óxido (53,69-56,15%), bem como tendências de mais alto Al_2O_3 e mais baixo MnO (Figuras 4.10.8a, b, c). Componentes como TiO_2 , FeO^* (Figuras 4.10.8 a, d), MgO, CaO, Na_2O e K_2O mostram intervalos de variação que se superpõem total ou parcialmente com aqueles observados nas rochas estudadas. O Diabásio Taiano tende a mostrar menores teores em Al_2O_3 e inclui amostras com teores significativamente mais elevados em FeO^* (Figuras 4.10.8b, d) em relação às rochas da folha Vila de Tepequem e da unidade Avanavero, mostrando ainda um intervalo bem mais restrito de variação em P_2O_5 em relação a estes dois últimos conjuntos de amostras.

4.10.6 Petrogênese

As rochas analisadas exibem valores Mg# em geral menores que 61 (a única exceção é a amostra LM-86C) e conteúdos de Ni relativamente baixos (não ultrapassam 180 ppm), sugerindo que não refletem a composição primária dos líquidos mantélicos originais. Ressalte-se ainda que a presença de quartzo e feldspato alcalino em intercrescimento micrográfico, comum nas rochas estudadas, registra o fracionamento avançado do líquido primário.

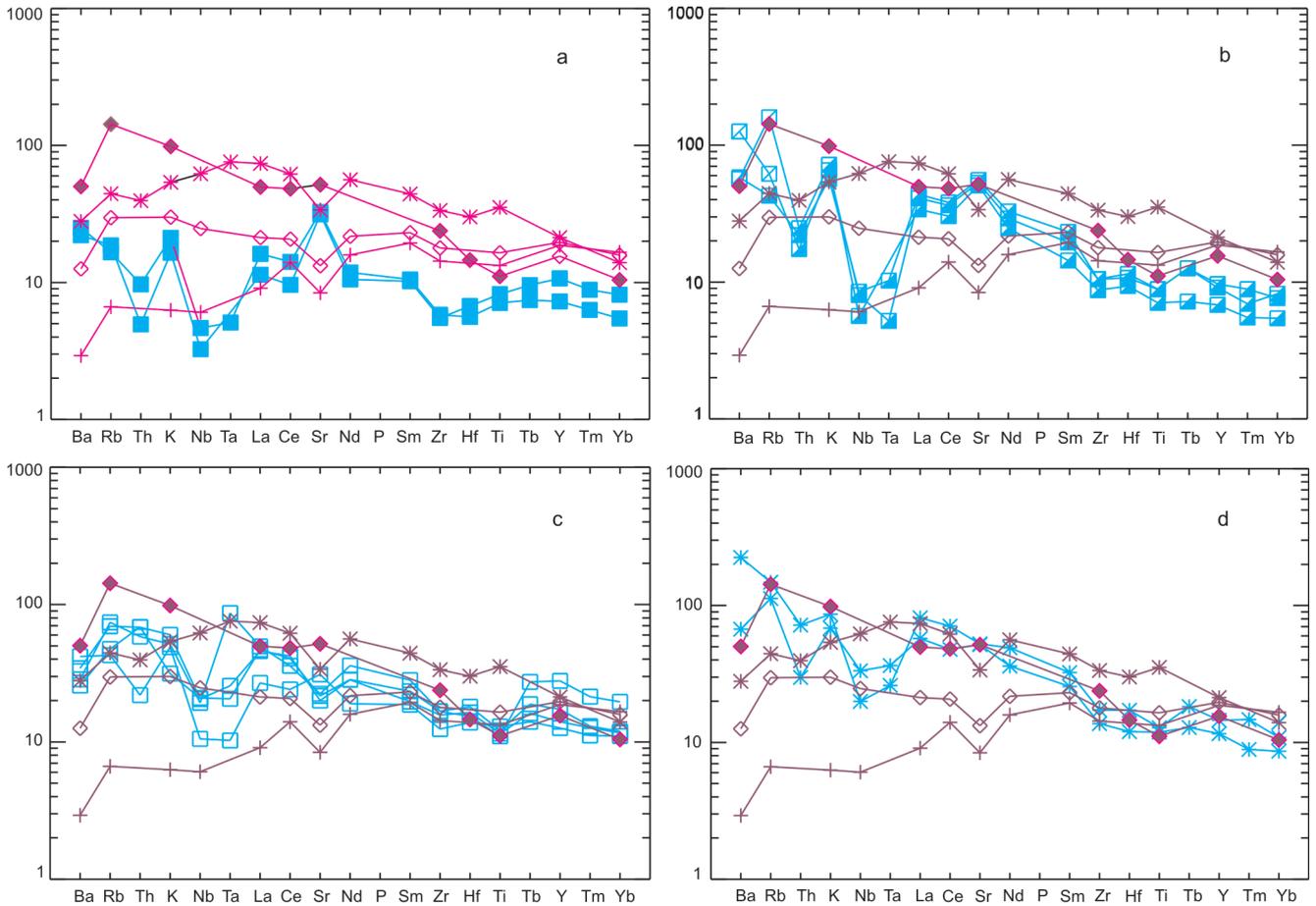


Figura 4.10.6 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero no diagrama multielementar; com normalização ao condrito (Thompson et al. 1982): (a) Grupo A; (b) Grupo B; (c) Grupo C; (d) Grupo D. Também são apresentados o comportamento das médias dos basaltos cálcio-alcálicos de arcos magmáticos continentais (Ewart 1982, apud Wilson 1989, p. 215), dos basaltos tipo N-MORB e tipo E-MORB (segundo Humphris et al. 1985, apud Wilson 1989, p. 300) e dos ocean island tholeiites (segundo Thompson et al. 1984).

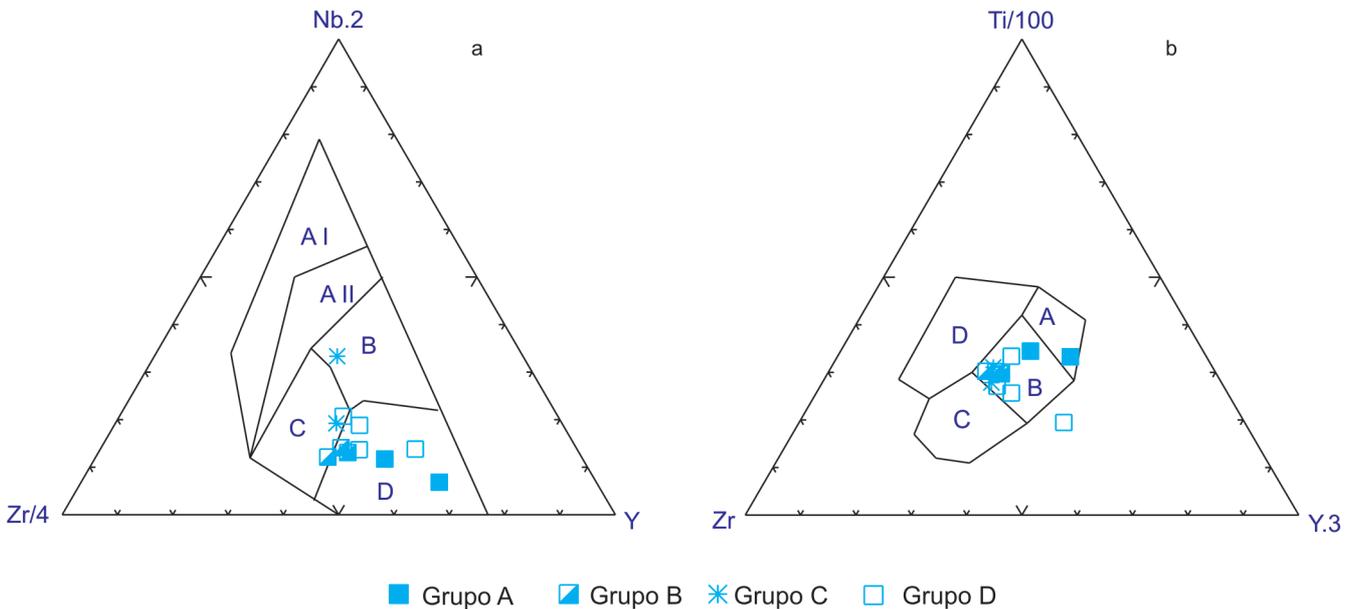


Figura 4.10.7 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero nos diagramas: (a) $Zr/4 \times Nb.2 \times Y$ (Meschede 1986), com os seguintes campos: A I = Álcali-basaltos intraplacas; A II = Álcali-basaltos intraplacas e toleítos intraplacas; B = Basaltos tipo E-MORB; C = Toleítos intraplacas e basaltos de arcos vulcânicos; D = Basaltos tipo N-MORB; (b) $Zr \times Ti/100 \times Y.3$ (Pearce & Cann 1973), com os seguintes campos: A = Toleítos de arcos de ilhas; B = Basaltos tipo MORB, toleítos de arcos de ilhas e basaltos cálcio-alcálicos; C = basaltos cálcio-alcálicos; D = Basaltos intra-placas.

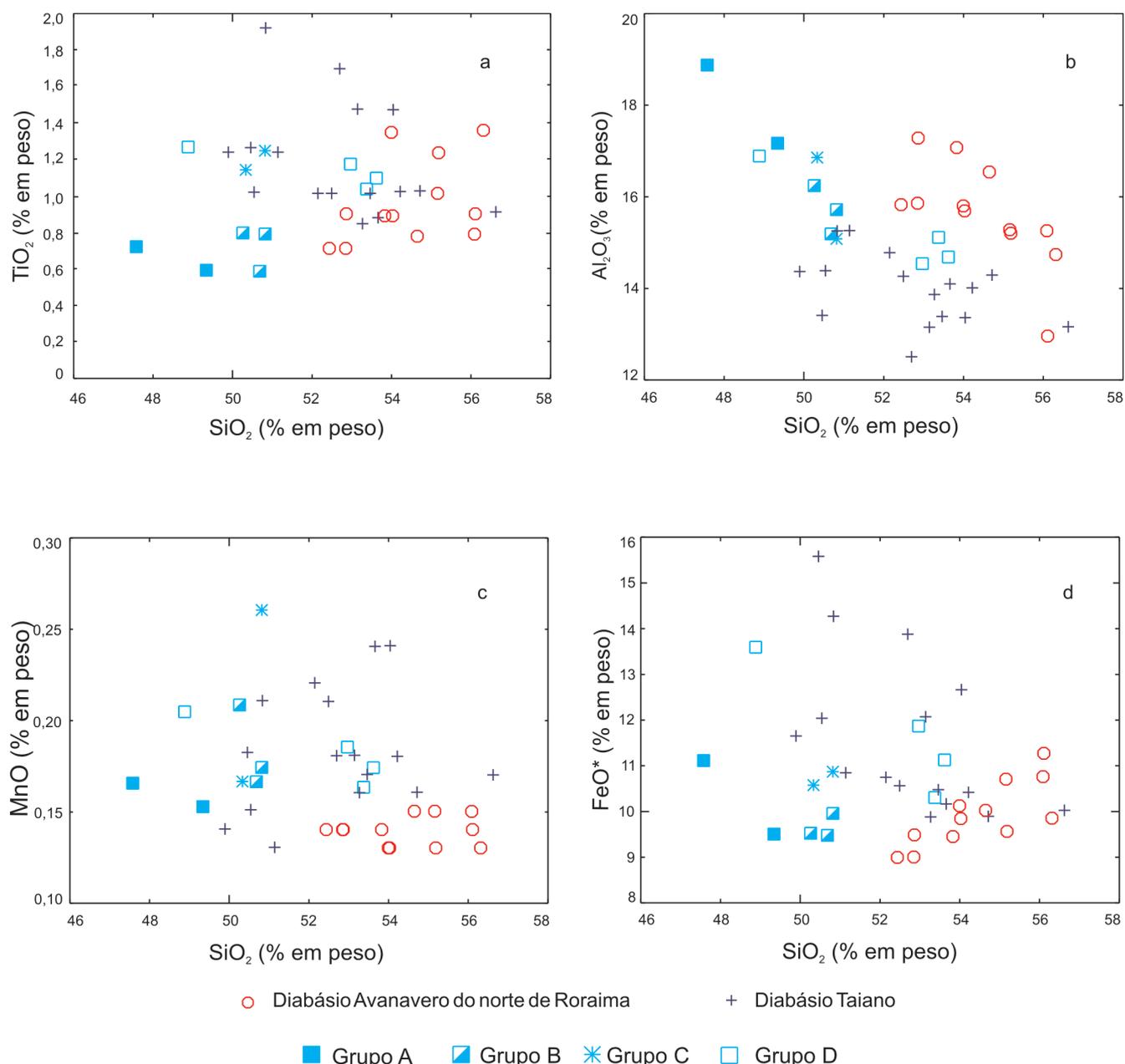


Figura 4.10.8 - Comportamento das amostras da unidade Diabásio Avanavero (Grupos A, B, C e D) em comparação com as amostras do Diabásio Avanavero do norte de Roraima (dados de Pinheiro et al.1990) e das amostras do Diabásio Taiano das proximidades do graben do Tacutu (dados de Reis & Araújo 1999, ver texto) nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus Al_2O_3 ; (c) SiO_2 versus MnO ; (d) SiO_2 versus FeO^* .

A observação dos diagramas de variação de Harker demonstra que as amostras analisadas não formam tendências coerentes com uma evolução simples, através da cristalização fracionada de um mesmo líquido parental, e que outros processos petrogenéticos foram importantes. O comportamento do TiO_2 e, em especial, dos elementos incompatíveis móveis e imóveis indicam que os quatro grupos químicos (A, B, C e D) relacionam-se a magmas com composições algo distintas.

Com relação ao padrão de distribuição das ETR, o enriquecido em ETR leves em relação às pesadas verificado nos grupos B e C sugere que o fracionamento de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio (Hanson 1980) foi

mais importante na evolução magmática destes grupos. A discreta anomalia negativa de Eu observada no grupo D sugere a cristalização fracionada de plagioclásio, ou alternativamente, que o magma esteve em equilíbrio com uma fonte portadora de plagioclásio. Nos diagramas multi-elementares (normalização ao condrito, Thompson 1982) (Figura 4.10.6a, b, c, d) observa-se que os grupos A e B são empobrecidos em Ti, Y e ETR pesadas em relação aos basaltos tipo N-MORB, e que os grupos C e D mostram teores similares aos observados naqueles basaltos. Este quadro sugere a participação de fontes mantélicas empobrecidas, mas de composições algo distintas, na geração dos diversos grupos químicos. Fontes

distintas são também indicadas pelas diferenças acen-tuadas nas razões La/Yb_N (Tabela 4.10.2), exibidas pelos grupos. A depressão em Nb e Ta, presente nos padrões dos quatro grupos (Figura 4.10.6a, b, c, d), sugere que a contaminação crustal (Cox & Hawkesworth 1985, *apud* Wilson 1989) deve ter participado de forma importante na evolução das rochas estudadas. Considerando-se os elementos incompatíveis mais móveis, verifica-se que o grupo A é bastante empobrecido, se aproximando do padrão dos basaltos tipo N-MORB, enquanto que os outros grupos são enriquecidos nestes elementos mais móveis e se aproximam do padrão dos basaltos tipo E-MORB e, daqueles cálcio-alcalinos de margens continentais ativas (Figura 4.10.6a, b, c, d). O enriquecimento nos elementos incompatíveis mais móveis é típico dos basaltos tole-iíticos continentais (Thompson *et al.* 1984; Wilson 1989 p. 309) e pode estar relacionado à contaminação crustal ou a participação de fontes mantélicas subcontinentais enriquecidas nestes elementos traço. A depressão em Sr observada no grupo D deve refletir o fracionamento de feldspato a pressões baixas.

Os diques máficos estudados correspondem a rochas toleíticas continentais provavelmente geradas a partir da fusão parcial de fontes mantélicas empobrecidas em Ti, Y e ETR pesadas, algo distintas entre si. Os líquidos primários sofreram variados graus de contaminação crustal durante o trajeto até crosta superior, o que se reflete adicionalmente na dispersão das amostras entre vários campos nos diagramas tectono-magmáticos (Figura 4.10.7a, b).

4.10.7 Correlações

A comparação petrográfica e química dos diques máficos da Folha Vila de Tepequém com as amostras representativas das unidades Avanavero e Taiano não permite conclusões definitivas. No entanto, petrograficamente as rochas da área estudada se assemelham mais àquelas da unidade Avanavero, com a qual foram tentativamente correlacionadas.

A idade da unidade Diabásio Avanavero é bem conhecida no Escudo das Guianas. Na parte norte do escudo, Norcross *et al.* (2000) calculou uma idade de 1.994 ± 12 Ma (U-Pb em zircão e badeleita) para um dolerito da mencionada unidade. No norte do estado de Roraima, a datação da amostra de uma soleira básica Avanavero encaixada na parte basal da seqüência de rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, forneceu idades U-Pb em badeleita e zircão de 1.778 ± 12 Ma (Santos *et al.* 2000). Esta idade é similar àquelas obtidas para o magmatismo toleítico da Formação Quarenta Ilhas (1.788 ± 4 Ma Santos *et al.* 2000) na parte sul do Escudo das Guianas e do Dolerito Crepori na Província Tapajós (Santos *et al.* 2002). Os toleíticos continentais com idades em torno de 1,78 Ga estão relacionados aos processos de fragmentação do Supercontinente Atlântica como menciona Santos *et al.* (2002).

4.11 GABRO IGARAPÉ TOMÁS

4.11.1 Introdução

Os corpos máficos e ultramáficos de toda porção centro-leste de Roraima foram reunidos por Riker *et al.* (1999b) na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. Os autores interpretaram a suíte como representante do magmatismo anorogênico Mesoproterozóico em Roraima, que é caracterizado por corpos máficos associados a *stocks* e batólitos de granitos rapakivi. Riker *et al.* (1999b) correlacionaram a Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá ao Gabro Caracará com idade de 1.646 ± 55 Ma (K-Ar em plagioclásio, Montalvão *et al.* 1975) e à Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquara com idades então disponíveis de 1.705 ± 237 Ma e 1.427 ± 189 Ma (isócronas Rb-Sr, Gaudette *et al.* 1991). Recentemente uma idade de 1.172 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão, Santos *et al.* 2006b) foi obtida para Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquara. Riker *et al.* (1999b) incluíram na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá tanto corpos máficos, totalmente desprovidos de deformação, como gabronoritos intensamente recristalizados, que fazem parte do embasamento paleoproterozóico ($\sim 1,94$ Ga) e da associação AMG (Anortosito-Mangerito-Granito rapakivi), mesoproterozóica, na parte central de Roraima (Fraga 2002; Fraga *et al.* 2009a). Neste contexto a Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá inclui rochas de idades e significado tectônico bastante distintos.

Sendo assim, neste projeto, optou-se por propor informalmente a unidade Gabro Igarapé Tomás, para englobar os vários pequenos corpos de rochas intrusivas máficas e ultramáficas, com predomínio de tipos gabróicos, identificados na Folha Vila de Tepequém. O acervo de dados disponível ainda é restrito, mas, acredita-se que trabalhos futuros poderão avaliar melhor a cogenticidade entre os diversos corpos máficos e ultramáficos mapeados e elevar a unidade à categoria de suíte. Os corpos desta unidade são pequenos, em geral não ultrapassando 800 m em sua maior dimensão, e ocorrem encaixados em paragneisses do Grupo Caurane, granitóides das unidades Trairão e Pedra Pintada e rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Alguns destes corpos coincidem com anomalias magnéticas, outros, no entanto, não têm expressão geofísica na escala de observação possível a partir dos mapas disponibilizados pelo Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima-Uraricoera (CPRM 2001).

4.11.2 Caracterização geral

As rochas ultramáficas da unidade Igarapé Tomás são representadas por piroxênio-hornblenditos e hornblenditos. São rochas magnéticas, com coloração cinza esverdeado escuro e estrutura isotrópica, sem qualquer estratificação perceptível, apresentando granulação grossa, com cristais de hornblenda de cerca de 1 cm.

As rochas máficas correspondem a melagabros, hornblenda-gabros, hornblenda-quartzo-gabros e horn-

-blenda-quartzo-dioritos. Os melagabros são negros a cinza-esverdeados (Figura 4.11.1a), isotrópicos, em geral magnéticos, de granulação grossa ou, por vezes, pegmatóide, com cristais de hornblenda que podem alcançar 2 cm. Veios milimétricos de cor rosada, formados por feldspato potássico e quartzo, cortam algumas destas rochas. Os hornblenda-gabros, quartzo-gabros e quartzo-dioritos são cinza esverdeados com pontos ou manchas brancas, de granulação grossa, magnéticos e geralmente isotrópicos. Uma textura bastante peculiar, com anfibólio em cristais prismáticos alongados e em agregados apro-

ximadamente esféricos, de 1-2 cm de diâmetro (Figura 4.11.1b), foi observada em um hornblenda-quartzo-diorito (MF-184A) que aflora na porção sul da área, a norte do rio Urariquera.

4.11.3 Petrografia

Foram descritas 14 lâminas delgadas de rochas da unidade Gabro Igarapé Tomás. A classificação e composição modal estimada das 7 amostras submetidas a análises químicas são apresentadas na Tabela 4.11.1.

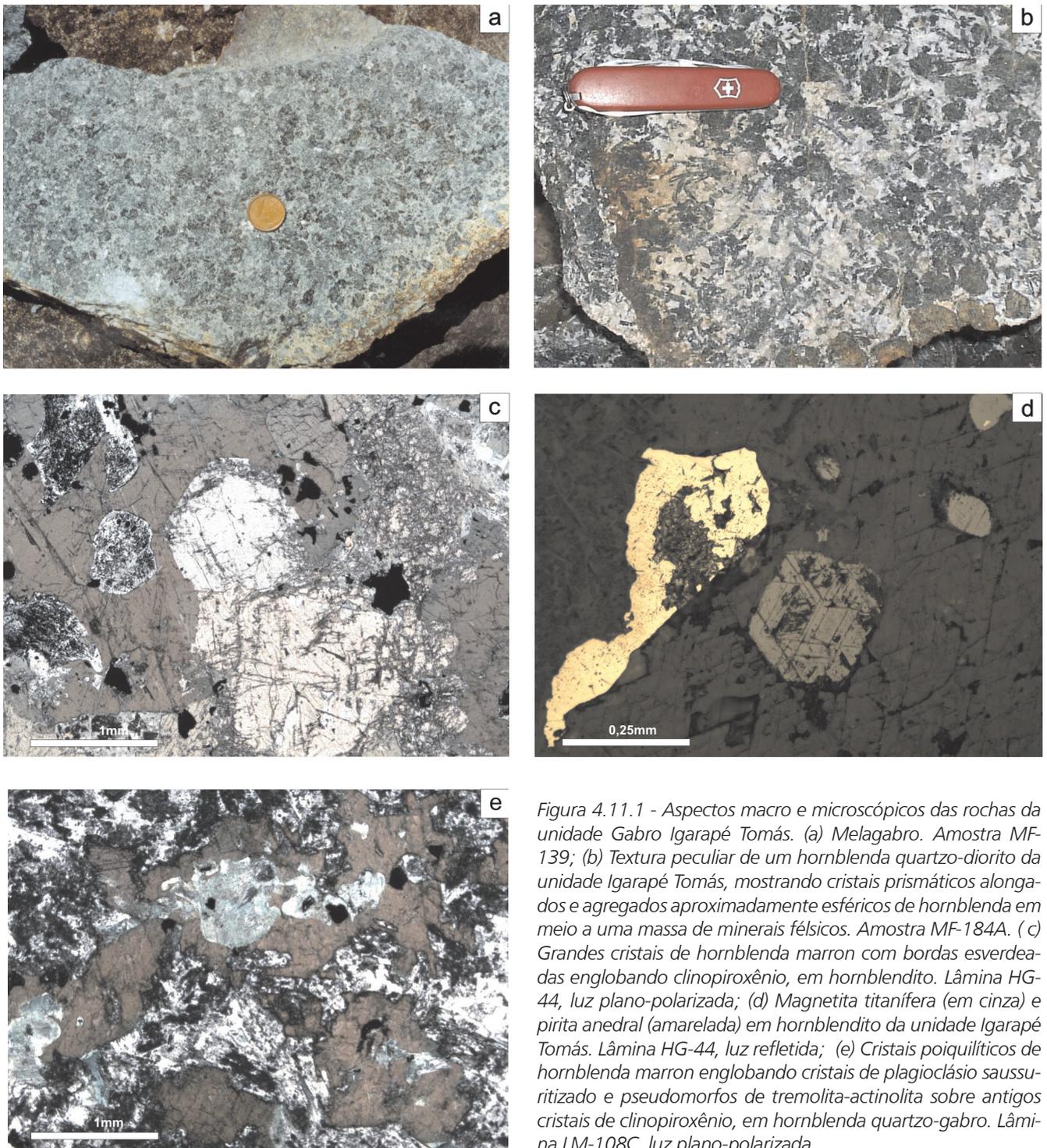


Figura 4.11.1 - Aspectos macro e microscópicos das rochas da unidade Gabro Igarapé Tomás. (a) Melagabro. Amostra MF-139; (b) Textura peculiar de um hornblenda quartzo-diorito da unidade Igarapé Tomás, mostrando cristais prismáticos alongados e agregados aproximadamente esféricos de hornblenda em meio a uma massa de minerais félsicos. Amostra MF-184A. (c) Grandes cristais de hornblenda marron com bordas esverdeadas englobando clinopiroxênio, em hornblendito. Lâmina HG-44, luz plano-polarizada; (d) Magnetita titanífera (em cinza) e pirita anedral (amarelada) em hornblendito da unidade Igarapé Tomás. Lâmina HG-44, luz refletida; (e) Cristais poiquilíticos de hornblenda marron englobando cristais de plagioclásio saussuritizado e pseudomorfos de tremolita-actinolita sobre antigos cristais de clinopiroxênio, em hornblenda quartzo-gabro. Lâmina LM-108C, luz plano-polarizada.

Tabela 4.11.1 - Classificação petrográfica e composição mineralógica aproximada das amostras da unidade Gabro Igarapé Tomás quimicamente analisadas.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Pg	Cp	Hb	Ac	Qz	Fa	Ma	Ap	Ti	Le	Ta	Cl	Ep	Se	Ca	Pi
HG-44	Cp-hornblendito	5	27	35	10	-	-	3	tr	tr	-	-	20	tr	tr	tr	tr
LM-53A	Hornblendito	5	-	40	25	-	-	2	tr	tr	-	3	25	-	tr	-	tr
MF-143	Hb-gabro	40	-	35	20	-	-	tr	tr	-	tr	-	5	tr	tr	-	tr
MF-108C	Hb-qz-gabro	49	-	34	6	5	-	-	1	-	2	-	3	tr	tr	-	tr
MF-139	Cp-hb-melagabro	10	26	40	20	2	tr	-	tr	tr	-	-	2	tr	tr	tr	tr
MF-184A	Cp-hb-qz-diorito	35	5	30	20	6	1	-	tr	1	-	-	-	2	tr	-	-
MF-150	Cp-ac-qz-diorito def	50	10	tr	22	7	tr	3	tr	tr	-	-	8	tr	tr	-	-

Pg = plagioclásio; Cp = clinopiroxênio; Hb = hornblenda; Ac = tremolita-actinolita; Qz = quartzo; Fa = feldspato alcalino; Ma = magnetita titanífera; Ap = apatita; Ti = titanita; Le = leucóxênio; Ta = talco; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Pi = pirita; tr = traços (< 1%)

Os hornblenditos e piroxênio-hornblenditos são melanocráticos, predominantemente formados por grandes cristais de hornblenda que englobam piroxênios. Os piroxênios constituem fases cumulus, sendo representados pelo clinopiroxênio e por pseudomorfs de clorita, talco e magnetita finíssima sobre antigos cristais de ortopiroxênio. O clinopiroxênio apresenta forte zoneamento, aparentemente do tipo oscilatório, e está parcial ou totalmente substituído por hornblenda e tremolita-actinolita. A hornblenda é de cor marron com bordas esverdeadas e constitui grandes cristais poiquilíticos, irregularmente zonados, com contornos xeno ou subidiomórficos. Corresponde claramente a uma fase magmática pós-cumulus, que engloba e corrói parcialmente os cristais cumulus de piroxênio (Figura 4.11.1c). O plagioclásio é raro nos hornblenditos, onde constitui uma fase intercumulus. Apatita, magnetita titanífera e rara pirita (Figura 4.11.1 d) são os acessórios presentes.

Os melagabros, hornblenda-gabros, hornblenda-quartzo-gabros e hornblenda-quartzo-dioritos são rochas melanocráticas a mesocráticas, nas quais o principal componente máfico é uma hornblenda acastanhada, poiquilítica, que tende a mostrar limites xeno a idiomórficos. Esta hornblenda engloba pequenos cristais cumulus de plagioclásio saussuritizado e de clinopiroxênio parcial ou totalmente substituído por hornblenda verde e tremolita-actinolita (Figura 4.11e). Plagioclásio de caráter intercumulus ocorre à volta dos cristais de hornblenda e, em certos casos (como p. ex., na amostra MF-139), engloba pequenos cristais de clinopiroxênio e de hornblenda, constituindo, junto com eles, uma espécie de matriz fina na rocha. Quartzo, feldspato alcalino e, mais raramente, carbonato, são minerais mais tardios, situados em pequenos espaços entre os cristais de plagioclásio. Apatita, magnetita titanífera e pirita são acessórios raros, e tremolita-actinolita, clorita e titanita são componentes secundários relativamente frequentes nestas rochas.

As rochas estudadas mostram notável semelhança petrográfica com aquelas descritas nas suítes apiniticas. Originalmente definida na Escócia (Bailey & Maufe 1960, Hall 1967), a suíte apinitica compreende rochas ultramáficas a ácidas ricas em hornblenda. O nome apinito refere-se

a um meladiorito de granulação grossa, composto principalmente por grandes cristais idiomórficos de hornblenda no meio de uma matriz de feldspatos e quartzo. Entretanto, uma das litologias mais características da suíte é o hornblendito (Hall 1987). As rochas ocorrem caracteristicamente como corpos subvulcânicos, com uma história complexa de múltiplas intrusões (Gillespie & Styles 1999). De acordo com Rock (1991), as características petrográficas dos apinitos refletem a natureza do magma apinitico, rico em H₂O.

Com relação à Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, Riker *et al.* (1999b) mencionam que as rochas gabróicas da suíte, apresentam uma mineralogia integrada por ortopiroxênio + clinopiroxênio + labradorita ± hornblenda ± biotita titanífera ± opacos. Na Folha Vila de Tepequém, as rochas máficas (melagabros e gabros) mostram uma assembléia mineral distinta, caracterizada por hornblenda + plagioclásio ± clinopiroxênio ± quartzo, sendo isentas de ortopiroxênio. Em especial, nas rochas ultramáficas e máficas estudadas, a hornblenda é um componente importante, que abrange mais do que 20% das rochas (Tabela 4.11.1), e que constitui cristais magmáticos primários, contrastando com o descrito por Riker *et al.* (1999b) para a Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, que mencionam a hornblenda como produto de uralitização ou de reação pós-consolidação dos piroxênios.

4.11.4 Dados Sm-Nd

Duas amostras da unidade Gabro Igarapé Tomás foram selecionadas para análises isotópicas Sm-Nd, o piroxênio hornblendito da amostra HG-44 e o hornblenda gabro da amostra MF-143. A idade modelo TDM, obtida para as duas amostras é de 1800 Ma, sendo que a primeira amostra forneceu um valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(T) + 3,3$ e a segunda de $+2,8$ (Tabela 4.11.2).

4.11.5 Geoquímica

Sete amostras foram selecionadas para análise de óxidos de elementos maiores e elementos traço, incluindo elementos terras-raras (Tabela 4.11.3), sendo que as

Tabela 4.11.2 – Dados isotópicos Sm-Nd de amostras do Gabro Igarapé Tomás.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t
HG-R-44	3,58	14,62	0,14791	0,51223	52	-7,99	3,30	1872	0,51048	1800
MF-R-143	6,10	31,00	0,11890	0,51186	17	-15,22	2,76	1894	0,51045	1800

metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1. Dentre as amostras analisadas, duas são de rochas ultramáficas correspondendo a hornblenditos, e cinco são de rochas máficas, incluindo três amostras de gabros e duas de quartzo-dioritos (Tabela 4.11.1). Algumas das amostras analisadas mostram sinais de alteração (infelizmente não foi possível agrupar um número suficiente de amostras de rocha fresca), o que se reflete em altos valores de perda ao fogo. Entretanto, como o conjunto de amostras com dosagem química é pequeno, nenhuma amostra foi descartada.

As rochas estudadas são subalcalinas e distribuem-se predominantemente no campo toleítico no diagrama AFM (com campos segundo Irvine & Baragar 1971), com duas amostras no campo cálcio-alcálico (Figura 4.11.2a). No diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) classificam-se como piroxenitos, gabros e dioritos (Figura 4.11.2 b).

Os hornblenditos mostram os menores conteúdos em SiO_2 (41,94-43,41%), sendo que a concentração deste óxido aumenta em direção aos quartzo-dioritos (54,24-55,03%) (Tabela 4.11.3). À exceção do hornblendito da amostra HG-44 e do melagabro da amostra MF-139, o conjunto analisado não mostra variação significativa em TiO_2 , apesar do intervalo relativamente amplo de variação em sílica (Figura 4.11.3a). As maiores concentrações em MgO são verificadas nos hornblenditos e no melagabro da amostra MF-139 (Figura 4.11.3b, Tabela 4.11.3). Todo o conjunto analisado exibe Mg# relativamente alto, en-

tre 51,27 e 81,29 (Tabela 4.11.3). Utilizando-se o MgO como índice de fracionamento, verifica-se que amostras com conteúdos muito próximos de MgO exibem variações marcantes em FeO^* (Figura 4.11.3c). Quanto aos álcalis, observa-se que os quartzo-dioritos e o melagabro da amostra MF-139 exibem valores relativamente baixos para a soma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Figura 4.11.3d) (Tabela 4.11.3).

Quanto aos elementos traço, o melagabro da amostra MF-139 exibe o menor conteúdo de Sr (Figura 4.11.4a), o Ba apresenta uma forte dispersão, entre 123 ppm e 1640 ppm, e o Rb exibe ampla variação, com valores mais baixos para as amostras LM-53A (hornblendito), MF-139 (melagabro) e MF-184A (quartzo-diorito) (Tabela 4.11.3). As duas últimas amostras apresentam também os menores conteúdos de Zr (Figura 4.11.4b). Os teores de Y são mais altos para as amostras MF-143 e MF-108C (gabros) (Figura 4.11.4c), as quais também exibem as maiores concentrações de Nb (Tabela 4.11.3). A concentração em Ni é relativamente alta, estando acima de 270 ppm em cinco das amostras estudadas (Tabela 4.11.3, Figura 4.11.4 d).

Os padrões de distribuição dos elementos terras-raras, normalizados ao condrito (Sun 1980) revelam um enriquecimento das ETR leves em relação às ETR médias e pesadas (Figura 4.11.5 a, b, c). O hornblendito da amostra HG-44 exibe o padrão menos fracionado, com razão La/Yb_N de 4,43, sendo os quartzo-dioritos os mais

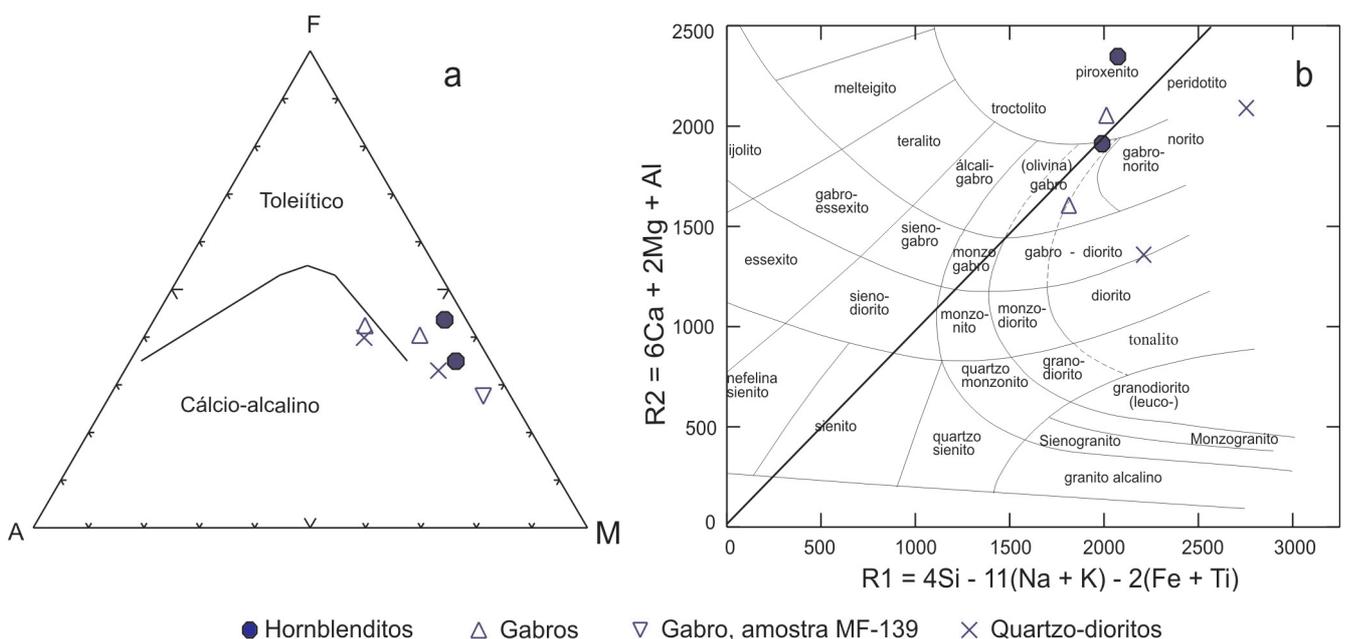


Figura 4.11.2 - Comportamento das amostras do Gabro Igarapé Tomás nos diagramas: (a) AFM, com campos segundo Irvine & Baragar (1971); (b) R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980).

Tabela 4.11.3 – Análises químicas das amostras do Gabro Igarapé Tomás.

AMOSTRAS		HORNBLENDITOS		GABROS			QUARTZO-DIORITOS	
		HG-44	LM-53A	MF-143	MF-108C	MF-139	MF-184A	MF-150
Oxidos (% em peso)	SiO ₂	41,94	43,41	46,13	49,07	50,91	54,24	55,03
	Al ₂ O ₃	10,25	10,86	12,32	16,83	6,64	10,14	13,13
	Fe ₂ O ₃	14,98	12,56	11,77	9,95	7,41	7,55	9,28
	MgO	16,22	19,02	12,98	8,15	16,26	11,66	8,32
	CaO	11,73	5,91	10,18	7,50	14,82	11,83	5,95
	Na ₂ O	0,88	1,86	1,72	2,76	0,72	1,75	2,41
	K ₂ O	0,33	0,16	0,90	1,22	0,49	0,39	1,84
	TiO ₂	1,17	0,64	0,82	0,67	0,32	0,68	0,77
	P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,29	0,42	0,05	0,10	0,25
	MnO	0,18	0,17	0,19	0,14	0,14	0,16	0,16
	Cr ₂ O ₃	0,12	0,09	0,15	0,02	0,19	0,14	0,05
	P.F.	1,80	4,70	2,30	3,10	2,00	1,30	2,50
	TOTAL	99,81	99,64	99,79	99,84	99,99	99,98	99,71
	Elementos-traço (ppm)	Cu	158,80	66,70	120,20	77,60	50,70	14,50
Pb		0,40	0,90	1,50	1,70	1,10	1,30	7,70
Zn		38,00	39,00	26,00	52,00	5,00	10,00	61,00
Ni		308,00	427,00	312,00	106,00	286,00	274,00	134,00
Sc		50,00	24,00	38,00	20,00	54,00	56,00	24,00
Ba		187,10	1640,70	1348,50	774,50	123,80	123,60	887,10
Co		90,00	90,90	59,60	43,50	53,20	51,50	35,80
Cs		0,40	0,80	0,80	1,10	0,50	0,40	1,80
Ga		12,50	12,10	15,40	18,00	8,10	12,70	16,40
Hf		1,00	1,00	1,60	2,60	1,10	1,00	4,20
Nb		2,60	1,40	5,30	4,30	1,90	2,60	8,70
Rb		12,00	2,80	33,40	39,80	18,50	5,80	51,20
Sr		316,00	401,90	524,90	667,20	103,10	413,60	406,50
Ta		0,10	0,10	0,20	0,20	0,10	0,20	0,70
Th		0,50	0,90	2,40	2,40	1,90	1,30	7,70
U		0,10	0,20	0,70	0,60	0,40	1,20	2,40
V		308,00	133,00	252,00	159,00	184,00	185,00	180,00
W		0,40	0,10	0,80	0,60	0,50	2,50	1,30
Zr		28,50	43,70	58,60	78,40	33,30	19,00	142,30
Y	15,50	9,10	25,20	25,20	10,70	16,20	20,80	
ETR	La	6,70	12,30	32,70	26,10	7,30	29,00	31,60
	Ce	18,10	23,50	54,40	48,80	14,50	59,60	66,50
	Pr	2,82	3,04	7,70	7,42	1,98	9,17	7,69
	Nd	13,70	13,20	30,50	29,80	8,20	33,60	27,7
	Sm	3,90	2,20	6,40	5,90	1,90	6,40	5,20
	Eu	1,13	0,86	1,77	1,66	0,40	1,67	1,17
	Gd	3,48	2,09	5,32	4,88	1,98	4,86	4,33
	Tb	0,50	0,29	0,87	0,80	0,30	0,71	0,69
	Dy	2,63	1,44	4,23	4,04	1,88	3,71	3,29
	Ho	0,55	0,31	0,90	0,84	0,39	0,65	0,73
	Er	1,37	0,88	2,56	2,38	1,07	1,71	2,01
	Tm	0,19	0,10	0,33	0,37	0,18	0,22	0,31
Yb	1,01	0,65	2,29	2,20	1,03	1,40	1,59	
Lu	0,19	0,09	0,31	0,34	0,18	0,22	0,30	
Mg#	68,20	74,99	68,59	51,27	81,29	75,36	63,97	
FeO*	13,99	12,08	11,02	9,35	6,87	6,95	8,68	
La/Yb _N	4,43	12,67	9,55	7,93	4,73	13,85	13,04	

FeO*- Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

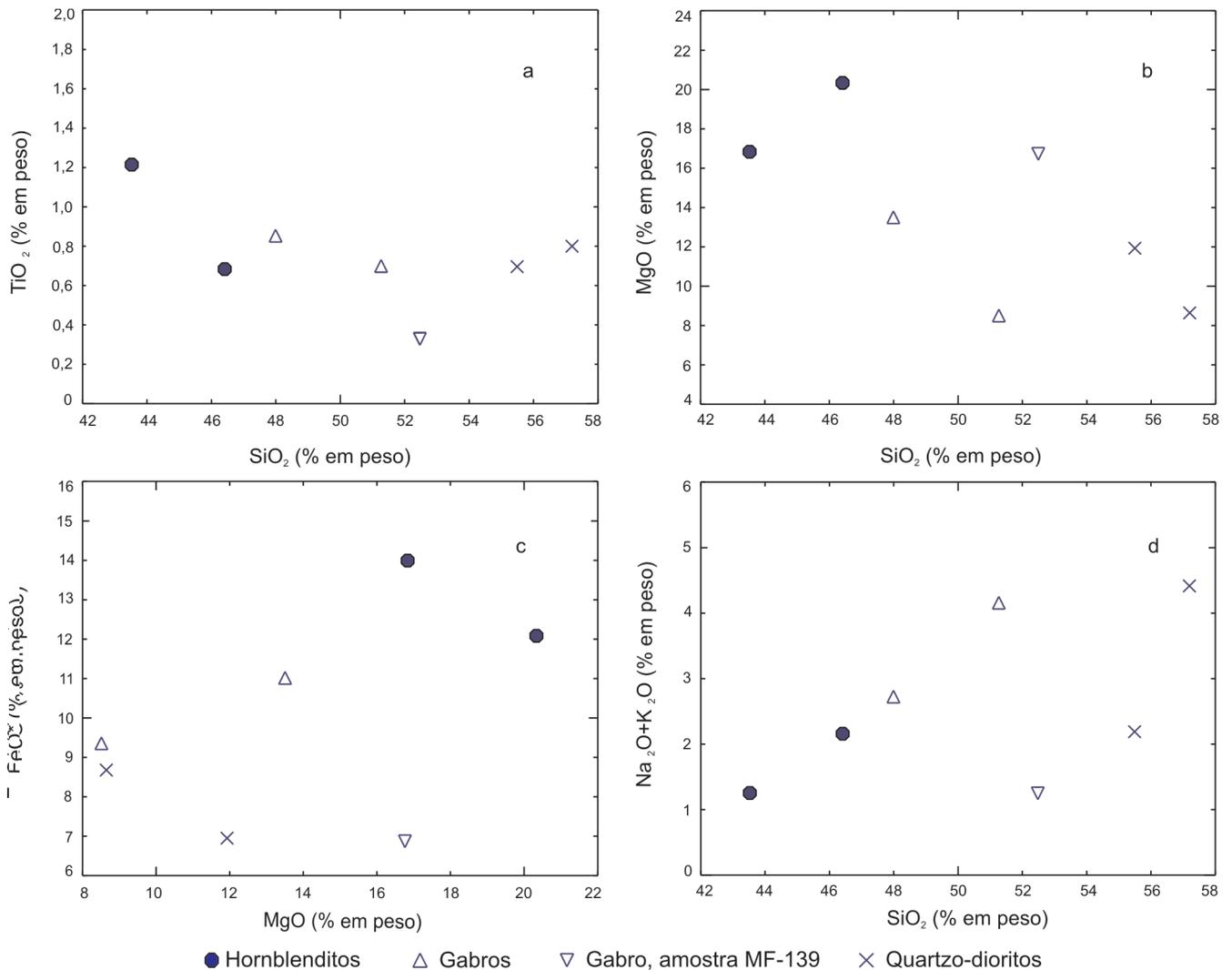


Figura 4.11.3 - Comportamento das amostras do Gabro Igarapé Tomás nos diagramas: (a) SiO₂ versus TiO₂; (b) SiO₂ versus MgO; (c) MgO versus FeO* ; (d) SiO₂ versus Na₂O + K₂O.

fracionados do conjunto, com valores de 13,85 e 13,04 para esta razão (Figura 4.11.5 a, b, c, Tabela 4.11.3). A amostra MF-139A (melagabro), é a única a apresentar anomalia negativa significativa de Eu (Figura 4.11.5 c), enquanto que nas outras amostras não ocorre anomalia, ou esta é muito discretamente positiva ou negativa.

No diagrama multi-elementar com valores normalizados ao condrito (Thompson 1982), os hornblenditos, gabros e quartzo-dioritos exibem padrões algo distintos entre si (Figura 4.11.6 a, b, c). No entanto, todos os grupos são enriquecidos em elementos incompatíveis em relação ao condrito e mostram depressões em Nb e Ta. Os hornblenditos são empobrecidos relativamente aos gabros e ao quartzo-diorito da amostra MF-150, sendo este empobrecimento mais marcante para Ba, Rb, Th e K (elementos LIL). O melagabro da amostra MF-139 mostra-se empobrecido em relação às outras duas amostras de gabros. As duas amostras de quartzo-dioritos apresentam padrões ainda mais contrastantes entre si (Figura 4.11.6c).

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, segundo Meschede (1986) e Pearce & Cann

(1973), as amostras exibem uma dispersão por campos distintos (Figura 4.11.7a, b). No diagrama proposto pelo primeiro autor (Zr/4-2Nb-Y) as rochas estudadas ocupam os campos dos toleítos intraplacas, basaltos tipo N-MORB e basaltos de arcos vulcânicos, distribuindo-se no diagrama proposto pelos últimos autores (Zr-Ti/100-Y) nos campos dos basaltos tipo MORB, basaltos de arcos de ilhas, basaltos cálcio-alcálicos e basaltos intraplacas.

4.11.6 Petrogênese

As rochas analisadas correspondem, em sua maioria, a tipos cumuláticos, não representando, desta forma, composições de líquidos primários.

Os elevados valores para Mg# (>63 para a maior parte das amostras) e altos conteúdos em Ni (>300ppm, Tabela 4.11.3) nos hornblenditos e no gabro da amostra MF-143, sugerem que estas sejam as rochas mais primitivas do conjunto.

Como se pode deduzir da observação dos diagramas de variação de Harker, as amostras analisadas

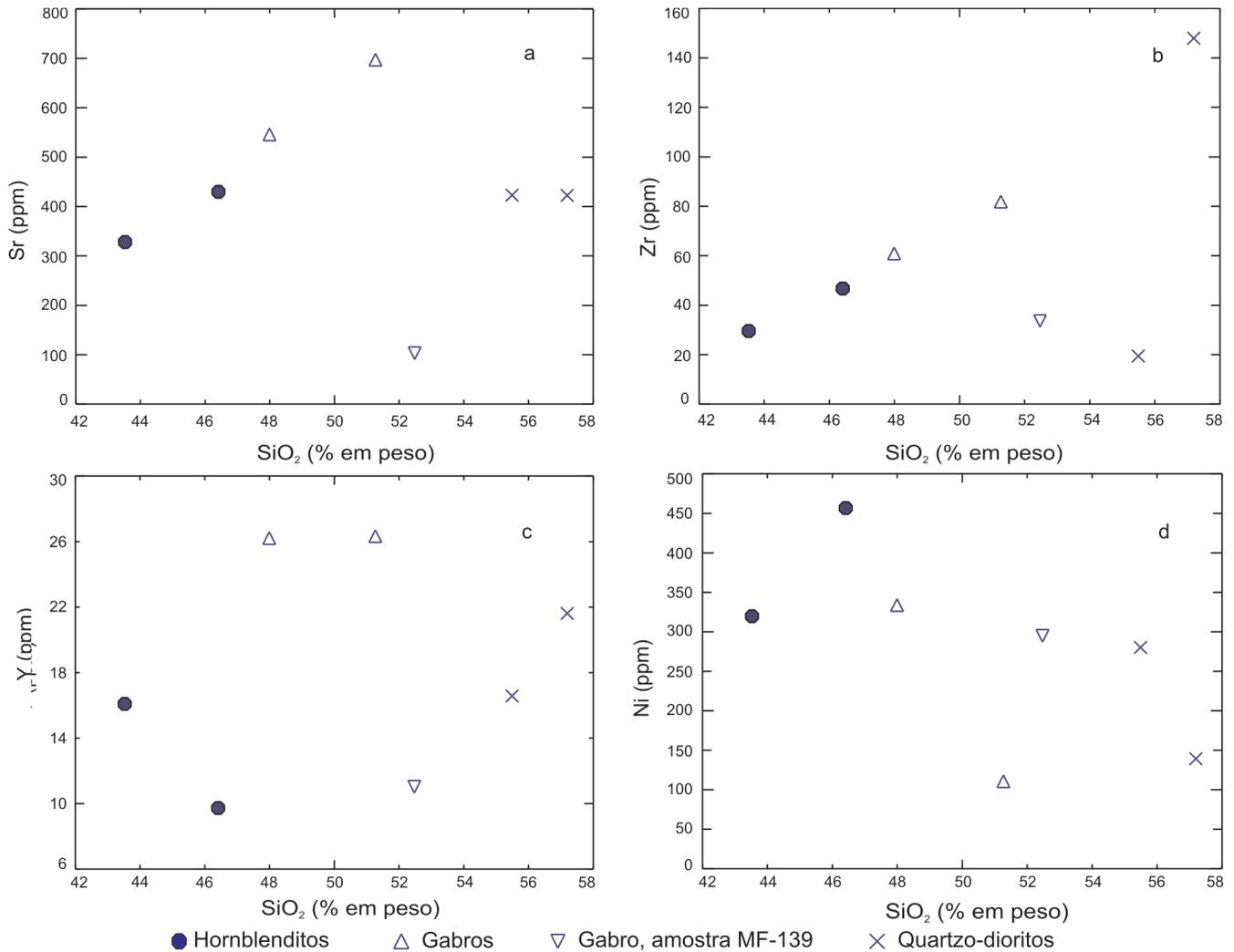


Figura 4.11.4 - Comportamento das amostras do Gabro Igarapé Tomás nos diagramas: (a) SiO₂ versus Sr; (b) SiO₂ versus Zr; (c) SiO₂ versus Y; (d) SiO₂ versus Ni.

não formam tendências coerentes com uma evolução simples, através da cristalização fracionada de um mesmo líquido parental, implicando que outros processos petrogenéticos foram importantes. Observe-se, por exemplo, a limitada variação no conteúdo de TiO₂ para um amplo intervalo de variação em sílica e as diferenças acentuadas no conteúdo em FeO* para amostras com conteúdos muito similares em MgO (Figura 4.11.3a, b, c), comportamentos estes, dificilmente conciliáveis com um modelo envolvendo cristalização fracionada da assembléia fracionante comum em rochas máficas e ultramáficas.

O enriquecimento de ETR leves em relação às pesadas, observado nos gabros e quartzo-dioritos, sugere a atuação de fracionamento de ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio (Hanson 1980) na evolução magmática destes conjuntos. A moderada anomalia negativa de Eu verificada na amostra MF-139A (melagabro), sugere a cristalização fracionada de plagioclásio, ou alternativamente, que o magma esteve em equilíbrio com uma fonte mantélica portadora de plagioclásio (Hanson 1980).

No diagrama multi-elementar com valores normalizados ao condrito (Thompson 1982) (Figura 4.11.6a, b, c), a depressão observada para Nb e Ta sugere que a contaminação crustal (Cox & Hawkesworth 1985, *apud* Wilson 1989) deve ter contribuído na evolução das rochas estudadas. A depressão em Sr observada nos quartzo-dioritos e no gabro da amostra MF-139 deve refletir o fracionamento de feldspato a pressões baixas. Considerando-se os elementos incompatíveis imóveis, possíveis indicadores do tipo de fonte mantélica envolvida, tem-se que, de uma forma geral, as rochas estudadas são empobrecidas em Ti, Y e ETR pesadas em relação aos basaltos tipo N-MORB, o que sugere fontes mantélicas empobrecidas. Por outro lado, as rochas estudadas exibem entre si diferenças grandes demais nas razões La/Yb_N (Tabela 4.11.3), sugerindo a participação de fontes mantélicas de composições diferentes. Quando se observam os elementos incompatíveis mais móveis, verifica-se que os hornblenditos, gabros e quartzo-dioritos mostram padrões distintos. Os hornblenditos são os mais empobrecidos, se aproximando mais do padrão dos basaltos tipo N-MORB; os gabros são enri-

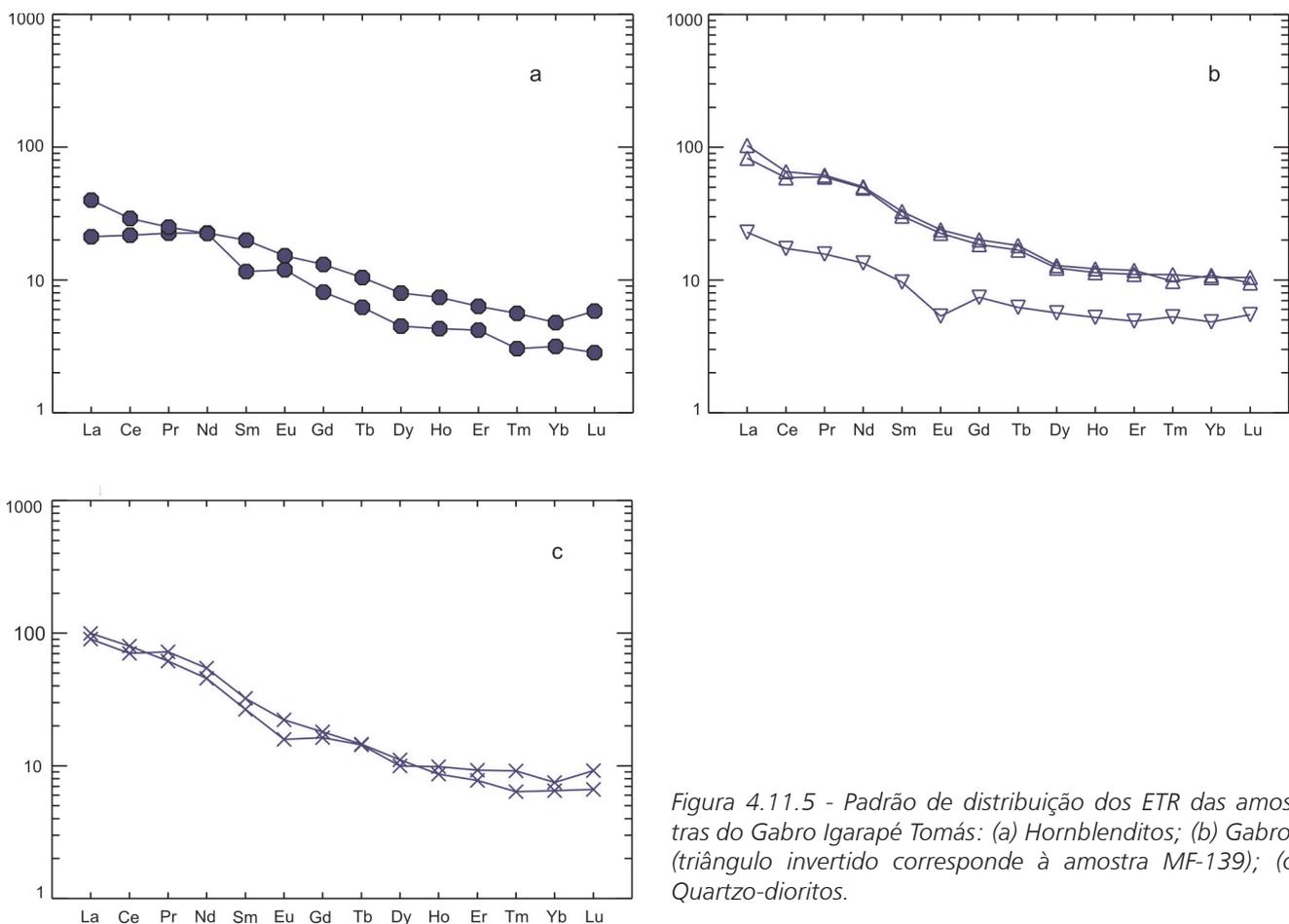


Figura 4.11.5 - Padrão de distribuição dos ETR das amostras do Gabro Igarapé Tomás: (a) Hornblenditos; (b) Gabros (triângulo invertido corresponde à amostra MF-139); (c) Quartzo-dioritos.

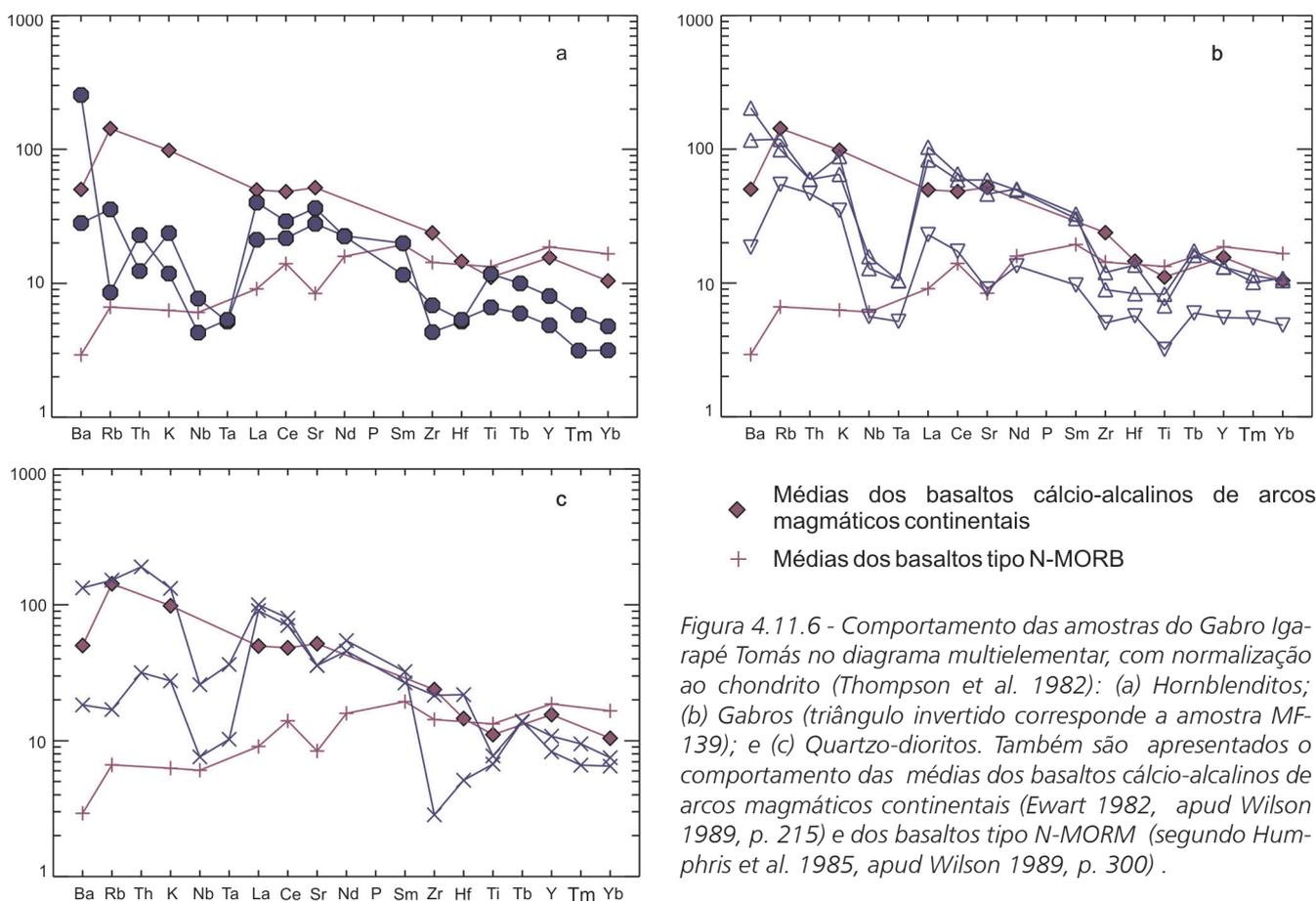


Figura 4.11.6 - Comportamento das amostras do Gabro Igarapé Tomás no diagrama multielementar, com normalização ao chondrito (Thompson et al. 1982): (a) Hornblenditos; (b) Gabros (triângulo invertido corresponde a amostra MF-139); e (c) Quartzo-dioritos. Também são apresentadas o comportamento das médias dos basaltos cálcio-alcálinos de arcos magmáticos continentais (Ewart 1982, apud Wilson 1989, p. 215) e dos basaltos tipo N-MORB (segundo Humphris et al. 1985, apud Wilson 1989, p. 300).

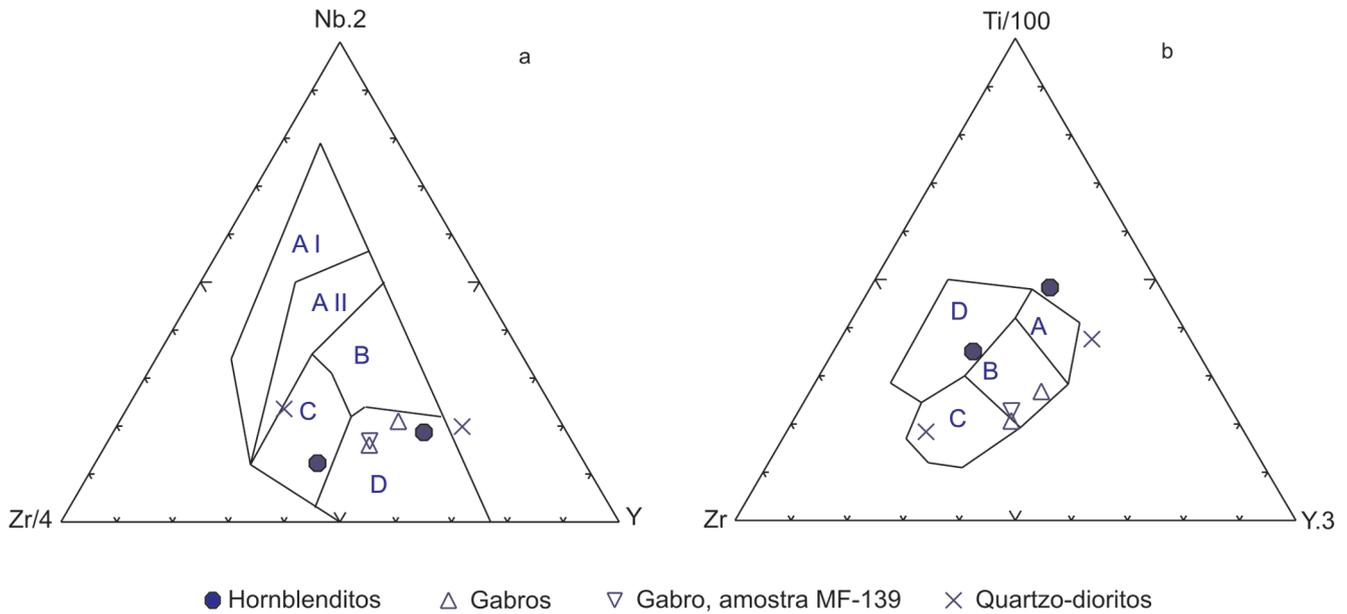


Figura 4.11.7 - Comportamento das amostras do Gabro Igarapé Tomás nos diagramas: (a) Zr/4 x Nb.2 x Y (Meschede 1986), com os seguintes campos: A I = Álcali-basaltos intraplacas; A II = Álcali-basaltos intraplacas e toleióitos intraplacas; B = Basaltos tipo E-MORB; C = Toleióitos intraplacas e basaltos de arcos vulcânicos; D = Basaltos tipo N-MORB; (b) Zr x Ti/100 x Y.3 (Pearce & Cann 1973), com os seguintes campos: A = Toleióitos de arcos de ilhas; B = Basaltos tipo MORB, Toleióitos de arcos de ilhas e basaltos cálcio-alcálicos; C = basaltos cálcio-alcálicos; D = Basaltos intra-placas.

quecidos nestes elementos mais móveis e se aproximam do padrão dos basaltos cálcio-alcálicos de margens continentais ativas; e, no caso dos quartzo-dioritos, uma das amostras é enriquecida e outra bastante empobrecida em relação aos basaltos cálcio-alcálicos de margens continentais ativas (Figura 4.11.6a, b, c). Estas observações, associadas à depressão acentuada em Nb e Ta, sugerem a contaminação dos magmas mantélicos primários por fontes crustais com assinatura de subducção, o que teria contribuído para o enriquecimento nos elementos incompatíveis mais móveis, de forma variável no conjunto de amostras estudadas. É possível ainda sugerir que o manto já fosse previamente enriquecido nestes elementos devido a um componente de subducção.

Os dados isotópicos Sm-Nd com idade modelo T_{DM} de 1800 Ma, e valores de $\epsilon_{ND}(T)$ de +3,3 e +2,8, calculados assumindo-se uma idade de cristalização de 1,8 Ga (ver próximo item), são coerentes com a origem mantélica das rochas estudadas.

A unidade Gabro Igarapé Tomás inclui, portanto, rochas subalcálicas de natureza toleiótica, geradas a partir da fusão parcial de fontes mantélicas de composições algo distintas, embora, de uma forma geral, empobrecidas em Ti, Y e ETR pesadas em relação às fontes dos basaltos tipo N-MORB. Os líquidos primários sofreram provavelmente variados graus de contaminação crustal durante o trajeto até seu sítio de colocação. Este fato aliado ao seu caráter cumulático, deve explicar a dispersão das amostras entre vários campos nos diagramas tectono-magmáticos (Figura 4.11.7a, b, c).

4.11.7 Correlações

As observações petrográficas sugerem fortemente a afinidade das rochas estudadas com apinitos. De acordo com Rock (1991) os apinitos ocorrem, com frequência, associados a lamprófiros cálcio-alcálicos, sendo considerados como equivalentes intrusivos dos mesmos. No caso das rochas estudadas, de natureza toleiótica, o comagmatismo com os lamprófiros cálcio-alcálicos reunidos na unidade Lamprófiro Serra do Cupim é bastante improvável. Entretanto, sugere-se que ambas as unidades foram colocadas durante a mesma fase de evolução tectônica desta porção do Escudo das Guianas, em ambiente extensional, intraplaca, durante o Estateriano (ver capítulo 4.12, item 4.12.4 referente à idade dos lamprófiros).

Cabe mencionar que Berrangé (1977) descreveu na Guiana meridional a Suíte Intrusiva Apinítica, terminologia esta, não recomendada, já que o termo apinítico se refere a uma série magmática (como toleiótica ou cálcio-alcálica, por exemplo). As datações radiométricas para a Suíte Intrusiva Apinítica descrita pelo autor apontaram idades de 1.910 ± 35 Ma e 1.935 ± 35 Ma (K-Ar em hornblenda, Berrangé 1977), algo mais antigas que a idade admitida para o Gabro Igarapé Tomás.

4.12 LAMPRÓFIRO SERRA DO CUPIM

4.12.1 Introdução

No cráton Amazônico, lamprófiros cálcio-alcá-

linos foram reconhecidos no noroeste e sudoeste do estado do Pará (Rodrigues *et al.* 1988, Vasquez *et al.* 2000), sendo esta a primeira referência à presença de lamprófiro na região de Roraima.

A unidade Lamprófiro Serra do Cupim é proposta neste trabalho para reunir **espessartitos** e **microdioritos porfíricos**, e subordinadas rochas subvulcânicas andesíticas, pertencentes a diques, e também andesitos e seus equivalentes lamprófíricos que ocorrem como lavas e depósitos piroclásticos. Os diques apresentam direções muito variadas, de E-W a NW-SE e NE-SW, e estão distribuídos por grande parte da folha Vila de Tepequém, cortando os granitóides Trairão, Pedra Pintada e Aricamã, sendo particularmente freqüentes na área a leste da serra Aricamã, na região da serra do Cupim. Nesta região, é comum a ocorrência dos diques lamprófíricos ladeando diques de diabásio Avanavero. As lavas e piroclásticas andesíticas e lamprófíricas foram encontradas na parte norte da folha, ao longo do vale do rio Amajari, em afloramentos isolados e também constituindo dois corpos maiores, alongados segundo E-W, e um pequeno corpo a sul da serra Tepequém, sempre dispostos em meio às rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu.

4.12.2 Caracterização geral

Os diques da unidade Lamprófiro Serra do Cupim variam de centimétricos a métricos e em certos casos ocorrem em enxames, mostrando margens irregulares e ramificações (Figura 4.12.1 a, b). Tanto os espessartitos e microdioritos, que constituem os diques, como as lavas e piroclásticas andesíticas e lamprófíricas, identificadas ao longo do rio Amajari e próximo à serra Tepequém, são rochas cinza a cinza esverdeado escuras, magnéticas e, em geral, porfíricas, contendo fenocristais de granulação média ou grossa imersos em matriz muito fina a afanítica. As rochas de dique são normalmente isotrópicas, enquanto que as efusivas e piroclásticas tendem a mostrar fenocristais orientados,

estrutura brechóide e presença de vesículas. O caráter porfírico das rochas desta unidade permite, em muitos casos, distingui-las dos diabásios Avanavero, que em geral são isentos de fenocristais.

4.12.3 Petrografia

Foram estudadas 69 lâminas petrográficas de rochas da unidade Serra do Cupim. A composição modal estimada das 9 amostras submetidas a análises químicas é apresentada na Tabela 4.12.1.

A classificação petrográfica dos lamprófíros da unidade Serra do Cupim como tipos da variedade espessartito, baseou-se nos critérios de Le Maitre (2002). Os espessartitos de dique possuem fenocristais de hornblenda e, mais raramente, de augita, no meio de uma matriz fina, formada essencialmente por plagioclásio e anfibólio. Os fenocristais de hornblenda são marron esverdeados, zonados, contendo inclusões de material da matriz no núcleo (Figura 4.12.1c). Os fenocristais de augita são também zonados e em geral estão agrupados. Fenocristais de biotita são raros e fenocristais de plagioclásio, quando presentes, exibem forte corrosão, sugerindo que se tratem de xenocristais (Figura 4.12.1d). A matriz é formada por uma trama de ripas de plagioclásio e prismas ou agulhas de hornblenda ou actinolita. Quartzo e feldspato potássico podem ocorrer em interstícios. Magnetita titanífera e apatita estão dispersas e a pirita é rara. A alteração afeta quase todos os espessartitos, com substituição dos piroxênios por anfibólio fibroso, epidoto e clorita, e do plagioclásio da matriz por epidoto e sericita. Titanita e vênulas de epidoto ocorrem nos lamprófíros mais alterados.

Os microdioritos porfíricos são semelhantes aos espessartitos, contendo os mesmos fenocristais máficos daquelas rochas, como hornblenda e augita, além da presença adicional de fenocristais idiomórficos de plagioclásio, por vezes medindo até 1 cm de comprimento (Figura 4.12.1e). Para diversos autores (p. ex., Rock 1991, Wilson 2006), rochas deste tipo ocorrem

Tabela 4.12.1 – Classificação e composição mineralógica aproximada de rochas da unidade Lamprófiro Serra do Cupim quimicamente analisadas.

AMOSTRAS		CLASSIFICAÇÃO	Pg	Cp	Hb	Ac	Bi	Qz	Fa	Ma	Ap	Ti	Cl	Ep	Se	Ca	Am	Pi
Rochas de dique	HG-50B	Ac microdiorito porf	55	-	-	33	-	4	?	4	-	-	4	tr	tr	-	-	tr
	HG-60C	Andesito	x	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	x	tr	-	-	-
	HG-23A	Espessartito	50	-	33	5	-	7	2	3	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-
	HG-07	Ac micro-qz-monozodior porf	46	-	-	32	3	6	7	1	tr	tr	tr	5	tr	-	-	tr
	HG-21C	Hb microdiorito porf	50	-	28	tr	2	8	7	2	tr	-	3	tr	tr	-	tr	tr
Lavas e piroclásticas	HG-196	Cp andesito porf	x	x	-	-	-	-	-	x	-	-	x	x	tr	-	-	-
	HG-62	Brecha andesítica alt	35	-	-	-	-	4	-	3	-	tr	20	38	tr	tr	-	-
	LM-172C	Cp andesito amigdaloidal	x	x	-	x	-	x	-	x	-	-	x	x	tr	x	-	-
	HG-190	Hb andesito	x	x	x	-	-	-	-	x	-	tr	x	x	tr	-	-	-

Pg = plagioclásio; Cp = clinopiroxênio; Hb = hornblenda; Ac = actinolita-tremolita; Bi = biotita; Qz = quartzo; Fa = feldspato alcalino; Ma = magnetita titanífera; Ap = apatita; Ti = titanita; Cl = clorita; Ep = epidoto; Se = sericita; Ca = carbonato; Am = argilo-minerais; Pi = pirita; x = constituinte importante (>1%); tr = traços (<1%).

Tabela 4.12.2 – Dado isotópico Sm-Nd de amostras do Gabro Igarapé Tomás.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	erro (ppm)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	t
LM-R-172 C	6,5	33,8	0,116979	0,511787	22	-16,6	1,5	1968	0,510428	1766

comumente associadas aos lamprófiros cálcio-alcálicos, representando variedades transicionais entre lamprófiros *sensu stricto* e rochas porfiríticas normais, portadoras de fenocristais de feldspato. Além de microdioritos, ocorrem também como diques na unidade Serra do Cupim micro-quartzo-dioritos, micro-quartzo-monzo-dioritos e alguns andesitos porfiríticos. Os fenocristais máficos estão em geral substituídos por anfibólios fibrosos, mas preservam contornos idiomórficos, maclas e zoneamentos (Figura 4.12.1f). Os fenocristais de plagioclásio estão quase sempre alterados para epidoto e sericita, mas zoneamentos fortes são ainda discerníveis. A matriz exibe textura e mineralogia muito semelhantes às dos espessartitos.

As lavas e rochas piroclásticas andesíticas e lamprófiros, identificadas na região do rio Amajari, foram classificadas como clinopiroxênio andesitos e hornblenda andesitos. Os clinopiroxênio andesitos possuem fenocristais de augita e de plagioclásio, zonados, parcialmente alterados para tremolita, epidoto e clorita, e com bordas em geral corroídas, imersos em matriz muito fina a criptocristalina rica em vesículas (Figura 4.12.2a). Em alguns destes andesitos, os plagioclásios restringem-se a microfenocristais esparsos. Pseudomorfos de olivina (?) também podem ocorrer. Na matriz identificam-se diminutas ripas de feldspato alinhadas por fluxo no meio de uma massa turva, provavelmente de origem vítrea. Fragmentos de andesitos mais finos ou escoriáceos e de púmice são englobados por algumas destas rochas, sugerindo uma origem piroclástica. Os hornblenda andesitos correspondem a espessartitos, pois são formados sobretudo por fenocristais de hornblenda em meio a uma matriz micro a criptocristalina rica em plagioclásio. A hornblenda é marron, com zoneamentos fortes, em geral oscilatórios, por vezes mostrando uma borda de reação de material opaco (Figura 4.12.2b). Fenocristais de augita, ocasionalmente rodeados por coroas de hornblenda, e fenocristais corroídos, ou microfenocristais, de plagioclásio também são observados. A presença de cristais quebrados e de uma estrutura brechóide nos hornblenda andesitos sugere fortemente que estas rochas sejam também produtos de vulcanismo explosivo.

O corpo situado a sul da serra Tepequém é constituído por uma brecha andesítica muito alterada, com fragmentos de andesito vesicular, fenocristais fragmentários de plagioclásio e componentes máficos totalmente substituídos por epidoto e clorita.

4.12. 4 Geocronologia e dados Sm-Nd

A amostra LM-172C, de um andesito proveniente da região do rio Amajari, foi selecionada para análise geocronológica pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão. Os procedimentos analíticos são comentados no Capítulo 1. A análise foi prejudicada pelo número reduzido e tamanho diminuto dos cristais de zircão e não permitiu um resultado inteiramente conclusivo. Entretanto, dois dos cristais analisados forneceram idades próximas entre si, de $1766 \pm 6\text{Ma}$ e $1735 \pm 7\text{Ma}$, sendo tentativamente interpretadas como indicativas de uma idade estateriana para a unidade.

A mesma amostra foi submetida a análise isotópica Sm-Nd (procedimentos analíticos abordados no Capítulo 1) tendo fornecido uma idade modelo T_{DM} de 1968 Ma e $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ de +1,5 (Tabela 4.12.2).

4.12.5 Geoquímica

Nove amostras da unidade Lamprófiro Serra do Cupim foram analisadas para elementos maiores e elementos traço, incluindo elementos de terras raras (Tabela 4.12.3). As metodologias analíticas empregadas encontram-se discriminadas no Capítulo 1. Das amostras analisadas, 5 pertencem a diques e 4 são de rochas extrusivas da região do Rio Amajari e do corpo a sul da serra Tepequém.

As rochas analisadas são subalcalinas, ocupando predominantemente o campo dos andesitos e andesitos basálticos no diagrama SiO_2 versus álcalis (Le Maitre et al. 1989) (Figura 4.12.3 a). No diagrama AFM, distribuem-se no campo das rochas cálcio-alcálicas (Figura 4.12.3 b), correspondendo a tipos de médio a alto K (Figura 4.12.3 c).

O conteúdo em sílica varia de 52,09% a 59,85%, (Tabela 4.12.3). Os teores de TiO_2 , FeO^* (Figura 4.12.4 a, b), CaO e Al_2O_3 (Tabela 4.12.3) tendem a decrescer com o aumento em SiO_2 . A soma dos álcalis mostra dispersão (Figura 4.12.3 a), e as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são baixas, entre 0,27 e 0,93 para oito amostras, sendo que uma amostra exibe um valor mais elevado, de 1,3, para esta razão (Tabela 4.12.3). Os teores de MgO são relativamente baixos, sugerindo que as amostras estudadas constituem um conjunto evoluído, não representando a composição do magma mantélico primário. A concentração de MgO é mais elevada nas amostras de rochas efusivas do que nas rochas de dique (Figura 4.12.4 c)

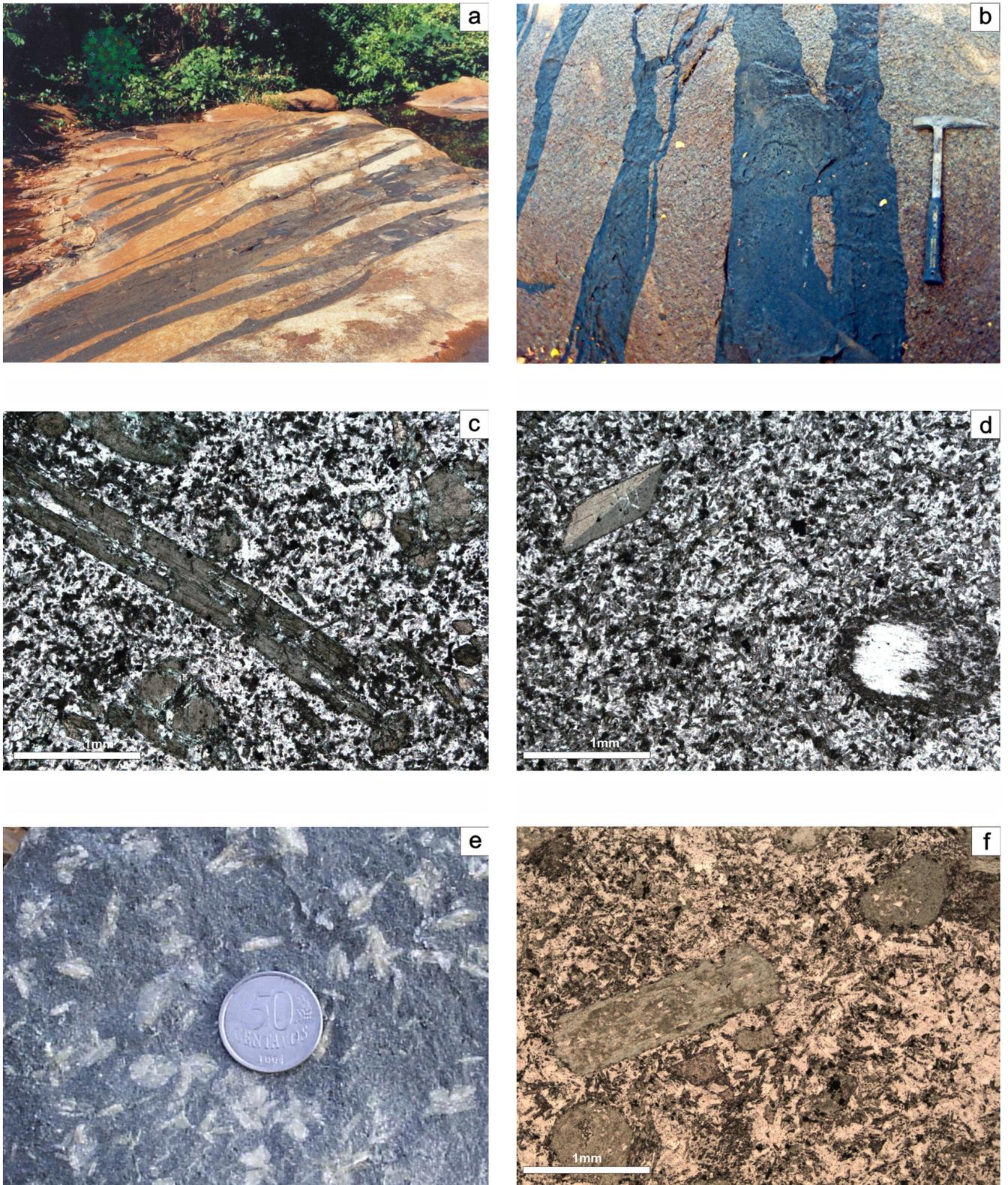


Figura 4.12.1 - Aspectos macro e microscópicos dos diques da unidade Lamprófiro Serra do Cupim. (a) Enxame de diques de lamprófiro cortando granitóide da Suíte Pedra Pintada. Afloramento HG-14; (b) Detalhe do afloramento da foto anterior (HG-14) para mostrar as bordas irregulares e ramificações exibidas pelos diques da unidade Serra do Cupim; (c) Fenocristais de hornblenda marron contendo inclusões de material fino da matriz no núcleo, em espessartito de dique. Lâmina LM-69C, luz plano-polarizada; (d) Fenocristal idiomórfico, maclado, de hornblenda (à esquerda) e xenocristal (?) fortemente corroído de plagioclásio (à direita), em espessartito de dique. Lâmina LM-73B, luz plano-polarizada; (e) Microdiorito porfirítico, com abundantes fenocristais de plagioclásio. Amostra HG-08; (f) Fenocristais de minerais máficos, provavelmente piroxênios, totalmente substituídos por tremolita-actinolita, mas preservando formas idiomórficas e zoneamentos, em microdiorito porfirítico. Lâmina HG-07, luz plano-polarizada.

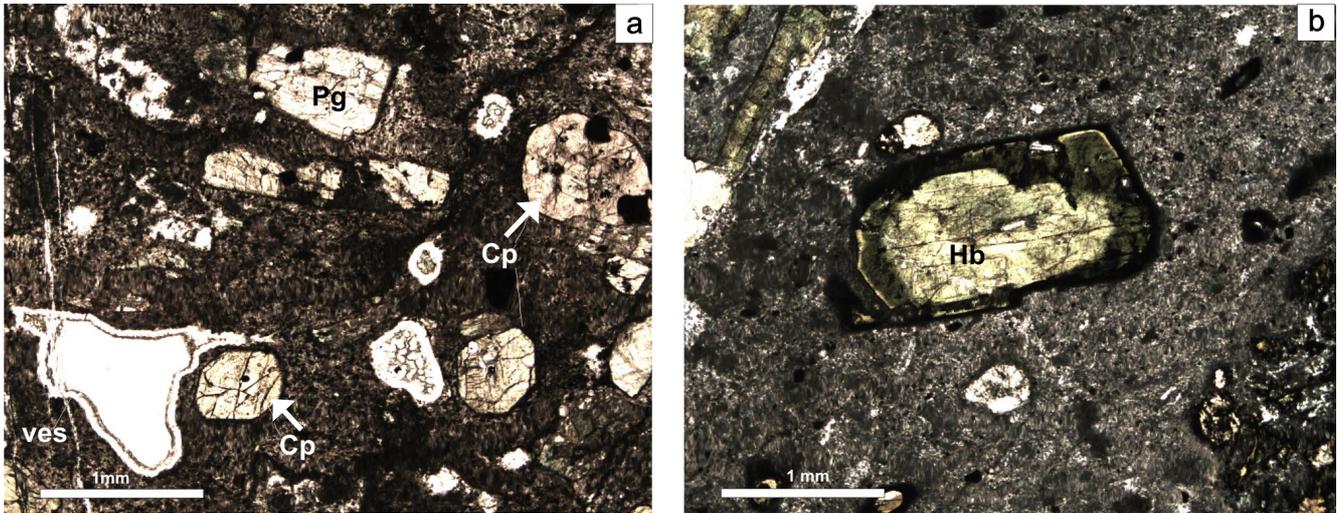
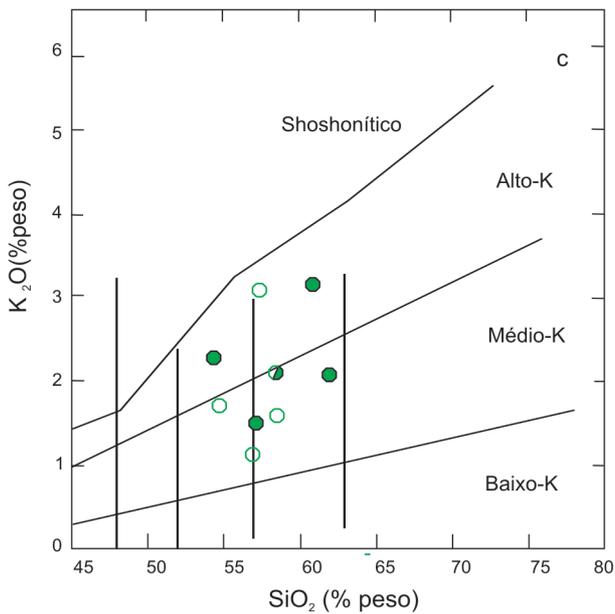
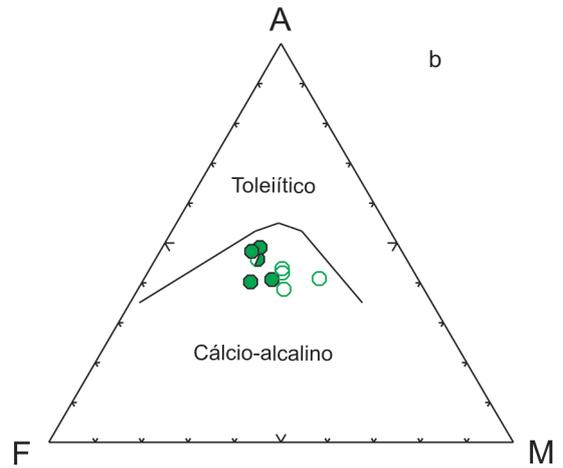
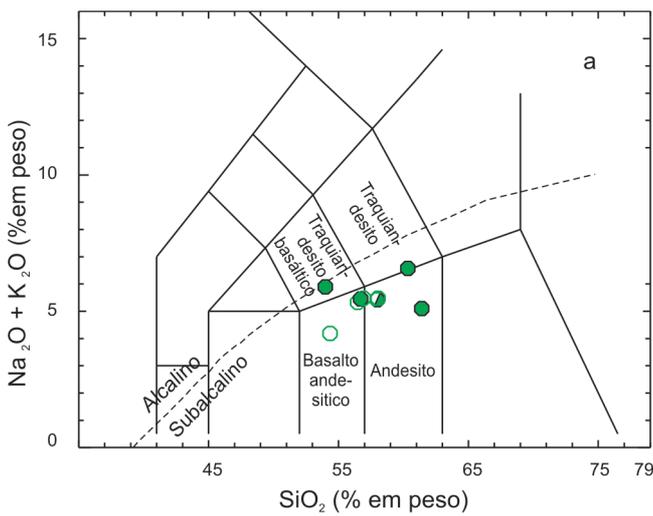


Figura 4.12.2 - Aspectos microscópicos das lavas e piroclásticas da unidade Lamprófiro Serra do Cupim. (a) Fenocristais de augita (Cp) e plagioclásio (Pg) parcialmente corroídos, imersos em matriz criptocristalina rica em vesículas (ves), em piroxênio andesito. Lâmina LM-172C, luz plano-polarizada; (b) Fenocristal de hornblenda (Hb) fortemente zonado, com borda de reação de material opaco, em hornblenda andesito (ou espessartito) da unidade Serra do Cupim. Lâmina HG-205A, luz plano-polarizada.



- Microdioritos e andesitos de diques
- ◐ Lamprófiro - espessartito de dique
- Rochas piroclásticas e lavas

Figura 4.12.3 - Comportamento das amostras da unidade Lamprófiro Serra do Cupim nos diagramas: TAS (Le Maitre et al. 1989), com limite dos campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971); (b) AFM, com campos segundo Irvine & Baragar (1971); (c) SiO_2 versus K_2O (campos de baixo-, médio-, alto-K e shoshonítico de acordo com Peccerillo & Taylor 1976, modificado por Rickwood 1989).

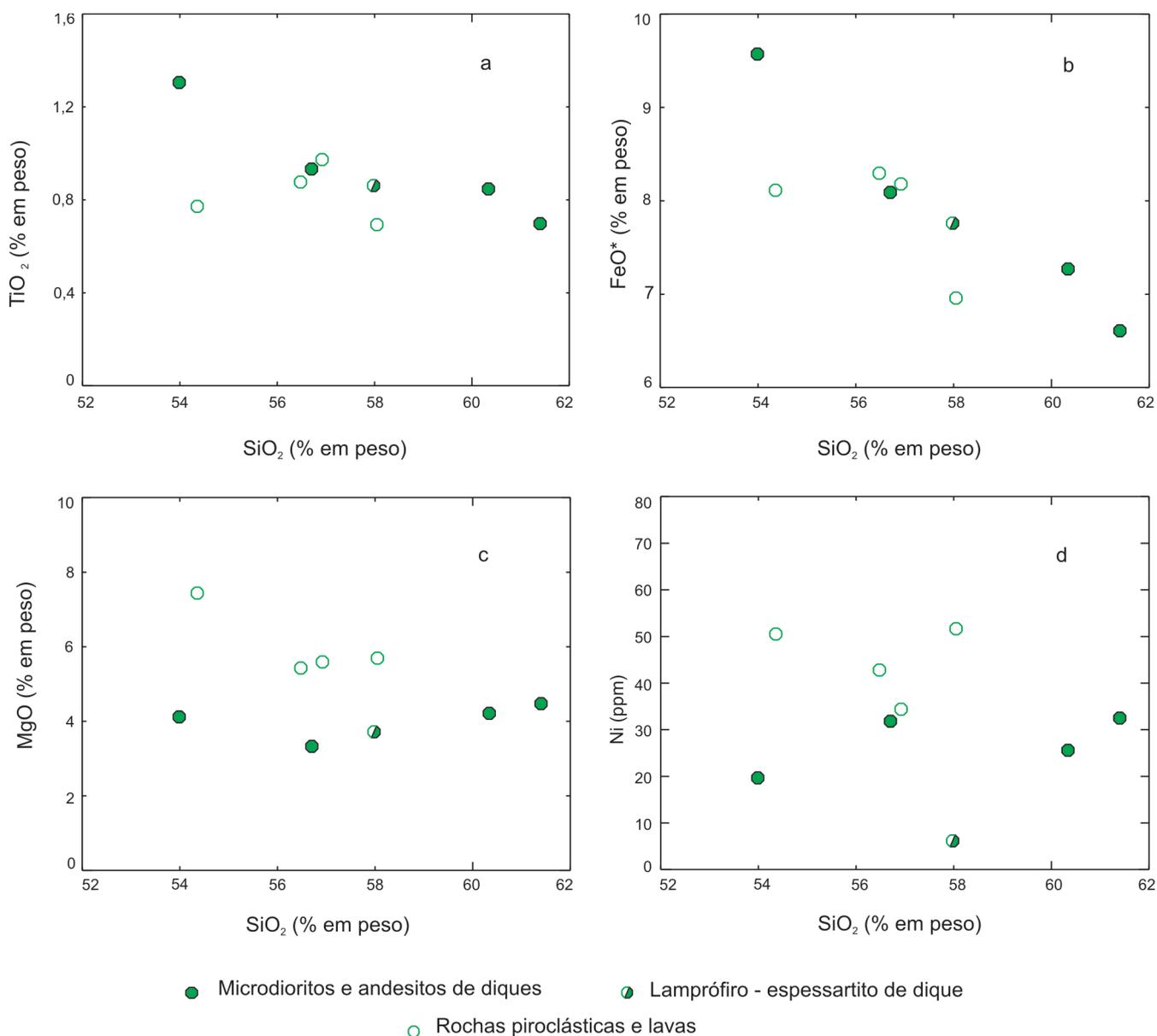


Figura 4.12.4 - Comportamento das amostras da unidade Lamprófiro Serra do Cupim nos diagramas: (a) SiO_2 versus TiO_2 ; (b) SiO_2 versus FeO^* ; (c) SiO_2 versus MgO ; (d) SiO_2 versus Ni .

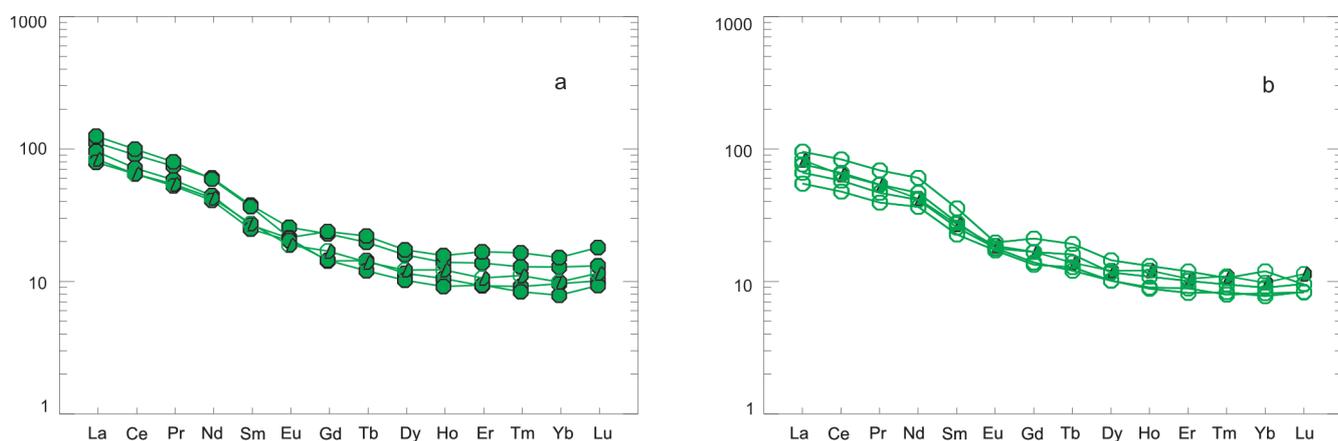


Figura 4.12.5 - Padrão de distribuição dos ETR das rochas da unidade Lamprófiro Serra do Cupim: (a) Amostras de diques, incluindo um espessartito (círculo parcialmente preenchido); (b) Amostras de rochas piroclásticas e lavas.

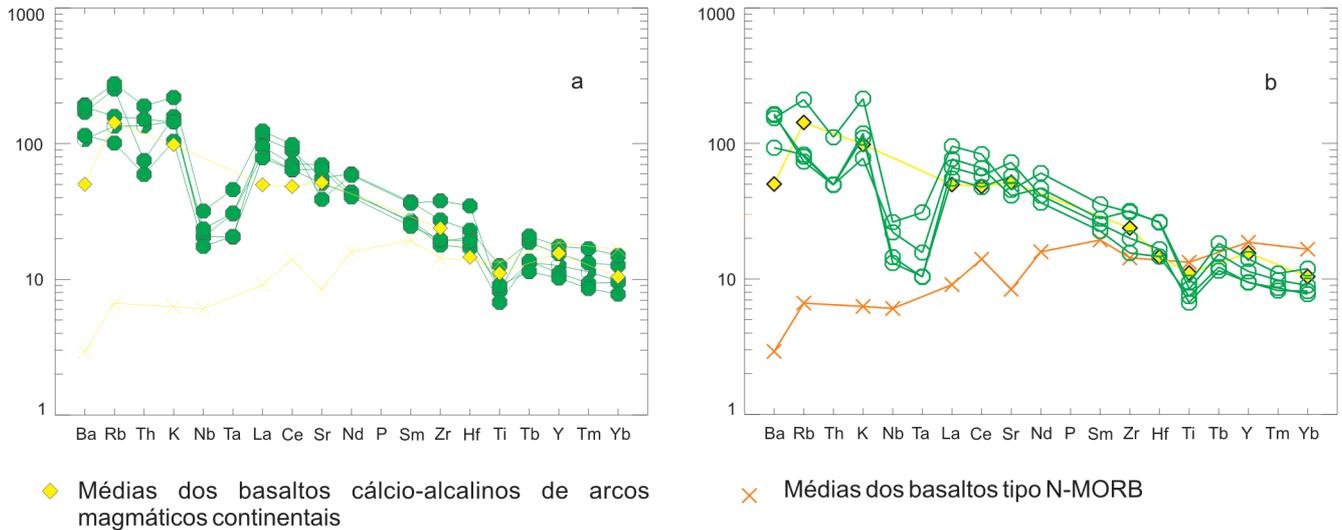


Figura 4.12.6 - Comportamento das amostras da unidade Lamprófiro Serra do Cupim no diagrama multielementar, com normalização ao chondrito (Thompson et al. 1982). (a) Amostras de diques, incluindo um espessartito (círculo parcialmente preenchido); (b) Amostras de rochas piroclásticas e lavas. Também são apresentados o comportamento das médias dos basaltos cálcio-alcálinos de arcos magmáticos continentais (Ewart 1982, apud Wilson 1989, p. 215) e dos basaltos tipo N-MORB (segundo Humphris et al., 1985, apud Wilson 1989, p. 300).

Tabela 4.12.3 – Composição química das amostras da unidade Lamprófiro Serra do Cupim.

AMOSTRAS	DIQUES					LAVAS E PIROCLÁSTICAS				
	HG-50B	HG-60C	HG-23A	HG-07	HG-21C	HG-196	HG-62	LM-172C	HG-190	
	DI	AND	ESP	QZMZDI	DI	Cp AND	AND	Cp AND	Hb AND	
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	52,94	54,69	57,20	59,15	59,85	52,09	54,09	54,97	56,07
	Al ₂ O ₃	16,49	17,49	16,29	14,51	15,08	15,64	17,22	14,86	15,74
	Fe ₂ O ₃	10,43	8,67	8,51	7,92	7,16	8,64	8,83	8,78	7,47
	MgO	4,04	3,21	3,67	4,13	4,36	7,13	5,20	5,40	5,50
	CaO	7,36	6,66	7,21	5,45	5,67	8,01	4,89	6,64	6,06
	Na ₂ O	3,54	3,81	3,27	3,34	2,94	2,37	4,02	2,30	3,75
	K ₂ O	2,24	1,45	2,08	3,10	2,03	1,64	1,08	2,99	1,54
	TiO ₂	1,28	0,90	0,85	0,83	0,68	0,74	0,84	0,94	0,67
	P ₂ O ₅	0,61	0,31	0,27	0,25	0,27	0,29	0,35	0,42	0,38
	MnO	0,17	0,12	0,16	0,14	0,15	0,14	0,13	0,15	0,16
	Cr ₂ O ₃	0,01	>0,01	>0,01	0,02	0,02	0,03	>0,01	0,02	0,03
	P.F.	0,50	2,50	0,20	0,80	1,40	3,10	3,20	2,20	2,30
	TOTAL	99,62	99,82	99,71	99,64	99,62	99,84	99,86	99,68	99,67
Elementos-traço (ppm)	Mo	1,50	0,20	0,10	0,70	<0,10	0,10	0,10	1,00	0,10
	Cu	153,10	54,40	66,90	43,40	47,10	50,40	69,50	64,80	42,00
	Pb	2,70	3,60	2,60	5,30	5,70	1,40	5,80	3,80	1,80
	Zn	67,00	85,00	51,00	60,00	50,00	57,00	198,00	67,00	71,00
	Ni	34,00	34,00	18,00	49,00	58,00	70,00	45,00	51,00	59,00
	Sc	24,00	19,00	23,00	22,00	17,00	24,00	16,00	22,00	18,00
	Ba	1150,10	765,10	731,10	1302,30	1253,10	1067,00	615,9	1026,60	1098,30
	Be	2,00	2,00	2,00	3,000	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Co	25,40	27,60	24,10	24,20	20,50	34,50	33,2	26,00	25,30
	Cs	3,20	2,50	1,30	3,40	1,20	0,80	1,40	1,50	0,90
	Ga	19,40	19,20	17,90	17,70	18,20	16,40	17,40	17,50	16,80
	Nb	7,10	5,90	7,10	10,90	8,00	4,40	7,40	8,90	4,90
	Rb	86,70	34,10	46,50	95,00	54,10	26,80	27,70	71,00	24,90
Sr	648,50	737,60	593,40	4490	802,20	650,50	467,40	518,5	826,00	

Tabela 4.12.3 – Continuação

AMOSTRAS		DIQUES					LAVAS E PIROCLÁSTICAS			
		HG-50B	HG-60C	HG-23A	HG-07	HG-21C	HG-196	HG-62	LM-172C	HG-190
		DI	AND	ESP	QZMZDI	DI	Cp AND	AND	Cp AND	Hb AND
Elementos-traço (ppm)	Ta	0,40	0,40	0,60	0,90	0,60	0,20	0,30	0,60	0,20
	Th	3,10	2,40	5,60	7,80	6,20	2,00	2,00	4,50	2,00
	U	0,90	0,80	1,70	1,80	1,60	0,50	0,70	1,40	0,40
	V	236,00	161,00	173,00	131,00	123,00	168,00	132,00	164,00	122,00
	W	0,70	1,60	1,10	0,90	1,00	0,30	0,40	1,20	0,20
	Zr	183,00	129,00	128,10	253,50	118,90	101,70	208,30	206,00	132,10
Y	30,20	19,70	24,90	34,30	21,60	18,00	21,80	27,20	18,30	
ETR	La	35,6	24,8	26,9	39,8	30,4	17,30	24,10	30,30	21,10
	Ce	75,5	53,4	54,6	83,5	59,7	39,50	54,70	69,70	48,30
	Pr	9,35	6,53	6,87	10,06	7,32	4,91	6,69	8,650	5,850
	Nd	36,9	24,6	26,2	36,1	26,9	22,10	28,10	36,80	25,10
	Sm	7,40	4,80	5,40	7,20	5,20	4,40	5,40	7,00	5,00
	Eu	1,91	1,49	1,41	1,60	1,57	1,26	1,31	1,46	1,33
	Gd	6,1	3,79	4,56	6,35	3,78	3,54	4,41	5,62	3,71
	Tb	0,95	0,57	0,68	1,06	0,69	0,61	0,76	0,92	0,58
	Dy	5,28	3,33	4,07	5,76	3,80	3,32	3,84	4,78	3,35
	Ho	1,04	0,67	0,92	1,17	0,78	0,65	0,80	0,97	0,67
	Er	3,00	2,01	2,32	3,65	2,01	1,76	2,17	2,58	1,92
	Tm	0,44	0,28	0,38	0,56	0,31	0,28	0,32	0,36	0,27
Yb	2,73	1,65	2,12	3,23	2,03	1,63	1,89	2,53	1,73	
Lu	0,43	0,3	0,38	0,59	0,33	0,27	0,31	0,31	0,27	
	Mg#	43,41	42,3	46,06	50,8	54,67	62,04	53,84	54,91	59,32
	FeO*	9,57	8,09	7,76	7,27	6,61	8,11	8,30	8,18	6,96
	K ₂ O/Na ₂ O	0,63	0,38	0,64	0,93	0,69	0,69	0,27	1,30	0,41
	La/Yb _N	8,52	10,05	8,48	8,24	10,01	7,1	8,53	8,01	8,16

Cp = clinopiroxênio; Hb = Hornblenda; AND = andesito; DI = diorito; ESP = espessartito; QZMZDI = quartzo-monzodiorito
FeO* - Calculado em base anidra a partir do Fe₂O₃ analisado.

e não mostra variação significativa dentro de cada um destes conjuntos. Este quadro se reflete em valores de Mg# distintos para os dois grupos (Tabela 4.12.3). A distribuição dos elementos traço, como Ni, Nb e Zr, não forma tendências coerentes com a variação em SiO₂ (Tabela 4.12.3), sendo que os teores em Ni tendem a ser mais elevados nas rochas extrusivas (Figura 4.12.4 d). Os conteúdos relativamente baixos neste último elemento reforçam a sugestão de que o conjunto de amostras estudado não representa a composição do magma mantélico primário.

Os padrões de distribuição dos elementos terras-raras (Figura 4.12.5), normalizados ao condrito (valores de Sun 1980), mostram um enriquecimento das ETR leves em relação às pesadas, com razões La/Yb_N entre 7,10 e 8,53 para as rochas efusivas, e entre 8,24 e 10,01 para as rochas de dique.

No diagrama multi-elementar com valores normalizados ao condrito (Thompson 1982), tanto as rochas efusivas como as rochas de diques exibem padrões bastante similares, sendo enriquecidas em elementos

incompatíveis em relação ao condrito. Mostram pronunciado fracionamento de HFSE em relação aos LILE (Rb, Ba, K e Sr), com depressões em Th, Nb, Ta e Ti (Figura 4.12.6 a, b). As depressões em Nb e Ta são mais pronunciadas nas rochas efusivas. Os conteúdos de Ti, Y e ETR são similares aos observados nos basaltos cálcio-alcalinos de margens continentais ativas. Com relação aos elementos incompatíveis mais móveis, verifica-se que as rochas estudadas são algo mais enriquecidas do que os basaltos cálcio-alcalinos de margens continentais ativas, sugerindo alguma contribuição de fonte mantélica sublitosférica continental previamente enriquecida por processos de subducção. A depressão acentuada em Nb e Ta sugere a contaminação dos magmas parentais por fontes crustais com assinatura de subducção, o que também poderia ter contribuído para o enriquecimento em elementos incompatíveis mais móveis.

A idade modelo T_{DM} de 1968 Ma, com valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ de + 1,5, está em consonância com um variado grau de contaminação por fontes crustais riacianas na geração das rochas analisadas.

4.12.6 Correlações

Os lamprófiros cálcio-alcálicos que ocorrem como diques no sudoeste do Estado do Pará, designados de Lamprófiros Jamaxim (Almeida *et al.* 1977, in: Vasquez *et al.* 2000), são considerados como manifestações finais do magmatismo granítico pós-orogênico a anorogênico (Vasquez *et al.* 2000). As idades obtidas para os lamprófiros de Roraima ($1766 \pm 6\text{Ma}$ e $1735 \pm 7\text{Ma}$, Pb-Pb por evaporação, este trabalho) são, no entanto, cerca de 200Ma mais jovens do que os granitos locais, e se aproximam da idade dos diabásios toleíticos da unidade Avanavero, que é de $1778 \pm 12\text{Ma}$ (Santos *et al.* 2000). Este quadro sugere que o magmatismo lamprófirico em Roraima relaciona-se com processos de extensão crustal em ambiente intracontinental.

4.13 Coberturas Cenozóicas

Na folha Vila de Tepequém ocorrem depósitos sedimentares paleógenos e neógenos brevemente comentados a seguir.

Coberturas detrítico-lateríticas, delimitadas com o uso de fotografias aéreas, ocorrem na região a leste da Serra Aricamã, onde recobrem parcialmente os granitos da Suíte Pedra Pintada, da Suíte Aricamã e as vulcânicas do Grupo Surumu. Estes depósitos detrítico-lateríticos são considerados como pertencentes à Formação Boa Vista (Barbosa & Andrade Ramos 1956), relacionada ao Paleógeno.

Os depósitos aluvionares recentes a subrecentes

(Neógeno) ocorrem ao longo das principais drenagens, sendo os mais expressivos aqueles dispostos ao longo do rio Urariquera, a oeste e noroeste da serra Tepequém, ao longo do baixo curso do igarapé Cabo Sobral, e na própria serra Tepequém, ao longo do igarapé do Paiva. Os depósitos de areia, argilas e cascalhos inconsolidados e semiconsolidados que margeiam o rio Urariquera correspondem a terraços aluviais e aluviões, de forma meandrante, cujos sedimentos afloram sob a forma de praias em épocas de estiagem e ficam temporariamente submersos durante a estação das chuvas. Os depósitos de areias e cascalhos situados a oeste e noroeste da serra Tepequém derivam dos rejeitos de antigos garimpos e da erosão de aluviões e rochas sedimentares da serra. No alto da serra Tepequém os depósitos ocupam uma planície recobrindo uma área de cerca de 1500km^2 que se estende na direção E-W margeando o igarapé do Paiva, constituindo a chamada Planície Intermontana Tepequém (Beserra Neta *et al.* 2008). De acordo com Beserra Neta *et al.* (2008) os sedimentos e solos que compõem esta planície são predominantemente arenosos, ricos em quartzo, muscovita e caulinita, derivados da alteração das rochas paleoproterozóicas da Formação Tepequém. No interior da seqüência de sedimentos são freqüentes as linhas de pedras, à base de seixos de quartzo leitoso e fragmentos de crostas lateríticas ferro aluminosas, provavelmente originados por fluxo de detritos durante chuvas torrenciais. A ocorrência de voçorocas, dolinas e dutos assinalam processos erosivos sobre estes depósitos, provavelmente intensificados pela abertura de cavas para a extração de diamantes em passado recente.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 INTRODUÇÃO

A área mapeada está inserida na porção centro-norte de Roraima, onde mega-feições estruturais infletem de E-W (a WNW-ESE) para NE-SW (Figura 2.2 e 2.3). Esta mega-estruturação é marcada tanto por feições deformacionais relacionadas a um evento tectono-termal mais antigo, na fácies anfíbolito a granulito, como por um arranjo de falhas, fraturas e zonas de cisalhamento que reativaram a estruturação prévia em níveis crustais mais rasos. O evento tectono-termal na fácies anfíbolito a granulito é interpretado no presente trabalho como relacionado à evolução do Cinturão Cauarane-Coeroene (Figura 2.4), no início do Orosiriano, que marca a fase colisional da evolução tectônica regional. O Episódio K´Mudku em torno de 1,20 Ga foi responsável pela principal reativação que afetou a estruturação mais antiga.

Na folha Vila de Tepequém as unidades litoestratigráficas dispõem-se segundo a mega-estruturação regional (Figuras 2.3, 2.4 e 3.1) que controlou a colocação dos principais corpos granitóides e a evolução e reativação das feições estruturais dúcteis e rúpteis observadas. As unidades litoestratigráficas cartografadas são caracterizadas por acervos estruturais bastante distintos. Feições estruturais relacionadas ao estágio magmático/submagnético estão muito bem desenvolvidas nos granitóides Trairão e Mixiguana. Nos granitóides mais jovens (suítes Aricamã e Pedra Pintada) tais feições estão ausentes ou são de pouca expressividade. Por outro lado, estruturas desenvolvidas em estado sólido sob temperaturas moderadas a altas, relacionadas ao evento tectono-termal do início do Orosiriano, estão restritas às unidades mais antigas. Em especial, as supracrustais Cauarane mostram um padrão de dobramento polifásico, desenvolvido na fácies anfíbolito superior que contrasta fortemente com o quadro verificado nas unidades litoestratigráficas mais jovens, isentas desta intensa deformação. Estas unidades litoestratigráficas mais jovens registram um acervo de feições estruturais desenvolvidas sob temperaturas baixas, relacionadas ao Episódio K´Mudku. Este episódio promoveu a evolução de texturas miloníticas (e cataclásticas) nas rochas granitóides, enquanto nos vulcanitos Surumu e Cachoeira da Ilha e nas rochas sedimentares da Formação Tepequém as feições primárias, em geral muito bem preservadas, foram afetadas por dobramentos, sendo que em algumas zonas de deformação mais pronunciada, desenvolveu-se uma clivagem.

5.2 FEIÇÕES ESTRUTURAIS DESENVOLVIDAS NO ESTÁGIO MAGMÁTICO

5.2.1 Suíte Trairão

Nos granitóides da Suíte Trairão observa-se uma foliação magmática, conferida pela orientação preferencial planar de cristais de feldspatos, e de agregados de minerais máficos. Esta foliação é comumente paralela ao bandamento composicional centimétrico a decimétrico ou métrico (Figuras 4.1.1 a, b, c), marcado pela alternância de tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos, leucogranodioritos e monzogranitos. Nos tipos gnáissicos identificados na suíte, o bandamento composicional é mais fino, e desenha dobras fechadas a isoclinais, sem raízes em padrão indicativo de alta mobilidade, que poderia ser confundindo com uma feição migmatítica. Entretanto, nas rochas estudadas o bandamento é conferido pela presença de bandas ou “veios” mais pobres em minerais máficos, com frequência de composição leucogranodiorítica, que não correspondem a fusões crustais, sob condições do “minimum melt”, dos granodioritos e tonalitos que hospedam tais “veios”. Além do mais, a análise microtectônica dos granitóides e dos tipos gnáissicos (ver item 4.1.4) demonstrou que estas rochas registram baixa magnitude de strain e que o bandamento composicional tem origem ígnea (Figuras 4.1.3 a, b, c). Mesmo nos tipos gnáissicos com bandamento mais fino, por vezes dobrado, a textura hipidiomórfica granular é claramente reconhecida, indicando que as feições observadas em afloramento, não foram geradas em estado sólido, mas refletem processos ainda em estágio magmático. Como comentado no capítulo 4.1, observou-se na região do rio Ajaraí, um xenólito de microtonalito em um granitóide Trairão. O microtonalito mostra uma foliação interna S_n dobrada com foliação de plano axial S_{n+1} . A foliação S_{n+1} dispõe-se paralelamente à foliação / bandamento composicional observada no granitóide encaixante e, por outro lado, ocorrem apófises do granitóide dobradas dentro do xenólito (Figura 4.1.2 b). Este quadro sugere que o xenólito de microtonalito, já com a foliação S_n foi capturado pelo magma Trairão, que injetou apófises no xenólito. S_n foi dobrada com a evolução da foliação S_{n+1} , desenvolvida em estado sólido dentro do xenólito, ao mesmo tempo em que na encaixante desenvolvia-se uma foliação no estágio magmático, paralela a S_{n+1} e

que as apófises eram injetadas e dobradas.

As feições estruturais observadas na Suíte Trairão desenvolveram-se em estágio magmático, durante a colocação do corpo, que provavelmente ocorreu em situação sin-cinemática. O campo de stress diferencial atuante no estágio pré-colisional da evolução tectônica regional deve ter controlado a forte estruturação observada nas rochas da suíte.

O bandamento / foliação magmática dispõe-se comumente em direções próximas a WNW-ESE e exibe mergulhos altos em geral maiores que 50° para NNE ou SSW ou para SE (Figura 5.1).

5.2.2 Granito Mixiguana

Nos granitóides Mixiguana é comum a presença de uma foliação magmática muito bem desenvolvida conferida pela orientação preferencial planar de cristais de feldspatos, e de agregados de minerais máficos (ver item 4.4.2). Esta foliação dispõe-se paralelamente aos limites do corpo, que segue a estruturação das supracrustais Cauarane (Figuras 2.3 e 3.1). Este quadro deve refletir a colocação do corpo durante os estágios finais da deformação registrada nas supracrustais, relacionada à evolução do Cinturão Cauarane-Coeroene.

5.3 FEIÇÕES ESTRUTURAIS DESENVOLVIDAS SOB TEMPERATURAS MODERADAS E ALTAS, RELACIONADAS AO EVENTO TECTONO-TERMAL DO INÍCIO DO OROSIRIANO

5.3.1 Feições estruturais na Suíte Trairão

Além das estruturas desenvolvidas no estágio magmático, as rochas da Suíte Trairão exibem feições microestruturais indicativas de deformação em estado sólido, sob temperaturas moderadas em torno de 450°C (ver item 4.1.4). Estas feições estão presentes na maioria das lâminas delgadas estudadas, distribuídas por todo o corpo, e registram baixa magnitude de strain, sendo que rochas mais deformadas, correspondendo a milonitos e protomilonitos, estão restritas às proximidades do contato NW do corpo, ao longo de uma zona de cisalhamento. O quadro verifica-se diferente do observado, por exemplo, nos granitóides Pedra Pintada com o qual a Suíte Trairão faz contato. Nos granitóides Pedra Pintada os registros de deformação em estado sólido ocorrem apenas ao longo da zona de cisalhamento (Figura 3.1) e não distribuídos por todo o corpo, como na Suíte Trairão. Por outro lado, as feições microestruturais nos granitóides Pedra Pintada indicam condições de temperatura algo mais baixas, em torno de 350°C, antes do início da recristalização nos feldspatos alcalinos, enquanto na Suíte Trairão, estes feldspatos estão incipientemente recristalizados em várias amostras. Neste contexto, é provável que a Suíte Trairão guarde registros de uma deformação heterogênea que afetou o corpo, antes da intrusão dos granitóides Pedra Pintada. Esta deformação sob temperaturas em torno de 450°C deve estar relacionada à fase final do evento tectono-termal registrado nas supracrustais Cauarane, como discutido no item 5.6.

As observações microtectônicas nas rochas da uni-

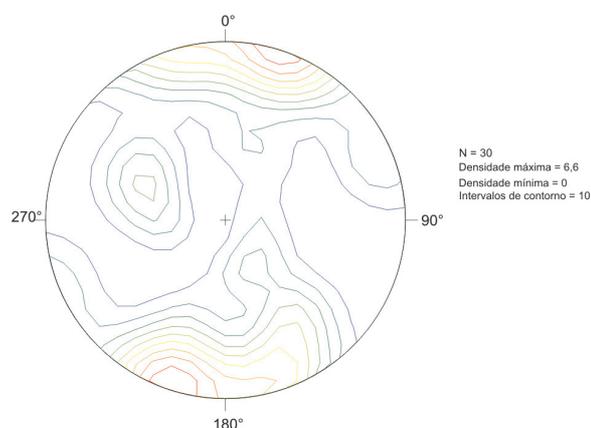


Figura 5.1 - Diagrama de projeção estereográfica (igual-área, hemisfério inferior) do polo do bandamento composicional/foliação magmática na Suíte Trairão.



Figura 5.2 - Padrão de dobras nas Supracrustais Cauarane. (a) Dobras isoclinais D1 afetadas por dobras fechadas D2. Afloramento LM 40; (b) Dobra D1 dobrada. Afloramento LM 40; (c) Dobra D3. Afloramento LM 40.

dade no Granito Mixiguana não foram suficientes para uma avaliação conclusiva.

5.3.2 Dobras e foliações relacionadas às fases D_1 , D_2 e D_3 no Grupo Cauarane

O número de afloramentos descritos e de medidas estruturais obtidas nas supracrustais Cauarane foi muito reduzido, dificultando a análise espacial das foliações, lineações e dobras. Entretanto as observações permitiram a caracterização de um acervo estrutural marcado por pelo menos três fases de dobramento (Figura 5.2 a, b, c). Dobras isoclinais D_1 , com eixos exibindo altos ângulos de caimento para SE, relacionadas à foliação S_1 , são afetadas por dobras fechadas (D_2) com eixos subparalelos àquelas relacionadas à D_1 . Uma forte foliação de plano axial, S_2 , está associada às dobras D_2 e corresponde à principal feição planar nas supracrustais. Tanto S_1 quanto S_2 são marcadas pela mesma assembléia de minerais metamórficos. Nos paragneisses e xistos aluminosos esta assembléia é constituída de quartzo + feldspatos + biotita + muscovita \pm cordierita \pm sillimanita, registrando condições da fácies anfibolito superior durante o metamorfismo M_1 , sin-cinemático (ver item 4.2.4). Todo o pacote é redobrado por dobras D_3 , abertas a fechadas com eixos mergulhando para NW, e foliação de plano axial variando de discreta (Figura 5.2 c) a, muito localmente, desenvolvida. As feições D_3 foram observadas em um número muito reduzido de afloramentos e não foi possível a caracterização das condições metamórficas associadas. A colocação dos granitóides Mixiguana deve ter sido controlada pelas estruturas D_3 , que promoveram megadobramentos na foliação S_2 na porção sudeste da área. D_3 deve ter sido também responsável pela evolução da zona de cisalhamento que promoveu a colocação das supracrustais Cauarane em contato com a Suíte Trairão.

5.4 FEIÇÕES ESTRUTURAIS DESENVOLVIDAS SOB TEMPERATURAS BAIXAS, RELACIONADAS AO EPISÓDIO K' MUDKU (~1,20 GA).

5.4.1 Dobras e foliações nos vulcanitos do Grupo Surumu e Formação Cachoeira da ilha e rochas sedimentares da Formação Tepequém

O acamadamento primário S_0 nos vulcanitos do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha mergulha comumente entre 30° e 70° para direções próximas a N e S, embora as direções possam variar bastante (Figura 5.3 a). O comportamento de S_0 reflete a presença de grandes dobramentos, que infelizmente, devido à ausência de camadas-guia nos pacotes vulcânicos, não puderam ser cartografados. Estes dobramentos encontram-se delineados nas imagens de RADAR (RADAM) e MDT (Modelo Digital de Terreno, elaborado a partir dos dados da SHUTTLE Radar Topographic Mission – SRTM) (Figura 3.1). Dobras mesoscópicas foram localmente observadas. Ocorrem raras dobras fechadas com eixos tendendo a NS que foram tentativamente interpretadas como relacionadas a uma fase de dobramento D_4 . Estas dobras, com eixos na direção N-S, são aparentemente afetadas por dobras D_5 com eixos mergu-

lhando até 20° para WSW ou ENE, em geral abertas, sendo que e em algumas faixas de mais alto strain, como ao longo do rio Amajari, desenvolveu-se uma clivagem S_5 . A clivagem S_5 é definida por filmes anastomosados e descontínuos de material muito fino (localmente identifica-se sericita finíssima) separando micrólitos de até 1mm, e com frequência se confunde com a estrutura fluidal primária ou com feições relacionadas ao soldamento e a compactação acentuadas das lentes de púmice nos ignimbritos. A clivagem S_5 mostra fortes mergulhos para direções próximas a 165° ou 345° (Figura 5.3.c).

O acamadamento sedimentar nas rochas sedimentares da Formação Tepequém exhibe mergulhos variando de suaves, entre 5 e 15°, até fortes, entre 60° e 80° (Figura 5.3d), desenhando em mapa antiformais e sinformais, alguns com geometria de braquiantiformais e braquissinformais, com eixos na direção WSW-ENE, relacionadas à D_5 (Figura 3.1). Os dobramentos foram facilmente cartografados com o apoio da fotografia aérea, onde uma excelente camada-guia, o conglomerado do Membro Cabo Sobral, pôde ser seguido. As camadas conglomeráticas da porção média do Membro Funil também puderam ser delineadas com o auxílio da fotografia aérea. No campo, os dobramentos mais fechados ocorrem no centro da serra, onde, em perfis N-S de 200m a 300m (estações LM-185 e LM-199), foi possível mapear os flancos norte e sul de um sinclinal, mostrando o acamadamento sedimentar mergulhando entre 60° e 76° para NNW no flanco norte, e para SSE no flanco sul (ver mapa geológico). Em escala de afloramento, localmente foram observadas dobras abertas, ocasionalmente assimétricas, via de regra flexurais (Figura 5.3e), com eixos mergulhando entre 18° a 50° para W, sem foliação de plano axial desenvolvida. Em algumas zonas de mais alto strain desenvolveu-se uma clivagem espaçada nos psamitos e uma clivagem ardosiária nos pelitos, como no flanco norte da serra (estação LM-201), na cachoeira do Funil (estação LM-192), e em alguns afloramentos na parte central da serra do Tepequém (estações AD-04 A, LM-185, LM-197). Deve-se ressaltar, no entanto, que na grande maioria dos afloramentos descritos e lâminas petrográficas estudadas (ver item 4.9.5) não ocorrem sinais de foliação e os argilominerais não exibem orientação alguma. A clivagem S_5 na Formação Tepequém mostra orientação próxima à verificada nos vulcanitos (Figura 5.3.f). Foram também observadas falhas locais, associadas aos flancos de dobras abertas, ou zonas com veios de quartzo em echelon ou em tension gashes. Na parte central da serra Tepequém ocorrem veios de quartzo com hematita associada.

As dobras D_5 e a clivagem S_5 observadas no Grupo Surumu e Formações Cachoeira da Ilha e Tepequém, estão, provavelmente, relacionadas ao episódio K'Mudku (-1,2Ga), diferentemente do proposto por a Fraga et al. (1994) e Fraga (1999), que sugerem que a deformação principal registrada nas vulcânicas Surumu não teria afetado a cobertura sedimentar da Formação Tepequém.

5.4.2 Zona de Cisalhamento

Uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil foi tentativamente delineada na porção sudoeste da área ao longo de

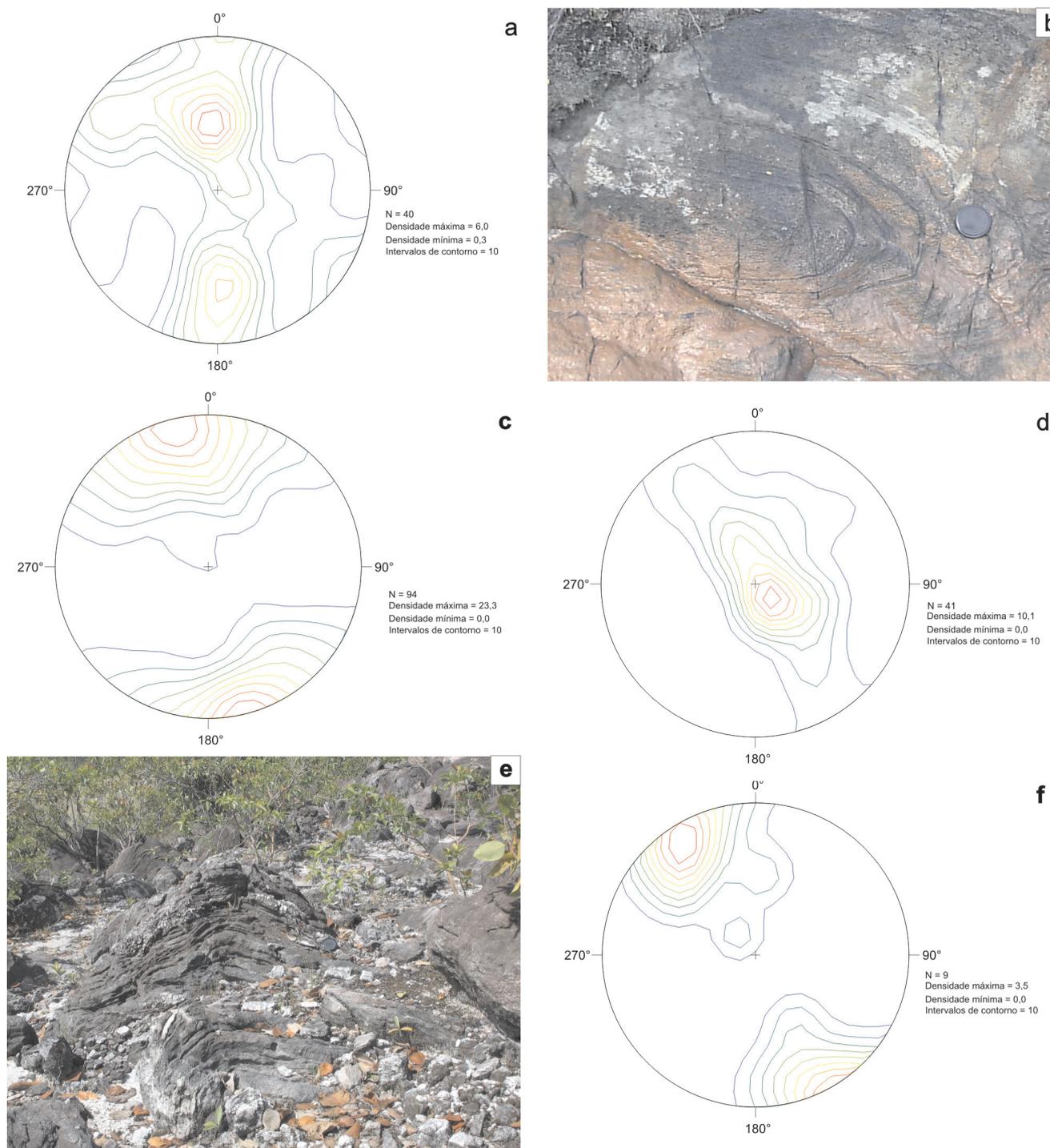


Figura 5.3 - (a) Diagrama de projeção estereográfica (igual-área, hemisfério inferior) do polo do acamadamento primário nas vulcânicas Surumu; (b) Dobra fechada sem desenvolvimento de foliação de plano axial em ignimbrito do Grupo Surumu. Afloramento LM-170 ; (c) Diagrama de projeção estereográfica (igual-área, hemisfério inferior) do polo da foliação S_5 nas vulcânicas Surumu; (d) Diagrama de projeção estereográfica (igual-área, hemisfério inferior) do polo do acamadamento sedimentar na Formação tepequém; (e) Dobramento flexural em arenito da Formação Tepequém. Afloramento LM-186; (f) Diagrama de contorno do polo da foliação S_5 na Formação Tepquém.

uma faixa na direção NE-SW onde texturas miloníticas obliteram as feições primárias nos granitóides Trairão, em um pequeno corpo relacionado à Suíte Pedra Pintada e nas rochas subvulcânicas do Grupo Surumu. Como comentado no item 5.2 os granitóides Trairão guardam registros de uma deformação prévia e, desta forma, as feições desenvolvidas na Suíte Pedra Pintada caracterizam melhor

as condições durante a evolução desta zona de cisalhamento. Na suíte observam-se protomilonitos com porfiroclastos de feldspatos falhados e fragmentados e, em parte, cominuídos para um fino agregado de feldspato alcalino e sericita (figura 5.4); o feldspato alcalino e o plagioclásio não mostram sinais de recristalização por rotação de subgrãos ou por migração da fronteira entre os

grãos; e o quartzo encontra-se recristalizado. As feições microestruturais observadas sugerem temperaturas em torno de 350°C, na transição dúctil-rúptil (Figura 5.4).

Aparentemente esta zona de cisalhamento dúctil-rúptil se prolonga para NE e grada a uma zona caracterizada por falhas NE-SW associadas a brechas e cataclasitos. Esta transição das condições de deformação de dúctil-rúptil para rúptil deve refletir a proximidade da superfície já que para NE temos o contato com as rochas vulcânicas e a fácies mais superficial do corpo Trovão (capítulo 4.5). A foliação milonítica orienta-se segundo NE-SW infletindo para E-W na terminação nordeste da zona de cisalhamento com fortes mergulhos SE e S. Não foram observados indicadores cinemáticos seguros, sendo a movimentação transcorrente suposta a partir dos altos ângulos da foliação milonítica.

5.5 FALHAS E FRATURAS

O arranjo de falhas e fraturas verificado na área mapeada (Figura 5.5 a, b, c, 4.12.1 a) reflete a superposição de eventos de tectônica rúptil e dúctil-rúptil, como discutido no item 5.6, o que torna difícil a interpretação da geometria resultante.

Na escala do mapa ocorrem falhas e fraturas, bem representadas nas imagens de RADAR (RADAM) e no MDT (Modelo Digital de Terreno, elaborado a partir dos dados da SHUTTLE Radar Topographic Mission – SRTM), sendo as mais proeminentes delineadas no mapa geológico. Estas falhas e fraturas estão dispostas principalmente nas direções WNW-SSE, E-W e NE-SW (Figura 3.1), com algumas falhas WNW-SSE infletindo para E-W na sua terminação sudeste. São caracterizadas pela presença de cataclasitos e veios de quartzo, e estão comumente associadas a intensa alteração hidrotermal, situação especialmente comum na porção a leste da Serra Aricamã. Nesta região as falhas são frequentes e, localmente, estão associadas a finas zonas com epidoto ou turmalina (Figura 5.5 c).

Na escala de afloramento as falhas e fraturas mostram direções bastante variáveis, o que deve refletir a superposição de eventos tectônicos, sendo que não foi possível a caracterização sistemática da movimentação ao longo dos planos de falha. Apesar da grande variação, observa-se o predomínio de estruturas nas direções próximas N11E, N31E, N81E e N89W (Figura 5.6) com mergulhos fortes, em geral maiores do que 80°, em quadro sugestivo de um arranjo relacionado a um binário destal aproximadamente

E-W, no entanto, este permanece um tema para futuras investigações.

5.6 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A colocação da Suíte Trairão, que constitui o embasamento da área, ocorreu provavelmente em situação sin-cinemática, sob um campo de esforços diferenciais associado à fase pré-colisional da evolução tectônica regional. Posteriormente instalou-se a “bacia Cauarane”, que foi fechada, polidobrada e metamorfoisada, durante a evolução do Cinturão Cauarane-Coeroene, que representa a fase colisional do orógeno. As supracrustais Cauarane foram submetidas à pelo menos três fases de dobramentos, D₁, D₂ e D₃. O pico do metamorfismo M₁ sin-cinemático ocorreu em torno de 1995 ± 4 Ma (U-Pb, SHRIMP, ver capítulos 4.2 e 4.3), idade obtida para um corpo de granito tipo-S, embutido no Grupo Cauarane. Nas rochas da Suíte Trairão as feições deformacionais geradas em estado sólido sugerem baixa magnitude de strain e temperaturas moderadas em torno de 450°C. O contraste entre o padrão estrutural verificado entre as duas unidades é interpretado como resultado da justaposição tectônica do Grupo Cauarane à Suíte Trairão, ao final do evento tectono-termal registrado nas supracrustais, embora o contato entre as unidades não tenha sido caracterizado no campo.

Ao final do paleoproterozóico, um evento tectônico regional reativou o arcabouço mais antigo e levou à evolução de um arranjo de falhas que controlou a instalação de bacias sedimentares representadas pelo Supergrupo Roraima, e, na Folha Vila de Tepequém, pela Formação Tepequém. A presença de diques das unidades Diabásio Avanavero e Lamprófiro Serra do Cupim (Figura 4.12.1 a) registra esta tectônica rúptil do final do Paleoproterozóico. Uma nova reativação em ambiente rúptil ocorreu durante a colocação dos corpos de granito rapakivi e a instalação das bacias sedimentares proterozóicas pós- 1,5 Ga (coberturas quasi-Roraima, Figura 2.2), que ocorrem a NW da área estudada. Em torno de 1,2 Ga o Episódio K` Mudku promoveu a última reativação proterozóica importante da estruturação desta porção do Escudo das Guianas, com a evolução de zonas de cisalhamento NE-SW sob condições da interface dúctil-rúptil, e provavelmente também de falhas e fraturas. O episódio deve ter controlado a evolução dos

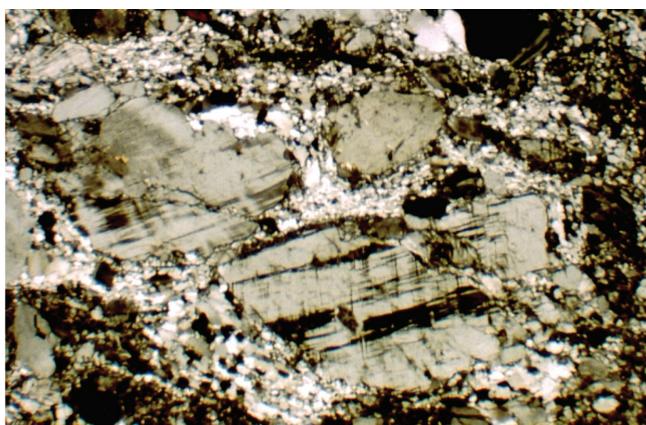


Figura 5.4 - Granito da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, milonítica, mostrando feições microtectônicas desenvolvidas sob condições de temperaturas baixas (350°-400°C). Feldspatos fragmentados e em parte cominuídos para finos agregados de feldspatos (albita) e sericita. Quartzo encontra-se recristalizado. Lâmina LM-55B. Polarizadores cruzados.

dobramentos verificados nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu e Formação Cachoeira da Ilha e sedimentares da Formação Tepequém. O quadro cinemático durante o episódio K'Mudku merece ainda investigações regionais, mas, para a área mapeada, sugere-se uma tectônica transpressional, com compressão principal na direção N15W, perpendicular a foliação S_5 nas vulcânicas Surumu e nas rochas sedimentares da Formação Tepequém.

Finalmente no mesozóico, durante a abertura do oceano Atlântico, ocorreu uma importante reativação do arcabouço tectônico regional que culminou com a instalação do Graben do Tacutu a sudeste da área mapeada (Figura 2.3). A importância desta tectônica mesozóica na folha Vila de Tepequém ainda não foi devidamente estudada, mas é provável que parte do arranjo de falhas da área tenha sido reativado.

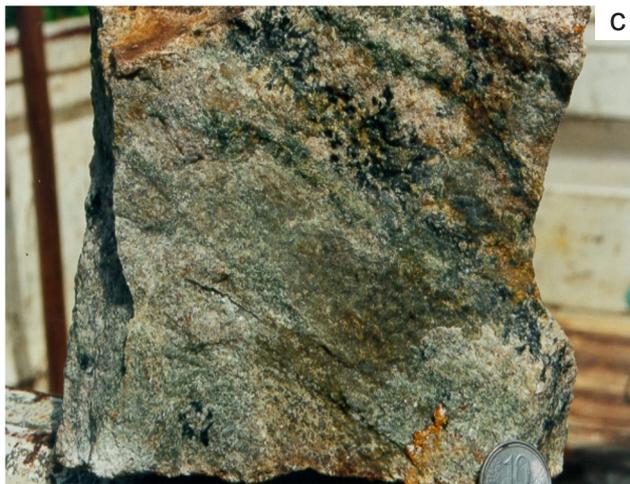
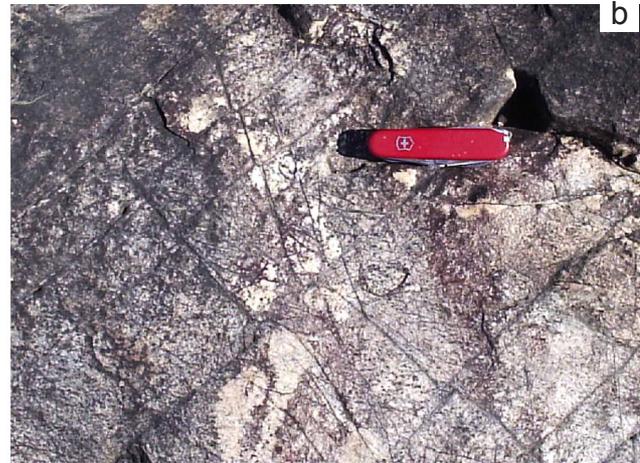


Figura 5.5 - Feições rúpteis: (a) Falhas em ignimbrito do Grupo Surumu. Afloramento LM-10; (b) Padrão de fraturas em ignimbrito do Grupo Surumu. Afloramento LM-113; (c) Veio de quartzo com turmalina em zona de falha. Afloramento LM- 86D.

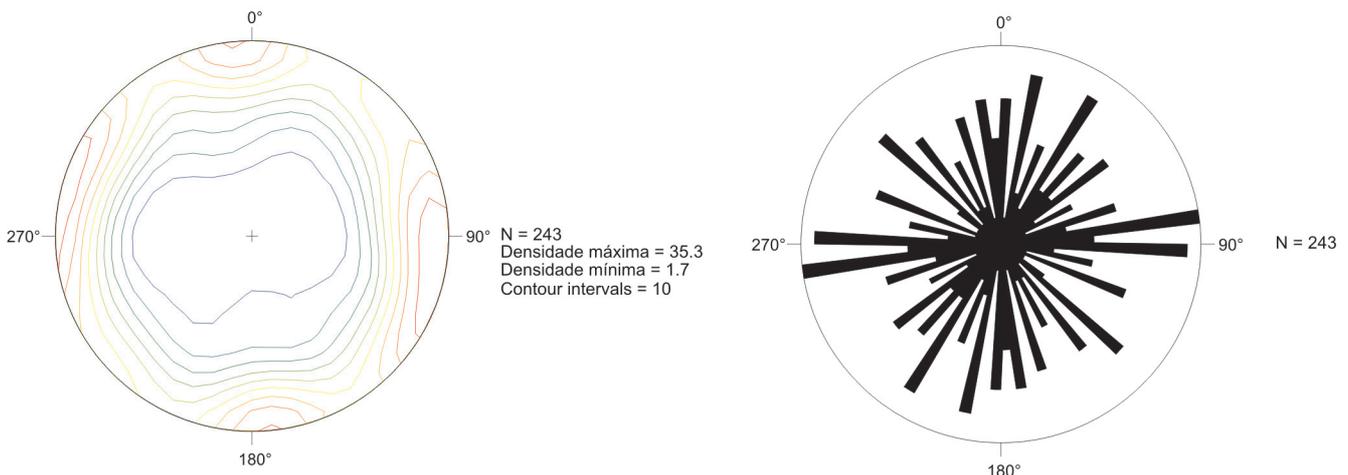


Figura 5.6 - (a) Diagrama de projeção estereográfica (igual-área, hemisfério inferior) do polo das superfícies de falha e fratura; (b) Diagrama de rosetas para a direção das superfícies de falha e fratura.

6. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A Folha Vila de Tepequém está situada na parte central do Escudo das Guianas, porção norte do Craton Amazônico. Em grande parte devido à escassez de dados de campo /laboratoriais, a evolução tectônica do craton tem sido abordada principalmente a partir dos modelos de províncias geocronológicas (Santos *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004). Neste sentido, o mapeamento geológico da folha Vila de Tepequém na escala de 1:100.000 permitiu a formação de um rico acervo de dados geológicos (estruturais, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos, de isótopos Sm-Nd, etc...), que contribuiu para a elaboração de um modelo de evolução geotectônica para a porção central do Escudo das Guianas (Figura 6.1).

Na Suíte Trairão predominam rochas granodioríticas a tonalíticas do tipo I, cálcio-alcálicas, de médio a alto-K com idades de cristalização entre 2044 Ma e 2026 Ma. Os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ são positivos (+2,2 a +3,1) e as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) situam-se entre 2024 e 2090 Ma. Considerando este quadro e os dados Sm-Nd disponíveis para porção central, norte e noroeste de Roraima (Fraga 2003, Costa 2005; Santos *et al.* 2003a) que indicam via de regra idades Sm-Nd (T_{DM}) riacianas associadas a valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos, é possível sugerir que a Suíte Trairão represente um arco magmático edificado nas bordas de um continente recém-formado pela aglutinação de arcos magmáticos riacianos intraoceânicos (Figura 6.1a). A instalação do arco Trairão seria o reflexo das profundas mudanças no interior da recém aglutinada massa crustal riacina causada pela colisão do bloco arqueano no extremo norte do Escudo das Guianas, ao longo do Cinturão Imataca, ocorrida em torno de 2,02 Ga (Santos *et al.* 2006b). Em um ambiente orogênico, intimamente relacionado à evolução da Suíte Trairão, formou-se o Grupo Cauarane, composto por paragneisses aluminosos com intercalações de mica xistos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, metacherts e gondito. A deposição ocorreu entre 2038 Ma (cristais de zircão detríticos nas supracrustais U/Pb SHRIMP, Santos 2003, *In*: CPRM 2003) e 1995 Ma (idade dos granitos tipo-S que representam o pico do metamorfismo M_1 , na seqüência). Sugere-se para a bacia Cauarane um ambiente de margem continental ativa, ou

de bacias de *back-arc*, relacionadas ao arco magmático Trairão. A idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2135Ma com $\epsilon_{Nd}(T)$ positivo, de +1,8, sugere fontes com limitada residência crustal para as supracrustais. O Grupo Cauarane foi posteriormente deformado e metamorfoisado durante um evento tectono-termal relacionado à fase colisional do orógeno (Figura 6.1b), e tectonicamente colocado em contato com os granitoides Trairão. As supracrustais sofreram, pelo menos, três fases de deformação, sendo que duas delas ocorreram sob a fácies anfíbolito superior, durante o Metamorfismo M_1 , sin-cinemático, associado à fusão parcial dos metassedimentos e geração de corpos de granito tipo-S (Granito Amajari) em torno de 1995 Ma. Esta fase colisional foi responsável pela evolução do Cinturão Cauarane-Coeroene, megafeição tectônica que divide o Escudo das Guianas em dois blocos (Figura 2.4) e que limita a sul os terrenos granito-*greenstone*, riacianos típicos da borda norte do escudo. A Folha Vila de Tepequém abrange uma pequena parte do setor noroeste do cinturão. Após a fase colisional e a exumação das rochas metamorfoisadas sob a fácies anfíbolito superior seguiu-se um intenso magmatismo pós-colisional (Figura 6.1 c), concentrado ao longo de uma faixa alinhada a norte do cinturão Cauarane-Coeroene (Figura 2.4), refletindo provavelmente a instabilidade térmica no manto, gerada pelo *slab breakoff* após a colisão. O metamorfismo M_2 , estático na fácies anfíbolito, verificado nas supracrustais Cauarane deve refletir o efeito (fusão local?) deste intenso magmatismo. Na área mapeada o magmatismo pós-colisional é representado por rochas granitoides e vulcânicas do tipo-I, cálcio-alcálicas de alto-K, da Suíte Pedra Pintada e Grupo Surumu e do tipo-A da Suíte Aricamã e Formação Cachoeira da Ilha, e teve seu ápice em torno de 1986 Ma. A contemporaneidade entre magmatismos cálcio-alcálico de alto-K e do tipo-A é comum no estágio pós-colisional, onde estas rochas representam predominantemente fusões crustais a partir de fontes juvenis, recém-formadas na etapa pré-colisional, mostrando, no entanto, composições e condições de fO_2 distintas. Este quadro é coerente com as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1978 e 2273 Ma e os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +0,6 e +3,6 calculados para as unidades Pedra Pintada,

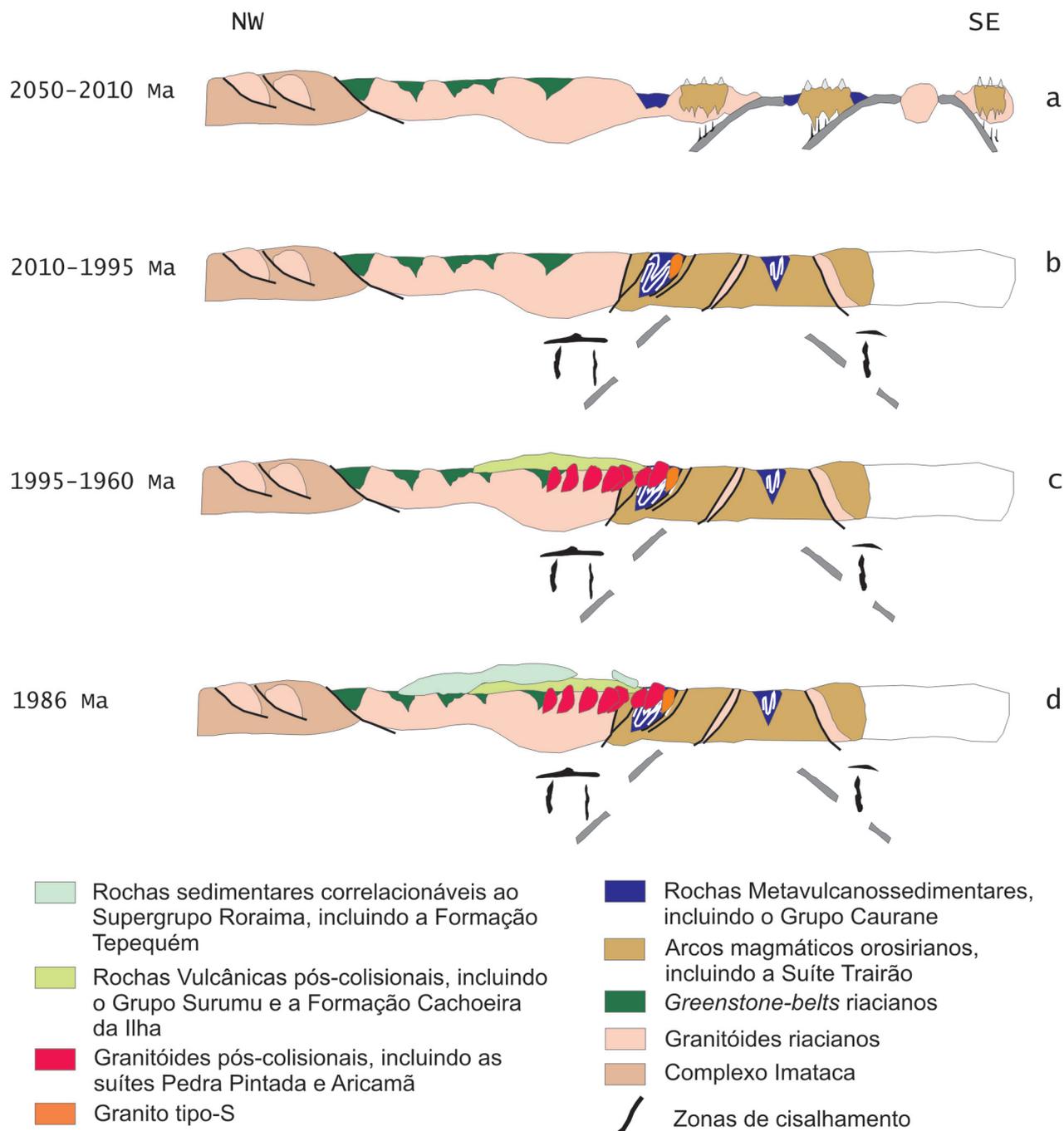


Figura 6.1 - Modelo de evolução geotectônica para a porção central do Escudo das Guianas.

Surumu e Aricamã.

Após a estabilização do orógeno Trairão, durante uma fase tectônica extensional ao final do Orosiriano, evoluíram grandes bacias que receberam o Supergrupo Roraima, representado na área estudada pela Formação Tepequém (Figura 6.1 d). A colocação de inúmeros diques das unidades Diabásio Avanavero e Lamprófiro Serra do Cupim, e, provavelmente, também de pequenos corpos de hornblenda gabros e hornblenditos da unidade Gabro

Igarapé Tomás, registra a continuidade da fase tectônica extensional até o limite Orosiriano / Estateriano.

Finalmente, durante o Episódio K'Mudku, que representa o reflexo intraplacas da tectônica colisional na borda do continente em torno de 1,2 Ga, evoluíram zonas de cisalhamento na interface dúctil-rúptil e falhas nas unidades granitóides, além e dobras nos vulcanitos Surumu e Cachoeira da Ilha e nas rochas sedimentares da Formação Tepequém.

7. RECURSOS MINERAIS E METALOGÊNESE

7.1 INTRODUÇÃO

Os trabalhos envolvidos na investigação sobre os recursos minerais e metalogênese da folha Vila de Tepequém incluíram visitas a antigos garimpos e ocorrências conhecidas, bem como a avaliação de ocorrências encontradas e cadastradas durante os trabalhos de mapeamento geológico. Dados de análises petrográficas, litoquímicas, de inclusões fluidas e de difratometria de raios X foram utilizados complementarmente.

Com relação ao ouro, foram aproveitados os dados de contagem de pintas em concentrados de bateia de material aluvionar com o intuito de caracterizar a distribuição regional do metal e avaliar, com base no ambiente geológico, estruturas, litologia e idade, possíveis unidades hospedeiras de ouro primário.

Uma listagem das ocorrências minerais da folha mapeada e dos pontos com indícios de ouro, detectados sob a forma de pintas, é apresentada na Tabela 7.1.

7.2 DIAMANTE

O diamante é o bem mineral até hoje mais explorado na região de Roraima, sendo em grande parte proveniente de placeres aluvionares desenvolvidos por degradação de níveis de conglomerado intercalados na seqüência sedimentar paleoproterozóica do Supergrupo Roraima (Dardenne & Schobbenhaus 2001).

Na serra do Tepequém, que corresponde a um testemunho do Supergrupo Roraima na folha mapeada, o diamante é de procedência aluvionar e, secundariamente, oriundo de colúvios e elúvios (Borges & D'Antona 1988). Sua extração teve início em 1937, através de garimpagem ao longo dos igarapés Paiva e seu afluente, Cabo Sobral (Figura 7.1a). O garimpo teve seu apogeu entre 1941 e 1943, sendo que nos anos 80 a exploração tornou-se mecanizada e o ouro passou a ser um subproduto do diamante. Nesta época, a produção de diamante atingiu cerca de 1.000 ct/mês, com teores de corte entre 0,33 e 0,042 ct/m³ (Borges & D'Antona 1988). Atualmente a lavra é feita de forma esporádica, semi-mecanizada (estações LM-199 e AD-12), e a produção é pouco

significativa, sendo que as áreas aluvionares encontram-se quase totalmente exauridas.

O diamante da serra do Tepequém é tido como proveniente dos conglomerados oligomíticos do Membro Cabo Sobral (ver Figura 4.9.3e) e, subsidiariamente, dos conglomerados do Membro Paiva da Formação Tepequém (CPRM 1999). Nestas rochas, o diamante e outros componentes detríticos pesados constituiriam concentrações comparáveis aos paleoplaceres auríferos do depósito neoarqueano de Witwatersrand, na África do Sul, e de outros depósitos proterozóicos igualmente associados a conglomerados, como os da Serra de Jacobina, na Bahia, e os depósitos de Tarkwa, em Ghana (Frimmel *et al.* 2005).

Nos conglomerados da Formação Tepequém, os seixos de quartzo leitoso e os fragmentos líticos de arenitos, argilitos e tufos são provavelmente derivados de veios e de rochas formadas na própria bacia sedimentar (ver ítem 4.9.4). Já o diamante e os demais minerais pesados, como ouro, zircão, óxidos de ferro e rutilo, devem ser de fonte predominantemente externa. No Supergrupo Roraima foram datados cristais detríticos de zircão (Santos *et al.* 2003b) que indicam rochas-fonte mais antigas do que 1,96 Ga, pertencentes ao embasamento da bacia. De acordo com Dardenne & Schobbenhaus (2001), os diamantes encontrados no Supergrupo Roraima não são acompanhados por minerais indicadores de kimberlitos, o que sugere um transporte importante através de sucessivos ciclos de retrabalhamento dos sedimentos.

7.3 AMETISTA

Uma ocorrência de ametista aluvionar é conhecida na parte mediana da borda ocidental da serra Aricamã, na bacia do igarapé Tucumã (estação HG-133). Trata-se de um garimpo desativado que explorou um aluvião desenvolvido sobre o maior corpo granítico da Suíte Aricamã, próximo ao seu contato com as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. A área garimpada totaliza cerca de 150 m² (6 m x 25 m) e o pacote aluvionar possui 1,80 m de espessura até o *bed-rock*, onde ocorre um saprólito de rocha granítica com veios de quartzo leitoso de

Tabela 7.1 - Listagem das ocorrências e indícios minerais da Folha Vila de Tepequém.

ESTAÇÃO	LONGITUDE	LATITUDE	SUBSTÂNCIA	STATUS	TIPO DE DEPÓSITO	ENCAIXANTE/HOSPEDEIRA	ALT. HIDROTHERMAL
LM-199	-61,71212	3,80610	Diamante	Garimpo desat.	Placer	Sed.aluv.incons.	
AD-12	-61,70390	3,78448	Diamante	Garimpo desat.	Placer	Sed. aluv. ncons.	
HG-133A	-61,61451	3,75289	Ametista	Garimpo desat.	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
LM-086	-61,56019	3,77413	Ametista	Indício	Veio	Granito S. Aricamã	
LM-086	-61,56019	3,77413	Turmalina	Indício	Veio	Granito S. Aricamã	
LM-021A	-61,96078	3,78419	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-001	-61,63713	3,62107	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-004	-61,79774	3,59750	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-010	-61,93895	3,51458	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-012	-61,93034	3,52879	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-014	-61,91475	3,55093	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-018A	-61,89035	3,54086	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-028	-61,88596	3,59761	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-063	-61,71786	3,72301	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-085	-61,61855	3,62007	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-097	-61,87954	3,65193	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-098	-61,91576	3,65297	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-100	-61,93034	3,67725	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-109	-61,96071	3,78426	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-136	-61,73435	3,65619	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-145	-61,56841	3,94584	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-154	-61,54193	3,89198	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-161	-61,74539	3,66964	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-165	-61,72423	3,63903	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-172	-61,98865	3,93940	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-175	-61,95137	3,88649	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-177	-61,93935	3,89234	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-178	-61,93507	3,90365	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-182	-61,93211	3,93885	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-183	-61,94912	3,94570	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-184	-61,92804	3,93823	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-188	-61,88740	3,86805	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-190	-61,84637	3,86982	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-192	-61,81744	3,89353	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-193	-61,81996	3,87565	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-194	-61,87881	3,87170	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-202	-61,78770	3,86169	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-203	-61,76168	3,85281	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-207	-61,74135	3,85272	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-208	-61,74055	3,85231	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-209	-61,72421	3,87640	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-211	-61,72343	3,88911	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-213	-61,70713	3,87060	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-214	-61,69933	3,88184	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-216	-61,66255	3,90708	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-217	-61,66541	3,89960	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-221	-61,64148	3,93521	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	

Tabela 7.1 – Continuação.

ESTAÇÃO	LONGITUDE	LATITUDE	SUBSTÂNCIA	STATUS	TIPO DE DEPÓSITO	ENCAIXANTE/HOSPEDEIRA	ALT.HIDROTHERMAL
HG-223	-61,62227	3,64338	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-225	-61,53341	3,74447	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-226	-61,54392	3,75868	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-227	-61,55659	3,74413	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-228	-61,57228	3,73888	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-230	-61,59971	3,66301	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-231	-61,57739	3,61765	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-232	-61,50678	3,79154	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-238	-61,62041	3,68772	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-239	-61,61433	3,68797	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-243	-61,57772	3,58153	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-251	-61,89865	3,51547	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-253	-61,88534	3,51671	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-254	-61,87849	3,51330	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-255	-61,87293	3,51367	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-256	-61,86210	3,52097	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-257	-61,87408	3,51888	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
HG-258	-61,85507	3,52754	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
MF-009	-61,87966	3,60754	Ouro	Indício	Aluvião	Sed.aluv.incons.	
MF-155	-61,62010	3,64562	Manganês	Ocorrência	Rocha (gondito)	Xenólito na S.P.Pintada	
LM-192	-61,75957	3,79463	Agalmatolito	Ocorrência	Rocha	Tufo alt., F.Tepequém	Lixiviação ácida
HG-241	-61,50141	3,62546	Quartzo	Ocorrência	Veio	Grupo Cauarane	
MF-148	-61,58780	3,68325	Quartzo	Ocorrência	Veio	Granitóide S.P.Pintada	
HG-043	-61,83815	3,65654	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Granitóide S.P.Pintada	
HG-057	-61,73921	3,72966	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Granito S. Aricamã	
HG-068	-61,68911	3,69604	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Granito S. Aricamã	
MF-001	-61,85370	3,58292	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Granitóide S.P.Pintada	
MF-007	-61,89766	3,61820	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Granitóide S.P.Pintada	
MF-139	-61,55518	3,60677	Rocha orn.	Ocorrência	Rocha	Gabro Ig.Tomás	
HG-051	-61,79238	3,73348	Material brita	Ocorrência	Laterita	Laterita	
HG-140	-61,83326	3,62066	Cobre	Indício	Sulfeto disperso	Dique L.Serra do Cupim	
HG-141	-61,84002	3,62125	Cobre	Indício	Sulfeto disperso	Dique L.Serra do Cupim	

espessura centimétrica, orientados segundo N80E47SE.

A ametista está contida em uma camada de cascalho com 0,50 m de espessura, onde ocorrem, principalmente, seixos e blocos deste mineral (Figura 7.1b) e de quartzo leitoso envoltos em uma areia grossa, pouco argilosa, de tonalidade marrom a vermelha clara. Os seixos e blocos de ametista apresentam médio a baixo grau de arredondamento e têm um tamanho médio de cerca de 10 cm em sua maior dimensão, sendo que alguns deles alcançam o tamanho de matacões, com 50 cm.

Os seixos e blocos de ametista desta ocorrência são constituídos por agregados de grandes cristais de cor violeta, de vários centímetros de comprimento, facetados, dispostos em arranjos semelhantes a drusas, indicando que a ametista preencheu fraturas ou cavidades. O exame de uma lâmina bipolida deste mineral revelou

ao microscópio a presença de inclusões fluidas primárias e pseudosecundárias exclusivamente monofásicas e aquosas, indicando temperaturas de aprisionamento baixas, inferiores a 100°C. Tanto a ocorrência da ametista, considerada um mineral típico de veios epitermais (Evans 1993), como as temperaturas deduzidas através do exame das inclusões fluidas contidas no mineral, indicam um ambiente epitermal para a sua formação.

A ocorrência desta ametista aluvionar se deve, provavelmente, ao desmantelamento de antigos veios, instalados talvez no próprio granito Aricamã ou na cobertura vulcânica. A baixa temperatura indicada pelas inclusões monofásicas aquosas sugere o envolvimento dominante de um fluido homogêneo, provavelmente meteórico, na sua gênese.

É provável que os veios portadores de ametista e



Figura 7.1 - Aspectos dos recursos minerais da folha Vila de Tepequém: (a) Antigo garimpo de diamante aluvionar ao longo do Igarapé Cabo Sobral, serra Tepequém; (b) Seixos de ametista extraídos de garimpo aluvionar, borda ocidental da serra Aricamã; (c) Prospecção geoquímica aluvionar de concentrado de bateia; (d) Matacão de gondito do Grupo Cauarane, exibindo uma crosta manganésifera.

turmalina, de até 5mm de espessura, encaixados em um dos corpos graníticos menores da Suíte Aricamã, situado a leste da serra homônima (estação LM-86D, Figura 5.5c), tenham relação com processos hidrotermais similares, de baixa temperatura.

7.4 OURO

O ouro é o bem mineral com maior distribuição na área pesquisada e está presente nos aluviões de bacias que cobrem diversas unidades geológicas.

Na serra Tepequém, o ouro foi obtido como subproduto do diamante a partir do início dos anos 80, quando o garimpo ao longo dos igarapés Cabo Sobral e Paiva passou a ser mecanizado. Nesta época, a produção média

chegou a 1 kg/mês, com um *cut-off* entre 0,05 e 0,015 g/m³ (Borges & D'Antona 1988). Atualmente não existem mais registros da presença de ouro na serra, provavelmente em função da exaustão dos depósitos aluvionares. A exemplo do diamante, o ouro do Tepequém é também considerado um componente detrítico de aluviões oriundos da desagregação dos conglomerados paleoproterozóicos da Formação Tepequém.

No restante da folha mapeada, foram detectados indícios de ouro na forma de pintas em concentrados de bateia (Figura 7.1c) obtidos de material aluvionar coletado em diferentes áreas. A pesquisa por contagem de pintas mostrou resultados interessantes para ouro em aluviões localizados no âmbito da Suíte Trairão, da Suíte Pedra Pintada e da área centro norte da folha, onde

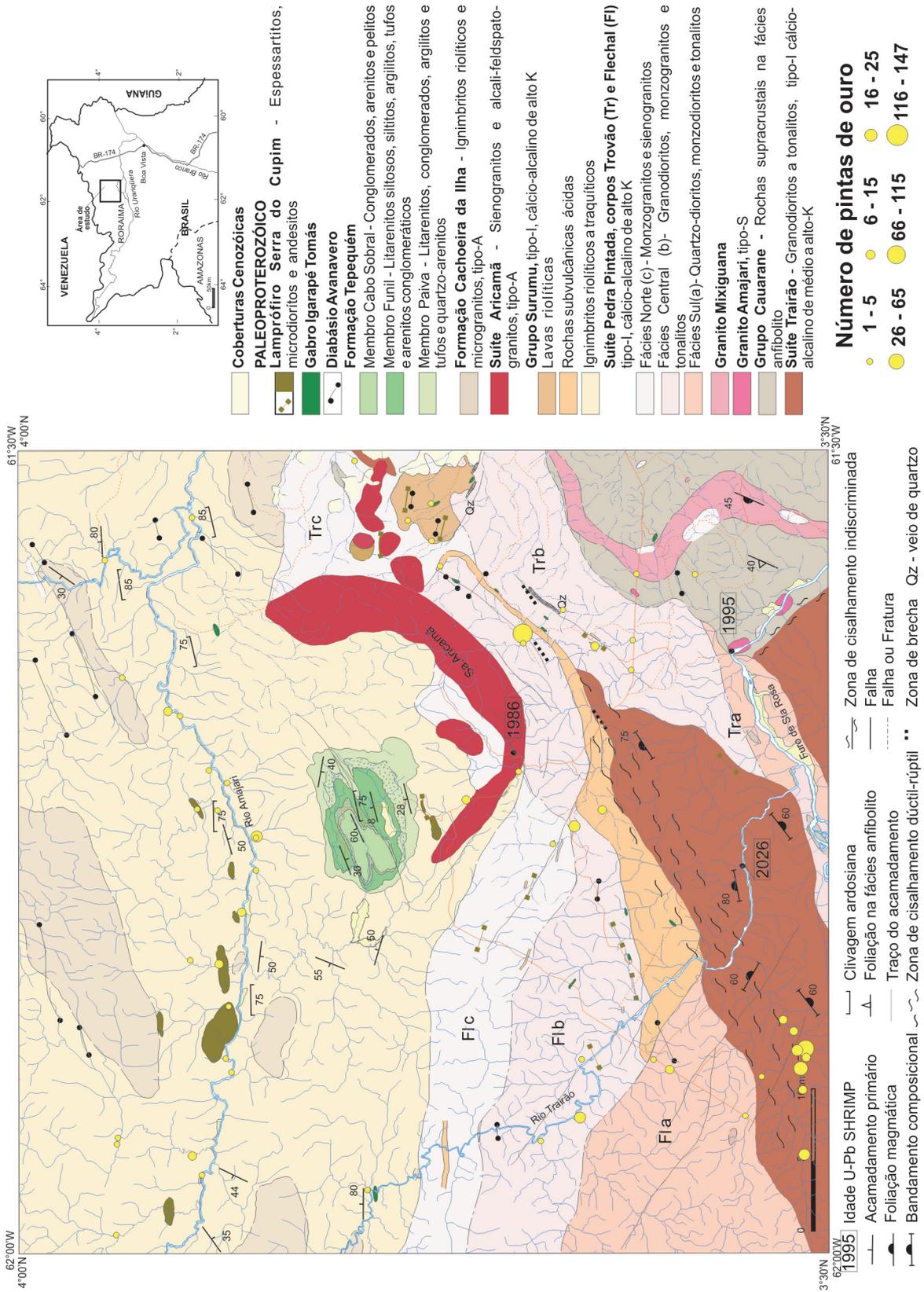


Figura 7.2 - Mapa geológico esquemático da Folha Vila de Tepequém, com a distribuição dos indícios de ouro na forma de pintas em concentrados de bateia obtidos de material aluvionar.

predominam rochas vulcânicas do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha.

No domínio dos granitóides da Suíte Trairão, no extremo sudoeste da folha, foi constatado ouro em 11 estações (HG-251 a 260 e HG-10), todas elas na bacia do rio Ajarai, afluente da margem direita do rio Trairão (Figura 7.2). O número de pintas variou entre 6 e 111. O ouro nestas ocorrências é freqüentemente grosso, sugerindo proximidade à fonte geradora. A localização dos aluviões auríferos nesta área estaria possivelmente vinculada à faixa de cisalhamento que se estende desde o limite sul da folha, por cerca de 40 km na direção NE.

Em aluviões que recobrem os granitos da Suíte Pedra Pintada, o valor mais elevado foi de 147 pintas de ouro, obtido na estação HG-239, no igarapé Poraquê (Figura 7.2). Resultados menores, entre 3 e 21 pintas, foram verificados nos aluviões dos igarapés Tomás, Matrinxã e Pau Baru, e nas proximidades da vila Trairão (estações HG-136, 161, 98, 28, 85, 01, 02 e MF-09).

As ocorrências amostradas de ouro aluvionar na porção centro-norte da folha, em área onde dominam rochas vulcânicas do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha, concentraram-se ao longo do vale do rio Amajari (Figura 7.2). Nas estações mais a oeste (HG-178, 182), foram contadas 6 e 16 pintas. Resultados mais elevados, de 18 pintas, foram constatados em um afluente da margem direita do rio Amajari que nasce na serra do Tepequém (ponto HG-208). Na estação HG-216, o aluvião mostrou um total de 15 pintas. A sul da serra Tepequém, no igarapé Areia Branca (HG-63), o resultado foi de 12 pintas. E a leste da serra Aricamã, no igarapé Acará (estação HG-228), foram contadas 4 pintas grossas.

7.4.1 Possibilidades para ouro primário

Embora nenhuma ocorrência de ouro primário tenha sido encontrada na folha Vila de Tepequém, os resultados de contagem de pintas apontam três domínios com certo potencial para conter mineralizações primárias que podem ter servido de fonte para o ouro encontrado nos aluviões. Um destes domínios abrange a zona de cisalhamento com orientação NE, situada na parte sul da folha, com possibilidades de conter ouro associado a veios de quartzo. Outro domínio é aquele associado aos granitóides da Suíte Pedra Pintada, com favorabilidade para mineralizações de Au-Cu do tipo pórfiro. E o terceiro domínio compreende a grande área centro-norte da folha, ocupada predominantemente por rochas vulcânicas, com potencial para conter depósitos de Au ± Ag epitermais.

Domínio da zona de cisalhamento NE

Uma possível fonte para o ouro dos aluviões do igarapé Ajarai, no extremo sudoeste da área, seria talvez constituída por veios de quartzo auríferos hospedados na zona de cisalhamento de direção NE que passa pela

região. Esta zona mede cerca de 40 km de extensão por 3-4 km de largura e atravessa não só os granitóides da Suíte Trairão, sobre os quais ocorrem os aluviões mencionados, mas também as rochas da Suíte Pedra Pintada e do corpo subvulcânico alongado, de direção NE, do Grupo Surumu. Formaram-se protomilonitos na Suíte Trairão e na Suíte Pedra Pintada, e filonitos e cataclastos no Grupo Surumu. A deformação associa-se provavelmente ao episódio intraplacas designado K´Mudku (ver item 5.5), ocorrido no final do Mesoproterozóico, em torno de 1,2 Ga. Na faixa referida, a deformação ocorreu em níveis crustais equivalentes ao da zona de transição dúctil-rúptil, sob temperatura de cerca de 350-400°C.

É possível que veios de quartzo auríferos tenham se formado durante este evento, já que foram observadas alterações hidrotermais, como sericitização, silicificação, cloritização, carbonatização e alguma sulfetação nas rochas cisalhadas. A situação, entretanto, parece diferente daquela dos chamados depósitos de ouro mesotermiais ou orogênicos, que se formam num contexto metamórfico (Goldfarb *et al.* 2005), envolvendo fluidos que circularam regionalmente, e não através de uma área relativamente limitada como a da faixa de cisalhamento mencionada. É também interessante salientar que não existe registro significativo de mineralização de ouro primário associada ao Episódio K´Mudku no escudo das Guianas (Gibbs & Barron 1993), o que suscita mais dúvidas sobre a possibilidade desta zona ser a fonte principal do ouro nos aluviões situados sobre a Suíte Trairão.

Domínio dos granitóides Pedra Pintada

Os granitóides da Suíte Pedra Pintada são de afinidade cálcio-alcálica, do tipo I, e mostram uma ampla variação composicional, com teores de SiO₂ que variam de 52 a 74% (ver capítulo 4.6). Apresentam também um caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, um grau de fracionamento baixo (razões Rb/Sr de 0 a 2,2) e correspondem a tipos oxidados, indicando que possuem óxidos de ferro sob a forma de magnetita. Todas estas características são também encontradas em granitóides aos quais se associam depósitos do tipo pórfiro, ricos em Cu e Au. Entretanto, a idade proterozóica e o ambiente pós-colisional dos granitos Pedra Pintada são atípicos para depósitos do tipo pórfiro, que são na maioria fanerozóicos, mais especificamente cenozóicos, e associados a arcos magmáticos (Robert *et al.* 1997).

Na folha mapeada os granitóides Pedra Pintada constituem dois corpos batolíticos zonados (Flechal e Trovão), onde as fácies mais evoluídas, monzo a sienograníticas, situam-se a norte, em contato com os ignimbritos do Grupo Surumu. Estas fácies constituem as porções mais epizonais e também as mais alteradas dos granitos Pedra Pintada (ver itens 4.5.2 e 4.5.4), sugerindo que lá se concentraram os fluidos aquosos ao final da cristalização dos corpos. Porém, as alterações hidrotermais observadas (sericitização e propilitização em geral

leves ou moderadas, hematização muito localizada) não possuem a intensidade nem a variedade das alterações que acompanham os depósitos do tipo pórfiro. Estão ausentes, por exemplo, as alterações argílica avançada e aquelas de temperaturas mais altas, como a potássica e calcossódica. Também não se observa sulfetos ou óxidos em vênulas e *stockworks* ou disseminados pelas rochas alteradas. Além disto, as rochas destas fácies mais evoluídas possuem texturas em geral granulares, características de rochas plutônicas. Na verdade, os depósitos do tipo pórfiro associam-se a rochas porfíricas de matriz aplítica, típicas de *stocks* e diques subvulcânicos que se projetam em direção à superfície a partir das cúpulas das câmaras magmáticas (Seedorf *et al.* 2005). Rochas porfíricas com estas características ocorrem no corpo alongado, de direção NE, atribuído ao Grupo Surumu, que separa os dois batólitos da Suíte Pedra Pintada. Entretanto, nestas rochas também não foram observadas alterações e venulações sulfetadas como aquelas esperadas em depósitos do tipo pórfiro.

Domínio centro-norte

A área centro-norte da folha Vila de Tepequém é favorável à ocorrência de depósitos epitermais de Au \pm Ag primeiramente pela presença maciça de ignimbritos na região, com ocorrências menores de andesitos, rochas sedimentares e subvulcânicas. Estas rochas são todas de ambiente subaéreo ou muito próximo à superfície podendo, portanto, preservar mineralizações epitermais, que são típicas de profundidades rasas, de até 1,5 km, e temperaturas baixas, na faixa dos 50-300°C. Além disto, as rochas do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha, que recobrem a área mencionada, são de natureza cálcio-alcalina e alcalina, precisamente as associações magmáticas às quais os depósitos epitermais mais comumente se associam (Simmons *et al.* 2005). Com relação ao ambiente tectônico pós-colisional e à idade paleoproterozóica, entretanto, os possíveis depósitos da folha Tepequém poderiam ser considerados incomuns, já que depósitos epitermais associam-se em geral a zonas de subducção e são de idade terciária ou mais jovem. Entretanto, no próprio cráton Amazônico, na Província Aurífera do Tapajós, foram identificadas mineralizações epitermais, de alta (Juliani *et al.* 2005) e baixa sulfetação (Dreher *et al.* 1998), hospedadas em rochas de idade e ambiente tectônico similares aos da região do Tepequém

Na porção centro-norte da folha Tepequém, além das ocorrências de ouro aluvionar encontradas especialmente ao longo do rio Amajari, foram também cadastrados diversos veios e sistemas de veios de quartzo (estações LM-146, 149, 154, 156, 171, 174, HG-194) indicadores de atividade paleohidrotermal. Outras feições, como padrões de alteração, texturas e minerais específicos de depósitos epitermais de alta, intermediária ou baixa sulfetação (Simmons *et al.* 2005; Robert *et al.* 2007) não foram encontrados. As alterações observadas

nos ignimbritos são de modo geral leves a moderadas, e puderam ser caracterizadas como propilítica e sericitica, acompanhadas por raríssimos sulfetos dispersos e em geral limonitizados. As vulcânicas mais intensamente alteradas concentram-se a sul da serra Tepequém, onde mostram uma cor esbranquiçada e uma sericitização e silicificação por vezes pervasivas (estações HG-60, 52 e 59). Uma análise por difratometria de raios X feita em uma destas rochas (HG-60B) revelou a presença exclusiva de muscovita e quartzo e a ausência de pirofilita. A ocorrência de vênulas de turmalina (HG-58,158C) e a proximidade ao corpo maior do granito Aricamã sugerem, entretanto, que estas vulcânicas mais alteradas possam ter sido afetadas por um processo de greisenização associado à evolução do referido granito, ao invés de se relacionarem a um sistema do tipo epitermal. De qualquer modo, permanece a possibilidade da ocorrência de ouro primário epitermal na área centro-norte, já que é comum jazidas epitermais ocorrerem encobertas por capas de alteração argílica, ou mesmo por camadas de rochas vulcânicas inalteradas (Simmons *et al.* 2005).

7.5 MANGANÊS

Uma ocorrência de gondito foi mapeada em área da fazenda Canadian (estação MF-155), a sudeste da serra Aricamã. Esta rocha manganésifera, atribuída ao Grupo Cauarane, ocorre sob a forma de um grande xenólito, localmente fragmentado, englobado por um tonalito da Suíte Pedra Pintada. A ocorrência constitui um morrote de 80 m de extensão por 25 m de largura, com orientação aproximada de N80E. As partes expostas da rocha estão recobertas por uma crosta manganésifera preta, provavelmente de pirolusita ou psilomelano (Figura 7.1d). O gondito encontrado é uma rocha fina, maciça, de cor creme com manchas pretas, mostrando partes avermelhadas no contato com o tonalito (ver Figuras 4.2.1a, 4.5.1a). É constituído, predominantemente, por granada amarelo-caramelo, da variedade espessartita, com quantidades variáveis de quartzo, clinopiroxênio, clinofanfibólio, titanita, carbonato e óxidos de manganês e de ferro. Uma análise química desta rocha revelou um teor de 7,4% (74.000 ppm) de Mn.

Os gonditos, também chamados de *coticules* na literatura inglesa (Jackson 1997), e considerados como protominérios de manganês, são rochas metassedimentares em geral finas, formadas principalmente por granada manganésifera e quartzo, podendo conter ainda uma boa variedade de outros minerais e acessórios. Sua origem é em geral atribuída a uma reação entre fluidos hidrotermais exalativos e material sedimentar clástico depositado no fundo do mar (Slack *et al.* 2000).

A presença deste gondito é importante, pois da mesma forma que os metacherts ferríferos encontrados no Grupo Cauarane em áreas vizinhas (Riker *et al.* 1999a), esta litologia também indica a incidência de atividade exalativa submarina durante a deposição das rochas des-

ta unidade. Consequentemente, existe a possibilidade destas rochas manganíferas servirem como indicadores da ocorrência de depósitos de sulfetos exalativos no âmbito do Grupo Cauarane. Em áreas mineralizadas conhecidas, como, por exemplo, as dos depósitos proterozóicos de Pb-Zn (Ag) de Broken Hill, na Austrália, e de Sullivan, no Canadá, os gonditos, juntamente com outros exalitos como turmalinitos, gahnita quartzitos e formações ferríferas, constituem camadas, em geral de menos de 2 m de espessura, situadas acima, abaixo ou no mesmo nível estratigráfico dos depósitos, e sua utilidade como guias exploratórios é enfatizada por Spry *et al.* (2000).

7.6 CASSITERITA

Borges & D'Antona (1988), em artigo sobre a geologia e mineralizações na região da serra do Tepequém, mencionam a ocorrência de cassiterita em aluvião do Igarapé Pau Baru, que drena parte do corpo maior do granito Aricamã. Embora não tenha sido identificada cassiterita no presente mapeamento, a informação fornecida por Borges & D'Antona (1988) é coerente com dados petrográficos e litoquímicos levantados neste trabalho que confirmam o potencial para jazidas de cassiterita nos granitos da Suíte Aricamã.

O estudo das rochas da Suíte Aricamã (ver capítulo 4.7) revelou que elas correspondem a granitos em geral avermelhados, leuco a hololeucocráticos, ricos em K, do tipo A, altamente fracionados (razões Rb/Sr de 1,5 a 255) e de modo geral reduzidos, ou seja, com baixo teor de óxidos de ferro magnéticos. As análises petrográficas mostraram a presença de fluorita em quase todas as rochas, de feições texturais como intercrescimentos granofíricos e gráficas (Figuras 4.7.1c, 4.7.2 a), os quais atestam a colocação rasa destes granitos, e de alterações como albitização (Figura 4.7.1d). Topázio e turmalina foram também identificados (Figura 4.7.1f) em granitos descoloridos, de cor cinza clara a esbranquiçada. Todas estas características indicam que os granitos Aricamã apresentam potencial para conter depósitos hidrotermais de estanho.

Adicionalmente, as análises químicas de amostras da Suíte Aricamã exibem teores médios de elementos-traço, como Sn, W, Mo e Be, algo superiores aos valores médios em granitos (ver Tabela 7.2). Como as rochas analisadas não apresentam alterações expressivas, estes valores podem ser significativos, particularmente, quando comparados aos teores nestes elementos apresentados pelos granitos da Suíte Pedra Pintada, que são granitos de filiação cálcio-alcálica, do tipo I, oxidados e menos fracionados do que os granitos da Suíte Aricamã.

A cassiterita aluvionar referida por Borges & D'Antona (1988) deve ser proveniente da desagregação de corpos de greisen ou veios mineralizados, que tipicamente se concentram nas porções apicais dos granitos

estaníferos (Cerný *et al.* 2005). Além de cassiterita, depósitos deste tipo podem conter também wolframita e, em certos casos, molibdenita, podendo, além disso, mostrar halos externos à base de sulfetos de Cu, Pb, Zn e Ag.

A maioria dos depósitos de cassiterita, tanto aluvionares como primários, que ocorrem no cráton Amazônico, relacionam-se a granitos do tipo A reduzidos (Dall'Agnol *et al.* 1993), semelhantes aos tipos que compõem a Suíte Aricamã. Estes granitos são todos proterozóicos, com idades distribuídas entre 1,8 Ga e 1,0 Ga (Dall'Agnol *et al.* 2005). Os granitos da Suíte Aricamã, com uma idade determinada de $1,986 \pm 4$ Ma (ver item 4.7.4), talvez representem os mais antigos granitos estaníferos da região Amazônica.

Tabela 7.2 - Valores médios de alguns elementos-traço em rochas das suítes Aricamã e Pedra Pintada e média destes mesmos elementos em granitos.

ELEMENTOS (PPM)	Sn	W	Mo	Be
Suíte Aricamã (*)	6,8	5,0	2,9	8,7
Suíte Pedra Pintada (**)	1,9	1,5	0,4	2,3
Média em granitos (***)	3,0	1,5	1,3	3,0

(*) Valores médios calculados a partir da Tabela 4.7.4; (**) Valores médios calculados a partir das Tabelas 4.5.5 e 4.5.6; (***) Valores médios em granitos, segundo Rose *et al.* (1979).

7.7 AGALMATOLITO

No extremo noroeste da serra do Tepequém (estação LM-192) ocorrem níveis de uma rocha alterada, de coloração amarelo-esverdeada, semelhante a um argilito. Esta rocha possui baixa dureza, sendo denominada pelos habitantes locais de "pedra-sabão", pois pode ser facilmente riscada e esculpida, sendo aproveitada na confecção de pequenos objetos de artesanato. A rocha, provavelmente de origem tufácea, pertence ao Membro Funil da Formação Tepequém (ver itens 4.9.3 e 4.9.4). Borges *et al.* (1984) submeteram uma amostra à análise de raios-X e identificaram a pirofilita como principal constituinte mineral desta rocha. Segundo Luzardo & Milliotti (2008), a "pedra-sabão" da serra do Tepequém corresponde a um agalmatolito, contendo, além da pirofilita, muscovita e alguma hematita. As análises químicas feitas pelos autores citados revelaram um teor médio de 28,6% de Al_2O_3 .

Em diversas localidades do mundo, como Japão, Coreia do Sul, Estados Unidos e também no Brasil, na região de Pará de Minas (MG), rochas portadoras de pirofilita são aproveitadas principalmente na indústria cerâmica e consideradas como derivadas de tufos ou rochas vulcânicas ácidas submetidas a processo de alteração do tipo argílica avançada ou lixiviação ácida (Harben & Bates 1990).

7.8 QUARTZO LEITOSO

Várias ocorrências de quartzo leitoso foram observadas na região. A principal delas está localizada nas cabeceiras do igarapé Trovão (estação MF-148), na porção sudeste da folha. Trata-se de um possante veio de quartzo, orientado segundo N45E, com 2 a 2,5 km de extensão e pelo menos 200 m de largura, que corta granodioritos da Suíte Pedra Pintada. Este veio forma pequenos morros alinhados com desníveis na ordem de 30 a 40 m. Localmente o quartzo constitui cristais bem formados com cerca de 3 cm de comprimento. Esta ocorrência pode vir a representar uma fonte industrial desta substância, enquanto os cristais podem vir a ser aproveitados em artesanato.

7.9 ROCHAS ORNAMENTAIS

Das rochas que ocorrem na área mapeada, os granitóides da Suíte Pedra Pintada são os que apresentam maior potencial para exploração como rochas ornamentais, sobretudo em função da sua grande área de exposição. Destacam-se, por exemplo, hornblenda-biotita monzogranitos porfíricos rosados, localizados 5 km a NW da vila Trairão (estação HG-43), e que afloram sob a forma de *boulders* com até 10 m de diâmetro maior. Na estação MF-01, ocorrem lajeiros de 20 m x 30 m x 6 m de biotita-hornblenda-quartzo dioritos de grão médio a grosso, acinzentados, com enclaves máficos de 10 cm de diâmetro; além de matações de 7 m x 4 m de biotita-hornblenda-quartzo monzodioritos (MF-07), de grão médio a grosso e de cor cinza-clara a rósea. Os granitóides mencionados ocorrem, respectivamente, a 5 e 4 km a sudoeste da vila Trairão, na porção sudoeste da folha. Também interessantes são os blocos de pelo menos 4 m de diâmetro, de clorita monzogranitos esverdeados, situados a 4 km da borda sudeste da serra do Tepequém (estação HG-73B).

Os granitos da Suíte Aricamã também apresentam

variedades de boa estética, especialmente os tipos porfíricos (p. ex. HG-68), encontrados no corpo principal da serra Aricamã. Estas rochas são compostas por uma matriz fina de coloração rosada que envolve grandes cristais de quartzo e de feldspatos ovóides esbranquiçados, por vezes com texturas do tipo rapakivi.

7.10 BRITA

Uma ocorrência de material para brita (estação HG-51) localiza-se junto da estrada vila Trairão-Amajari, cerca de 8 km a oeste do entroncamento que leva a serra Tepequém. O material constitui uma crosta laterítica ferruginosa, desenvolvida sobre vulcânicas ignimbríticas do Grupo Surumu, com uma área de afloramento de cerca de 10.000 m². Este material, denominado de piçarreira pelos habitantes locais, é desagregado e empregado no revestimento de estradas da região.

Além disto, a região da folha Vila de Tepequém conta com uma ampla área de exposição de rochas graníticas, vulcânicas e subvulcânicas ácidas, além de corpos de rochas máficas. Alguns afloramentos destas rochas situam-se próximo a estradas que se conectam à BR-174, podendo ser considerados como áreas-fonte potenciais para extração de brita.

7.11 AREIA

Os principais depósitos deste material estão localizados a oeste e noroeste da serra Tepequém, na área de influência do igarapé Cabo Sobral, onde se acumulam extensos níveis de areias e cascalhos quartzosos provenientes dos rejeitos dos antigos garimpos e da erosão de aluviões e rochas sedimentares do alto da serra Tepequém. Além destes depósitos, destacam-se os aluviões ricos em areias das regiões dos rios Uraricoera, Trairão e Amajari, os quais, dependendo do teor de sílica, poderão ser utilizados na construção civil ou na indústria de vidraria.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Folha Vila de Tepequém está inserida na porção central do Escudo das Guianas, parte norte do Craton Amazônico, uma das áreas pré-cambrianas menos conhecidas do planeta. Os levantamentos geológicos disponíveis para a região estão na escala de 1:500.000. Neste contexto, o mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Vila de Tepequém representa um salto importante no conhecimento regional. A cartografia geológica foi significativamente aprimorada e, aliada à aquisição de dados estruturais, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e de isótopos Sm-Nd, permitiu um avanço na caracterização das unidades litoestratigráficas previamente reconhecidas na área, bem como a proposição de várias novas unidades, tendo culminado na elaboração de um modelo tectônico evolutivo. O levantamento na escala de 1:100.000 possibilitou ainda a compilação dos recursos minerais e uma avaliação metalogenética das diversas ocorrências caracterizadas na área mapeada. As principais conclusões obtidas são sumarizadas a seguir.

8.1 GEOLOGIA

A unidade mais antiga da área é representada pela Suíte Trairão, que engloba quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos cálcio-alcálicos, de médio a alto K₂O, com idades de cristalização entre 2044 ± 17 Ma (U-Pb, LA-MC-ICP-MS) e 2026 ± 5 Ma U-Pb (SHRIMP), valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ positivos (+2,2 a +3,1) e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2024 e 2090 Ma. Os granitóides Trairão evoluíram provavelmente em um ambiente de arco magmático.

O Grupo Cauarane é composto por paragneisses aluminosos com intercalações de mica xistos, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, metacherts e gondito, tendo se desenvolvido provavelmente em bacias relacionadas ao arco magmático Trairão. As supracrustais sofreram deformação sob a fácies anfíbolito superior, durante o Metamorfismo M₁, sin-cinemático, e registram um metamorfismo M₂, estático, na fácies anfíbolito. O metamorfismo M₁ está associado à fusão parcial e geração de granitos do tipo-S, designados Granito Amajari, com idade de 1995 ± 4 Ma (U-Pb, SHRIMP). O evento tecto-

no-termal responsável pela deformação e metamorfismo sin-cinemático nas supracrustais e pela geração dos granitos do tipo-S deve refletir a fase colisional do orógeno Trairão, em torno de 1995 Ma. O metamorfismo M₂ foi interpretado como associado ao intenso magmatismo representado por rochas plutônicas e vulcânicas de natureza cálcio-alcálica e do tipo-A, que afetaram a região após a deformação do Grupo Cauarane.

A Suíte Pedra Pintada e o Grupo Surumu incluem rochas cálcio-alcálicas, predominantemente de alto K₂O. A suíte, intrusiva nas supracrustais Cauarane, é representada por dois corpos batolíticos mostrando zoneamento composicional assimétrico, variando de quartzo-dioritos e tonalitos a granodioritos e monzogranitos, sendo o Grupo Surumu constituído por ignimbritos e subordinados riolitos, andesitos, rochas subvulcânicas e sedimentos. O magmatismo do tipo A é representado pelos corpos de monzo e sienogranitos da Suíte Aricamã e pelos ignimbritos da Formação Cachoeira da Ilha. As idades U-Pb, obtidas pelas metodologias LA-MC-ICP-MS e Pb-Pb por evaporação, variam de 1985 ± 1 Ma a 1993 ± 11 Ma, no entanto, o valor de 1986 ± 4 Ma, obtido por SHRIMP, é aqui preferencialmente admitido para este episódio de intenso magmatismo, representado pelas unidades Pedra Pintada, Surumu, Aricamã e Cachoeira da Ilha. A contemporaneidade entre magmatismos de afinidade cálcio-alcálica de alto K₂O e do tipo-A é comum no estágio pós-colisional, proposto para as referidas unidades granitóides e vulcânicas. As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1978 e 2273 Ma e os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +0,6 e +3,6 calculados para as unidades vulcano-plutônicas é compatível com a geração de magmas a partir da fusão de fontes juvenis, recém-formadas na etapa pré-colisional.

A Formação Tepequém engloba arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados, argilitos e tufos, correlacionáveis à base do Supergrupo Roraima, marcando uma importante tectônica extensional no final do Orosiriano. Corpos de hornblenda gabros e hornblenditos foram agrupados na unidade Gabro Igarapé Tomás e rochas de afinidade lamprofírica, na forma de diques e em corpos de efusivas, foram relacionadas à unidade

Lamprófiro Serra do Cupim. Diques das unidades Diabásio Avanavero e Lamprófiro Serra do Cupim cortam as unidades mais antigas, sendo admitidas idades próximas ao limite orosiriano/estateriano para ambas unidades.

Durante o Episódio K´Mudku, ocorrido em torno de 1,2Ga, evoluíram falhas e zonas de cisalhamento sob condições da interface dúctil-rúptil nas unidades granitóides, e formaram-se dobras nas rochas vulcânicas Surumu e Cachoeira da Ilha e nas rochas sedimentares da Formação Tepequém. O Episódio K´Mudku é interpretado como um reflexo intra-placas da tectônica colisional grenvilliana na borda da placa.

8.2 RECURSOS MINERAIS E METALOGÊNESE

O diamante e ouro aluvionares dos antigos garimpos da serra Tepequém, hoje praticamente exauridos, derivam muito provavelmente de paleoplaceres hospedados nos conglomerados oligomíticos da Formação Tepequém. A ametista aluvionar, que ocorre na encosta oeste da serra Aricamã, tem origem em prováveis veios epitermais instalados no próprio granito Aricamã ou na cobertura vulcânica. O agalmatolito do Tepequém, também conhecido como pedra-sabão, formou-se, ao que tudo indica, por uma alteração do tipo lixiviação ácida sobre níveis tufáceos intercalados na unidade basal da Formação Tepequém.

Não foram encontradas ocorrências de ouro primário na área. Entretanto, os indícios de ouro, detectados sob a forma de pintas em concentrados de bateia, aliados a aspectos geológicos, sugerem possibilidades para depósitos de ouro primário dos tipos mesothermal, pórfiro e epitermal, respectivamente, nas suítes Trairão e Pedra Pintada e nas vulcânicas do norte da folha.

Os granitos da Suíte Aricamã mostram potencial para jazidas de Sn-W do tipo greisen, e as rochas metassedimentares do Grupo Cauarane para depósitos de sulfetos maciços de Pb-Zn-(Ag), neste último caso, com base na descoberta de uma ocorrência de gondito. Ocorrências de quartzo leitoso e de outros materiais como granitos, laterita e areias, são sugeridas para uso industrial e ornamental.

8.3 RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Vila de Tepequém abriu uma janela de maior detalhe para a compreensão da geologia regional mas, por outro lado, levantou problemas que não puderam

ser resolvidos e que extrapolam as possibilidades dos projetos de mapeamento geológico no âmbito do PGB, requerendo estudos futuros. É recomendável que estes estudos possam ser desenvolvidos através da salutar parceria entre o Serviço Geológico do Brasil - CPRM e as instituições de pesquisa que atuam na região. A seguir são listadas algumas questões em aberto que merecem uma abordagem futura:

- A idade do evento metamórfico M1, sin-cinemático, no Grupo Cauarane, deve ser confirmada através da datação U-Pb em zircão e monazita de outros corpos de granitos do tipo-S;
- A evolução tectono-termal regional precisa ser pesquisada tanto do ponto de vista das condições metamórficas durante M1 e M2, quanto do ponto de vista geocronológico;
- As suítes Pedra Pintada e Aricamã, o grupo Surumu e a Formação Cachoeira da Ilha carecem de uma abordagem geocronológica mais detalhada, com análises U-Pb por SHRIMP;
- Dados químicos e geocronológicos devem ser adquiridos para o Granito Mixiguana;
- O estudo sistemático da principal zona de cisalhamento da área, com o levantamento de indicadores cinemáticos em escala macro e microscópica e o aprimoramento do modelo estrutural elaborado para o episódio K´Mudku, é recomendado, bem como a datação deste evento tectônico;
- Com relação aos recursos minerais, recomenda-se um levantamento geoquímico sistemático por amostragem de sedimentos de corrente, na parte norte da área recoberta por rochas vulcânicas, visando ouro epitermal. O mesmo procedimento é sugerido para a área onde aflora o Grupo Cauarane, podendo estender-se a áreas vizinhas, buscando a detecção de depósitos exalativo-sedimentares de Pb-Zn-(Ag-Mn-W). Estudos de concentrados de bateia são ainda indicados em drenagens que percorrem granitos da Suíte Aricamã, com vistas à detecção de cassiterita e outros minerais associados a greisens.

ANEXOS

Súmula dos dados físicos de produção

ATRIBUTO	UNIDADE	QUANTIDADE
Área mapeada	Km ²	3.086
Caminhamento geológico	Km	695
Afloramentos descritos	afloramento	609
Recursos minerais cadastrados	ocorrência	79
Amostras de rocha	amostra	925
Amostras de concentrados de bateia	amostra	125
Amostras de sedimento de corrente	amostra	98
Amostras de concentrados de peneira	amostra	22
Análises petrográficas	secção delgada	549
Análises litogeoquímicas	amostra	136
Análises U-Pb, SHRIMP, em zircão	amostra	3
Análises U-Pb, SHRIMP, em monazita	amostra	1
Análises U-Pb, LA-ICP-MS, em zircão	amostra	4
Análises Pb-Pb em zircão	amostra	5
Análises Sm-Nd	amostra	17
Análises químicas de concentrados de bateia	amostra	52
Análises químicas de sedimento de corrente	amostra	51
Análises geoquímicas de solo	amostra	10
Análises por MEV e DFX de concentrados de peneira	amostra	3
Análises de Inclusões Fluídas	secção bipolarida	1
Análises por DFX de minerais	amostra	1
Análises petrográficas	secção polida	6

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru. Introdução. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Y. (Ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgar Blücher, 378 p. 1984.
- ALMEIDA, M. E.; FRAGA, Leda Maria Barreto; MACAMBIRA, Moacir José Buenano. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1997. Campos do Jordão, SP. **Extended Abstracts...** Campos do Jordão: CPGeo/IG/USP, 1997. p. 34-37.
- _____; MACAMBIRA, Moacir José Buenano; OLIVEIRA, E. C. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in the central portion of Guyana Shield. **Precambrian Research**, v. 155, n.1-2, p. 69-97, 2007
- _____; REIS, Nelson Joaquim. Granito tipo S. In: CPRM COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MIEIRAIS (ed.). **Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)**. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Manaus: CPRM, 1999. Cap. 3.4, p. 33-38. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- ANDERSON, J. Lawford; BENDER, E. Erik. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern of United States of America. **Lithos**, v. 23, n. 1/2, p. 19-52, 1989.
- ANDRADE, João Batista Freitas de. **Integração de dados geofísicos- geoquímicos na avaliação do potencial mineral da Folha Vila de Tepequém**. CPRM: Manaus. Relatório Interno. No prelo.
- BAILEY, E. B.; MAUFE, H. B. The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country. 2nd. ed. rev. **Scotland Geological Survey Memoir**, n.53, 1960. 307p.
- BARBOSA, Octavio; RAMOS, José Raimundo de Andrade **Território do Rio Branco**: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. **Boletim DGM.DNPM**, Rio de Janeiro, n.196, 1956. 49p.
- BEN OTHMAN D.; POLVÉ M.; ALLÉGRE C.J. Nd-Sm isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. **Nature**, v. 307, p. 510-515, 1984.
- BERRANGÉ, Jevan P. **The geology of southern Guyana, South America**. London: Institute of Geological Sciences, 1977. 112 p. (Overseas Memoir, 4).
- BESERRA NETA, Luiza Câmara; COSTA, Marcondes Lima; BORGES, Maurício da Silva. A planície Intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: ROSA-COSTA, Lúcia Travassos da; KLEIN, Evandro Luiz; VIGLIO, Eduardo Paim (Ed.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG. Núcleo Norte, 2007. v. 5, p.89-100.
- BIZZI, Luiz Augusto (Ed.) et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. 673 p. 1 DVD.
- BLATT, H.; TRACY, R. J. **Petrology**: igneous, sedimentary and metamorphic. 2.ed. New York, Freeman and Company, 1997. 529p.
- BONIN, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. **Lithos**, v. 78, n. 1/2, p. 1-24, 2004.
- BORGES, Felicíssimo Rosa; D'ANTONA, Raimundo de Jesus Gato. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 155-163.
- _____; FIGUEIREDO, Eduardo Soares; ARAÚJO, Roberto Vieira. **Projeto Gemas/Ouro em Tepequém**. Relatório annual. Manaus: CPRM, 1984. 40 p. Convênio DNPM-CPRM.
- BOSMA, W. et al. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. **Geologie en Mijnbouw**, n. 62, p. 241-254, 1983
- BOUMAN, Q. C.. **The Roraima Formation, Northern of Território do Rio Branco**. Belém: Petrobrás, 1959. 17 p. Relatório Interno 350-A, 17.
- BOYNTON, W. V. Geochemistry of the rare earth elements: me-

- teorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.) **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, **1984**. p. 63-114. (Developments in Geochemistry, 2).
- BRITO, M. F. L.; PINHEIRO S. S. Caracterização litoquímica do Maciço Granítico da Serra da Lontra, Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 1999. p. 512-515.
- BROWN, G. C.; THORPE, R. S.; WEBB, P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal of the Geological Society of London**, v. 141, p. 413-426, 1984.
- CANDELA, P. A. A review of the shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 12, p. 1619-1633, 1997.
- CERNÝ, P. et al. 2005. Granite-related ore deposits. In: HEDENQUIST, J.W. et al. (Ed.) **Economic Geology 100th Anniversary Volume**. Littleton, Colorado: **Society of Economic Geologists**, 2005. p. 337-370.
- CHAPPELL, B. W. Towards a unified model of granite petrogenesis. In: BLEVIN, P.; JONES, M.; CHAPPELL, B.W. (Ed.) **Magmas to Mineralisation: the Ishihara Symposium**. Camberra: Geoscience Australia, 2003. p. 37-38. (Record 2003, 14).
- CLAOUE-LONG, J. C. et al. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. In: BERGGREN, W.A. et al. (Ed.), **Geochronology, Time Scale and Global Stratigraphic Correlation**. Tulsa, USA: Society for Sedimentary Geology, 1995. p. 3-21. (Special Publication, 4).
- CLEMENS, J. D. Origin of high-K granitic magmas: constraints from experimental petrology. In: BARBARIN, B (ed.) **The Origin of Granites and related rocks**. Clemont-Ferrand: BRGM, 1999. p. 49. (Documents du BRGM, 290). Abstrac do 4^o Hutton Symposium.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S.; MEYER, C. U–Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 525–534, 1984.
- CONDIE, K. C. et al. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar Shield, Siberia. **Precambrian Research**, v. 50, p. 37-47, 1991.
- COSTA, J. A. V.; COSTA, J. B. S.; MACAMBIRA, M. J. B. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- COSTA, J. B. S. et al. Organização litoestrutural do mesoproterozóico do extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1991. p. 179-192.
- COSTA, S. S. Delimitação do arcabouço tectônico do Cinturão Guiana Central, Estado de Roraima, com base na análise integrada dos dados geofísicos, geológicos, isotópicos e imagens de satélite. Campinas, SP, 2005. 189 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 2005.
- COSTI, Hilton Túlio; DALL'AGNOL, Roberto; MOURA, Cândido Augusto Veloso. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, northern Brazil. **International Geological Review**, v. 42, p. 832-849, 2000.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Província Mineral Parima-Uraricoera**. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Brasília: CPRM, 2001. 28 v.
- CREASER, Robert A.; PRICE, Richard C.; WORMALD, Richard J. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. **Geology**, v. 19, n.2, p. 163-166, Feb. 1991.
- CRUZ, S. S. **Garimpo do Tepequém**: aspectos geológicos e geoeconômicos. Relatório Interno. Manaus: DNPM, 1980. 22p.
- DALL'AGNOL, Roberto et al. Rapakivi granites from Brazil and adjacent áreas. **Precambrian Research**, v. 95, p. 9-39, 1999.
- _____; OLIVEIRA, D. C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, v. 93, p. 215-233, 2007.
- _____; TEIXEIRA, Nilson P.; MAGALHÃES, Marília S. Diagnostic features of the tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, supl. 1, p. 33-50, 1993.
- _____ et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos**, v. 46, p. 431-462, 1999b.
- _____ et al. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenetic Province, Brazil. **Lithos**, v. 80, p. 101-129, 2005.
- DARDENNE, Marcel Auguste; SCHOBENHAUS, Carlos. **Metaogênese do Brasil**. Brasília: UNB; CPRM, 2001. 392p.
- DE PAOLO, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 43, p. 201-211, 1981.
- DEBON, F.; LEFORT, P. A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, v. 73, p. 135-149, 1983.
- DELOR, C. et al. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Surinam): II Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revisited Guiana Shield framework. **Geologie de la France**, v. 2-4, p. 207-230, 2003.
- DREHER, Ana Maria; VLACH, S. R. F.; MARTINI, Sergio L. Adu-laria associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 3, p. 433-442, 1998.

- EVANS, A. M. **Ore geology and industrial minerals**: an introduction. 3rd ed. Oxford: Blackwell, 1993. 389 p.
- FARIA, Mário Sérgio Gomes de et al. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2,03Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Boletim de Resumos Expandidos ...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 306.
- FAURE, G. **Principles of Isotope Geology**. New York: John Wiley, 1986. 589p.
- FERRON, J. M. T. M. et al. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da província Pitinga, Craton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 499-512, 2006.
- FERNANDES FILHO, Lucindo Antunes. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 199-210.
- _____; NOGUEIRA, A. C. R. Fácies de um sistema fluvial – litorâneo proterozóico na serra do Tepequém, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- _____; TRUCKENBRODT, Werner; NOGUEIRA, A. C. R. **Geologia da Serra do Tepequém**. [s.l.: s. n.], 2007. 9 p. Relatório de Excursão Científica.
- _____; _____. Fácies e Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Paleoproterozóica da serra do Tepequém, sul do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008. 1 CD-ROM.
- _____. et al. Depósitos proterozóicos litorâneos influenciados por tempestades na serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- _____. et al. Estratigrafia do Grupo Arai nas regiões do Uiramutã e serra do Tepequém, Paleoproterozóico do Escudo das Guianas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008. 1 CD-ROM.
- FRAGA, Leda Maria Barreto. **Associação anortosito-mangero-granito rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozóicas**: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Belém, PA, 2002. 351p. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, UFPA, Belém, PA, 2002.
- _____. Geologia Estrutural. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. p. 117-128. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- _____; ARAÚJO, Roberto Vieira. Suíte Intrusiva Pedra Pintada. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA. 20-X-B e NA. 20-X-D (inteiras) e folhas NA. 20-X-A, NA. 20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. p. 49-55. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- _____; HADDAD, Regina Célia. Granitos tipo-A na porção norte de Roraima: aspectos petrográficos e geoquímicos da Suíte Intrusiva Saracura. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos Expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 528-531.
- _____; _____. REIS, Nelson Joaquim. Aspectos geoquímicos das rochas granitoides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 3-12, 1997.
- FRAGA, Leda Maria Barreto; REIS, Nelson Joaquim. A Tectônica K'Mudku ao longo do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 9., 1995, Caracas. **Caracas Resumenes...** Caracas, Venezuela: Ministério de Energia y Minas, 1995.
- _____; REIS, Nelson Joaquim; DALL'AGNOL, Roberto. Cauarane - Coeroeni Belt – the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11., 2009, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2009b. 1 CD-ROM.
- _____; REIS, Nelson Joaquim; PINHEIRO, Sandoval da Silva. Serra Tepequém: uma estrutura relacionada à inversão da Bacia Roraima, Estado de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú, SC. **Anais...** Camboriú: SBG, 1994. v. 2, p. 294-295.
- _____. et al. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 27, p. 247-257, 2009a.
- _____. et al. Cauarane - Coeroeni Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian Craton In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33., 2008, Oslo, Noruega. **Abstract...** Oslo: IUGS, 2008. 1 CD-ROM.
- _____. et al. Suíte Intrusiva Pedra Pintada – um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1996. v. 1, p. 76-78..
- FREEMAN, S. R. et al. Dating deformation using Rb-Sr in white micas: Greenschist facies from the Entrelor shear zone, Italian Alps. **Tectonics**, v. 16, p. 57-76, 1997.
- FRIMMEL, H. E. et al. The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the world's largest gold province. In: HEDENQUIST, J.W. et al. (Ed.) **Economic Geology 100th Anniversary Volume**. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, 2005. p.769-797.
- FROST, C. D. et al. Petrogenesis of the 1,43Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. **Journal of Petrology**, v. 40, p. 1771-1802, 1999.
- GAUDETTE, Henri E. et al. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **Journal South America of Earth Sciences**, v. 11, p. 351-363, 1998.

- _____. ; OLSZEWSKI, W. J.; SANTOS, João Orestes Schneider dos. **Isotopic studies of the Amazonian Craton, States of Roraima, Amazonas and Rondonia, western Brazil.** [S.l.: s.n.], 1991.
- GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. **The Geology of the Guiana Shield.** New York: Oxford University Press, 1993. 245 p.
- GILLESPIE, M. R.; STYLES, M. T. **BGS Rock Classification Scheme:** classification of igneous rocks. 2nd ed. London: British Geological Survey, 1999. v. 1. (Research Report, RR 99-06).
- GOLDFARB, R. J. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: HEDENQUIST, J. W. et al. (Ed.) **Economic Geology 100th Anniversary Volume.** Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists, 2005. p. 407-450.
- GRAZZIOTIN, H. F. 2010. **Recursos minerais e metalogenia da folha NA.20-X-A-III, Vila de Tepequém.** CPRM: Manaus. 49p. Relatório Técnico.
- GROMET, L. Peter. Direct dating of deformation fabrics. In: HEAMAN, L.; LUDDEN, J.N. (Ed.) **Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology.** Canadá: Min. Assoc., 1991. p.167-189. (Course Handbook Min., 19).
- GROMET, L. Peter et al. The North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 12, p. 2469-2482, Dec. 1984.
- HADDAD, R. C. et al. Caracterização faciológica preliminar dos granitóides e rochas vulcânicas da porção norte-nordeste de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos Expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 523-526.
- HALL, A. The chemistry of appinitic rocks associated with the Ardara pluton, Donegal, Ireland. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 16, p. 156-171, 1967.
- _____. **Igneous Petrology.** New York: Longman, 1987. 573p.
- HANSON, G. N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 38, p. 26-43, 1978.
- _____. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, v. 8, p. 371-406, 1980.
- HARBEN, P. W.; BATES, R. L. **Industrial minerals:** geology and world deposits. London: Industrial Minerals Division, 1990. 312p.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P.; RIES, A.C. (Ed.) **Collision Tectonics.** Oxford: Blackwell Scientific, 1986. p. 67-81. (Geological Society Special Publication, 19).
- HIBBARD, M. J. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: DIDIER, J.; BARBARIN, B. (Ed.) **Enclaves and granite petrology.** Amsterdam: Elsevier, 1991. p. 431-444.
- _____. **Petrography to petrogenesis.** London: Prentice-Hall, 1995. 587p.
- ILBEYLI, N. et al. Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey. **Lithos**, v. 72, p. 163-182, 2004.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES. **International stratigraphic guide:** a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2 ed. Colorado: IUGS, 1994. 214 p.
- IRVINE, T. Nei; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JACKSON, J. A. **Glossary of Geology.** 4. ed. Washington: American Geological Institute, 1997. 769p.
- JULIANI, C. et al. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotopes constraints. **Chemical Geology**, v. 215, p. 95-125, 2005.
- JUNG, S.; MEZGER, K.; HOERNES, S. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites – a major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damarc Belt, Namibia. **Lithos**, v. 45, n.1/4, p. 147-175, Dec. 1998.
- KING, P. L. et al. Are A-type granites high temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 48, p. 501-514, 2001.
- KLEIN, Evandro Luiz; VASQUEZ, Marcelo Lacerda. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Riozinho, SB.21-Z-A:** Estado do Pará. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infolid=577&sid=26>
- _____. ; _____. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Riozinho, SB.21-Z-A:** Estado do Pará. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- KOBER, Bernd. Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations on single zircons using double filament source. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 93, n. 4, p. 482-490, Aug. 1986.
- _____. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 96, n. 1, p. 63-71, May 1987.
- KROONENBERG, Salomon B. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. **Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med.**, v. 25, p. 109-289, 1976.
- LAMARÃO, Claudio Nery et al. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism

of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1/4, p. 189-223, Dec. 2002.

_____; DALL'AGNOL, Roberto; PIMENTEL, Márcio Martins. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 18, n. 3-4, p. 277-292, Mar. 2005.

LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationship with current nomenclature. **Chemical Geology**, v. 29, p. 183-210, 1980.

LE MAITRE, R. W. (Ed) et al. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. 5 ed. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.

_____. (Ed.). **Igneous rocks**: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2. ed. Cambridge: University Press, 2002. 236 p.

LIPMAN, Peter W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. **Geosphere**, v. 3, n. 1, p. 42-70, Feb. 2007.

LOWENSTERN, Jacob B.; CLYNNE, Michael A.; BULLEN, Thomas D. Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea, Northeast Africa. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 12, p. 1707-1721, 1997.

LUDWIG, Kenneth. R. **Squid Version 1.03**: a User's Manual. Berkeley: Geochronology Center, 2001. 18p. (Special Publication, 2).

_____. **User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00**: a Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, CA: Geochronological Center, 2003. 70p. (Special Publication, 4).

LUZARDO, René. **O Metamorfismo da Serra Tepequém**, Estado de Roraima. Manaus, 2006. 91 p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Instituto de Ciências Exatas, UFAM, Manaus, 2006.

LUZARDO, René et al. Metamorfismo da Serra Tepequém - RR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

LUZARDO, René ; MILLIOTTI, Claudio Augusto. Determinação do fácies metamórfico da serra Tepequém – RR. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG, 2007. p. 79-81.

_____; _____. A "pedra-sabão" da serra Tepequém. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Resumos...** Curitiba: SBG, 2008. 1 CD-ROM.

_____; REIS, Nelson Joaquim. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Workshop II...** Belém: SBG, 2001. p. 43-45.

MANIAR, Papu D.; PICCOLI, Philip M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic textures**: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmania, Australia: University of Tasmania / Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 1993. 198p.

MELO, Abrãao. F. F. et al. **Projeto Molibdênio em Roraima**. Relatório Final. Manaus: CPRM, 1978. v. 1A-1B.

MESCHEDÉ, Martin A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 56, n. 3/4, p. 207-218, Oct. 1986.

MONTALVÃO, Raimundo Montenegro Garcia de et al. Geologia das folhas NA.20 Boa Vista, NB.20/21 Roraima e parte da folha NA.21 Tumucumaque. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL**: Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. v. 8. 426 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

NORCROSS, C. E. et al. U-P and Pb-Pb age constrains on the Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area Guyana Shield. **Precambrian Research**, v. 102, p. 69-86, 2000.

OYHANTÇABAL, Pedro et al. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). **Lithos**, v. 98, n. 1/4 p. 141-159, Oct. 2007.

PACES, James B.; MILLER, James D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights into physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectonomagmatic process associated with the 11 Ga midcontinental system. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 13997-14013, 1993.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, Rudolph A. J. **Micro-tectonics**. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 289p.

PATCHETT, Jonathan Patchett; RUIZ, Joaquin. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 96, n. 4, p. 523-528, Dec. 1987.

PEARCE, Julian A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, n.2, p. 290-300, June, 1973.

_____; HARRIS, Nigel B. W.; TINDLE, Andrew G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

PEARCE, Julian A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v. 19, n. 4, p. 120-125, 1996.

PECCERILLO, Angelo; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, n. 1, Jan. p. 63-81, 1976.

PETTIJOHN F. J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. **Sand and sandstones**. New York: Springer Verlag, 1972. 618 p.

PINHEIRO, Sandoval da Silva et al. **Projeto Catrimani-Urari-coera**: Relatório de Progresso. Manaus: CPRM, 1981. v. II-B, p. 399-401.

_____; REIS, Nelson Joaquim; COSTI, Hilton Túlio. **Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima**. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Brasília: DNPM, 1990. 92 p. Convênio DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

_____; SANTOS, João Orestes Schneider dos; REIS, Nelson Joaquim. Levantamento geológico no oeste de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 2.140-2.151.

_____ et al. **Projeto Catrimani-Urari-coera**: Relatório de Progresso. Manaus: CPRM, 1981. v. I-A., 319p.

PRIEM, H. N. A. et al. Isotopic ages in the high-grade metamorphic Coeroene Group, southwestern Suriname. **Geologie en Mijnbouw**, v. 56, p. 2, p. 155-160, 1977

RAMGRAB, Gilberto Emílio et al. **Projeto Roraima, 1 Fase**: Mapeamento geológico da área Boa Vista-Lethem. Brasília: DNPM/CPRM, 1971. v. 2.

REIS, Nelson Joaquim et al. A Cobertura Sedimentar Proterozóica Média do Supergrupo Roraima no Norte do Estado de Roraima, Brasil: atribuições aos seus Sistemas Depositionais e Esquema Evolutivo da sua Borda Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 66-81.

_____. Formação Tepequém. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. p. 96-99. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

_____; ARAÚJO, Roberto Vieira. Complexo Vulcânico Apoteri. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. p. 99-105. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

_____; CARVALHO, A. S. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e Discussão de seu Modo de Ocorrência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 4, p. 217-226, 1996.

_____ et al. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: sistema de informações geográficas-SIG. Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, 2004. CD Rom 2/41. Programa Geologia do Brasil - PGB.

_____ et al. Orosirian calc-alkaline volcanism from the eastern portion of Roraima State – Amazon Craton. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 380-383, 2000.

REIS, Nelson Joaquim; FRAGA, Leda Maria Barreto. Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: caracterização do seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 2, p. 88-90.

_____; YÁNEZ, Galo. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte Roraima). In: REIS, Nelson Joaquim; MONTEIRO, M. A. S. (Ed.) **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Manaus: SBG, 2001. v. 2, p. 113-144.

_____ et al. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: GEOLOGY of France and Surrounding Áreas, Special Guiana Shield. **BRGM** n. 2-4, p.121-134, 2003.

_____ et al. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=562&sid=26>

_____; SZATMARI, Peter; WANDERLEI FILHO, J. R. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do rifte Tacutu-North Savannas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Resumos...** Aracaju: SBG, 2006.

RESOR, Phillip G. et al. Direct dating of deformation: U-Pb age of syndeformational sphene growth in the Proterozoic Laramie Peak shear zone. **Geology**, v. 24, n. 7, p. 623-626, 1996.

RICKWOOD, Peter C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, v. 22, n. 4, p. 247-263, Apr. 1989.

RIKER, Sílvio Roberto Lopes; ARAÚJO, Roberto Vieira ; REIS, Nelson Joaquim. Grupo Cauarane. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999. p. 20-33. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

_____; _____. Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Roraima Central**: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1999b. p. 72-79. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

- ROBERT, F.; POULSEN, K. H.; DUBÉ, B. Gold deposits and their geological classification. In: GUBINS, A.G. (ed.) **Proceedings of Exploration' 97**: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 1997. p. 209-220
- _____ et al. Models and exploration methods for major gold deposit types. In: MILKEREIT, B. (Ed.) **Proceedings of Exploration'07**: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 2007. p. 691-711.
- ROBERTS, M. P.; CLEMENS, J. D. Origin of High-K clac-alkaline, I-type granitoids. **Geology**, v. 21, p. 825-828, 1993.
- ROCK, N. M. S. **Lamprophyres**. London: Blackie, 1991. 285p.
- RODRIGUES, Emídio Garcia; PENA FILHO, João Infante de Carvalho; OLIVEIRA, José dos Reis. Ocorrências de lamprófiros no flanco norte da bacia Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1262-1280.
- ROEVER, E. W. F. et al. The Käyser dolerite, a Mesoproterozoic alkaline dyke suite from Suriname. **Geologie de la France**, v. 2-4, p.161-174, 2003.
- _____ ; KROONENBERG, S. B. The Kayser dolerite, an alkaline dike from Suriname. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Workshop II...** Belém: SBG, 2001. p. 24-27.
- ROLLINSON, H.R. **Using Geochemical Data**: evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman, 1993. 352p.
- ROSE, A. W.; HAWKES, H. E.; WEBB, J. S. **Geochemistry in mineral exploration**. 2nd ed. New York: Academic Press, 1979. 657p.
- ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. **Chemical Geology**, v. 67, p. 119-139, 1988.
- SANTOS, João Orestes Schneider. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.) **Geologia e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM: Brasília. 2003. p. 169-226.
- _____ et al. A compartimentação do craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2006a. 1 CD-ROM.
- _____ et al. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-488, 2000.
- _____ et al. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 155, n. 3, p. 331-348, 2003b.
- _____ et al. Gold deposits of the Tapajós Province, Amazon Craton. **Mineralium Deposita**, v. 36, n. 3, p. 278-299, 2001.
- _____ et al. Metasedimentary rocks of the Imataca Complex, Venezuela: from Archean to Orosirian (Latetranamazonian). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém:SBG, 2006b. 1CD-ROM.
- _____ et al. Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima State - Absence of Archean Crust based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: CBPM, 2003a. p. 278-281.
- _____ et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, 73-109, 2004.
- _____ et al. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and Implications for the evolution of the Amazon Craton _ Evidence from badeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 15, p. 409-429, 2002.
- SCHOBENHAUS, Carlos et al. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Anais...** Camboriú, SC: SBG, 1994. v.2, p.395-397.
- SEEDORF, E. et al. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. In: HEDENQUIST, J. W. et al. (Ed.) **Economic Geology 100th Anniversary Volume**. Littleton, CO: **Society of Economic Geologists**, 2005. p. 251-298.
- SILVEIRA, W. **Indícios Geoquímicos do potencial mineral da Folha Vila de Tepequém**, Manaus: CPRM, [s. d.]. Relatório interno. (no prelo).
- SIMMONS, S. F.; WHITE, N. C.; JOHN, D. A. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: HEDENQUIST, J. W. et al. (Ed.) **Economic Geology 100th Anniversary Volume**. Littleton, CO.: **Society of Economic Geologists**, 2005. p.485-522.
- SIMON, E. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**, n. 211, p. 47-69, 2004.
- SLACK, J. F. et al. Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis. In: LYDON, J. W. et al. (Ed.) **The geological environment of the Sullivan Deposit, British Columbia**. St. John, Canada: Geological Association of Canada, 2000. P. 736-767. (Special Publication, 1).
- SPOONER, C. H.; BERRANGÉ, J. P.; FAIRBAIRN, H. W. Rb-Sr whole-rock age of the Kanuku Complex, Guyana. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 1, p.207-210, 1971.
- SPRY, P. G.; PETER, J. M.; SLACK, J. F. Meta-exhalites as exploration guides to ore. In: SPRY, P.G.; MARSHALL, B.; VOKES, F. M. (Ed.) **Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits**. Chelsea: Society of Economic Geologists (U.S.), 2000. p. 163-201. (Reviews in Economic Geology, 11).

STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial Pb isotope by a two stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 26, n. 2, p. 207-221, Jun. 1975.

SÖDERLUND, Ulf et al. Protolith ages and timing of deformation in the eastern marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. **Precambrian Research**, v. 94, n. 1/2, p. 29-48, Mar., 1999.

SUN, S. S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, A294, p. 409-455, 1980.

TANAKA, Takeo et al. JNd-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. **Chemical Geology**, v. 168, n. 3-4, p. 279-281, 2000.

TASSINARI, Colombo Celso Gaeta; MACAMBIRA, Moacir José Buenano. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

_____; _____. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.) **Geologia do Continente Sul Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. 2004.

TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. **The continental crust**: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.

THOMPSON, A. J. B.; THOMPSON, J. F. H. (Ed.) **Atlas of alteration**: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. St. John, Canada: Geological Association of Canada, 1996. 119p.

THOMPSON, R. N. et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. **Transactions of Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, A310, p. 549-590, 1984.

VALÉRIO, Cristóvão da Silva et al. Geoquímica e idade Pb-Pb de zircão do Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais...** Cabo Frio, RJ: SBG, 2005. p. 47-52.

VASQUEZ, Marcelo Lacerda; KLEIN, Evandro Luiz. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Novo, SB.21-Z-C: Estado do Pará**. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM,

Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Especial Província Mineral do Tapajós - PROMIN Tapajós.

VASQUEZ, Marcelo Lacerda et al. Lamprófiros Jamanxim. In: VASQUEZ, Marcelo Lacerda; KLEIN, Evandro Luiz. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Novo, SB.21-Z-C: Estado do Pará**. Nota explicativa. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB; Projeto Especial Província Mineral do Tapajós - PROMIN Tapajós.

_____; RICCI, Paulo dos Santos Freire; KLEIN, Evandro Luiz. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, Evandro Luiz; VASQUEZ, Marcelo Lacerda; ROSA-COSTA, Lucia Travassos (Ed.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 2002. v. 3, p. 67-83.

VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A.; WALL, V. J. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. **Lithos**, v.22, n.1, p. 1-12, Sept. 1988.

WHALEN, Joseph B.; CURRIE, Kenneth L.; CHAPPELL, Bruce W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, n. 4, 407-409, Apr. 1987.

WILLIAMS, I. S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: MCKIBBEN, M.A. et al. (Ed.) **Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes**. Chelsea: Society of Economic Geologists (U.S.), 1998. p. 1-35. (Reviews in Economic Geology, 7).

WILSON, G. **Lamprophyre from the Rossland gold camp, British Columbia, Canada**. Campbelford, Ontario, Canada: Turnstone Geological Services Limited, 2006. Disponível em: <http://www.turnstone.ca/lampro.htm>

WILSON, Marjorie. **Igneous Petrogenesis**: a global tectonic approach. London: Harper Collins Academic, 1989. 466p.

WOOD, Davi A. A variably veined suboceanic upper mantle - genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. **Geology**, v.7, n.10, p. 499-503, Oct. 1979.

ZHAO, Zi-Fu et al. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. **Lithos**, v.93, n.3/4, p. 248-272, 2007.