

CARACARAÍ

FOLHAS NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras

e parte das folhas

NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A

Escala 1:500.000

PRPROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

Base de Dados Nelson Custódio da Silva Filho

Geofísica Mário J. Metelo

Geologia Estrutural Reginaldo Alves dos Santos

Geoquímica Carlos Alberto C. Lins e Gilberto J. Machado

Metalogenia/Geologia Econômica Inácio de Medeiros Delgado

Petrologia Luiz Carlos da Silva

Sedimentologia Augusto José Pedreira

Sensoriamento Remoto Sidney Rodrigues Valente

Regional

Superintendência Regional de Manaus

Supervisor de Projetos Sandoval da Silva Pinheiro

Geoquímica João Henrique Larizzatti

Petrografia René Luzardo

Sensoriamento Remoto Manoel Roberto Pessoa

FOLHA CARACARAÍ

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARACARAÍ
FOLHAS NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras
e parte das folhas
NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A

Estado de Roraima

BRASÍLIA 2000

CRÉDITOS DE AUTORIA

Os créditos de autoria encontram-se em folha em anexo

Mapas:

Mapa Geológico 1:500.000 - Mário Sérgio G. Faria e
Renê Luzardo

Mapa Metalogenético 1:500.000 – Silvio Lopes Riker

Revisão Final

Mário Sérgio G. Faria

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO SISTEMÁTICO

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Superintendência Regional de Manaus

Coordenação Editorial a cargo da
Divisão de Editoração Geral – DIEDIG
Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

P964 Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. – Brasília : CPRM, 2000.

1 CD-ROM

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Manaus.

1. Geologia – Roraima – Mapas. 2. Mapeamento geológico – Roraima. I. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. II. Título.

CDD 558.114

CRÉDITOS DE AUTORIA

CAPÍTULO 1
1.1, 1.2 e 1.3

– Sandoval da Silva Pinheiro

CAPÍTULO 2

– Sandoval da Silva Pinheiro

CAPÍTULO 3

3.2.1, 3.2.2
3.2.3.1 e 3.2.3.2
3.2.3.3 e 3.2.3.4
3.2.4
3.3.1 e 3.3.2
3.3.3.1 e 3.3.3.2
3.3.3.3
3.3.3.4
3.3.4
3.4.1
3.4.2
3.4.3.1
3.4.3.2
3.4.3.3
3.4.3.4
3.4.4
3.5.1 e 3.5.2
3.5.3.1
3.5.3.2
3.5.3.3, 3.5.3.4
3.5.4
3.6.1 e 3.6.2
3.6.3.1
3.6.3.2
3.6.3.3

– Mário Sérgio G.de Faria
– Renê Luzardo
– Mário Sérgio G.de Faria
– Nelson Joaquim Reis
– Mário Sérgio G.de Faria
– Renê Luzardo
– Mário Sérgio G.de Faria
– Renê Luzardo & Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria & Renê Luzardo
– Renê Luzardo & Mário Sérgio G.de Faria
– Renê Luzardo
– Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria & Renê Luzardo
– Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria
– Mário Sérgio G.de Faria & Renê Luzardo
– Renê Luzardo
– Mário Sérgio G. de Faria
– Nelson Joaquim Reis
– Mário Sérgio G.de Faria
– Renê Luzardo & Maria José R. Oliveira
– Renê Luzardo
– Mário Sérgio G.de Faria

- 3.6.3.4 – Mário Sérgio G.de Faria & Renê Luzardo
- 3.6.4 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.7.1 e 3.7.2 – Mário Sérgio G.de Faria & Maria José R. Oliveira
- 3.7.3.1 – Maria José R. Oliveira
- 3.7.3.2 – Renê Luzardo & Regina C. Haddad
- 3.7.3.3 e 3.7.3.4 – Regina C. Haddad
- 3.7.4 – Nelson Joaquim Reis
- 3.8.1 e 3.8.2 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.8.3.1 – Mário Sérgio G.de Faria & Regina C. Haddad
- 3.8.3.2, 3.8.3.3 e 3.8.3.4 – Regina C. Haddad
- 3.8.4 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.9.1, 3.9.2, 3.9.3 e 3.9.4 – Nelson Joaquim Reis
- 3.10.1 – Nelson Joaquim Reis & Mário Sérgio G.de Faria
- 3.10.2 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.10.3 – Cláudio Millioti & Renê Luzardo
- 3.10.3.1 – Cláudio Millioti & Mário Sérgio G.de Faria
- 3.10.4 – Nelson Joaquim Reis
- 3.11.1, 3.11.2 e 3.11.3.1 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.11.3.2 – Renê Luzardo
- 3.11.3.3, 3.11.3.4 e 3.11.4 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.12.1 e 3.12.2 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.12.3 e 3.12.4 – Cláudio Millioti
- 3.12.5 – Nelson Joaquim Reis
- 3.13.1, 3.13.2 e 3.13.3.1 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.13.3.2, 3.13.3.3 e 3.13.3.4 – Regina C. Haddad
- 3.13.4 e 3.14.1 – Nelson Joaquim Reis
- 3.14.2 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.14.3.1 e 3.14.3.2 – Cláudio Millioti & Renê Luzardo
- 3.14.3.3, 3.14.3.4 e 3.14.4 – Nelson Joaquim Reis
- 3.15 – Nelson Joaquim Reis
- 3.16.1 – Mário Sérgio G.de Faria
- 3.17 – Sandoval da Silva Pinheiro
- 3.18.1 – Mário Sérgio G.de Faria

CAPÍTULO 4 – Renê Luzardo & Maria José R. Oliveira

CAPÍTULO 5

- 5.1 – Mário Sérgio G.de Faria
- 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5 – Sílvia Lopes Riker

CAPÍTULO 6

- 6.1 – Renê Luzardo
- 6.2 – Sandoval da Silva Pinheiro

SUMÁRIO

RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
1 INTRODUÇÃO.	1
1.1 Histórico e Metodologia	1
1.2 Localização e Acesso	2
1.3 Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos	2
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 Análise do Conhecimento Anterior	5
2.2 Geologia Regional.	6
3 GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL-SUDESTE DO ESTADO DE RORAIMA	11
3.1 Sinopse Estratigráfica	11
3.2 Complexo Metamórfico Anauá.	12
3.2.1 Comentários Gerais	12
3.2.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	12
3.2.3 Petrologia	15
3.2.3.1 Caracterização Geral	15
3.2.3.2 Petrografia e Metamorfismo	15
3.2.3.3 Litoquímica	18
3.2.3.4 Petrogênese	21
3.2.4 Idades e Correlações	22
3.3 Grupo Cauarane	22
3.3.1 Comentários Gerais	22
3.3.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	23
3.3.3 Petrologia	23
3.3.3.1 Caracterização Geral	23
3.3.3.2 Petrografia e Metamorfismo	24
3.3.3.3 Litoquímica	28
3.3.3.4 Petrogênese	28
3.3.4 Idades e Correlações	33

3.4	Suíte Metamórfica Rio Urubu (Pru)	33
3.4.1	Comentários Gerais	33
3.4.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	33
3.4.3	Petrologia	34
3.4.3.1	Caracterização Geral	34
3.4.3.2	Petrografia	34
3.4.3.3	Litoquímica	34
3.4.3.4	Petrogênese	38
3.4.4	Idades e Correlações	39
3.5	Granito Igarapé Azul (Pia)	40
3.5.1	Comentários Gerais	40
3.5.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	40
3.5.3	Petrologia	40
3.5.3.1	Caracterização Geral	40
3.5.3.2	Petrografia	41
3.5.3.3	Litoquímica	41
3.5.3.4	Petrogênese	46
3.5.4	Idades e Correlações	46
3.6	Suíte Intrusiva Água Branca (Pab)	47
3.6.1	Comentários Gerais	47
3.6.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	47
3.6.3	Petrologia	47
3.6.3.1	Caracterização Geral	47
3.6.3.2	Petrografia	47
3.6.3.3	Litoquímica	49
3.6.3.4	Petrogênese	49
3.6.4	Idades e Correlações	54
3.7	Grupo Iricoumé (Pi)	54
3.7.1	Comentários Gerais	54
3.7.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	54
3.7.3	Petrologia	55
3.7.3.1	Caracterização Geral	55
3.7.3.2	Petrografia	55
3.7.3.3	Litoquímica	57
3.7.3.4	Petrogênese	57
3.7.4	Idades e Correlações	61
3.8	Suíte Intrusiva Mapuera (Pm)	61
3.8.1	Comentários Gerais	61
3.8.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	62
3.8.3	Petrologia	62
3.8.3.1	Caracterização Geral	62
3.8.3.2	Petrografia	62
3.8.3.3	Litoquímica	64
3.8.3.4	Petrogênese	65
3.8.4	Idades e Correlações	65
3.9	Formação Urupi (Mu)	67
3.9.1	Comentários Gerais	67
3.9.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	67
3.9.3	Descrição Sedimentar e Espessura	67
3.9.4	Idade, Origem e Correlação	68
3.10	Diabásio Quarenta Ilhas (Mdq)	68
3.10.1	Comentários Gerais	68
3.10.2	Distribuição Geográfica e Relações de Contato	69

3.10.3 Petrografia	69
3.10.3.1 Litoquímica e Petrogênese	69
3.10.4 Idades e Correlações	69
3.11 Suíte Intrusiva Serra da Prata (Msp)	70
3.11.1 Comentários Gerais	70
3.11.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	71
3.11.3 Petrologia	72
3.11.3.1 Caracterização Geral	72
3.11.3.2 Petrografia	73
3.11.3.3 Litoquímica	73
3.11.3.4 Petrogênese	75
3.11.4 Idades e Correlações	78
3.12 Gabro Caracarái (Mgc).	78
3.12.1 Comentários Gerais	78
3.12.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	78
3.12.3 Petrografia	78
3.12.4 Litoquímica	79
3.12.5 Idades e Correlações	79
3.13 Suíte Intrusiva Abonari	79
3.13.1 Comentários Gerais	79
3.13.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	82
3.13.3 Petrologia	82
3.13.3.1 Caracterização Geral	82
3.13.3.2 Petrografia	83
3.13.3.3 Litoquímica	84
3.13.3.4 Petrogênese	84
3.13.4 Idades e Correlações	88
3.14 Formação Seringa (Ms).	89
3.14.1 Comentários Gerais	89
3.14.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	89
3.14.3 Petrologia	89
3.14.3.1 Caracterização Geral.	89
3.14.3.2 Petrografia	90
3.14.3.3 Litoquímica	90
3.14.3.4 Petrogênese	90
3.14.4 Idades e Correlações	91
3.15 Sienito Catrimâni (Ksc)	93
3.15.1 Comentários Gerais	93
3.15.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato	93
3.15.3 Petrologia	93
3.15.3.1 Caracterização Geral.	93
3.15.3.2 Petrografia	93
3.15.3.3 Litoquímica	94
3.15.3.4 Petrogênese	94
3.15.4 Idades e Correlações	94
3.16 Coberturas Lateríticas (Tcl).	95
3.16.1 Comentários Gerais	95
3.17 Formação Içá (QPi)	96
3.17.1 Comentários Gerais	96
3.17.2 Distribuição Geográfica e Espessura	97
3.17.3 Idades e Correlações	97
3.18 Coberturas Holocênicas	97
3.18.1 Comentários Gerais	97

4	GEOLOGIA ESTRUTURAL	101
4.1	Arcabouço Tectônico	101
4.2	Domínio do Cinturão Guiana Central	103
4.2.1	Complexo Metamórfico Anauá	103
4.2.2	Grupo Cauarane	104
4.2.3	Suíte Metamórfica Rio Urubu	104
4.3	Domínio Anauá-Jatapu	104
4.3.1	Complexo Metamórfico Anauá	105
4.3.2	Grupo Cauarane	105
4.3.3	Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca	106
4.4	Faturas	106
4.5	Análise Estrutural	108
5	RECURSOS MINERAIS/METALOGENIA	111
5.1	Jazimentos Minerais	111
5.1.1	Materiais de Construção	111
5.1.2	Ouro	112
5.1.3	Ametista	114
5.1.4	Columbita-Tantalita	114
5.1.5	Cassiterita	114
5.1.6	Areia Industrial	116
5.1.7	Turfa	116
5.1.8	Ilmenita	116
5.2	Metalogenia Previsional	116
5.2.1	Complexo Metamórfico Anauá	116
5.2.2	Grupo Cauarane	117
5.2.3	Suíte Metamórfica Rio Urubu	118
5.2.4	Granito Igarapé Azul	118
5.2.5	Suíte Intrusiva Água Branca	119
5.2.6	Grupo Iricoumé	120
5.2.7	Suíte Intrusiva Mapuera	120
5.2.8	Formação Urupi	121
5.2.9	Gabro Caracaraí	121
5.2.10	Suíte Intrusiva Abonari	121
5.2.11	Formação Seringa	122
5.2.12	Sienito Catrimâni	123
5.3	Áreas Potenciais para Recursos Minerais	123
5.4	Indícios de Mineralizações	124
5.4.1	Geoquímicos	124
5.4.2	Geofísicos	124
5.5	Áreas para Planejamento de Ações Governamentais	124
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	125
6.1	Evolução Geológica	125
6.2	Conclusões e Recomendações	126
6.2.1	Conclusões	126
6.2.2	Recomendações	126
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
	ANEXOS	
	• Súmula dos Dados de Produção	
	• Listagem dos Recursos Minerais	
	• Mapa Geológico	
	• Mapa Metalogenético	

RESUMO

O Projeto Caracará representa o mapeamento geológico de 37.400km², na escala 1:500.000, da porção sudeste do Estado de Roraima e faz parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. A área compreende dois domínios geológico-estruturais separados pela falha do Itã: Domínio Guiana Central e Domínio Anauá-Jatapu. O primeiro apresenta uma faixa em arranjo estrutural predominantemente NE-SW e o segundo possui um arranjo estrutural muito genérico. Foram identificadas dezessete unidades litoestratigráficas. O Complexo Metamórfico Anauá, considerado a unidade paleoproterozóica mais antiga, é constituído por metatonalitos, metadioritos e granulitos básicos a intermediários, com grau metamórfico variado, entre a fácies xisto-verde e granulito. Apresenta ainda enclaves de rochas básicas e ultrabásicas; o Grupo Cauarane é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar, metamorfizada na fácies verde a anfíbolito alto, com idade paleoproterozóica; a Suíte Metamórfica Rio Urubu, que engloba rochas ortognáissicas da fácies anfíbolito, está posicionada no Paleoproterozóico; cinco unidades de granitóides com idades paleoproterozóicas e me-

soproterozóicas estão representadas na área, sendo que o Granito Igarapé Azul, a Suíte Intrusiva Água Branca e a Suíte Intrusiva Mapuera correspondem à primeira idade citada. Os granitóides mesoproterozóicos são aqueles das suítes intrusivas Serra da Prata e Abonari; o Grupo Iricoumé é constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e subordinadamente por tipos subvulcânicos, com idade admitida no paleoproterozóico; a Formação Urupi é composta por uma cobertura sedimentar com piroclásticas intercaladas, de idade mesoproterozóica; os corpos básicos estão representados pelas unidades Diabásio Quarenta Ilhas; Gabro Caracará e Formação Seringa, com idades consideradas mesoproterozóicas; o Sienito Catri-mâni possui idade Cretácea, e, no Cenozóico foram identificadas: Coberturas Lateríticas (terciárias), Formação Içá (pleistocênica) e Coberturas Holocênicas. Quanto aos jazimentos minerais, as atividades econômicas na área de mineração restringem-se àquelas voltadas para a área de construção civil. Existem também ocorrências de ouro, ametista, columbita-tantalita, turfa, cassiterita e areia industrial.

ABSTRACT

Project Caracaraí involved geological mapping at 1:500 000 of a region some 37 400 km² situated in the southeastern part of the State of Roraima. This mapping project forms part of a series entitled *Programme of Basic Geological Surveys of Brazil (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)*.

The region can be divided into two litho-structural domains that are separated by the Itã Fault: the Central Guiana Domain, and the Anauá-Jatapu Domain. The Central Guiana Domain is a belt in which the predominant structural trend is NE-SW, whereas the structural trend of the Anauá-Jatapu Domain is not so well defined. A total of 17 lithostratigraphic units was identified. The Anauá Metamorphic Complex, a unit assigned to the oldest Paleoproterozoic, consists of metatonalite, metadiorite and granulite of basic to intermediate composition. There also occur enclaves of basic and ultrabasic rocks. The metamorphic grade of this complex varies from the greenschist to granulite facies. The Cauarane Group is a Paleoproterozoic metavulcano-sedimentary sequence, metamorphosed in the greenschist to high amphibolite facies. The Rio Urubu Me-

tamorphic Suite, of Paleoproterozoic age, consists of orthogneiss metamorphosed in the amphibolite facies. Additionally, there are five granitoid units of Paleoproterozoic and Mesoproterozoic age. The Paleoproterozoic granitoid rocks include the Igarapé Azul Granite, the Água Branca Intrusive Suite and the Mapuera Intrusive Suite. The Mesoproterozoic granitoid bodies are the Serra da Prata and Abonari intrusive suites. The Iricoumé Group, of Paleoproterozoic age, consists of acid to intermediate volcanic rocks, and subordinately by sub-volcanic rocks. The Urupi Formation, of Mesoproterozoic age, consists of sediments with intercalated pyroclastic rocks. The Quarenta Ilhas Diabase unit represents the basic intrusive rocks. There also occur the Caracaraí Gabbro and Seringa Formation, considered to be of Mesoproterozoic age. The Catrimãni Syenite is Cretaceous; and the Cenozoic rocks consist of Tertiary lateritic cover, the Içá Formation (Pleistocene) and Holocene cover.

Deposits of economic value are restricted to those associated with the construction industry, principally sand. However, there are occurrences of gold in addition to amethyst, columbite, cassiterite and peat.

1

INTRODUÇÃO

1.1 Histórico e Metodologia

O Projeto Caracarái (PC) faz parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, desenvolvido na escala 1:500.000 pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, na unidade da Superintendência Regional de Manaus (SUREG-MA). O projeto objetivou: a definição do arcabouço estrutural e geológico de parte do Cinturão Guiana Central (CGC), a caracterização petrográfica, petrológica e estrutural das diversas unidades geológicas, de forma a conduzir sua subdivisão e compreensão estratigráfica, além da averiguação de ocorrências minerais anteriormente descritas e identificadas nos trabalhos de campo do PC. A área do presente estudo inclui terrenos representados por seqüências gnáissicas, metavulcano-sedimentares, seqüências de rochas de elevado grau metamórfico que constituem o CGC, corpos granitóides sin, tardi a pós-orogênicos, granitóides anorogênicos, vulcanismo e sedimentação intracratônicas e cobertura sedimentar fanerozóica. Foram integrados ainda os dados do Projeto Uatumã - Jatapu (Costi *et al.*, 1984).

O Projeto Caracarái teve seu início operacional em julho de 1994, com previsão de execução em 30 meses e participação integral de três geólogos.

A fase inicial do PC ateu-se ao levantamento e aquisição de documentação básica, reunindo essencialmente a bibliografia técnica disponível, mapas de serviço e reunião de acervo de fotografias aéreas e imagens de radar e de satélite referentes à área de estudo. Seguiu-se uma reavaliação de lâminas petrográficas de projetos anteriores, além da confecção de novas lâminas de rochas já coletadas e situadas em pontos de interesse. De posse dos citados dados, foi efetuada uma fotointerpretação, permitindo, deste modo, a elaboração de um mapa geológico preliminar.

As atividades de campo, em número de quatro, foram inicialmente desenvolvidas em aproximadamente 30 dias/etapa. A equipe esteve constituída pela geóloga Maria José Resende Oliveira e geólogos Mário Sergio Gomes de Faria e Renê Luzardo, tendo como chefe do projeto o geólogo Sandoval da Silva Pinheiro. A primeira etapa de campo desenvolveu-se durante os meses setembro/outubro de 1994, estendendo-se através da BR-174 (trecho vila Novo Paraíso - Linha do Equador), Perimetral Norte – BR-210 (entre o município de São João da Baliza e a vila Novo Paraíso) e parte das vicinais localizadas naquelas principais rodovias. Contou ainda com a participação do geólogo Nelson Joaquim Reis.

A segunda etapa de campo, abrange o período novembro/dezembro de 1994, tendo sido percorrida a RR-170 e restante das vicinais da BR-174 e Perimetral Norte (BR-210), no trecho entre São João da Baliza - rio Jatapu. Nesta etapa, houve a participação do geólogo Silvio Lopes Riker.

A terceira etapa de campo, deu-se entre os meses de março/abril de 1995, objetivou a abertura de picadas ao longo da RR-170 e cheque em estrutura circular localizada a 7,0km da margem direita do rio Jauaperi. Foi realizado ainda o levantamento do rio Anauá, desde o município de São Luiz do Anauá até as cabeceiras da citada drenagem.

A quarta etapa, no período novembro/dezembro de 1995, foi efetivada com levantamentos de campo dos rios Itã (trecho RR-170 até sua foz), Barauana (de sua foz até o entroncamento com o rio Itã) e Anauá (do paralelo 1°00'S até a Perimetral Norte). Nesta etapa, procedeu-se levantamento geológico da região do garimpo Anauá.

A quinta e última etapa de campo foi realizada durante os meses fevereiro/março de 1996, com perfil ao longo do rio Água Boa do Univini, no trecho de sua foz até as cabeceiras e rio Branco.

As descrições petrográficas foram realizadas pelo geólogo Renê Luzardo, com participação parcial do geólogo Roberto V. de Araújo (SUREG-MA) e dos professores Regina C. Haddad e Cláudio Millioti, da UA (Universidade do Amazonas). A avaliação geoquímica esteve a cargo do geólogo Frederico Campelo de Souza, da SUREG-RE (Superintendência Regional de Recife). Os estudos litoquímicos e petrogenéticos foram orientados pelo geólogo Luís Carlos da Silva, Coordenador Nacional de Petrologia (DEGEO), com colaboração parcial dos geólogos Regina C. Haddad e Cláudio Millioti (UA), sendo que a metalogenia esteve a cargo do geólogo Silvio Lopes Riker. As coordenações de Geologia Estrutural e Metalogenia tiveram a orientação, respectivamente, dos geólogos Reginaldo Alves dos Santos e Inácio de Medeiros Delgado, da SUREG-SA (Superintendência Regional de Salvador). A integração do texto final do projeto e mapa geológico teve a colaboração dos geólogos Nelson Joaquim Reis e Manoel Roberto Pessoa, da SUREG-MA.

1.2 Localização e Acesso

A região estudada situa-se na porção sul-sudeste do Estado de Roraima, abrangendo uma superfície de aproximadamente 59.900km², compreendida em corte irregular pelas folhas

NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A, além da totalidade das folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D. Limita-se pelos paralelos 0°00' e 2°00' de latitude sul e meridianos 59°00' (aproximado) e 63°00' de longitude oeste (figura 1.1). O setor nordeste da área limita-se com a Guiana, através do rio Tacutu, entre os marcos BG-14 e BG-34. A porção oeste encontra-se balizada pela reserva indígena lanomâmi. A área do projeto engloba totalmente os municípios de São Luiz do Anauá e São João da Baliza, e parte dos municípios de Caracaraí, Rorainópolis, Caroebe, Cantá e Iracema.

O acesso rodoviário é feito principalmente pela rodovia federal BR-174, que liga Manaus a Boa Vista. Outra importante via é a BR-210 (Perimetral Norte, sentido leste), interligando as vilas Novo Paraíso e Entre Rios, até as margens do rio Jatapu. Em diferente trecho da BR-210 (sentido oeste), atinge-se a Missão Catrimâni, nas proximidades do rio Catrimâni. Várias vicinais interligando ou não as rodovias BR-174 e BR-210, são de extrema importância para a região. Outras, como a RR-170, em trecho aproximadamente N-S, liga as vilas Novo Paraíso e Confiança III, esta, na região da serra da Lua, ao norte da área do projeto. O transporte fluvial pode ser feito através do rio Branco e tributários Água Boa do Univini, Catrimâni e Anauá, além dos rios Jauaperi, Demêni e Jatapu. O transporte utilizado é preferencialmente embarcação de pequeno porte, principalmente no período de estiagem da região.

1.3 Aspectos Fisiográficos e Geomorfológicos

O clima da região é quente e úmido, sendo caracterizado por duas estações bem definidas, de estiagem ("verão"), com início em outubro, ápice em fevereiro e final em abril; e, chuvosa ("inverno"), compreendendo os meses de maio a setembro, com ápice em julho. A precipitação média anual está em torno de 1.700mm. A temperatura máxima absoluta atinge 36,3°C, com mínima em 17°C.

A principal rede hidrográfica está constituída pelas bacias dos rios Branco, Demêni, Jauaperi e Jatapu. Alguns rios de cabeceira como o Anauá, Catrimâni e Jatapu encontram-se com trechos, às vezes quilométricos, caracterizados por extensas corredeiras e cachoeiras.

A vegetação da região é predominantemente constituída por floresta equatorial densa, com árvores de grande porte, ocorrendo ainda, porém em menor proporção, campos dominados por campinaranas e savanas.

Projeto Caracaraí (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A)

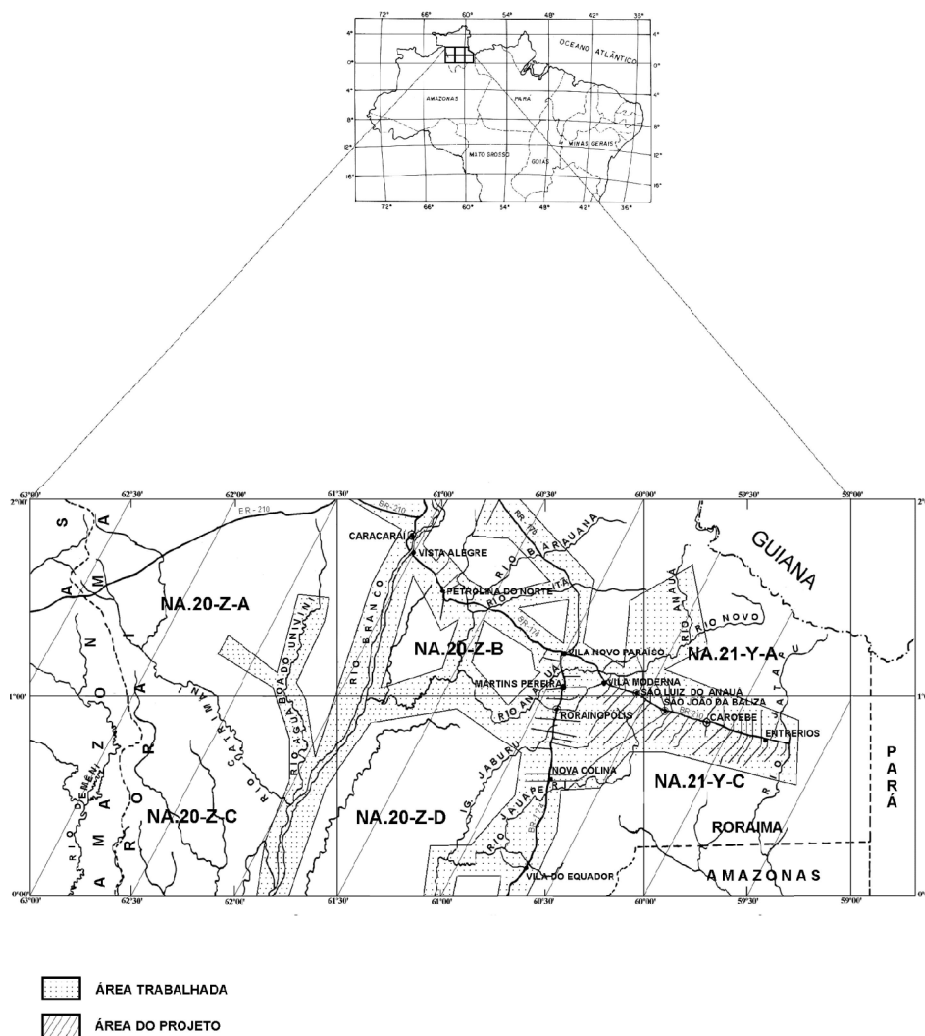


Figura 1.1 – Localização do Projeto Caracaraí, com discriminação das áreas percorridas.

Em âmbito regional, a área compreende os domínios morfoestruturais de Planalto Dissecado Norte da Amazônia, Planalto Residual de Roraima e Pediplano Rio Branco-Rio Negro, identificados e denominados pelo Projeto Radam (folhas NA/NB.20 – Boa Vista e Tumucumaque). Brandão & Freitas (1994) sugeriram sua caracterização através do predomínio de feições morfológicas de peneplanícies e maciços residuais.

Nas folhas NA.20-Z-B e NA.21-Y-A, predominam colinas com vales encaixados, algumas vezes associadas a pontões ou cristas. Feições morfoestruturais mantidas por serras, sobressaem-se nos relevos colinosos e exibem cristas com vertentes de forte declividade, modeladas por drenagens juvenis, como aquelas da serra da Mocidade, localiza-

da na margem esquerda do rio Catrimani. De maior expressão superficial e correspondendo a níveis altimétricos mais baixos, estão aquelas áreas que recobrem as bacias dos rios Branco, Demêni, Catrimani, Água Boa de Univini e Ajarani (figura 1.2). Predominam aí áreas alagadiças, inseridas em extenso campo de areia, onde ocorre uma vegetação arbustiva do tipo campinarana. As linhas de drenagem não apresentam limites bem definidos, estando subordinadas ao regime pluvial da área. O aspecto plano monótono deste compartimento, propicia a atuação de formas deposicionais eólicas, permitindo a formação de dunas longitudinais e cadeias transversais irregulares de dunas parabólicas, associando-se a estas últimas, lagoas rasas sazonais.

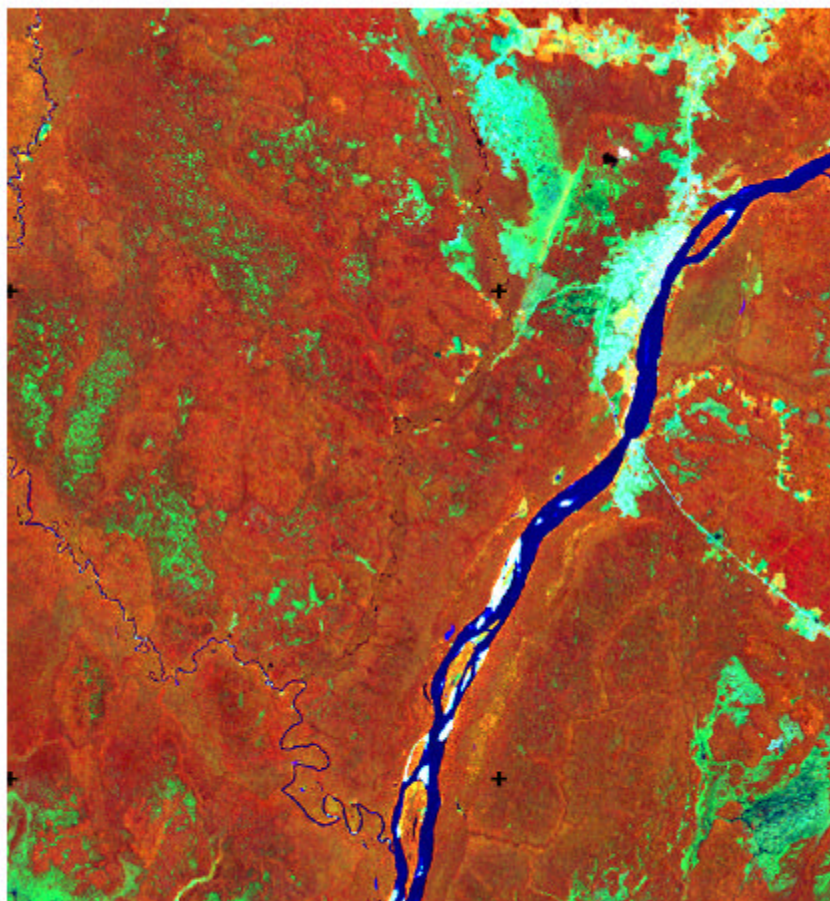


Figura 1.2 – Pediplano Rio Branco-Rio Negro (unidade morfoestrutural).

2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Análise do Conhecimento Anterior

As primeiras referências geológicas sobre a região enfocada neste trabalho são atribuídas a Oliveira (1929), que subiu o rio Branco, efetuando observações ao longo do seu curso. Enquanto na Guiana, nas décadas de 50 e 60 já eram desenvolvidos trabalhos por Mc Connell (1958, 1959 e 1962), Barron (1962 e 1966), Mc Dougal *et al.* (1963) e Singh (1966), que vieram fornecer subsídios aos trabalhos no Estado de Roraima no início de década de 70, por Ramgrab *et al.* (1971 e 1972), Braun & Ramgrab (1972), Braun (1973) e Bonfim *et al.* (1974). Braun (1973), baseado em informações fotogeológicas e trabalhos anteriores, atinentes à Folha NA.20-Z-B, definiu dois conjuntos litológicos: Associação Rupununi e Associação Anauá-Kuyuwini. A primeira é constituída por granitóides grossos, charnockitos, granulitos, gnaisses grossos, gnaisses facoidais e metabasitos. A segunda é composta por rochas “foliadas”, xistos, quartzitos, gnaisses bandados e metavulcânicas. Bonfim *et al.* (1974), utilizaram os termos Associação Rupununi e Associação Anauá-Kuyuwini empregado anteriormente por Braun (1973) e redefiniram a segunda Associação para Anauá. Santos *et al.* (1974), trabalhando na região da bacia do rio Negro, denominaram in-

formalmente de “Seqüência Granítico-Granodiorítica os granitóides que atualmente estão incluídos na unidade Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca. Montalvão *et al.* (1975), denominaram todas as unidades pré-Uatumã de origem orto e parametamórfica, resultantes de metamorfismo regional de fácies anfibolito a granulito, de Complexo Guianense; termo este introduzido por Issler *et al.* (1974). Os litótipos mais comuns que constituem esta unidade são granulitos, gnaisses, migmatitos, anfibolitos, granitos de anatexia e metassomáticos, dioritos, gabros e ultramafitos. E ainda propuseram a designação de Granodiorito Rio Novo, para as zonas granitizadas e homogêneas ocorrentes no Complexo Guianense, postulando uma origem sin-tectônica para estas rochas. Pinheiro *et al.* (1981), em levantamento geológico no oeste do Estado de Roraima, incluíram gnaisses, migmatitos, granitos de anatexia, granodioritos, dioritos, trondjemitos, tonalitos, *augen* gnaisses, granoblastitos e granulitos na Suíte Metamórfica Uraricoera e denominaram de Suíte Metamórfica Parima um conjunto de rochas de baixo a médio grau metamórfico, xistos, quartzitos e enclaves de anfibolitos. Costi *et al.* (1984), retomaram os trabalhos de mapeamento no âmbito da Folha NA.20-Y-C, enquanto que para a Folha NA.20-Y-A, apresentaram

mapa geológico com nota explicativa, baseado em fotointerpretação de imagem de radar e fotografias aéreas. A figura 2.1 apresenta a área do Projeto Caracará com a superposição dos projetos elaborados pela CPRM nas décadas de 70 e 80, e localiza os atuais limites das reservas indígenas, com o intuito de apontar as regiões impossibilitadas de mapeamento geológico.

2.2 Geologia Regional

A área do Projeto Caracará, conforme pode ser visualizada na figura 2.2, insere-se na porção norte da Plataforma Amazônica (Suszczyński, 1970), correspondente ao Escudo das Guianas (Almeida 1978). Os estudos geológicos da referida porção são ainda bastante escassos. Em nível regional, citam-se Montalvão *et al.* (1975), Oliveira *et al.* (1975), Braun & Ramgrab (1976), Bomfim *et al.* (1974), Santos *et al.* (1974), Ramgrab (1984) e Costi *et al.* (1984).

Os trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL apresentaram uma proposta estra-

tigráfica ampla para a região, cujos trabalhos de campo consoantes à escala 1:1.000.000, foram indiscutivelmente de grande valia para o conhecimento geológico regional, embora reflitam limitações óbvias decorrentes de sua escala. Assim, de acordo com Montalvão *et al.* (1975) e Oliveira *et al.* (1975), a região está representada pelo Complexo Guianense (kinzigitos, anfibolitos, trondhjemitos, dioritos, granodioritos, granitos, migmatitos, gnaisses, granulitos ácidos e básicos, quartzitos e anfibolitos), tendo sido individualizado o Granodiorito Rio Novo que, segundo os citados autores, representa granodioritos, adamelitos e granitos anatéticos/metassomáticos de natureza sin-tectônica. As rochas do Complexo Guianense são consideradas como de idade pré-cambriana inferior a média, correspondendo ao embasamento cristalino. Encimando as rochas do Complexo Guianense, ocorrem metamorfitos pertencentes ao Grupo Cauarane, na fácies xisto-verde a anfibolito. Sobrejacente a estas unidades, ocorrem efusivas ácidas a intermediárias (Formação Iricoumé), associadas com granitóides (Mapuera), que são cobertos por uma

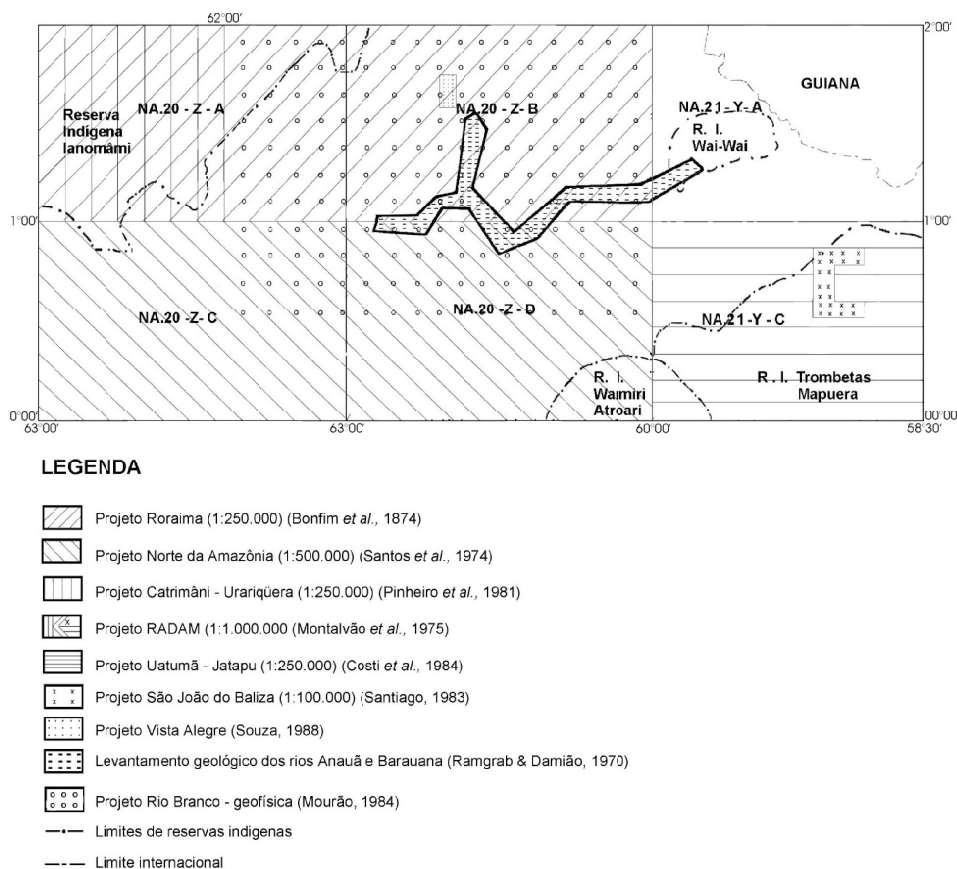


Figura 2.1 – Mapa esquemático do Projeto Caracará mostrando as áreas trabalhadas em projetos antigos e os limites das reservas indígenas.

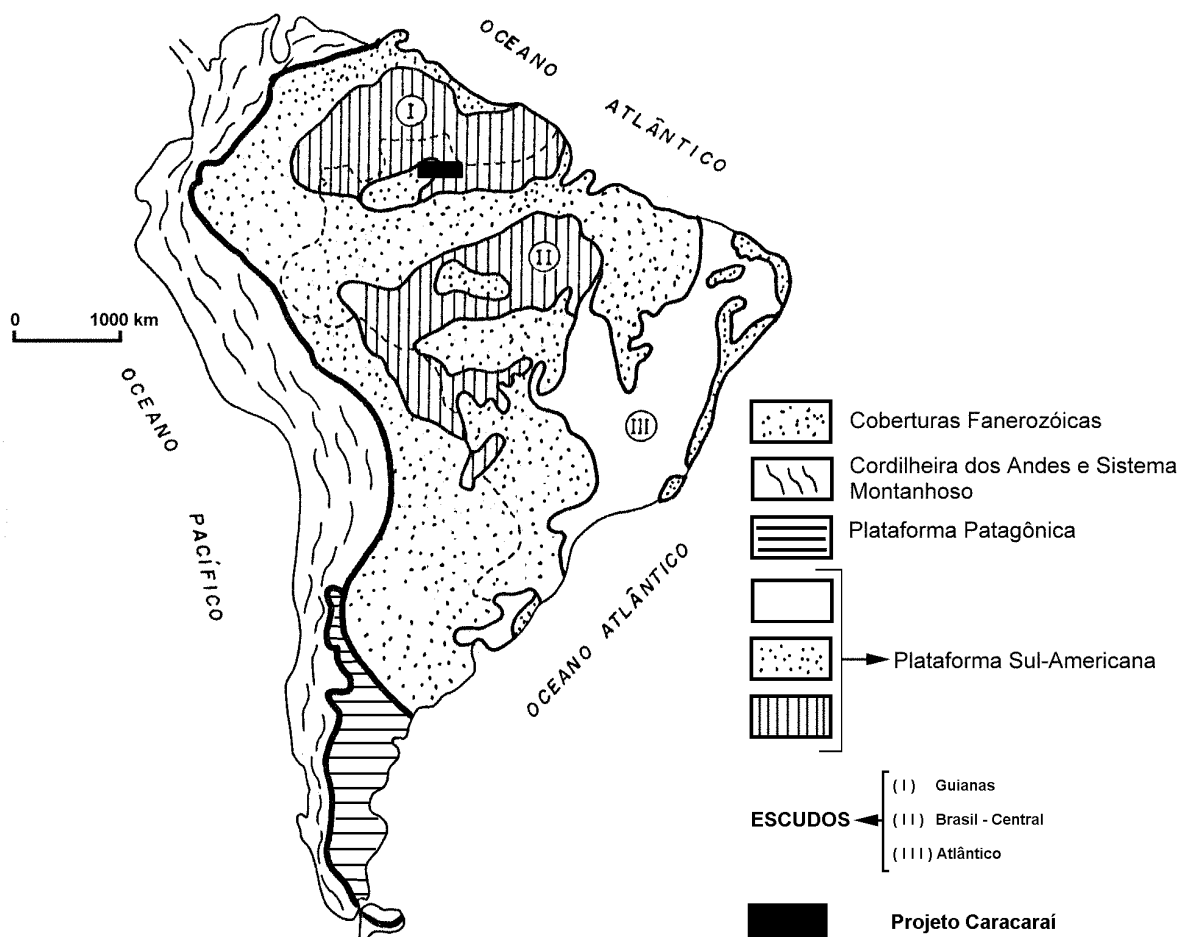


Figura 2.2 – Posicionamento dos escudos das Guianas, Brasil-Central e Atlântico (os dois primeiros escudos juntos integram a Plataforma Amazônica) com a localização da área do Projeto Caracarái (modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984).

seqüência terrígena continental (Grupo Roraima). O Mesozóico acha-se representado por um pequeno corpo sienítico, cortado por diques de fonolito, além da cobertura cenozóica da Formação Solimões.

Cordani *et al.* (1979) e Cordani (1981), caracterizaram uma província geocronológica-estrutural Amazônia Central, de vocação cratônica desde o Paleoproterozóico, com idades aparentes transamazônicas e com três cinturões móveis (*mobile belts*) periféricos: Maroni-Itacaiúnas, ao longo da porção setentrional, Rio Negro-Juruena, na parte centro-sul, e Rondoniano, na extremidade sul-ocidental da Amazônia.

Hasui *et al.* (1984) admitiram prováveis cinturões de alto grau em zonas lineares de anomalias gravimétricas e de campo magnético total (MAGSAT). Aos cinturões, relacionaram um domínio crustal es-

passado, articulado por cavalgamentos de blocos (colisão com subducção), delimitando zonas de discontinuidades marginais a blocos crustais. As denominações desses compartimentos tectônicos estão apresentadas na figura 2.3.

Tassinari *et al.* (1997), em trabalho mais recente, apresentaram um mapa do Cráton da Amazônia, onde distinguiram cinco províncias geocronológicas: Amazônia Central (> 2,3Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,25Ga - 1,95Ga); Ventuari-Tapajós (2,0Ga - 1,80Ga); Rio Negro-Juruena (1,75Ga - 1,55Ga); Rondoniano-San Ignacio (1,5Ga - 1,30Ga); Sunss (1,30Ga - 1,0Ga).

O Projeto Roraima Central (CPRM, no prelo), descreve uma síntese e discussão sobre o Escudo das Guianas. São reconhecidos eventos e ciclos tectônicos de metamorfismo e deformação efetuados durante o Arqueozóico e o Proterozóico, tendo sido

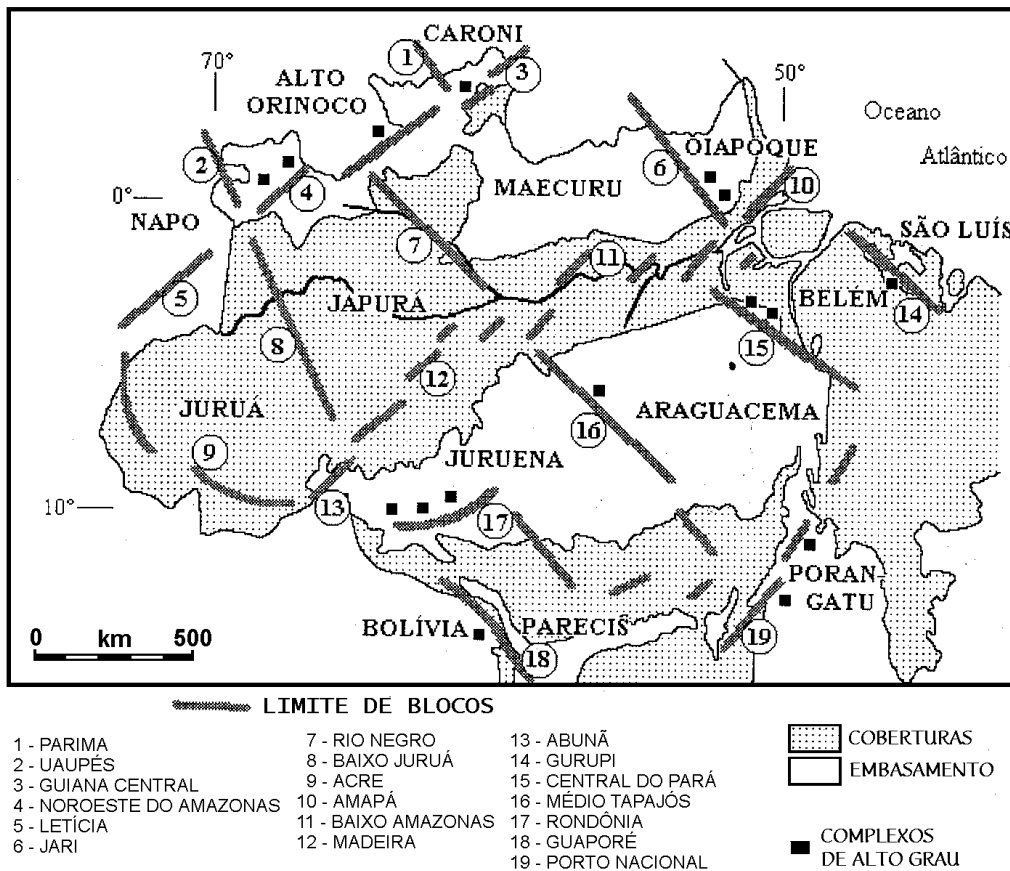


Figura 2.3 – Blocos crustais e faixas limítrofes na Região Amazônica, segundo Costa & Hasui (1996), modificado de Hasui et al. (1984).

descritos na literatura geológica: Ciclo Guriense, 3,0 - 3,4Ga, com registro no Cinturão Imataca na Venezuela; Ciclo Transamazônico, 2,0 - 2,2Ga (Hurley et al., 1967), originou seqüências metavulcano-sedimentares como o Supergrupo Pastora (Venezuela), Supergrupo Barama-Mazaruni (Guiana), Grupo Marowijne (Suriname), Série Paramaca (Guiana Francesa), Supergrupo Vila Nova (Amapá) e grupos Cauarane e Parima em Roraima. Estas seqüências estabeleceram-se em áreas de complexos granito-gnáissicos Urariqüera e Anauá (Roraima), Bartica (Guiana), Supamo (Venezuela) e Guianense (Pará e Amapá). Ao final desse ciclo desenvolveu-se um extenso cinturão, denominado de Cinturão Guiana Central (Fraga, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo), onde inserem-se principalmente rochas da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Essa unidade geotectônica foi mencionada por Kroonenberg (1976) sob a denominação de Cintu-

rão Granulítico Guiana Central, representados pelos complexos Cauaburi (estado do Amazonas), Kanuku na (Guiana) e Falawatra-Coeroeni no (Suriname), com deformações de baixo a alto grau. Ainda no final do Ciclo Transamazônico, no intervalo 2,00-1,95Ga, ocorreu uma granitogênese, com intrusões sin e tardi a pós-orogênicas, que foram denominados de Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca, que são correlacionados com as unidades de granitos tipo-S e Pedra Pintada que ocorrem ao norte do Estado de Roraima e com o Complexo Granítico Southern Guyana, na Guiana. Após a consolidação do Ciclo Transamazônico no final do Paleoproterozóico, é identificado o Evento Uatumã ($\pm 1,8$ Ga), que conduziu a formação de uma cobertura vulcano-piroclástica de caráter ácido a intermediário, denominada de Surumu (Roraima), Iricoumé (nordeste da Amazônia), Iwokram (Guiana) e Cuchivero (Venezuela). Associado a

essa cobertura, ocorreram intrusões de granitóides anorogênicos denominados Saracura (Roraima) e Mapuera (nordeste do Amazonas). Outra reativação corresponde ao Evento Parguazense ($\pm 1,5\text{Ga}$), responsável pela intrusão de granitóides rapakivíticos, denominados de Surucucus e Mucajaí (Roraima), Abonari (norte do Estado do Amazonas). A deposição das coberturas sedimentares, indiscriminadamente relacionadas ao Supergrupo Roraima (Roraima, Amazonas, Venezuela) ou reunidas na Formação Urupi (nordeste do Amazonas) processou-se em períodos distintos. No norte de Roraima a idade máxima para a deposição é de $1,73\text{Ga}$ (Gaudette & Olszewski, 1981, *in*: Reis e Carvalho, 1996) enquanto em outras porções do escudo a sedimentação sucedeu a intrusão dos granitóides rapakivi (Reis e Carvalho, 1996). Espacial e cronologicamente relacionado ao Evento Parguazense, produziu-se um magmatismo básico, ocorrendo sob a forma de *sills* e diques que são intrusivos nas coberturas Roraima e Urupi, denominados de Diabásio Avanavero e Diabásio Quarenta Ilhas (Roraima). Na região do Mucajaí (Folha NA.20-X-D), ocorreram intrusões de granitóides a hiperstênio (Suíte Intrusiva Serra da Prata) com idade em torno de $1,5\text{Ga}$, associados a granitos rapakivíticos, anortositos e gabros.

O Evento K'Mudku (Barron, 1966), foi definido na Guiana e perfaz um acontecimento tectônico em torno de $1,2\text{Ga}$ no Mesoproterozóico da região, que atingiu a fácies de metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde. São descritos diversos produtos

(protoclasitos, cataclasitos, protomilonitos, milonitos e ultramilonitos). Esse evento produziu acentuadas deformações em rochas preexistentes, afetando portanto as unidades geológicas mais antigas na região. Vários autores estudaram esse episódio, apresentando outras denominações entre os quais: "Nickerie Metamorphic" (Priem *et al.*, 1971), no Suriname, Episódio Jari-Falsino (Lima *et al.*, 1974) no Estado do Amapá, K'Mudku Cataclasites (Berrange, 1972) no sudeste da Guiana, (Kroonenberg, 1985) na Guiana e (Fraga & Reis, 1995a) no Estado de Roraima.

No final do Mesoproterozóico em torno de $\pm 1,1\text{Ga}$, ocorreu uma fase distensiva com sedimentação e magmatismo básico alcalino, denominado de Formação Seringa e Troctolito Rio Pardo ambos no nordeste do Amazonas). No Mesozóico, início do Jurássico, ocorreram falhamentos de blocos, conduzindo a formação de *rift-valleys* e vulcanismo associado, iniciando a elaboração do *Hemigraben* Tacutu (Costa *et al.*, 1991a). Ainda nesse período ocorreram derrames e intrusões em forma de *stocks* alcalinos, como o Sienito Catrimãni e Alcalinas do Repartimento (sul de Roraima).

A Cobertura Cenozóica transgride sobre o cráton, depositando sedimentos da Formação Içá, e posteriormente os sedimentos holocênicos, estes localizados predominantemente ao longo das drenagens, bem como nos seus interflúvios, às vezes constituindo campos de areias (dunas e paleodunas) formados a partir do retrabalhamento da Formação Içá.

3

GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL-SUDESTE DO ESTADO DE RORAIMA

3.1 Sinopse Estratigráfica

A área do Projeto Caracarái está localizada na porção centro-sul do Escudo das Guianas. As dificuldades de acesso à região sempre trouxeram grandes problemas para a subdivisão e interpretação das unidades litoestratigráficas. Projetos anteriores, como o RADAM, Norte da Amazônia, Roraima, entre outros, agruparam diferentes tipos litológicos em grandes complexos e associações, como o Complexo Guianense (Montalvão *et al.*, 1975) e a Associação Anauá (Bomfim *et al.*, 1974).

A abertura mais recente de novas estradas, como a RR-170, que cruza perpendicularmente o Domínio do Cinturão Guiana Central, bem como a de estradas vicinais, facilitou a busca de melhores informações de campo, porém, grande parte da área do projeto ainda é fruto de pura interpretação, como pode ser observado na figura 1.1.

Nesse contexto, utilizando-se dos dados de campo, petrografia, química de rocha e integração de dados obtidos por projetos anteriores, procurou-se definir o arcabouço tectônico da área, com a divisão de dois grandes domínios estruturais, o Do-

mínio do Cinturão Guiana Central (DCGC), de direção NE-SW, onde inserem-se principalmente rochas metamórficas de médio a alto grau, e o Domínio Anauá-Jatapu (DAJ), dominado amplamente por uma variada gama de granitóides paleo e mesoproterozóicos, rochas vulcânicas e metamorfitos de baixo a médio grau.

Desse modo, a proposta para a coluna estratigráfica nesse trabalho é a seguinte: o Complexo Metamórfico Anauá foi posicionado no Paleoproterozóico, com idade U/Pb em $2.026 \pm 9\text{Ma}$ (Santos, Hartmann & MacNaughton, no prelo). Representa o embasamento do Grupo Cauarane no alto rio Anauá, com características químicas similares a de terrenos TTG. Os litótipos que afloram no DAJ, em sua maioria tonalíticos, apresentam deformação e metamorfismo na fácies xisto verde. Os gnaisses granulíticos que afloram no DCGC foram agrupados no Complexo Metamórfico Anauá por possuírem características químicas semelhantes àquelas aflorantes no rio Anauá. O metamorfismo de alto grau teria se dado posteriormente durante o Ciclo Transamazônico, que originou o Cinturão Guiana Central. A seqüência metavulcano-sedimentar do Gru-

po Cauarane, que ocorre nos dois domínios estruturais, foi posicionada no Paleoproterozóico pelas características de campo e por uma idade U-Pb em zircão detritico de 2.235 ± 19 Ma (Gaudette *et al.*, 1997) obtida em paragnaisse da vila do Taiano, situada na porção norte do DCGC, região cartografada pelo Projeto Roraima Central. A Suíte Metamórfica Rio Urubu foi considerada como pertencente ao Paleoproterozóico em virtude de várias idades U/Pb e Pb/Pb obtidas em ortognaisses do DCGC que o situaram entre 1.900 e 2.000 Ma. Imediatamente mais novos, foram posicionados os granitóides Igarapé Azul, peraluminosos, datados nesse projeto, com idades Pb-Pb em torno de 1.938 e 1.960 Ma (Almeida *et al.*, 1997), que ocorrem tanto do DAJ como no DCGC, e os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, metaluminosos, que afloram exclusivamente no DAJ. Vulcanitos do Grupo Iricoumé foram interpretados como pertencentes ao magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico, representando a fase extrusiva relacionada à Suíte Intrusiva Água Branca. Ainda no Paleoproterozóico foram posicionados os granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera, de características alcalinas relacionados a granitos tipo A. A idade obtida para esses granitos, pelo método Pb/Pb foi de 1.814 ± 27 Ma. (Santos *et al.*, 1997) Sedimentos clásticos com rochas piroclásticas intercaladas da Formação Urupi e diques do Diabásio Quarenta Ilhas foram situados no Mesoproterozóico. Rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata foram datadas por Fraga *et al.*, (1997), pelo método Pb/Pb e por Gaudette *et al.*, (1997) que obtiveram idades-modelo T_{DM} , Sm/Nd. Os valores entre 1.540 e 1.578 Ma, indicam posicionamento mesoproterozóico. Imediatamente acima foram situados os pequenos corpos intrusivos do Gabro Caracará. Outra família de granitóides anorogênicos associados ao Evento Parguasense estão representados pela Suíte Intrusiva Abonari. Fechando a Era Mesoproterozóica, ocorrem os derrames de rochas básicas associadas à Formação Seringa. No Neoproterozóico não foi cartografada nenhuma unidade litoestratigráfica. Um pequeno corpo intrusivo de rochas peralcalinas da unidade Sienito Catrimani foi posicionada no Período Cretáceo da Era Mesozóica, devido a uma idade Rb/Sr de 108 Ma (Gaudette *et al.*, 1997) de rochas alcalinas correlatas do Complexo Apiaú. No Terciário ocorrem Coberturas Lateríticas que se desenvolveram sobre diversas unidades, principalmente de rochas mais básicas. No Quaternário/Pleistoceno desenvolveu-se na porção centro-sul da área uma

grande bacia de sedimentos arenosos e argilosos inconsolidados que foram aqui correlacionados à Formação Içá. Finalmente foram identificados sedimentos arenosos e argilosos do Holoceno, inclusive dunas eólicas, fruto do retrabalhamento das areias da Formação Içá. A coluna litoestratigráfica é apresentada a seguir, e um mapa geológico simplificado pode ser observado através da figura 3.1.

3.2 Complexo Metamórfico Anauá

3.2.1 Comentários Gerais

Ramgrab & Damião (1970) em reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana identificaram, dentre outros tipos litológicos, dois conjuntos de rochas metamórficas aos quais denominaram de Conjunto Gnáissico (biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses e subordinados biotita xistos e quartzitos) e Grupo Anauá (biotita-hornblenda xistos, anfibolitos, hornblenda-biotita-plagioclásio gnaisses e sillimanita gnaisses), estruturalmente concordantes, aflorantes entre a cachoeira do Violão e a foz do rio Novo, no alto curso do rio Anauá, Folha NA.21-Y-A.

Posteriormente, diversos autores fizeram referência a terrenos granito-gnáissicos da porção sul do Estado de Roraima, utilizando diferentes denominações, como Associação Anauá-Kuyuwiní (Braun & Ramgrab, 1972), Associação Anauá (Bomfim *et al.*, 1974), Grupo Moura (Santos *et al.*, 1974) e Grupo Anauá (Araújo Neto & Moreira, 1976).

Neste projeto, foi adotada a terminologia “complexo metamórfico” para reunir rochas metamórficas de baixo a alto grau e rochas ígneas ácidas a ultrabásicas subordinadas, que ocorrem tanto no Domínio Anauá-Jatapu como no Domínio Guiana Central. O Complexo Metamórfico Anauá inclui granulitos básicos a intermediários, metatonalitos, metagranitos, metadioritos, tonalitos, granitos e enclaves de rochas básicas e ultrabásicas.

3.2.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As rochas do Complexo Metamórfico Anauá ocorrem em duas distintas áreas. A primeira, no Domínio Anauá-Jatapu, região do alto curso do rio Anauá, entre a foz do rio Caroebe e as cabeceiras dos rios Anauá e Novo, é constituída predominantemente por metagranitóides (tonalitos, quartzodioritos, granitos e enclaves de rochas básicas e ul-

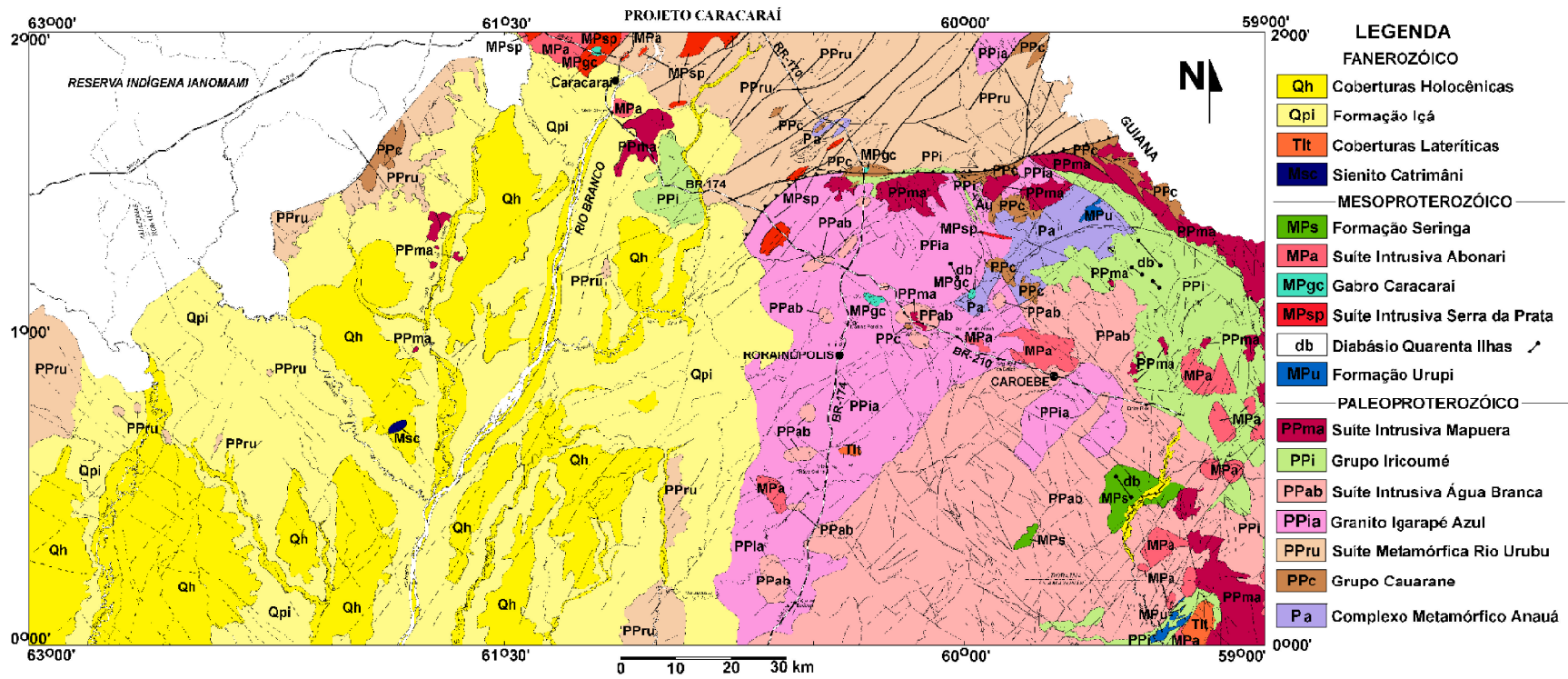


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da área do Projeto Caracaráí.

Coluna Estratigráfica do Projeto Caracarái no Sul de Roraima					
Era	Período		Domínio Cinturão Guiana Central	Domínio Anauá-Jatapu	Descrição da Unidade
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Holoceno	Coberturas holocênicas	depósitos flúvio-eólicos: areias, siltes e argilas
			Pleistoceno	Formação Içá	sedimentos areno-argilosos imaturos inconsolidados a semi-consolidados
		Terciário		Coberturas Lateríticas	lateritos (carapaças e concreções ferruginosas)
	Mesozóico	Cretáceo	Sienito Catrimãni		nefelina-cancrinita sienitos e fonolitos
Meso-proterozóico				Formação Seringa	diques e derrames de rochas básicas
			Suíte Intrusiva Abonari		sienogranitos, monzogranitos, KF-granitos, sienitos, quartzo sienitos e monzonitos
			Gabro Caracarái		gabros e olivina gabros
			Suíte Intrusiva Serra da Prata		granodioritos e monzogranitos porfiríticos a hiperstênio e rochas charnockíticas
			Diabásio Quarenta Ilhas		diques de diabásios
				Formação Urupi	arenitos, vulcânicas piroclásticas, lentes de conglomerados, siltitos e argilitos
1.600Ma Paleo-proterozóico			Suíte Intrusiva Mapuera		sienogranitos e monzogranitos
			Grupo Iricoumé		dacitos, traquidacitos, andesitos, traquiandesitos, andesitos basálticos e granodioritos pórfiros
				Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB)	granodioritos, quartzo monzodioritos, monzogranitos, tonalitos e quartzo dioritos (SIAB)
			Granito Igarapé Azul (GIA)		monzogranitos, sienogranitos e granodioritos peraluminosos (GIA)
			Suíte Metamórfica Rio Urubu		hornblenda-biotita gnaisses, biotia-hornblenda gnaisses e gnaisses miloníticos
			Grupo Cauarane		micaxistos, quartzitos, filitos, hornblenda xistos, paragnaisses, <i>metacherts</i> e rochas calcissilicáticas
			Complexo Metamórfico Anauá		metatonalitos, metadioritos, hiperstênio gnaisses, metagranitos, migmatitos e metaultrabásicas

trabásicas). Apresenta contato discordante (discordância angular) com xistos do Grupo Cauarane, considerados mais jovens. São intrudidos por granitóides da unidade Igarapé Azul e por aqueles das suítes Água Branca e Mapuera, sendo recobertos (discordância erosiva) por rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas sedimentares da Formação Urupi. São freqüentes duas ou mais gerações de diques de rochas básicas. Os mais jovens são indeformados, com formas tabulares retilíneas, e os mais antigos, ocorrem freqüentemente deformados, boudinados, rompidos ou dobrados. Veios pegmatóides quartzo-feldspáticos seccionam a unidade em alguns afloramentos.

A segunda área, no Domínio do Cinturão Guiana Central, região da serra Barauana, apresenta corpos isolados em forma de “bumerangues”, constituídos por granulitos intermediários e básicos

(ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio gnaisses) polideformados e migmatizados, entremeados com pequenas lentes de paragnaisses do Grupo Cauarane. Esses corpos mantêm contato discordante, envolvidos por gnaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Em alguns afloramentos, a foliação mais antiga apresenta padrões de interferência, paralelizada com a foliação mais jovem das encaixantes.

Os litótipos que afloram no Domínio Anauá-Jatapu apresentam deformação e metamorfismo na fácies xisto-verde. Os gnaisses de alto grau metamórfico que afloram no Domínio do Cinturão Guiana Central foram agrupados no Complexo Metamórfico Anauá por possuírem características químicas semelhantes àquelas aflorantes no rio Anauá. O metamorfismo de alto grau teria se dado posteriormente, durante o Ciclo Transamazônico, que originou o Cinturão Guiana Central.

3.2.3 Petrologia

3.2.3.1 Caracterização Geral

No alto curso do rio Anauá, é comum a presença de rochas de composição tonalítica, normalmente foliadas e/ou bandadas. Metatonalitos são os tipos mais frequentes, apresentando bandamento planar milimétrico a centimétrico, leuco a mesocráticos (foto 1). De maneira geral, os metatonalitos e metadioritos são de cor cinza-clara, de granulação média a grossa, eventualmente porfíricos. Os metagranitos apresentam cores variáveis entre rosa claro e cinza, granulação média, sendo comum a ocorrência de textura oftalmítica. Localmente, ocorrem corpos isotropos e homogêneos, com pouca ou nenhuma deformação. Possuem coloração esverdeada, em virtude da epidotização e cloritização. Quando intensamente deformados, evidenciam uma foliação S_1 , regional, e uma foliação S_2 superposta, milonítica, observada localmente.

Os metadioritos ocorrem frequentemente em afloramentos portadores de autólitos básicos e ultrabásicos (foto 2). Esses autólitos, por vezes, apresentam intenso processo de assimilação, com contornos arredondados a subarredondados e dimensões variadas. Alguns encontram-se foliados, como os metadioritos encaixantes.

Na vicinal 21, travessia do rio Anauá, os metagranitos ocorrem como corpos predominantemente heterogêneos, migmatizados. O leucossoma granítico, de coloração acinzentada rósea injeta-se e envolve parcialmente os metagranitos acinzentados, penetrando através de suas descontinuidades e formando estruturas migmatíticas do tipo *schollen* (foto 3). O conjunto migmatítico mantém contato brusco com tonalitos. Nesse caso, trata-se de migmatização de injeção, onde o leucossoma granitóide (G2) foi injetado em tonalito preexistente (G1). Os tonalitos são ricos em enclaves de dimensões variadas, com formas arredondadas a subarredondadas. O diâmetro máximo dos enclaves arredondados, de menor tamanho, atinge cerca de 10cm e são compostos exclusivamente por anfíbios da série tremolita-actinolita com texturas radiais (foto 4). Os enclaves maiores, subangulosos, com cerca de 80cm de comprimento, são deformados e representados por gnaissees com composição tonalítica.

Na região da RR-170, próximo ao rio Barauana, ocorrem gnaissees granulíticos polideformados (foto 5). Essas rochas constituem provavelmente

megaenclaves que estão encaixados nos ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu. Possuem estruturas típicas de rochas migmatíticas com paleossomas de composições básicas e ultrabásicas, que constituem restitos ou antigos diques rompidos. Os leucossomas apresentam-se bandados, dobrados, rotacionados e seccionados por faixas de cisalhamento mais novas (foto 6). Neossomas quartzo-feldspáticos envolvem completamente restitos de paleossomas formando estruturas do tipo agmática (foto 7).

Tanto os enclaves nos tonalitos quanto nos granulitos possivelmente representam autólitos ligados a processos de magma *mingling*.

3.2.3.2 Petrografia e Metamorfismo

Metagranitóides

O conjunto está representado por rochas ígneas intrusivas, deformadas e metamorfisadas na fácies xisto-verde. São predominantemente metatonalitos com ocorrência subordinada de metagranitos e metadioritos.

Ao microscópio, os metatonalitos preservam sua textura ígnea original do tipo granular hipidiomórfica média, representada por grãos subédricos a anédricos de plagioclásios (oligoclásio-andesina) e hornblenda verde, envolvidos por matriz recristalizada composta por quartzo, biotita, clorita, epidoto e sericita (foto 8). O feldspato alcalino é escasso ou geralmente ausente e os minerais acessórios mais frequentes são apatita, titanita, allanita e zircão. Os metadioritos e metaquartzo dioritos (foto 9) são, textural e composicionalmente, muito semelhantes aos metatonalitos, diferindo apenas quanto ao teor de quartzo. Os metagranitos apresentam maiores modificações texturais, raramente preservando remanescentes da textura granular hipidiomórfica original. Os feldspatos são arredondados e, normalmente apresentam contatos lobados. A matriz, composta por quartzo e biotita contorna os grãos maiores conferindo à rocha aspecto porfiroclástico. Os leucossomas graníticos geralmente apresentam textura granular hipidiomórfica (foto 10).

A presença de uma assembléia de minerais (sericita, clorita, epidoto e calcita), associada aos aspectos texturais como recristalização de quartzo e fraturamento de feldspatos, indica uma provável atuação de metamorfismo regional de baixo grau, na fácies xisto-verde sobre os granitóides.

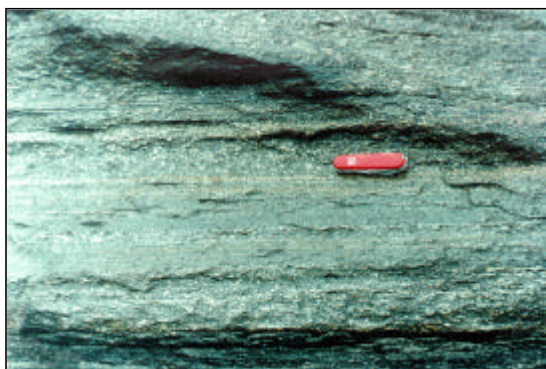


Foto 1

Bandamento composicional em tonalito do Complexo Metamórfico Anauá (CMA). Estação RL-116. Alto rio Anauá.



Foto 2

Autólitos de rocha básica em metadiorito do CMA. A porção à esquerda da escala é um megaenclave de possível rocha básica. Estação RL-119. Alto rio Anauá.



Foto 3

A rocha cinza mais escura é um metagranito (G1) envolvido por um leucossoma granítico cinza-roséio (G2). Estrutura migmatítica de injeção do tipo schollen (CMA). Estação MF-75. Vicinal 21, sob a ponte do rio Anauá.



Foto 4

Metatonalito com autólitos arredondados de rocha ultramáfica composta essencialmente por anfibólios da série tremolita-actinolita. (CMA). Estação MF-75.



Foto 5

Gnaisses granulíticos polideformados com injeção sintectônica de granitóides e padrões de interferência de dobras (CMA). Estação SR-06. Rodovia RR-170.



Foto 6

Enclave de rocha básica dobrada, com eixo de dobra rompido e rotacionado (CMA). Estação SR-06.



Foto 7

Enclaves de rocha básica, rompidos e envolvidos por leucossoma quartzo-feldspático. Estrutura agmática em processo bem avançado. Ambas litologias estão em fácies granulito (CMA). Estação SR-06.

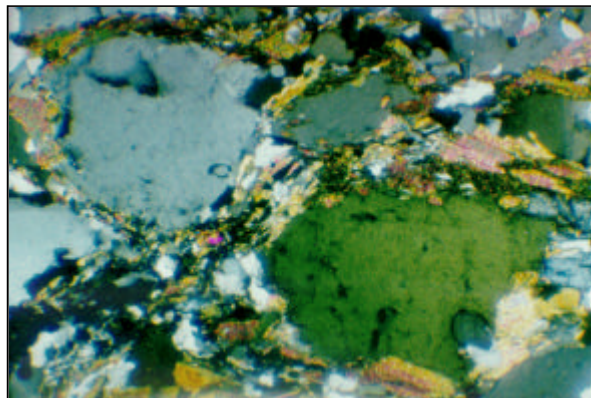


Foto 8

Metatonalito do CMA com cristais anédricos de hornblenda e plagioclásio, envolvidos por matriz recristalizada, composta por quartzo, biotita, clorita, epidoto e sericita. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra RL-116.

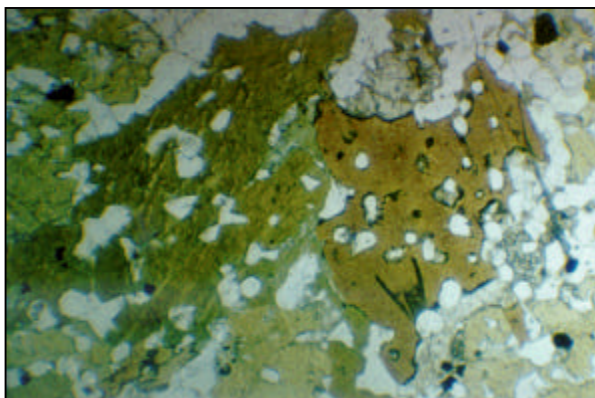


Foto 9

Cristais de hornblenda com textura poiquilitica em metaquartzo diorito do CMA. Aumento 3,5 X. N.P. Amostra MF-131A.

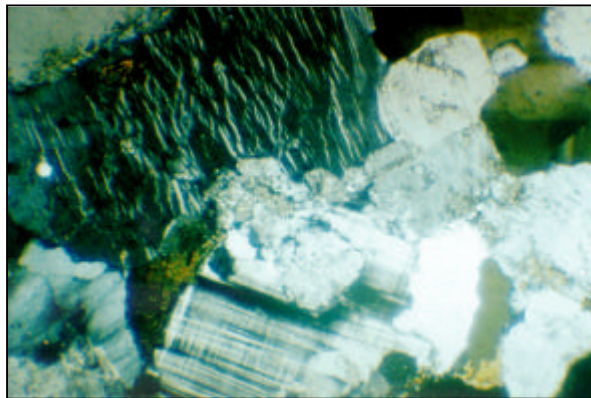


Foto 10

Leucossoma granítico do CMA com textura granular hipidiomórfica. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-75A.

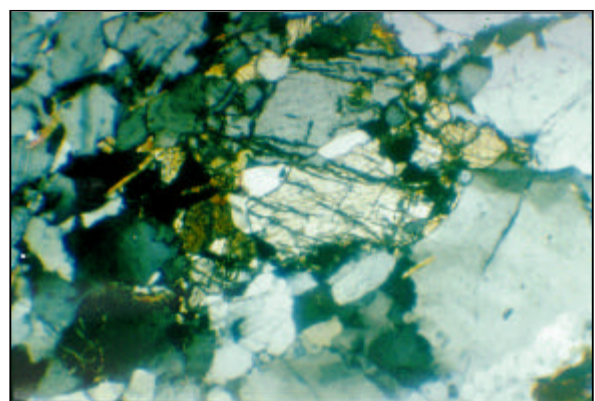


Foto 11

Cristal de ortopiroxênio em granulito básico do CMA. Aumento 3,5 X. N. C. Amostra SR-06A.

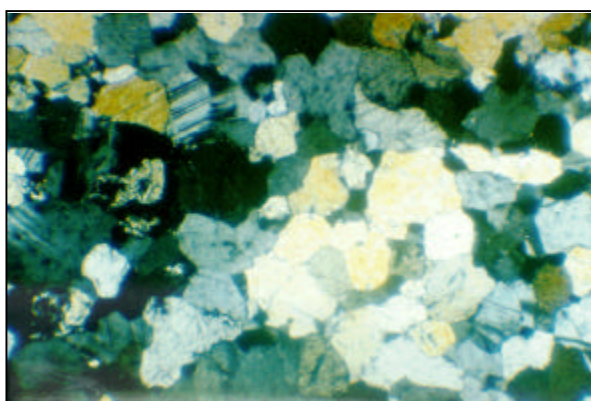


Foto 12

Textura granoblástica poligonal em rocha granulítica do CMA. Observar contatos de 120° entre os cristais de plagioclásios e piroxênios. Aumento 3,5 X. N. C. Amostra RL-67C.

Granulitos

Os granulitos básicos (ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio gnaisses) possuem composição mineral gabro-norítica; são formados essencialmente por ortopiroxênio (foto 11), clinopiroxênio e plagioclásio, variando composicionalmente entre andesina e bitownita. Ocorrem também, hornblenda marrom-esverdeada, biotita avermelhada, pouco quartzo e minerais opacos, além dos minerais de alteração como sericita, epidoto e clorita. Texturalmente, apresentam um arranjo granoblástico poligonal, definido por grãos de piroxênios e de plagioclásio em contato mútuo com bordas retilíneas e junções triplíceis, caracterizando uma paragênese metamórfica estável em condições de alto grau, na fácies granulito ou dois piroxênios (foto 12). Geralmente os piroxênios apresentam coroas ou mantos de hornblenda verde e, às vezes, de biotita, indicando uma possível hidratação ocorrida durante episódio retrometamórfico de fácies anfíbolito.

Os granulitos intermediários apresentam texturas variando entre granoblástica poligonal e granonematoblástica. São compostos principalmente por plagioclásio, piroxênios, hornblenda, biotita vermelha, quartzo e feldspato alcalino. Estes termos intermediários caracterizam-se pela presença abundante de intercrescimentos mirmequiticos e de inclusões arredondadas de quartzo em feldspato alcalino. A tabela 3.1 apresenta a composição mineral estimada para as rochas do Complexo Metamórfico Anauá.

3.2.3.3 Litoquímica

Cinco amostras do Complexo Metamórfico Anauá (CMA) foram analisadas para elementos maiores e menores, incluindo traços e terras-raras. Os resultados estão apresentados na tabela 3.2, com adição de duas amostras de gnaisses granulitos que ocorrem a norte da área mapeada, no Domínio do Cinturão Guiana Central, e aqui correlacionadas ao CMA.

As rochas do CMA variam de termos ultrabásicos até ácidos, com teores de SiO₂ na faixa de 41,30% a 68,40%. A razão Na₂O/K₂O normalmente possui valores predominantemente maiores do que 1 (entre 0,85 e 5,98) e razão Rb/Sr com valores muito baixos, entre 0,03 e 0,18 (tabela 3.2).

No diagrama multicatiônico Q-P (Debon & Le Fort, 1983) (figura 3.2), correspondem composicionalmente a monzogranitos, granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos, monzogabros e gabros.

No diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) (figura 3.3), para rochas com quartzo normativo acima de 10%, plotam-se predominantemente no campo das rochas de composição tonalítica. Sua tendência metaluminosa é verificada no diagrama A-B (Debon & Le Fort, 1983) (figura 3.4).

No diagrama R₁-R₂, discriminante de ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985) (figura 3.5), modificado de La Roche *et al.*, (1980), as rochas do CMA ocupam predominantemente o campo de ambientes pré-colisionais. Distribuem-se essencialmente no campo dos granitos de arco vulcânico no diagrama Y + Nb x Rb (Pearce *et al.*, 1984) (figura 3.6).

Tabela 3.1 – Composição mineral estimada das rochas do Complexo Metamórfico Anauá.

ABREVIATURA : (*) Amostras sem análise química. Qz - quartzo; Pg - plagioclásio; Fk - feldspato alcalino; Op - ortopiroxênio; Cp - clinopiroxênio; Hb - hornblenda; Bt - biotita; Mo - minerais opacos; Zr - zircão; Ap - apatita; Ti - titanita; Al - allanita; Se - sericita; Ep - epidoto; Ca - carbonato; Cl - clorita; Sp - serpentina. M₁ = minerais diagnósticos da paragênese M₁; M₂ = minerais diagnósticos da paragênese M₂.

Amostra	Qz	Pg	Fk	Op	Cp	Hb	Bt	Mo	Zr	Ap	Ti	Al	Se	Ep	Ca	Cl	Sp	M ₁	M ₂	Classificação	
RL-67C*	tr	43		5	50	tr	tr	2	tr	tr			x	x				Op + Cp	Se + Ep	Op-Pg-Cp gnaiss-granulito	
PT-21*	15	36	5	15	5	20	2	2	tr				x		x	x		Op + Cp	Se + Cl	Qz-Op-Hb-Pg gnaiss-granulito	
SR-06A*	20	30		15		15	20	tr		tr			x			x		Op + Hb	Se + Cl + Sp	Op-Hb-Bt-Pg gnaiss-granulito	
SR-06B*	16	32		20	5	25		2	tr	tr			x			x		Op + Cp	Se + Cl	Cp-Op-Hb-Pg gnaiss-granulito	
MF-131A*	10	45		5	10	25	10	tr		tr			x	x	x	x			Se + Cl + Ep	Meta - quartzo diorito	
MF-131B	tr	15		10	5	45	5	20		tr			x	x		x			Se + Cl	Hb gabro-norito	
RL-119A	20	42		15	5	3	15	tr	tr	tr			x			x			Se + Cl	metatonalito	
RL-119B*	20	35		10	10	5	20	tr		tr			x			x	x			Se + Cl	metatonalito
MF-75A	30	27	35				8	tr	tr	tr	tr	tr	x	x	x	x			Se + Cl + Ep	metagranito	
MF-128*	22	40	tr			30	tr	tr		tr	tr		x	6		2			Se + Cl + Ep	metatonalito	
RL-116	25	35				26	10	tr	tr	tr	tr	tr	x	3		1			Se + Cl + Ep	metatonalito	
MF-75E*	25	35				20	20	tr	tr	tr	tr		x	x		x			Se + Cl + Ep	metatonalito	
MF-125*	20	68						tr	tr	1	tr	tr	x	3	tr	8			Se + Cl + Ep	metatonalito	
MF-51B	10	55	tr			20	15	tr	tr	tr	tr		x	x		x			Se + Cl + Ep	metadiorito	

Projeto Caracaraí (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A)

Tabela 3.2 – Composição química das rochas do Complexo Metamórfico Anauá.

Classificação	Hb gabro-norito enclave	metadiorito	granulito-gnaissse	metatonalito	metatonalito	granulito-gnaissse	metagranito injetado
Amostra	MF-131B	MF-51B	SR-146A	RL-116	RL-119A	SR-109B	MF-75A
SiO ₂	41,30	52,50	54,80	59,40	59,80	64,30	68,40
TiO ₂	2,00	0,90	0,86	0,77	0,61	0,43	0,27
Al ₂ O ₃	14,00	22,00	20,60	17,00	18,90	17,90	15,60
Fe ₂ O ₃	8,20	3,60	5,30	2,90	2,70	2,20	1,60
FeO	10,50	3,40	3,40	4,50	3,20	1,80	1,50
MnO	0,29	0,11	0,04	0,13	0,12	0,04	0,10
MgO	8,60	2,60	1,80	3,10	2,00	1,90	0,95
CaO	10,10	7,20	6,80	5,30	5,50	5,70	2,10
Na ₂ O	1,50	5,20	4,40	3,20	4,40	4,04	3,80
K ₂ O	1,20	0,87	1,70	2,20	1,60	1,50	4,50
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,24	0,21	0,32	0,13	0,16
LOI	0,65	0,33	0,20	0,45	0,23	0,27	0,32
Total	98,67	99,03	100,14	99,16	99,38	100,21	99,30
Mg #	46,16	41,10	28,19	43,73	38,77	47,25	36,54
Cr	–	34	131	90	48	143	33
Ni	–	5	38	14	5	66	14
Zn	198	108	105	94	77	79	50
Rb	32	53	42	83	36	49	132
Cs	2,50	36,00	9,00	2,50	2,50	5,00	2,50
Ba	460	908	650	679	757	500	1.433
Sr	272	1.887	414	601	1.221	453	719
Ga	16	31	–	19	19	–	20
Ta	5,00	12,00	–	2,50	2,50	–	5,00
Nb	12,0	5,0	10,0	2,5	10,0	2,5	2,5
Zr	206	392	175	190	177	132	106
Y	31	22	6	19	19	25	18
Th	–	–	–	5,00	9,00	–	2,50
U	–	–	–	5,00	12,00	–	5,00
La	21,57	28,22	20,37	27,64	32,40	20,09	40,21
Ce	71,35	65,33	39,30	67,84	72,09	41,33	87,42
Nd	47,70	29,93	19,12	34,32	30,49	18,30	33,38
Sm	10,20	5,56	3,01	6,01	4,47	3,06	4,31
Eu	2,49	1,60	1,12	1,28	1,42	1,13	0,77
Gd	7,07	3,11	2,11	3,59	2,75	2,08	2,27
Dy	5,35	2,13	1,91	3,16	2,25	1,61	2,05
Ho	1,07	0,35	0,35	0,59	0,42	0,28	0,40
Er	2,90	0,80	0,76	1,37	0,96	0,58	1,02
Yb	1,82	0,60	0,45	1,04	0,79	0,41	0,93
Lu	0,27	0,09	0,05	0,12	0,09	0,04	0,11
Na ₂ O/K ₂ O	1,25	5,98	2,59	1,45	2,75	2,69	0,84
Eu ⁺ /Eu (N)	0,85	1,08	1,29	0,78	1,15	1,30	0,68
YbN	8,27	2,73	2,04	4,73	3,59	1,86	4,23
La/Yb(N)	7,95	31,45	30,27	17,79	27,49	32,77	28,82
Rb/Sr	0,12	0,03	0,10	0,14	0,03	0,11	0,18
K/Rb	311	136	336	220	369	254	283
Ba/Rb	14,38	17,13	15,48	8,18	21,03	10,20	10,86
K/Ba	21,66	7,95	21,71	26,90	17,55	24,90	26,07
Sr/Ba	0,59	2,08	0,64	0,89	1,61	0,91	0,50

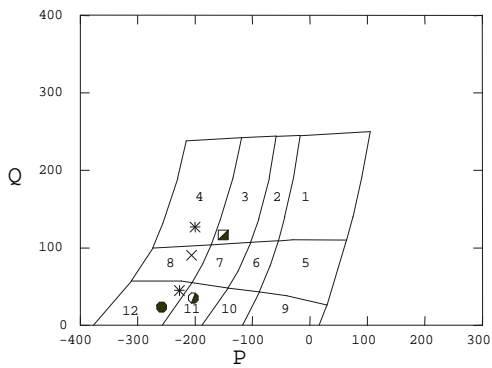


Figura 3.2 – Distribuição das rochas do Complexo Metamórfico Anauá no diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983). Quadrado semi-aberto (metatonalito); asteriscos (granulito-gnaissse do Projeto Roraima Central); X (granulito-gnaissse); círculo cheio (metadiorito); círculo semi-aberto (enclave de hb gabro-norito).
 $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$.

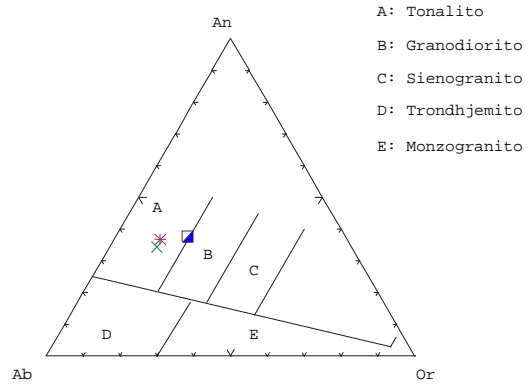


Figura 3.3 – Classificação dos protólitos das rochas do CMA baseada na composição normativa dos feldspatos, segundo O'Connor (1965). Símbolos como na figura 3.2, apenas para as rochas com quartzo normativo maior que 10%.

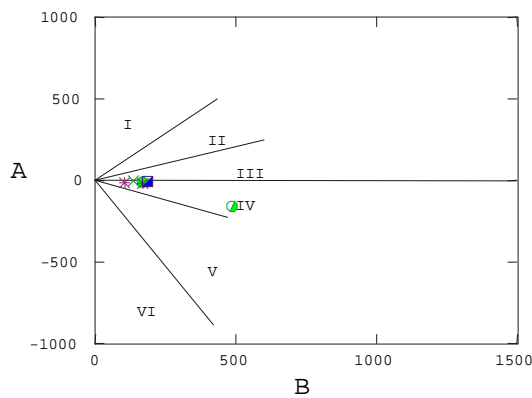


Figura 3.4 – Distribuição das rochas do CMA no diagrama multicatiónico A-B (Debon & Le Fort, 1983). Símbolos como na figura 3.2. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = F + Mg + Ti$.

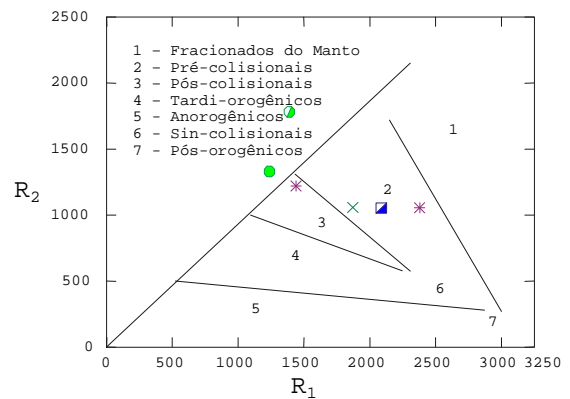


Figura 3.5 – Distribuição das rochas do CMA no diagrama R_1 - R_2 , (La Roche, 1980) com campos discriminantes de ambientes tectônicos, de Batchelor & Bowden (1985). Símbolos como na figura 3.2. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

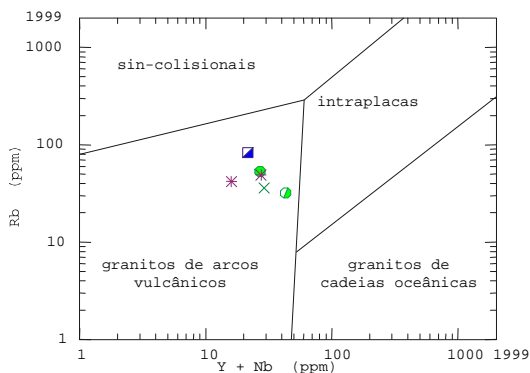


Figura 3.6 – Diagrama de Pearce et al. (1984), discriminante de ambientes tectônicos, para as rochas do CMA. símbolos como na figura 3.2.

Quando plotados no diagrama expandido de elementos, normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985) (figura 3.7), evidenciam enriquecimento em elementos LIL em até 300 vezes, acentuado pico negativo de Nb, enriquecimento em até 100 vezes nos ETR leves, empobrecimento moderado em ETR pesados e elementos HFS, e leve pico negativo de Ti.

O padrão de distribuição dos ETR, normalizado ao condrito (Sun, 1982) (figura 3.8), apresenta fracionamento moderado nesses elementos, razão $La/Yb_{(n)}$ entre 7,95 e 32,77 (tabela 3.2). Os ETR leves são enriquecidos em até 100 vezes os valores condríticos, exibem moderados picos negativos e positivos de Eu, razão $Eu/Eu^*_{(n)}$ com valores entre 0,68 e 1,30 (tabela 3.2), e empobrecimento acentuado em ETR pesadas.

3.2.3.4 Petrogênese

O CMA é constituído por dois grupos principais de rochas, as metaigneas de composição predominantemente tonalítica, com dioritos e granitos subordinados, e os granulitos e migmatitos ortoderivados, ambos com enclaves de rochas básicas e ultrabásicas.

São características químicas da unidade, os baixos valores em K com conseqüente elevada razão Na_2O/K_2O (tabela 3.2), próximos daqueles verificados para seqüências trondhjemiticas típicas de terrenos TTG (Tonalito-Trondhjemitito-Granodiorito) arqueanos (Jahn *et al.*, 1981). O diagrama normativo Ab-Or-An (figura 3.3) mostra o caráter tonalítico da unidade.

Os valores empobrecidos em Rb e K, bem como as razões Rb/Sr, K/Rb e Sr/Ba do CMA, são similares aos terrenos TTGs, como os gnaisses Uivah da Península do Labrador, Canadá (Collerson & Bridgwater, 1979), Complexo Lewisiano (Escócia) e do leste da Groenlândia (Tarney *et al.*, 1979).

As discretas anomalias negativas e positivas de Eu para os metatonalitos e granulitos do CMA, também são comuns em granulitos ácidos e intermediários dos grupos Qianxi e Badaohe, China (Jahn & Zhang, 1984) e dos granulitos intermediários do Complexo Lewisian (Weaver & Tarney, 1980). No Brasil, as rochas do CMA apresentam características similares àquelas dos granulitos ortoderivados do Complexo Caraíba, notadamente da unidade Riachão do Jacuípe (Teixeira & Melo, 1990) e do Complexo Itabuna, no sul da Bahia (Silva, 1991). Na Região Amazônica, apresentam comportamento químico comparável ao do Tonalito Arco Verde do Estado do Pará (Altholff *et al.*, 1995).

O moderado fracionamento de ETR, juntamente com as anomalias positivas de Eu e empobrecimento em ETR pesados, aliados a uma concavidade na posição Er-Yb, é compatível com o padrão verificado para rochas TTG de terrenos granito-greenstone arqueanos (Arth & Hanson, 1975; Condie & Hunter, 1976), bem como de terrenos gnáissicos de alto grau (Green *et al.*, 1972; Weaver & Tarney, 1980). Nas rochas do CMA, apenas a concavidade entre os elementos Er-Yb não é observada.

Apesar do restrito número de análises, observa-se uma tendência geoquímica comparável àquela de terrenos TTG, ressaltando, no entanto, que não foram descritos termos trondhjemiticos e

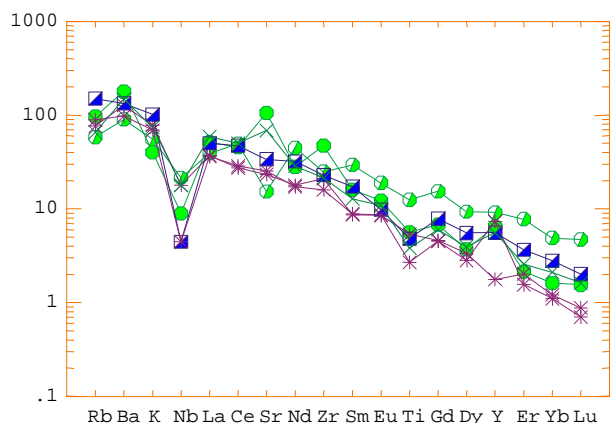


Figura 3.7 – Diagrama expandido de elementos, normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), para as rochas do CMA. Símbolos como na figura 3.2.

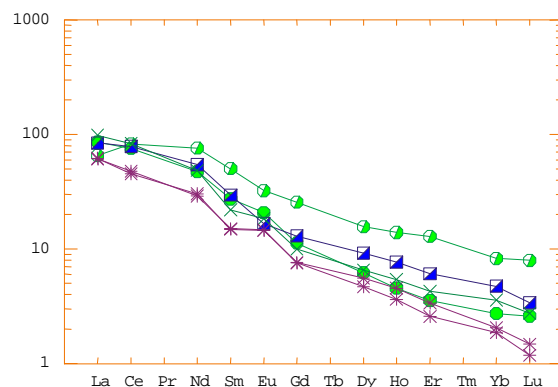


Figura 3.8 – Padrão de distribuição dos elementos terras-raras para as rochas do CMA, normalizado ao condrito (Sun, 1982). Símbolos como na figura 3.2.

granodioríticos, restringindo-se as rochas do CMA, apenas a termos tonalíticos, dioríticos e graníticos, com autólitos de básicas e ultrabásicas.

O modelo petrogenético para a formação de tonalitos envolve fusão parcial de material mantélico, ou granada anfibolitos com fracionamento de granadas e/ou anfibólios da fonte, o que explicaria o forte empobrecimento em ETR pesadas.

O CMA, representaria dessa forma, o embasamento da bacia que acolheu a sedimentação e vulcanismo do Grupo Cauarane, tendo se formado em um ambiente geotectônico pré colisional (figura 3.5), com característica dos terrenos TTG.

3.2.4 Idades e Correlações

Os estudos geocronológicos realizados nos terrenos gnáissicos do Escudo das Guianas, têm demonstrado dois períodos distintos de idade. A mais antiga, estabelecida nas porções oriental e meridional de Roraima, encontra respectiva correspondência com parte dos terrenos da Suíte Metamórfica Ura-riqüera (Reis, *in*: Projeto Roraima Central, no prelo) e Complexo Metamórfico Anauá (neste estudo), que têm fornecido idades transamazônicas em torno de 2,2-2,0Ga, não faltando para tal, valores um pouco mais avançados. Uma idade U/Pb recentemente obtida no laboratório SHRIMP da Austrália, para um metatonalito da região do alto rio Anauá, forneceu um valor de 2.026±9Ma (Santos, Hartmann & MacNaughton, no prelo). Citam-se ainda, hornblenda gnaisses do Complexo Essequibo-Corentyne da Guiana de 2,2Ga (U/Pb, Gibbs & Olszewski, 1982), ortognaisses do Cinturão Inini da Guiana Francesa de 2,0 Ga (Rb/Sr, Marot *et al.*, 1984), migmatitos da Série l'Île de Cayenne (Guiana Francesa) de 1.970±260 Ma (isócrona Rb/Sr, Teixeira *et al.*, 1984) e ortognaisses do Complexo Supamo da Venezuela com idades de 2.660Ma (U/Pb em zircão, Gaudette *et al.*, 1977).

Um segundo período registra valores no intervalo de 1,8Ga e 1,7Ga, notadamente no noroeste do Estado do Amazonas, sudoeste da Venezuela e porção mais ocidental de Roraima, que assinala um período marcado por rochas que sofreram metamorfismo na fácies anfibolito. Gaudette & Olszewski (1985) forneceram uma série de idades isocrônicas Rb/Sr de rochas gnáissicas do Estado do Amazonas, Venezuela, além de idades U/Pb em zircão de 1.859Ma. Os autores sugeriram uma progressão de atividade tectônica de NE para SW ao longo do escudo, com decréscimo em idade dos terrenos granito-gnáissicos.

Os terrenos do Complexo Metamórfico Anauá podem ser comparados com aqueles da Suíte Ura-riqüera da porção ocidental do Estado de Roraima, parte do Complexo Supamo da Venezuela (a norte do Bloco Paracaima) e gnaisses do norte da Guiana. A presença de autólitos de metabasitos também é uma característica que envolve esses terrenos.

No entanto, as correlações sugestivas para diferentes porções do escudo devem merecer cautela, uma vez que as informações disponíveis ainda são escassas, notadamente na caracterização de seus tipos litológicos, comportamento litoquímico e estabelecimento geocronológico.

3.3 Grupo Cauarane

3.3.1 Comentários Gerais

O Grupo Cauarane foi originalmente definido por Montalvão & Pithan (1974) para reunir uma seqüência de micaxistos, quartzitos, anfibolitos e itabiritos aflorantes na serra homônima, situada na porção norte-nordeste do Estado de Roraima, que repousam discordantemente sobre as rochas mais antigas da região.

Pinheiro & Reis (1994) adotaram a categoria de "suíte metamórfica" em substituição ao termo "grupo" para reunir paragnaisses, *metacherts* ferríferos, rochas calcissilicáticas, xistos e anfibolitos, correlacionando-os às rochas da Suíte Metamórfica Parima que ocorrem na porção oeste do Estado de Roraima, na fronteira com a Venezuela.

Riker (*in*: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo), manteve o termo original "grupo", englobando além de rochas sedimentares com metamorfismo da fácies xisto-verde e anfibolito, aquelas da fácies granulito.

No alto curso do rio Anauá, Ramgrab & Damião (1970) denominaram informalmente de Grupo Anauá uma seqüência de rochas metamórficas representadas por biotita-hornblenda xistos, anfibolitos, hornblenda-plagioclásio gnaisses e sillimanita gnaisses. Neste projeto, essas rochas foram distribuídas em duas unidades: as ortoderivadas foram relacionadas ao Complexo Metamórfico Anauá, excetuando-se os anfibolitos, que juntamente com as paraderivadas foram incluídas no Grupo Cauarane.

Deste modo, esta unidade está representada na porção sul-sudeste de Roraima por um conjunto de rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto-verde a anfibolito alto, incluindo micaxistos, quartzitos, paragnaisses, *metacherts*, filitos e anfibolitos.

3.3.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Foram identificadas onze áreas de exposição de rochas do Grupo Cauarane. Do total, apenas três (uma na serra da Mocidade e duas na serra Acaraí) restringiram-se à informação de trabalhos anteriores e interpretação de imagens de satélite e de radar.

Na mais extensa das áreas, com aproximadamente 100km² e situada no alto curso do rio Anauá, Domínio Anauá-Jatapu, próximo à fronteira Brasil-Guiana, ocorre um conjunto de xistos e quartzitos intercalados com acamamento rítmico, apresentando foliação subvertical, segundo N30-50°E (foto 13). Outro corpo localizado mais a noroeste, representado por filitos, é separado do conjunto anterior por um maciço granítico da Suíte Intrusiva Mapuera. Enclaves de micaxisto nos granitóides da citada suíte evidenciam o caráter intrusivo desta última (foto 14). A norte, os filitos mantêm contato tectônico através da falha do rio Itã, com rochas gnáissicas da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

No médio curso do rio Anauá, ocorrem micaxistos e hornblenda-xistos (foto 15) embutidos em gnaisses do Complexo Anauá. Ambos conjuntos apresentam-se metamorfisados na fácies anfíbolito e com evidências de duas fases de deformação. As relações de campo são aparentemente concordantes entre as unidades.

Na região da vila Moderna, município de São Luiz do Anauá, ocorre um megaenclave com cerca de 3km², representado por metamorfitos do Grupo Cauarane. São quartzitos, *metacherts* e anfíbolitos circundados pelo Granito Igarapé Azul. Na proximidade do contato entre o granito e metamorfitos, existe uma ocorrência de ametista, explotada a céu aberto.

No Domínio do Cinturão Guiana Central, no rio Itã, próximo a RR-170, foram identificados paragnaisses (calcissilicáticos e pelíticos) e quartzitos intercalados em gnaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

3.3.3 Petrologia

3.3.3.1 Caracterização Geral

O Grupo Cauarane é constituído essencialmente por metabasitos (hornblenda xistos), micaxistos, filitos, gnaisses pelíticos, quartzitos, gnaisses calcissilicáticos e rochas químico-exalativas (*metacherts*).

Os metabasitos (hornblenda xistos ou anfíbolitos), são rochas de coloração esverdeada-escura

com brilho vítreo e granulação fina, apresentando uma excelente xistosidade definida pela orientação preferencial de prismas de anfibólio. Esta xistosidade encontra-se crenulada formando microdobras simétricas com charneiras retas e uma foliação mais jovem, segundo o plano axial destas.

Os micaxistos são representados por quartzo-biotita-moscovita xistos, quartzo-moscovita-biotita xistos, granada-sillimanita-biotita-moscovita xistos e andaluzita-biotita-moscovita xistos com pequenas variações composicionais. São rochas de cor cinza-prateado e cinza-acastanhado, de acordo com a razão entre moscovitas e biotitas. Caracterizam-se pelo brilho prateado intenso e excelente xistosidade que, freqüentemente, contém microdobras e segregação de quartzo.

Em amostras-de-mão, os filitos apresentam cores variando entre o cinza-esverdeado e o cinza-alaranjado (cor creme), com manchas superficiais de cor ocre localizadas principalmente nos planos de fratura e/ou clivagens. A foliação, do tipo clivagem ardosiana, é marcada por superfícies penetrativas com brilho sedoso devido à incipiente recristalização de micas. A granulação varia de fina a muito fina sendo possível identificar, com o auxílio de uma lupa, apenas pequenos grãos de quartzo, micas e minerais opacos (pirita).

Os quartzitos possuem cores claras, em tons de branco, geralmente com manchas avermelhadas ou amareladas. Apresentam uma grande diversidade textural ocorrendo tipos de *fabric* maciça, foliada e bandada, de granulação fina a grossa. Os tipos mais comuns são bandados e caracterizam-se por apresentar alternâncias de níveis milimétricos ricos em minerais opacos (geralmente magnetita) entre os níveis quartzosos. Ocorrem também quartzitos maciços e puros, constituídos basicamente por grãos de quartzo.

Os gnaisses pelíticos geralmente possuem cores claras (cinza médio a róseo-alaranjado), granulação fina a média, variando de maciços a bandados e foliados. Freqüentemente apresentam aspecto sacaróide e são muito friáveis, desagregando-se facilmente.

Os gnaisses calcissilicáticos apresentam nítido bandamento composicional onde alternam-se bandas maciças de granulação fina e cor cinza-esverdeado e bandas foliadas, de granulação média e cor cinza-claro. Esta variação composicional possivelmente reflete um acamadamento sedimentar reliquiar onde alternam-se camadas de calcário impuro e grauvacas. Geralmente este bandamento ocorre com dobras isoclinais do tipo similar.

3.3.3.2 Petrografia e Metamorfismo

Os metabasitos (hornblenda xistos) apresentam textura do tipo nematoblástica fina onde os prismas de hornblenda marcam a foliação mais antiga, do tipo xistosidade contínua. A foliação mais jovem, do tipo clivagem de crenulação (foto 16), é marcada por uma proeminente diferenciação na orientação ótica dos anfibólios, nos limbos de crenulação. Sua associação mineral é formada, basicamente, por prismas idioblásticos a subidioblásticos de hornblenda verde, que constituem cerca de 70% do volume mineral da rocha. Grãos xenoblásticos de quartzo e de plagioclásio (provavelmente do tipo andesina/labradorita) formam níveis ou bandas segundo a foliação. Grãos anédricos de mineral opaco (magnetita ou ilmenita titanífera) com coroas de titanita, ocorrem estirados segundo a foliação. Epidoto, clorita, apatita e microclínio completam a associação mineral. Observam-se vênulas, possivelmente geradas durante o retrometamorfismo, pois são discordantes da foliação e compostas por grãos anédricos de quartzo com bordas lobadas a serrilhadas e, com extinção ondulante, grãos subédricos de epidoto e lamelas de clorita, além de grãos anédricos de plagioclásio e microclínio, em pequenas quantidades.

Os hornblenda xistos representam o produto da atuação de metamorfismo regional ou dinamotermal de grau médio, fácies anfibolito sobre rochas básicas, provavelmente basaltos ou tufos máficos, posteriormente submetidas a outra fase de deformação e metamorfismo de grau baixo, fácies xisto-verde. A primeira fase de metamorfismo é representada pela paragênese $M_1 = \text{hornblenda} + \text{plagioclásio} \pm \text{quartzo} \pm \text{epidoto} \pm \text{titanita} \pm \text{minerais opacos}$. O retrometamorfismo na fácies xisto-verde é representado pela paragênese $M_2 = \text{epidoto} + \text{clorita} \pm \text{quartzo} \pm \text{albita}$.

Os micaxistos mostram textura lepidoblástica a granolepidoblástica, de granulação média a grossa definida pela orientação preferencial de lamelas bem desenvolvidas de biotita e moscovita e grãos de quartzo com bordas lobadas, que alternam-se em diferentes proporções, marcando um bandamento composicional. A foliação é do tipo clivagem de crenulação marcada por uma xistosidade mais antiga, contínua, posteriormente dobrada. A composição mineral é relativamente simples, sendo caracterizada por biotita, moscovita e quartzo (foto 17). Epidoto, clorita, minerais opacos, titanita, granada, andaluzita, sillimanita e turmalina completam a associação mineral, que

apresenta ainda, grãos arredondados de zircão detrítico. É possível observar resquícios de uma paragênese de grau médio, da fácies anfibolito, representada por fragmentos de granada, parcialmente substituída por biotita e clorita, pseudomorfos de andaluzita e trilhas de sillimanita do tipo fibrolita, no interior das moscovitas. Duas gerações de moscovita também são observadas: a primeira é marcada por lamelas grandes com extinção ondulante e *kink-bands* e, a segunda, por lamelas menores paralelas à nova foliação gerada na fácies xisto-verde. Em algumas amostras, ocorrem grãos de turmalina "boudinados" ou estirados segundo a foliação mais antiga.

Os micaxistos representam o resultado da atuação de uma fase de metamorfismo regional de grau médio, fácies anfibolito, sobre rochas de composição pelítica, posteriormente afetadas por metamorfismo regional de baixo grau, fácies xisto-verde. A paragênese (M_1) de grau médio é parcialmente representada por restos de granada, pseudomorfos de andaluzita e inclusões de fibrolita em moscovitas. A presença de sillimanita e ausência de feldspato alcalino indicam que estes xistos atingiram a zona da sillimanita, não chegando porém, a alcançar grau alto de metamorfismo regional. A paragênese (M_2) de baixo grau é representada por: moscovita + biotita + quartzo \pm clorita \pm epidoto. Esta segunda fase de metamorfismo atingiu, no máximo, temperaturas e pressões equivalentes à zona da biotita para metamorfismo regional sobre rochas pelíticas.

Os filitos apresentam pequenos ($\pm 1\text{mm}$ de diâmetro do grão) porfiroclastos de quartzo e, secundariamente de plagioclásio, levemente achatados e envolvidos pela matriz composta predominantemente por finas lamelas de sericita/fengita. A foliação revela-se como do tipo clivagem espaçada (Borradaile *et al.*, 1982), apresenta-se em contorno dos porfiroclastos. Uma alternância de domínios ricos em quartzo e aqueles ricos em minerais micáceos, possivelmente refletindo em acamadamento sedimentar, pode ser observada. Vênulas de quartzo recristalizado e com contatos lobados ocorrem paralelas à foliação; vênulas contendo epidoto e pirita preenchem fraturas trativas, perpendiculares à foliação (foto 18). A associação mineral é composta pelos minerais pré-metamórficos de origem detrítica representados pelos porfiroclastos de quartzo, plagioclásio, epidoto, minerais opacos e turmalina arredondados, e pela paragênese metamórfica representada, principalmente na matriz, por micas do tipo sericita/fengita, clorita, epidoto, quartzo, albita e minerais opacos.



Foto 13

Micaxistos do Grupo Cauarane apresentando acamamento rítmico, característico de depósitos turbidíticos. Alto curso do rio Anauá. Estação MF-122.



Foto 15

Metabasitos do Grupo Cauarane apresentando dobras em chevron. Alto curso do rio Anauá. Estação MF-129.

Foto 17

Andaluzita-biotita-moscovita-quartzo xisto do Grupo Cauarane em seção delgada. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra MF-122B.



Foto 14

Xenólitos de micaxistos do Grupo Cauarane em granitóides da Suíte Mapuera. Alto curso do rio Anauá. Estação MF-124.

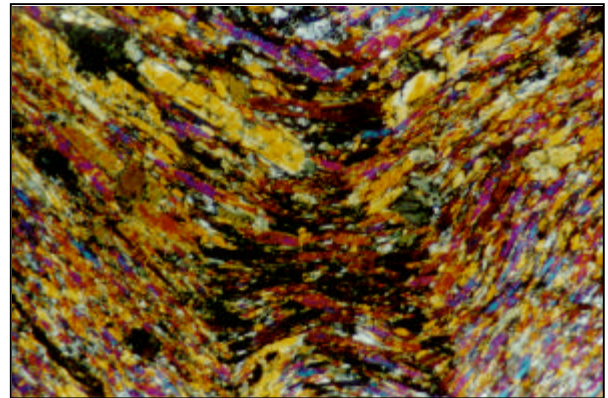
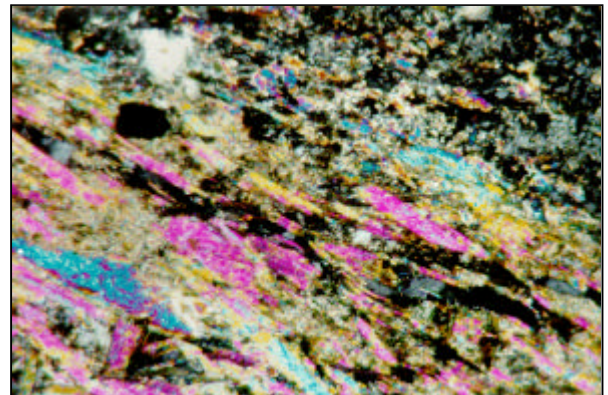


Foto 16

Hornblenda xisto do Grupo Cauarane apresentando clivagem de crenulação. Seção delgada. Aumento 2,5 X. N.C. Amostra MF-129A.



Os filitos representam o resultado da atuação de metamorfismo regional ou dinamo-termal de baixo grau na zona da clorita sobre rochas pelíticas a semipelíticas. O protólito provável pode ser inferido a partir dos minerais pré-metamórficos e resquícios de possível acamadamento sedimentar, tratando-se provavelmente de uma alternância de camadas pelíticas (siltitos) e semipelíticas (grauvaca quartzosa). A paragênese metamórfica (sericita/fengita + clorita + epidoto + quartzo \pm albita \pm minerais opacos) indica a atuação de metamorfismo regional de baixo grau, zona da clorita de Winkler (1977) para rochas pelíticas.

Os quartzitos impuros (grünerita quartzito e granada-grünerita quartzito) normalmente são bandados e apresentam composição mineral mais diversificada. Possuem granulação média a grossa e minerais opacos (magnetita/hematita) (foto 19). O bandamento é definido pela alternância milimétrica de bandas quartzosas com textura granoblástica poligonal e bandas compostas por granada, anfibólio, minerais opacos e titanita com textura nematoblástica. A granada apresenta substituição parcial por biotita e clorita e, o anfibólio, do tipo grünerita (foto 3.20), é substituído por agregados fibrorradiados de minnesotaíta (variedade de talco rico em ferro). Os quartzitos puros apresentam textura granoblástica interlobada, constituída quase que exclusivamente, por grãos de quartzo com bordas serrilhadas, extinção ondulante e alguma sericita. Frequentemente ocorrem variações para tipos inequigranulares, onde porfiroblastos de andaluzita e de cianita ocorrem dispersos na matriz quartzosa.

Os quartzitos impuros representam o resultado da atuação de metamorfismo regional de grau médio, fácies anfíbolito, sobre rochas sedimentares de natureza química-exalativa (*cherts* em fácies óxido de formação ferrífera bandada – BIF), posteriormente submetidas à outra fase de deformação e metamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde. Os quartzitos puros, apesar de pouco reativos, aparentemente, foram submetidos às mesmas condições de pressão e temperatura que os impuros, porém, tendo como protólito provável, rochas sedimentares clásticas (quartzo arenitos). A primeira fase de metamorfismo (M_1) da fácies anfíbolito possui como minerais diagnósticos granada, hornblenda e grünerita, e a segunda (M_2) retrometamórfica, da fácies xistos-verde, biotita, clorita e minnesotaíta. Em algumas amostras, observam-se apenas aspectos texturais indicativos de baixo grau metamórfico, como a granulação fina com bordas serrilhadas e ainda, evidências de meta-

morfismo de contato como porfiroblastos de andaluzita e cianita em quartzitos com textura granoblástica poligonal.

Os gnaisses pelíticos apresentam textura granoblástica média, poligonal a interlobada. Termos inequigranulares ou com textura lepidoblástica a granolepidoblástica também são frequentes. Os principais tipos petrográficos são: biotita-cordierita gnaiss e biotita-moscovita-microclínio gnaiss. Geralmente são compostos por microclínio, quartzo, aluminossilicato metamórfico (cordierita ou sillimanita), biotita e moscovita. Na maioria das amostras observam-se evidências de retrometamorfismo, como a presença de moscovita coexistindo com microclínio e texturas miloníticas.

Os gnaisses pelíticos estão representados pelas paragêneses: biotita + cordierita e pela formação de K-feldspato a partir de moscovita. A atuação de retrometamorfismo é evidenciada pela presença de minerais de alteração/substituição como clorita, sericita e por aspectos estruturais (pseudomorfos e milonitos).

Os gnaisses calcissilicáticos apresentam textura granoblástica poligonal de granulação média a fina. Geralmente são compostos por plagioclásio, quartzo, diopsídio, hornblenda, granada, titanita, microclínio, escapolita, epidoto e pouca ou nenhuma calcita (foto 21). O termo petrográfico mais comum é representado por escapolita-granada-zoisita-titanita-diopsídio-plagioclásio gnaiss. O plagioclásio, normalmente bytownita, juntamente com quartzo, perfazem cerca de 50% do volume mineral da maioria das amostras observadas. O quartzo, apesar de poligonizado, apresenta extinção ondulante e bandas de deformação. O diopsídio é o principal mineral máfico, e constitui cerca de 15% das rochas. Em algumas amostras ocorre hornblenda verde. Frequentemente esses minerais máficos encontram-se parcialmente substituídos por clorita e epidoto. Os minerais típicos e determinantes da derivação carbonática são: a granada grossulária, cor laranja e subédrica; a zoisita, euédrica e em quantidade relativamente elevada (cerca de 10%); a titanita, subédrica e algo globular, também em quantidade elevada; a escapolita do tipo meionita (variedade rica em Ca) formando grandes lamelas poiquiloblásticas que contêm grãos menores de hornblenda e titanita e, muito raramente, pequenos grãos de calcita.

Os gnaisses calcissilicáticos apresentam paragêneses metamórficas compatíveis com a atuação de metamorfismo regional de grau médio a alto (fácies anfíbolito). As condições de maior grau meta-

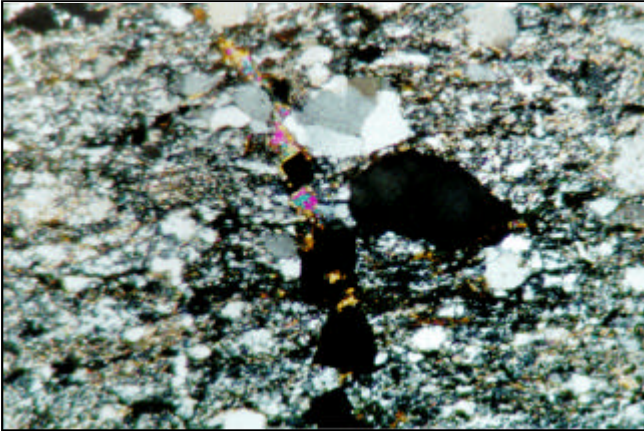


Foto 18

Veio de epidoto e de mineral opaco (pirita) cortando a foliação de filito do Grupo Cauarane. Seção delgada. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra MF-141G.

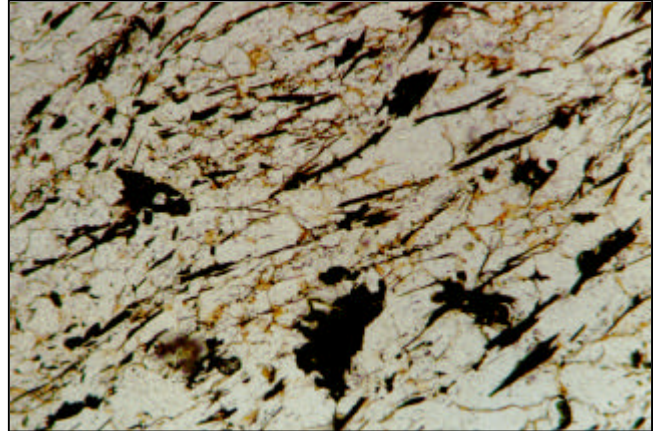


Foto 19

Hematita-grünerita quartzito ("BIF" - fácies óxido) do Grupo Cauarane em seção delgada. Aumento 6,3 X. N.P. Amostra MF-138.

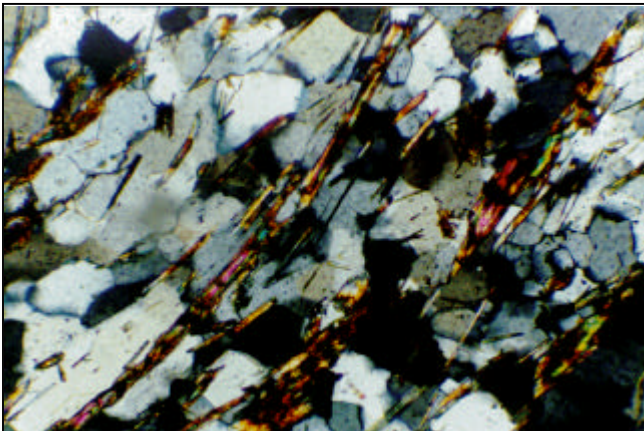


Foto 20

Cristais aciculares de grünerita em quartzito ("BIF" - fácies óxido) do Grupo Cauarane. Seção delgada. Aumento 10 X. N.C. Amostra MF-138.

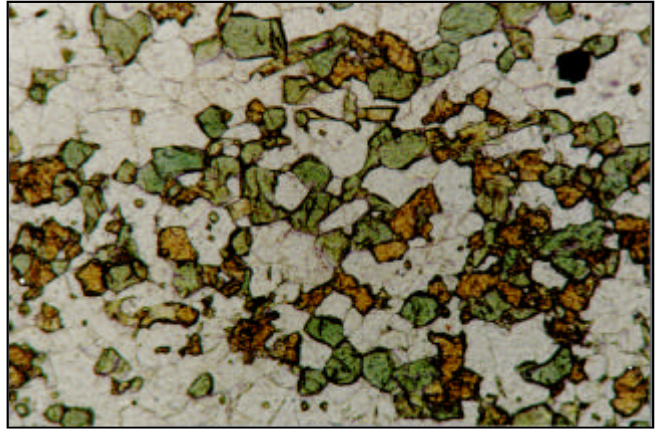


Foto 21

Escapolita-granada-zoisita-hornblenda-plagioclásio gnaiss calcissilicático do Grupo Cauarane apresentando textura granoblástica. Seção delgada. Aumento 6,3 X. N.P. Amostra RL-122D.

mórfico são representadas pela paragênese: zoisita + hornblenda + plagioclásio cálcico + diopsídio.

As tabelas 3.3, 3.4 e 3.5 apresentam as composições minerais e os minerais diagnósticos das paragêneses observadas em lâminas delgadas, protólitos prováveis e caracterização petrográfica das rochas do Grupo Cauarane.

3.3.3.3 Litoquímica

Quinze amostras de metassedimentos e uma de hornblenda xisto (anfíbolito) foram analisadas para elementos maiores e menores, incluindo traços e terras-raras. Os resultados estão listados na tabela 3.6.

Predominam xistos, paragnaisses pelíticos e filitos com alta razão Na/K (à exceção de duas amostras de xistos) e altos valores de Fe_2O_3^* , MgO e CaO, conteúdos característicos de sedimentos grauvaquianos, (figura 3.9, Pettijohn *et al.*, 1973, *In*: Winchester & Max, 1989). As amostras com baixa razão Na/K plotam no campo dos arenitos arcósianos. Os paragnaisses calcissilicáticos são anômalos, com predomínio de altíssima razão Na/K.

Os conteúdos de Cr e Ni são elevados para os mica xistos e filitos (tabela 3.6), com valores entre 94ppm e 212ppm de Cr e 39ppm a 83ppm de Ni. Os paragnaisses apresentam valores menores, entre 31ppm e 66ppm de Cr e 17ppm a 45ppm de Ni, à exceção de uma amostra.

No diagrama $\log \text{Na}_2\text{O} \times \log \text{K}_2\text{O}$ (figura 3.10, Taylor & McLennan, 1985), as rochas paraderivadas plotam no campo dos sedimentos ricos, intermediários e pobres em quartzo. No diagrama $\text{TiO}_2 \times \text{FeO}^*$ (Pellogia & Figueiredo, 1991), o hornblenda xisto situa-se no campo dos ortoderivados, enquanto os paragnaisses calcissilicatados, no campo dos paraderivados/misturas pelito-carbonato (figura 3.11).

Para a identificação de ambientes tectônicos, o diagrama de Bhatia (1983, *in*: Winchester & Max, 1989) revela uma distribuição dos metassedimentos nos campos de margem continental ativa, arco-de-ilha continental e arco-de-ilha oceânico (figura 3.12).

Nos diagramas de elementos expandidos, normalizados ao PACS (argilas continentais pós-arqueanas) de Taylor & McLennan (1985), o conjunto de xistos e filitos apresenta valores semelhantes à norma, com pequenas anomalias positivas de Sr, Zr e Cr e negativas de Nb, Sr, P_2O_5 , Zr, Ti, Er e Yb. Distinguem-se nos valores de Sr e Zr, com anomalias negativas para os xistos e positivas para

os filitos (figura 3.13). O padrão de distribuição dos paragnaisses pelíticos, apresenta comportamento semelhante aos dos xistos e filitos, porém com valores mais empobrecidos em Er, Yb, Cr e Ni (figura 3.14). Os paragnaisses calcissilicáticos apresentam padrões destoantes, com grandes anomalias positivas e negativas para alguns elementos como Ba, Rb, K, Y e Yb (figura 3.14).

O diagrama de elementos expandidos normalizados ao MORB, segundo Jenner, para o hornblenda xisto, apresenta padrão de distribuição enriquecido em até 10 vezes para os elementos LIL e TRL e semelhante ao MORB para os elementos HFS e TRP (figura 3.15).

O padrão de distribuição de ETR, normalizado ao condrito (Sun, 1982), para os xistos e filitos, apresenta enriquecimento de até 160 vezes em ETRL, pequena anomalia negativa de Eu (razão Eu/Eu^* de 0,61 a 0,92 – tabela 3.6) e enriquecimento entre 2 a 10 vezes de ETRP. Comparativamente à norma NASC (composição das argilas norte-americanas) mostra-se semelhante quanto à distribuição de ETRL e anomalia negativa de Eu, porém, apresenta padrão linear mais empobrecido em ETRP (figura 3.16).

O conjunto de paragnaisses (figura 3.17), apresenta padrão de distribuição de ETR semelhante ao dos xistos e filitos para a maioria das amostras. Duas amostras de paragnaisses calcissilicáticos revelam padrões anômalos, uma muito enriquecida e outra muito empobrecida em ETR total.

3.3.3.4 Petrogênese

Os metassedimentos Cauarane possuem uma provável derivação de sedimentos clásticos imaturos, como grauvacas e arcóseos (figura 3.9), com constituintes ricos a intermediários no conteúdo de quartzo (figura 3.10). Possivelmente foram depositados por correntes de turbidez (turbiditos), como sugere o acamadamento rítmico observado na foto 3.13. Os paragnaisses calcissilicáticos apresentam-se pobres em quartzo, sendo derivados provavelmente de sedimentos clasto-químicos, como margas e/ou calcários.

Os valores elevados de Cr e Ni para metassedimentos (tabela 3.6), refletem uma grande proporção de material clástico derivado de rochas máficas.

O diagrama de Pellogia & Figueiredo (1991) mostra que o hornblenda xisto é de derivação ígnea e que os paragnaisses calcissilicáticos são derivados de misturas pelito-carbonato (figura 3.11).

Tabela 3.3 – Classificação petrográfica estimada dos micaxistos e filitos do Grupo Cauarane.

Abreviatura: Qz - quartzo; Mo - moscovita; Bt - biotita; Cl - clorita; Pg - plagioclásio; Ep - epidoto; Ad - andaluzita; Gr - granada; Sl - sillimanita; Op - Minerais Opacos; Ti - titanita; Ap - apatita; Tu - turmalina; Zr - zircão; Ru - rutilo; Fr - Fragmento de Rocha; tr <1%; x = mineral presente; (*) Minerais diagnósticos das paragéneses M₁ e M₂.

Amostra	Composição Mineral (%)															Minerais pré-metam.	Paragênese M ₁ *	Paragênese M ₂ *	Protólito Provável	Classificação
	Qz	Mo	Bt	Cl	Pg	Ep	Ad	Gr	Sl	Op	Ti	Ap	Tu	Zr	Ru					
MF-122A	42	40	03	10	01	01	-	-	-	01	-	-	tr	tr	-	Zr, Tu	Bt+Mo	Cl+Ep	Grauvaca	Bt-Cl-Mo Xisto
MF-122C	40	40	03	10	01	01	02	-	-	02	-	-	-	tr	tr	Zr	Ad+Bt+Mo	Cl+Ep+Mo	Arcóseo	Ad-Bt-Cl-Mo Xisto
MF-123A	35	35	-	15	08	01	-	-	-	02	tr	tr	-	-	-		Qz+Mo+Pg	Cl+Qz	Grauvaca	Mo-Cl Xisto
MF-123C	35	30	10	10	03	tr	-	05	-	02	tr	tr	tr	-	-		Gr+Bt	Cl+Mo+Ep	Grauvaca	Gr-Bt-Cl-Mo Xisto
MF-141G	30	30	-	15	15	05	-	-	-	03	tr	tr	-	-	-	Qz, Pg, Fr		Cl+Mo+Ep	Grauvaca	Filito
MF-142B	35	40	-	10	05	05	-	-	-	02	tr	tr	-	-	-	Qz, Pg, Fr		Cl+Mo+Ep	Grauvaca	Filito
MF-148	32	25	10	20	10	tr	-	-	-	02	tr	-	-	-	-		Qz+Bt+Mo	Cl+Qz+Pg	Grauvaca	Cl-Mo Xisto
RL-109	35	20	27	15	05	02	-	-	-	03	01	-	-	-	-		Qz+Bt+Mo	Cl+Ep	Grauvaca	Mo-Bt Xisto
RL-112B	35	30	17	05	-	-	-	07	03	02	tr	-	-	-	-		Sl+Gr+Bt	Cl+Mo+Qz	Arcóseo	Sl-Gr-Bt-Mo Xisto

Tabela 3.4 – Classificação petrográfica estimada dos paragneisses (calcissilicáticos e pelíticos) do Grupo Cauarane.

Abreviatura: Qz - quartzo; Pg - plagioclásio; Fk - feldspato alcalino; Dp - diopsídio; Hb - hornblenda; Bt - biotita; Cd - cordierita; Es - escapolita; Gr - granada; Ti - titanita; Op - minerais opacos; Ep - epidoto; Zo - zoisita; Cl - clorita; Se - sericita; Ap - apatita; tr = traço; x = mineral presente; (*) Minerais diagnósticos das paragéneses M₁ e M₂.

Amostra	Composição Mineral (%)																Paragênese M ₁ *	Paragênese M ₂ *	Protólito Provável	Classificação
	Qz	Pg	Fk	Dp	Hb	Bt	Cd	Es	Gr	Ti	Op	Ep	Zo	Cl	Se	Ap				
MF-111B	29	28	10	10	6	-	-	-	04	02	02	-	09	x	x	tr	Dp+Hb+Gr+Fk	Cl+Se	Marga	Fk-Gr-Hb-Dp-Pg Gnaiss
RL-122B	22	36	-	15	5	-	-	04	06	01	01	-	08	02	x	tr	Dp+Hb+Gr+Es	Cl+Se	Marga	Es-Gr-Zo-Hb-Dp-Pg Gnaiss
RL-122D	21	32	-	15	7	-	-	04	04	02	02	x	10	03	x	tr	Dp+Hb+Gr+Es	Cl+Se	Marga	Es-Gr-Zo-Hb-Dp-Pg Gnaiss
RL-122C	28	23	32	-	-	15	-	-	-	tr	01	01	-	x	x	tr	Fk+Bt+Pg	Cl+Se	Grauvaca	Bt-Pg-Fk Gnaiss
RL-029A	30	20	35	-	-	10	-	-	-	tr	01	01	-	x	03	-	Fk+Bt+Pg	Cl+Se	Grauvaca	Bt-Pg-Fk Gnaiss
MJ-218D	20	10	-	-	-	30	30	-	-	-	01	04	-	05	x	-	Bt+Cd	Cl+Se	Grauvaca	Pg-Bt-Cd Gnaiss

Tabela 3.5 – Classificação petrográfica estimada dos quartzitos e anfíbolito do Grupo Cauarane.

Abreviatura: Qz - quartzo; Pg - plagioclásio; Hb - hornblenda; Gu - grünerita; Gr - granada; Ti - titanita; Mi - minnesotaita; Op - minerais opacos; Ep - epidoto; Cl - clorita; Ap - apatita; tr = traço; x = mineral presente; (*) Minerais diagnósticos das paragéneses M₁ e M₂; (**) Amostras sem análise química.

Amostra	Composição Mineral (%)											Paragênese M ₁ *	Paragênese M ₂ *	Protólito Provável	Classificação
	Qz	Pg	Hb	Gu	Gr	Ti	Mi	Op	Ep	Cl	Ap				
MF-81A**	85	-	03	-	06	02	-	04	-	-	-	Gr+Hb		Chert/Arenito	Hb-Gr Quartzito
MF-81C**	88	-	-	05	03	x	03	tr	-	x	tr	Qz+Gr+Gu	Mi+Cl	Chert/Arenito	Gr-Gu Quartzito
MF-138**	90	-	-	04	-	-	-	06	-	-	tr	Qz+Gu		Chert/Arenito	Gu Quartzito
MF-129A	08	07	70	-	-	06	-	05	04	x	-	Hb+Pg+Qz	Cl+Qz+Ep	Basalto	Hb Xisto

Tabela 3.6 - Composição química das rochas do Grupo Cauarane.

Classificação	xisto	xisto	xisto	xisto	xisto	xisto	xisto	filito	filito	gnaisse	gnaisse	gnaisse	gnaisse	gnaisse	gnaisse	Hb xisto
Amostra	MF-122C	RL-112B	MF-148B	MF-123C	MF-123A	RL-109B	MF-122A	MF-142B	MF-141G	RL-122D	MJ-218D	RL-122B	RL-122C	RL-29A	MF-111B	MF-129C
SiO ₂	60,80	61,20	63,60	67,80	68,50	69,60	73,10	69,20	72,10	59,80	61,40	63,40	68,60	71,00	74,20	50,20
TiO ₂	0,62	0,67	0,58	0,58	0,54	0,62	0,38	0,58	0,51	0,33	0,87	0,47	0,39	0,42	0,39	2,60
Al ₂ O ₃	18,80	18,30	17,40	14,40	13,00	13,90	13,70	13,80	13,00	15,40	18,50	17,30	15,40	14,70	12,20	12,00
Fe ₂ O ₃	2,90	2,10	3,50	1,10	0,40	1,70	1,80	2,40	2,60	3,60	2,20	2,10	2,10	0,85	1,70	2,40
FeO	4,30	5,30	3,20	5,70	4,50	3,80	2,10	2,00	2,20	2,10	3,80	2,80	1,40	2,10	0,71	14,70
MnO	0,10	0,12	0,12	0,20	0,14	0,08	0,06	0,20	0,15	0,60	0,08	0,11	0,06	0,10	0,11	0,36
MgO	2,00	2,40	1,90	1,90	2,10	1,60	1,00	1,20	0,90	2,50	1,90	1,80	1,00	0,79	0,70	4,50
CaO	0,84	0,54	0,71	0,66	1,50	0,74	0,73	1,70	1,10	13,90	1,50	3,70	1,90	1,70	2,80	8,70
Na ₂ O	1,20	1,30	2,90	1,80	3,10	2,30	2,50	3,30	3,00	0,50	1,60	3,30	3,50	4,00	6,30	2,20
K ₂ O	5,40	4,40	2,90	3,00	2,60	3,40	2,40	2,90	2,70	0,09	2,40	3,70	4,70	3,30	0,44	0,42
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,08	0,07	0,08	0,11	0,05	0,11	0,09	0,08	0,12	0,10	0,08	0,12	0,07	0,22
LOI	2,08	2,63	2,40	1,90	2,80	1,40	1,61	1,01	1,00	0,60	4,96	0,24	0,24	0,27	0,16	0,01
TOTAL	99,13	99,06	99,29	99,11	99,26	99,25	99,43	98,40	99,35	99,49	99,33	99,02	99,37	99,35	99,78	98,31
Mg #	34,03	37,30	34,78	33,60	43,50	34,85	32,39	33,95	26,11	45,49	36,94	40,62	35,14	32,95	35,77	32,23
Cr	179	193	185	212	149	142	94	155	130	31	179	66	53	38	57	138
Ni	64	83	62	78	58	45	43	39	48	17	52	33	22	17	45	31
Co	18	19	15	10	5	5	17	5	14							18
V	94	124	117	116	103	83	64	83	68							480
Cu	27	48	41	114	28	48	20	35	30	6	10	7	7		10	61
Pb	43	49	47	43	30	45	39	26	39	40	42	44	42		33	38
Zn	76	89	75	80	62	58	55	64	52	211	93	97	46	68	68	153
Rb	271	211	177	146	144	165	125	142	140	9	156	174	173	224	20	11
Ba	1.143	1.033	811	550	489	718	717	781	786	672	917	3.715	1.547	975	182	75
Sr	133	117	166	133	144	157	166	322	302	383	137	439	521	242	171	123
Ga										20	21	23	21	16	10	0
Nb	16,0	14,0	16,0	13,0	13,0	16,0	5,0	13,0	14,0	13,0	17,0	11,0	8,0	17,0	11,0	17,0
Zr	131	136	168	172	198	195	189	330	300	163	353	180	171	286	279	126
Y	33	36	29	20	26	38	33	23	24	24	25	20	24	39	219	33
La	46,88	50,14	41,12	33,70	36,48	41,81	41,24	42,22	43,01	36,54	51,29	27,88	43,20	45,40	203,60	17,32
Ce	105,00	113,40	99,50	74,87	81,61	85,69	86,40	100,90	94,37	72,35	98,66	51,28	90,51	104,90	119,00	44,01
Nd	48,40	48,37	38,48	34,04	34,88	36,42	33,44	42,27	40,76	27,16	49,10	15,94	34,69	39,53	174,20	28,02
Sm	7,84	7,52	6,17	5,20	5,14	5,91	5,56	6,43	6,53	4,42	7,99	2,38	5,37	5,92	27,36	5,75
Eu	1,36	1,23	1,23	1,13	0,94	1,14	0,93	1,18	1,13	0,97	1,45	0,45	1,34	0,93	5,06	1,79
Gd	4,58	4,30	3,66	3,10	2,99	3,84	3,38	3,69	3,87	2,56	4,29	1,34	3,19	3,34	18,65	5,27
Dy	4,31	3,04	3,07	2,57	2,86	3,07	2,82	3,07	3,16	1,96	2,94	0,84	2,02	2,17	17,34	6,89
Ho	0,81	0,54	0,55	0,46	0,54	0,55	0,56	0,58	0,60	0,38	0,53	0,13	0,37	0,39	3,41	1,41
Er	1,90	1,14	1,20	0,97	1,30	1,18	1,46	1,37	1,47	0,93	1,13	0,27	0,81	0,87	8,89	3,94
Yb	1,48	0,77	0,92	0,75	1,05	0,83	1,18	1,08	1,21	0,63	0,74	0,17	0,35	0,58	6,00	3,20
Lu	0,18	0,10	0,13	0,08	0,12	0,11	0,16	0,13	0,14	0,98	0,13	0,04	0,06	0,10	0,80	0,35
F*/F*+M	0,31	0,30	0,27	0,21	0,19	0,20	0,19	0,20	0,18	0,26	0,30	0,27	0,22	0,21	0,16	0,00
Na/K	0,34	0,45	1,52	0,91	1,81	1,03	1,58	1,73	1,69	8,44	1,01	1,36	1,13	1,84	21,76	7,96
EuN/Eu*	0,64	0,61	0,73	0,80	0,67	0,69	0,61	0,68	0,63	0,81	0,69	0,71	0,92	0,58	0,65	0,98
LaN/YbN	21,17	43,66	29,95	30,17	23,17	33,48	23,45	26,21	23,85	38,60	46,22	107,76	82,54	51,90	22,69	3,62

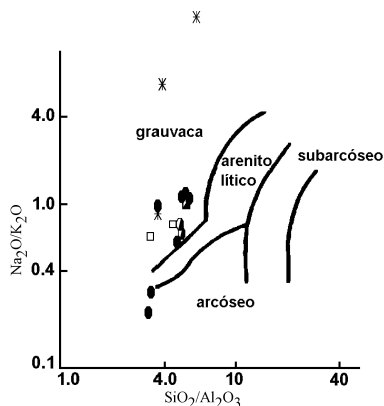


Figura 3.9 – Distribuição dos micaxistos (círculos fechados), filitos (círculos semi-abertos) e paragnaisses pelíticos (quadrados abertos e semi-abertos =enclave) e calcissilicáticos (asteriscos) do Grupo Cauarane no diagrama de Pettijohn et al. (1973 in: Winchester & Max, 1989).

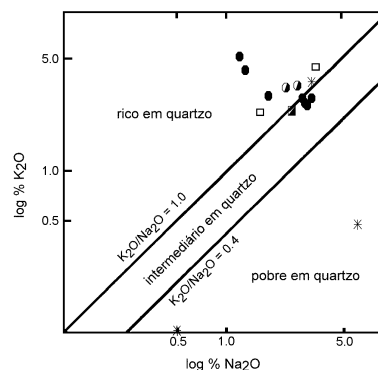


Figura 3.10 – Diagrama de Taylor & MacLennan (1985) para as rochas do Grupo Cauarane. Legenda como na figura 3.9.

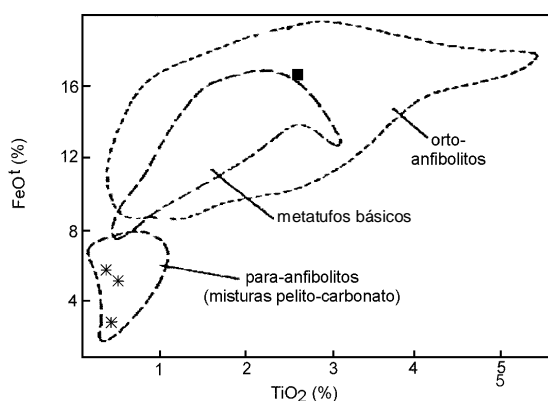


Figura 3.11 – Diagrama de Pellogia & Figueiredo (1991) para os paragnaisses calcissilicáticos e hornblenda xisto do Grupo Cauarane.

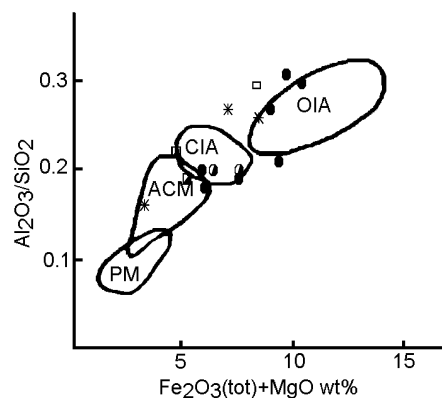


Figura 3.12 – Diagrama classificatório de Bathia (1983 in Winchester & Max, 1989) de ambientes tectônicos para os metassedimentos do Grupo Cauarane, onde: PM = Margem Passiva; ACM = Margem Continental Ativa; CIA= Arco-de-Ilha Continental e OIA = Arco-de-Ilha Oceânico. Legenda como na figura 3.9.

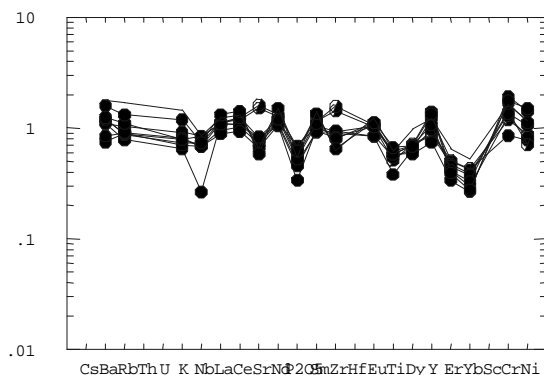


Figura 3.13 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao PACS (Argilas Continentais Pós-Arqueanas) segundo Taylor & MacLennan (1985) para os xistos (círculos fechados) e filitos (círculos semi-abertos) do Grupo Cauarane.

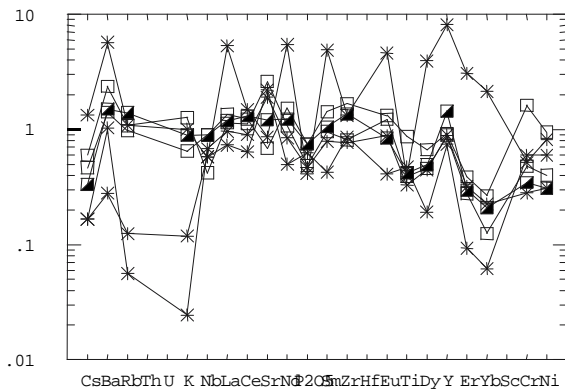


Figura 3.14 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao PACS para os paragneisses calcissilicáticos (asteriscos) e pelíticos (quadrados abertos e semi-abertos (enclave) do Grupo Cauarane.

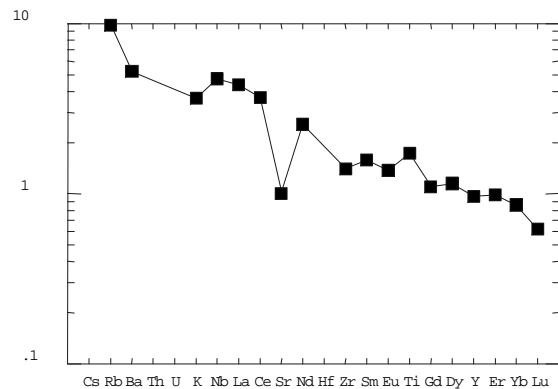


Figura 3.15 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao MORB, segundo Jenner, para o hornblenda xisto do Grupo Cauarane.

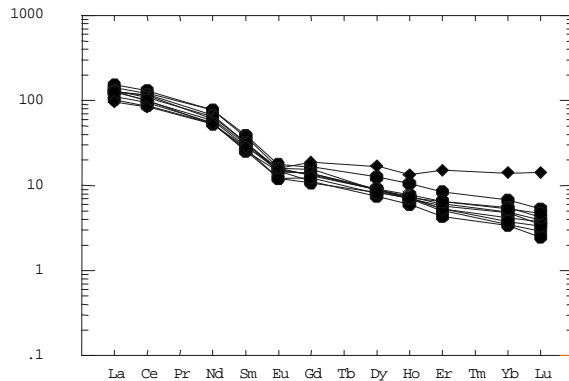


Figura 3.16 – Padrão de distribuição dos ETR dos mixaxistos (círculos fechados) e filitos (círculos semi-abertos) do Grupo Cauarane normalizados ao condrito (Sun, 1982) e comparados com a norma NASC (Composição das Argilas Norte-Americanas - losangos).

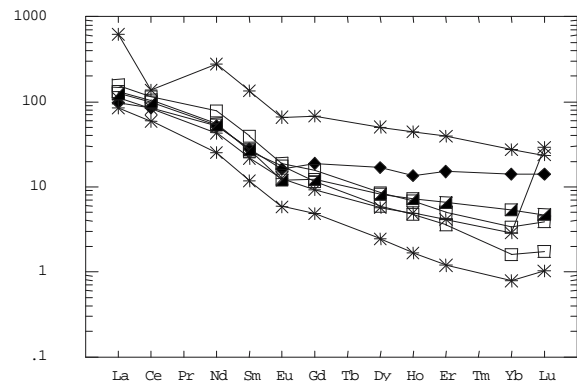


Figura 3.17 – Padrão de distribuição dos ETR dos paragneisses calcissilicáticos (asteriscos), paragneisses K-feldspáticos (quadrados abertos), inclusive de um enclave, dos últimos, nos granitóides Igarapé Azul (quadrado semi-aberto), normalizados ao condrito segundo Sun (1982) e comparados ao NASC (losangos).

Teores elevados a intermediários de $Fe_2O_3^* + MgO$, TiO_2 , razão Al_2O_3/SiO_2 segundo Bhatia (1983), indicam ambientes de arcos insulares e de margem continental ativa (figura 3.12).

Winchester & Max (1989), observaram que o uso de apenas poucos elementos maiores como indicadores tectônicos pode levar à identificação enganosa do ambiente e sugeriram que um diagrama de elementos expandidos, normalizados pela argila continental pós-arqueana (PACS) de Taylor & McLennan (1985), teria melhores condições de distinguir ambientes tectônicos de metassedimentos clásticos.

Na figura 3.13 observa-se um padrão de distribuição dos elementos próximo ao PACS para os xistos e filitos Cauarane. As anomalias negativas de Sr, P

e Ti, sugerem um ambiente de margem continental passiva e/ou de bacias intracratônicas, se comparados aos ambientes estudados por Winchester & Max (1989).

No diagrama de elementos expandidos normalizados ao MORB, segundo Jenner, para o hornblenda xisto (figura 3.15) observa-se uma distribuição similar à de basaltos de fundo oceânico.

O padrão de distribuição dos Elementos Terras-Raras, normalizados ao condrito, segundo Sun (1982) é compatível com padrões pós-arqueanos (Taylor & McLennan, 1985; Figueiredo, 1985), caracterizados por possuírem maior enriquecimento em ETR total e leve anomalia negativa de Eu. Comparados com a composição média das argilas nor-

te-americanas (NASC), os metassedimentos apresentam características semelhantes, porém, com padrão mais empobrecido em ETR pesados (figuras 3.16 e 3.17), o que pode ser atribuído a sedimentos derivados de rochas que possuem alguma afinidade com ambientes orogênicos.

O Grupo Cauarane corresponde a metamorfitos remanescentes de uma seqüência de rochas supracrustais pós-arqueanas, onde, alternavam-se grauvacas, arenitos, sedimentos químicos e rochas vulcânicas básicas que foram submetidas a uma fase de deformação e metamorfismo regional de grau médio a alto (fácies anfibolito de baixa pressão). Posteriormente, os metamorfitos foram afetados por uma segunda fase de deformação e metamorfismo na zona da biotita.

3.3.4 Idades e Correlações

Algumas poucas idades para as rochas do Grupo Cauarane encontram-se disponíveis. Montalvão *et al.* (1975) obtiveram uma idade de 1.920 ± 40 Ma pelo método K-Ar em rocha anfibolítica da região do rio Amajari, e Gaudette *et al.* (1997) utilizaram o método U-Pb em zircão para datar um paragneisse da vila do Taiano (Folha NA.20-X-B), fornecendo valor de 2.235 ± 19 Ma, permitindo interpretar como a idade máxima de sua deposição.

As exposições dos micaxistos e filitos do Grupo Cauarane ocorrentes no setor fronteiro com a Guiana podem ser correlacionados àqueles descritos para o Grupo Kwitaro (Reis & Pinheiro, 1986).

3.4 Suíte Metamórfica Rio Urubu (Pru)

3.4.1 Comentários Gerais

A Suíte Metamórfica Rio Urubu (SMRU) foi definida por Fraga *et al.* (1994b, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo) para representar um conjunto de rochas metamórficas ortoderivadas da fácies anfibolito superior a granulito, representado por biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses, com subordinados leucognaisses e hiperstênio gnaisses. Até então, todas as rochas gnáissicas do Cinturão Guiana Central estiveram incluídas no Complexo Kanuku (Figueiredo, 1983; Ramgrab, 1984; Santos & Olszewski, 1988). Esta unidade foi descrita inicialmente por Berrangé (1973) na Guiana, como sendo constituída por um grupo de rochas migmatíticas e gnáissicas de alto grau metamórfico associado a rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas bandadas, granulitos básicos, an-

fibolitos, granulitos ácidos (enderbitos, mangeritos e charnockitos, foliados e intercalados aos paragneisses ou como corpos discordantes) e biotita-hornblenda gnaisses.

Fraga *et al.* (1994b) caracterizaram os litótipos gnáissicos na região do rio Urubu relacionando-os ao Complexo Kanuku. Com seu desmembramento, foram definidas duas novas unidades, sendo que, os paragneisses e supracrustais associadas foram incluídas no Grupo Cauarane de Montalvão *et al.* (1975) e rochas da série charnockítica englobadas na Suíte Intrusiva Serra da Prata (Fraga *et al.*, 1997a,b) e ortognaisses na Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga & Araújo, *in* Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo).

No presente trabalho, utiliza-se a mesma nomenclatura, ressaltando-se, no entanto, que os hiperstênio gnaisses foram desmembrados da SMRU e correlacionados ao Complexo Metamórfico Anauá (unidade mais antiga da área). Os leucognaisses não foram mapeados na área.

3.4.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os ortognaisses da SMRU afloram em duas porções (norte e sul) da área, separados por extensa cobertura de sedimentos quaternários.

A faixa maior (norte) localiza-se no Domínio do Cinturão Guiana Central, nas folhas NA.20-Z-B e NA.21-Y-A, estendendo-se para norte, além do paralelo 2°00' e para leste, além da divisa Brasil-Guiana. O contato sul é tectônico, onde a falha do Itã, definida por Bomfim *et al.* (1974), separa os ortognaisses dos metassedimentos do Grupo Cauarane, de granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e Granito Igarapé Azul e vulcânicas do Grupo Iricoumé. O contato oeste, próximo ao rio Branco, é feito com rochas intrusivas das suítes Abonari e Serra da Prata.

Na porção sul da área (Folha NA.20-Z-D), os ortognaisses ocorrem bordejados por sedimentos quaternários. Ocorrem na forma de lajeiros isolados no leito do rio Jauaperi, com desenvolvimento de perfil laterítico imaturo em morrotes localizados próximo às suas margens. Em apenas um afloramento foi observado o contato intrusivo de rochas charnockíticas da Suíte Serra da Prata.

A extensa cobertura de sedimentos quaternários a oeste e a sul da falha do Itã impossibilita o reconhecimento da continuidade do Cinturão Guiana Central nessas áreas, porém, pressupõe-se que haja inflexão para sul do mesmo. No entanto, pela falta de informações geofísicas não se pode afirmar essa suposição.

3.4.3 Petrologia

3.4.3.1 Caracterização Geral

A SMRU é representada por gnaisses ortoderivados de composição sienogranítica, monzogranítica e granodiorítica. Apresentam-se polideformados, com metamorfismo da fácies anfíbolito, localmente retrometamorfizados e milonitizados em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil (foto 22). Geralmente apresentam feições migmatíticas como veios quartzo-feldspáticos de granulação grossa formando dobras ptigmáticas (foto 23) ou fortemente estirados com estruturas do tipo *pinch and swell* (foto 24) e *boudins* paralelas ao bandamento gnáissico, com enclaves máficos também fortemente estirados. Diques básicos formando dobras intrafoliais com padrões de interferência de fases, são frequentes (foto 25).

Texturalmente variam de gnaisses (biotita-hornblenda gnaisses) oftalmíticos a bandados. Os biotita-hornblenda gnaisses oftalmíticos são predominantes, sendo muito frequente sua ocorrência no rio Jauaperi e ao longo da rodovia RR-170, principalmente entre o rio Barauana e porção sul da região da serra da Lua. Aparentemente, gradam para termos bandados em função do incremento deformacional localizado a que foram submetidos (foto 26). Os gnaisses frequentemente apresentam bandamento composicional e dobras assimétricas (foto 27).

3.4.3.2 Petrografia

Mesoscopicamente, os biotita-hornblenda gnaisses oftalmíticos são rochas notadamente inequigranulares onde porfiroclastos lenticulares de feldspatos avermelhados, com cerca de 3cm de comprimento médio, ocorrem em meio à matriz cinza-esverdeada, de granulação média a grossa. Os biotita-hornblenda gnaisses bandados caracterizam-se por apresentar uma bem desenvolvida *fabric* planar que confere à rocha um aspecto laminado, onde alternam-se bandas leucocráticas de composição sienogranítica e bandas mesocráticas de composição monzodiorítica.

O biotita-hornblenda gnaisses oftalmítico apresenta textura granoblástica inequigranular seriada onde porfiroclastos de dimensões variadas (de 1mm a 1cm) são contornados por uma foliação espaçada e anastomosada definida por biotita e hornblenda com orientação preferencial – textura lepi-

donematoblástica (foto 28). Os porfiroclastos são geralmente de plagioclásios do tipo oligoclásio-andesina, mais abundantes nos termos granodioríticos. Geralmente ocorrem com maclas encurvadas e com terminações em cunha, extinção ondulante e, frequentemente, alterados para sericita, argilominerais e epidoto. Ocorrem com frequência em domínios de mais baixo *strain pods* similares a porfiroclastos, constituídos por agregados policristalinos de microclínio pertítico, plagioclásio e quartzo, com contatos internos lobados e bordas ricas de intercrescimentos mirmequíticos (foto 29).

Lamelas de biotita e prismas de hornblenda verde, normalmente constituindo cerca de 20% do volume total, marcam uma foliação anastomosada ou formam agregados de minerais opacos (magnetita, ilmenita), titanita, epidoto, clorita, allanita e apatita.

Os gnaisses bandados apresentam foliação contínua, marcada nas bandas leucocráticas, por grãos de quartzo e de feldspatos fortemente alongados e, nas bandas mesocráticas, pela orientação preferencial de lamelas de biotita e prismas de hornblenda verde estirados (foto 30).

Em algumas amostras, texturas miloníticas de baixa temperatura encontram-se superpostas àquelas metamórficas de alto grau. A foliação torna-se menos espaçada e ocorre uma diminuição no tamanho dos grãos devida à recristalização dinâmica que é acompanhada pela hidratação, principalmente dos minerais ferromagnesianos.

A paragênese metamórfica representada por Hb + Bt + Fk + Pg + Qz associada aos aspectos texturais como estiramento de feldspatos e anfibólios indicam a atuação de metamorfismo regional de grau médio a alto, fácies anfíbolito. Observa-se também a atuação de uma fase retrometamórfica com conseqüente geração de texturas miloníticas superpostas àquelas de alto grau.

A composição mineral, as paragêneses metamórficas e a classificação das rochas estão representadas na tabela 3.7, não sendo feita distinção entre os gnaisses oftalmíticos e os bandados, visto que este critério é melhor observado em escala mesoscópica.

3.4.3.3 Litoquímica

Nove amostras de ortognaisses foram analisadas para elementos maiores e menores, incluindo traços e terras-raras. Os resultados são apresentados na tabela 3.8.

Os ortognaisses da SMRU são predominantemente ácidos, com teores de SiO₂ variando de



Foto 22

Zona de cisalhamento dextral N30°E evidenciada pelo deslocamento de dique máfico com rejeito aproximado de 1m. Suíte Metamórfica Rio Urubu. Estação MF-114. Rio Jauaperi.

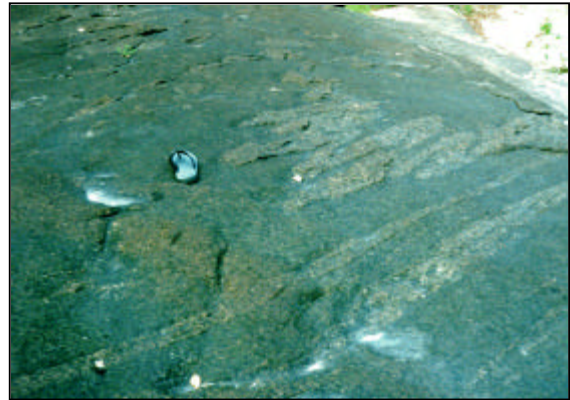


Foto 23

Veios quartzo-feldspáticos formando dobras pitigmáticas em ortognaisses da SMRU. Estação RL-125. Rio Itã.



Foto 24

Veios quartzo-feldspáticos com estruturas do tipo "pinch and swell". SMRU. Estação RL-124. Rio Itã.

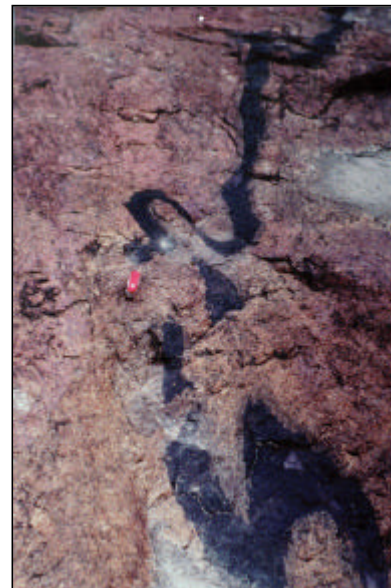


Foto 25

Dique máfico dobrado e rompido evidenciando padrão de interferência de fases sobre as rochas da SMRU. Estação MF-114. Rio Jauaperi.



Foto 26

Augen gnaiss da SMRU com incremento deformacional localizado provocando estirramento dos pórfiros de feldspatos e bandamento localizado. Estação MF-99. Rio Jauaperi.



Foto 27

Ortognaiss bandado e dobrado, com dobras assimétricas em "Z". SMRU. Estação MF-112. Rio Jauaperi.

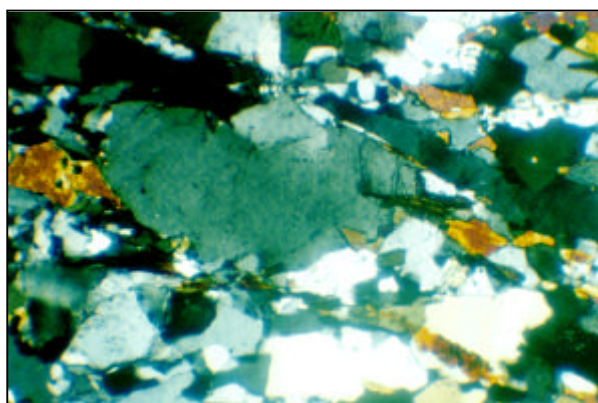


Foto 28

Ortognaiss da SMRU com orientação preferencial dos grãos de hornblenda e biotita e fitas de quartzo concordante com a foliação. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-71.

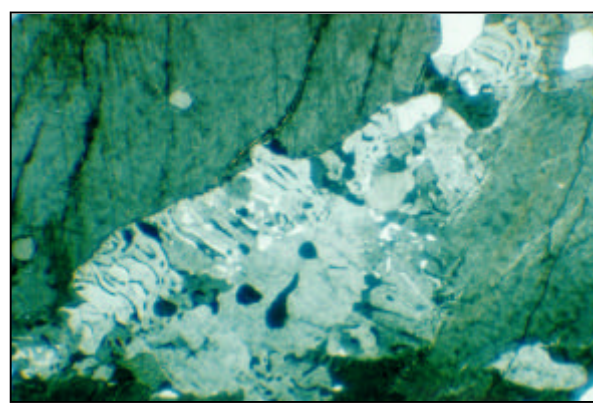
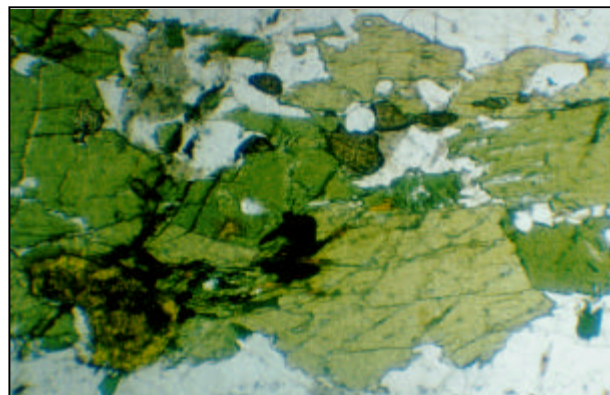


Foto 29

Intercrescimento mirmequítico entre grãos de quartzo e K-feldspato em ortognaiss da SMRU. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra MF-113.

Foto 30

Banda máfica em ortognaiss bandado da SMRU constituída por hornblenda, titanita, allanita e minerais opacos. Aumento 3,5 X. N.P. Amostra RL-121A.



Projeto Caracará (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A)

Tabela 3.7 – Composição mineral estimada para as rochas da Suíte Metamórfica Rio Urubu, com análises químicas.

Abreviatura: Qz - quartzo; Fk - feldspato alcalino; Pg - plagioclásio; Hb - hornblenda; Bt - biotita; Op - minerais opacos; Al - allanita; Zr - zircão; Ti - titanita; Ap - apatita; Ep - epidoto; Se - sericita; Cl - clorita; tr < 1%; x = mineral presente.

Amostra	Composição Mineral													Paragênese M ₁	Paragênese M ₂	Classificação
	Qz	Fk	Pg	Hb	Bt	Op	Al	Zr	Ti	Ap	Ep	Se	Cl			
SR-12	22	40	10	10	15	2	1	tr	-	tr	x	-	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Hb-Bt Gnaiss
SR-14	25	23	25	15	10	2	-	-	tr	tr	x	x	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Bt-Hb Gnaiss
RL-121A	30	35	20	10	-	1	1	tr	3	tr	x	x	x	Hb+Fk+Qz+Pg	Qz+Ep+Cl+Se	Hb Gnaiss milonítico
MF-99A	30	29	20	15	5	5	tr	-	-	tr	x	x	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Hb-Bt Gnaiss
MF-112	29	25	30	10	3	2	1	2	tr	tr	x	x	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Hb-Bt Gnaiss
MF-113	30	39	20	7	3	1	-	tr	-	tr	-	x	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Hb-Bt Gnaiss
MF-115	34	28	32	4	2	tr	tr	-	-	tr	-	x	-	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg		Hb-Bt Gnaiss
MF-108	40	30	20	2	4	tr	2	-	2	tr	x	x	x	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg	Qz+Ep+Cl+Se	Hb-Bt Gnaiss milonítico
MF-71	30	25	32	8	3	tr	1	-	1	tr	x	x	x	Hb+Bt+Fk+Qz+Pg	Qz+Ep+Cl+Se	Bt-Hb Gnaiss milonítico

Tabela 3.8 – Composição química dos ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

Amostra	MF-71	RL-121A	MF-99A	MF-112	SR-12	SR-14A	MF-113	MF-115	MF-108
SiO ₂	64,30	65,00	66,00	66,70	67,30	68,10	68,90	70,40	71,70
TiO ₂	0,76	0,74	0,90	0,83	0,84	0,57	0,70	0,57	0,47
Al ₂ O ₃	15,10	14,90	13,90	14,20	13,90	14,50	13,60	14,00	13,30
Fe ₂ O ₃	4,40	2,70	1,60	3,70	2,20	2,60	1,20	1,50	2,00
FeO	2,10	2,80	4,30	2,10	3,20	1,80	3,60	2,30	1,80
MnO	0,12	0,12	0,13	0,19	0,11	0,10	0,11	0,09	0,07
MgO	1,60	1,40	1,10	0,82	0,88	1,10	0,86	0,40	0,60
CaO	3,60	3,90	2,90	2,20	2,40	2,50	2,30	1,70	1,60
Na ₂ O	3,40	3,70	3,10	3,70	3,00	3,30	2,80	3,10	2,50
K ₂ O	5,20	3,70	5,00	4,60	5,10	4,60	5,20	5,20	3,60
P ₂ O ₅	0,19	0,17	0,16	0,20	0,24	0,15	0,11	0,12	0,08
LOI	0,21	0,24	0,26	0,31	0,12	0,14	0,20	0,20	0,18
Total	100,98	99,37	99,35	99,55	99,29	99,46	99,58	99,58	97,90
Mg #	32,00	32,30	25,46	21,21	23,24	32,14	24,67	16,34	22,90
Cr	33	33	71	37	16	34	39	28	17
Ni	11	16	27	10	14	16	12	14	20
Zn	87	83	70	100	98	76	87	53	70
Rb	132	132	139	132	200	221	190	205	281
Cs	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	17,00	2,50	2,50	6,00
Ba	1,010	989	1,110	1,307	1,171	1,008	752	963	863
Sr	345	305	230	331	214	266	172	224	150
Ga	18	22	5	5	15	12	5	5	17
Ta	8,00	2,50	2,50	2,50	6,00	2,50	2,50	2,50	10,00
Nb	16,0	22,0	13,0	19,0	23,0	19,0	17,0	15,0	23,0
Zr	395	354	334	359	423	225	300	298	330
Y	39	58	43	46	59	40	42	70	83
La	59,40	60,91	77,39	70,58	84,29	44,65	88,96	100,24	36,91
Ce	135,30	142,80	193,12	159,28	174,10	116,90	195,28	213,76	82,35
Nd	50,42	47,47	109,92	88,48	70,37	42,72	97,92	112,32	28,15
Sm	8,04	7,64	14,05	10,24	11,32	6,70	11,72	13,59	5,14
Eu	1,34	1,07	2,10	1,56	2,00	1,07	1,27	1,55	0,63
Gd	5,22	4,31	11,34	7,47	7,14	3,82	9,62	11,78	3,36
Dy	4,66	3,20	10,70	7,00	6,12	3,34	10,70	13,33	2,84
Ho	0,96	0,55	2,06	1,40	1,20	0,60	2,22	2,88	0,58
Er	2,76	1,23	5,16	3,74	3,10	1,30	6,39	8,86	1,60
Yb	1,93	1,02	3,52	2,55	2,18	0,93	4,46	6,68	1,00
Lu	0,28	0,15	0,39	0,31	0,29	0,12	0,52	0,80	0,16
ETR total	270	270	430	353	362	222	429	486	163
Na ₂ O/K ₂ O	0,65	1,00	0,62	0,80	0,59	0,72	0,54	0,60	0,69
EuN/Eu*	0,60	0,52	0,49	0,52	0,64	0,59	0,36	0,37	0,44
LaN/YbN	20,58	40,05	14,70	18,51	25,84	32,10	13,34	10,03	24,71
Rb/Ba	0,13	0,13	0,13	0,10	0,17	0,22	0,25	0,21	0,33
Rb/Sr	0,38	0,43	0,60	0,40	0,93	0,83	1,10	0,92	1,87

64,30% a 71,70%. A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ apresenta valores menores ou igual a 1.

No diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983), os ortognaisses apresentam composições correspondentes a sienos e monzogranitos (figura 3.18). A tendência metaluminosa da unidade é caracterizada no diagrama A-B (figura 3.19) de Debon & Le Fort (1983).

No diagrama R_1 - R_2 , de La Roche (1980), com campos discriminantes de ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985), os ortognaisses distribuem-se preferencialmente nos campos sin-colisional e tardi-orogênico (figura 3.20). No diagrama Y+Nb versus Rb (Pearce *et al.*, 1984), distribuem-se nos campos intraplaca e de arco vulcânico (figura 3.21).

No diagrama de elementos expandidos, normalizados ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), observa-se uma distribuição bem homogênea, com característicos picos negativos de Nb, Sr e Ti. Os elementos LILE são enriquecidos em até 500 vezes e os ETR leves em até 200 vezes, enquanto que os HFSE e ETR pesados são levemente empobrecidos (figura 3.22).

O padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (Sun, 1982), apresenta valores enriquecidos em até 300 vezes para os ETR leves, com anomalias negativas moderadas de Eu e padrão ligeiramente empobrecido nos ETR pesados. Os ortognaisses do rio Jauaperi apresentam-se mais enriquecidos nos ETR totais do que aqueles do norte da área (figura 3.23).

3.4.3.4 Petrogênese

Os ortognaisses da SMRU são predominantemente de composição ácida e apresentam alguns constituintes minerais como hornblenda, titanita e allanita, muito comuns em granitóides metaluminosos do tipo I (White & Chappel, 1992).

A disposição dos ortognaisses no diagrama A-B (figura 3.19) apresentando inclinação negativa é característica de associações metaluminosas.

Os valores para as razões LaN/YbN (entre 10 e 40), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (entre 0,54 e 1,00) e EuN/Eu* (entre 0,36 e 0,60) (tabela 3.8) são característicos de granitóides pós-arqueanos (Martin, 1987).

No diagrama expandido (figura 3.22), observam-se picos negativos de Nb, Sr e Ti, enriquecimento em elementos LIL e TR leves, e valores empobrecidos de elementos HFS e TR pesadas. Essas características, segundo Pearce *et al.* (1984) e Brown *et al.* (1984), são similares àquelas descritas para granitóides calcialcalinos de arcos magmáticos modernos ou de ambientes pós-colisionais. Porém, a ausência de termos intermediários e básicos e de anomalia negativa de Ba, contrasta fortemente com o quadro observado para as associações expandidas de granitóides de arcos magmáticos.

A grande variedade de ambientes tectônicos observados nas figuras 3.20 e 3.21 para os ortognaisses da SMRU, pode ser interpretada, segundo Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986), como de provável ambiente misto, como aquele de zonas de colisão continental durante o soergimento pós-colisional.

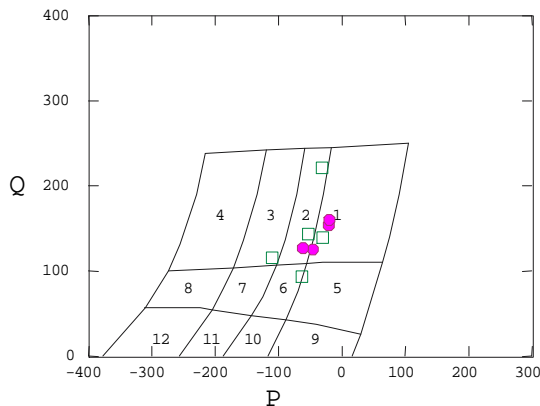


Figura 3.18 – Distribuição dos ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu no diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983). Quadrados (gnaisses do CGC) e círculos (gnaisses do rio Jauaperi). $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$.

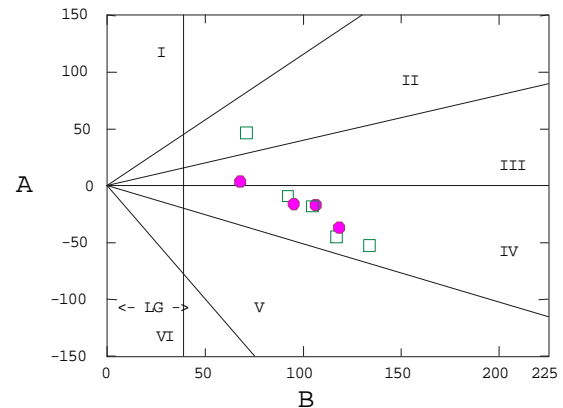


Figura 3.19 – Diagrama A-B de Debon e Le Fort (1983) para os ortognaisses da SMRU. Símbolos como na figura 3.18. $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$.

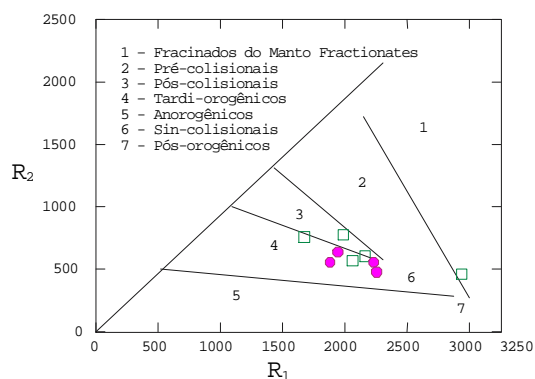


Figura 3.20 – Distribuição da SMRU no diagrama R_1 - R_2 de La Roche (1980) com campos discriminatórios de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985). Símbolos como na figura 3.18. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

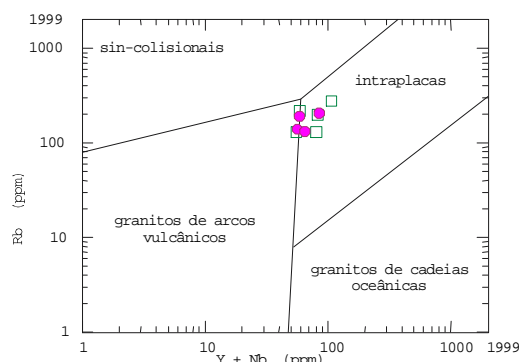


Figura 3.21 – Diagrama $Y+Nb$ x Rb de Pearce et al. (1984) para as rochas da SMRU. Símbolos como na figura 3.18.

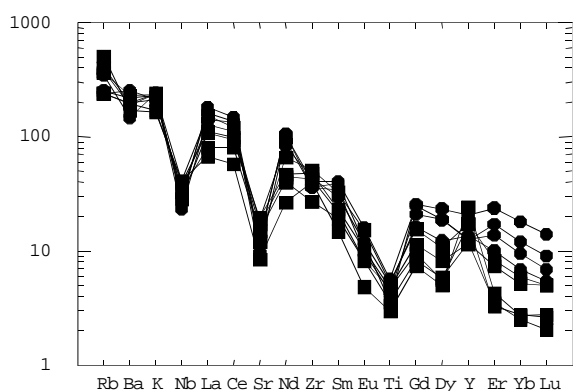


Figura 3.22 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo segundo Taylor & McLennan (1985) para as rochas da SMRU. Símbolos como na figura 3.18.

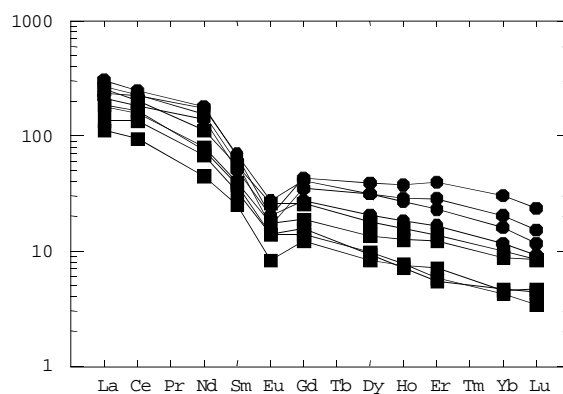


Figura 3.23 – Padrão de distribuição de ETR normalizados ao condrito, segundo Sun (1982), para os ortognaisses da SMRU. Símbolos como na figura 3.18.

Trata-se de uma associação calcálcica de alto-K, apresentando evidências de evolução tardia em um arco continental espessado, conforme evidenciado pelas fortes anomalias negativas de Ti, Nb e Sr no diagrama multielemental normalizados ao condrito (figura 3.22). O maior enriquecimento em ETR pesadas dos gnaisses do rio Jauaperi (figura 3.23) pode estar relacionado a contaminação de crosta bimodal tipo TTG, rica em componente toleítico tipo TH₂.

3.4.4 Idades e Correlações

Na área deste projeto não foram efetuadas determinações geocronológicas para a SMRU, porém,

contingentemente a norte, diversos autores obtiveram idades U/Pb e Pb/Pb para rochas correlatas. Santos & Olszewski (1988) obtiveram uma idade U/Pb em zircão (diagrama de concórdia para o intercepto superior) de 1.944 ± 10 Ma para um gnaisse do Complexo Kanuku, atualmente correlacionado à SMRU. Gaudette et al. (1997) utilizando o mesmo método para “gnaisses graníticos” obtiveram as seguintes idades: 1.943 ± 7 Ma, 1.921 ± 15 Ma e 1.911 ± 13 Ma. Fraga et al. (1997b) obtiveram para um gnaisse tonalítico uma idade de 1.951 ± 24 Ma, pelo método Pb/Pb em zircão, por evaporação em filamento simples e uma idade de 1.966 ± 37 Ma para um gnaisse granulítico. A tabela 3.9 apresenta resumidamente os resultados geocronológicos obtidos para a SMRU na região.

Tabela 3.9 – Dados geocronológicos (Pb/Pb e U/Pb) dos ortognaisses do Cinturão Guiana Central.

Litologia	Método	Idades	Fonte
Ortognaisse	U/Pb (zircão)	1.941±10Ma	Santos & Olszewski (1988)
Ortognaisse	U/Pb (zircão)	1.943±07Ma	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Ortognaisse	U/Pb (zircão)	1.921±15Ma	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Ortognaisse	U/Pb (zircão)	1.911±13Ma	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Ortognaisse tonalítico	Pb/Pb (zircão)	1.951±24Ma	Fraga <i>et al.</i> (1997b)
Gnaiss granulítico	Pb/Pb (zircão)	1.966±37Ma	Fraga <i>et al.</i> (1997b)

Os ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu são correlacionáveis aos *augen* gnaisses Kusad e Corentyne, individualizados por Berrangé (1973) na porção guianense do Cinturão Guiana Central e incluídos pelo autor como litótipos subordinados no Complexo Kanuku. Também são correlacionáveis aos ortognaisses associados por Brandão e Freitas (1994) à Suíte Metamórfica Urariqüera, na região a oeste da serra Mucajaí (Folha NA.20-X-C).

3.5 Granito Igarapé Azul (Pia)

3.5.1 Comentários Gerais

Propõe-se a denominação “Granito Igarapé Azul” (GIA) para agrupar rochas graníticas de caráter peraluminoso, que ocorrem na porção sul do Estado de Roraima, notadamente nas bacias dos rios Anauá e Jauaperi, tendo como área-tipo as sub-bacias dos igarapés Azul e Galego, afluentes do rio Anauá, município de Rorainópolis.

Em reconhecimento do rio Anauá, Ramgrab & Damião (1970) identificaram rochas de composição granítica e granodiorítica, porfiríticas, homogêneas, a que denominaram de “Granito Cachoeira Primeira”. Posteriormente, foram consideradas parte integrante da Associação Anauá-Kuyunini (Braun & Ramgrab, 1972), Associação Anauá (Bomfim *et al.*, 1974) e Sequência Granito-Granodiorítica (Santos *et al.*, 1974).

Na Folha NA.21-Y-C, Costi *et al.* (1984) associaram-nas à unidade Adamelito Água Branca, de Veiga *et al.* (1979), considerando os termos peraluminosos e metaluminosos como pertencentes a uma mesma unidade.

Oliveira *et al.* (1996a/1996b) propuseram o termo “Suíte Intrusiva Água Branca” em substituição a “Adamelito Água Branca” (Veiga *et al.*, 1979), mantendo nessa unidade os granitóides peralumi-

nosos com moscovita. Almeida *et al.* (1997) dataram-nas pelo método Pb-Pb em mono-zircão considerando-as como uma porção levemente peraluminosa da Suíte Intrusiva Água Branca. Estudos posteriores efetuados neste projeto, levaram a distinção dos termos peraluminosos como característicos de granitos do tipo S, sendo sugerida sua individualização para aquelas rochas metaluminosas, do tipo I, pertencentes à Suíte Água Branca.

3.5.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O GIA ocupa a porção sudeste da área (quadrículas: NA.20-Z-A, NA.20-Z-B, NA.20-Z-D, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C), abrangendo cerca de 7.000km².

Morfologicamente, caracteriza-se por relevo arrasado, com ocorrências eventuais de pequenas serras e *monadnocks*, que apresentam padrão textural uniforme em imagens de radar. Aflora comumente em blocos ou sob a forma de lajeiros nas margens de rios e igarapés. Os solos são pouco desenvolvidos (litólico), gerando localmente, perfis lateríticos imaturos (desprovido de horizonte aluminoso).

Mantêm contato tectônico (falhas e zonas miloníticas de alto ângulo) com as rochas mais antigas da Suíte Metamórfica Rio Urubu e Grupo Cauarane.

Corpos granitóides pertencentes às suítes Mapuera, Abonari e Serra da Prata ocorrem seccionando o GIA. Para oeste, encontra-se recoberto por sedimentos quaternários.

3.5.3 Petrologia

3.5.3.1 Caracterização Geral

A unidade é constituída principalmente por monzogranitos, ocorrendo subordinadamente sienogranitos e granodioritos.

A fácies mais abundante possui composição monzogranítica, cor cinza-claro, leucocrática (foto 31). Estruturalmente predominam fácies isótropas e homogêneas. Eventualmente, a orientação planar do feldspato e biotita definem uma foliação, regionalmente interpretada como de natureza *sub-solidus* (magmática). A textura é porfirítica a megaporfirítica com matriz média (granulação em torno de 1mm a 2mm), e abundantes megacristais de feldspatos.

É comum na unidade a presença de bandamento composicional, caracterizado pela diferenciação de níveis leucocráticos e mesocráticos (foto 32). Ocorrem, por vezes, segregações hololeucocráticas em bolsões ou em níveis contínuos (foto 33).

Enclaves de diversos tipos litológicos, especialmente xenólitos de supracrustais do tipo meta-arenítico e de paragneisses do Grupo Cauarane, ocorrem com alguma frequência. São geralmente angulosos, variando em tamanho, chegando a atingir mais de 80cm de comprimento (foto 34). Também ocorrem xenólitos de metapelitos de dimensões variadas (com tamanho de 30cm x 15cm – foto 35), bem como quartzito granatífero com forma elipsoidal. Em análise mineralógica de concentrado de bateia de aluviões que jazem sobre o GIA, verificou-se em vários pontos, a presença de monazita e granada em boa quantidade.

Diques máficos, intermediários e félsicos cortam a unidade. Preenchem fraturas, que variam em largura, de alguns centímetros até centenas de metros. Normalmente são retilíneos, subverticais.

3.5.3.2 Petrografia

O GIA é composto, predominantemente por monzogranitos, com variações para termos sienograníticos e granodioríticos (tabela 3.10).

Em amostras de mão, os granitóides apresentam cores entre o cinza-médio e o cinza-claro com tons rosados. São rochas faneríticas de granulação média a grossa, variando de equigranulares a porfiríticas e de maciças a foliadas.

Apresentam textura granular alotriomórfica a hipidiomórfica, com variações para termos porfiríticos. São compostos essencialmente, por grãos subédricos de plagioclásio (do tipo oligoclásio) e anédricos de microclínio, com quartzo em contato mútuo, em quantidades aproximadamente iguais. Nas amostras porfiríticas, os megacristais são de microclínio, em outras o plagioclásio ocorre zonado (foto 36). Biotita e moscovita são os minerais

acessórios mais frequentes (foto 37), ocorrendo também, cordierita e sillimanita (foto 38) normalmente intercrescidas. Os minerais acessórios incluem apatita, zircão, opacos, titanita e allanita. Os minerais secundários ou de alteração são muito frequentes, principalmente em amostras mais deformadas. Argilominerais e sericita substituem feldspatos alcalinos e o epidoto, os plagioclásios. Clorita, titanita e opacos ocorrem subordinadamente.

A textura magmática original encontra-se parcialmente obliterada por deformação no estado sólido. Nas rochas mais deformadas ocorrem maiores quantidades de intercrescimentos peritíticos, texturas mirmequíticas (foto 39) e minerais de alteração (moscovita, clorita e epidoto). O quartzo apresenta extinção ondulante e bandas de deformação; as palhetas de biotita apresentam *kink-bands*.

3.5.3.3 Litoquímica

Foram analisadas 17 amostras, cujos resultados constam da tabela 3.11. Trata-se de granitos altamente diferenciados (SiO_2 de 67,5% a 75%, média de 71,3%); ricos em LILEs: ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$; Rb 184ppm a 414ppm, média 199 ppm). No diagrama multicatiônico Q-P (Debon & Le Fort, 1983) mostram uma distribuição restrita aos campos dos granitos e adamelitos (figura 3.24A). No diagrama A-B distribuem-se exclusivamente no campo peraluminoso onde assinalam um *slope* positivo (figura 3.24B). No diagrama R_1 - R_2 (Batchelor & Bowden, 1985), a maior parte de população plota no campo dos granitóides sin-colisionais (figura 3.25). No diagrama Rb *versus* Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) distribuem-se próximo ao limite dos campos dos granitos de arco vulcânico e granitos sin-colisionais (figura 3.26), correspondendo ao campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996).

A normalização dos elementos compatíveis e incompatíveis ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985, figura 3.27A) evidencia forte enriquecimento dos elementos incompatíveis Rb (de 300 X a 1.000 X) e K (de 10 X a 100 X). Os elementos incompatíveis ocorrem enriquecidos de 10 X a 300 X o valor mantélico, excetuando-se Ti, P e Y com distintos picos negativos.

O padrão de normalização aos granitos das dorsais oceânicas (ORG, Pearce *et al.*, 1984), mostra características similares àquelas dos granitos sin-colisionais: enriquecimento em elementos incompatíveis (Ba entre 30 X e 120 X; Rb entre 30 X a 100 X, relativamente aos elementos menos incompatíveis Nb, Zr, Sm, Y e Yb, figura 3.27B).

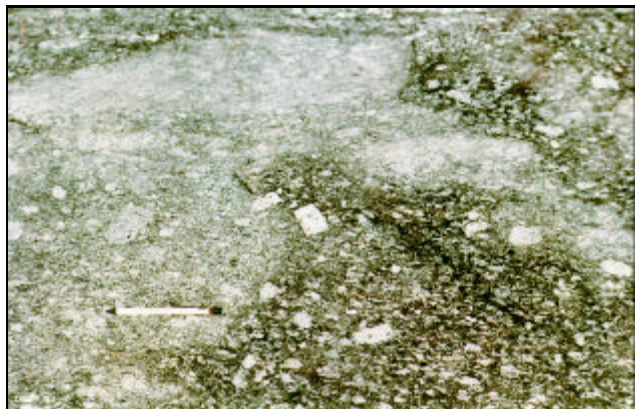


Foto 31

Monzogranito porfirítico. Fácies mais abundante do GIA, com megacrístais de microclina xenomórficos e hipidiomórficos. Estação MJ-55 - Vicinal 01 - Rorainópolis.



Foto 32

Bandamento ígneo dobrado e presença de pequena falha dextral afetando apenas domínios restritos, sugerindo deformação intramagmática. Estação MJ-213. Rio Anauá.

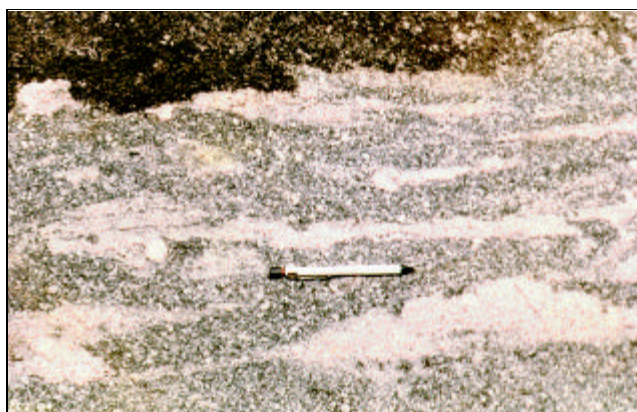


Foto 33

Bandamento ígneo composicional difuso, com bolsões hololeucocráticos. Estação MF-11 - Vicinal 04. Rorainópolis.



Foto 34

Xenólito anguloso de paragnaisse em monzogranito. Estação MF-78. Vicinal 14, próximo à vila Moderna.

Foto 35

Xenólito de metapelito em monzogranito. Estação MJ-23. Próximo à vila Moderna.



Tabela 3.10 – Composições modais estimadas do Granito Igarapé Azul.

Abreviatura: Qz - quartzo; Fk - feldspato alcalino; Pg - plagioclásio; Bt - biotita; Mo - moscovita; Cd - cordierita; Op - minerais opacos; Ap - apatita; Zr - zircão; Ti - titanita; Al - allanita; Fl - fluorita; Ep - epidoto; Se - sericita; Cl - clorita.

Amostra	Qz	Fk	Pg	Bt	Mo	Cd	Op	Ap	Zr	Ti	Al	Fl	Ep	Se	Cl	Classificação
PT- 10	25	22	42	6	3		1	1					x	x	x	Granodiorito
RL- 46	27	12	42	10	4		3		1				x	x	x	
RL- 50	24	22	43	5	1		x	1					x	x	x	
MF- 151	30	38	19	5	3	2	1	x					x	x	x	Sienogranito
MJ- 178	32	36	20	3	2		1		1	2	1		x	x	x	
MF- 11 B	29	40	20	3	5		1	1					x	x	x	
MF- 11A	23	30	35	5	3		1	1	1				x	x	x	Monzogranito
MF- 157	20	28	27	13	5	1	2	1	1	1			x	x	x	
MF- 12	21	27	33	10	4		2	1	1				x	x	x	
MF-10 B	28	35	26	3	3		1	2	1				x	x	x	
MF- 6 A	28	30	32	5	2		2	x					x	x	x	
MF- 132 A	28	26	26	10	5		1	1		1			x	x	x	
MF- 11 C	30	27	27	5	8		1	x					x	x	x	
RL- 13	27	23	31	10	5		1	1				1	x	x	x	
MJ- 213 A	30	28	29	5	2		1	1	1		1		x	x	x	
PT- 06 A	30	28	29	5	2		1	1	1	1			x	x	x	

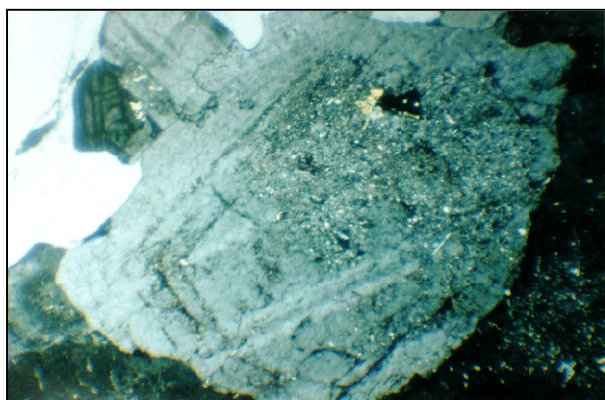


Foto 36

Plagioclásio zonado em monzogranito. GIA. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-06A.

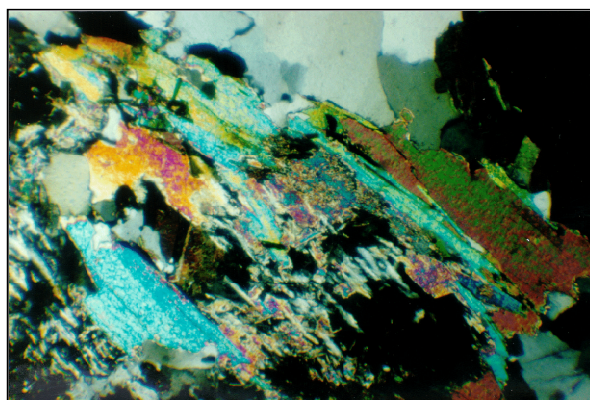


Foto 37

Cristais de moscovita e biotita em monzogranito. GIA. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-11A.

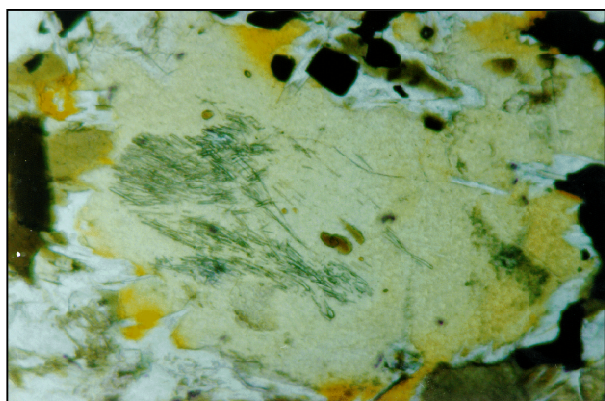


Foto 38

Cristal de cordierita com bordas pinitizadas e inclusões de cristais aciculares de sillimanita. GIA. Aumento 6,3 X. N.P. Amostra MF-156.

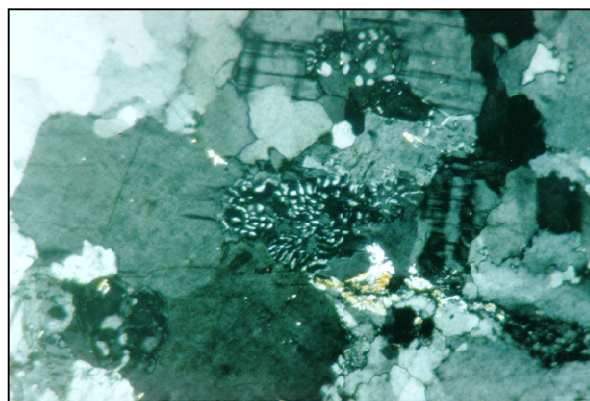


Foto 39

Textura mirmequítica em monzogranito. GIA. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra MJ-231A.

Tabela 3.11 – Composição química da Unidade Granito Igarapé Azul. GRND - Granodiorito; MZGR - Monzogranito; SNGR - Sienogranito.

Classificação	GRND	MZGR	GRND	MZGR	MZGR	GRND	MZGR	MZGR	SNGR	SNGR	MZGR	MZGR	MZGR	MZGR	MZGR	SNGR	
Amostra	PT-10	MF-11A	RL-46	MF-157	MF-12	RL-50	MF-10B	MF-06A	MF-151	MJ-178	MF-132A	MF-11C	RL-013	MJ-213A	PT-6A	MF-11B	Média
SiO ₂	67,50	68,00	68,20	70,30	70,40	70,40	70,80	71,50	71,70	71,70	72,00	72,10	73,00	73,40	74,10	75,00	71,26
TiO ₂	0,55	0,39	0,31	0,41	0,28	0,28	0,37	0,19	0,31	0,41	0,36	0,19	0,22	0,22	0,19	0,10	0,30
Al ₂ O ₃	14,90	15,50	15,00	14,30	15,30	15,30	14,50	15,10	14,50	14,20	13,60	15,10	14,40	13,60	13,80	13,50	14,54
Fe ₂ O ₃	2,00	0,96	1,40	1,20	0,86	0,65	1,00	0,33	0,88	1,10	1,10	0,20	1,10	0,80	0,63	0,47	0,92
FeO	3,30	2,50	1,40	2,40	1,60	1,80	1,80	1,30	1,90	0,99	2,10	1,40	0,71	1,30	1,40	0,71	1,66
MnO	0,14	0,08	0,11	0,07	0,10	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,11	0,07	0,06	0,06	0,10	0,05	0,09
MgO	1,60	1,00	0,71	0,94	0,59	0,52	0,68	0,31	0,66	0,32	0,77	0,27	0,35	0,44	0,36	0,25	0,61
CaO	2,70	2,20	1,90	1,50	2,40	2,20	1,30	1,60	0,77	0,63	1,50	1,60	1,50	1,20	1,50	1,10	1,60
Na ₂ O	2,70	3,40	3,80	2,90	3,70	3,80	2,80	4,30	2,50	3,60	2,70	3,70	3,40	2,80	3,10	2,50	3,23
K ₂ O	3,40	4,70	3,80	5,00	3,90	3,80	5,60	4,60	5,30	6,30	4,60	4,60	3,40	5,40	4,10	5,70	4,64
P ₂ O ₅	0,13	0,22	0,10	0,10	0,10	0,11	0,14	0,07	0,17	0,07	0,11	0,07	0,07	0,03	0,05	0,08	0,10
P.F.	0,58	0,64	2,73	0,33	0,42	0,47	0,51	0,31	0,67	0,30	0,54	0,35	0,21	0,28	0,38	0,38	0,57
Total	99,50	99,59	99,46	99,45	99,65	99,43	99,60	99,71	99,43	99,69	99,49	99,65	98,42	99,53	99,71	99,84	99,51
Mg#	35,86	34,63	32,24	32,50	30,70	27,98	30,98	25,70	30,41	22,36	30,75	23,34	26,84	27,96	24,59	28,22	29,07
Rb	184	189	148	204	139	147	318	143	414	155	269	159	150	214	168	181	198,88
Cs	9,0	2,5	2,5	9,0	2,5	2,5	2,5	2,5	9,0	2,5	9,0	2,5	7,0	2,5	10,0	2,5	4,88
Ba	687	832	970	684	945	1358	526	1009	373	1123	446	1009	942	1208	955	510	848,56
Sr	223	288	439	203	540	512	122	444	103	200	143	420	440	288	275	212	303,25
Ga	17	16	16	12	11	5	12	5	20	11	20	5	5	5	5	5	10,63
Li	10	11	14		11	17	10	6		3		9	8		15	3	7,25
Nb	13,0	12,0	12,0	9,0	11,0	12,0	24,0	6,0	28,0	11,0	16,0	11,0	7,0	8,0	10,0	7,0	12,31
Zr	165	167	195	166	181	198	256	131	174	304	158	142	174	179	157	92	177,44
Y	30	19	14	47	13	6	34	7	56	43	58	15	14	12	4	7	23,69
F	600	840	420	520	620	520	1125	370	1200	500	660	480	420	350	410	120	572
Zn	64	44	60	45	47	48	37	33	60	46	61	50	36	32	29	14	44,13
La	32,82	32,25	52,21	40,62	30,06	47,55	63,31	29,90	40,89	69,42	32,80	34,06	47,26	106,80	22,89	12,58	43,46
Ce	74,90	72,44	108,88	98,52	71,32	94,08	155,04	59,32	107,80	154,24	75,17	67,58	100,08	227,60	49,71	28,42	96,57
Nd	31,64	29,30	46,37	45,03	32,58	38,54	68,50	25,20	50,95	75,29	34,11	30,99	49,93	105,90	16,44	11,70	43,28
Sm	4,13	4,78	4,88	8,11	3,69	3,75	10,50	2,88	9,10	8,48	6,02	4,11	5,50	17,08	2,82	1,59	6,09
Eu	0,94	0,79	0,70	1,02	0,63	0,76	0,74	0,61	0,70	0,99	0,81	0,64	0,74	1,85	0,53	0,41	0,80
Gd	3,45	4,12	3,85	4,60	2,74	2,62	7,38	2,08	5,18	6,33	3,60	3,55	4,60	9,48	1,79	1,33	4,17
Dy	3,35	4,10	3,43	3,89	2,09	2,03	5,26	1,71	4,16	6,34	3,89	3,32	3,04	5,99	1,10	1,10	3,42
Ho	0,66	0,70	0,67	0,72	0,38	0,39	0,84	0,33	0,77	1,31	0,76	0,66	0,60	1,09	0,21	0,21	0,64
Er	1,75	1,77	1,70	1,61	0,84	0,98	1,95	0,81	1,76	3,72	1,92	1,74	1,55	2,36	0,55	0,50	1,59
Yb	1,06	1,07	1,51	0,97	0,63	0,84	1,05	0,69	1,18	2,93	1,76	1,40	1,69	1,36	0,41	0,38	1,18
Lu	0,16	0,12	0,20	0,14	0,09	0,11	0,12	0,09	0,16	0,36	0,24	0,17	0,23	0,18	0,08	0,05	0,16
ETR total	154,9	151,4	224,4	205,2	145,1	191,7	314,7	123,6	222,6	329,4	161,1	148,2	215,2	479,7	96,5	58,3	201,38
Rb/Sr	0,83	0,66	0,34	1,00	0,26	0,29	2,61	0,32	4,02	0,78	1,88	0,38	0,34	0,74	0,61	0,85	0,99
Rb/Ba	0,27	0,23	0,15	0,30	0,15	0,11	0,60	0,14	1,11	0,14	0,60	0,16	0,16	0,18	0,18	0,35	0,30
K/Rb	153	206	213	203	233	215	146	267	106	193	142	240	188	209	203	261	198,75
EuN/Eu*	0,75	0,53	0,48	0,47	0,58	0,71	0,24	0,73	0,29	0,40	0,49	0,50	0,44	0,41	0,68	0,84	0,53
LaN/YbN	20,7	20,2	23,1	28,0	31,9	37,8	40,3	28,9	23,2	15,8	12,5	16,3	18,07	52,5	37,7	22,1	26,9
YbN	4,82	4,86	6,86	4,41	2,86	3,82	4,77	3,15	5,35	13,32	8,00	6,36	7,68	6,19	1,85	1,73	5,38
Cor_norm.	2,2	1,33	1,33	1,54	0,81	1,09	1,89	0,21	3,59	0,35	1,62	1,22	2,5	0,89	1,6	1,34	1,47
LogC/N+K	-0,35	-0,57	-0,60	-0,72	-0,50	-0,54	-0,81	-0,75	-1,01	-1,20	-0,69	-0,71	-0,66	-0,83	-0,68	-0,87	-0,72
K ₂ O/Na ₂ O	1,26	1,38	1,00	1,72	1,05	1,00	2,00	1,07	2,12	1,75	1,70	1,24	1,00	1,93	1,32	2,28	1,44

Cor. Norm. = Coríndon normativo: $\text{Log C/N+K} = \text{log CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

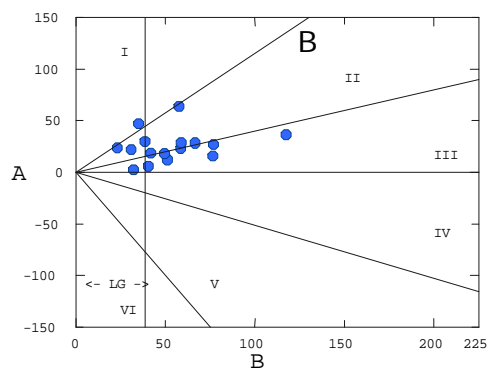
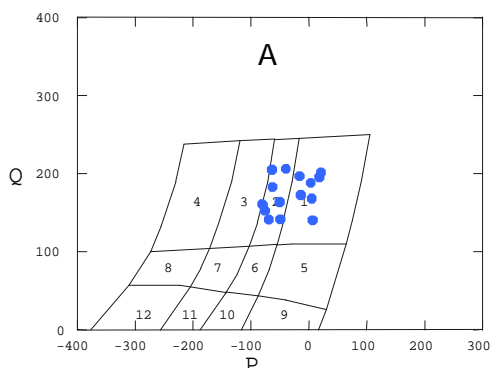


Figura 3.24 – Distribuição dos granitóides Igarapé Azul nos diagramas multicatiônicos P-Q (figura 3.24A) e A-B (figura 3.24B) de Debon & Le Fort (1983). $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$; $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$.

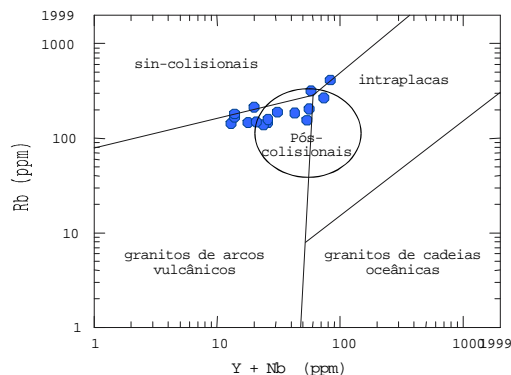
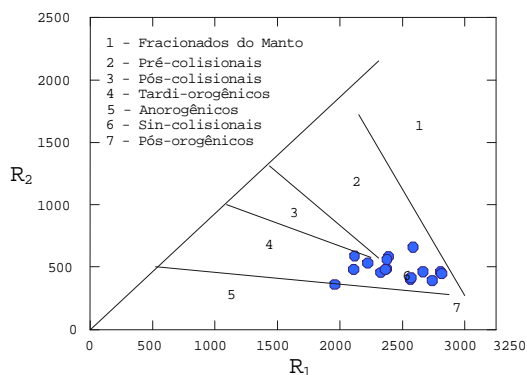


Figura 3.25 – Diagrama R_1 - R_2 de La Roche (1980), com campos discriminantes segundo Batchelor & Bowden (1985) para os granitóides Igarapé Azul. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Figura 3.26 – Diagrama $Y+Nb$ x Rb de Pearce et al. (1984) para os granitóides Igarapé Azul, com campo discriminante de granitóides pós-colisionais (Pearce, 1996).

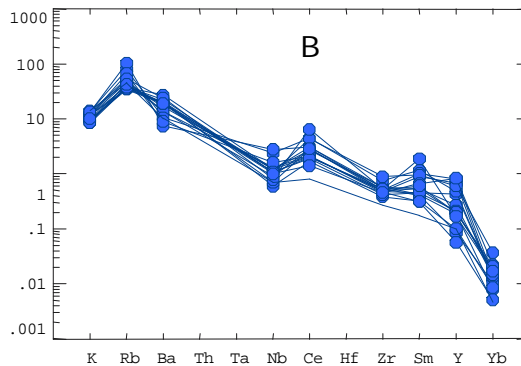
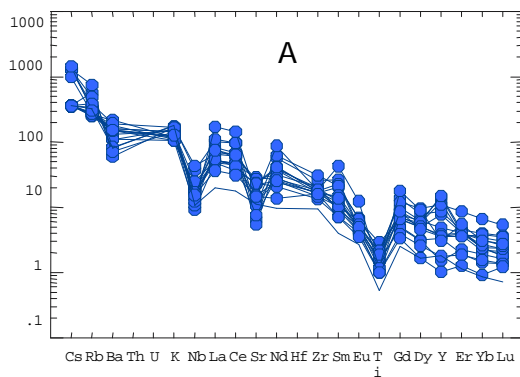


Figura 3.27 – Diagramas expandidos de elementos normalizados ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985) (figura 3.27A) e aos granitos de cristas oceânicas (figura 3.27B) de Pearce et al. (1984) para granitóides Igarapé Azul.

O padrão de distribuição dos ETR (figura 3.28), normalizado ao condrito (Sun, 1982), é caracterizado por: i) forte fracionamento (razões LaN/YbN > 12,5); ii) acentuado empobrecimento em EuN e forte anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu^* < 0,84$, média = 0,53); iii) acentuado empobrecimento em ETRP (YbN de 1 X a 13 X os valores condriticos; média de 5X).

3.5.3.4 Petrogênese

A natureza peraluminosa, coríndon normativa e sua distribuição no diagrama A-B, mostrando um *slope* positivo, são interpretadas como características dos granitos crustais derivados de fontes metassedimentares (Debon & Le Fort, 1983). O *slope* positivo, constitui um critério discriminante entre termos peraluminosos, derivados de fontes metassedimentares (tipo S), daqueles termos altamente diferenciados de associações do tipo I, que embora ocupem o campo peraluminoso, apresentam *slope* negativo;

O padrão de distribuição dos ETR, caracterizado por acentuado empobrecimento em ETRP, associado com o caráter peraluminoso, tem sido interpretado como representativo de magmas do tipo S derivados da fusão parcial de fonte aluminosa, rica em granada, responsável pela retenção dos ETRP (Hanson, 1980);

O enriquecimento em Rb, associado com o empobrecimento de Sr e Ba pode ser atribuído à fusão de mica sob condições de ausência de vapor, como observado, por exemplo, nos leucogranitos himalaianos (Harris & Inger, 1991);

A ampla distribuição das análises do GIA no campo dos granitos sin-colisionais do diagrama multicatiónico de Batchelor & Bowden (1985), sugere uma composição similar àquelas dos leucogranitos himalaianos (tipo S).

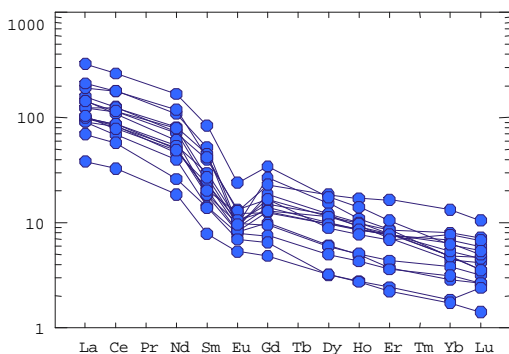


Figura 3.28 – Padrão de distribuição dos ETR normalizados segundo Sun (1982), para os granitóides Igarapé Azul.

Elementos maiores e traço ocorrem em proporções similares aos granitos S australianos (Chappell & White, 1992); elementos maiores e traço, especialmente terras raras, ocorrem em proporções similares aos reportados em leucossomas gerados *in situ*, a partir da fusão parcial de metagrauvas do Complexo Paraíba do Sul (Silva *et al.*, 1990);

O espectro de ETR, com forte anomalia negativa de Eu e ETRL similar ao padrão NASC, permite inferir uma fonte granítica não empobrecida, do tipo pós-arqueano para os metassedimentos precursores dos granitóides (Taylor & McLennan, 1985).

Nos diagramas de variação química para os elementos-traço, utilizando SiO₂ como índice de diferenciação (Harker), não se observa o desenvolvimento de *trends*, mas uma dispersão das análises, sugerindo seu caráter não diferenciado;

Do ponto de vista mineralógico, paragênese peraluminosas, indicativas de magmas tipo S (com cordierita), foram observadas em um pequeno número de amostras. Análises de concentrado de bateia em aluviões que recobrem o GIA apontaram a presença de granada e monazita, minerais comuns em rochas peraluminosas.

Xenólitos de paragnaisses, portadores de microvenulações graníticas (leucossomas), quimicamente similares aos granitos encaixantes, também foram localmente observados e interpretados como remanescentes mesossomáticos, do protólito não fundido;

A caracterização de granitóides crustais está em acordo com modelos evolutivos previamente sugeridos para a região (Hasui *et al.*, 1984). Nesse modelo, um evento colisional tipo continente versus continente (subducção do tipo A), caracterizaria o Cinturão Guiana Central, foi preconizado para a região.

3.5.4 Idades e Correlações

O Granito Igarapé Azul foi objeto de datação geocronológica por Almeida *et al.* (1997a), pelo método de evaporação Pb-Pb em monozircão (tabela 3.12). Pode ser correlacionado aos granitóides do tipo S caracterizados mais a norte (Almeida & Reis, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), notadamente na região da maloca Curuxuim, limite da área desse projeto.

Tabela 3.12 – Dados geocronológicos do Granito Igarapé Azul.

Amostra	Método	Idade (Ma)	Referências
MF-132	Pb/Pb	1.938± 37	Almeida <i>et al.</i> (1997)
NR-017	Pb/Pb	1.960± 21	Almeida <i>et al.</i> (1997)

3.6 Suíte Intrusiva Água Branca (Pab)

3.6.1 Comentários Gerais

A unidade Água Branca foi definida por Araújo Neto & Moreira (1976), como rochas predominantemente granodioríticas, aflorantes ao longo do igarapé Água Branca, afluente do rio Uatumã, na porção nordeste do Estado do Amazonas. A designação "Adamelito Água Branca" foi posteriormente empregada por Veiga Jr. *et al.* (1979) em consideração ao predomínio de termos granitóides mais ricos em feldspato alcalino, tendo sido estendida por Costi *et al.* (1984), para a porção sul do Estado de Roraima.

Oliveira *et al.* (1996a) utilizaram o termo "Suíte Intrusiva Água Branca" para melhor definir o conjunto de granitóides com amplo espectro de litologias, variando de granitos *strictu sensu* a dioritos. De modo similar adota-se essa terminologia, ressaltando-se, no entanto, sua característica francamente metaluminosa, critério marcante na distinção para aqueles granitóides altamente peraluminosos incluídos na unidade Granito Igarapé Azul (item 3.5).

3.6.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB) ocupa a porção sul-sudeste da área, tendo maior distribuição nas folhas NA.20-Z-D e NA.21-Y-C, abrangendo cerca de 7.800km². Apresenta continuidade física para sul, no Estado do Amazonas e nordeste, Estado do Pará. Na sua área de maior ocorrência (Folha NA.21-Y-C) integrou-se as informações de Costi *et al.* (1984).

Caracteriza-se morfológicamente, por relevo arrasado a colinoso, com vertentes suaves em forma de meia laranja, principalmente na porção sudeste da Folha NA.20-Z-D e sudoeste da Folha NA.21-Y-A. Os solos são bem desenvolvidos, porém, com perfis lateríticos imaturos (desprovido de horizonte aluminoso).

As melhores exposições da SIAB constituem corpos intrusivos na unidade Granito Igarapé Azul, como nas redondezas da vila Moderna, São João do Baliza e em alguns trechos dos rios Anauá e Jauaperi. Localmente os granitóides da SIAB são seccionados por granitos das suítes Mapuera e Abonari.

3.6.3 Petrologia

3.6.3.1 Caracterização Geral

A unidade é constituída por uma série granítica expandida variando de granitos *strictu sensu* a dioritos, com predomínio de granodioritos e monzogranitos.

A fácies granodiorítica, mesocrática a leucocrática, pode ser subdividida em termos faneríticos de granulação média a grossa (foto 40) e porfiriticos, com megacristais de feldspatos euédricos a subédricos de até 10cm de comprimento (foto 41). Predominam granitóides isotropos e homogêneos, relativamente aos foliados.

Na vicinal 34, proximidade de Caroebe, foi observado num mesmo afloramento a coexistência de monzogranitos, granodioritos e dioritos (foto 42), com boas exposições de enclaves angulosos a subangulosos de dioritos e monzogranitos, com até 30cm de comprimento, nos granodioritos (foto 43) e de granodioritos e dioritos nos monzogranitos (foto 44). Esses últimos apresentam contatos côncavo-convexos sugerindo processos de mistura de magmas.

Ocorrem ainda, em afloramentos onde a rocha encontra-se levemente deformada, enclaves de dioritos, localmente estirados, em formato lenticular, concordantes com a incipiente foliação da rocha encaixante (foto 45).

3.6.3.2 Petrografia

A SIAB é composta por rochas graníticas incluindo predominantemente granodioritos portadores de hornblenda e, secundariamente monzogranitos, quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos e quartzo dioritos. Termos tonalíticos a microtonalíticos ocorrem como enclaves, provavelmente autólitos desse conjunto.

São rochas de cor cinza-médio a cinza esverdeado, de granulação média a grossa, equigranulares a porfiriticas, maciças a foliadas. As variedades porfiriticas contêm megacristais de feldspato, ora microclínio, ora plagioclásio zonado (foto 46). Em algumas amostras, os megacristais euédricos apresentam orientação preferencial de forma, caracterizando bandamento ígneo. Em outras, os megacristais ocorrem anédricos arredondados (foto 47) ou estirados constituindo porfiroclastos em milonitos.

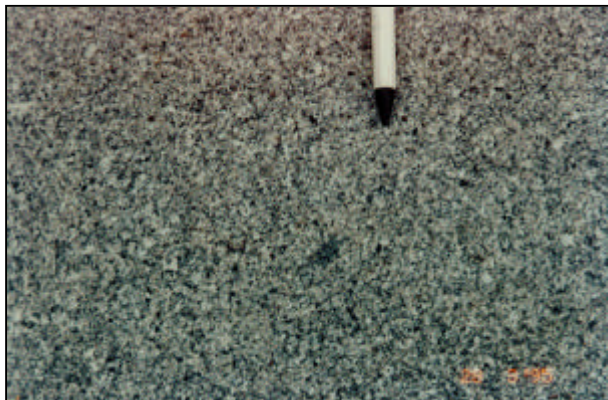


Foto 40

Granodiorito homogêneo, com textura fanerítica média. Fácies mais comum da Suíte Intrusiva Água Branca. Estação MJ-96. Vicinal 02. Caroebe.



Foto 41

Granodiorito porfirítico, com megacristais de feldspatos. Estação RL-48. Vicinal 21. São Luiz do Anauá.

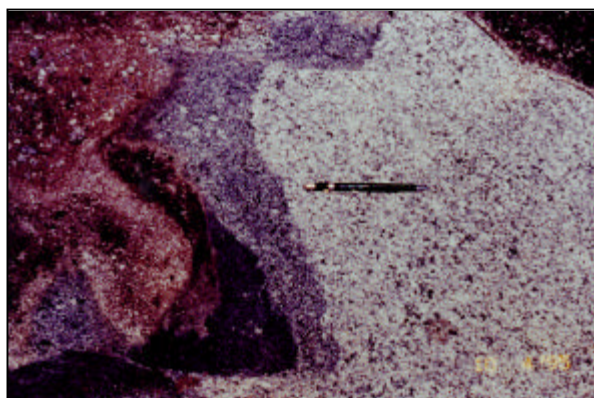


Foto 42

Coexistência das fácies monzogranito (branca), granodiorito (cinza-claro) e quartzo diorito (cinza-escuro). Estação MJ-148. Vicinal 34. Caroebe.



Foto 43

Enclaves arredondados e subangulosos de monzogranitos em granodioritos. Estação MJ-148.

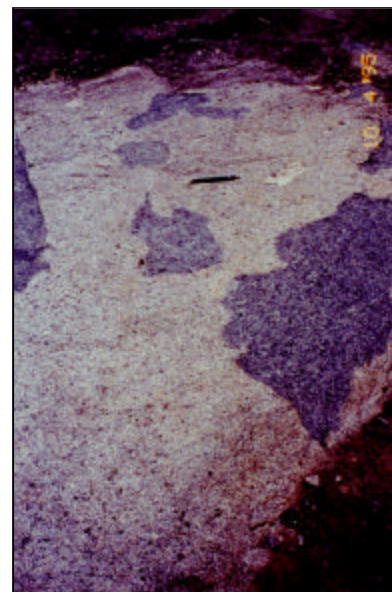


Foto 44

Enclaves de granodioritos em monzogranitos. Notar a natureza côncavo-convexa no enclave maior, à direita. Estação MJ-148.

Geralmente apresentam textura porfiritica onde os grãos maiores de feldspatos estão contidos em matriz granular hipidiomórfica média composta por grãos subédricos de plagioclásio (oligoclásio-andesina), anédricos de quartzo e microclínio e agregados máficos (foto 48). Estes últimos são formados por lamelas de biotita, grãos de hornblenda verde, titanita, minerais opacos e agulhas de apatita.

A hornblenda, não raramente, apresenta restos de clinopiroxênio (provavelmente augita) no seu núcleo (foto 49). Os minerais acessórios mais comuns são titanita, apatita, allanita e zircão. Os minerais secundários mais frequentes incluem argilominerais e sericita (que substituem os feldspatos), além de epidoto e clorita (que substituem os minerais máficos). A tabela 3.13 apresenta a classificação modal estimada para as rochas dessa unidade.

Freqüentemente apresentam modificações texturais de origem metamórfica. Estas modificações incluem hidratação, principalmente dos minerais ferromagnesianos, acompanhada pela deformação e recristalização dos grãos com desenvolvimento de uma fábrica planar e texturas miloníticas.

3.6.3.3 Litoquímica

Foram analisadas sete amostras da SIAB, cujos resultados são apresentados na tabela 3.14. Apresentam amplo espectro de distribuição de SiO₂, de 49,50% a 72,90%, incluindo desde termos básicos até ácidos. No diagrama multicatiónico Q-P (Debon & Le Fort, 1983) (figura 3.29A) apresenta grande variedade composicional, com distribuição nos campos dos granitos, adamellitos, granodioritos, quartzo monzodioritos e monzogabros.

No diagrama A-B (Debon & Le Fort, 1983), distribuem-se nos campos dos granitóides metaluminosos, com alguns termos levemente peraluminosos (figura 3.29B). Apresentam *trend* com inclinação negativa, característica de associações metaluminosas. Caracterizam-se como granitóides calcialcalinos de arco vulcânico, no diagrama de SiO₂ versus log CaO/Na₂O+K₂O (figura 3.30) de Brown *et al.* (1984). No diagrama R₁-R₂ (figura 3.31) de La Roche (1980) com campos discriminantes segundo Batchelor & Bowden (1985), apresentam tendência ao campo dos granitóides pré-colisionais, e no diagrama tectônico Rb versus Y + Nb (figura 3.32) de Pearce *et al.* (1984), distribuem-se preferencialmente no campo dos granitos de arco vulcânico.

No diagrama expandido de elementos (figura 3.33) normalizados ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), as rochas da SIAB apresentam

forte enriquecimento de elementos incompatíveis como, por exemplo, Rb de 150 a 600 vezes e K de 60 a 200 vezes o valor mantélico.

Quando comparada à média da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga & Araújo, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), a SIAB apresenta boa correlação, porém, com valores mais empobrecidos em Ba, Sr e Y (figura 3.33).

O padrão de normalização aos granitos das dorsais oceânicas (ORG, de Pearce *et al.*, 1984) mostra características similares aos granitos calcialcalinos de arco vulcânico, com enriquecimento em incompatíveis (Ba entre 6 a 20 vezes e Rb entre 20 a 90 vezes) e empobrecimento nos elementos menos incompatíveis (Zr entre 0,3 a 1 vez e Y entre 0,3 a 0,8 vezes), semelhante aos dos granitos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (figura 3.34).

O padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito (Sun 1982) é caracterizado por:

- i) forte fracionamento (razões LaN/YbN > 5);
- ii) forte empobrecimento em EuN e forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* < 05);
- iii) forte empobrecimento em ETRP (YbN de 3 a 10 vezes os valores condritos).

Comparativamente à média dos monzogranitos e granodioritos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada fica evidenciada uma boa correlação dos ETR (figura 3.35).

3.6.3.4 Petrogênese

Considerações petrogenéticas acerca do magmatismo Água Branca foram apresentadas por diversos autores. Costi *et al.* (1984) levando em consideração a origem ígnea intrusiva, o comportamento calcialcalino, paragêneses mineralógicas tais como hornblenda + titanita + apatita + minerais opacos, e baixas razões iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, da ordem de 0,703 a 0,702, sugerem para os granitóides Água Branca uma origem primária a partir de uma fonte mantélica e cujo *emplacement* provavelmente ocorreu a partir dos estágios finais do Ciclo Transamazônico, podendo apresentar tanto fases tardi como pós-cinemáticas. Jorge João *et al.* (1985) consideram o magmatismo Água Branca como predominantemente de composição monzogranítica, de características pós-orogênicas, ou seja, pós-Transamazônico, originado por fusão mantélica ou da crosta inferior. Ainda, segundo os autores, compreendem granitóides calcialcalinos fracamente diferenciados e de linhagem hiperaluminosa, exibindo uma moderada a forte correlação com os granitos do tipo I ou da série à magnetita.



Foto 45

Enclave com bordas assimiladas de quartzo diorito em monzogranito. Estação MJ-27. Vila Moderna.

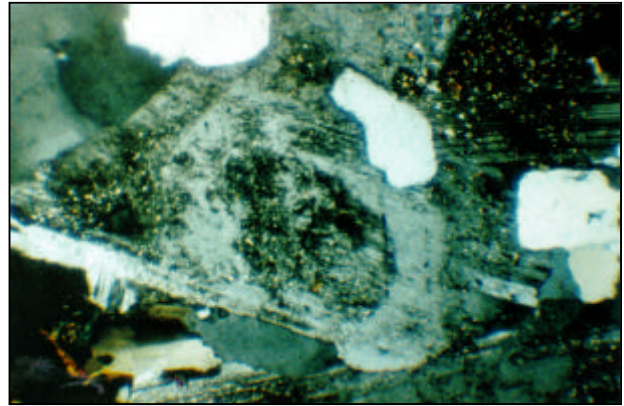


Foto 46

Plagioclásio zonado em monzogranito. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MJ-61C.

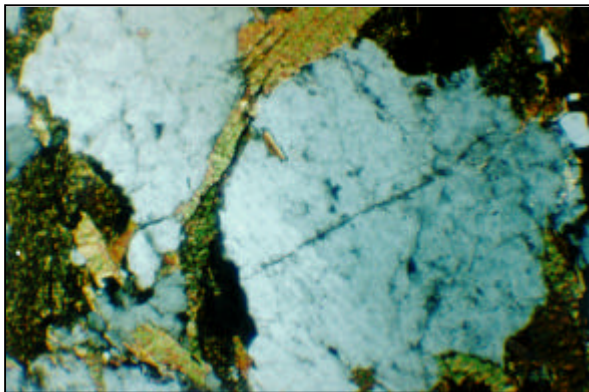


Foto 47

Cristal pórfiro de plagioclásio anédrico contornado por biotita em quartzo monzodiorito. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MJ-214C.

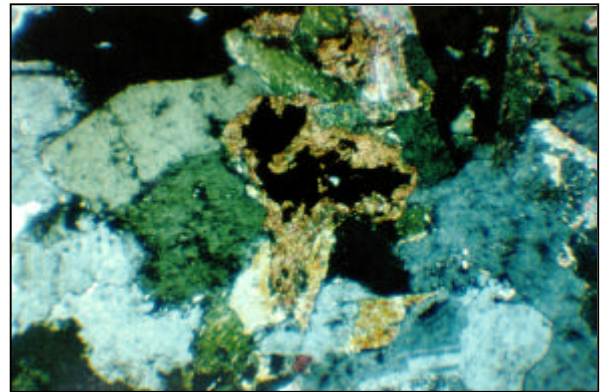


Foto 48

Agregado máfico formado por anfibólio e minerais opacos em processo de transformação para titanitas em quartzo diorito. SIAB. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-73C.

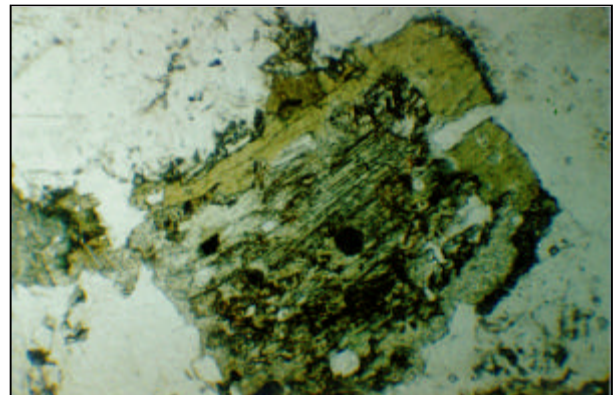


Foto 49

Cristal de hornblenda com restos de clinopiroxênio no núcleo em quartzo monzodiorito. Aumento 3,5 X. N.P. Amostra MF-68A.

Projeto Caracará (folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A)

Tabela 3.13 – Classificações modais estimadas para as rochas da Suíte Intrusiva Água Branca com análises químicas.

Abreviatura: Qz-Quartzo; Fk-Feldspato Alcalino; Pg-Plagioclásio; Bt-Biotita; Hb-Hornblenda; Cp-Clinopiroxênio; Mo=Minerais Opacos; Ap-Apatita; Ti-Titanita, Al-Allanita; Fl-Fluorita; Ep-Epidoto; Se-Sericita; Cl-Clorita; Ca-Carbonato. (*) amostras com análise química.

Amostra	Qz	Fk	Pg	Bt	Hb	Cp	Mo	Ap	Ti	Al	Fl	Ep	Se	Cl	Ca	Classificação
MJ-61C*	25	30	25	5			3	1	3			3	2	3		Monzogranito
RL-40A	22	08	36	10			3	2			1	3	2	3		Granodiorito
RL-48A*	25	15	33	10			7	2	5			2	1			
RL-06	15	15	32	8	13	5	3	2	3			2	1	1		
RL-40B*	18	04	48	20			3	2			1	2	1	1		Tonalito
MF-73B*	20	05	50	15			3	2	1			2	1	1		Quartzo monzodiorito
MJ-61B*	09	23	37	6	16		1	2	2			1	1	2		
MJ-214C	11	18	42	18			5	1				3	1	1		
MF-68A*	10	14	35	10	8	7	4	3	2			2	2	2	tr	
MF-73C*	05	02	26	14	37		4	2	5			2	2	1		Quartzo diorito

Tabela 3.14 – Composição química dos granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca.

Amostra	MF-073C	MF-068A	MJ-61B	RL-040B	MF-73B	RL-048A	MJ-61C
SiO ₂	49,50	59,10	61,60	62,00	62,80	68,50	72,90
TiO ₂	1,30	0,94	0,26	0,85	0,79	0,60	0,29
Al ₂ O ₃	16,40	16,00	16,00	15,40	15,10	14,40	12,90
Fe ₂ O ₃	4,10	3,00	2,40	2,40	2,20	2,10	1,60
FeO	6,40	4,80	2,80	4,50	5,10	2,50	1,40
MnO	0,15	0,17	0,24	0,16	0,35	0,12	0,10
MgO	6,00	2,70	2,80	3,10	2,20	0,97	0,26
CaO	8,30	5,70	5,30	3,60	3,70	2,40	1,00
Na ₂ O	3,40	3,40	3,90	2,90	3,20	3,10	2,60
K ₂ O	2,00	2,60	3,50	3,10	2,60	4,30	6,40
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,03	0,14	0,26	0,14	0,03
P.F.	1,39	0,76	0,54	0,95	0,87	0,39	0,26
Total	99,13	99,39	99,36	99,10	99,17	99,52	99,74
Mg #	51,45	39,08	50,15	45,34	35,64	28,25	14,03
Zn	119	117	50	124	103	86	26
Rb	101	75	82	292	277	192	171
Ba	433	803	764	288	460	874	689
Sr	714	447	288	174	323	223	196
Ga	12	13	5	13	12	13	10
Li	9,00	7,00	0,00	85,00	15,00	23,00	0,00
Nb	8,0	14,0	7,0	14,0	16,0	18,0	13,0
Zr	109	169	139	153	281	229	315
Y	22	26	18	25	22	30	18
La	27,55	44,59	18,58	36,74	52,23	65,02	7,65
Ce	67,78	100,08	45,55	89,18	111,90	139,20	18,49
Nd	40,50	47,50	20,31	44,63	35,31	55,00	12,39
Sm	6,81	7,06	4,13	5,57	5,86	8,97	2,51
Eu	1,51	1,48	0,71	0,78	0,95	1,31	0,61
Gd	6,08	5,74	2,90	4,79	3,74	6,89	2,27
Dy	5,58	4,71	2,13	4,79	2,49	6,72	2,25
Ho	1,14	0,91	0,43	0,96	0,37	1,36	0,45
Er	2,91	2,24	1,14	2,59	0,93	3,76	1,22
Yb	2,17	1,54	0,77	1,81	0,79	2,97	0,90
Lu	0,27	0,20	0,13	0,22	0,14	0,35	0,14
Rb/Sr	0,14	0,17	0,28	1,68	0,86	0,86	0,87
Rb/Ba	0,23	0,09	0,11	1,01	0,60	0,22	0,25
K/Rb	164	288	354	88	78	186	311
La/Yb	13	29	24	20	66	22	9
Ce/Yb	31	65	59	49	142	47	21
LogC/N+K	0,19	-0,02	-0,14	-0,22	-0,19	-0,49	-0,95
I.A.	0,47	0,53	0,64	0,53	0,53	0,68	0,87

Log C/N+K = log CaO/(Na₂O+K₂O); I.A. = Índice Albitico.

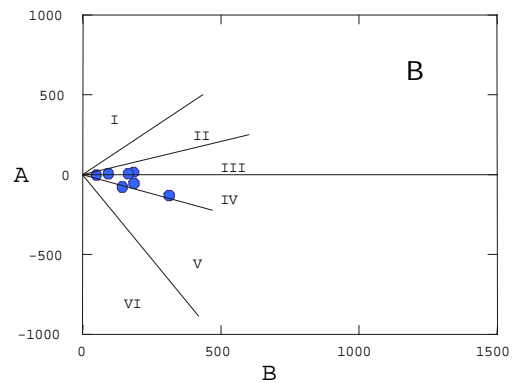
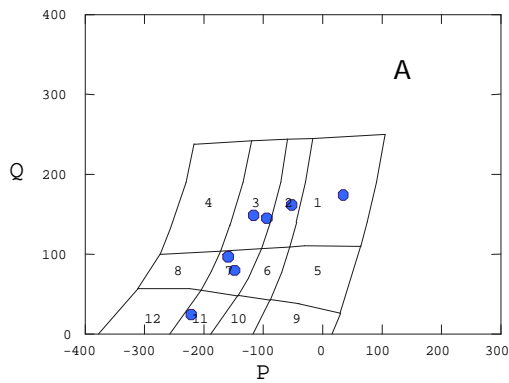


Figura 3.29 – Distribuição das rochas da SIAB nos diagramas multicatiônicos P-Q (A) e A-B (B) de Debon & Le Fort (1983). $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$; $A = Al - (K + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$.

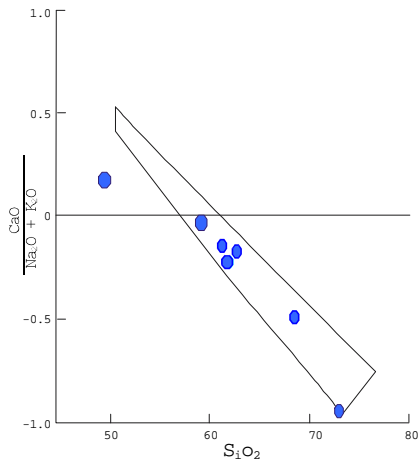


Figura 3.30 – Diagrama de Brown et al. (1984) para as rochas da SIAB, com campo discriminante para seqüências calcialcalinas.

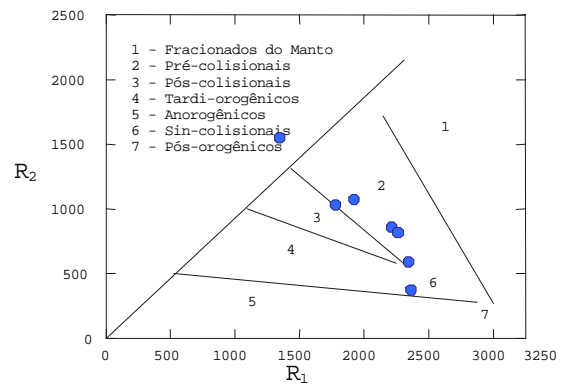


Figura 3.31 – Distribuição dos granitóides da SIAB no diagrama R_1 - R_2 de La Roche (1980) com campos discriminantes segundo Batchelor & Bowden (1985). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca = 2Mg + Al$.

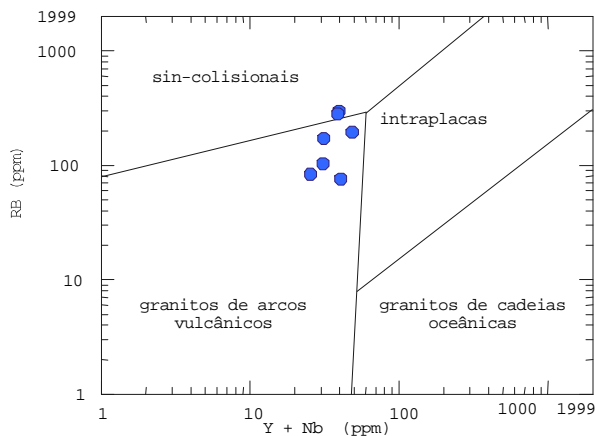


Figura 3.32 – Distribuição das rochas da SIAB no diagrama de Pearce et al. (1984), para ambientes tectônicos.

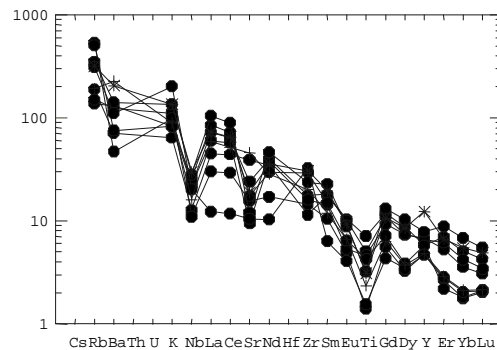


Figura 3.33 – Diagrama de elementos expandidos normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & MacLennan, 1985) para as rochas da SIAB (círculos), comparados com as médias dos monzogranitos (asteriscos) e granodioritos (cruzes) da Suite Intrusiva Pedra Pintada (Fraga, in: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo).

Dall'Agnol *et al.* (1987) lembram que a relação entre os granitóides Água Branca e o Evento Transamazônico não está claramente entendida, sendo impossível saber se o *emplacement* teria sido tardi ou pós-tectônico. Levando em consideração o modelo colisional, com atuação de processo de subducção, esses granitóides corresponderiam à atividade de um reflexo magmático na região cratônica arqueana, fora do típico domínio orogênico transamazônico. Chamam a atenção para a similaridade química entre os granitóides Água Branca e as vulcânicas Uatumã.

Com a disponibilidade de novos dados químicos levantados por esse projeto, Oliveira *et al.* (1996b) demonstraram que a SIAB constitui uma série granítica expandida, cujas características assemelham-se àquelas observadas nos granitos de ambiente de arco vulcânico.

Neste relatório, considera-se a SIAB como correspondente a uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilheirano (Pitcher, 1983), representando uma associação cafêmica, de natureza metaluminosa a levemente peraluminosa. Seu caráter calcialcalino associado a outras características químicas, como o enriquecimento em elementos litófilos leves e empobrecimento em HFSE e ETRP, além de anomalia negativa em Nb, são características dos granitóides originados a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura de subducção. Brown *et al.* (1984) e Pearce *et al.* (1984) descrevem associações de granitóides com características similares em ambientes de arcos magmáticos modernos. O posicionamento da SIAB nos diagramas discrimi-

nantes de ambientes tectônicos estabelece sua origem a zonas orogênicas pré-colisionais em ambiente de arco vulcânico.

A SIAB registra ainda características químicas semelhantes àquelas definidas por Dall'Agnol *et al.* (1987), compatíveis com ambientes de formação relacionados a processos de subducção. A forte identidade apresentada em relação ao comportamento químico dos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga *et al.*, 1996a), reforça um quadro de evolução muito similar para todo o setor oriental do Estado de Roraima.

As relações de campo entre os granitóides da SIAB e os granitos tipo-S Igarapé Azul (GIA) não são bem claras. Não é descartada uma possível contemporaneidade entre essas unidades, uma vez que as idades conhecidas são bem próximas e exposições que sugerem processos de mistura de magmas foram observadas (fotos 42, 43 e 44). Um modelo envolvendo processos de mistura de magmas e hibridismo entre granitóides calci-alcinos e granitos tipo-S foi proposto por Castro *et al.* (1991) para os granitóides do Herciniano da Ibéria. Nesse modelo, em ambiente colisional, um *front* anatético félsico, derivado de rochas supracrustais, sofre injeções sin-plutônicas de magmas básicos/ultrabásicos derivados do manto, provocando, a partir de diferenças de temperatura, convecção interna no *front* anatético e consequente mistura de magmas, gerando, desse modo, granitóides híbridos (tipo-H). A possibilidade da aplicação desse modelo para os granitóides da SIAB e os do GIA necessita, no momento, de trabalhos de mapeamento e análises químicas mais detalhadas.

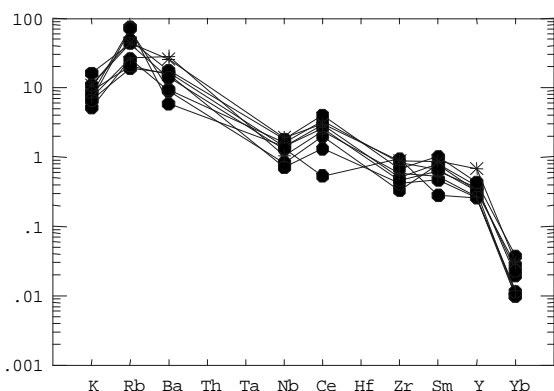


Figura 3.34 – Diagrama de elementos expandidos normalizados aos granitos de cristas oceânicas (Pearce *et al.*, 1984) para as rochas da SIAB, comparados com as médias dos monzogranitos e granodioritos da Suíte Pedra Pintada. Símbolos como na figura 3.33.

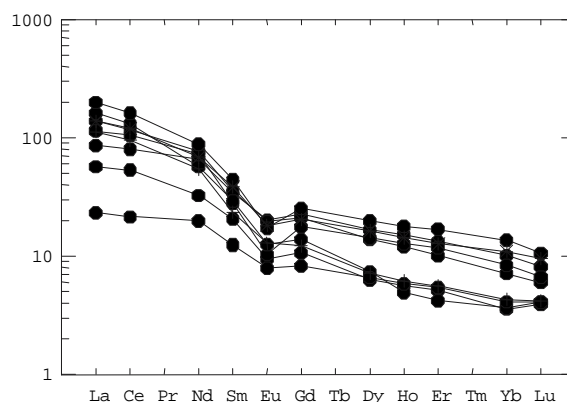


Figura 3.35 – Padrão de distribuição dos ETR normalizados ao condrito segundo Sun (1982) para as rochas da SIAB, comparados com as médias dos monzogranitos e granodioritos da Suíte Pedra Pintada. Símbolos como na figura 3.33.

3.6.4 Idades e Correlações

A SIAB pode ser correlacionada com a Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga *et al.*, 1996a) que ocorre na porção nor-nordeste de Roraima, cuja idade Pb-Pb, obtida pelo método da evaporação em mono-zircão, registrou valor de 2.005 ± 45 Ma (Almeida *et al.*, 1997). Isócronas de referência Rb/Sr para a SIAB de 1.951 Ma e 1.910 ± 47 Ma foram reportadas respectivamente por Santos & Reis Neto (1982) e Jorge João *et al.* (1985).

Na Guiana correlaciona-se com o Granito South Savanna (Berrangé, 1973), prolongando-se, para leste, no Suriname, com a presença de granitos de nível profundo, datados em 1.923 ± 55 Ma (Rb/Sr em rocha total, Bosma *et al.*, 1983).

3.7 Grupo Iricoumé (Pi)

3.7.1 Comentários Gerais

A unidade Iricoumé foi definida inicialmente como “formação” por Oliveira *et al.* (1975), para reunir rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária aflorantes na serra Iricoumé, alto curso do rio Mapuera, Estado do Pará, estendendo ainda suas exposições para a porção sudeste do Estado de Roraima.

Veiga Jr. *et al.* (1979) elevaram a unidade à categoria de grupo, relacionando-a ao magmatismo Uatumã (Grupo Uatumã de Oliveira *et al.*, 1975, posteriormente redefinido como “supergrupo” por Melo *et al.*, 1978), sendo interpretada como a fase extrusiva associada ao plutonismo representado pela Suíte Intrusiva Mapuera. Dados recentes do norte de Roraima (Reis & Fraga, 1996, Reis & Haddad, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), têm demonstrado similaridades químicas entre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu com os granitóides calcialcalinos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada (considerados pós-orogênicos), unidades estas, correlatas ao Grupo Iricoumé e à Suíte Intrusiva Água Branca, respectivamente.

O Grupo Iricoumé, na área mapeada, é redefinido para representar rochas vulcânicas e piroclásticas com termos subvulcânicos subordinados, de composição ácida à intermediária. Composicionalmente incluem dacitos, traquidacitos, andesitos, traquiandesitos e andesitos basálticos. Os termos subvulcânicos são essencialmente granodioritos pórfiros, com composição dacítica.

3.7.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Grupo Iricoumé está exposto nas quadriculas NA.20-Z-A, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C, especialmente no extremo-leste da área. Caracteriza-se por textura rugosa em imagens de radar, contrastante com as texturas apresentadas pelos granitóides adjacentes. Predominam na região da hidrelétrica do rio Jatapu, aflorando no leito do rio homônimo e adjacências (foto 50), geralmente apresenta perfil de solo pouco desenvolvido a ausente (foto 51).

As observações de campo permitiram interpretar o Grupo Iricoumé como sendo relativamente mais antigo do que a Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) e Suíte Intrusiva Abonari (SIA). Rochas pertencentes ao grupo podem ocorrer sob a forma de xenólitos nos granitos da SIM, conforme observado no morro da Antena, periferia da vila Moderna, ou mesmo preservar feições de contato nitidamente intrusivo dos maciços da SIA, como na região da citada hidrelétrica, onde inúmeras apófises provenientes do maciço granítico seccionam as rochas vulcânicas.

Na região do garimpo Anauá, foram observadas pequenas porções lenticulares de rochas vulcânicas com subvulcânicas subordinadas, provavelmente constituindo *roof pendants*, diques e/ou apófises. As relações de contato não estão claras, porém as rochas encaixantes dos diques subvulcânicos e do substrato vulcânico foram identificadas como pertencentes às unidades Granito Igarapé Azul e Grupo Cauarane.

No médio curso do rio Anauá, um pequeno dique subvertical dessas subvulcânicas é intrusivo nos hornblenda xistos do Grupo Cauarane. Não foi possível observar a continuidade do dique devido à pequena extensão do afloramento, porém, a direção NW é a mais provável, baseando-se na interpretação de imagens de satélite e radar.

Na rodovia RR-170, as vulcânicas Iricoumé ocorrem associadas a rochas piroclásticas. Apresentam-se bem deformadas, provavelmente afetadas pela falha do Itã. A sul, o contato é com granitóides intrusivos das unidades Igarapé Azul e Mapuera, e a norte com ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu e quartzitos e paragnaisses do Grupo Cauarane.

Na rodovia BR-174, entre o rio Barauana e vila Petrolina do Norte, afloram vulcanitos intensamente alterados e cataclásados, possivelmente relacionados através da tectônica rúptil associada ao *rifting* do Hemigráben Tacutu.

Não foram observados contatos diretos com as rochas da Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB), entretanto, na região da hidrelétrica do rio Jatapu, o Grupo Iricoumé ocupa cotas mais elevadas relativamente à SIAB, sugerindo um posicionamento posterior ao primeiro.

3.7.3 Petrologia

3.7.3.1 Caracterização Geral

As rochas vulcânicas Iricoumé são de composição predominantemente dacítica a andesítica, textura porfírica (foto 52), com fenocristais de feldspato esbranquiçado, róseo ou esverdeado, com comprimento de até 5mm, e de hornblenda; a matriz é afanítica, cinza-esverdeado ou cinza-arroxeadado. Sulfetos ocorrem localmente disseminados. Tipos afaníticos de composição intermediária a ácida são subordinados.

As rochas do Grupo Iricoumé encontram-se geralmente fraturadas, sendo comum a associação local de brechação e intensa venulação de quartzo e epidoto. Falhamentos com direção E-W, de aproximadamente 40km de comprimento, cortam suas litologias e ocasionam sua brechação e desenvolvimento de texturas orientadas; raramente encontram-se milonitizadas. Localmente os dacitos podem apresentar enclaves de até 8cm de comprimento, subarredondados, de rocha cinza-escuro, afanítica e de composição andesítica, o que sugere o posicionamento relativamente posterior das rochas ácidas em relação às rochas intermediárias. Acamadamento centimétrico, evidenciado pela alternância de níveis máficos e félsicos (foto 53), também é característico dessas rochas.

Costi *et al.* (1984) mencionam que no extremo-sudeste da área, na margem esquerda do rio Jatapu, as rochas do Grupo Iricoumé apresentam-se recobertas por restos de rochas sedimentares da Formação Urupí, sendo ainda seccionadas por corpos intrusivos da Suíte Mapuera, Diabásio Quarenta Ilhas e Suíte Abonari.

Na região do garimpo Anauá, as rochas vulcânicas e subvulcânicas registram composição dacítica a andesítica. Afloram como intercalações lenticulares em meio a rochas graníticas e metassedimentares, podendo representar diques com direção NW. São geralmente porfíricas e contêm sulfetos disseminados, predominando a arsenopirita. Localmente apresentam-se milonitizadas, em zonas de cisalhamento subverticais e com direção

N20°W. No sopé da serra Anauá, dacitos e andesitos porfíricos são a rocha encaixante de um corpo granítico atribuído à Suíte Intrusiva Mapuera.

3.7.3.2 Petrografia

A unidade é caracterizada por um conjunto de rochas vulcânicas e subvulcânicas representadas predominantemente por dacitos com variações locais para traquidacitos, além de rochas de composição intermediária que incluem andesitos a traquiandesitos, andesitos basálticos e subordinados granodioritos pórfiros. Caracterizam-se por textura porfírica (foto 54) a glomeroporfírica, em matriz micro a criptocristalina predominante. Variações texturais locais da matriz referem-se à presença de intercrescimento micrográfico de quartzo e feldspato alcalino nos tipos subvulcânicos (foto 55), amígdalas preenchidas por epidoto (foto 56) e esferulitos fibrorradiais de quartzo e feldspato alcalino. Localmente ocorre textura de fluxo (foto 57), evidenciada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspato e de filetes de quartzo de granulação levemente grossa, ou mesmo por cristais ripiformes de plagioclásio da matriz. Processos deformacionais em ambiente dúctil-rúptil ocorrem localmente, resultando em textura orientada ou mesmo textura protomilonítica, com fenocristais de plagioclásio e biotita ligeiramente rotacionados (foto 58), em uma matriz muito fina com abundante sericita e agregados de grãos de quartzo estirados com forte extinção ondulante.

Nos dacitos e traquidacitos predominam fenocristais de plagioclásio, seguidos em menor proporção por hornblenda e biotita, e mais raramente quartzo e feldspato alcalino, dispersos numa matriz constituída essencialmente por quartzo e plagioclásio, com feldspato alcalino, biotita e hornblenda subordinados. Minerais opacos, apatita, titanita e zircão constituem os minerais acessórios. Os fenocristais de plagioclásio são idiomórficos a subidiomórficos com maclas albita e albita-*Cars/bad*, zonados (foto 59), e geralmente mostram-se sericitizados e saussuritizados. O feldspato alcalino é o microclínio, subidiomórfico a xenomórfico, que pode apresentar intercrescimento micrográfico (foto 60) ou esferulitos com quartzo confinados na matriz. Hornblenda subidiomórfica, verde a castanho-claro, e biotita marrom-avermelhado a castanho ou esverdeado, ocorrem associadas e frequentemente cloritizadas; por vezes a biotita é derivada do anfibólio. O quartzo predomina na matriz micro a criptocristalina mas, eventualmente, pode



Foto 50

Pedreira de rocha vulcânica dacítica próximo à hidrelétrica do rio Jatapu. Grupo Iricoumé. Estação MJ-135.



Foto 51

Corte de estrada com latossolo sobre rochas vulcânicas nas proximidades da hidrelétrica do rio Jatapu. Estação MJ-133.



Foto 52

Textura porfírica em dacito. Estação MJ-135.

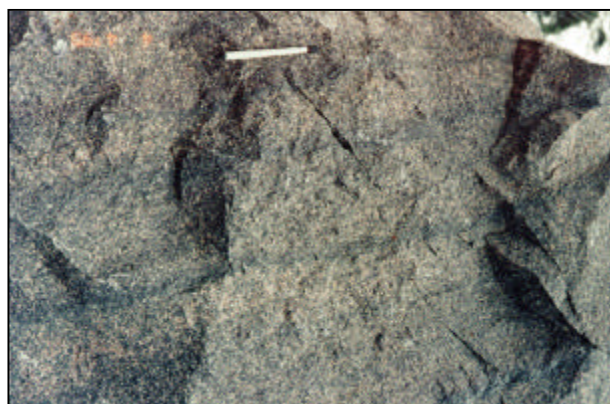


Foto 53

Estrutura acamada em rochas vulcânicas. Estação MJ-135.

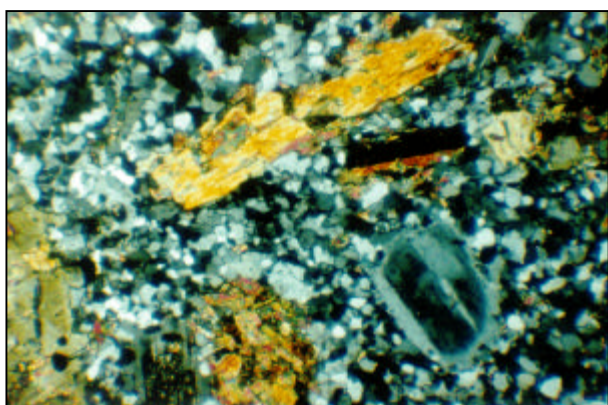


Foto 54

Textura porfírica em rocha de composição dacítica, com pórfiros de plagioclásio zonado e anfibólio e matriz quartzo-feldspática. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-129B.

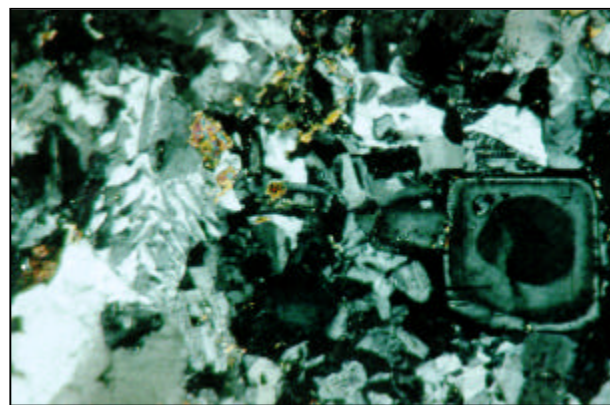


Foto 55

Pórfiro de plagioclásio zonado e intercrescimento micrográfico (à esquerda) de quartzo e K-feldspato em rocha subvulcânica (granodiorito pórfiro). Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-144A.

mostrar fenocristais subidiomórficos, às vezes embaixados, evidenciando processos corrosivos (foto 61). Os minerais secundários são abundantes, com argilominerais, sericita, epidoto e, mais raramente, carbonato substituindo total ou parcialmente os feldspatos. Pseudomorfos de hornblenda totalmente tomados por epidoto + clorita ± minerais opacos também são comuns.

As rochas intermediárias se distinguem pela menor proporção de fenocristais, representados principalmente por plagioclásio com hábito prismático alongado e, menos comumente, por anfibólio, distribuídos numa matriz dominada por plagioclásio ripiforme, freqüentemente denotando uma orientação incipiente de fluxo, e contendo anfibólio e biotita, comumente cloritizados. Quartzo, minerais opacos, apatita e rara titanita ocorrem em quantidades acessórias. O plagioclásio encontra-se invariavelmente sericitizado e saussuritizado, a maioria do anfibólio restringe-se a pseudomorfos de cristais que preservam o hábito original mas estão substituídos por minerais opacos ± clorita ± epidoto, e a biotita está freqüentemente transformada em clorita. A matriz micro a criptocristalina é caracterizada pela abundância de minerais secundários, principalmente sericita e clorita, respectivamente provenientes do plagioclásio e dos minerais máficos originais.

3.7.3.3 Litoquímica

Foram analisadas 15 amostras de rochas do Grupo Iricoumé (13 rochas vulcânicas e duas rochas subvulcânicas), cujos resultados são apresentados na tabela 3.15. As rochas intermediárias caracterizam-se por teores de SiO₂ em torno de 55% a 60%, razões K₂O/Na₂O predominantemente menor que 1 e valores de Mg# entre 43 e 48, enquanto as rochas ácidas apresentam SiO₂ variando de 64% a 69%, razões K₂O/Na₂O entre 0,9 e 1,4 e Mg# relativamente mais baixo, com valores dominantes entre 24 e 40.

No diagrama de classificação química de Le Maitre *et al.* (1989, figura 3.36A) as rochas mais diferenciadas distribuem-se predominantemente no campo dos dacitos, com variação para termos traquidacíticos, enquanto os termos intermediários ocupam os campos dos andesitos, traquiandesitos e andesitos basálticos. Apresentam um caráter metaluminoso a peraluminoso segundo os índices de Shand (figura 3.36B) e mostram afinidade predominantemente calcialcalina quando considerados os limites de Miyashiro (1974, figura 3.37A). Esta tendência é ressaltada no diagrama SiO₂ versus K₂O de Le

Maitre *et al.* (1989, figura 3.37B), onde ocupam o campo das seqüências calcialcalinas de alto-K.

O comportamento dos elementos incompatíveis, normalizados ao MORB de Taylor e McLennan (1985), evidencia dois grupos químicos distintos, ambos reunindo termos ácidos e intermediários. O primeiro grupo (MJ-133A, MJ-134A, MJ-164A, MF-129B, MF-135A, MF-142A, MF-144A, SR-13C e SR-13D) mostra padrões fracionados, bastante homogêneos, com depressões mais pronunciadas em Nb e menos destacadas em Ti e Dy e picos moderados em Y, além de acentuado empobrecimento em ETRP (figura 3.38A). O segundo conjunto (HC-10, HC-21, AS-107, AS-111, AS-112 e AS-113) apresenta padrões relativamente menos fracionados em ETRM e ETRP, anomalias negativas evidentes em Ti e um comportamento irregular no que se refere ao Nb e Sr, com algumas amostras mostrando acentuado empobrecimento nestes elementos (figura 3.38B).

Os elementos terras-raras, normalizados ao condrito de Sun (1982), refletem estes dois conjuntos. O primeiro, mais empobrecido em terras-raras totais, mostra variado grau de fracionamento, principalmente em ETRM e ETRP (razões La_(N)/Yb_(N) entre 21 e 60), com anomalias negativas de Eu negligenciáveis a ausentes (figura 3.39A), enquanto o grupo mais enriquecido em ETR se caracteriza por acentuadas anomalias negativas de Eu e razões La_(N)/Yb_(N) em torno de 26 a 53 (figura 3.39B).

Tanto nos diagramas de elementos expandidos, como nos de ETR, foram plotadas as médias dos vulcanitos intermediários (figuras 3.38A e 3.39A) a ácidos (figuras 3.38B e 3.39B) do Grupo Surumu (Reis & Haddad, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo), correlato ao Grupo Iricoumé. As vulcânicas Surumu mostram um padrão levemente mais enriquecido em elementos HFS e ETRP, porém, semelhante nos elementos LIL e ETRL.

3.7.3.4 Petrogênese

As rochas vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Iricoumé definem uma seqüência calcialcalina de alto-K, de caráter metaluminoso a peraluminoso, onde os termos intermediários e ácidos mostram tendências coerentes com o incremento em SiO₂ para a maioria dos óxidos maiores e menores, principalmente com relação àqueles elementos presentes nos minerais máficos (CaO, MgO, FeO, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅). Este comportamento é sugestivo de uma seqüência evolutiva contínua, apesar da ausência de amostras no intervalo entre 60% e 64%

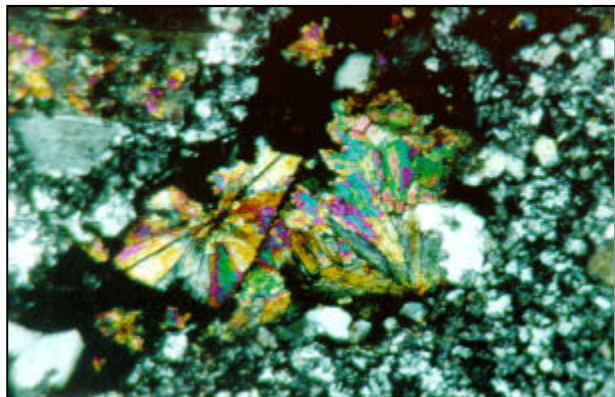


Foto 56

Epidoto com textura radial preenchendo amígdalas em dacito. Grupo Iricoumé. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra HC-21.

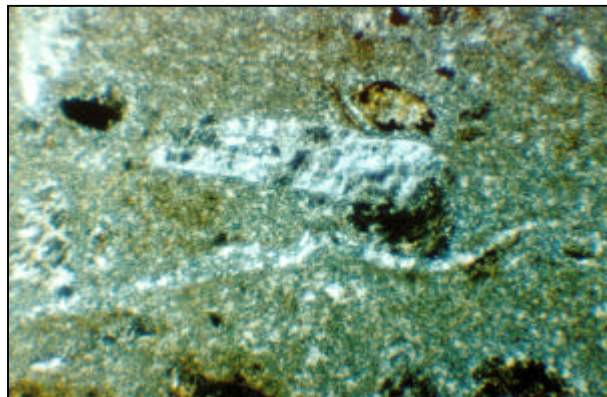


Foto 57

Pórfiro de plagioclásio e textura de fluxo representada por filete de quartzo orientado. Grupo Iricoumé. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra AS-111.

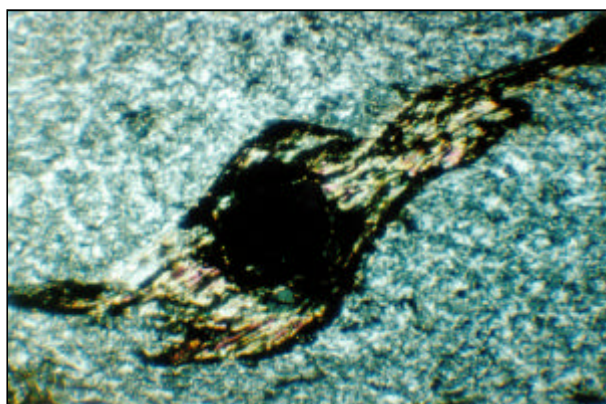


Foto 58

Pórfiro de biotita rotacionada evidenciando processos deformacionais. Grupo Iricoumé. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra SR-13D.

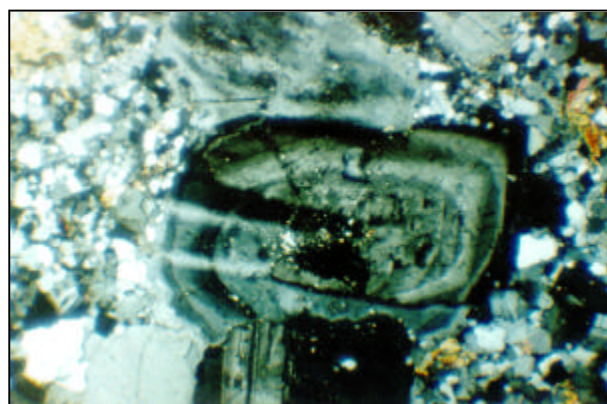


Foto 59

Fenocristal de plagioclásio com macla da albíta-Carlsbad e zoneamento composicional em dacito. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-129B.

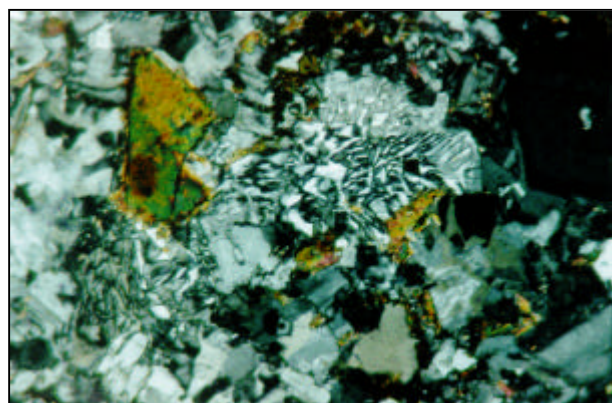


Foto 60

Intercrescimento micrográfico entre quartzo e K-feldspato e pórfiro de anfibólio em granodiorito pórfiro. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-144A.

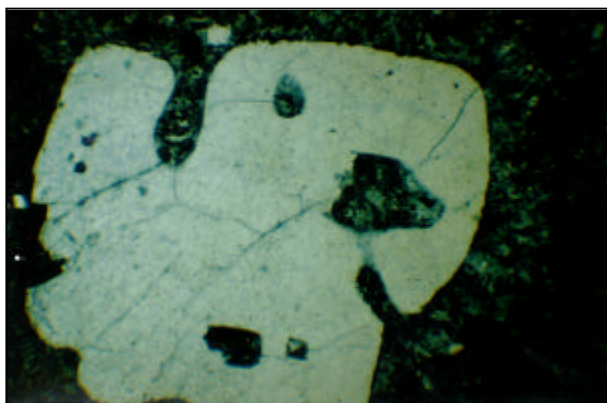


Foto 61

Fenocristal subidiomórfico de quartzo embainhado, evidenciando processos de corrosão. Aumento 10 X. N.C. Amostra AS-107.

Tabela 3.15 – Composição química dos vulcanitos do Grupo Iricoumé.

Amostra	HC-10	MF-135A	MJ-164A	SR-13C	MJ-134A	MF-142A	SR-13D	AS-111	HC-21	MF-129B	MJ-133A	AS-107	AS-112	AS-113	MF-144A
SiO ₂	54,10	54,90	57,90	59,60	63,40	63,70	63,90	64,40	64,70	65,60	65,80	66,20	67,40	67,70	68,20
TiO ₂	0,72	0,53	0,68	0,83	0,55	0,55	0,51	0,38	0,44	0,50	0,29	0,38	0,32	0,32	0,39
Al ₂ O ₃	15,10	19,60	17,60	15,70	14,90	16,10	16,00	18,10	16,30	15,30	16,30	17,40	17,40	17,00	15,20
Fe ₂ O ₃	2,22	2,80	4,20	3,70	4,80	2,40	3,50	1,88	1,94	0,37	2,40	1,88	1,82	1,60	1,60
FeO	7,38	3,90	3,20	3,50	1,80	2,90	1,80	2,62	2,56	4,20	1,70	1,79	1,27	1,70	2,00
MnO	0,26	0,17	0,17	0,15	0,23	0,16	0,18	0,60	0,08	0,09	0,20	0,60	0,05	0,06	0,10
MgO	4,10	2,70	3,10	3,60	2,10	1,70	1,50	1,50	1,40	2,00	0,95	1,50	0,55	0,55	1,30
CaO	7,90	7,30	4,70	5,00	3,90	3,60	3,40	3,10	4,10	3,60	3,40	3,10	2,40	2,00	3,00
Na ₂ O	2,00	2,80	3,70	3,40	3,10	3,60	3,40	3,00	2,70	3,00	3,50	3,40	3,70	3,70	3,30
K ₂ O	3,00	2,20	2,80	3,00	3,60	3,30	4,70	3,60	3,30	3,70	3,90	3,60	3,60	3,60	3,50
P ₂ O ₅	0,40	0,14	0,26	0,29	0,17	0,18	0,15	0,23	0,25	0,18	0,10	0,20	0,12	0,12	0,11
P.F.	1,70	2,17	0,97	0,40	0,91	1,14	0,46	1,10	1,20	0,57	0,85	1,10	0,90	0,80	0,64
Total	98,88	99,21	99,28	99,17	99,46	99,33	99,50	100,51	98,97	99,11	99,39	101,15	99,53	99,15	99,34
Mg #	43,79	42,84	44,18	48,44	37,95	37,45	35,07	38,27	36,69	44,02	30,49	43,43	25,21	23,79	40,24
Cr	156	80	59	103	120	63	57	165	51	36	70	187	75	34	34
Ni	54	40	26	59	47	24	21	66	18	16	22	80	34	10	18
Co		13	20	23	19	5	5			5	5				5
V	69	162	107	130	63	69	54	86	55	75	42	59	19	23	53
Cu		133	124	27	19	46	354			38	25				14
Pb		148	66	49	90	54	69			58	73				39
Zn		173	84	75	87	66	221			56	58				37
Rb	98	168	93	118	135	120	180	126	155	105	160	172	125	126	150
Ba	1.159	611	1.129	939	1.052	1.029	973	1.049	900	1.179	1.195	1.042	1.329	1.250	1.199
Sr	708	770	886	1058	585	547	384	646	599	810	775	670	314	315	672
Nb	15,0	11,0	11,0	14,0	12,0	11,0	16,0	1096,0	16,0	14,0	10,0	63,0	45,0	13,0	12,0
Zr	230	142	212	238	244	242	267	232	249	210	296	224	303	297	238
Y	15	22	19	24	25	26	42	14	31	18	18	19	50	29	26
La	45,00	23,05	36,83	39,02	41,43	34,30	50,88	49,99	55,70	29,67	36,99	56,57	123,28	49,42	34,55
Ce	95,04	51,37	83,16	91,92	93,58	78,52	111,60	103,84	106,88	71,06	72,30	114,64	212,24	120,72	69,60
Nd	41,18	20,60	34,26	44,23	37,68	31,11	46,41	48,01	39,46	30,65	20,61	54,50	115,36	45,00	28,89
Sm	5,33	3,39	5,46	7,17	6,02	4,84	7,20	6,03	4,84	4,83	2,94	4,97	11,56	5,13	4,25
Eu	0,86	0,69	1,26	1,57	1,11	0,95	1,32	0,96	0,74	1,09	0,67	0,73	1,84	0,77	0,83
Gd	4,06	2,06	3,19	4,23	3,52	2,69	4,60	4,44	3,90	2,85	1,81	3,56	9,90	3,98	2,30
Dy	2,48	1,46	2,35	3,19	2,71	1,93	3,88	3,29	2,32	2,20	1,08	2,01	7,83	2,86	1,66
Ho	0,49	0,26	0,44	0,61	0,53	0,36	0,76	0,71	0,45	0,43	0,20	0,38	1,53	0,55	0,31
Er	1,27	0,58	1,01	1,53	1,37	0,84	1,96	1,78	1,14	1,09	0,46	0,95	3,93	1,42	0,73
Yb	0,85	0,40	0,78	1,18	1,07	0,60	1,52	1,30	0,70	0,94	0,41	0,66	2,73	1,10	0,58
Lu	0,13	0,06	0,11	0,16	0,16	0,09	0,21	0,27	0,11	0,14	0,08	0,12	0,37	0,17	0,10
K ₂ O/Na ₂ O	1,5	0,8	0,8	0,9	1,2	0,9	1,4	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1
LaN/YbN	35	39	32	22	26	38	22	26	53	21	60	57	30	30	40
EuN/Eu*	0,54	0,75	0,85	0,80	0,68	0,73	0,66	0,55	0,50	0,83	0,82	0,51	0,52	0,50	0,73

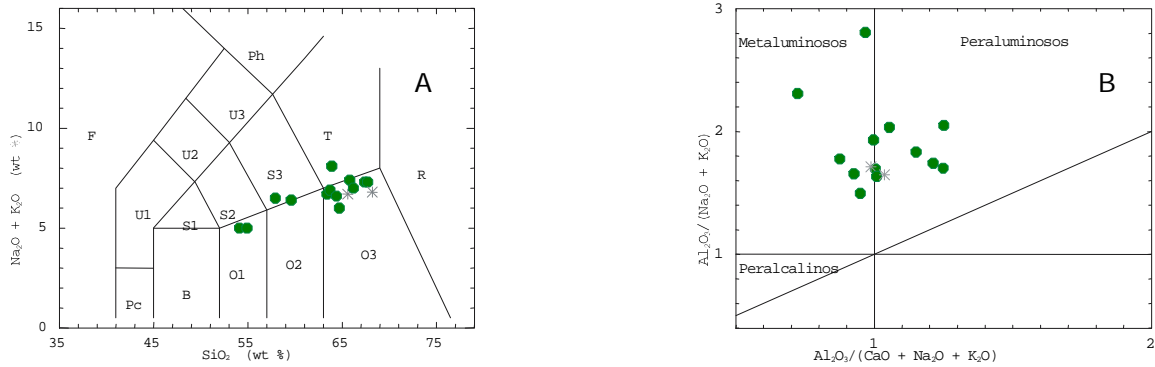


Figura 3.36 – Distribuição das rochas do Grupo Iricoumé no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A) (círculos fechados - vulcânicas; asteriscos - subvulcânicas) de Le Maitre et al. (1989) e no diagrama (B) de Maniar & Piccolli (1989), baseado nos índices de Shand.

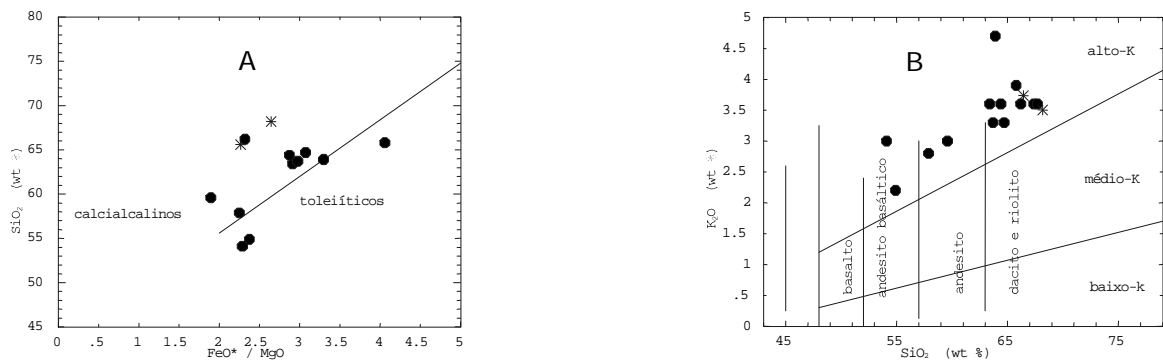


Figura 3.37 – Distribuição das rochas do Grupo Iricoumé no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (A) de Miyashiro (1974) e no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (B) de Le Maitre et al. (1989). Símbolos como na figura 3.36.

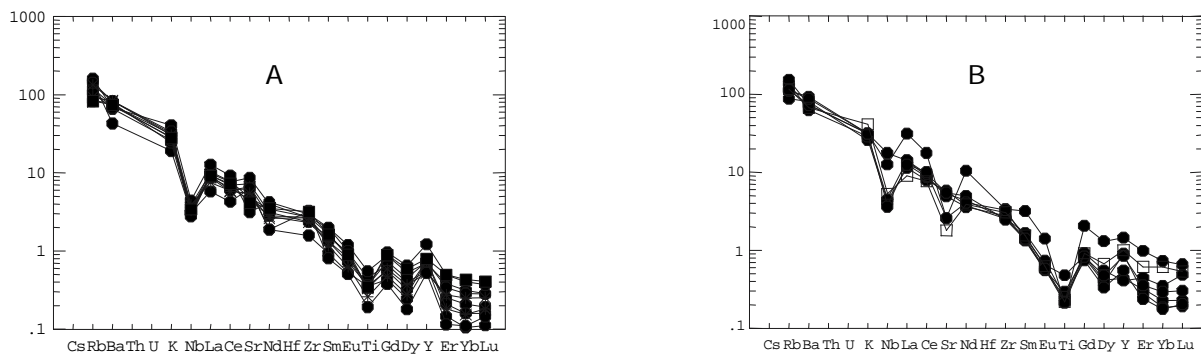


Figura 3.38 – Diagramas de elementos expandidos das rochas do Grupo Iricoumé normalizados ao MORB segundo Jenner, comparados com a média de amostras do Grupo Surumu (Reis & Haddad, in: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo). (círculos fechados - vulcânicas; asteriscos - subvulcânicas; quadrados abertos - média das vulcânicas intermediárias (A) e ácidas (B) do Grupo Surumu).

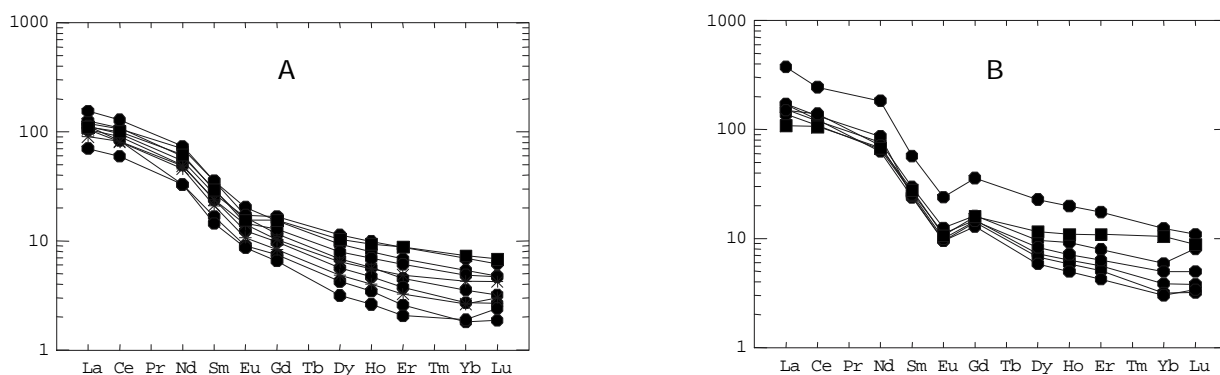


Figura 3.39 – Padrões de distribuição de ETR das rochas do Grupo Iricoumé, normalizados segundo Sun (1982) e comparados com a média dos vulcanitos do Grupo Surumu (Reis & Haddad, in: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo). Símbolos como na figura 3.38.

de SiO_2 , que separa os termos francamente andesíticos das rochas dacíticas dominantes.

O comportamento dos elementos-traço, particularmente os ETR, indica a presença de dois grupos químicos sugestivos de conjuntos com evoluções magmáticas distintas. Um fracionamento dominado por fases máficas que incorporam ETRP e ETRM (clinopiroxênio e/ou anfibólio) em detrimento de plagioclásio é indicado pelos padrões de ETR com anomalias negativas de Eu negligenciáveis a ausentes que caracterizam o grupo mais abundante, enquanto a presença comum de anomalias negativas de Eu evidencia a participação de maior proporção de plagioclásio como fase fracionada ou residual na geração dos magmas parentais do segundo conjunto.

O enriquecimento em elementos LIL (K, Rb, Ba, Sr) comparados aos relativamente baixos teores de elementos HFS (Nb, Ti) que caracteriza a maior parte das rochas do Grupo Iricoumé, sugere a participação de magmas mantélicos com assinatura de subducção na gênese dessas rochas, com maior ou menor contribuição de material crustal.

Os dados petrográficos e químicos das rochas vulcânicas e subvulcânicas atribuídas ao Grupo Iricoumé são compatíveis com aqueles observados para as rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Água Branca, que representa o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região. A possibilidade de que essas rochas representem uma fase extrusiva vinculada à evolução de arcos magmáticos é bastante viável.

3.7.4 Idades e Correlações

Oliveira *et al.* (1975) apontam, para as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, a idade de $1.835 \pm 35\text{Ma}$,

obtida pelo método Rb/Sr, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7055$, correlacionando-as às rochas vulcânicas do Grupo Surumu, de idade 1.890Ma , obtida através do mesmo método (Basei & Teixeira, 1975).

Schobbenhaus *et al.* (1994) obtiveram, através do método U/Pb em zircão, uma discórdia com intercepto superior de $1.962 (+42, -33)\text{Ma}$ para um riocacito do Grupo Iricoumé, conquanto para o Grupo Surumu obtiveram uma idade de $1.966 \pm 6\text{Ma}$.

No Escudo das Guianas as rochas Iricoumé podem ainda ser correlacionadas ao Grupo Burro-Burro e Formação Iwokrama da Guiana (Berrangé, 1977); Formação Dalbana do Suriname (Bosma *et al.*, 1983) e vulcânicas Caicara do Grupo Cuchivero e Grupo Pacaraima da Venezuela (Gaudette *et al.*, 1977).

3.8 Suíte Intrusiva Mapuera (Pm)

3.8.1 Comentários Gerais

A denominação Mapuera deve-se à Geomineração (1972), para designar granitóides localizados ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará. Lima *et al.* (1974) e Montalvão (1974) mantiveram a denominação de Granito Mapuera, prolongando sua área de ocorrência para a porção norte da bacia do Amazonas. Oliveira *et al.* (1975) adotaram o mesmo termo para representar corpos granitóides presentes na Folha NA.21 - Tumucumaque e parte norte da Folha SA.21 - Santarém (NW do Pará e NE do Amazonas).

Nos diversos trabalhos de mapeamento da CPRM realizados na zona da tríplice fronteira RR-AM-PA (e.g. Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga Jr. *et al.*, 1979; Costi *et al.*, 1984) a unidade Granito Mapuera foi elevada à categoria de suíte, englo-

bando várias dezenas de corpos intrusivos correlatos, com certas variações composicionais e texturais. Jorge João *et al.* (1984) dividiram esta suíte em duas subunidades distintas, denominadas de Granófiro Santidade e Granito Serra do Acari, esta última em substituição ao sienito Serra do Acari de Araújo *et al.* (1976).

Atualmente os limites da Suíte Intrusiva Mapuera encontram-se modificados e ampliados, não se restringindo mais aos perímetros das folhas NA.21 e SA.21, mas estendendo-se para W e NW da área, até o domínio do Cinturão Guiana Central.

3.8.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) distribui-se predominantemente nas porções central, centro-leste e sudeste da área (folhas NA.21-Y-A, NA.21-Y-C, NA.20-Z-A e NA.20-Z-B), constituindo corpos irregulares, arredondados a ovalados ou mesmo alongados, com dimensões que variam de aproximadamente 5km² a 320km², geralmente apresentando contatos intrusivos, por vezes, tectônicos (limitados por falhas), com as rochas encaixantes das unidades Igarapé Azul, Água Branca, Iricoumé e gnaisses do Cinturão Guiana Central.

Na porção centro-leste da área (folhas NA.20-Z-B e NA.21-Y-A), ocorrem nas proximidades da RR-170 e a norte e nordeste da Perimetral Norte (BR-210), constituindo batólitos, como a serra Anauá, que mantém relações de intrusão com granitóides Igarapé Azul a sul, nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé a norte e contato com rochas do CGC através da falha do Itã; como o Granito Moderna (Silva *et al.*, 1997), de dimensões reduzidas e intrusivo nas unidades Água Branca e Igarapé Azul; ou mesmo como o corpo granítico a leste da serra Anauá, cujo contato a sul se dá com os vulcanitos Iricoumé e a norte é limitado com as rochas do CGC através da falha do Itã. Pequenos corpos isolados ocorrem tanto no extremo-noroeste quanto no sudoeste da área, intrusivos respectivamente em rochas do CGC e totalmente envolvidos por sedimentos terciário-quadernários.

Alguns maciços da Folha NA.21-Y-A foram interpretados, com base em fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite, adicionando-se ainda o reconhecimento geológico de Oliveira *et al.* (1975) e Costi *et al.* (1984) (Folha NA.21-Y-C). Estes, identificaram uma série de corpos intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, nos granitóides Água Branca e em rochas do embasamento.

3.8.3 Petrologia

3.8.3.1 Caracterização Geral

A Suíte Intrusiva Mapuera é constituída por granitos leucocráticos (foto 62) a hololeucocráticos, róseos, equigranulares (foto 63) a inequigranulares médios a grossos, geralmente isotropos e homogêneos, que apresentam composição monzogranítica a sienogranítica.

Normalmente encontram-se alterados, apresentando-se por vezes intensamente cataclados, próximo aos contatos.

Enclaves máficos de dimensões centimétricas são comuns, como também a presença de diques máficos e félsicos (aplíticos).

3.8.3.2 Petrografia

Ao microscópio, as rochas da SIM apresentam textura xenomórfica a hipidiomórfica granular (foto 64), a primeira predominante nos sienogranitos e a segunda comum nos termos monzograníticos. Fácies microcristalina intersticial localizada, constituída por agregados de quartzo ± feldspatos recristalizados, é freqüente em amostras deformadas, onde os cristais mais desenvolvidos de quartzo mostram forte extinção ondulante (foto 65).

Feldspato alcalino (microclínio) invariavelmente peritítico e eventualmente com intercrescimento gráfico é componente essencial, ao lado de quartzo e plagioclásio (An₂₄₋₂₈), este último, por vezes zonado, freqüentemente mostrando restos de cristais manteados por feldspato alcalino ou constituindo inclusões neste, ou mesmo com bordas mirmequíticas. Biotita é o principal mineral máfico, geralmente associada a acessórios como minerais opacos, titanita, zircão, apatita e, mais raramente, allanita e fluorita; granada é acessório eventual.

Entre os minerais secundários é comum a presença de argilominerais e sericita substituindo os feldspatos, esta última associada a epidoto e clorita (± carbonato) na saussuritização do plagioclásio ou mesmo, localmente desenvolvida, formando lamelas de moscovita. Clorita e, menos comumente, moscovita resultam da transformação da biotita, geralmente acompanhada por epidoto e minerais opacos. Titanita oxidada é freqüente e, por vezes, pode envolver núcleos de minerais opacos. A tabela 3.16 mostra a mineralogia e a classificação petrográfica da Suíte Intrusiva Mapuera.



Foto 62

Biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Mapuera com textura equigranular grossa. BR-210. Próximo a São Luís do Anauá. Estação PT-06.

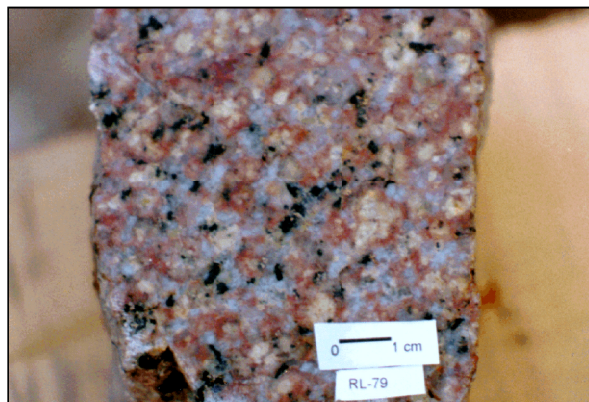


Foto 63

Biotita sienogranito róseo com textura equigranular média. BR-174. Próximo a vila Vista Alegre. Estação RL-79.

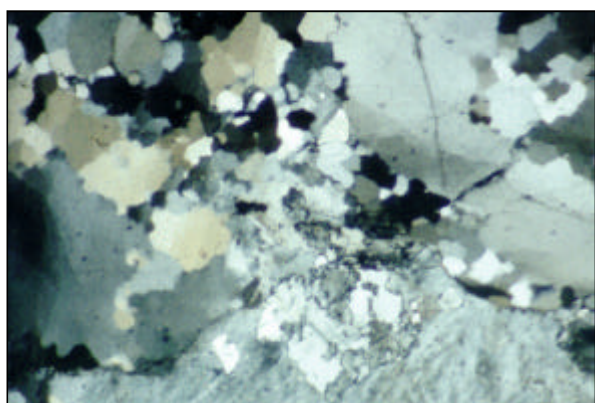


Foto 64

Sienogranito com textura xenomórfica e extinção ondulante dos grãos de quartzo. Aumento 2,5 X. N.C. Amostra MF-160A.

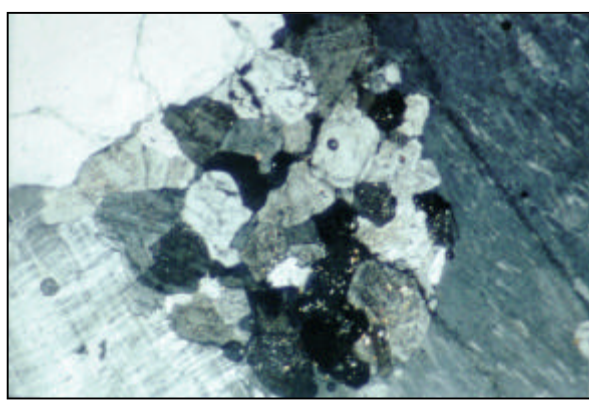


Foto 65

Fácies microcristalina intersticial constituída por agregados de feldspatos recristalizados. Suíte Intrusiva Mapuera. Aumento 2,5 X. N.C. Amostra MJ-59A.

Tabela 3.16 – Composições modais estimadas dos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera com análises químicas.

Abreviatura: Qz - Quartzo; Fk - Feldspato Alcalino; Pg - Plagioclásio; Bt - Biotita; Op - Minerais Opacos; Ti - Titanita; Ap - Apatita; Zr - Zircão; Al - Allanita; Fl - Fluorita; Gr - Granada; Ep - Epidoto; Se - Sericita; Cl - Clorita; Mu - Moscovita; tr < 1%.

Amostra	Qz	Fk	Pg	Bt	Op	Ti	Ap	Zr	Al	Fl	Gr	Ep	Se	Cl	Mu	Classificação
AS-34	31	47	15	3	3	tr		tr				x	x	x		Sienogranito
AS-24	35	50	12	1	1	tr		tr				x	x	x		
HC-113B	23	54	17	3	2	tr		tr		tr		x	x	x		
MF-160A	37	41	16	3	1	tr		tr		tr	tr	x	x	x		
MF-137	31	40	23	4	1		tr	tr	tr			x	x	x	x	Monzogranito
MJ-59A	30	33	28	7	1	tr	tr	tr				x	x	x		
MJ-105	37	30	28	2	1	tr	tr	tr	tr			1	x		x	

3.8.3.3 Litoquímica

Sete amostras representativas da SIM foram analisadas quimicamente, e os resultados são apresentados na tabela 3.17. Constituem um conjunto de granitos ricos em SiO₂ (74% a 77%), com razões K₂O/Na₂O superiores a 1; baixos valores de Mg #

(5,75 a 13,83); baixos teores de cálcio (CaO < 1%) e de alumínio (Al₂O₃ < 14%), além de enriquecimento em álcalis (Na₂O + K₂O > 8%).

Nos diagramas multicationicos Q-P e A-B de Debon & Le Fort (1983) apresentam, respectivamente, composição predominantemente granítica com restritos termos adamelíticos (figura 3.40A), e caráter

Tabela 3.17 – Composição química e parâmetros geoquímicos dos granitos da Suite Intrusiva Mapuera.

SNGR - sienogranito; MZGR - monzogranito; I.A. - Índice Apatítico; F/F+M - FeO(tot)/FeO(tot) + MgO; C.N. - Corindon Normativo; log Ca/Na+K - log CaO/Na₂O+K₂O.

Classificação	SNGR	SNGR	MZGR	SNGR	MZGR	SNGR	MZGR
Amostra	AS-34	AS-24	MF-137	HC-113B	MJ-59A	MF-160A	MJ-105
SiO ₂	74,00	74,90	74,90	74,90	75,90	76,00	77,00
TiO ₂	0,25	0,21	0,14	0,19	0,19	0,06	0,18
Al ₂ O ₃	13,90	13,00	13,30	12,30	12,10	12,70	12,40
Fe ₂ O ₃	1,00	0,95	0,51	1,20	0,94	0,57	0,45
FeO	0,56	0,70	1,10	1,10	1,60	0,84	0,71
MnO	0,07	0,08	0,08	0,10	0,16	0,07	0,06
MgO	0,05	0,14	0,29	0,18	0,14	0,11	0,05
CaO	0,22	0,33	0,97	0,58	0,75	0,51	0,41
Na ₂ O	3,70	3,60	3,50	3,50	2,70	3,70	3,10
K ₂ O	5,70	5,60	4,50	5,20	5,10	4,90	5,10
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06
P.F.	0,28	0,18	0,27	0,27	0,08	0,20	0,30
Total	99,76	99,72	99,59	99,55	99,69	99,68	99,82
Mg #	5,75	13,83	24,90	12,83	9,26	12,66	7,40
Rb	241	285	233	287	155	254	167
Cs	15	8	8		10		
Ba	399	273	987	392	107	105	393
Sr	55	47	264	73	364	21	158
Ga	10	27	17	24	5	22	5
Nb	15	20	15	20	14	19	10
Zr	248	227	142	268	251	153	117
Y	154	53	32	85	86	220	6
Zn	21	31	23	46	26	49	26
La	415,30	44,37	33,11	35,45	356,80	91,58	24,46
Ce	93,33	102,60	79,65	83,20	348,30	139,50	61,26
Nd	266,60	38,24	25,94	33,08	326,40	111,80	27,66
Sm	38,14	5,46	3,77	4,90	36,83	26,23	3,00
Eu	2,34	0,39	0,52	0,44	2,39	1,03	0,30
Gd	14,97	2,88	1,68	3,03	23,72	19,62	2,10
Dy	12,15	2,46	1,25	3,18	18,83	21,78	1,87
Ho	2,30	0,46	0,24	0,61	3,42	4,09	0,34
Er	5,56	1,06	0,60	1,51	7,46	9,67	0,84
Yb	4,05	0,86	0,40	1,24	4,19	7,68	0,70
Lu	0,44	0,10	0,07	0,13	0,49	0,91	0,10
ETR Total	855,18	198,88	147,23	166,77	1.128,83	433,89	122,63
Rb/Sr	4,38	6,06	0,88	3,93	0,43	12,10	1,06
Rb/Ba	0,60	1,04	0,24	0,73	1,45	2,42	0,42
K/Rb	196	163	160	150	273	160	253
La/Yb(N)	68,54	34,50	55,77	19,07	56,90	7,98	23,37
Eu/Eu*(N)	0,25	0,27	0,55	0,33	0,23	0,13	0,35
I.A.	0,88	0,92	0,80	0,93	0,83	0,90	0,86
F/F+M	0,96	0,91	0,84	0,92	0,94	0,92	0,95
C. N.	1,27	0,44	0,85	0,00	0,77	0,41	1,11
Log Ca/Na+K	-1,63	-1,45	-0,91	-1,18	-1,01	-1,22	-1,30

fracamente peraluminoso a moderadamente metaluminoso distribuindo-se entre os campos II, III e IV (figura 3.40B), característicos de granitos portadores de biotita como mineral máfico principal.

Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de granitóides, as rochas da SIM distribuem-se preferencialmente no limite entre os campos tardi-orogênico e anorogênico de Batchelor & Bowden (1985; figura 3.41A) e ocupam predominantemente o campo dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984; figura 3.41B). No diagrama de Whalen *et al.* (1987; figura 3.42A) colocam-se, em sua maioria, no campo dos granitos tipo-A, distinguindo-se de granitos félsicos fracionados (FG) e de granitos tipos M, I e S (OGT), e no diagrama Y-Nb-Ga de Eby (1992; figura 3.42B) se configuram como do subtipo A2.

No diagrama de elementos compatíveis e incompatíveis normalizados ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985; figura 3.43A) os granitos da SIM mostram-se, em geral, enriquecidos em Rb (200 a 500 vezes), K (100 vezes) e Y (10 a 60 vezes) e com depressões negativas pronunciadas em Ba, Nb, Sr e Ti. Os teores relativamente mais elevados de La, Nd, Sm, Gd e, em menor proporção Y, juntamente com os picos negativos em Zr distinguem o conjunto formado pelas amostras AS-34, MJ-59A e MF-160A.

Este comportamento diferenciado também é refletido nos padrões de ETR normalizados ao condrito de Sun (1982, figura 3.43B), caracterizando dois grupos distintos com relação à abundância de ETR totais. O grupo mais enriquecido mostra variado grau de fracionamento de ETR (razões $La/Yb_{(N)}$ de 68 a 8), com anomalias negativas de Eu pronunciadas ($Eu/Eu^*_{(N)}$ de 0,25 a 0,13) e constante pico negativo de Ce, enquanto o outro conjunto apresenta padrões fracionados e relativamente mais homogêneos (razões $La/Yb_{(N)}$ de 56 a 19), com anomalias negativas de Eu discretas a acentuadas ($Eu/Eu^*_{(N)}$ de 0,55 a 0,27).

3.8.3.4 Petrogênese

Os granitos da SIM apresentam caráter fracamente peraluminoso a moderadamente metaluminoso no diagrama de Debon e Le Fort (1983), dispersando-se nos campos II, III e IV sem caracterizar uma tendência específica. Este comportamento também é refletido nas razões Rb/Sr, Rb/Ba e K/Rb que não apresentam tendências coerentes com o fracionamento em SiO_2 (tabela 3.17).

Por outro lado, o intervalo restrito e elevado em SiO_2 (74% a 77%), as razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ geralmente superiores a 0,85, a relação álcalis/alu-

mina expressa pelo índice agpaitico com valores predominantemente superiores a 0,88 (com coríndon normativo < 2%), e as baixas razões $CaO/(Na_2O+K_2O)$ (tabela 3.17), são típicos de granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos da associação subalcalina a alcalina. Não apresentam teores elevados de HFSE (Zr, Nb, Y, ETR) ou mesmo Ga, característicos dos granitos peralcalinos tipo-A (Nardi, 1991).

Os granitos à biotita da SIM também apresentam características petrográficas compatíveis com granitos tipo-A, como o feldspato alcalino intensamente perfitico, a ocorrência comum de restos de plagioclásio inclusos em perfitita ou manteados por perfitita, além da presença de intercrescimentos granofíricos e da ocorrência de fluorita entre os minerais acessórios (Collins *et al.*, 1982; Nardi, 1991).

No que se refere ao ambiente tectônico a distribuição dos granitos da SIM no campo dos granitos tardi-orogênicos a anorogênicos de Batchelor & Bowden (1985) e predominantemente no campo dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984) também é compatível com as características geoquímicas de granitos tipo-A. Em diagramas específicos como o de Whalen *et al.* (1987), discriminam-se dos granitóides tipos I e S e de granitos muito fracionados pelo relativo enriquecimento em Zr, Ce e Y, a despeito dos baixos conteúdos de Nb. No diagrama de Eby (1992) distribuem-se predominantemente no campo do subtipo A2, que inclui os granitóides gerados por fusão de rochas crustais com prévia assinatura de subducção, ou por magmatismo colisional continente-continente.

3.8.4 Idades e Correlações

Oliveira *et al.* (1975) apresentaram cinco datações isoladas Rb/Sr, com idades variáveis de $1.711\pm 52\text{Ma}$ a $1.811\pm 58\text{Ma}$ para os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, interpretados, à época, como intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, relacionado ao magmatismo Uatumã. Costi *et al.* (1984) e Veiga Jr. *et al.* (1979) caracterizaram a suíte como intrusiva no então Adamelito Água Branca.

A primeira tentativa específica de datar a unidade Mapuera coube a Santos & Reis Neto (1982) que, reunindo os dados isotópicos Rb/Sr oriundos de Montalvão *et al.* (1975), Veiga Jr. *et al.* (1979) e Araújo Neto & Moreira (1976), estabeleceram uma isócrona de referência em $1.807\pm 20\text{Ma}$, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7061, correlacionando-a, desta feita, à Suíte Intrusiva Saracura, da porção norte de Roraima.

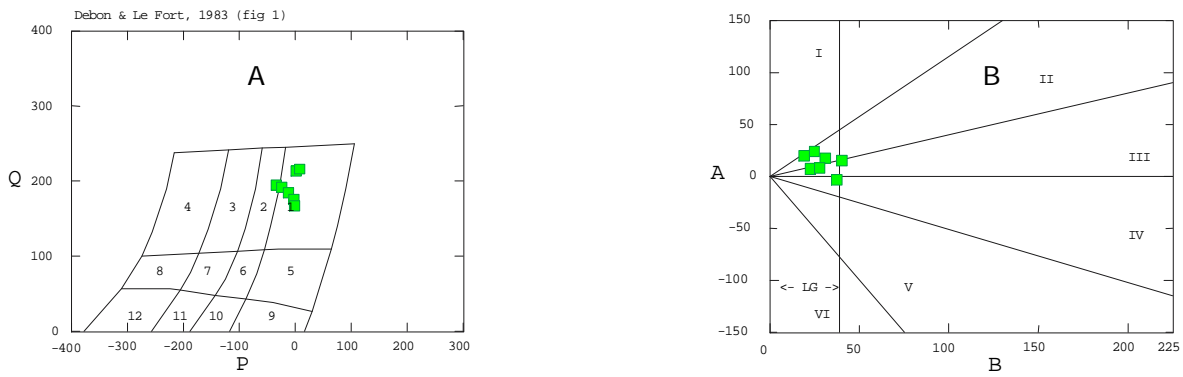


Figura 3.40 – Distribuição das rochas da SIM nos diagramas multicatiônicos P-Q (A) e A-B (B), de Debon & Le Fort (1983). $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$; $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$.

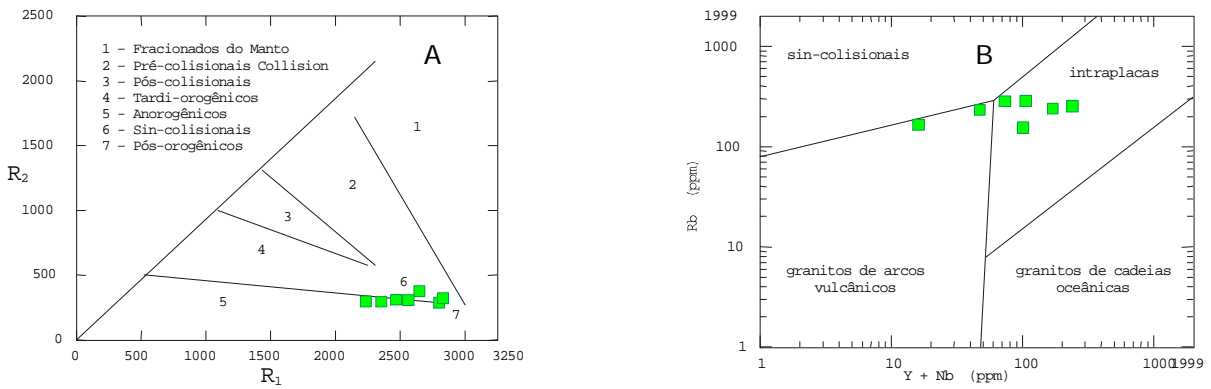


Figura 3.41 – Distribuição das rochas da SIM nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos R_1 - R_2 (A) de La Roche (1980) com campos discriminantes de Batchelor & Bowden (1985) e $Y + Nb \times Rb$ (B) de Pearce et al. (1984). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

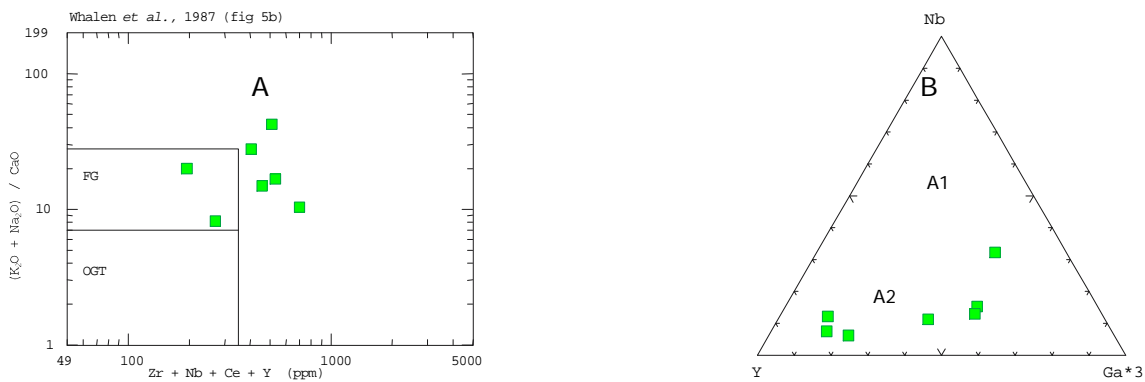


Figura 3.42 – Distribuição das rochas da SIM nos diagramas $K_2O + Na_2O / CaO \times Zr + Nb + Ce + Y$ (A) de Whalen et al. (1987), e $Y \times Nb \times 3 \times Ga$ (B) de Eby (1992).

Neste projeto foi realizada uma determinação geocronológica pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão, no Laboratório da Universidade Federal do Pará (Santos *et al.*, 1997), em um corpo granítico denominado informalmente de Granito Moderna, intrusivo nos granitóides da Suíte Água Branca, e situado ao longo da Perimetral Norte (BR-210), município de São Luiz do Anauá, proximidade da vila Moderna (tabela 3.18).

3.9 Formação Urupi (Mu)

3.9.1 Comentários Gerais

As informações de campo disponíveis para a Formação Urupi são provenientes de trabalhos executados ao longo dos rios Jatapu, Pitinga e Capu-Capu no Estado do Amazonas (Mandetta *et al.*, 1974; Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga Jr. *et al.*, 1979). Concomitante a esses trabalhos, atenção foi dada para o comportamento dessas rochas sedimentares em imagens de radar, notadamente em áreas invias e ainda desprovidas de informações geológicas. Mandetta *et al.* (1974) identificaram a estruturação dobrada, em forma de sinclinal com eixo E-W, na região do rio Pitinga. Esta mesma feição foi mencionada por Araújo Neto & Moreira (1976) como "sinclinal do Pitinga". A denominação "Formação Urupi" foi empregada por Veiga Jr. *et al.* (1979), para representar rochas sedimentares aflorantes na serra homônima, limite com a braquissinclinal Pitinga na sua porção norte. Costi *et al.* (1984)

identificaram no limite sul da Folha NA.21-Y-C (Rio Jatapu, Amazonas) rochas sedimentares em forma de várias cristas sinuosas e estreitas de direção NE-SW, mencionando sua analogia com a sedimentação Urupi mais a sul.

3.9.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As ocorrências sedimentares da Formação Urupi na área deste estudo, estão restritas àquelas informações de Oliveira *et al.* (1975) e Costi *et al.* (1984). Nas cabeceiras do rio Novo (Folha NA.21-Y-A), Oliveira *et al.* (1975) identificaram rochas areníticas e piroclásticas, estas, intercaladas em direção ao topo da serra.

Costi *et al.* (1984) mapearam algumas exposições sedimentares (quartzo arenitos esbranquiçados e subordinados arenitos arcossianos) ao longo do rio Jatapu (Folha NA.21-Y-C), mencionando uma possível relação de contato discordante com rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, dados que basearam-se nas informações de Veiga *et al.* (1979) mais a sul. Os autores citaram ainda alguns efeitos termais devidos à intrusão de corpos granitóides da Suíte Abonari.

3.9.3 Descrição Sedimentar e Espessura

A caracterização sedimentar da Formação Urupi foi realizada por Veiga *et al.* (1979) mais a sul da área

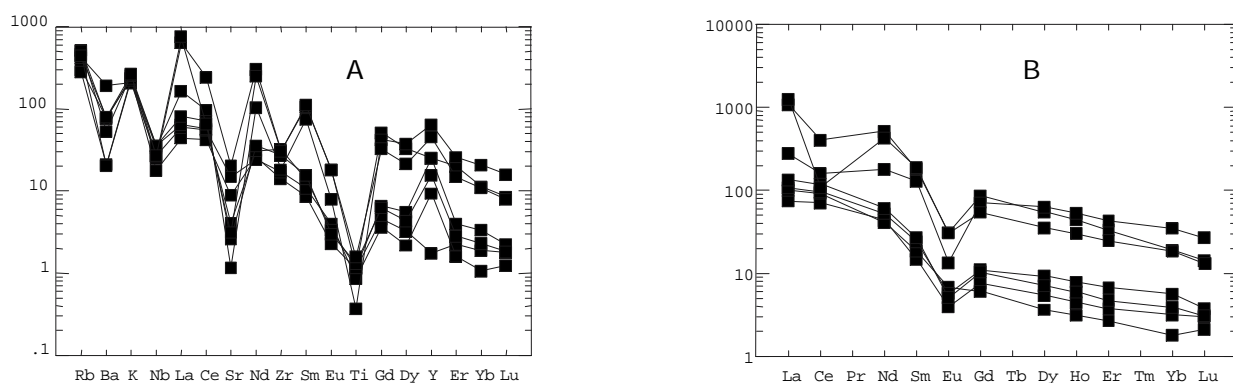


Figura 3.43 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo (A) segundo Taylor & McLennan (1985), e padrões de distribuição de ETR (B) normalizados ao condrito segundo Sun (1982).

Tabela 3.18 – Datação de monzogranito da Suíte Intrusiva Mapuera por evaporação de Pb-Pb em monozircão.

Unidade/Amostra	Idade (Ma)	Referências
Granito Moderna (MJ-59)	1.814±27	Santos <i>et al.</i> , 1997

deste projeto, notadamente na mesopotâmia dos rios Pitinga e Jatapu. Alguns principais tópicos são relacionados: sua área de maior distribuição continua apresenta feição de uma braquissinclinal, sendo mantida através de uma seqüência de rochas areníticas diversas com intercalações de piroclásticas; apresenta relações de contato discordante com os vulcanitos Iricoumé, subjacentes, e derrames basálticos da Formação Seringa, sobrejacentes; estão inseridos por vários níveis de soleiras e diques básicos da unidade Diabásio Quarenta Ilhas; registram-se deformações na borda da estrutura, conferindo mergulhos das camadas na ordem de até 30° e foi estimada uma espessura de 810m para a seqüência. Duas grandes unidades litológicas foram observadas. O pacote inferior (em torno de 570m) está representado por quartzo arenitos com discretas estratificações cruzadas, lentes de conglomerados e subordinados níveis de argilitos e siltitos. Mais para o topo, intercalam-se níveis piroclásticos. O pacote superior constitui uma monótona seqüência de arenitos feldspáticos a arcossianos com níveis piroclásticos (tufos cineríticos) e vulcanoclásticos, apresentando estratificações cruzadas e plano-paralelas e marcas onduladas, perfazendo uma seção sedimentar em torno de 240m. O mergulho das camadas é suave e em torno de 10° para SE ou NW, com direção preferencial NE.

3.9.4 Idade, Origem e Correlação

Reis & Carvalho (1997) têm discutido várias questões que envolvem a distribuição das ocorrências sedimentares mesoproterozóicas do Escudo das Guianas, principalmente no que se refere àquelas áreas contínuas e descontínuas, mantidas por embasamento diverso. A idade mínima de formação atribuída tem sido expressa através de dados geocronológicos disponíveis para as soleiras básicas (diabásios Avanavero e Quarenta Ilhas) e em rochas piroclásticas ácidas intercaladas em algumas seqüências (p.ex., Bloco Sedimentar Pacaraima do Estado de Roraima, Membro Tafelberg do Suriname e Formação Urupi do Estado do Amazonas). Além disso, a presença de corpos granitóides mais jovens (em torno de 1,5Ga) tem sido sistematicamente admitida por alguns autores como intrusivas em parte de sua seqüência sedimentar inferior. Do ponto de vista de seu tempo inicial de sedimentação, algumas intrusões relacionadas ao Evento Uatumã (em torno de 1,8Ga) têm constituído o balizamento à sua idade máxima, apesar das relações de campo entre a cobertura e tais corpos serem duvidosas, e se existentes, escas-

sas. Normalmente o arranjo espacial verificado entre as rochas granitóides, vulcânicas e sedimentares se faz presente apenas entre os dois últimos. Ademais, estudos litoquímicos e geocronológicos efetuados em rochas vulcânicas dos grupos Surumu e Iricoumé (Schobbenhaus *et al.*, 1994; Reis & Fraga, 1996) têm demonstrado afinidades químicas e idades compatíveis com granitóides formados no final do Ciclo Transamazônico (2,0Ga), conduzindo a novas interpretações acerca da idade máxima de sedimentação, do limite de tempo entre o Meso e Paleoproterozóico e do fechamento da Orogenia Transamazônica. Na região da serra das Surucucus (Reis *et al.*, 1991), a presença de seixos de granitos datados em 1,5Ga na formação do material conglomerático de nível basal, é indicativo de uma deposição tardia em aproximadamente 100Ma, se comparada à idade mínima de 1,6Ga atribuída para as soleiras básicas. O ambiente deposicional verificado em algumas serras tem registrado sistemas deposicionais passíveis de serem correlacionados ao desenvolvimento de bacias restritas, com pouca probabilidade de constituírem variações faciológicas laterais àquelas maiores exposições (p.ex., Bloco Sedimentar Pacaraima, Braquissinclinal Pitinga), estas, com marcante presença de sedimentação marinha e ausência expressiva de sedimentação carbonosa. Reis & Carvalho (1997) mencionaram a formação de várias bacias de dimensões variadas do escudo, cuja sedimentação, nem sempre contemporânea, se processou sobre diferentes embasamentos rochosos, e com respostas deposicionais diversificadas em função das áreas-fonte e da tectônica local, propiciando sistemas deposicionais distintos. Sugeriram ainda, que as bacias sedimentares mesoproterozóicas não devem ser designadas de "Roraima". Neste caso, a denominação "Formação Urupi" está em plena concordância com a idéia dos autores.

3.10 Diabásio Quarenta Ilhas (Mdq)

3.10.1 Comentários Gerais

Durante os trabalhos de campo verificou-se a ocorrência de diques de rochas básicas seccionando unidades litoestratigráficas diversas, normalmente com direção NW-SE e extensão métrica a quilométrica.

Para efeito de simplificação, tais diques são incluídos na unidade Diabásio Quarenta Ilhas, redefinida a partir da citação de Veiga Jr. *et al.* (1979) para representar o conjunto de *sills* e diques de dia-

básio que distribuem-se nas rochas sedimentares da Formação Urupi, aflorantes no médio curso do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã, nordeste do Estado do Amazonas. Secionam ainda várias outras unidades estratigráficas.

3.10.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os diques de diabásio ocorrem com duas direções predominantes em N30°W e N30°E, constituindo corpos retilíneos de espessura variada (centimétrica a métrica) que secionam diversas unidades. Naquelas constituídas por rochas metamórficas, é comum sua ocorrência na forma de diques deformados, dobrados, boudinados e/ou rompidos, e até mesmo secionados por discretas zonas de cisalhamento, formando *drag folds*. O maior dique mapeado aflora próximo ao igarapé São Roque, a norte do Garimpo Anauá, seccionando rochas supracrustais do Grupo Cauarane, e apresenta aproximadamente 50m de largura e direção N-S. Em imagens de radar e satélite podem ser interpretados similares corpos, registrando-se aqueles com direção NW das folhas NA.21-Y-A e NA.21-Y-C. Regionalmente, se expressam diferentemente dos diques mesozóicos, por não ocorrerem na forma de enxames de diques.

3.10.3 Petrografia

As amostras de diabásio estão relativamente alteradas, preservando-se, no entanto, suas características ígneas. Apresentam uma paragênese mineral do tipo labradorita + augita + minerais opacos ± quartzo, com textura subofítica e granulação variável de fina a média. Os grãos de plagioclásio apresentam-se parcialmente sericitizados, caolinizados e saussuritizados, com os de piroxênio bastante urilitizados. As amostras MF-98 e MF-141B apresentam ainda biotita primária parcialmente cloritizada; grãos de olivina serpentinizada foram observados na amostra MJ-113A (foto 66). Cristais de ilmenita, alterando-se à titanita (foto 67), ocorrem intersticialmente aos plagioclásios (amostras MF-106E, RL-123D e MF-141E) (tabela 3.19).

3.10.3.1 Litoquímica e Petrogênese

As análises mostram teores em SiO₂ variando de 48,99% a 53,27%, Al₂O₃ 12,70% a 15,80%, FeO 7,54% a 10,35%, CaO 6,18% a 10,46%, MgO 3,09% a 7,20% e TiO₂ 1,13% a 2,78%. Os elementos-traço como Cr, Ni e Co variam respectivamente

de 62ppm a 294ppm, 22ppm a 110ppm e 26ppm a 46ppm (tabela 3.20). Sua caracterização geoquímica indica um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina (figura 3.44) e de caráter toleítico (figura 3.45), sugerido pelos diagramas de Irvine & Baragar (1971).

O padrão de distribuição dos ETR, normalizado ao condrito (Sun, 1982), mostra um conjunto subparalelo enriquecido em terras-raras leves, com anomalias praticamente ausentes de Eu e padrão menos fracionado em ETR pesadas (figura 3.46). Estas características podem sugerir a existência de um magmatismo com derivação por fracionamento de clinopiroxênio ± plagioclásio.

A distribuição dos elementos no diagrama expandido, normalizados ao MORB (Taylor & McLennan, 1985), evidencia um enriquecimento de elementos LIL e TR leves em até 80 vezes e empobrecimento em ETR pesadas e elementos HFS abaixo dos valores do MORB. São característicos os picos negativos de Nb e positivos de Y (figura 3.47).

Comparando a composição química do Diabásio Quarenta Ilhas com algumas seqüências de rochas basálticas da Terra, compiladas de Middlemost (1985) (tabela 3.20), observa-se uma certa similaridade com os derrames continentais da Província de Columbia River, EUA, como valores mais enriquecidos em TiO₂, FeO*, MnO, K₂O, P₂O₅, Rb, Ba e ETR leves e mais empobrecidos em Al₂O₃, MgO, CaO, Cr e ETR médias. Em relação aos basaltos tipo MORB e dos toleitos do Hawaii, ocorre oposição dos valores químicos.

Na figura 3.46, o padrão de distribuição de ETR do Diabásio Quarenta Ilhas comparados com os diversos tipos apresentados na tabela 3.20, mostra a similaridade com os derrames continentais de Columbia River e Minnesota, porém com empobrecimento mais acentuado em ETR pesadas. No diagrama expandido de elementos (figura 3.47), a similaridade com os derrames continentais de Columbia River é maior. Os outros tipos basálticos são mais empobrecidos em elementos LIL e ETR leves.

3.10.4 Idades e Correlações

A unidade Diabásio Quarenta Ilhas registra forte correspondência com os diques e *sills* de Diabásio Avanavero, reconhecidos em grande extensão do Escudo das Guianas. No Suriname, na sua localidade-tipo, Hebeda *et al.* (1973) forneceram uma isócrona Rb-Sr em 1.619±27Ma, valor este compatível com diversas idades obtidas para as soleiras

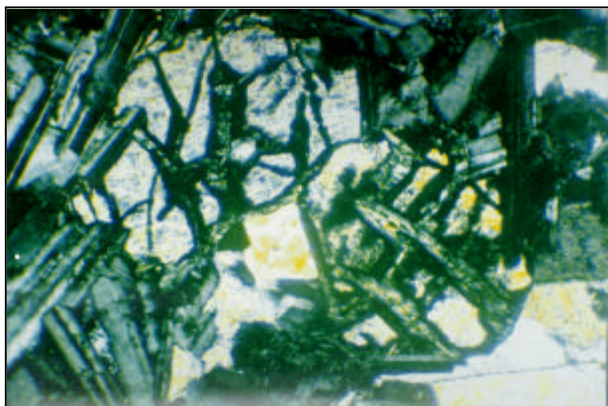


Foto 66

Cristais de olivina serpentinizada em diabásio. Diabásio Quarenta Ilhas. Aumento 10 X. N.C. Amostra MJ-113A.

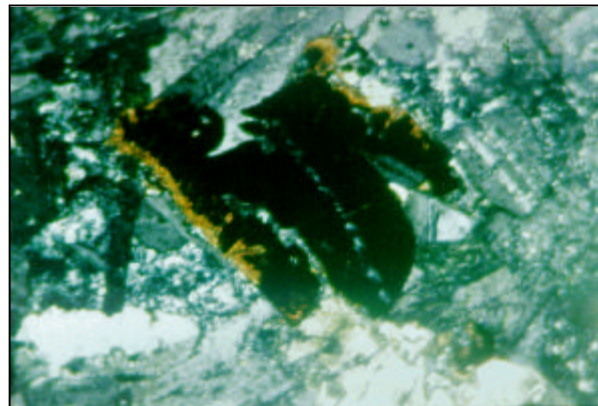


Foto 67

Cristal de ilmenita alterando para titanita em diabásio. Diabásio Quarenta Ilhas. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra RL-123D.

Tabela 3.19 – Classificação petrográfica estimada da Unidade Diabásio Quarenta Ilhas.

Abreviatura: Pg - plagioclásio; Cp - clinopiroxênio; Ol - olivina; Qz - quartzo; Bt - biotita; Op - minerais opacos; Ap - apatita; Ti - titanita; An - anfibólio; Cl - clorita; Se - sericita; Cm - caolim; Ca - carbonato; Sp - serpentina. x - traço < 1%.

Amostra	Pg	Cp	Ol	Qz	Bt	Op	Ap	Ti	An	Cl	Se	Cm	Ca	Sp	Classificação
MF-98	56	30	-	-	11	3	-	-	x	x	x	x	-	-	diabásio
MJ-207A	56	34	-	-	-	10	-	-	x	x	x	x	-	-	diabásio
MF-106E	52	35	-	3	-	7	-	3	x	x	x	x	x	-	diabásio
MF-120	55	33	-	3	-	8	1	-	x	x	x	x	-	-	diabásio
MF-141E	55	30	-	3	5	7	-	x	x	x	x	x	-	-	diabásio
MJ-113A	55	35	5	-	-	5	-	-	x	-	x	x	-	x	diabásio
RL-123D	55	30	-	5	-	10	-	x	x	x	x	x	-	-	diabásio

básicas que intercalam-se em coberturas sedimentares mesoproterozóicas. Determinações isotópicas efetuadas na Guiana têm também estabelecido uma idade proterozóica para estas rochas, citando-se o valor de 1.695 ± 66 Ma (Snelling & McConnell, 1969).

3.11 Suíte Intrusiva Serra da Prata (Msp)

3.11.1 Comentários Gerais

A Suíte Intrusiva Serra da Prata (SISP) foi definida por Fraga *et al.* (1997a) para individualizar um conjunto de rochas graníticas a hiperstênio, com textura ígnea bem preservada, exposta na serra homônima, Folha NA.20-X-D. Os autores obtiveram ainda idade mesoproterozóica para esta unidade.

Diversos autores em áreas do Escudo das Guianas têm englobado os granitóides a hiperstênio no Complexo Kanuku (porções brasileira e guianense) e Grupo Falawatra do Suriname, relacionando-os a um

metamorfismo da fácies granulito desenvolvido durante o Evento Transamazônico. Contudo, Berrangé (1977) já havia mencionado no Complexo Kanuku a ocorrência de corpos discordantes de enderbitos, mangeritos e charnockitos. Gibbs e Barron (1993) observaram em alguns maciços enderbíticos daquela unidade a presença de textura granítica, correspondendo-os a corpos intrusivos em ambiente da fácies granulito. Santos & Olszewski (1988) sugeriram para os charnockitos da região de Caracará uma idade mais nova do que os ortognaisses nas cercanias, e, Silva & Santos (1994) propuseram um modelo envolvendo fusão crustal e aporte de fluidos ricos em CO_2 (charnockitização *in situ*) para os hiperstênio granitóides do Complexo Kanuku.

Fraga & Araújo (*in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo) mencionou a distribuição de rochas da série charnockítica na região da serra da Prata, relacionando ainda pequenas lentes ocorrentes na região do rio Urubu e grandes corpos alongados com direção NE-SW presentes nas serras Cigana e Balata.

Na área deste projeto, as rochas da SISP englobam, além dos termos já descritos por Fraga

Tabela 3.20 – Composição química do Diabásio Quarenta Ilhas e da média dos derrames continentais de Minnesota e Columbia River, MORB e de toleitos do Hawaii (compilados de Middlemost, 1985).

Amostra	MF-98	MF-106E	MJ-113A	MF-141E	RL-123D	MF-120	MJ-207A	Minnesota	Columbia	MORB	toleito
SiO ₂	49,18	50,76	50,67	51,64	51,37	53,25	53,47	52,11	51,17	49,94	52,18
TiO ₂	1,43	2,68	1,84	1,77	2,58	2,80	1,13	1,57	3,21	1,41	2,09
Al ₂ O ₃	15,17	12,79	14,07	15,90	13,00	12,85	13,91	15,73	13,49	16,04	13,93
FeO*	13,87	16,05	13,23	13,01	15,07	15,84	11,28	11,19	14,16	9,31	10,67
MnO	0,24	0,28	0,31	0,23	0,27	0,29	0,21	0,16	0,22	0,16	0,17
MgO	7,23	4,75	6,53	4,68	5,05	3,11	6,90	6,14	4,50	8,66	7,31
CaO	9,47	8,98	10,50	6,65	8,36	6,22	8,24	9,48	8,36	11,31	10,66
Na ₂ O	2,14	2,17	2,14	3,22	2,89	3,00	3,61	2,81	2,91	2,75	2,33
K ₂ O	0,99	1,24	0,52	2,18	1,13	1,76	1,13	0,64	1,29	0,26	0,42
P ₂ O ₅	0,29	0,30	0,19	0,74	0,28	0,88	0,12	0,18	0,68	0,15	0,24
PF	0,10	1,30	0,38	2,07	1,14	1,52	1,60				
TOTAL	100,10	101,30	100,38	102,07	101,14	101,52	101,60	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	48,16	34,51	46,77	39,04	37,41	25,91	52,16	49,42	36,15	62,35	54,97
Cr	259	75	296	136	79	62	115	129	35	300	353
Ni	110	29	85	60	37	22	69	114		125	
Co	46	39	34	26	30	31	36	51			
Sc								32	37	41	30
V	237	493	309	164	379	197	311				
Cu	75	108	236	71	91	33	150			88	
Pb	68	58	52	58	48	51	45		9	2	
Zn	144	148	117	156	58	228	98			124	
Rb	34	32	18	38	43	50	41	8	34	2	7
Ba	428	290	111	1040	365	591	264		612	12	
Sr	206	196	158	599	207	210	340	191	307	125	347
Nb	10,2	20,6	5,1	16,6	18,6	34,2	11,3	8,3		4,7	9,1
Zr	124	188	118	309	198	455	103	156		101	130
Y	31	36	25	38	39	78	18		42	44	23
La	16,75	21,13	12,91	60,00	24,96	45,47	9,53	16,72	27,13		9,46
Ce	39,74	51,34	33,41	134,75	61,28	114,90	23,59	38,62	61,30	11,16	25,21
Nd	17,28	23,46	18,04	60,33	34,26	60,59	11,28				
Sm	3,40	4,97	4,32	10,46	7,71	13,48	2,52	5,58	8,75	3,31	4,84
Eu	0,85	1,23	1,23	2,40	1,87	3,18	0,67	1,54	2,60		1,71
Gd	2,53	3,96	3,87	7,04	6,26	10,64	2,01				
Tb								0,96	1,47		0,82
Dy	2,29	3,41	4,08	6,13	6,24	9,55	1,75				
Ho	0,45	0,66	0,82	1,18	1,20	1,80	0,34				
Er	1,15	1,64	2,20	2,98	2,98	4,29	0,90				
Yb	0,77	1,13	1,63	2,26	2,14	3,13	0,64	3,36	4,13	3,27	2,02
Lu	0,11	0,14	0,21	0,29	0,28	0,40	0,09	0,51	0,63		0,29

(1997a), variedades de granitóides subvulcânicos a hiperstênio, mais comuns na Folha NA.20-Z-B, tais como: hiperstênio monzogranitos pórfiros e hiperstênio granodioritos pórfiros.

3.11.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As principais ocorrências de rochas graníticas a hiperstênio situam-se na Folha NA.20-Z-B, citando-se a serra Caracaraí, porção sul da serra da Balata, extremo-oeste da serra Barauana, rio Itã, a sul

do garimpo da região do rio Anauá e BR-174, entre os km 530 e 535. Esses maciços ocorrem como grandes corpos alongados segundo a direção NE-SW, tendo como encaixante rochas ortognáissicas da Suíte Metamórfica Rio Urubu (SMRU) no domínio do Cinturão Guiana Central (CGC). Ocorre ainda um corpo intrusivo nos granitóides da unidade Igarapé Azul, próximo do contato com os ortognáissicas da Suíte Rio Urubu.

Na serra Caracaraí, os ortognáissicas encaixantes foram definidos por Fraga & Araújo (*in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo) como parte da Suíte

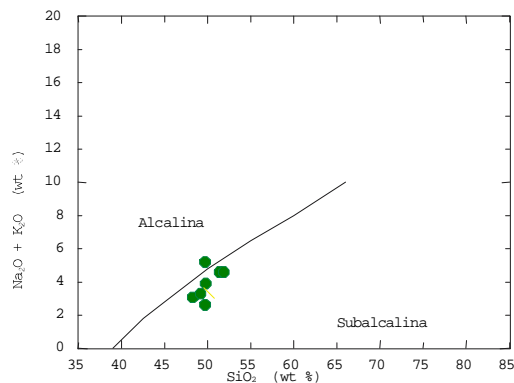


Figura 3.44 – Distribuição dos diabásios Quarenta Ilhas no diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para rochas alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971).

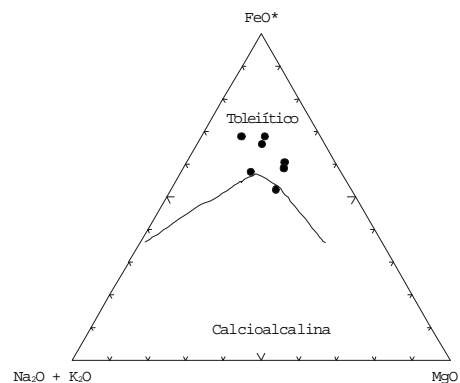


Figura 3.45 – Diagrama triangular discriminante de rochas das séries toleíticas e calcioalcalinas de Irvine & Baragar (1971) para o Diabásio Quarenta Ilhas.

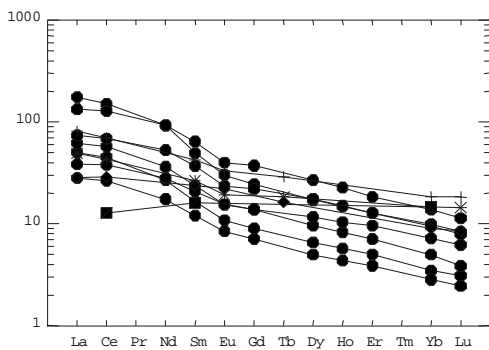


Figura 3.46 – Padrão de distribuição de ETR para o Diabásio Quarenta Ilhas, normalizado ao condrito (Sun, 1982) e comparados com algumas seqüências de rochas básicas da Terra, compiladas de Middlemost (1985): cruz = derrames basálticos continentais da Província de Columbia River (EUA); asterisco = lavas de derrames basálticos continentais do North Shore Volcanic Group, Minnesota (EUA); losango = basaltos toleíticos do vulcão Mauna Loa, Hawaii; quadrado semi-aberto = basaltos tipo MORB da Cadeia Meso-Atlântica.

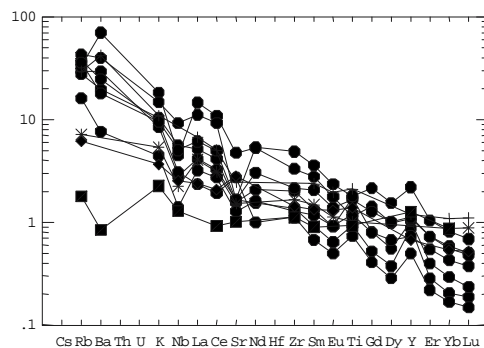


Figura 3.47 – Diagrama de elementos expandidos, normalizados ao MORB segundo Taylor & McLennan (1985), para os diabásios Quarenta Ilhas. Símbolos como na figura anterior.

3.11.3 Petrologia

3.11.3.1 Caracterização Geral

A Suíte Intrusiva Serra da Prata é constituída, predominantemente, por rochas ígneas ácidas portadoras de ortopiroxênio tais como hiperstênio monzogranitos e hiperstênio granodioritos. No presente relatório, utilizou-se a nomenclatura usual para rochas ígneas plutônicas (segundo IUGS) em detrimento da nomenclatura utilizada para rochas charnockíticas, visto que nem todas as amostras observadas acusam a presença mínima de 5% de hiperstênio.

Constituem rochas mesocráticas de cor cinza-esverdeado a cinza-azulado e de trama variável, entre maciça e foliada. A textura varia de equigranular média a porfírica, de matriz fina a média.

Intrusiva Mucajá (inclusive granitos rapakivi) do Mesoproterozóico, deformados e metamorfizados na fácies anfibolito. Secionam ainda a SISP, rochas básicas da unidade Gabro Caracará.

Na Folha NA.21-Y-A-IV foi identificado um corpo dessas rochas em forma de dique, com orientação E-W, textura porfírica, situado fora do domínio do CGC. Na Folha NA.20-Z-D ocorre um pequeno bolsão, em escala de afloramento, de rochas charnockíticas encaixadas em ortognaisses da suíte Rio Urubu.

3.11.3.2 Petrografia

As rochas da SISP geralmente apresentam textura porfírica definida por fenocristais (c/ cerca de 8mm de tamanho médio) de plagioclásio e de piroxênios dispersos em matriz quartzo-feldspática de granulação média a fina e com arranjo granular hipidiomórfico (foto 68). Quando equigranulares, apresentam textura do tipo granular alotriomórfica a hipidiomórfica de tamanho médio a grosso.

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos, com bordas irregulares, e apresentam zoneamento composicional magmático, marcado por diferentes concentrações de minerais opacos finamente dispersos no interior do grão mineral, tratando-se provavelmente de oligoclásio-andesina. Em alguns grãos, pequenas inclusões de feldspato alcalino caracterizam um intercrescimento do tipo antipertítico (foto 69).

O piroxênio ocorre como fenocristais subédricos, normalmente apresentando manto ou borda de reação formada por hornblenda verde, biotita avermelhada (titanífera) e minerais opacos (fotos 70 e 71). Trata-se, na maioria dos casos, do mineral hiperstênio com típico pleocroísmo variando de verde a rosa-salmão. O clinopiroxênio geralmente é augita e/ou titano-augita. Em alguns casos, é comum o intercrescimento entre os dois piroxênios, ou seja, lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio.

A hornblenda verde e a biotita normalmente, são poiquilíticas, quase esqueléticas, formando uma textura em crivo devida à grande quantidade de inclusões de quartzo, plagioclásio e apatita.

Nos termos equigranulares, o feldspato alcalino ocorre como grãos anédricos de microclínio, enquanto nos termos porfíricos, ocorre como intercrescimento com o plagioclásio, formando pertitas que constituem juntamente com o quartzo, a matriz alotriomórfica de granulação fina (foto 72).

Os minerais acessórios mais frequentes são a apatita, que constitui pequenas agulhas disseminadas na rocha, e o zircão que apresenta-se como pequenos grãos euédricos e zonados.

Nas amostras deformadas, observa-se uma incipiente foliação definida pela orientação preferencial das biotitas, fenocristais de oligoclásio fraturados (foto 73) e pelo achatamento dos principais constituintes minerais como o quartzo e feldspatos. O aumento da deformação é acompanhado por um aumento na quantidade de mirmequitos, uma diminuição no tamanho de grão, recristalização de quartzo e hidratação dos minerais ferromagnesianos com

conseqüente formação de clorita e epidoto. A classificação mineralógica e petrográfica está na tabela 3.21.

3.11.3.3 Litoquímica

Foram analisadas doze amostras da SISP para elementos maiores e menores, incluindo elementos-traço e terras-raras. Os dados analíticos encontram-se na tabela 3.22.

As amostras apresentam composição ácida a intermediária, com teor médio de SiO_2 correspondente a 66,14%. A razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ é inferior a 1, com média de 0,71; a razão Sr/Ba apresenta valor médio de 0,25. Esses citados valores registram correspondência com os obtidos para a SISP, na sua localidade-tipo (Fraga & Araújo, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo).

Nos diagramas multicatiônicos de Debon & Le Fort (1983), distribuem-se predominantemente nos campos dos adamelitos e granitos (diagrama P-Q, figura 3.48). Possuem caráter metaluminoso, caracterizando uma tendência cafêmica, com inclinação negativa (diagrama A-B, figura 3.49). As discrepâncias entre a classificação do diagrama P-Q e modal são devidas aos intercrescimentos pertíticos entre o K-feldspato e o plagioclásio.

No diagrama R_1 - R_2 de La Roche (1980) com campos discriminantes de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985), plotam preferencialmente nos campos dos granitoides pós-colisionais e tardi-orogênicos (figura 3.50). No diagrama Y+Rb *versus* Nb (Pearce *et al.*, 1984), distribuem-se nos campos intraplacas e de arcos vulcânicos (figura 3.51).

No diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo, segundo Taylor & McLennan (1985), apresentam forte enriquecimento nos elementos de maior mobilidade como os LIL e TR leves (Rb entre 200 a 400 vezes; Ba entre 100 a 320 vezes e K entre 200 a 300 vezes), se comparados aos elementos de menor mobilidade como os HFS e TR pesados, enriquecidos em até 20 vezes. São característicos, de uma forma geral, os picos negativos de Nb, Sr e Ti (figura 3.52). Quando normalizadas ao ORG (Pearce *et al.*, 1984), a SISP apresenta-se levemente mais enriquecida em K, Rb e Ba, e empobrecida em Y e Yb (figura 3.53).

O padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao manto primitivo, segundo Sun (1982), permitiu identificar dois conjuntos com características levemente distintas, porém, similares àqueles evidenciados por Fraga e Araújo (*in*: Projeto Roraima Central,

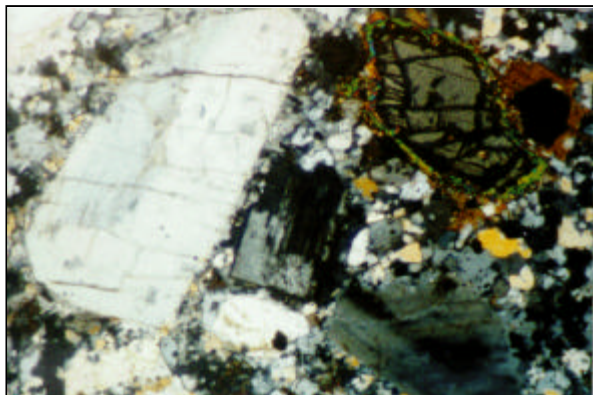


Foto 68

Textura porfirítica em ortopiroxênio granodiorito pórfiro da Suíte Intrusiva Serra da Prata. Aumento 2,5 X. N.C. (Amostra MF-150).

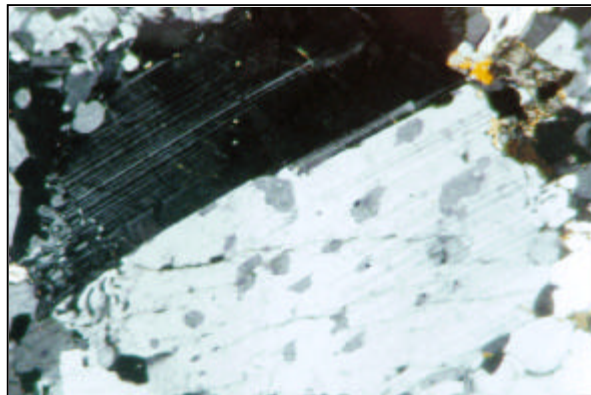


Foto 69

Inclusões de K-feldspato em plagioclásio em ortopiroxênio monzogranito da SISF, caracterizando intercrescimento antiperfítico. Aumento 6,3 X. N.C. (Amostra MJ-189A).

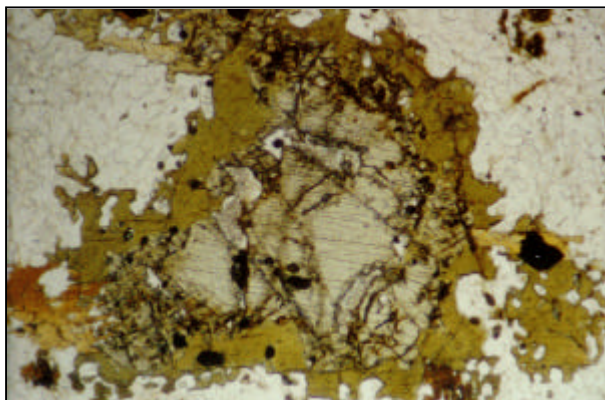


Foto 70

Cristal de ortopiroxênio com bordas de reação formadas por hornblenda, biotita e opacos. Aumento 2,5 X. N.P. (Amostra MF-70B).

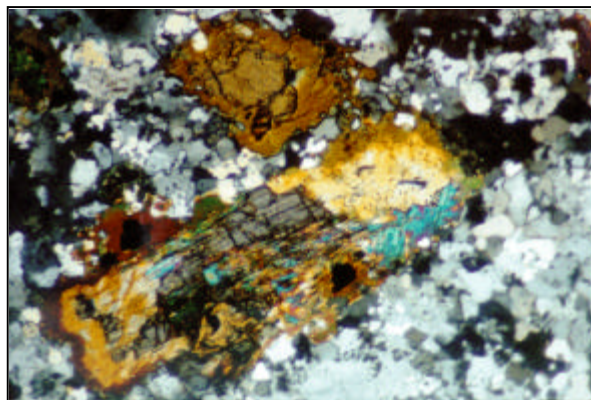


Foto 71

Pórfiros de ortopiroxênio com bordas de reação formadas por hornblenda e biotita. Aumento 6,3 X. N.C. (Amostra MJ-189A).

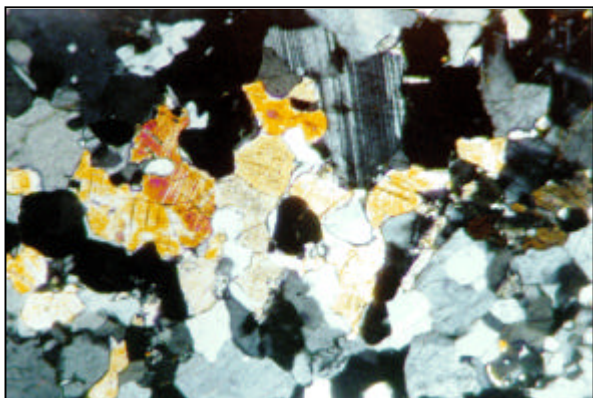


Foto 72

Detalhe da matriz em ortopiroxênio granodiorito porfirítico. Aumento 6,3 X. N.C. (Amostra MF-150).

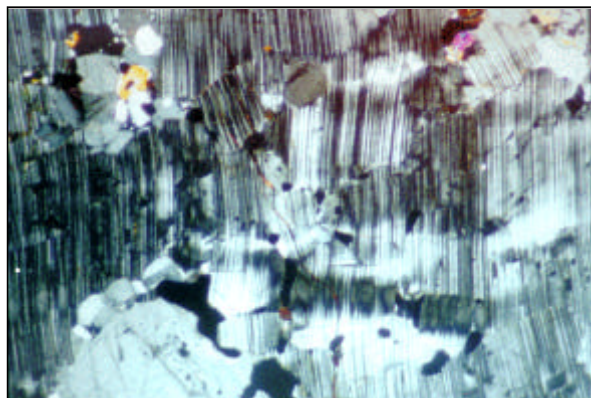


Foto 73

Fenocristal fraturado de oligoclásio em ortopiroxênio monzogranito deformado. Aumento 6,3 X. N.C. (Amostra MJ-189A).

Tabela 3.21 – Composições modais estimadas das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata.

Abreviatura: Qz - Quartzo; Pg - Plagioclásio; Fk - Feldspato Alcalino; Hb - Hornblenda; Au - Augita; Hy - Hiperstênio; Bt - Biotita; Op - Minerais Opacos; Ap - Apatita; Ep - Epidoto; Se - Sericita; tr <1%; x = mineral presente.

Amostra	Qz	Pg	Fk	Hb	Au	Hy	Bt	Op	Ap	Ep	Se	Classificação
MJ-199B	24	26	24	18	01	tr	06	01	x	x	x	Hb monzogranito
MJ-194B	25	28	34	10	–	–	02	01	x	–	x	Hb monzogranito porfíritico
MF-105	30	32	12	08	07	02	08	01	tr	x	x	Granodiorito porfíritico c/ Hy
MF-106B	28	31	12	12	02	04	10	01	tr	x	x	Granodiorito porfíritico c/ Hy
MF-150	28	27	06	12	10	07	07	01	01	01	x	Hy granodiorito porfíritico
MF-70B	30	32	07	10	05	08	08	tr	tr	x	x	Hy granodiorito porfíritico
SR-14B	30	32	16	10	02	05	05	tr	tr	x	x	Hy granodiorito porfíritico
RL-126A	30	30	05	10	10	05	08	02	tr	x	x	Hy granodiorito porfíritico
MJ-188B	26	22	20	10	05	10	07	tr	tr	x	x	Hy monzogranito
MJ-189A	23	30	26	tr	08	10	-	03	tr	x	x	Hy monzogranito
MJ-188A	30	30	20	08	04	02	05	tr	tr	x	x	Monzogranito c/ Hy
MF-99B	25	24	20	10	07	04	10	tr	tr	x	x	Monzogranito c/ Hy

CPRM, no prelo). O primeiro, dominante, é caracterizado pelo enriquecimento em ETR leves em até 200 vezes, anomalia negativa de Eu, razão Eu_N/Eu^* entre 0,48 e 0,67 e valores empobrecidos em ETR pesadas (figura 3.54). O segundo conjunto, apresenta enriquecimento em ETR leves em torno de 100 vezes, anomalias discretas ou ausentes em Eu, e valores mais empobrecidos em ETR pesadas do que o primeiro conjunto (figura 3.55). Quando comparados com a média dos conjuntos apresentados pela SISP (Fraga & Araújo *in*: Projeto Roraima Cental, CPRM, no prelo), obtém-se uma ótima correlação.

3.11.3.4 Petrogênese

A principal característica da unidade é a sua composição predominantemente ácida, contendo piroxênios (orto e clino), hornblenda e biotita, fato que lhe confere uma natureza cafêmica.

A norte da localidade de Caracarái, Fraga e Araújo (*in*: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo) correlacionou granitóides rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí, anortositos da serra Repartimento e charnockitos e mangeritos da SISP, sugerindo a caracterização de uma associação AMCG para essas rochas. As associações do tipo anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi (AMCG) são comuns em alguns escudos e citadas na literatura como típicas do Mesoproterozóico (Emslie, 1978, 1991; Duchesne, 1984; Duchesne & Wilmart, 1997).

No diagrama discriminatório (Y+ Nb/Rb) de ambientes tectônicos, a SISP distribui-se predominantemente no campo intraplaca, como em modelos propostos por diversos autores na formação de rochas charnockíticas em ambientes anorogênicos

(Emslie, 1987,1991; Kilpatrick & Ellis, 1992; Duchesne & Wilmart, 1997).

A presença de hiperstênio acima de 5% em algumas amostras, maiores conteúdos de TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Ba, Zr, La e Ce, e empobrecimento em CaO diferenciam a suíte dos valores esperados para os granitóides tipo I, S e A. Porém constituem características químicas compatíveis àquelas citadas por Kilpatrick & Ellis (1992) para caracterizar um tipo especial de magmatismo gerador de rochas charnockíticas: o denominado magmatismo tipo C.

O modelo proposto por Kilpatrick & Ellis (1992) envolve a fusão de granulitos férteis, enriquecidos em LILEs e com hornblenda subordinada ou ausente, através do calor gerado pelo aporte de magmas básicos na base da crosta estável (ambiente anorogênico) ou, alternativamente, associado à instabilidade térmica resultante do espessamento crustal em regiões de colisão continental (com algum aporte de magma básico).

Nos diagramas de elementos expandidos, normalizados ao manto primitivo e aos granitóides de dorsais oceânicas – ORG, delineiam um enriquecimento em elementos LIL e ETR leves e um empobrecimento nos HFSE e ETR pesadas.

O padrão de distribuição dos ETR permitiu sua subdivisão em dois grupos químicos característicos, que registram evoluções levemente distintas. No grupo dominante (figura 3.54), a presença de anomalias de Eu sugere a participação de feldspato como fase fracionada ou residual, em ambiente crustal (Hanson, 1980; Cullers & Graff, 1984). No segundo grupo (figura 3.55), o empobrecimento em ETR pesadas sugere a participação de piroxênio durante o fracionamento ou resíduo de fusão parcial, o que contribuiria para a evolução de anomalias positivas de Eu.

Tabela 3.22 – Composição e parâmetros químicos das rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata.

Amostra	MJ-199B	MJ-189A	MF-105	MF-70B	MF-106B	MF-150	MF-99B	SR-14B	RL-126A	MJ-188B	MJ-194B	MJ-188A	Média
SiO ₂	62,70	63,20	64,80	65,30	65,30	65,40	65,90	66,10	66,50	66,80	69,50	72,20	66,14
TiO ₂	1,30	0,71	0,70	0,68	0,70	0,70	0,72	0,71	0,71	0,73	0,55	0,45	0,72
Al ₂ O ₃	12,60	14,30	15,30	15,10	14,90	14,90	15,10	14,50	14,30	14,40	13,90	13,00	14,36
Fe ₂ O ₃	2,70	3,00	2,50	2,10	2,30	2,70	0,79	1,80	1,90	2,10	2,50	2,40	2,23
FeO	6,20	4,90	2,90	3,20	3,00	2,70	4,00	3,50	3,50	3,50	1,70	1,10	3,35
MnO	0,18	0,17	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10	0,12	0,13	0,08	0,08	0,12
MgO	2,10	1,30	1,70	1,60	1,60	1,60	0,82	1,40	1,50	0,95	0,68	0,48	1,31
CaO	4,10	3,60	3,00	3,40	3,20	3,30	2,50	3,10	3,10	2,60	2,10	1,60	2,97
Na ₂ O	2,60	2,80	3,60	3,50	3,50	3,50	3,80	3,40	3,30	2,90	3,00	2,80	3,22
K ₂ O	4,10	4,60	4,40	4,10	4,40	4,10	5,30	4,30	4,20	5,00	5,10	5,30	4,58
P ₂ O ₅	0,25	0,26	0,19	0,20	0,20	0,20	0,15	0,19	0,18	0,17	0,14	0,11	0,19
LOI	0,32	0,00	0,15	0,00	0,00	0,12	0,24	0,07	0,00	0,00	0,17	0,01	0,09
Total	99,15	98,85	99,36	99,31	99,23	99,33	99,43	99,17	99,31	99,29	99,42	99,53	99,28
Mg #	30,25	23,36	37,04	35,91	36,00	35,73	23,67	32,76	33,91	23,90	23,48	20,79	29,73
Cr	81	34	36	34	31	24		30	40	48	18	14	35,45
Ni	24	11	20	17	23	16		27	20	17	16	14	18,64
Co	17	5	5	5	12	12		10	10				9,50
V	166	59	59	72	64	69		60	63				76,50
Cu	28	23	17	19	24	22		25	25				22,88
Pb	51	43	41	43	43	56		54	49				47,50
Zn	102	80	58	60	59	53	73	70	53	73	44	73	66,50
Rb	178	126	205	157	189	176	146	193	183	155	218	198	177,00
Ba	470	1.469	1.064	1.036	1.034	1.062	1.114	1.252	1.005	1.048	1.114	1.113	1.065,1
Sr	108	249	325	385	309	349	269	317	318	180	182	164	262,92
Ga		26	17	17	23			16	24	28	22	18	21,22
Nb	17,0	24,0	16,0	18,0	16,0	14,0	13,0	13,0	22,0	18,0	14,0	12,0	16,42
Zr	279	346	307	250	264	242	268	282	334	324	276	231	283,58
Y	61	51	44	44	42	34	27	48	44	43	55	39	44,33
La	42,40	37,79	47,35	29,57	52,53	44,96	54,07	57,18	55,56	29,89	42,83	32,64	43,90
Ce	103,80	85,24	104,30	77,55	112,70	104,90	116,72	115,60	117,80	67,28	100,80	75,80	98,54
Nd	48,13	44,40	44,60	41,62	43,14	41,77	60,20	45,28	49,64	27,61	48,32	36,70	44,28
Sm	9,08	8,73	7,80	7,33	7,36	7,22	7,36	8,44	8,36	4,53	8,25	6,04	7,54
Eu	1,31	2,40	1,23	1,27	1,11	1,24	1,50	1,18	1,29	0,96	1,43	1,15	1,34
Gd	7,01	6,13	5,01	4,92	4,46	4,42	6,06	5,04	5,40	2,69	5,49	4,03	5,05
Dy	7,20	5,28	4,68	5,19	3,46	3,93	6,05	3,87	5,15	2,04	5,73	4,20	4,73
Ho	1,43	1,00	0,94	1,04	0,69	0,77	1,22	0,78	1,04	0,37	1,12	0,80	0,93
Er	3,84	2,38	2,52	2,83	1,82	1,99	3,37	2,11	2,88	0,79	2,86	1,93	2,44
Yb	2,91	1,58	1,88	2,23	1,21	1,52	2,56	1,44	2,17	0,62	2,15	1,53	1,82
Lu	0,39	0,25	0,27	0,31	0,17	0,20	0,31	0,20	0,31	0,07	0,25	0,16	0,24
Na ₂ O/K ₂ O	0,63	0,61	0,82	0,85	0,80	0,85	0,72	0,79	0,79	0,58	0,59	0,53	0,71
Sr/Ba	0,23	0,17	0,31	0,37	0,30	0,33	0,24	0,25	0,32	0,17	0,16	0,15	0,25
EuN/Eu*	0,48	0,96	0,56	0,61	0,55	0,62	0,67	0,51	0,55	0,78	0,61	0,67	0,63
LaN/YbN	10	16	17	9	29	20	14	27	17	32	13	14	18,13

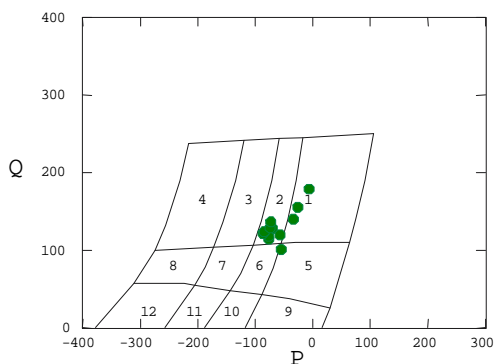


Figura 3.48 – Distribuição das rochas da SISP no diagrama P-Q de Debon & LeFort, (1983). $P = K - (Na + Ca)$; $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$.

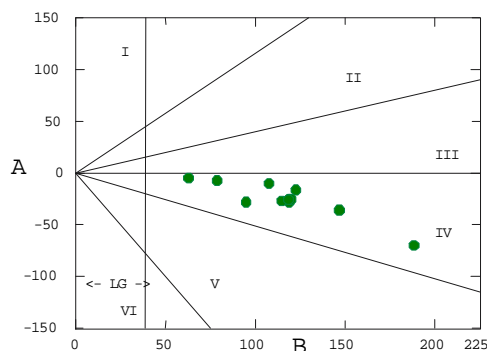


Figura 3.49 – Distribuição das rochas da SISP no diagrama A-B de Debon & LeFort (1983). $B = Fe + Mg + Ti$; $A = Al - (K + Na + 2Ca)$.

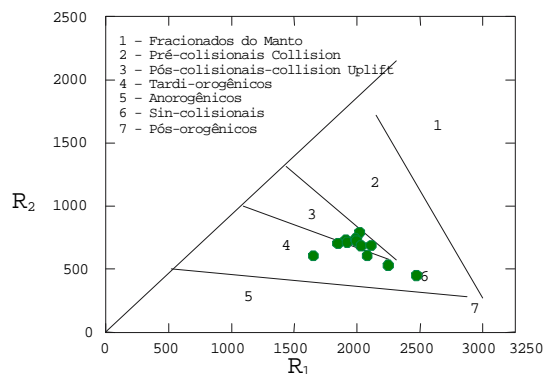


Figura 3.50 – Distribuição das rochas da SISP no diagrama R_1 - R_2 de La Roche (1980) com campos discriminantes segundo Batchelor & Bowden (1985). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

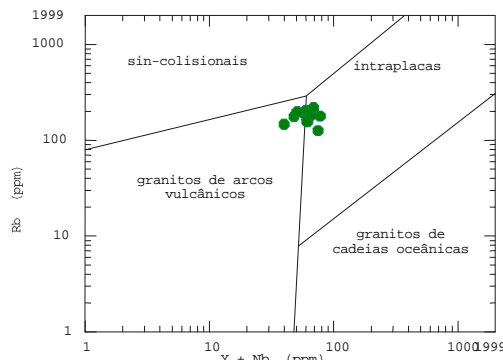


Figura 3.51 – Distribuição das rochas da SISP no diagrama $Y+Nb \times Rb$ de Pearce et al. (1984).

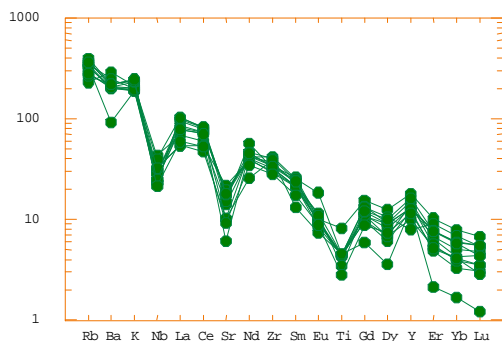


Figura 3.52 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo, segundo Taylor & McLennan (1985) para as rochas da SISP.

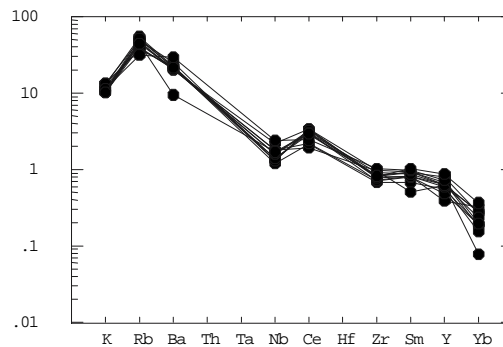


Figura 3.53 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao ORG, segundo Pearce et al. (1984) para as rochas da SISP.

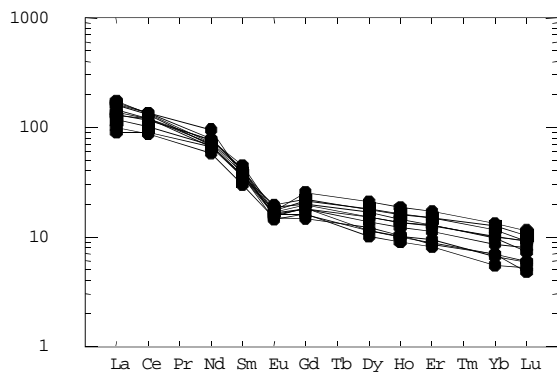


Figura 3.54 – Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito, segundo Sun (1982) para as rochas da SISP (círculos), comparados com a média da SISP (grupo I - Fraga, in: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo).

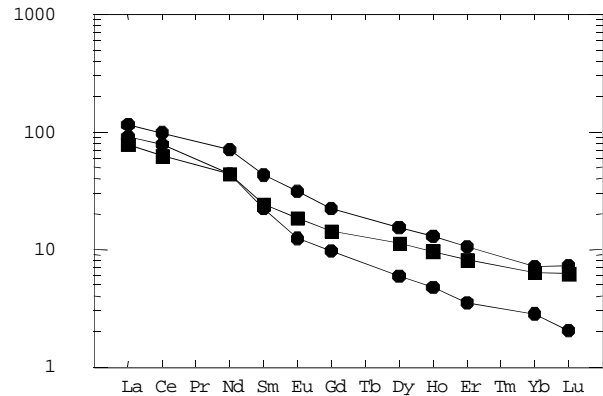


Figura 3.55 – Padrão de distribuição dos ETR, normalizados ao condrito, segundo Sun (1982) para as rochas da SISP (círculos), comparados com a média da SISP (grupo II - Fraga, in: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo).

3.11.4 Idades e Correlações

Santos & Olszewski (1988) obtiveram para enderbitos e charnoenderbitos da região de Caracará, idades modelos T_{DM} pelo método Sm/Nd, respectivamente de 1.543Ma, 1.545Ma e 1.107Ma (tabela 3.23). Os autores sugeriram que estes valores poderiam refletir a influência do magmatismo Parguaza do Mesoproterozóico. O recálculo do ϵ_{Nd} para $t = 1.500$ Ma, forneceu respectivamente valores de +1,28, +0,75 e +7,49. Fraga *et al.* (1997a), obtiveram pelo método Pb/Pb em zircão, uma idade de 1.564 ± 21 Ma para um hiperstênio-quartzo monzonito, com textura hipidiomórfica da região sul da serra da Prata, resultado concordante com as idades modelos mencionadas posteriormente por Gaudette *et al.* (1997). Esse resultado levou os autores a definir a Suíte Intrusiva Serra da Prata, englobando grande parte dos hiperstênio granitóides previamente incluídos por Santos & Olszewski (1988) no Complexo Kanuku.

Tabela 3.23 – Dados isotópicos disponíveis para as rochas da SISP.

Método	Idade	ϵ_{Nd}	Fonte
Sm/Nd idade-modelo	1.540Ma	+2,03	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Sm/Nd idade-modelo	1.578Ma	+1,28	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Sm/Nd idade-modelo	1.111Ma	+7,49	Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Pb/Pb	1.564Ma		Fraga <i>et al.</i> (1997)

3.12 Gabro Caracará (Mgc)

3.12.1 Comentários Gerais

A menção original “Gabro Caracará” deveu-se a Montalvão *et al.* (1975), na distinção de um pequeno

stock básico situado na BR-210 (Perimetral Norte), cerca de 10km de seu entroncamento com a rodovia BR-174. Esta unidade informal, bem como corpos similares reconhecidos no setor oeste do Estado de Roraima, não tiveram posicionamento estratigráfico definido.

Neste projeto, utiliza-se esta denominação para englobar além do referido corpo gabróide, três outras ocorrências básicas idênticas.

3.12.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Gabro Caracará distribui-se pontualmente em quatro pequenos stocks isolados, cujo arranjo linear NW-SE é similar ao das demais intrusões do oeste de Roraima, notadamente nas regiões dos rios Parima, Couto Magalhães e Mucajá.

Na sua área-tipo, é intrusivo nos charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata. Na porção sul da serra da Balata e próximo ao rio Itã e RR-170, ocorrem duas pequenas intrusões gabróicas, a primeira intrusiva em rochas da Suíte Intrusiva Serra da Prata e a segunda em paragnaisses do Grupo Cauarane.

No rio Anauá, existem duas outras ocorrências: a primeira, de forma alongada segundo a direção NW-SE, com aproximadamente 20km^2 é intrusiva na unidade Granito Igarapé Azul, e a segunda, de forma circular e com cerca de $3,5\text{km}^2$, ocorre em terrenos ortognáissicos tonalíticos do Complexo Metamórfico Anauá.

3.12.3 Petrografia

Olivina gabros e gabros correspondem aos principais termos petrográficos da unidade. Os olivina

gabros apresentam paragênese do tipo labradorita + augita + hiperstênio + olivina ± biotita ± minerais opacos, com textura cumulática, onde os piroxênios e olivina são *intercumulus* e o plagioclásio é a fase *cumulus*. É freqüente o desenvolvimento de “shilerrização” nos grãos de clinopiroxênios e de lamelas de exsolução destes últimos nos ortopiroxênios. Coroas de reação se desenvolvem em torno do núcleo de olivinas (foto 74). Consistem em ortopiroxênios substituídos por anfibólio vermicular (principalmente cummingtonita) intercrescido no limite do contato com os cristais de plagioclásio. É freqüente o desenvolvimento de biotita magnesianas nas bordas de alguns grãos de olivina; a serpentinização é acompanhada pela formação de minerais opacos, inclusos na olivina.

Nos gabros sem olivina, a biotita ocorre em maior proporção e está intimamente relacionada aos grãos de piroxênios. Apresentam paragênese mineral do tipo labradorita + augita + biotita ± hiperstênio ± quartzo ± minerais opacos. A textura é hipidiomórfica granular, com plagioclásio em cristais tabulares a prismáticos alongados. Uralitização dos piroxênios (foto 75), com geração de hornblenda e clorita, é freqüentemente observada; caolinização, sericitização e saussuritização dos plagioclásios pode ser parcial ou total (foto 76). A tabela 3.24 mostra a classificação petrográfica do Gabro Caracarái.

3.12.4 Litoquímica

Os gabros apresentam conteúdo em SiO₂ de 50,11% a 53,69%, baixos teores em TiO₂ (< 0,60%), FeO*, MgO e álcalis, e enriquecimento em CaO. São rochas subalcalinas, com predominante caráter toleítico (figuras 3.56 e 3.57), este, evidenciado também pela faixa de valores obtidos para a razão Na₂O/K₂O (2,9-8,3), embora aqueles encontrados para a razão K/Rb (média 233) estejam muito abaixo do estabelecido para séries toleíticas típicas.

A análise dos ETR (figura 3.58) indica padrões enriquecidos em terras-raras leves e se caracterizam pela presença de anomalias negativas de Eu pouco acentuadas, sugerindo sua derivação a partir de um fracionamento dominado por plagioclásio e acompanhado por fases máficas. As acentuadas anomalias positivas de Eu das amostras MJ-195B e RG-129 confirmam o caráter cumulático observado na análise petrográfica.

O padrão de distribuição do Gabro Caracarái no diagrama expandido de elementos, normalizado ao MORB (Taylor & McLennan, 1985) (figura 3.59),

revela valores enriquecidos apenas para os elementos LIL, em até 40 vezes, com forte empobrecimento em ETR total e elementos HFS. São característicos os picos negativos de Nb e Y (nas cumuláticas) e positivos de Sr e Y.

Quanto aos aspectos petrogenéticos, os dados disponíveis ainda são insuficientes para uma interpretação adequada.

3.12.5 Idades e Correlações

Uma única datação para a unidade Gabro Caracarái foi obtida por Montalvão *et al.* (1975), acusando valor de 1.646 ± 55Ma pelo método K-Ar em plagioclásio. Correlações podem ser feitas para aquelas ocorrências máficas-ultramáficas das suítes Tapuruquara (Pinheiro *et al.*, 1981) e Uraricaá (Reis, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), respectivamente do oeste e nor-nordeste do Estado de Roraima. Similares corpos têm sido identificados na Guiana (Suíte Badidiku, Gibbs & Barron, 1993) e Suriname (Gabro De Goeje, Bosma *et al.*, 1983), que forneceram respectivamente 1.922 ± 50Ma (Rb-Sr) e 1.818 ± 165Ma/1.845 ± 285Ma (Rb-Sr em rocha total). Gaudette *et al.* (1991) forneceram para as rochas da Suíte Tapuruquara na sua localidade-tipo, idades Rb-Sr de 1.705 ± 237Ma e 1.427 ± 189Ma.

3.13 Suíte Intrusiva Abonari

3.13.1 Comentários Gerais

O termo Abonari foi introduzido informalmente por Araújo Neto & Moreira (1976) para designar um corpo de hastingsita granito aflorante na serra homônima (Folha SA.20-X-D-III). Posteriormente, Veiga Jr. *et al.* (1979) correlacionaram o conjunto de rochas sieno e monzograníticas aflorantes a norte do Estado do Amazonas à unidade Abonari, elevando-o à categoria de “suíte intrusiva”. Os autores descrevem uma grande variedade de litótipos granitóides nessa suíte, representados principalmente por hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzonitos, augita granitos pórfiros, granófiros e granitos cataclásticos.

Costi *et al.* (1984) associaram o conjunto de rochas quartzo sieníticas ocorrentes nas margens do rio Jatapuzinho (Folha NA.21-Y-C) aos granitos *stricto sensu* da Suíte Intrusiva Abonari, relacionando-os ao Evento Parguazense do Proterozóico Médio.

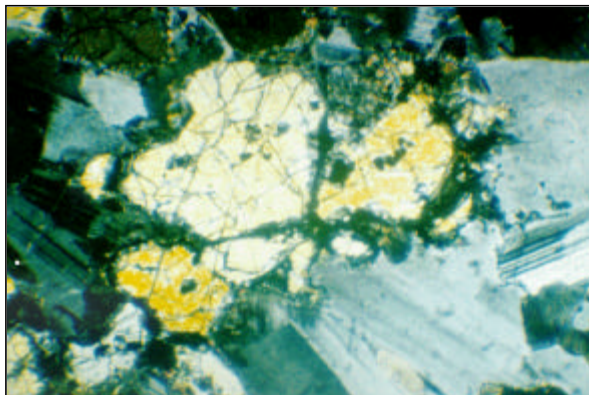


Foto 74

Núcleos de olivinas envolvidos por ortopiroxênios formando texturas do tipo coroas de reação. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra RG -129.

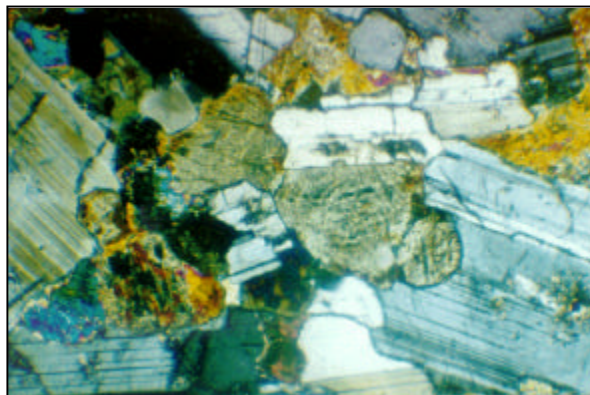


Foto 75

Uralitização em piroxênio com geração de hornblenda e clorita. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra RL-141A.

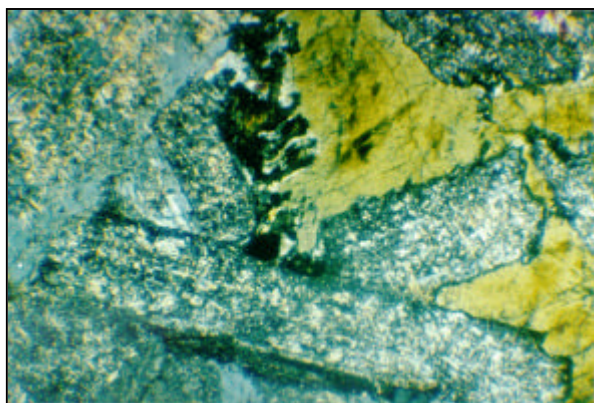


Foto 76

Prismas de plagioclásios mostrando alteração pervasiva à saussurita, sericita e caolinita. Aumento 3,5 X. N.C. Amostra MF-119C.

Tabela 3.24 – Composições modais estimadas do Gabro Caracarái.

Abreviatura: Pg - plagioclásio; Cp - clinopiroxênio; Opx - ortopiroxênio; Ol - olivina; Qz - quartzo; Bt - biotita; Op - minerais opacos; Ap - apatita; An - anfibólio; Cl - clorita; Se - sericita; Ca - caolim; Sp - serpentina. x - <1%.

Amostra	Pg	Cp	Opx	Ol	Qz	Bt	Op	Ap	An	Cl	Se	Ca	Sp	Classificação
RG-129	54	20	10	10	-	1	4	1	x	-	-	-	x	Ol. gabro
MJ-195B	54	20	10	10	-	1	4	1	x	-	-	-	x	
MJ-195A	56	25	5	-	-	1	3	1	x	x	-	-	-	Gabro
RG-140	60	25	5	-	-	10	4		x	x	-	-	-	
RG-128B	56	20	10	-	2	5	3	1	x	x	-	-	-	
RG-141B	56	20	10	-	1	8	10	1	x	x	-	-	-	
RL-141A	54	30	-	-	1	2	2	-	x	x	-	-	-	
MF-119C	52	35	-	-	-	13	3	-	x	x	x	x	-	
MF-119D	53	30	-	-	-	10	2	-	x	x	x	x	-	
RL-101B	54	23	5	-	-	15	3	-	x	x	-	-	-	

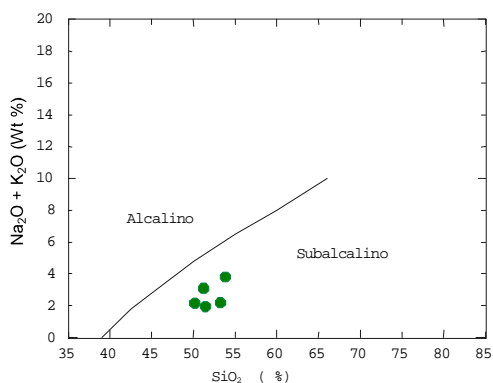


Figura 3.56 – Distribuição dos gabros Caracaraí no diagrama de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos alcalinos e subalcalinos.

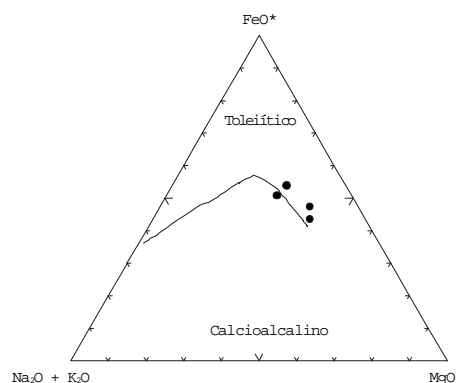


Figura 3.57 – Diagrama de Irvine & Baragar (1971), discriminante de séries toleíticas e calcialcalinas, para os gabros Caracaraí.

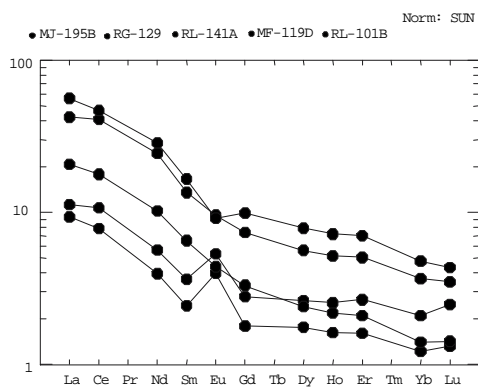


Figura 3.58 – Padrão de distribuição dos ETR, normalizado ao condrito (Sun, 1982), para o Gabro Caracaraí.

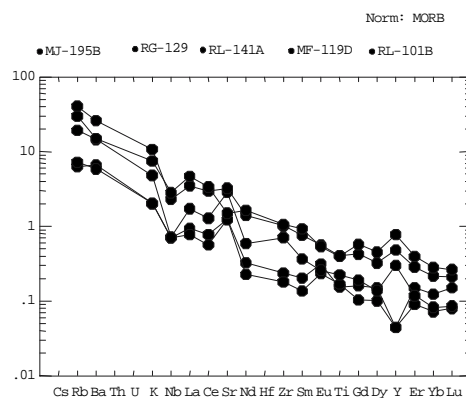


Figura 3.59 – Diagrama de elementos expandidos, normalizado ao MORB (Taylor & McLennan, 1985), para o Gabro Caracaraí.

Na área deste estudo, a maior parte dos corpos atribuídos à Suíte Intrusiva Abonari, não apresenta grande diversidade litológica, sendo constituídos principalmente por sienogranitos, com monzogranitos e feldspato alcalino granitos ocorrendo em proporção subordinada. Por outro lado, dados geoquímicos de amostras de Costi *et al.* (1984) provenientes dos maciços aflorantes nas margens do rio Jatapuzinho, revelaram um conjunto saturado a supersaturado em sílica, que inclui sienitos, quartzo sienitos, quartzo monzonitos e feldspato alcalino granitos, apresentando similaridade petrográfica com os termos granitóides considerados típicos da Suíte Intrusiva Abonari. No entanto, apresentam uma tendência tipicamente alcalina em função de seus teores mais elevados em Na_2O .

A ocorrência de rochas alcalinas saturadas tem sido mencionada na porção central do Estado de

Roraima (Borges, 1990; Brandão & Freitas, 1994). Geralmente constituem associações vulcano-plutônicas compostas principalmente por traquitos, feldspato alcalino sienitos e monzonitos, tendo sido reunidas sob a designação de Complexo Alcalino Apiaú (Reis, *in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), as quais apresentam características geológicas, petrográficas e geoquímicas muito distintas quando comparadas aos sienitos e quartzo monzonitos reconhecidos na área deste projeto.

Portanto, considerando que as rochas sieníticas e monzoníticas reconhecidas na área do projeto ocorrem associadas com feldspato alcalino granitos igualmente enriquecidos em Na_2O , e que apresentam ainda similaridades petrográficas e químicas com os granitos s.s. atribuídos para a Suíte Intrusiva Abonari, esta denominação foi mantida para reunir tais litologias.

Tabela 3.25 – Composição química do Gabro Caracarái.

Amostra	RG-129	RL-101B	MJ-195B	RL-141A	MF-119D
SiO ₂	50,11	51,14	51,28	53,08	53,69
TiO ₂	0,25	0,60	0,23	0,34	0,60
Al ₂ O ₃	17,17	15,80	17,13	16,81	16,06
Fe ₂ O ₃	1,82	1,52	3,12	2,55	2,86
FeO	7,68	9,93	6,04	4,28	6,44
MnO	0,18	0,21	0,18	0,15	0,20
MgO	10,30	7,90	9,67	9,37	6,95
CaO	10,30	9,72	10,38	11,21	9,31
Na ₂ O	1,92	2,23	1,71	1,63	2,56
K ₂ O	0,23	0,86	0,23	0,55	1,23
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,03	0,03	0,10
LOI	0,02	0,00	0,01	1,28	1,36
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	66,35	55,49	66,06	71,77	57,88
Cr	410	351	422	618	98
Ni	236	147	213	119	71
Co	57	39	48	40	32
V	133	221	104	115	178
Cu	107	67	87	103	106
Pb	38	46	79	50	59
Zn	62	53	71	64	116
Rb	8	33	7	21	45
Ba	84	214	95	208	372
Sr	151	182	151	351	393
Nb	2,5	10,1	2,5	2,5	8,2
Zr	16	95	21	63	91
Y	2	26	2	10	16
La	3,06	18,46	3,68	6,80	13,87
Ce	6,75	40,43	9,23	15,39	35,26
Nd	2,49	18,00	3,55	6,42	15,40
Sm	0,49	3,36	0,73	1,32	2,74
Eu	0,31	0,70	0,41	0,34	0,73
Gd	0,49	2,72	0,77	0,91	2,02
Dy	0,60	2,69	0,90	0,82	1,92
Ho	0,12	0,55	0,19	0,17	0,40
Er	0,36	1,58	0,60	0,47	1,14
Yb	0,27	1,05	0,46	0,31	0,80
Lu	0,04	0,15	0,08	0,05	0,12
Na ₂ O/K ₂ O	8,34	2,59	7,43	2,96	2,08
K/Rb	239	214	273	213	226
FeO*	9,22	11,15	8,79	6,45	8,82
Zr/Y	8	3,65	10,5	6,3	5,7
Ti/Y	749	136	689	198	221

3.13.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A maioria dos corpos graníticos relacionados à Suíte Intrusiva Abonari (SIA) ocorre nas porções leste e sudeste da área (Folha NA.21-Y-C), totalizando 14 maciços, sendo que, foram visitados apenas três corpos ao norte das quadriculas I e II. Nas quadriculas II e V foram delimitados alguns corpos através da interpretação de imagens de radar e satélite que foram reinterpretados com base em estudos petrográficos de amostras coletadas por Costi *et al.* (1984).

Os dois maiores maciços da SIA apresentam dimensões batolíticas (com cerca de 200km² cada um), forma semicircular a alongada, e afloram no extremo leste da área (folhas NA.21-Y-C-I e NA.21-Y-C-II), estendendo-se para a Folha NA.21-Y-A; mantêm relações de intrusão com granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, do Granito Igarapé Azul e com rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

Na Folha NA.20-Z-D ocorre um corpo semicircular aflorante na serra Tentativa, intrusivo em granitóides Igarapé Azul. A sul do município de Caracarái, aflorante em pequenas ilhas no Rio Branco, ocorre um *stock*, bordejado por sedimentos da Formação Içá. A noroeste de Caracarái, região da Perimetral Norte, os granitóides aflorantes da SIA encontram-se intensamente deformados em contato retilíneo (orientado segundo a direção NE) com rochas ortognáissicas da Suíte Rio Urubu e rochas charnockíticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata. A norte (Folha NA.20-X-A), são denominados de Suíte Intrusiva Mucajái (Fraga & Araújo *in*: Projeto Roraima Central, no prelo).

Dois corpos circulares, com dimensões de 10km de diâmetro cada, aflorantes no curso médio do rio Jatapuzinho, afluente esquerdo do rio Jatapu (Folha NA.21-Y-C-II), são compostos por granitóides predominantemente saturados da Suíte Abonari. Segundo Costi *et al.* (1984), estes maciços seccionam os vulcanitos do Grupo Iricoumé e rochas do embasamento.

3.13.3 Petrologia

3.13.3.1 Caracterização Geral

A Suíte Intrusiva Abonari é constituída predominantemente por rochas graníticas portadoras de anfíbólio, geralmente leucocráticas, equigranulares médias ou grossas, isotropas e homogêneas. Apresentam coloração acinzentada a cinza-rosada ou rósea, com ampla predominância de termos sieno-

graníticos sobre as variedades monzograníticas e feldspato alcalino graníticas (fotos 77 e 78). Os termos quartzo-sieníticos, sieníticos e quartzo-monzoníticos caracterizam-se pela coloração cinzenta; são equigranulares médios a grossos, e podem apresentar teor de minerais máficos superior a 10%.

As rochas encontram-se comumente muito alteradas, e alguns maciços são afetados localmente por falhamentos de direção NE, responsáveis por intensa cataclase que favorece a alteração intempérica.

3.13.3.2 Petrografia

Os tipos petrográficos predominantes são sienogranitos, que mostram variações locais para monzogranitos e feldspato alcalino granitos; sienitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos têm ocorrência subordinada. A tabela 3.26 apresenta a classificação petrográfica e as proporções modais estimadas dos constituintes mineralógicos das amostras analisadas quimicamente.

Os sienogranitos, monzogranitos e quartzo monzonitos apresentam textura hipidiomórfica granular, enquanto os feldspato alcalino granitos e sienitos caracterizam-se por texturas que variam de hipidiomórfica a xenomórfica granular. Em amostras mais intensamente deformadas, é comum a recristalização de quartzo e a formação de agregados de pequenos cristais de plagioclásio envolvendo os grãos de feldspato alcalino, além da presença de planos de maclas retorcidas no plagioclásio e de lamelas de biotita recurvadas e onduladas.

As rochas graníticas são constituídas essencialmente por minerais de feldspato alcalino (microclínio e ortoclásio) pertítico, com pertitas em veios, lentes e manchas, chegando a desenvolver cristais

individuais de albita (foto 79), tanto como inclusões quanto formando agregados e franjas (foto 3.80) que bordejam parcial ou totalmente alguns grãos de feldspato alcalino. Quartzo subidiomórfico a xenomórfico bem desenvolvido ou microgranular intersticial apresenta freqüente extinção ondulante, e pode constituir inúmeras inclusões no feldspato alcalino. Plagioclásio (oligoclásio) ocorre em proporção subordinada, comumente com bordas mirmekíticas quando em contato com feldspato alcalino; pode apresentar-se como restos de cristais envolvidos por microclínio pertítico, ou como agregados de cristais menores intersticiais. Os minerais máficos principais formam agregados de hornblenda ± biotita ou cristais individuais de hornblenda, subidiomórficos ou mesmo idiomórficos, eventualmente com núcleos de cristais relictos de clinopiroxênio. Hornblenda xenomórfica e intersticial evidencia uma fase de cristalização tardia, juntamente com a maior parte da biotita, comumente derivada do anfibólio (foto 81).

Os minerais acessórios estão representados por minerais opacos, apatita, zircão, allanita, titanita (por vezes intercrescida com anfibólio) e fluorita, esta última ocorre em cristais individuais intersticiais ou, ocasionalmente, preenchendo microfraturas, associada à biotita, minerais opacos, epidoto, clorita e raro carbonato.

Entre os minerais secundários destaca-se a clorita, derivada tanto do anfibólio quanto da biotita, que eventualmente pode substituir totalmente o máfico original (Amostra MJ-90), em reações que são acompanhadas pelo aparecimento de epidoto ± minerais opacos. Argilominerais, sericita e epidoto são produtos comuns da alteração dos feldspatos.

Os sienitos e quartzo monzonitos distinguem-se essencialmente pelo baixo conteúdo em quartzo,

Tabela 3.26 – Composições modais estimadas das rochas da Suite Intrusiva Abonari.

Abreviatura: Qz - quartzo; Fk - feldspato alcalino; Pg - plagioclásio; Hb - hornblenda; Bt - biotita; Op - minerais opacos; Cp - clinopiroxênio; Ap - apatita; Zr - zircão; Al - allanita; Ti - titanita; Fl - fluorita; Ep - epidoto; Se - sericita; Cl - clorita. tr <1%; x - mineral presente

Amostra	Qz	Fk	Pg	Hb	Bt	Op	Cp	Ap	Zr	Al	Ti	Fl	Ep	Se	Cl	Classificação
MJ-152A	22	56	14	5	3	tr	-	tr	tr	-	-	-	x	x	x	Sienogranito
MJ-90	24	49	20	-	-	2,5	-	tr	tr	-	-	tr	x	x	3,5	
MJ-138A	19	64	9	2	4	1	tr	tr	tr	tr	0,5	-	x	x	x	
MJ-144B	33	49	11	2	2	1	-	tr	tr	-	tr	tr	x	x	x	
MJ-181A	27	41	25	3	3	0,5	-	tr	tr	tr	tr	-	x	x	x	Monzogranito
MF-144A	26	63	6	2	2	0,5	tr	tr	tr	tr	tr	tr	x	x	x	Fk Granito
HC-155	25	63	5	5	1	1	-	tr	tr	-	-	-	x	x	x	
HC-156	5	49	38	4	2	2	-	tr	tr	tr	-	-	x	x	x	Quartzo monzonito
HC-151B	3	62	24	8	1	1	tr	tr	tr	tr	-	-	x	x	x	Sienito
HC-152B	3	67	16	8	1	3	2	tr	tr	tr	tr	-	x	x	x	

pelo maior teor em minerais máficos (superior a 8%) e pela ausência tanto de anfibólio de cristalização tardia, quanto de fluorita entre os minerais acessórios.

Uma feição comum nessas rochas é a substituição de grãos bem desenvolvidos de plagioclásio, que preservam núcleos sericitizados e saussuritizados mostrando discreto zoneamento, por feldspato alcalino perfitico, o qual, por sua vez, eventualmente engloba cristais de anfibólio com núcleos relictos de clinopiroxênio (foto 82), minerais opacos e cristais menores de plagioclásio. Uma segunda geração de plagioclásio é caracterizada por pequenos cristais de albita (An_{6-10}), geralmente subidiomórficos, que podem formar agregados intersticiais aos grãos de feldspato alcalino. O quartzo ocorre geralmente na forma de cristais intersticiais ou inclusões no feldspato alcalino. A hornblenda constitui agregados ou cristais individuais subidiomórficos a xenomórficos mostrando transformação local para biotita e/ou clorita, e a presença de clinopiroxênio é mais freqüente, em cristais bordejados ou quase totalmente substituídos por anfibólio. A biotita, em sua maioria, deriva da hornblenda, raramente constituindo lamelas individuais.

3.13.3.3 Litoquímica

A tabela 3.27 apresenta os dados analíticos de dez amostras, onde são evidentes dois grupos com características químicas distintas. As composições sieníticas e monzoníticas, predominantemente saturadas (63% a 70% de SiO_2), destacam-se por teores relativamente elevados de Al_2O_3 e Na_2O , enquanto as rochas graníticas apresentam um intervalo mais restrito de variação em SiO_2 (aproximadamente 70% a 74%). O conjunto se caracteriza por razões K_2O/Na_2O , em sua maioria, superiores a 1, baixos valores de $Mg\#$ (6,33 a 17,81), razões $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ maiores que 0,90 e índice agpaitico predominantemente superior a 0,86. Em diagramas tipo Harker, com SiO_2 como índice de diferenciação, não denotam tendências coerentes com processos de fracionamento.

No diagrama multicatiônico Q-P de Debon & Le Fort (1983), ocupam predominantemente o campo dos granitos, com os termos mais enriquecidos em Na_2O mostrando composições sieníticas ou situando-se no limite dos campos dos quartzo monzonitos e quartzo sienitos (figura 3.60A), sugerindo uma tendência alcalina supersaturada. O caráter marginalmente peraluminoso a metaluminoso do conjunto é ressaltado no diagrama A-B (figura 3.60B), onde as amostras se distribuem predominantemente no campo IV, definindo uma tendência cafêmica, ti-

pica de rochas portadoras de biotita e anfibólio \pm clinopiroxênio.

A tendência alcalina das rochas graníticas é realçada pela relação $CaO/Na_2O + K_2O$ quando comparada com os granitóides calcioalcalinos como definido por Brown *et al.* (1981), onde as rochas supersaturadas ocupam predominantemente o campo dos granitos metaluminosos da associação alcalina, conforme sugerido por Nardi (1991, figura 3.61).

Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de granitóides, posicionam-se principalmente no campo das suites magmáticas tardi-orogênicas e próximo ao limite superior do campo anorogênico de Batchelor & Bowden (1985, figura 3.62A), e se distribuem predominantemente no campo dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984, figura 3.62B).

No diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo pelos valores de Taylor & McLennan (1985; figura 3.63A) as rochas da Suíte Intrusiva Abonari mostram-se, em geral, enriquecidas em todo o espectro composicional, principalmente em elementos LIL como Rb (100 a 300 vezes) e K (200 vezes) e em elementos HFS como Zr, Y e Ce. Depressões discretas a pronunciadas em Nb, Sr e Ti caracterizam todo o conjunto, enquanto algumas amostras também se destacam pelo relativo empobrecimento em Ba. Os teores mais elevados de ETR, Y e Zr distinguem a maioria das rochas ricas em Na_2O .

Os padrões de ETR normalizados ao condrito de Sun (1982, figura 3.63B) mostram-se relativamente fracionados para os granitos s.s., com razões $La/Yb_{(N)}$ dominantes entre 24 e 10, e anomalias negativas de Eu pouco pronunciadas ($Eu/Eu^*_{(N)}$ 0,59 a 0,46). Um comportamento heterogêneo caracteriza o conjunto mais sódico, com as amostras de quartzo monzonito e feldspato alcalino granito, mais ricas em ETR totais, apresentando forte fracionamento em TRL (razões $La/Yb_{(N)}$ 35 a 28) e anomalias negativas de Eu pronunciadas ($Eu/Eu^*_{(N)}$ 0,31 a 0,12), enquanto uma amostra de sienito mostra fracionamento equivalente ao dos granitos s.s. (razão $La/Yb_{(N)}$ = 10,16) e anomalia negativa de Eu praticamente ausente ($Eu/Eu^*_{(N)}$ = 0,71).

3.13.3.4 Petrogênese

As rochas da Suíte Intrusiva Abonari constituem um conjunto de granitóides caracterizado por texturas ígneas bem preservadas, que inclui sienogranitos predominantes, com termos monzograníticos, feldspato alcalino-graníticos, quartzo-monzoníticos

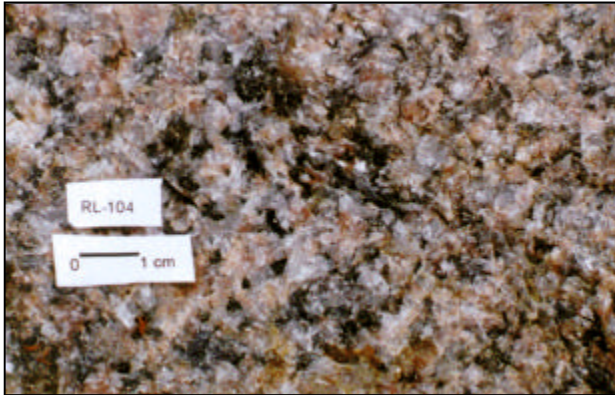


Foto 77

Siengranito com textura equigranular média. Serra Tentativa. Estação RL-104.

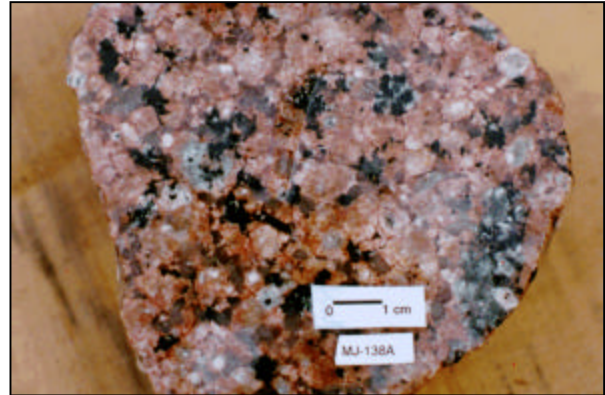


Foto 78

Fk-granito com textura equigranular grossa. Hidrelétrica do rio Jatapu. Estação MJ-138.

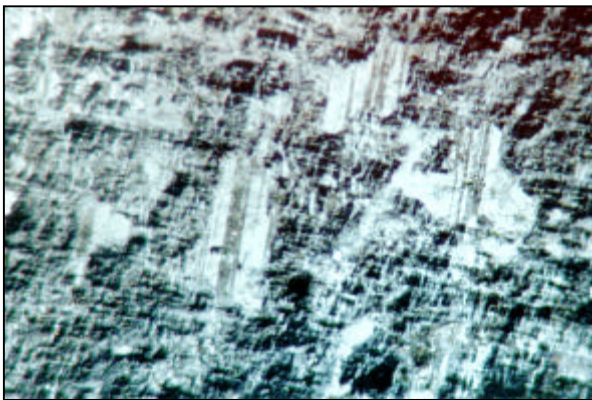


Foto 79

Cristais de albita pertitzados em microclínio. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra MJ - 152A.

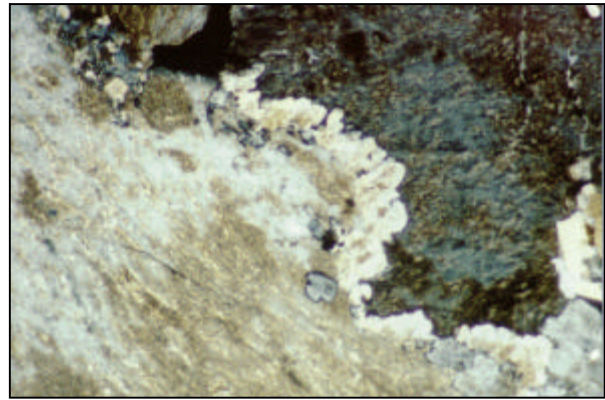


Foto 80

Franja de albita no contato entre dois cristais de K-feldspatos. Aumento 2,5 X. N.C. Amostra MJ-144A.

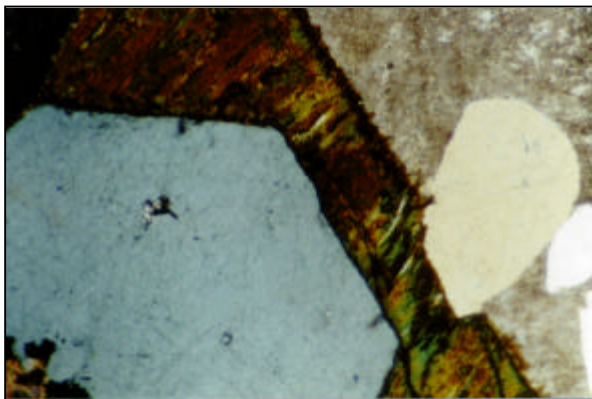


Foto 81

Biotita intersticial, levemente cloritizada, entre quartzo idiomórfico e K-feldspato. Observa-se ainda, quartzo xenomórfico de outra geração. Aumento 2,5 X N.C. Amostra MJ-144A.

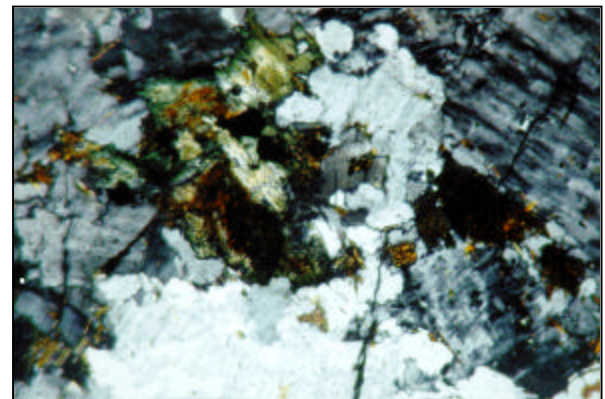


Foto 82

Piroxênio relicto com bordas de anfibólio. Aumento 6,3 X. N.C. Amostra HC-152B.

Tabela 3.27 – Composição química e parâmetros geoquímicos da Suíte Intrusiva Abonari.

Abreviatura: SN - sienito; QTMZ - quartzo monzonito; FKGR - Alcaifeldspato granito; SNGR - sienogranito; MZGR - monzogranito; I.A. - Índice Agpaítico; F/F+M - FeO(tot)/FeO(tot) + MgO; log C/N+K - log CaO/Na₂O+K₂O.

Classificação	SN	SN	QTMZ	FKGR	SNGR	MZGR	SNGR	SNGR	FKGR	SNGR
Amostra	HC-151B	HC-152B	HC-156	HC-155	MJ-152A	MJ-181A	MJ-90	MJ-138A	MJ-144A	MJ-144B
SiO ₂	63,10	63,60	64,20	70,00	69,90	70,90	71,90	72,20	73,50	73,80
TiO ₂	0,43	0,44	0,31	0,13	0,31	0,38	0,30	0,33	0,33	0,33
Al ₂ O ₃	17,60	16,60	17,80	15,00	14,20	13,60	13,60	13,00	12,70	12,80
Fe ₂ O ₃	1,40	2,30	1,40	1,60	1,10	1,10	1,40	1,00	1,30	1,20
FeO	2,80	2,90	2,00	1,50	2,70	2,30	1,70	2,40	1,80	1,70
MnO	0,12	0,19	0,12	0,16	0,18	0,14	0,12	0,20	0,17	0,15
MgO	0,42	0,25	0,21	0,17	0,14	0,40	0,17	0,26	0,31	0,28
CaO	1,50	1,40	1,10	0,52	0,98	1,50	0,86	1,00	0,98	0,65
Na ₂ O	6,00	5,70	5,40	5,20	3,50	3,40	3,20	3,60	3,20	3,30
K ₂ O	5,70	5,90	6,90	5,30	6,40	5,60	6,10	5,40	5,10	5,20
P ₂ O ₅	0,11	0,08	nd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
P.F.	0,03	0,02	0,02	0,01	0,07	0,16	0,26	0,07	0,11	0,21
Total	99,21	99,38	99,46	99,61	99,50	99,51	99,64	99,49	99,53	99,65
Mg #	15,57	8,23	10,30	9,34	6,33	17,81	9,28	12,31	15,68	15,22
Rb	53	75	109	86	155	163	135	161	176	162
Cs	7			9			7	14	5	15
Ba	1.273	703	632	95	581	133	856	665	130	109
Sr	262	123	112	15	83	923	164	665	621	599
Ga	32	34	32	33	11	5	11	5	17	12
Li						6		5	8	
Nb	11	14	25	16	22	23	19	17	21	14
Zr	1.010	547	778	433	470	490	466	286	327	285
Y	37	41	96	54	31	40	33	29	42	33
Zn	74	102	60	73	68	72	31	60	56	54
La	56,74	102,60	196,10	229,00	17,83	54,81	73,45	41,32	67,31	39,12
Ce	131,80	227,90	378,30	476,00	56,80	1.126,90	149,80	96,97	156,30	93,78
Nd	64,31	101,40	151,90	166,60	26,66	53,68	65,47	51,14	65,00	38,00
Sm	9,42	13,46	18,94	22,41	4,24	6,76	7,61	7,14	8,45	5,97
Eu	1,82	1,07	1,60	0,71	0,80	0,94	1,11	1,17	1,10	0,89
Gd	5,33	6,85	10,73	11,16	3,90	5,27	5,93	5,24	5,08	4,83
Dy	6,22	6,07	10,75	8,71	4,02	4,52	5,26	6,18	4,44	4,98
Ho	1,32	1,11	2,17	1,72	0,81	0,87	1,04	1,22	0,80	1,04
Er	3,92	2,49	5,97	4,49	2,19	2,17	2,76	3,17	1,74	3,01
Yb	3,73	1,84	4,72	4,33	1,71	1,65	2,00	2,60	1,20	2,50
Lu	0,42	0,20	0,49	0,53	0,24	0,23	0,27	0,28	0,14	0,34
ETR total	285,03	464,99	781,67	925,66	119,20	130,90	314,70	216,43	311,56	194,46
Rb/Sr	0,20	0,61	0,97	5,73	1,87	0,18	0,82	0,24	0,28	0,27
Rb/Ba	4,86	5,72	5,64	6,33	7,00	0,14	5,22	1,00	0,21	0,18
K/Rb	892,77	653,04	525,50	511,59	342,76	285,20	375,10	278,43	240,55	266,46
La/Yb(N)	10,16	37,33	27,81	35,33	6,96	22,24	24,51	10,61	37,51	10,47
Eu/Eu*(N)	0,71	0,30	0,31	0,12	0,59	0,46	0,49	0,56	0,47	0,49
I.A.	0,92	0,96	0,93	0,95	0,91	0,87	0,89	0,92	0,86	0,86
F/F+M	0,92	0,96	0,95	0,95	0,97	0,90	0,96	0,94	0,92	0,92
log C/N+K	-0,89	-0,92	-1,05	-1,31	-1,00	-1,13	-1,03	-0,95	-0,93	-1,12

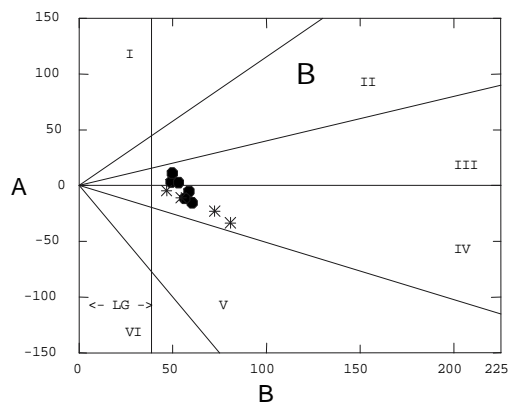
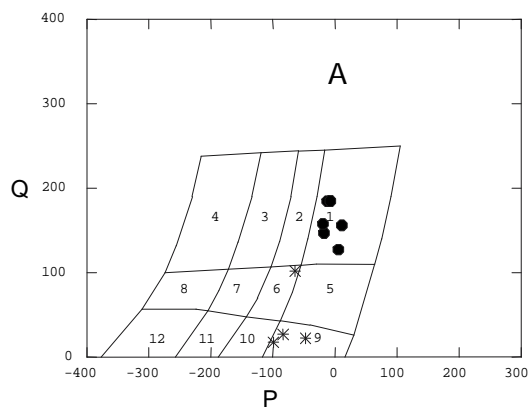


Figura 3.60 – Distribuição das rochas da SIA nos diagramas multicatiónicos P-Q (1) e A-B (2), de Debon & Le Fort (1983). Subgrupos: sienitos e monzonitos - asteriscos e granitos "strictu sensu" - círculos fechados. $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$; $P = K - (Na + Ca)$; $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$.

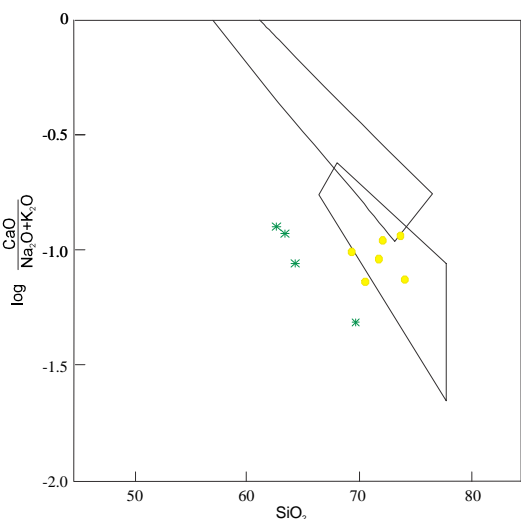


Figura 3.61 – Diagrama $SiO_2 \times \log CaO/Na_2O+K_2O$ de Brown (1981), com distribuição das rochas supersaturadas da SIA no campo dos granitos metaluminosos da associação alcalina de Nardi (1991). Símbolos como na figura anterior.

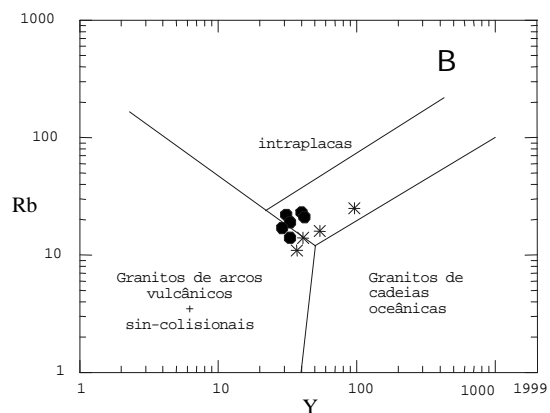
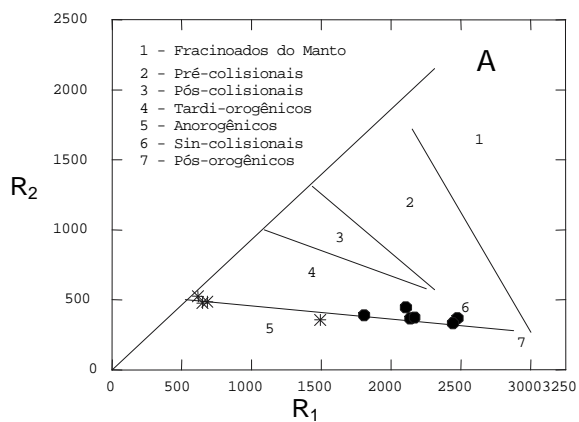


Figura 3.62 – Distribuição das rochas da SIA nos diagramas R_1-R_2 (1) de LA Roche (1980) com campos discriminantes segundo Batchelor & Bowden (1985), e $Y \times Rb$ de Pearce et al. (1984). Símbolos como na figura 3.58. $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 8Ca + 2Mg + Al$.

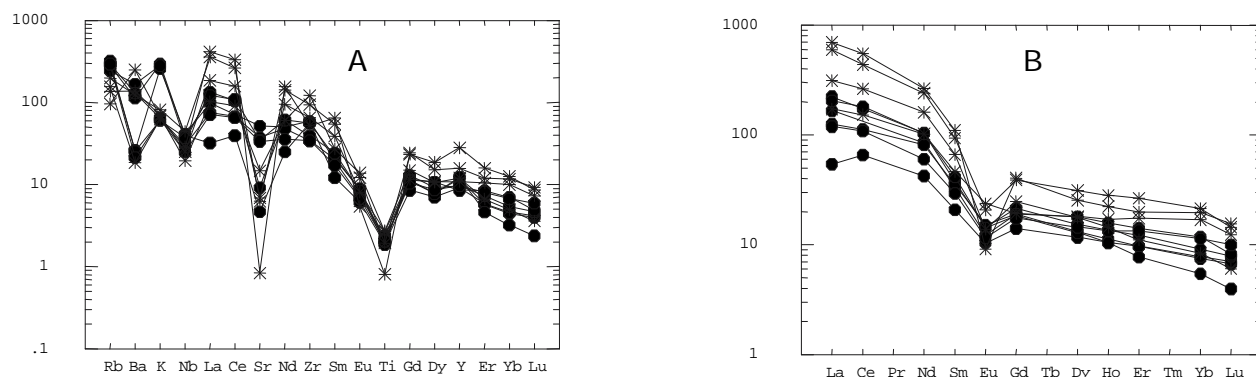


Figura 3.63 – Diagrama de elementos expandidos normalizados ao manto primitivo (1) segundo Taylor & McLennan (1985) e padrões de ETR (2) normalizados segundo Sun (1982). Símbolos como na figura 3.58.

e sieníticos subordinados. Estas rochas apresentam características petrográficas comuns, tais como a abundância de feldspato alcalino intensamente peritítico, a ocorrência de restos de plagioclásio inclusos em pertita ou manteados por pertita, além de mais de uma geração de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo.

Aspectos petrográficos que diferenciam o grupo de granitos s.s. dos sienitos e monzonitos referem-se à presença de fluorita entre os minerais acessórios e de anfibólio e biotita de cristalização tardia nos primeiros. A abundância de pertita e mesmo de albita neoformada nas rochas de composição intermediária pode ser responsável pelos valores significativamente mais elevados de Na_2O dessas rochas, visto que não ocorrem minerais máficos sódicos.

Diferenças sutis são ressaltadas pelo caráter marginalmente peraluminoso a metaluminoso dos termos graníticos, e francamente metaluminoso dos termos predominantemente intermediários que, juntamente com os maiores teores de Zr, Ga, Y e ETR desses últimos, sugerem a presença de dois grupos químicos distintos que poderiam representar diferentes pulsos magmáticos ou refletir variações composicionais da fonte.

De maneira geral, as feições petrográficas e químicas das rochas incluídas nessa suite são compatíveis com as associações alcalinas supersaturadas, constituídas predominantemente por granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos, portadores de biotita e anfibólio cálcico, aos quais podem estar associadas rochas sieníticas ou mesmo termos mais básicos, e que normalmente não apresentam um enriquecimento tão acentuado em elementos HFS como Zr, Nb, ETR, Y e Ga quando comparados aos termos peralcalinos (Nardi, 1991). Tais associações caracterizam um magmatismo

granítico alcalino, típico de ambientes tardi-orogênicos a anorogênicos, de provável origem mantélica e gerado a partir de fusão parcial do manto, envolvendo processos como assimilação crustal e diferenciação em sua evolução.

3.13.4 Idades e Correlações

As características petrográficas e químicas do conjunto de rochas incluídas na Suíte Intrusiva Abonari são comparáveis àquelas dos granitóides da Suíte Intrusiva Mucajaí da porção centro-nordeste do Estado de Roraima (Fraga & Reis, 1995a; Fraga & Araújo *in*: Projeto Roraima Central, CPRM no prelo), caracterizando-se através de um espectro composicional que inclui sienito a monzogranitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos, localmente com textura rapakivi.

Na porção nor-nordeste de Roraima, Gaudette *et al.* (1997) obtiveram pelo método U/Pb em zircão, uma idade de $1.544 \pm 42 \text{ Ma}$ para os granitóides rapakivíticos da Suíte Intrusiva Mucajaí, valor este compatível com as idades estabelecidas para os granitos Del Parguaza da Venezuela, datados pelo método U/Pb em zircão em $1.545 \pm 39 \text{ Ma}$, $1.545 \pm 20 \text{ Ma}$ e $1.531 \pm 39 \text{ Ma}$, com razão inicial 0,700 (Gaudette *et al.*, 1978). Na região mais ocidental de Roraima, Basei (1975) assinalou uma idade isocrônica Rb/Sr de 1.542 Ma , com razão inicial 0.708, para representar o magmatismo da Suíte Surucucus, relevando a importância de um evento magmático anorogênico mais jovem do que aquele estabelecido para os granitóides Uatumã. O reconhecimento de corpos granitóides com idades em torno de 1,5Ga, tem permitido correlacionar diversos stocks e batólitos ao longo do Escudo das Guianas, citando-se os granitos São Pedro e Marieta, da Venezuela (Estado do Amazonas), unidades intrusi-

vas subvulcânicas da Guiana, e granitóides da suíte Tiquié da região do alto rio Negro, Estado do Amazonas. Algumas idades fornecidas para essas unidades encontram-se representadas na tabela 3.28.

3.14 Formação Seringa (Ms)

3.14.1 Comentários Gerais

Araújo Neto & Moreira (1976) descreveram um magmatismo básico na forma de diques de troctólito, localizados nas bacias dos rios Pardo e Uatumã, Estado do Amazonas. Os autores, a partir de um único dado geocronológico, posicionaram-no ao Proterozóico Superior, não tendo sido feita qualquer menção a sua terminologia estratigráfica.

Santos *et al.* (1977) enfatizaram a distribuição desse magmatismo que afetou grande parte da Plataforma Amazônica durante o final do Proterozóico, reforçada por similar ocorrência descrita por Pessoa *et al.* (1977) na região do rio Jamanxim, revelando ainda sua eminente característica alcalina. Em detrimento da denominação "Troctólito Cachoeira Seca" desses autores, sugeriram preliminarmente sua caracterização ao Evento Cachoeira Seca.

Posteriormente, Veiga Jr. *et al.* (1979) registraram diversos derrames predominantemente alcalinos ao longo do rio Jatapu e Igarapé Seringa, associando-os a diques de olivina diabásios seccionando rochas sedimentares da Formação Urupi. Tanto os derrames como os diques foram reunidos na unidade "Formação Seringa".

Costi *et al.* (1984), em mapeamento da porção sudeste do Estado de Roraima, mencionaram a existência de derrames basálticos e diques de diabásio, relacionando-os àquela formação. Os derrames foram verificados em contato com granitóides Água Branca, conquanto os diques são intrusivos em unidades vulcânicas e granitóides diversos.

3.14.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Formação Seringa tem distribuição restrita à Folha NA.21-Y-C, ocorrendo na forma de derrames, e distribuindo-se como numerosos diques localizados na porção sudoeste da quadrícula Y-C-III. Os dados referentes a Formação Seringa são de Costi *et al.* (1984).

Sua maior área de ocorrência situa-se na margem direita do rio Jatapu, próximo à foz do rio Jatapuzinho, constituindo um extenso derrame com cerca de 400km² de rochas basálticas e diques de diabásio. O derrame está em contato com litologias granitóides da unidade Água Branca, com presença discreta de enclaves do citado granito.

Na quadrícula Y-C-IV, margem direita do rio Novo, os basaltos são aflorantes na forma de um conjunto de morros escarpados, sendo comum a presença de cobertura laterítica. Recobrem também litologias da Suíte Água Branca.

Os diques apresentam uma morfologia característica nas fotografias aéreas e imagens de radar. Encontram-se intrusivos em áreas com predomínio de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, como observado nas margens do rio Jatapuzinho (Santiago, 1983).

3.14.3 Petrologia

3.14.3.1 Caracterização Geral

São rochas melanocráticas, coloração preta a esverdeada-escura, afaníticas e estruturalmente isótropas, existindo alguma exceção para o desenvolvimento regular de níveis de granulação mais grossa. Os diabásios são rochas faneríticas finas, melanocráticas, maciças e de coloração preta esverdeada.

Tabela 3.28 – Dados isotópicos disponíveis para alguns granitóides rapakivi no Escudo das Guianas.

Unidade	Método	Idade	R.I.	Fonte
Suíte Intrusiva Mucajai	U/Pb (zircão)	1.544±42 Ma		Gaudette <i>et al.</i> (1997)
Suíte Intrusiva Surucucus	Rb/Sr (isócrona)	1.542Ma	0,708	Basei (1975)
	Rb/Sr (isócrona)	1.431±35 Ma	0,713	Tassinari (1981)
Granito del Parguaza (Venezuela)	U/Pb (zircão)	1.545±39 Ma		Gaudette <i>et al.</i> (1978)
	U/Pb (zircão)	1.531±39 Ma		Gaudette <i>et al.</i> (1978)
	U/Pb (zircão)	1.545±20 Ma		Gaudette <i>et al.</i> (1978)

3.14.3.2 Petrografia

Os basaltos da Formação Seringa são hipo a holocristalinos e apresentam texturas porfirítica e intersticial. São constituídos por fenocristais de piroxênios (uralitizados e cloritizados) e cristais ripiformes de plagioclásio (saussuritizados), grãos de quartzo secundário e actinolita, imersos em uma matriz fina cloritizada e caolinizada. A matriz possui coloração amarronzada e aspecto turvo, possivelmente resultante de reações de devitrificação. Os fenocristais são de piroxênio (augita), normalmente em um estágio avançado de substituição por clorita e actinolita. Raros fenocristais mostram núcleos preservados. O plagioclásio encontra-se damouritizado, e os minerais opacos provavelmente são constituídos pela magnetita. A hornblenda, apesar de rara, também é observada.

Os diabásios são rochas holocristalinas de granulação fina, variando entre termos com textura equigranular àqueles com textura glomeroporfirítica. Os termos equigranulares são compostos essencialmente por cristais ripiformes de plagioclásio do tipo labradorita/bytownita e grãos subédricos de augita e/ou hornblenda marrom, formando texturas do tipo ofítica, subofítica e intergranular. Os minerais acessórios mais frequentes são compostos por grãos anédricos de quartzo, agulhas de apatita, titanita amorfa e grãos de titanomagnetita e ilmenita. Os minerais de alteração são abundantes, principalmente a clorita que substitui os minerais ferromagnesianos e epidoto, e argilominerais em substituição do plagioclásio.

Os termos inequigranulares são composicionalmente muito similares àqueles equigranulares, diferindo apenas quanto ao arranjo mineral. São preferencialmente glomeroporfiríticos, onde agregados de fenocristais ripiformes de plagioclásio ocorrem dispersos em matriz micro a criptocristalina, intensamente alterada e substituída por clorita, epidoto e argilominerais.

3.14.3.3 Litoquímica

Os resultados analíticos da química de seis amostras da Formação Seringa encontram-se listados na tabela 3.29, sendo que os dados de seus elementos maiores foram compilados de Costi *et al.* (1984). Algumas questões devem ser consideradas na análise interpretativa dos dados disponíveis, estando relacionadas principalmente aos elevados valores de perda ao fogo, apresentados pela maioria das amostras.

Existe ligeiro contraste no comportamento de alguns óxidos e elementos menores, quando confrontados derrames e diques. Os derrames apresentam-se enriquecidos em SiO_2 , MgO , Cr e Ni , e empobrecidos em Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , Nb , Zr e Y , relativamente aos diques. Denotam ainda elevado conteúdo de MgO (média 13,89%) (tabela 3.29).

No diagrama TAS de Irvine & Baragar (1971) as amostras de diques fornecem *plot* no campo alcalino, e registram maior conteúdo em álcalis do que aquele dos derrames. Estes, distribuem-se muito próximo do limite estabelecido na definição dos campos alcalino e subalcalino, tendendo, no entanto, ao campo subalcalino (figura 3.64). Quando plotados no diagrama AFM daqueles citados autores (figura 3.65), concentram-se no campo calcialcalino.

No diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989) (figura 3.66), os derrames ocupam o campo dos andesitos basálticos e traquiandesitos basálticos, enquanto os diques posicionam-se no campo dos tefritos (olivina < 10%), correspondendo a um dos extremos do campo de definição de suites alcalinas de Middlemost (1991). As rochas de composição andesítica, evidenciam razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ inferior a 2, compatível com rochas vulcânicas de caráter anorogênico (Middlemost, 1985).

No diagrama dos ETR (figura 3.67), normalizado ao condrito (Sun, 1982), apresentam-se enriquecidas nesses elementos, sendo caracterizadas por anomalias levemente negativas de Eu e fracionamento mais pronunciado nas ETRM e ETRP. Os diques mantêm similar padrão, porém com teores mais enriquecidos em ETR total.

No diagrama de elementos expandidos, normalizados ao MORB (Taylor & McLennan, 1985) (figura 3.68), evidenciam padrão enriquecido em até 80 vezes em elementos LIL. Os teores desses elementos nos derrames e diques são bastante semelhantes. Caracterizam-se através de picos negativos de Nb e positivos de Gd . Ocorre ainda empobrecimento nos elementos HFS e TRP, relativamente aos basaltos de cadeias meso-oceânicas.

3.14.3.4 Petrogênese

O comportamento químico dos derrames da Formação Seringa é indicativo de um magmatismo de afinidade subalcalina e de caráter calcialcalino, contrastando com os diques que evidenciam *plot* no campo das rochas alcalinas, segundo diagra-

Tabela 3.29 – Composição química das rochas básicas da Formação Seringa (base anidra).

Amostra	diques			derrames		
	AS-55C	AS-58	AS-62C	MP-05	HC-67E	MP-02
SiO ₂	46,16	47,23	48,72	52,25	52,47	52,74
TiO ₂	2,27	1,86	2,32	0,73	0,62	0,72
Al ₂ O ₃	15,59	17,61	16,75	11,55	12,27	13,00
Fe ₂ O ₃	5,89	4,76	6,15	3,02	3,51	2,79
FeO	9,71	7,98	7,57	5,72	4,64	5,88
MnO	0,38	0,25	0,23	0,16	0,11	0,13
MgO	6,20	4,76	4,04	14,36	14,43	12,90
CaO	6,51	6,32	6,25	7,18	5,36	6,09
Na ₂ O	3,82	6,22	4,04	2,19	4,85	2,68
K ₂ O	2,69	1,86	3,13	2,50	1,44	2,68
P ₂ O ₅	0,78	1,14	0,81	0,33	0,30	0,37
LOI	2,70	2,30	0,90	3,00	2,30	1,90
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg #	42,39	40,91	35,43	75,20	76,75	73,26
Cr	171	100	149	847	1,060	714
Ni	66	46	62	361	343	343
V	238	199	227	127	152	160
Rb	46	50	68	54	49	53
Ba	697	913	579	1.074	341	914
Sr	493	558	491	552	403	604
Nb	14,5	19,7	14,1	11,4	14,4	11,4
Zr	195	289	167	160	141	139
Y	28	23	26	11	11	10
La	45,85	72,49	51,05	29,89	21,53	26,42
Ce	110,21	156,93	125,73	61,77	46,77	58,42
Nd	64,02	70,24	58,71	28,42	22,75	28,49
Sm	8,55	10,49	9,23	3,73	3,25	4,24
Eu	1,94	1,76	2,39	0,75	0,66	0,92
Gd	8,05	7,79	8,81	2,88	3,02	3,58
Dy	6,60	5,43	7,31	2,03	2,47	3,23
Ho	1,30	1,01	1,45	0,34	0,51	0,66
Er	3,42	2,36	3,83	0,86	1,49	1,60
Yb	2,24	1,29	2,51	0,60	1,16	1,10
Lu	0,31	0,20	0,31	0,10	0,19	0,16
Al ₂ O ₃ /FeO + Fe ₂ O ₃	0,99	1,38	1,22	1,32	1,50	1,49
Na ₂ O + K ₂ O	6,51	8,08	7,17	4,69	6,29	5,36

mas TAS e AFM propostos por Irvine & Baragar (1971) (figuras 3.64 e 3.65).

Os dois conjuntos verificados podem provavelmente estar ligados à mesma fonte de magmatismo, podendo ser especulado alguns milhões de anos entre a formação dos derrames e diques.

Os valores em Nb acima de 10ppm são compatíveis com aqueles encontrados para derrames continentais (e.g., Pearce & Cann, 1973; Beccaluva *et al.*, 1979). O elevado conteúdo de CaO + MgO (próximo de 20%), registra características químicas similares àquelas observadas para os derrames continentais e basaltos modernos. Os valores de Nb, Zr e Y são também sugestivamente comparáveis àquelas de basaltos com características intraplaca.

O arranjo compartimental dos derrames e diques da Formação Seringa é tentativamente relacionado a fases de distensão (constituição de grandes zonas de *riff*) e/ou relaxamento crustal (magmatismo em zonas de falhas e/ou fraturas). Seu estabelecimento pós-K'Mudku (1,2Ga), é compatível com um quadro de evolução do escudo sob o domínio de uma dinâmica de reestruturação em níveis crustais mais rasos. Os diques, de comportamento alcalino, não são muito diferentes daqueles mesoproterozóicos do tipo Avanavero, estes, de caráter calcialcalino e toleítico (Pinheiro *et al.*, 1981).

Uma possibilidade aventada poderia estar na ligação dos derrames basálticos Seringa com as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Iricoumé. No entanto, o atual estabelecimento geocronológico de correlatos vulcanitos do Grupo Surumu ao Paleoproterozóico, além de sua relação aos estágios finais do Ciclo Transamazônico (Reis & Fraga, 1996), afasta aquela citada premissa.

3.14.4 Idades e Correlações

Dados geocronológicos que relacionam este magmatismo básico como uma pulsação mais jovem do Mesoproterozóico, foram obtidos em várias localidades dos escudos das Guianas e Brasil Central, e apresentam idades contidas no período 0,9-1,2Ga. Na região do rio Jamanxim (serra dos Peixes, sudoeste do Pará), duas datações foram obtidas para o Troctolito Cachoeira Seca, obtendo-se idades mínimas K-Ar em plagioclásio de 1.046± 50Ma e 1.072±18Ma (Pessoa *et al.*, 1977). Estes valores situam-se muito próximo daquele en-

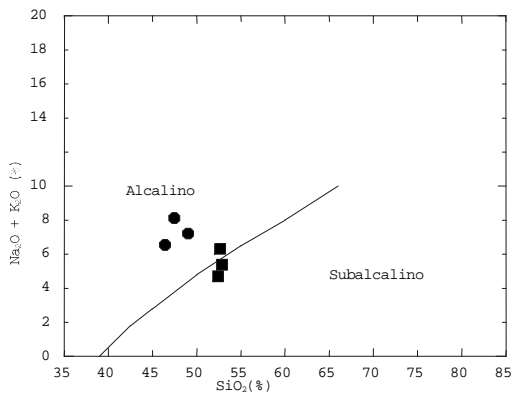


Figura 3.64 – Distribuição das rochas da Formação Seringa no diagrama discriminatório de campos alcalinos e subalcalinos (Irvine & Baragar, 1971). Quadrados (derrames), círculos (diques).

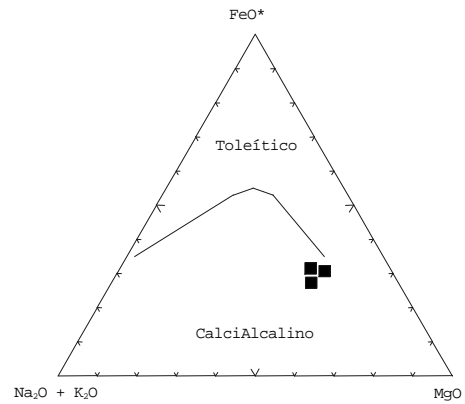


Figura 3.65 – Distribuição dos derrames subalcalinos da Formação Seringa no diagrama discriminatório de séries toleíticas e calcialcalinas (Irvine & Baragar, 1971). Símbolos como na figura 3.64.

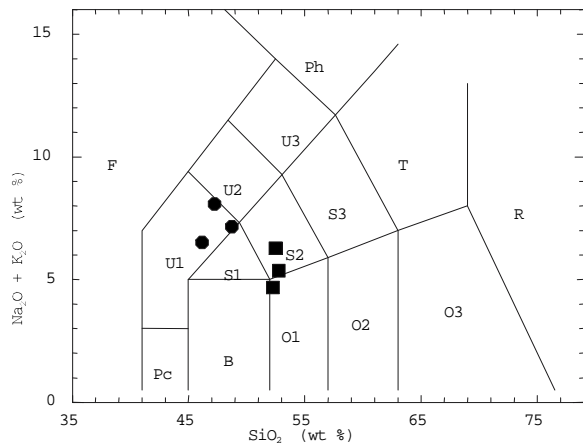


Figura 3.66 – Diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989) para diques e derrames da Formação Seringa. Símbolos como na figura 3.64.
S2 - Traquiandesito basáltico
O1 - Andesito Basáltico
U1 - Tefrito (ol < 10%)

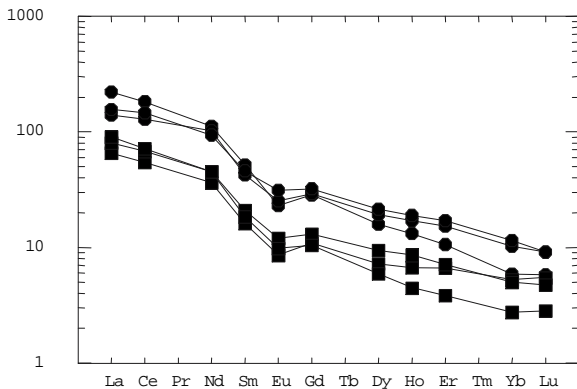


Figura 3.67 – Padrão de distribuição de ETR, normalizados ao condrito (Sun, 1982), para as básicas Seringa. Símbolos como na figura 3.64.

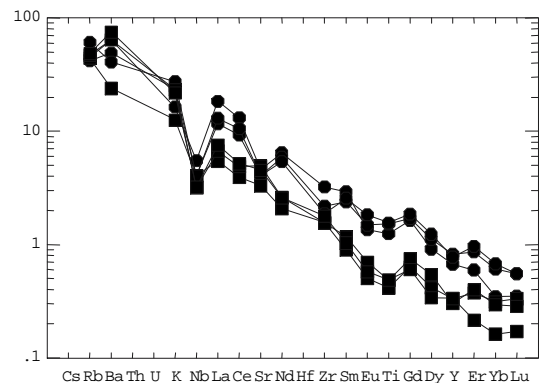


Figura 3.68 – Diagrama de elementos expandidos, normalizados ao MORB (Taylor & McLennan, 1985), para as rochas da Formação Seringa. Símbolos como na figura 3.64.

contrado por Araújo Neto & Moreira (1976) para um troctólito do médio curso do rio Pardo (Amazonas), que forneceu uma idade de 1.079 ± 18 Ma.

Outras ocorrências de derrames basálticos contemporâneos têm sido descritas por Tassinari & Teixeira (1976) para a região de Rondônia, citando-se 967 ± 17 Ma, 1.098 ± 17 Ma, 1.050 ± 23 Ma e 1.232 ± 88 Ma (pelo método K-Ar), porém desprovidas de caracterização litoquímica.

Na região do rio Traíras (Folha SA.19), Tassinari & Teixeira (1976) determinaram idades K-Ar para diabásios, que acusaram valores de 941 ± 14 Ma e 984 ± 12 Ma.

3.15 Sienito Catrimâni (Ksc)

3.15.1 Comentários Gerais

A presença de corpos alcalinos na forma de pequenos *plutons*, via de regra, com marcante assinatura radiométrica, tem sido referida em diversas regiões da porção brasileira do Escudo das Guianas. Na parte sul do Estado de Roraima, Santos *et al.* (1974) registraram a presença de rochas alcalinas no interflúvio dos rios Catrimâni e Água Boa do Univini, encontrando-se caracterizadas por nefelina sienitos e litchfelditos, seccionados por diques de fonolitos. Posteriormente a denominação "Sienito Catrimâni" foi empregada por Montalvão *et al.* (1975) para agrupar aquelas referidas litologias.

Na Folha NA.21-Tumucumaque, Oliveira *et al.* (1975) mencionaram a presença de três conjuntos sieníticos, os quais foram designados informalmente de Erepecuru, Cachorro e Mutum. O primeiro conjunto, constituído por hastingsita sienitos, consiste em dois corpos ígneos circulares, possuindo cada um 2 km de diâmetro, aflorantes na proximidade da margem direita do rio Erepecuru. A unidade "Sienito Cachorro" foi individualizada na margem esquerda do rio homônimo (bacia do rio Trombetas, noroeste do Pará), encontrando-se representado por quartzo sienitos. O terceiro conjunto relatado por Oliveira *et al.* (*op.cit.*), recebeu a designação de Sienito Mutum por parte de Montalvão *et al.* (1975), para representar rochas sieníticas ricas em nefelina ocorrentes na porção mais setentrional da Folha NA.21, divisa com a Guiana. Na Folha SA.21, Araújo *et al.* (1976) individualizaram um outro corpo alcalino, tendo recebido a denominação de "Sienito Serra do Acari" e mantendo correspondência temporal ao Sienito Cachorro.

Borges (1990) em mapeamento de detalhe da serra Repartimento, no Estado de Roraima, sugeriu a denominação de Complexo Alcalino Serra Repartimento para englobar rochas alcalinas ocorrentes nas bacias dos igarapés Repartimento do Ajarani e Água Boa. Brandão & Freitas (1994) empregaram a designação Suíte Alcalina Apiaú para englobar diversos *stocks* sieníticos e monzoníticos, além de traquitos, ocorrentes no âmbito da Folha NA.20-X-C-VI. Na atualidade, Reis (*In: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo*) tem reunido no Complexo Alcalino Apiaú, litologias plutônicas e vulcânicas mencionadas por Brandão & Freitas (1994), notadamente aquelas da região do rio Apiaú.

3.15.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As informações a respeito da ocorrência do corpo rochoso Catrimâni são bastante restritas, resumindo-se à sua localização na mesopotâmia dos rios Catrimâni e Água Boa do Univini, sua forma ovalada com direção aproximada NW-SE, situando-se no interior da extensa cobertura pleistocênica da Formação Içá. Salas & Santos (1974) mencionaram a presença de diques centimétricos de fonolito seccionando o principal corpo sienítico.

3.15.3 Petrologia

3.15.3.1 Caracterização Geral

As descrições fornecidas nos itens 3.15.3.1 e 3.15.3.2 foram compiladas de Salas & Santos (1974).

As rochas sieníticas apresentam coloração acinzentada, são mesocráticas e de granulação média a grossa, apresentando-se em algumas porções com granulação pegmatóide. Constituem nefelina sienitos com sodalita e cancrinita. Os fonolitos apresentam cor escura, ligeiramente esverdeados e de textura afanítica, observando-se raros fenocristais na matriz muito fina.

3.15.3.2 Petrografia

Os sienitos apresentam textura hipidiomórfica granular, compostos essencialmente de ortoclásio cripto e microperítico. Segue-se a nefelina, que encontra-se em algumas amostras substituída por sodalita e cancrinita ou sercita. O plagioclásio é subordinado, de composição oligoclásica, como também aegerina e hastingsita. Em alguns casos, a ae-

gerina apresenta-se em agregados com início de transformação a hastingsita e segregação de óxido de ferro. A titanita é o mineral acessório mais frequente, ocorrendo em cristais idiomórficos. A apatita é comum e sempre apresenta-se submilimétrica. A zirconita é acessório raro, presente em cristais idiomórficos. Além desses minerais, ocorrem ainda fluorita (intersticial) e carbonato.

Os fonolitos exibem uma textura fluidal, de granulação muito fina, sobressaindo alguns fenocristais hipidiomórficos a idiomórficos que encontram-se representados pela sanidina. Esta, também ocorre na forma de micrólitos, constituintes essenciais da matriz da rocha. A aegerina é o representante máfico mais frequente, apresentando-se, no entanto, subordinada à sanidina. A nefelina e o plagioclásio encontram-se como minerais essenciais menos comuns formando pequenas concentrações com textura granular. Magneto-ilmenita, apatita, zirconita e epidoto são acessórios escassos.

3.15.3.3 Litoquímica

Apenas três amostras da unidade Sienito Catrimâni, foram analisadas quimicamente para óxidos maiores e menores (Montalvão *et al.*, 1975, tabela 3.30), inexistindo na atualidade dados analíticos acerca do comportamento de seus elementos-traço e terras-raras. Desse modo, torna-se impraticável qualquer avanço a respeito do comportamento químico dessas rochas. Apenas dois diagramas foram aplicados àquelas amostras, e ilustram sua concentração no campo dos fonolitos (diagrama TAS de Le Maitre *et al.*, 1989) da figura 3.69 e dispersão nos campos peralcalino, metaluminoso e peraluminoso do diagrama de Maniar & Piccoli (1989) (figura 3.70).

3.15.3.4 Petrogênese

A unidade Sienito Catrimâni, conjuntamente com os corpos alcalinos englobados na unidade Complexo Apiaú, parecem estar associados regionalmente ao desenvolvimento de falhamentos e *rifting* continental, intimamente controlados pela reestruturação do Cinturão Guiana Central ao longo do Mesozóico, movimentação esta, bem estabelecida com a evolução do Hemigráben Tacutu.

Brandão & Freitas (1994) postularam para a unidade Apiaú, duas fases magmáticas distintas, cujos protólitos teriam origem na fusão parcial do manto peridotítico e desenvolvimento em nível crustal, estando caracterizadas por graus distintos de fracio-

Tabela 3.30 – Composição química da unidade Sienito Catrimâni (Montalvão *et al.*, 1975). As amostras 1 e 3 são sodalita-nefelina sienitos e a amostra 2 corresponde a um fonolito.

Amostra	1	2	3
SiO ₂	54,78	55,55	57,13
TiO ₂	0,47	0,32	0,34
Al ₂ O ₃	25,41	20,78	22,01
Fe ₂ O ₃	1,86	4,05	2,51
FeO	1,04	2,28	0,58
MnO	0,14	0,17	0,15
CaO	1,12	1,12	0,82
Mg O	0,68	0,85	0,67
Na ₂ O	7,86	10,60	8,79
K ₂ O	5,80	4,14	5,97
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,03
H ₂ O ⁻	0,02	0,04	0,06
P.F.	0,87	0,20	0,86
Total	100,12	100,14	99,92
Mg#	30,87	20,36	29,61
Alcalis	13,66	14,74	14,76

namento do plagioclásio durante a cristalização. Reis (*In*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo), aventou a evolução das rochas alcalinas Apiaú a partir de magmas parentais gerados por fusão parcial de uma fonte magmática possivelmente basáltica.

3.15.4 Idades e Correlações

Diversas estruturas alcalinas têm sido objeto de estudos geocronológicos nos escudos das Guianas e Brasil-Central. As análises disponíveis foram efetuadas através de determinações Rb/Sr em rocha total e K/Ar, e em grande parte divulgadas por Teixeira (1978). Os resultados radiométricos apontam valores Rb/Sr que situam-se no intervalo 930Ma a 1.800Ma, e valores K/Ar entre 800Ma a 1.170Ma. A idade mais antiga refere-se ao maciço Erepecuru (Oliveira *et al.*, 1975), com valor Rb/Sr de 1.804±69Ma, sendo que o Sienito Cachorro forneceu idade Rb/Sr em 1.479±49Ma. Estes valores motivaram os autores a sugerir respectivamente uma relação ao magmatismo Uatumã e fase final da Reativação Parguazense.

Determinações radiométricas pelo método K/Ar em rochas do Sienito Mutum (Montalvão *et al.*, 1975), revelaram uma idade mínima de 1.026±28Ma para aquela intrusão. Duas determinações K/Ar, respectivamente para um sienito da porção norte do Estado de Roraima (924±10Ma) e um monzonito da bacia do alto curso do rio Uatumã (803±60Ma), evidenciaram manifestações magmáticas alcalinas tardias.

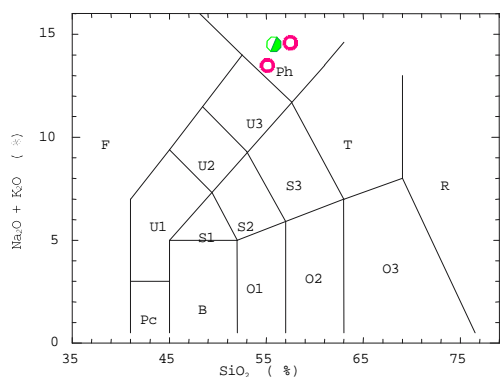


Figura 3.69 – Diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989) para as rochas alcalinas da unidade Sienito Catrimâni.

Na Venezuela, algumas estruturas circulares são creditadas representar complexos intrusivos alcalinos de provável idade mesoproterozóica, a exemplo de Cerro Impacto e La Churuata, esta com idade Rb/Sr de 1,3Ga (Soares, 1985). Na Guiana, nefelina sienitos da Suíte Alcalina Muri, aflorantes na fronteira com o Estado do Pará, foram retratados ao final do Proterozóico (Walrond, 1979).

Idades bem mais jovens (mesozóicas) foram obtidas para o Sienito Catrimâni em 180 ± 5 Ma (Salas & Santos, 1974) e 100Ma (Montalvão et al., 1975), sendo compatíveis com o magmatismo decorrente do regime distensivo responsável pela instalação do Hemigráben Tacutu (Triássico Médio - Cretáceo Inferior). Na atualidade, Gaudette et al. (1997) obtiveram valor isocrônico Rb/Sr em 108Ma para as correlatas rochas alcalinas do Complexo Apiaú. Desse modo, as rochas alcalinas relacionadas na unidade Sienito Catrimâni, podem ser correlacionadas temporalmente àquelas manifestações alcalinas mesozóicas, desvinculando-as de magmatismos bem estabelecidos ao longo do Proterozóico. Os demais corpos alcalinos com idades no período 800-1.026Ma, podem estar relacionados ao magmatismo do final do Proterozóico, a exemplo dos derrames e diques alcalinos da Formação Seringa no âmbito da área de estudo.

3.16 Coberturas Lateríticas (Tcl)

3.16.1 Comentários Gerais

Crostas e solos lateríticos são encontrados por toda a região amazônica. Na área do Projeto Caracaraí a maior parte das ocorrências são de lateritos imaturos e formam o relevo jovem que domina a região. Essas ocorrências, muito comuns,

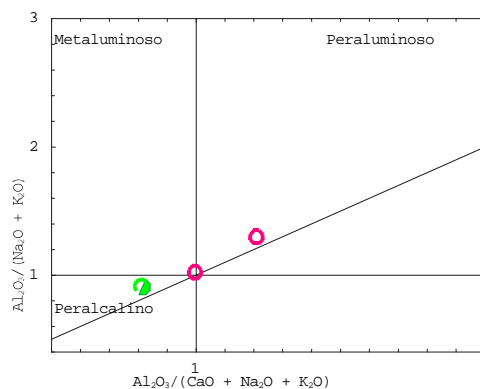


Figura 3.70 – Diagrama de Maniar & Piccolli (1982) para as rochas alcalinas da unidade Sienito Catrimâni.

não foram individualizadas em mapa. Dois corpos isolados, pequenos, de relevo mais elevado, sob a forma de platôs ou morros, podendo constituir perfis lateríticos maduros, foram individualizados nas folhas NA.21-Y-C e NA.20-Z-D. Na Folha NA.21-Y-C, Costi et al. (1984), denominaram as crostas lateríticas encontradas no sul da folha, de Formação Quarenta Ilhas, correlacionando-as à referida unidade que é constituída por rochas básicas.

Na Folha NA.20-Z-D, região da vila de Nova Colina, foi individualizado um corpo constituído por crosta laterítica ferruginosa. No topo da serra domina o horizonte ferruginoso, sendo o solo de matriz argilosa bem avermelhada e as concreções formadas por esferólitos e nódulos com textura botrioidal de coloração variável entre ocre e avermelhada. Na encosta da serra, o horizonte ferruginoso é representado pela zona colunar, de coloração marrom-escura a preta, de aspecto maciço, cimentada por plasmas micro a criptocristalinos. Na tabela 3.31 as amostras MF-79A1 e MF-79A2 apresentam a composição química dos lateritos nodulares e maciços respectivamente. Pelos elevados valores em Cr, Ni, V e Cu supõe-se que esses lateritos sejam derivados de rocha básica.

Ainda na Folha NA.20-Z-D, apesar de não cartografados, foram encontrados pequenos platôs isolados, de elevações reduzidas, formados por crostas lateríticas às margens do rio Jauaperi. No topo dos morros foram encontrados nódulos e concreções ferruginosas de coloração avermelhada. Já nas encostas os lateritos possuem maior quantidade de matriz argilosa com poucos nódulos e adquirem uma coloração amarelada a ocre, provavelmente representando uma parte do horizonte argiloso. Foram realizadas duas análises químicas (tabela 3.31) para esses lateritos, nas concreções avermelhadas (MF-117) e amareladas (MF-118B). Pelos resultados

Tabela 3.31 – Composição química de concreções ferruginosas das Coberturas Lateríticas.

Amostra	MF-79A1	MF-79A2	MF-117	MF-118B	MF-132B
SiO ₂	2,80	14,20	16,00	10,50	13,80
TiO ₂	0,80	1,40	0,57	0,84	0,05
Al ₂ O ₃	3,00	13,90	14,10	13,20	0,90
Fe ₂ O ₃	78,00	56,80	59,20	61,50	82,10
FeO	0,70	0,70	0,42	0,56	1,40
MnO	0,09	0,03	0,01	0,02	0,14
MgO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaO	0,03	0,03	0,03	0,06	0,07
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,02	0,15
P ₂ O ₅	2,60	0,72	0,11	0,18	0,10
P.F.	11,54	11,74	9,33	12,82	0,90
Total	99,63	99,59	99,86	99,76	99,69
Mg #	0,13	0,17	0,17	0,16	0,12
Cr	122	527	18	13	9
Ni	390	9	1	1	3
V	48	779	126	410	57
Cu	153	170	15	20	110
Pb	24	27	58	43	43
Zn	230	54	61	78	63
Bi	5,00	5,00	5,00	5,00	83,00
Sn	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
W	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mo	1,00	1,00	1,00	1,00	51,00
As	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50
Se	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Sb	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50
Te	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Ag	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
B	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50

apresentados, infere-se que esses lateritos sejam derivados dos ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, encontrados na região.

No Garimpo Anauá, Folha NA.21-Y-A, ocorre um latossolo imaturo bastante espesso sobre granitóides, com amplo domínio do horizonte argiloso amarelado. As faixas mineralizadas são constituídas por zonas de cisalhamento rúptil-dúctil com direções N20-30°W e N25°E, com mergulhos de 45°NE e 35°SE respectivamente. Próximo à superfície, as zonas de cisalhamento são compostas por concreções ferruginosas de coloração negra com matriz argilosa amarronzada. Foi realizada uma análise química dessas concreções (MF-132B) e o resultado encontra-se na tabela 3.31. Observa-se para essa amostra um elevado teor de Fe₂O₃ e anomalias de Bi e Mo. O método de análise não foi satisfatório para ouro e prata, principais elementos lavrados no garimpo.

3.17 Formação Içá (QPI)

3.17.1 Comentários Gerais

Os sedimentos terció-quaternários da Bacia Amazônica foram objeto de estudo de diversos autores como Moraes Rêgo (1930), Miranda (1938), Oliveira (1940), Oliveira & Leonardos (1940), Wanderley (1940), Bouman (1959) e Cunha (1963).

Trabalhos da década de 70 (Santos *et al.*, 1974 e Lourenço *et al.*, 1978) cartografaram sedimentos quaternários que ocorrem no sul do Estado de Roraima, como pertencentes à Formação Solimões.

A designação Série Solimões (Moraes Rêgo, 1930) foi substituída para "Formação" por Caputo *et al.* (1971), que estabeleceram sua seção-tipo em afloramentos no curso do rio Solimões, seção esta constituída por argilas vermelhas, cinzas e variegadas, e secundariamente, por arenitos, calcários e conglomerados contendo camadas de linhito com 2m a 10m de espessura nos 300m superiores da formação.

Santos *et al.* (1974), consideraram a extensa cobertura cenozóica da bacia do rio Solimões adotando a terminologia Formação Solimões de Caputo *et al.* (1971), para descrever a seqüência constituída por arenitos brancos, amarelos ou marrons, siltitos e argilitos cinza com raras intercalações de conglomerados e turfas ocorrentes nas bacias dos rios Negro e Branco.

Maia *et al.* (1977), na região do alto curso do rio Solimões, restringiram a denominação de Formação Solimões para uma seqüência sedimentar fossilífera composta predominantemente por argilitos carbonosos esverdeados contendo intercalações de calcário e lentes de linhito e que recobre as bacias do Acre e do Alto Amazonas. Os autores destacaram que a Formação Solimões é recoberta por um pacote sedimentar constituído predominantemente por arenitos friáveis amarelo-avermelhados de granulometria fina à conglomerática. Denominaram tal conjunto de Formação Içá e interpretaram-no como tipicamente continental.

Neste trabalho adota-se a denominação de Formação Içá de Maia *et al.* (1977), para os sedimentos arenosos inconsolidados a semiconsolidados aflorantes na área do projeto (notadamente na bacia do rio Branco, a sul do município de Caracará, até o limite da área mapeada, na linha do equador), em virtude da semelhança com aqueles descritos pelo referido autor nas bacias do Acre e do Alto Amazonas.

3.17.2 Distribuição Geográfica e Espessura

Os sedimentos da Formação Içá, distribuem-se pela região sul do Estado de Roraima, recobrimdo grande parte das folhas NA.20-Z-A, Z-B, Z-C e Z-D, com aproximadamente 40.000km². São encontrados nas bacias dos rios Branco, Demêni, Anauá, Catrimãni, Água Boa do Univini, Jauaperi, Xeriúini, Tapera e Macucuau.

Predominam basicamente sedimentos arenosos imaturos inconsolidados a semiconsolidados, compostos por grãos de quartzo mal selecionados, subangulares a subarredondados, de granulometria média a grossa. Possuem colorações esbranquiçadas a amareladas, amarronzadas (com maior contribuição de argilominerais), ou avermelhadas (porções oxidadas, ferruginosas) (foto 83).

Estratificações cruzadas acanaladas com sets centimétricos são as estruturas sedimentares predominantes (foto 84). Localmente, observam-se estratificações plano-paralelas com intercalações de níveis mais finos, argilosos, por vezes associados à matéria orgânica (turfa). Níveis de grânulos são observados localmente.

As características observadas permitem inferir que tais sedimentos foram depositados em ambiente continental, fluvial, associado a planícies de inundação e/ou meandros abandonados.

Sua espessura máxima foi registrada em furo de sondagem com cerca de 140m, localizada na foz do rio Gregório, oeste do Estado do Amazonas (poço 2- Fgst- 1- AM), executado pela Petrobras, e posteriormente inferida por Maia *et al.* (1977) para toda a região do Alto Solimões.

Esta unidade é recoberta por depósitos aluvionares e eólicos recentes oriundos principalmente do retrabalhamento de suas camadas.

3.17.3 Idades e Correlações

Almeida (1974), através da interpretação de imagens de radar, determinou padrões de drenagem na bacia do alto rio Solimões, individualizou três unidades baseado em estudos da textura da imagem, associados a análises de densidade e frequência da drenagem, descrevendo "... a unidade litoestratigráfica do topo, apresenta um caráter morfológico de relevo jovem de colinas com vales encaixados, enquanto que a unidade estratigráfica sotoposta, apresenta um relevo de colinas suavemente onduladas".

A identificação destes dois tipos morfológicos distintos, levou o autor a atribuir para a unidade litoestratigráfica do topo a designação de Formação Sanozama, que corresponde ao nome "Amazonas" lido no sentido inverso, pois o mesmo levanta a hipótese que a referida unidade teria sido depositada por uma rede de drenagem de caráter inverso ao atual.

Maia *et al.* (1977), descrevem que os sedimentos pertencentes à Formação Içá, são típicos de ambiente continental, oxidante e de alta energia; fatores determinantes para a decomposição de toda a matéria orgânica, restando raros vestígios da flora e fauna regionais na época da deposição de seus sedimentos. Constitui-se uma unidade sedimentar afossilífera. Esses autores relatam, que durante os trabalhos de campo, tanto nos reconhecimentos geológicos dos rios Içá, Puruê e Juami, como em subsuperfície, através de testemunhas de sondagens dos furos realizados nas bacias dos rios Puruê, Juami, Içá e Jutai, existe um contato discordante entre os sedimentos tipicamente psamíticos da Formação Içá e os pelitos cinza esverdeados da Formação Solimões. E atribuem uma idade pleistocênica para esta formação.

Maia *et al.* (1977) relegam a denominação Sanozama, em virtude de a mesma não encontrar apoio no Código de Nomenclatura Estratigráfica, visto não definir nenhum acidente geográfico reconhecível em campo. A Formação Içá pode ser correlacionada litoestratigraficamente com a Formação Corrientes, descrita por Parra (1974), no Peru.

3.18 Coberturas Holocênicas

3.18.1 Comentários Gerais

A porção sul do Estado de Roraima é dominada por extensa área de sedimentação quaternária, com relevante formação de bacias de rios meandantes. Esse sistema fluvial propicia com intensidade, o desenvolvimento de depósitos residuais de canal, formação de barras de meandros e de canais, além de depósitos de planície de inundação que constituem áreas pantanosas e lagos naturais. Também é comum a presença de dunas eólicas.

O rio Branco constitui a principal bacia de captação da região, e apesar de registrar forte padrão retilíneo N-S, apresenta características fluviais meandantes. Barras longitudinais e transversais com predomínio de areia sobre cascalho desenvolvem-se ao longo de seu curso, sendo mais característicos na época da estiagem. De modo similar, nas regiões com baixas energia de corrente, se for-

mam barras em pontal e laterais. Depósitos de planície de inundação (*overbank*) com presença de meandros abandonados, lagos e pântanos caracterizam processos de avulsão, efetivando abandono e desenvolvimento de novos canais. Canais escavados são comuns durante os períodos de cheia, situando-se em áreas de barras em pontal.

Nos trechos onde o rio Branco atravessa rochas graníticas e gnáissicas, formam-se grandes extensões de depósitos de fundo de canal, com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte.

A ampla planície sedimentar representada pela Formação Içá e pelos depósitos holocênicos vem sendo retrabalhada pelos ventos alísios de direção NE-SW, com formação de grandes campos de dunas. Santos & Nelson (1995) denominaram toda a planície sedimentar existente entre os rios Negro e Branco, nos estados do Amazonas e Roraima, de Pantanal Setentrional e identificaram em seu interior três grandes campos de dunas eólicas (Aracá, Catrimâni e Anauá). Na área do projeto foram individualizados, através de imagens de satélite e de radar, os campos de dunas Catrimâni e Anauá, além de diversas áreas com concentração de sedimentos arenosos sem estruturas eólicas preservadas (vide mapa geológico).

O campo de dunas Catrimâni, na região do rio Capivara (foto 85), visitado durante as etapas de

campo deste projeto, é constituído por dunas parabólicas e longitudinais, alongadas paralelamente segundo a direção do vento predominante, de NE para SW. Atualmente essas dunas estão estacionadas. A vegetação que recobre a área é rasteira e arbustiva, com árvores baixas e retorcidas, características de campinas e savanas. Nas áreas dos lagos interdunas predominam os buritizais.

Normalmente são dunas baixas e com enorme extensão areal, constituídas por areias brancas, finas e bem selecionadas. Não foram identificadas estruturas internas nas dunas (foto 86). Segundo Santos & Nelson (1995) as maiores atingem até 20m de altura e 6km de comprimento e teriam se formado no Holoceno, pois suas características sedimentares, compostas por areia friável e bem classificada, com formas eólicas bem preservadas descartariam a hipótese de uma idade mais antiga. A origem dos campos de dunas estaria relacionada a modificações climáticas (aquecimento global no clima da terra – efeito El Niño?), com diminuição do índice pluviométrico regional e conseqüente baixa no nível das águas dos rios. A última ativação do regime eólico no Pantanal Setentrional, segundo os autores, teria ocorrido no ano de 1926, quando uma grande seca na região, aliada a um incêndio de enormes proporções, teria destruído a vegetação e favorecido a ação dos ventos, com conseqüente movimentação das dunas.



Foto 83

Sedimentos arenosos avermelhados da Formação Içá com estrutura de corte e preenchimento de canal. Estação MJ-212. Baixo rio Anauá.



Foto 84

Sets com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte da Formação Içá. Estação MF- 162. Rio Capivara.

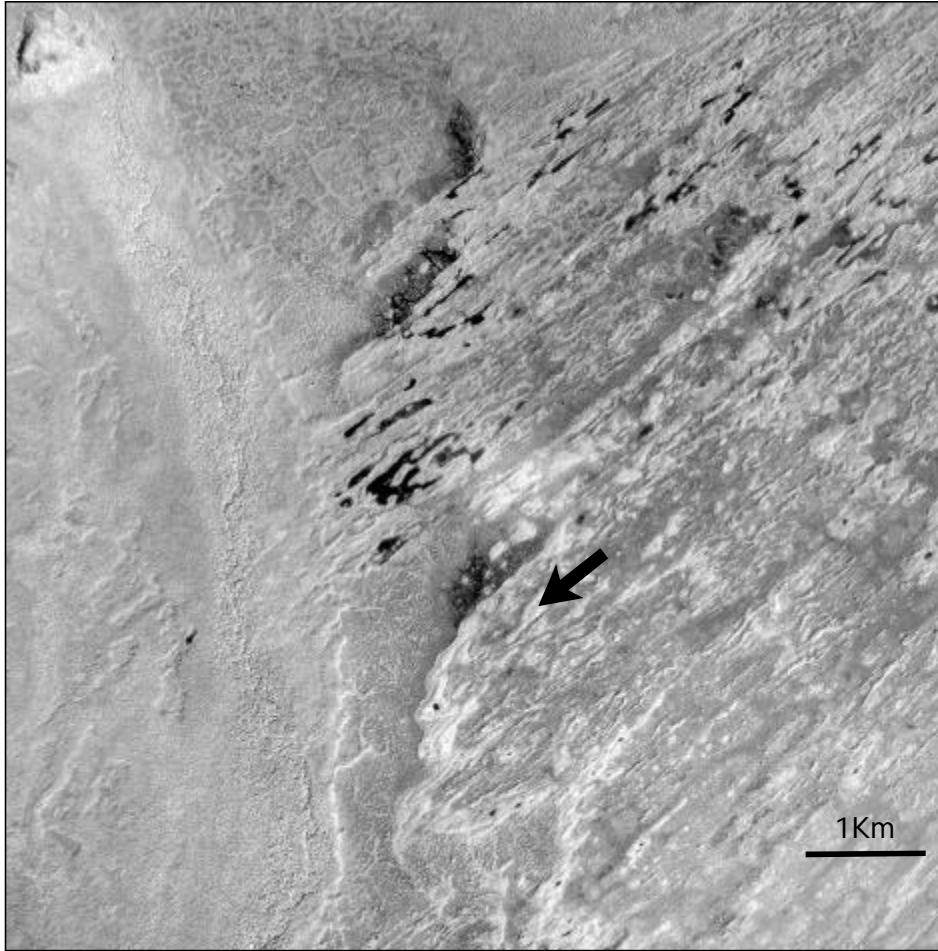


Foto 85

Fotografia aérea (cena 11586 de dezembro de 1976 – quadrícula 139 – DNPM/CPRM/Cruzeiro do Sul) da região do rio Capivara, onde observa-se os fronts das dunas parabólicas e a linearidade das dunas longitudinais, com direção NE-SW (seta). Os pontos e manchas escuras correspondem aos lagos interdunas.



Foto 86

Detalhe de cobertura arenosa holocênica na região da BR-174, próximo ao município de Rorainópolis.

4

GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 Arcabouço Tectônico

A área do Projeto Caracarái situa-se na porção centro-sul do Escudo das Guianas (Almeida, 1978), parte integrante do Cráton Amazônico (Almeida, 1976) ou Plataforma Amazônica (Suscszynski, 1970) (figura 2.2). Seu arcabouço tectônico está caracterizado pela compartimentação da crosta continental em grandes blocos, cujos limites são marcados por zonas de suturas colisionais e cinturões de cisalhamento. A figura 2.3 (Hasui *et al.*, 1984) apresenta a disposição e denominação destes blocos e seus limites, que em geral possuem direções praticamente ortogonais, segundo NE-SW e NW-SE.

Neste arcabouço, destaca-se o Cinturão Guiana Central que apresenta cerca de 1.000km de extensão, segundo a direção N60°E, e aproximadamente 150km de largura. Estende-se desde a porção oeste do Estado do Amazonas até o litoral do Suriname, passando pelo Estado de Roraima e pela República Cooperativista da Guiana. Corresponde à zona de articulação entre os blocos Caroni, Alto Orinoco e Napo, situados a noroeste, e os blocos Maecuru, Japura e Juruá, situados a sudeste, como observado na figura 2.3, de Hasui *et al.* (1984). Kroonenberg (1976) definiu-o como um cinturão móvel granulítico. Hasui *et al.* (1984) consideraram-no como resultado

de processos colisionais transamazônicos. Barron (1987) ao descrever os tipos rochosos e as feições estruturais da região, considerou-os como típicos de um cinturão móvel. Costa *et al.* (1991) adotaram a denominação Cinturão de Cisalhamento Guiana Central e interpretaram-no como sendo composto por fatias de cavalgamento com transporte de massa de NW para SE. Fraga e Reis (1995b) mantêm esta denominação e descrevem-no como um cinturão de cavalgamento composto por rampas frontais e oblíquas orientadas segundo NE, cortadas por rampas laterais de direção E-W.

A disposição em faixa ou cinturão pode ser inferida através do mapa aeromagnético (dados reinterpretados de Mourão, 1984) (figura 4.1) onde observa-se a estruturação NE truncada, na porção central da imagem, por um lineamento E-W. Este lineamento representa a Falha do Itã (Bomfim *et al.*, 1974) considerada, no presente trabalho, como o limite sudeste do Cinturão Guiana Central (CGC).

O CGC apresenta, em geral, uma morfologia de serras com traços sinuosos onde inferem-se macrodobras do tipo braquissinclinal e braquianticlinal como, por exemplo, na serra Barauana.

A estrutura NW mais evidente na área trata-se da Serra Acarái, situada na fronteira com a Guiana. Caracteriza-se, em imagens de radar, por uma zona de

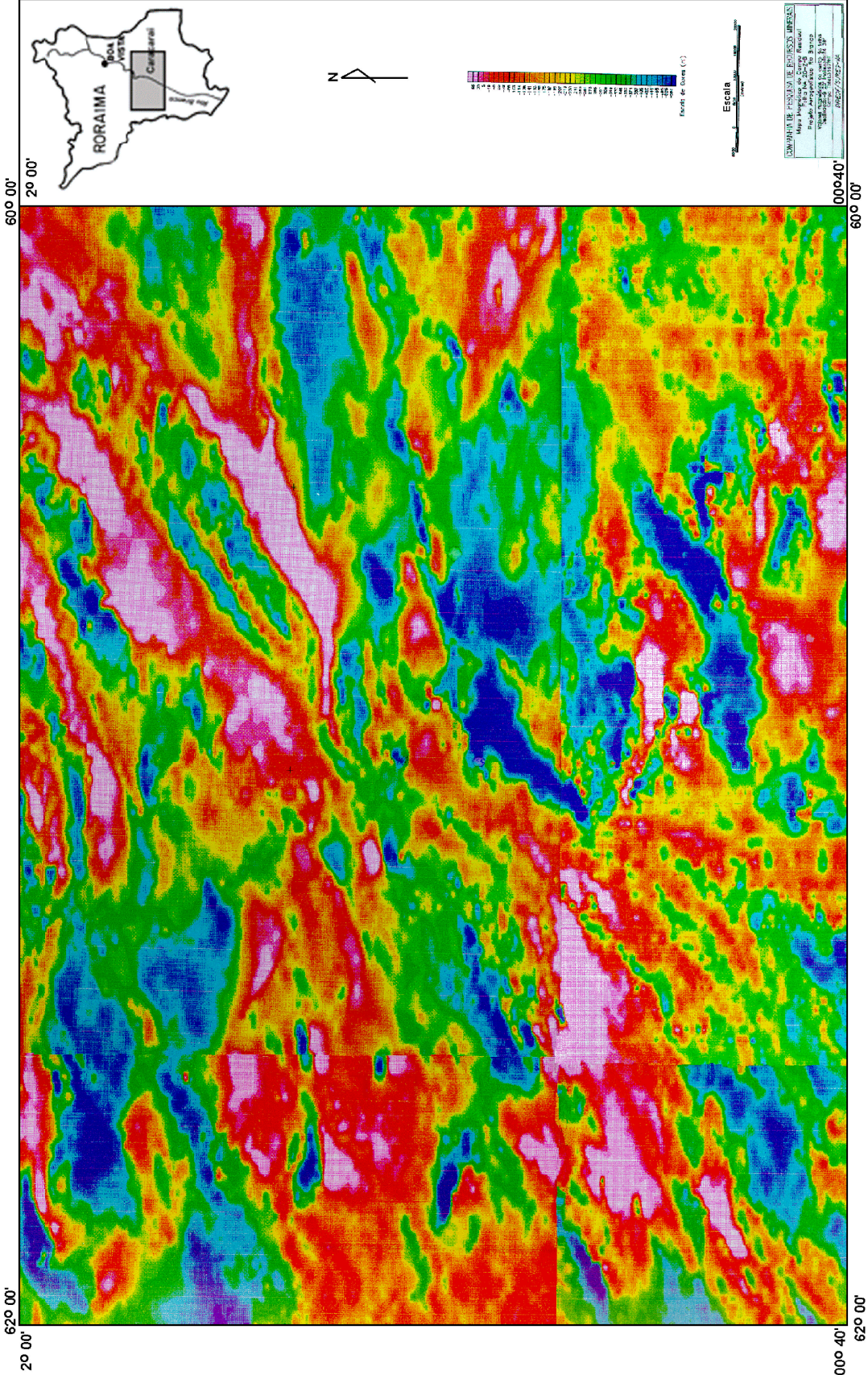


Figura 4.1 – Mapa aeromagnético de parte da área mapeada.

traços sinuosos, anastomosados, de direções preferenciais N30°W e N60°W, apresentando cerca de 8km de largura. Ao fotolineamento mais pronunciado, Oliveira *et al.* (1975), denominaram Falha Anauá, interpretando-a como sendo de caráter rúptil e com sentido de movimentação sinistral. Entretanto, o caráter contínuo e sinuoso desses fotolineamentos, sugere que os mesmos estejam relacionados a uma zona de falha gerada em regime dúctil.

O arcabouço tectônico da área mapeada pelo projeto apresenta dois amplos domínios geológico-estruturais separados, segundo a direção E-W, pela Falha do Itã. São eles: Domínio Guiana Central e Domínio Anauá-Jatapu (figura 4.2) que, embora não apresentem necessariamente uma perfeita homogeneidade de seus elementos estruturais, serão utilizados para auxiliar na correlação estrutural e facilitar a descrição das meso-estruturas. A extensa cobertura de sedimentos quaternários a oeste e a sul da falha do Itã impossibilita o reconhecimento da continuidade do CGC nessas áreas, porém, rochas metamórficas de médio a alto grau ocorrem no extremo-sul da área (Suíte Metamórfica Rio Urubu - SMRU), donde pressupõe-se que haja inflexão para sul do CGC. No entanto, pela falta de informações geofísicas não se pode confirmar essa suposição. A grande distância entre os afloramentos, aliada à falta de informações geofísicas e geocronológicas, não permitem uma perfeita correlação entre as estruturas observadas nestes dois diferentes domínios geológico-estruturais, portanto, descrevem-se apenas suas principais estruturas meso e microscópicas.

4.2 Domínio do Cinturão Guiana Central (DCGC)

O Domínio Guiana Central ocupa o setor norte-nordeste da área, abrangendo as serras da Lua, Barauana e Mocidade. Apresenta uma forte estruturação com direção NE-SW, que corresponde à expressão fisiográfica do Cinturão Guiana Central. No extremo-sul da área, região do rio Jauaperi, ocorrem rochas do DCGC com estruturação N-S. Geocronologicamente, corresponde à Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari *et al.*, 1996) com idades de metamorfismo entre 2,2Ga e 1,95Ga. Contém, predominantemente, tectonitos paleoproterozóicos de alto grau metamórfico, polideformados e retrometamorfizados pertencentes à Suíte Metamórfica Rio Urubu e, subordinadamente, lentes de gnaisses granulíticos correlacionáveis ao Complexo Metamórfico Anauá, e restritas ocorrências de paragnaisses do Grupo Cauarane. Tectonitos pertencentes às unidades pós-transamazônicas são menos frequentes e, geralmente estão relacionados às zonas de cisalhamento mais jovens.

4.2.1 Complexo Metamórfico Anauá (CMA)

Neste domínio, o CMA é representado por tectonitos polideformados de alto grau que alcançaram a fácies granulito e, posteriormente foram retrometamorfizados na fácies xisto-verde. Estes tectonitos ocorrem, principalmente na região da serra Barauana, porção sul deste domínio.

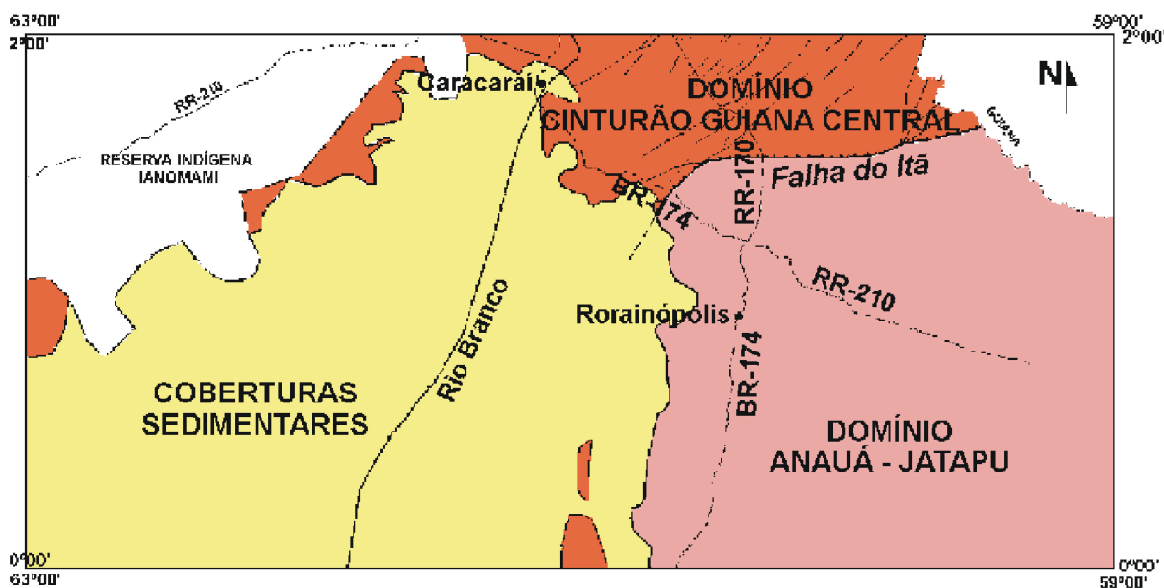


Figura 4.2 – Domínios estruturais na área do Projeto Caracaraí.

A foliação principal (S_n), do tipo bandamento gnáissico, é definida pela alternância de bandas leucocráticas e bandas meso a melanocráticas de espessuras centimétricas. Geralmente este bandamento gnáissico (S_n) apresenta um padrão de interferência de dobras do tipo II de Ramsay (1977) ou “em crescente” (foto 3.5). Este padrão evidencia o caráter polideformacional desses tectonitos onde dobras (F_{n+1}) encontram-se redobradas (F_{n+2}).

Ao microscópio, observa-se que a textura granoblástica poligonal, indicadora de um crescimento estático em alta temperatura, apresenta-se na maioria das amostras parcialmente obliterada por texturas miloníticas relacionadas às zonas de cisalhamento posteriores à granulitização.

De maneira geral, o bandamento gnáissico (S_n) orienta-se segundo a direção $N67^\circ E$ com mergulhos subverticais (figura 4.3) e a lineação de estiramento apresenta obliquidade (*rake*) elevada, ou seja, é praticamente paralela à direção de mergulho.

4.2.2 Grupo Cauarane

Os tectonitos do Grupo Cauarane apresentam neste domínio, paragêneses metamórficas de alto grau, fácies anfibolito superior e textura granoblástica poligonal. Superposta a estas feições de crescimento mineral estático, ocorrem feições indicativas de deformação dinâmica em condições de baixo grau metamórfico, como recristalização e subgranulação de quartzo e alteração de minerais por hidratação.

Ao longo do rio Itã, junto à serra Barauana, foram observadas ocorrências isoladas de paragnaisses calcissilicáticos, aparentemente intercalados com gnaisses granulíticos do CMA e com gnaisses oftalmíticos da SMRU. Os paragnaisses apresentam um bandamento composicional (S_n) definido por bandas de coloração esverdeada e granulação fina, que alternam-se com bandas cinza de granulação média, marcando um provável acamamento sedimentar (S_0). Este bandamento geralmente ocorre dobrado, formando dobras do tipo similar (F_{n+1}). Não foram observados padrões de interferência de dobras nestes tectonitos, embora seja comum a presença de uma clivagem de fratura.

4.2.3 Suíte Metamórfica Rio Urubu

Esta unidade é composta por tectonitos de alto grau metamórfico, fácies anfibolito, com localizado retrometamorfismo de baixo grau, fácies xisto-verde. Feições migmatíticas como mobilizados quartzo-feldspáticos são bastante comuns. Geral-

mente apresentam um aspecto milonítico ou texturas oftalmíticas, onde a foliação (S_n) é definida, principalmente, por grãos de quartzo e feldspatos estirados. Normalmente, não observam-se dobras nestes tectonitos, provavelmente devido à falta de marcadores de deformação adequados. Porém, no rio Itã, observa-se o gnaisse oftalmítico contendo um dique básico que apresenta um padrão de interferência de dobras do tipo III de Ramsay (1977) ou em “zig-zag” (foto 87), caracterizando assim o caráter polifásico (D_n e D_{n+1}) desses tectonitos. Normalmente a foliação principal (S_n) ocorre segundo a orientação geral do cinturão, ou seja, $N67^\circ E/88^\circ NW$ (figura 4.3) com a lineação de estiramento de alta obliquidade (figura 4.4).

Isolados por sedimentos da Formação Iça, no extremo-sul deste domínio, junto à confluência dos rios Jaburu e Jauaperi, afloram tectonitos da fácies anfibolito que apresentam evidências da atuação de deformação polifásica (D_n e D_{n+1}). O bandamento gnáissico (S_n), definido pela alternância entre bandas leucocráticas e bandas mesocráticas, ocorre dobrado formando dobras (F_{n+1}) angulares e assimétricas. A foliação principal (S_n) encontra-se orientada segundo a direção $N02^\circ W$ e o mergulho é de 60° para NE (figura 4.5).

4.3 Domínio Anauá-Jatapu

O Domínio Anauá-Jatapu ocupa todo setor a sul da Falha do Itã, abrangendo a região entre as serras Acaraí e Anauá e entre os rios Jatapu e Jauaperi.

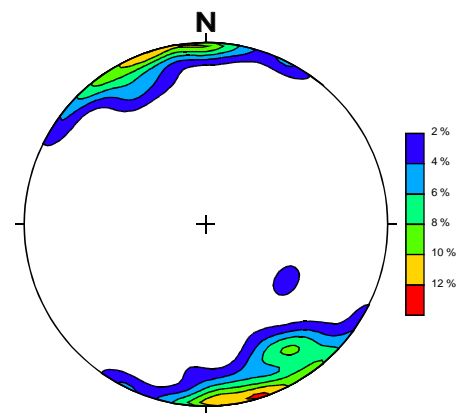


Figura 4.3 – Projeção estereográfica das foliações dos gnaisses e rochas associadas no Domínio do CGC.

Foliação (S_n)
Diagrama de Contornos de Pólos
 $N=70$ Máx: $N67^\circ E/88^\circ NW$

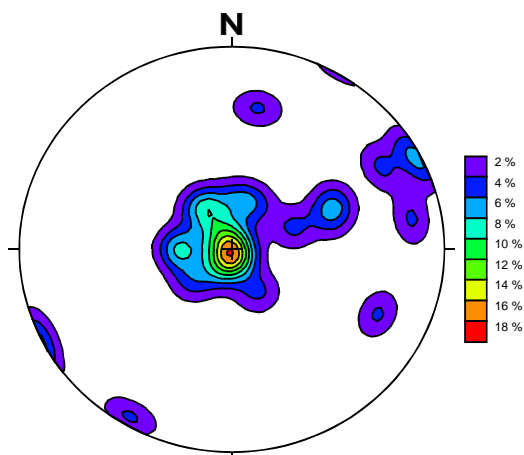


Figura 4.4 – Projeção estereográfica das lineações de estiramento mineral dos gnaisses da SMRU no Domínio do CGC. Lineação Mineral (L_m) Diagrama de Contornos $N=25$ Máx: $S30^\circ W/88^\circ$

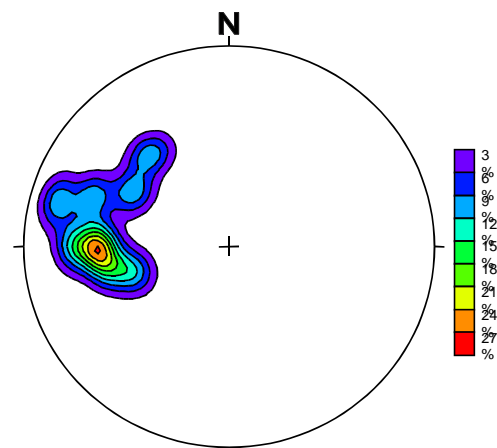


Figura 4.5 – Projeção estereográfica das foliações dos ortognaisses da SMRU na região do rio Jauaperi. Foliação (S_n). Diagrama de Contornos de Pólos $N=9$ Máx: $N02^\circ W/60^\circ NE$

Corresponde à Província Amazônia Central (Tassinari *et al.*, 1996). Apresenta um padrão estrutural com direções variando entre NW-SE (principalmente na serra Acaraí), N-S, E-W e NE-SW (alto curso do rio Anauá). Ocorrem neste domínio, metatonalitos e metagranitóides paleoproterozóicos (CMA), xistos paleoproterozóicos (Grupo Cauarane) e, predominantemente, granitóides transamazônicos (Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca) e vulcanitos mais jovens (Grupo Iricoumé).

4.3.1 Complexo Metamórfico Anauá

Neste domínio o CMA é representado por ortognaisses de grau médio a baixo, cujas texturas ígneas originais encontram-se, ao microscópio, relativamente bem preservadas. Em escala mesoscópica, apresentam um bandamento gnáissico (S_n) definido pela alternância de bandas ricas em minerais félsicos (quartzo e feldspatos) e bandas ricas em minerais máficos (biotita e anfibólio). Geralmente, este bandamento encontra-se fortemente estirado e com uma bem desenvolvida petrotrama do tipo $L > S$. Também são observados prováveis diques básicos com estruturas *pinch and swell* (foto 88) e juntas trativas preenchidas por material quartzo-feldspático, por vezes rotacionadas (foto 89 – detalhe da foto 88). Localmente, o bandamento gnáissico (S_n) apresenta-se dobrado formando uma segunda geração de dobras (F_{n+1}) abertas, de escala métrica e com planos axiais (S_{n+1}) verticalizados.

Quanto à disposição espacial, a foliação S_n caracteriza-se por apresentar um baixo ângulo de mergulho, geralmente cerca de 34° para SE (figura 4.6). A direção da foliação S_n , embora variável, apresenta um predomínio segundo $N63^\circ E$ e a lineação de estiramento (L_n), freqüentemente, encontra-se com uma pequena obliquidade (*rake*).

4.3.2 Grupo Cauarane

Os tectonitos do Grupo Cauarane são produtos de, no mínimo, duas fases de deformação e metamorfismo. A primeira fase metamórfica varia da fácies xisto-verde à fácies anfibolito, e a segunda limita-se à zona da biotita, fácies xisto-verde.

Os micaxistos apresentam uma foliação (S_n) equivalente a uma xistosidade, plano axial de dobras isoclinais (F_n) sem raízes, definida pela orientação preferencial de lamelas de moscovita e biotita. Segundo esta xistosidade, ocorre uma variação composicional onde alternam-se níveis quartzosos e micáceos evidenciando um provável acamamento sedimentar reliquiar (S_0). Esta xistosidade (S_n) ocorre dobrada formando uma segunda geração de dobras (F_{n+1}), normais (plano axial vertical e eixo horizontal), apertadas a isoclinais com a conseqüente geração de uma clivagem de crenulação (S_{n+1}).

De maneira geral, os outros litótipos desta unidade apresentam o mesmo acervo estrutural, embora com pequenas variações devidas às diferentes propriedades reológicas de cada tectonito. Os xistos básicos (hornblenda xistos), por exemplo, apre-

sentam a xistosidade (S_n) crenulada por uma foliação ($S_n + 1$) gerando dobras ($F_n + 1$) em *chevron* (foto 15), enquanto nos quartzitos ocorrem dobras ($F_n + 1$) paralelas ou concêntricas e a foliação ($S_n + 1$) é representada por uma clivagem de fratura. Frequentemente, observam-se nestes quartzitos texturas granoblásticas poligonais indicando um crescimento mineral estático, possivelmente tardi a pós a fase ($D_n + 1$).

A foliação (S_n) apresenta, neste domínio, uma frequência máxima segundo a atitude $N56^\circ E/87^\circ SE$ como pode ser observado na figura 4.7. Já a foliação ($S_n + 1$) se dispõe segundo $N45^\circ E/70^\circ NW$.

4.3.3 Granito Igarapé Azul (GIA) e Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB)

Essas unidades são compostas predominantemente por rochas isotrópicas, com restritas ocorrências de tectonitos gerados por deformação plástica. Os tectonitos observados, de maneira geral, limitam-se a protomilonitos e milonitos de baixa temperatura associados a discretas zonas de cisalhamento (foto 90). Em apenas um afloramento do Granito Igarapé Azul, situado às margens da BR-174, entre o município de Rorainópolis e a vila Martins Pereira, foi observada uma dobra isoclinal, do tipo similar, com aproximadamente 2m de amplitude e com plano axial verticalizado. Em afloramentos próximos ao anteriormente citado observa-se uma incipiente foliação, provavelmente plano axial do dobramento isoclinal, definida pela orienta-

ção preferencial de lamelas de biotita e/ou moscovita. Apresenta orientação segundo $N68^\circ W/88^\circ NE$, conforme mostra a figura 4.8.

Os granitóides frequentemente apresentam uma foliação de fluxo magmático (S_0) definida pela orientação preferencial de grãos de feldspatos euédricos, e uma foliação milonítica definida, principalmente, pelo estiramento dos grãos de quartzo. A atitude média do acamamento ígneo e da foliação milonítica, em ambas unidades, podem ser observadas nas figuras 4.9 e 4.10. A figura 4.11 apresenta a atitude média da foliação milonítica da zona de cisalhamento mineralizada que secciona granitóides do GIA no garimpo Anauá (fotos 97 e 98), orientada preferencialmente segundo a direção $N18^\circ W$ com mergulho de 42° para NE.

4.4 Fraturas

Os registros de deformação rúptil são amplamente observados na área, e grande parte das rochas encontram-se fraturadas. As feições mais proeminentes correspondem a juntas subverticais, de distensão. Algumas fraturas mostram evidências de movimentação, causando rejeitos centimétricos, podendo ser denominadas de meso-falhas. Por vezes, apresentam superfícies estriadas, contendo ressaltos que preservam o sentido do movimento. Nas rochas da Suíte Água Branca, foram observados, planos $EW/85^\circ S$, indicando movimento normal; nos granitóides Igarapé Azul, planos $N55^\circ W/85^\circ SW$, sugerem movimento transcorrente

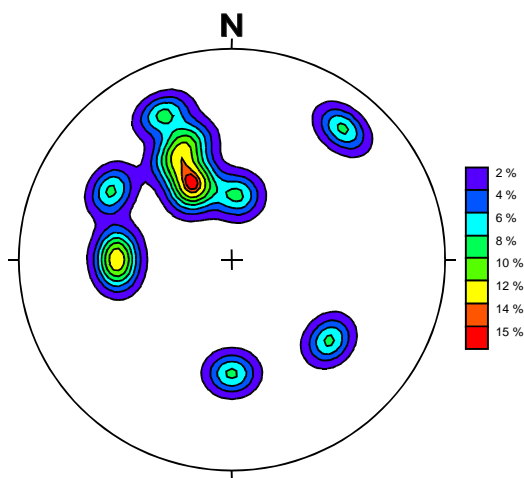


Figura 4.6 – Projeção estereográfica dos planos de foliação dos ortognaisses do Complexo Metamórfico Anauá.
Foliação (S_n)
Diagrama de Contornos de Pólos $N=12$ Máx: $N63^\circ E/34^\circ SE$

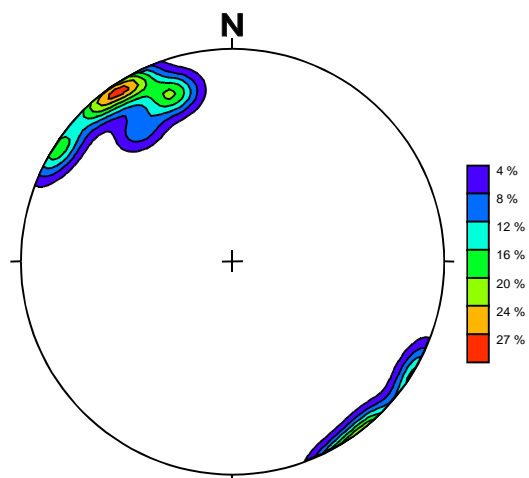


Figura 4.7 – Projeção estereográfica dos planos de foliação dos xistos do Grupo Cauarane.
Foliação (S_n)
Diagrama de Contornos de Pólos $N=9$ Máx: $N56^\circ E/87^\circ SE$

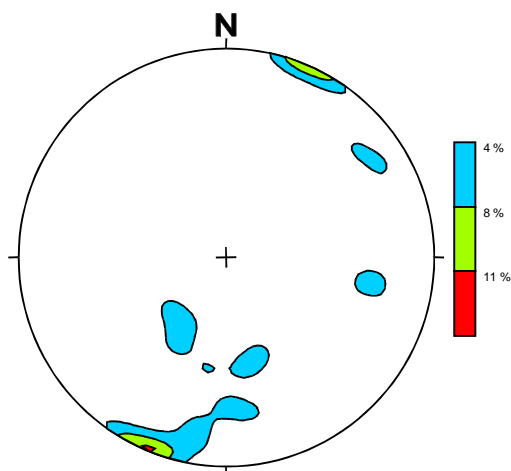


Figura 4.8 – Projeção estereográfica da foliação (S_n) em granitóides do GIA e da SIAB. Diagrama de Contornos de Pólos $N=30$ Máx: $N68^\circ W/88^\circ NE$

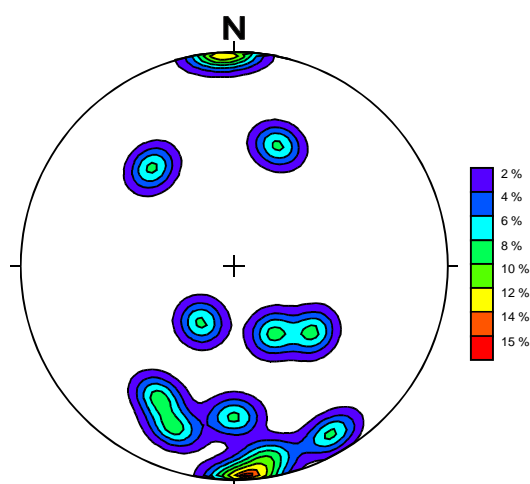


Figura 4.9 – Projeção estereográfica do acamamento ígneo (S_0) em granitóides do GIA e da SIAB. Diagrama de Contornos de Pólos $N=12$ Máx: $N85^\circ E/88^\circ NW$

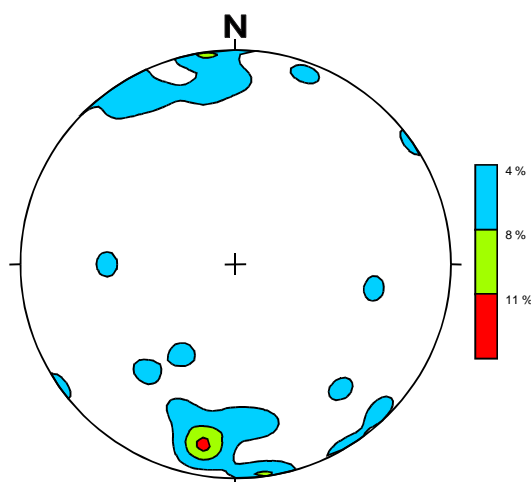


Figura 4.10 – Projeção estereográfica de foliações miloníticas (S_m) em granitóides do GIA e da SIAB. Diagrama de Contornos de Pólos $N=21$ Máx: $N80^\circ W/75^\circ NE$

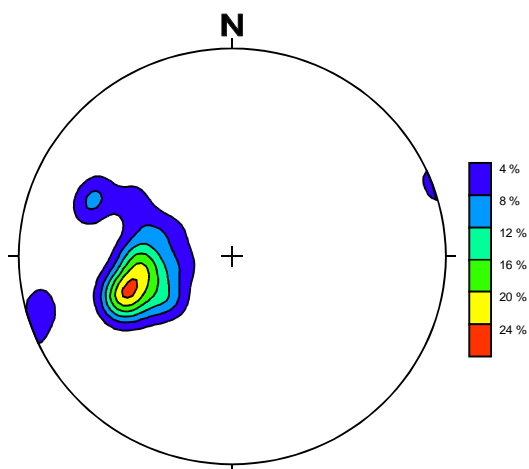


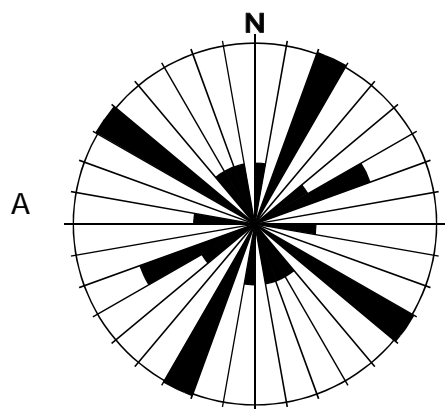
Figura 4.11 – Projeção estereográfica da foliação milonítica (S_m) na região do Garimpo do Anauá. A zona de cisalhamento mineralizada secciona granitóides do GIA. Diagrama de Contornos de Pólos $N=21$ Máx: $N18^\circ W/42^\circ NE$

sinistral, e nos planos de direção $N30^\circ E$, observados em afloramentos situados a sul de Caroebe (foto 91), sugerem movimentação dextral. A sul da hidrelétrica Jatapu, as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé apresentam fraturas de orientação $N40^\circ W$, subverticais, com indicativos de movimento normal em alguns locais; as estrias preservam-se em superfícies intemperizadas, argilosas, sugestivas de movimentações neotectônicas. Predominam fraturas de direção NW e NE, sendo as primeiras, aparentemente mais abundantes. Ocorrem em sets organizados, como também em sets não siste-

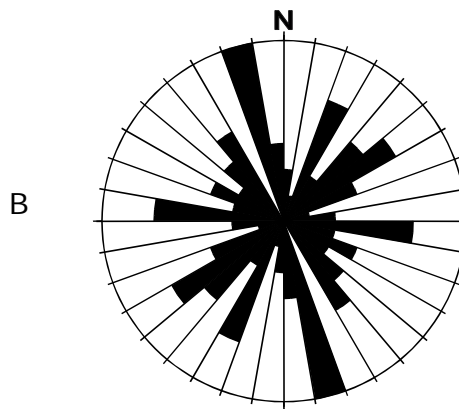
máticos. Nos gnaisses é comum a presença de uma clivagem espaçada.

Na figura 4.12 são mostrados os diagramas de juntas com os dados coletados.

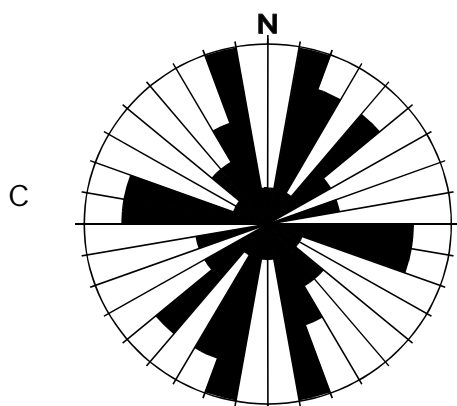
Diques máficos, diques quartzo-feldspáticos; e veios de quartzo (sob a forma de *tension-gashes*), são comuns tanto nos gnaisses quanto nos granitos. No caso da Suíte Intrusiva Água Branca, as medidas efetuadas indicam que os diques predominam na direção $N60^\circ -70^\circ W$, enquanto os veios de quartzo se posicionam preferencialmente segundo $N30^\circ -40^\circ E$.



GNAISSES E ROCHAS ASSOCIADAS – CGC
DIAGRAMA DE JUNTAS N=14 MÁX:N20°-30°E/N50°-60°W



GRANITOS DA GIA E SIAB
DIAGRAMA DE JUNTAS N=54 MÁX:N10°-20°W



GARIMPO DO ANAUÁ
GRANITO IGARAPÉ AZUL
DIAGRAMA DE JUNTAS N=42 MÁX:N10°-20°W/N10°-20°E

Figura 4.12 – Diagramas em rosetas referentes à orientação de juntas.
a) Gnaisses e rochas associadas – CGC; b) Granitos do GIA e da SIAB e c) Granito Igarapé Azul – Área do Garimpo do Anauá e adjacências

4.5 Análise Estrutural

A escassez de dados estruturais, aliada à falta de observação direta da maior parte dos contatos entre os litótipos e a grande distância entre os afloramentos, não permite uma segura correlação entre as fases de deformação e metamorfismo.

No Domínio Anauá-Jatapu, os tectonitos apresentam, em geral, duas fases de deformação e metamorfismo. A primeira fase (Dn), provavelmente relacionada a uma tectônica tangencial, alcançou a fácies anfíbolito. Nos ortognaisses do CMA, a foliação (Sn) encontra-se com mergulhos baixos a moderados, enquanto nos micaxistos do Cauarane, o mergulho é de alto ângulo. A foliação (Sn+1), relativa à segunda fase de deformação e gerada sob condições de baixo grau metamórfico, normalmente apresenta-se subverticalizada.

No Domínio Guiana Central, os tectonitos apresentam em geral três fases de deformação evidenciadas por um bandamento gnáissico (Sn) dobrado (Sn+1) e redobrado (Sn+2). Nos gnaisses oftalmíticos, o marcador redobrado trata-se de um dique básico não permitindo, assim, a dedução de três fases de dobramento para estes tectonitos. Geralmente os tectonitos do CMA apresentam parageneses metamórficas de alto grau, fácies granulito e evidências de retrometamorfismo de baixo grau. Em amostras de granulito a textura granoblástica poligonal, indicadora de crescimento mineral estático, foi gerada posteriormente à fase (Dn+1), pois mimetiza dobras isoclinais (possivelmente Fn+1) formando arcos poligonais.

O registro estrutural, na área do CGC, mostra indícios de movimentações horizontais e verticais, impressas nos gnaisses. A deformação, sob condições de fácies anfíbolito a granulito, é atribuída ao

Transamazônico, havendo várias possibilidades de interpretação, entre as quais:

– tectônica tangencial (de baixo ângulo), causando imbricação e justaposição de rochas de diferentes ambientes, e posterior rotação dos planos de foliação, para a posição subvertical.

– tectônica transpressiva, responsável pela geração simultânea de estruturas de baixo e alto ângulo.

Em qualquer uma das hipóteses, os dados indicam transporte de massa de NW para SE.

Cinturões transpressivos vêm sendo recentemente documentados (Robin & Cruden, 1993; Corrêa Neto & Dayan, 1994) e mostram associação de lineações verticais e horizontais. A similaridade dos dados coletados na área do CGC com um desses cinturões transpressivos é mostrada na figura 4.13. A trama planar verticalizada, bem mais penetrativa que os elementos lineares, o caráter sinuoso do traço das foliações em imagens de radar e a presença de feições dômicas, associadas à semelhança mostrada na figura 4.12, remete-nos a um ambiente transpressivo, embora a cinemática (dextral ou sinistral) não seja clara.

Com relação às rochas magmáticas, observa-se que os corpos alongados das rochas da Suíte Intrusiva Mapuera mostram controle estrutural, enquanto as rochas vulcânicas (Grupo Iricoumé) e os granitos da Suíte Intrusiva Abonari devem ter se posicionado sob fraco campo de tensões, pois não apresentam orientação visível. As rochas básicas (Diabásio Quarenta Ilhas e Gabro Caracará) e intermediárias (Suíte Intrusiva Serra da Prata) não apresentam feições de deformação plástica como dobras, embora seja

comum a ocorrência de texturas miloníticas de baixo grau metamórfico. Os corpos de rochas gabróicas encontram-se alinhados segundo a direção N40°W.

A deformação associada ao metamorfismo de fácies xisto-verde impressa nas rochas tardi e pós-transamazônicas tem sido atribuída ao Evento Tectono-termal K'Mudku (Fraga & Reis, 1995b, 1996b), datado, na Guiana em 1,2Ga (K/Ar em biotita do Granito South Savan, Barron, 1966). Esse evento também teria sido responsável pela retrogressão da trama de alto grau metamórfico e pela deformação das rochas da Formação Urupi.

Segundo Gibbs & Barron (1993), nesse evento, o Cinturão Guiana Central teria adquirido sua atual configuração. Segundo Fraga *et al.* (1994b, 1996b) esta estrutura foi apenas reativada, sendo os planos empinados descontinuidades preexistentes.

Falhas normais e transcorrentes, como as observadas em granitos da SIAB (foto 91), foram correlacionadas à Reativação Waldeniana (Almeida, 1967), evento tectônico de regime extensional ocorrido na Placa Sul-Americana durante o Mesozóico. Faixas intensamente brechadas, em granitos Água Branca e Mapuera e vulcânicas Iricoumé também são feições de campo associadas ao Mesozóico na região.

O quadro neotectônico (pós-Terciário) é herdado, acompanhando as estruturas NE-SW, E-W e N-S, preexistentes no embasamento. Dentre essas direções estruturais ressurgentes, destaca-se a N-S, segundo a qual, encaixa-se o curso do principal rio da região, o rio Branco, retilíneo, indicando o forte controle estrutural.

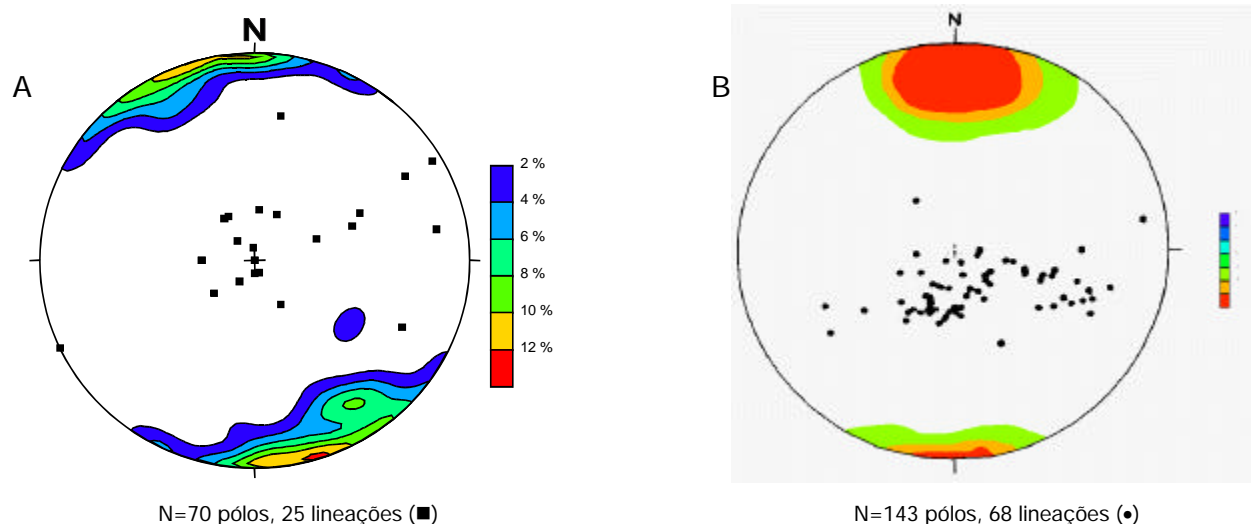
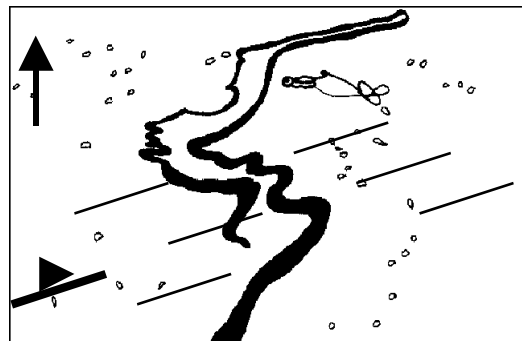


Figura 4.13 – Diagramas mostrando os contornos de pólos da foliação (S_n) e projeção das lineações minerais associadas.
a) área do CGC – Projeto Caracará;
b) dados de Robin & Cruden (1993) para rochas arqueanas da Província Abitibi (Canadá).



Foto 87

Augen gnaiss contendo dique básico redobrado em "zig-zag". Clivagem plano-axial= $N60^{\circ}E/60^{\circ}NW$. Corte horizontal, às margens do rio Itã.



Interpretação da foto ao lado



Foto 88

Gnaiss tonalítico com foliação $N10^{\circ}E/35^{\circ}SE$ contendo dique básico $N20^{\circ}E/90^{\circ}$ com estrutura do tipo pinch and swell. Estação RL-116. Alto rio Anauá.



Foto 89

Detalhe da foto anterior apresentando juntas trativas rotacionadas, em planta, indicando movimento sinistral.

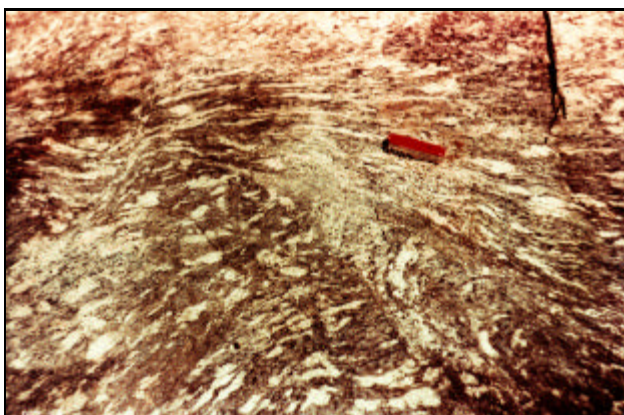


Foto 90

Granito Igarapé Azul porfiritico e deformado. São observadas duas direções de cisalhamento: a primeira, de direção $N70^{\circ}E$, é cortada por outra, de direção $N60^{\circ}W$, com dobramento suave associado. Vicinal 08 – próximo à vila Martins Pereira (Estação MJ-21).



Foto 91

Estrias subhorizontais de direção $N30^{\circ}E$ em granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca mostrando mesofalha indicando movimentação transcorrente dextral. Estação MJ-93. Vicinal 02 – Município de Caroebe.

5

RECURSOS MINERAIS/METALOGENIA

5.1 Jazimentos Minerais

As principais atividades econômicas na área de mineração resumem-se principalmente àquelas voltadas para a indústria da construção civil, como exploração de depósitos de areias, seixos, argilas e pedreiras para brita e pedras de cantaria. Existem também ocorrências de ouro (entre as quais um garimpo ativo), ametista, columbita-tantalita, turfa, cassiterita, ilmenita e quartzo, e areia industrial.

Espera-se para um futuro próximo, após melhorias na infra-estrutura, como a conclusão da pavimentação da BR-174 e a distribuição da energia produzida na usina hidrelétrica do rio Jatapu, que haja um maior desenvolvimento da região, com investimentos tanto nas áreas já economicamente ativas como também em áreas com grande potencial, destacando-se a mineração, que apresenta atualmente uma contribuição muito pequena para as comunidades do sul de Roraima.

5.1.1 Materiais de Construção

Os depósitos de areia e seixo, associados à unidade Coberturas Holocênicas, são explorados no leito do rio Branco a jusante da cachoeira do Bem-Querer, município de Caracaraí (foto 92). A

produção visa principalmente o abastecimento do mercado consumidor de Manaus, além do consumo local. A extração é realizada principalmente na época da cheia do rio, entre os meses de abril e setembro, quando as balsas encontram condições de navegabilidade para transportar os produtos até Manaus. Nesse período são carregadas aproximadamente 18 balsas com capacidade média de 500m³ de areia e seixo. A areia e o seixo são vendidos a R\$5,00 o metro cúbico. O imposto cobrado é de 10% para a prefeitura e 15% para o estado (Sousa & Diógenes, 1998). Nos seis meses de estiagem a produção visa apenas o consumo local. Nos demais municípios da região não se tem notícia da extração desses materiais que, provavelmente aconteça apenas para o consumo local.

Os depósitos de argila vermelha são associados à unidade Coberturas Holocênicas e estão localizados às margens do rio Branco, município de Caracaraí (foto 93). Constituem camadas com espessuras de até 1m, depositadas na planície de inundação dos rios. As três olarias existentes em Caracaraí, com média de cinco trabalhadores, produzem tijolos que suprem apenas o consumo local. São produzidos em média 15.000 tijolos por mês em cada olaria. O milheiro custa R\$120,00 (Sousa & Diógenes, 1998).

As duas grandes obras de engenharia da região, construção da hidrelétrica do Jatapu e asfaltamento da BR-174, permitiram a exploração de grandes reservas de brita. Três pedreiras, duas em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (foto 94) e uma em granitóides da Suíte Intrusiva Abonari, foram exploradas no município de Caroebe, próximo ao rio Jatapu, e hoje encontram-se paralisadas. Para a obra de asfaltamento da BR-174, estão sendo lavradas duas pedreiras, em granitos da unidade Granito Igarapé Azul, no município de Rorainópolis.

São exploradas artesanalmente pequenos maciços rochosos para pedras de cantaria, ou seja, paralelepípedos e guias de sarjetas (foto 95). Normalmente são granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca e do Granito Igarapé Azul. Essa lavra é realizada manualmente e de maneira intermitente, de acordo com as necessidades do município. Os principais produtores são os municípios de São João da Baliza, Caracará e São Luiz do Anauá.

Ocorrem grandes corpos graníticos na região, com enorme potencial para rochas ornamentais. Existem maciços de granitóides de coloração rosa, bastante homogêneo, principalmente das suítes Mapuera e Abonari, granitóides cinza com quartzo azulado, e outros tipos que podem se tornar um grande filão de investimentos futuros na região.

5.1.2 Ouro

Das sete ocorrências de ouro cadastradas, uma constitui um garimpo ativo, duas são garimpos paralisados e quatro são apenas indícios em concentrado de bateia (Ver apêndice).

O Garimpo Anauá, único em atividade na região, situa-se no divisor de águas entre os afluentes da margem esquerda do rio Anauazinho e os afluentes da margem direita do igarapé São Roque, região do alto rio Anauá. A visita ao garimpo ocorreu em dezembro de 1995. Na época, a frente de lavra de ouro primário era realizada numa grande cava circular (em planta) com raio aproximado de 25m e profundidade de 35m (foto 96).

A mineralização no Garimpo Anauá está associada a uma zona de cisalhamento (ZC) dúctil-rúptil que secciona rochas granitóides a biotita e moscovita relacionadas à unidade Granito Igarapé Azul (foto 97).

Uma datação Pb-Pb, em zircão do saprolito granítico encaixante, revelou uma idade de 1.938 ± 37 Ma (Almeida *et al.*, 1997) para a unidade Igarapé Azul (item 3.4).

A zona de cisalhamento principal possui atitude N20-30°W/30-45°NE e espessura máxima inferida

em torno de 5m. Internamente a essa zona, ocorrem faixas mais intensamente deformadas, formadas por protomilonitos e/ou brechas de falha, por onde percolaram os fluidos hidrotermais mineralizantes. Essas faixas, normalmente decimétricas, possuem um arranjo anastomosado e preservam núcleos do granitóide encaixante (foto 98) (Faria *et al.*, 1996). Raramente são encontrados veios de quartzo nas faixas cisalhadas. Mais próximo à superfície do terreno foram observados veios de quartzo associados à pirita, calcopirita e bornita.

Estruturas do tipo S-C, a assimetria dos sigmoides (foto 97) e a lineação de estiramento mineral (micas e quartzo) praticamente *down dip*, permitiram caracterizar planos de empurrão em um ambiente de rampa frontal. Os planos das foliações S e C possuem atitudes médias N30°W/30°NE e N20°W/45°NE respectivamente. As lineações de estiramento mineral, contidas no plano C, possuem caimento médio de 43° na direção N60°E (Faria *et al.*, 1996). Numa frente de lavra abandonada, situada 200m a norte da cava principal, foi observada a ocorrência de mineralização em uma ZC com orientação dos planos da foliação segundo N25°E/35°SE.

O controle da mineralização é eminentemente estrutural, talvez com uma parcela de enriquecimento supergênico no perfil de alteração, onde formam-se concreções ferruginosas e, mais raramente, pequenas pepitas de ouro livre, praticamente puro.

Os tipos de alteração hidrotermal mais comuns correspondem à argilização (foto 99), sericitização e caulinitização. Um raro bolsão com turmalinas, bastante cloritizado, foi encontrado associado à ZC.

Quanto aos aspectos econômicos da jazida, os garimpeiros revelaram que produzem cerca de 18 kg de ouro por mês, em condições normais de trabalho, sem interrupção, com 25 homens trabalhando dia e noite. O minério possui baixo teor de pureza, com 63% de ouro e 27% de prata. Isso lhe confere um baixo preço no mercado, chegando a valer em Boa Vista entre U\$ 7,00 e U\$ 8,00 o grama.

Na região do alto rio Tacutu, divisa com a Guiana, a equipe do projeto visitou uma área de garimpo intermitente, pois somente é possível a garimpagem na época das chuvas. Próximo ao garimpo foram encontrados apenas blocos de quartzo de veio. A rocha encaixante é um paragnaisse que foi correlacionado ao Grupo Cauarane. Foram encontrados vestígios de escavações no material coluvionar. A prospecção em concentrado de bateia realizada pela equipe permitiu visualizar oito pintas de ouro.

As demais ocorrências de ouro na área do projeto foram citadas por diversos autores, entre eles:



Foto 92

Draga para extração de areia e seixos no rio Branco, município de Caracaraí.



Foto 93

Pequena olaria nas margens do rio Branco, em Caracaraí.



Foto 94

Pedreira abandonada em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, próximo à hidrelétrica do rio Jatapu, município de Caroebe.



Foto 95

Pequena lavra de pedras para cantaria (guias de sarjeta e paralelepípedos) em rochas graníticas da Suíte Intrusiva Serra da Prata, vicinal do Apurú, município de Caracaraí.

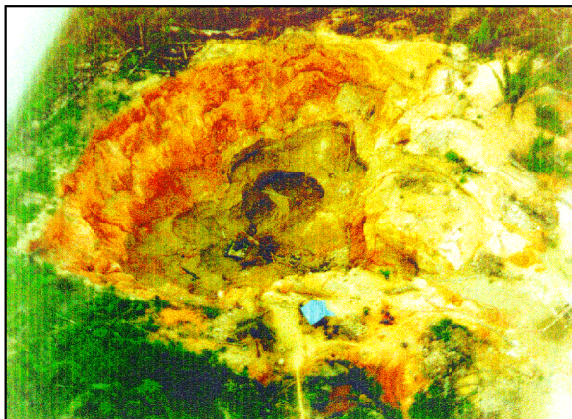


Foto 96

Vista aérea da cava principal do Garimpo Anauá, região do alto rio Anauá, município de Caracaraí.

Ramgrab & Damião (1970), Lock (1983) e Ramgrab (1984) – ocorrência do rio Anauzinho; Bonfim *et al.* (1974) e Montalvão *et al.* (1975) – ocorrência da serra da Mocidade; Veiga Jr. (1982) e Costi *et al.* (1984) – três ocorrências em afluentes da margem direita do rio Jatapu, próximo à foz do rio Jatapuzinho, inclusive uma que faz referência a atividades de garimpo em rochas vulcânicas básicas da Formação Seringa, no contato com granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca.

5.1.3 Ametista

A jazida de ametista da vila Moderna, município de São Luiz do Anauá, citada por Lock (1983) apenas como ocorrência, manteve nos últimos anos uma exploração contínua, principalmente do material residual representado pelos *stone lines*. Atualmente a lavra vem acontecendo também no primário.

Diferentemente das jazidas de ametista conhecidas do Rio Grande do Sul, em geodos, associadas a basaltos da Bacia do Paraná, a ocorrência de São Luiz do Anauá ocorre associada a biotita-hornblenda granitos da Suíte Intrusiva Água Branca.

Os cristais de ametista possuem dimensões médias de 3cm a 4cm, segundo o eixo C de cristalização. Ocorrem preenchendo fraturas irregulares, no granitóide encaixante, caracterizando estruturas do tipo *stockwork*, típicos de depósitos epitermais.

Segundo informações locais, a mineração possui 840kg de ametistas de boa qualidade estocados para lapidação. As reservas inferidas, apenas no capeamento, são de 500kg para lapidação e 4.900kg para escória industrial. O teor médio de ametista para lapidação é de 60g/m³.

Na vicinal 34, próximo ao rio Jauaperi, município de São João da Baliza, existe uma pequena ocorrência de veios de quartzo, com grandes cristais de tonalidade levemente esverdeada. Um corte com aproximadamente 10m de altura em rocha intemperizada, permitiu observar veios de quartzo centimétricos e com até mais de 1m de espessura. Os veios são irregulares, lembrando estruturas do tipo *stockwork*, embora sejam observados localmente veios sistemáticos, com duas direções principais N30-40°W/55°NE e N40°W/50°SW. As rochas encaixantes, muito alteradas, foram correlacionadas àquelas da Suíte Intrusiva Água Branca.

5.1.4 Columbita - Tantalita

Foram descobertas recentemente diversas ocorrências aluvionares de columbita-tantalita próxi-

mas ao município de Rorainópolis, mais especificamente nos igarapés Saramandaia, Azul e seus afluentes. A área é de fácil acesso, através das vicinais 03, 10 e 12 que partem da rodovia BR-174.

Em virtude do alto preço oferecido atualmente para tantalita no mercado externo, as ocorrências chamaram a atenção de pequenos mineradores e garimpeiros, que iniciaram a pesquisa e exploração da área. Foram visitadas quatro frentes de lavra garimpeira em pequenas aluviões afluentes do Igarapé Saramandaia. Todas têm as mesmas características, ou seja, são em aluviões rasas (máximo de 1m de espessura), com *flat* muito pequeno (máximo de 5m de largura) (foto 100). O minério juntamente com os minerais pesados ocorre principalmente na base das aluviões. Na época da visita, durante a estação seca, os garimpeiros tinham apenas estocado o material para ser lavado (foto 101). Desse modo, não foi possível estimar e avaliar preliminarmente a potencialidade das ocorrências.

Os igarapés são mineralizados em columbita-tantalita desde suas cabeceiras, sinalizando que a área-fonte (minério primário) esteja bem próxima. As rochas encaixantes da área mineralizada são granitóides peraluminosos (tipo-S) da unidade Granito Igarapé Azul. Provavelmente veios de quartzo ou corpos pegmatóides associados a essa unidade sejam os portadores do minério.

Foram realizadas quatro coletas de concentrado de bateia e analisadas quimicamente para óxidos de Nb e Ta. Em apenas uma foram separadas duas frações (> 9# e < 16#) para análises. Os resultados (tabela 5.1) revelaram baixo conteúdo desses elementos, tornando inviável investimentos mais elevados para a exploração do minério aluvionar. Porém, existe uma expectativa em relação ao minério primário, ainda não pesquisado.

Tabela 5.1 – Resultados analíticos para óxidos de Nb e Ta.

Amostras (localização)	Nb ₂ O ₅ %	Ta ₂ O ₅ %	frações
Grota do Célio	17,7	3,8	totais
Grota do Negão	9,7	1,8	totais
Grota do Goiano	5,3	1,0	totais
Grota do Francisco	26,2	5,6	> 9#
	19,2	3,6	< 16#

5.1.5 Cassiterita

As duas ocorrências de cassiterita na área do projeto correspondem àquelas relatadas por Santiago (1983) e Costi *et al.* (1984), referentes à bacia do igarapé Girão, afluente da margem direita do rio Jatapuzinho. As rochas seccionadas pelos igarapés



Foto 97

Detalhe da zona de cisalhamento (estrutura S-C) impressa em granitóides Igarapé Azul, no Garimpo do Anauá.

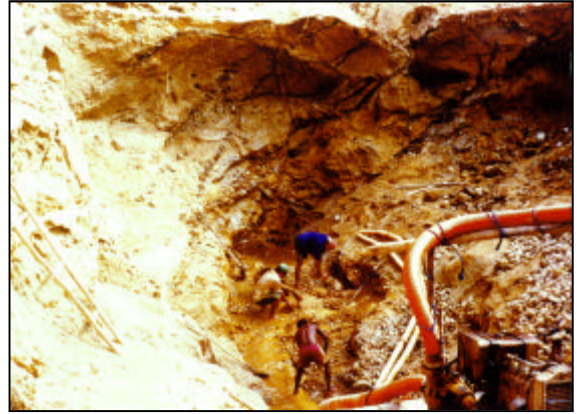


Foto 98

Perfil da zona mineralizada em ouro na frente de lavra do Garimpo Anauá. As faixas mais escuras, cisalhadas, são responsáveis pela percolação de fluidos hidrotermais mineralizantes.



Foto 99

Detalhe da frente de lavra do Garimpo Anauá. Nota-se a intensidade do processo de argilização (marrom-escuro) nas faixas mineralizadas.



Foto 100

"Grotta do Negão", afluente do ig. Saramandaia, mineralizado em columbita-tantalita.



Foto 101

Prancheta de pesquisa para columbita-tantalita, com material aluvionar estocado para ser lavado ("Grotta do Célio").

da região são representadas por tipos vulcânicos do Grupo Iricoumé e granitóides das suítes Abonari e Mapuera.

Santiago (1983), em trabalho de prospecção aluvionar, inferiu uma reserva total de cassiterita em torno de 477kg para a ocorrência da bacia do igarapé Girão. O resultado obtido, de pequena monta, em virtude das estreitas faixas de aluviões, tornou inviável o investimento na lavra mineral na área investigada.

No entanto, as áreas onde afloram granitóides da Suíte Intrusiva Abonari, metalotecto regional para cassiterita, são bastante promissoras para a pesquisa desse bem mineral, visto que, a mina do Pitinga, a sul da área mapeada, possui uma das maiores jazidas de cassiterita do mundo; e têm como encaixante da mineralização primária, granitóides correlacionados à referida unidade litoestratigráfica.

5.1.6 Areia Industrial

No baixo rio Anauá, nas localidades de Campina e Morro Branco, Damião & Mandetta (1968) descrevem a ocorrência de "lentes de areia branca, de granulometria fina, muito pura, constituída exclusivamente por grãos de quartzo selecionados, com bom arredondamento e esfericidade". Através de análises efetuadas pelos autores, somente o depósito de Morro Branco enquadra-se nos padrões exigidos para a indústria do vidro, porém, não foram realizados estudos químicos que confirmassem a viabilidade econômica da jazida. A cubagem realizada indicou uma reserva de 25.000m³, que representa cerca de 66.000 toneladas de material aproveitável.

Como curiosidade, Damião & Mandetta (1968) citam a presença de algas silicosas ("tripoli") nas redondezas da área de ocorrência dos depósitos de areia. Esse tipo de alga, muito fina, é utilizada como abrasivo.

5.1.7 Turfa

Lentes de turfa intercaladas em sedimentos da Formação Solimões foram descritas por Santos *et al.* (1974) na região sul da área mapeada, Folha NA.20-Z-C. Uma ocorrência localiza-se no estado do Amazonas, na localidade de Irapucarua, margem esquerda do rio Demeni, município de Barcelos, e as outras duas no município de Caracará, uma no baixo rio Catrimani e outra no rio Xeriuni. Os sedimentos encaixantes foram reinterpretados nesse trabalho como correspondentes àqueles da Formação Içá.

5.1.8 Ilmenita

Duas ocorrências de ilmenita foram citadas por Santos *et al.* (1974) e estão situadas em igarapés afluentes do rio Branquinho, na Folha NA.20-Z-D. As rochas aflorantes nas cabeceiras dos igarapés são granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca.

5.2 Metalogenia Previsional

Neste capítulo, ressaltam-se as unidades litoestratigráficas que apresentam potencial metalogenético na área estudada, em função de uma análise geológico-geotectônica, dentro de um contexto multidisciplinar associando sempre as observações de campo, os estudos petrográficos, litoquímicos, geofísicos, estruturais e geoquímicos. Levaram-se em conta as ocorrências minerais cadastradas e os indícios detectados nas análises de rochas, solos, concentrados de bateia e sedimentos de corrente.

A carta metalogenética, como vista no anexo, apresenta como fundo a própria base geológica onde todo o conhecimento sobre a área mapeada está registrado. Os conjuntos rochosos, exceto as coberturas superficiais, distribuem-se em dois domínios tectono-estruturais: o domínio do Cinturão Guiana Central e o domínio Anauá-Jatapu. Tais domínios são distinguidos pelas suas associações litológicas, padrões geocronológicos e estilo de deformações.

5.2.1 Complexo Metamórfico Anauá

Esse complexo caracteriza-se por apresentar metatonalitos, metadioritos, hiperstênio gnaisses, metagranitos, migmatitos e metaultrabásicas, com predomínio dos primeiros, onde apresentam características químicas que se aproximam dos terrenos tipo TTG.

Sua derivação mantélica, onde a relação Rb/Sr é extremamente baixa (média de 0,08), e o caráter metaluminoso apresentado por esses litótipos, são condizentes com uma expectativa metalogenética de Cu-Au±Pb-Zn, segundo a concepção de Pollard (1995).

Convém citar que não foram realizados estudos geoquímicos de concentrado de bateia e de sedimento de corrente no âmbito dessa unidade.

Em rocha, o Cu, Pb e Au não foram determinados analiticamente.

O Zn com uma média de 101,50ppm, encontra-se levemente enriquecido com relação à média crustal (70ppm).

Do exposto, e apesar de não se ter dados para uma melhor avaliação, credita-se a essa unidade geológica uma potencialidade baixa para conter mineralizações sulfetadas de Cu-Au ± Pb-Zn, principalmente no contexto dos metatonalitos e metadioritos.

5.2.2 Grupo Cauarane

É constituído essencialmente por micaxistos, quartzitos, paragnaisses calcissilicáticos e pelíticos, com ocorrência restrita de filitos, *metacherts*, hornblenda xistos e anfibolitos, representando uma seqüência vulcano-sedimentar com uma fácies exalativa, similar aos terrenos do tipo *greenstone*.

Os estudos litoquímicos sugerem que os xistos máficos tenham sido derivados de protólitos basálticos de natureza toleítica, possivelmente de fundo oceânico. Nesse litótipo o Cr apresenta-se com 138ppm. O Ni e o Co apresentam-se com valores relativamente baixos (31ppm e 18ppm). O V possui valor bem elevado (480ppm). O Cu apresenta-se com 61ppm. O Pb tem valor relativamente elevado (38ppm). O Zn possui também valor relativamente elevado (153ppm). O Au, a Ag e a Pt não foram determinados analiticamente.

Em se considerando que foi analisada apenas uma amostra de hornblenda xisto, atribui-se que os metamafitos do Grupo Cauarane possam apresentar uma expectativa metalogenética moderada a baixa para conter mineralizações do tipo "estratiforme próxima" de Cu e Zn, com Au e Ag associados, bem como de Ni, Cu e Cr com Co e EGP associados.

Na seqüência paraderivada, os resultados analíticos em rocha apresentam o seguinte comportamento, no que diz respeito aos elementos-traço: o Cr varia de 31ppm a 212ppm, com média de 124,20ppm, estando levemente enriquecido em relação à média crustal (100ppm). Os teores mais elevados desse elemento foram observados nos xistos e filitos. O Ni varia de 17ppm a 83ppm, com média de 47ppm, situando-se abaixo da média crustal (75ppm). Também os mais altos teores desse elemento foram observados nos xistos e filitos. O Cu distribui-se na faixa de 6ppm a 114ppm, com média de 30,78ppm, situando-se abaixo da média crustal (55ppm). Os mais altos teores encontram-se nos xistos e filitos. O Pb varia de 26ppm a 49ppm, com média de 40,14ppm, situando-se acima da média crustal (13ppm). O Zn varia de 46ppm a 211ppm, com média de 79,60ppm, enquadrando-se um pouco acima da média crustal (70ppm). O Pb e o Zn distribuem-se de uma maneira mais ou

menos uniforme nos litótipos paraderivados do Grupo Cauarane. O Au não foi determinado analiticamente em rocha.

Nos estudos geoquímicos em sedimento de corrente a amostra MF-123A denotou a presença de 20ppm de Cu e 20ppm de Pb, enquanto que as amostras RL-109 e RL-111B apresentaram apenas 11ppm de Cu. O Zn em sedimento de corrente foi detectado na amostra MF-148, onde apresentou apenas 18ppm.

Os estudos mineralógicos referentes aos concentrados de bateia denotaram a presença de Au na amostra MJ-218 (11 pintas). Nesse local já existiu um pequeno garimpo de ouro aluvionar, onde o metal está associado aos paragnaisses do Grupo Cauarane.

Na serra da Mocidade, no município de Caracaraí, Bomfim *et al.* (1974) e Montalvão *et al.* (1975) citam a ocorrência de Au em aluviões dessa região, onde o mesmo encontra-se associado aos xistos do Grupo Cauarane.

Ressalta-se que os estudos mineralógicos dos concentrados de bateia detectaram também a presença de monazita, zircão e xenotímio. A monazita com 3% do peso do concentrado ficou caracterizada na amostra MF-031, enquanto que o zircão se fez presente nas amostras MF-031, MJ-218, RL-63A e RL-63B com 15% do peso do concentrado. Já na amostra RL-64, apresenta-se com 60% do peso do concentrado. Essa assembléia de minerais granitófilos sugere fortemente que parte dos litótipos da seqüência paraderivada do Grupo Cauarane possam representar metagranitóides crustais do tipo S, intercalados na seqüência.

Como não é comum a associação de Th (monazita), Zr e Ta com granitos crustais tipo-S, onde normalmente essa associação se verifica com granitos alcalinos ou com os do tipo-A – crustal, conclui-se que a seqüência paraderivada e mais especificamente os paragnaisses e especulativamente os meta-granitóides crustais tipo-S, apresentam baixa favorabilidade metalogenética para Th (monazita), Zr e Ta, em que pese os dados geoquímicos apresentados.

Para a seqüência paraderivada do Grupo Cauarane conclui-se também pela favorabilidade moderada para Au, devida aos processos de mineralizações hidrotermais, a julgar, principalmente, pela atividade garimpeira desse bem mineral, hoje desativada, que foi desenvolvida no domínio dessa unidade geológica, conforme já reportado anteriormente, onde Au encontra-se associado a veios quartzosos encaixados em paragnaisses, hoje

destruídos e formando aluviões auríferas quaternárias, localizadas no limite noroeste da Folha NA.21-Y-A.

5.2.3 Suíte Metamórfica Rio Urubu

Essa suíte corresponde a gnaisses ortoderivados que apresentam uma composição granítica conforme análise modal e projeção no triângulo QAP de Streckeisen (1976).

Em função dos estudos de Lameyre & Bowden (1982), seus litótipos posicionam-se, em parte, na série dos granitóides calcialcalinos, com teores normais de K, que conforme Lameyre *et al.* (1983), pode apresentar mineralização de Mo e Cu; e parte posiciona-se na série dos granitóides calcialcalinos monzoníticos, onde são passíveis de apresentar mineralização de Mo-U-Th. Outra parte, corresponde aos granitóides formados pela fusão da crosta, os quais são passíveis de apresentar mineralização de W-Nb-U-Y-REE.

A presença de hornblenda além do caráter metaluminoso sugere que seus protólitos sejam classificados como granitóides do tipo I e que, conforme White & Chappel (1977), são passíveis de apresentar mineralizações de Cu-Au, Cu e Cu-Mo.

Au, Mo, Cu, U e W não foram determinados analiticamente em rocha.

O teor médio de Zn nessa unidade (80,40ppm), encontra-se enriquecido em relação à média mundial para granitos (45ppm) e levemente enriquecido em relação à média crustal (70ppm). O Zr com teor médio de 335,30ppm corresponde a 1,6 vezes a média mundial para granitos e 2 vezes a média crustal. O Nb com teor médio de 18,50ppm corresponde praticamente à média crustal. O Y com teor médio de 53,30ppm encontra-se levemente enriquecido em relação à média crustal (33ppm). No que diz respeito às Terras-Raras, observa-se um nítido enriquecimento dos teores do La, Ce, Nd, Eu, Dy, Gd e do Er em relação à média crustal.

Os estudos mineralógicos de concentrado de bateia denotaram a presença da monazita com 3% do peso do concentrado, nas estações RL-74B e SR-07 e, o zircão, com 15% do peso do concentrado, nas estações MF-107, MF-109, SR-07 e SR-08.

Note-se que a presença do zircão se dá quase sempre nas proximidades das anomalias radiométricas (contagem total), as quais devem refletir as rochas portadoras desse mineral ocorrente no âmbito do CGC, Folha NA.20-Z-B-III, devendo, possivelmente, corresponder a corpos graníticos intrusivos na Suíte Metamórfica Rio Urubu.

Apesar dos estudos dos diagramas de Lameyre & Bowden (1982), Lameyre *et al.* (1983) e White & Chappel (1977) terem sugerido a possibilidade da ocorrência de alguns tipos de mineralizações no âmbito dessa unidade geológica, o posicionamento dos litótipos dessa unidade em nível crustal de catazona, correspondendo às rochas de médio a alto grau, é um fator determinante para não se encontrar mineralizações associadas na Suíte Metamórfica Rio Urubu, haja vista que as possíveis mineralizações que poderiam ocorrer, devam ter migrado para níveis mais superficiais da crosta e, portanto, já erodidas. Assim sendo, considera-se até então, que a Suíte Metamórfica Rio Urubu seja desprovida de favorabilidade metalogenética.

5.2.4 Granito Igarapé Azul

Correspondem a granitóides de composição monzogranítica, com variação para termos sienograníticos e granodioríticos, de natureza peraluminosa, interpretados como granitos crustais (tipo S) derivados de metassedimentos do Grupo Cauarane.

Em função dos estudos de Lameyre & Bowden (1982), os litótipos dessa unidade geológica posicionam-se preferencialmente na série dos granitos crustais, os quais são passíveis de apresentarem mineralizações de W, Sn, Nb, U, Y, REE e Au. Além dessas possíveis mineralizações, os granitos tipo S da China têm mostrado fertilidade também em Ta, Be e B.

Os teores médios dos elementos-traço mostram valores de La (43,46ppm) levemente enriquecidos com relação à média crustal (30ppm); o Y (23,69ppm) está levemente empobrecido em relação à média crustal (33ppm), bem como o Nb (12,31ppm) contra 20ppm de média crustal. O Zr com teor médio de 177,44ppm encontra-se levemente enriquecido em relação à média crustal (165ppm). O Mo, Cu, Au, W, Sn, e U não foram determinados analiticamente em rocha.

Nos estudos geoquímicos de sedimento de corrente, apesar dos baixos teores detectados, observa-se nesses litótipos uma associação Cu-Pb-Zn, onde o teor mais elevado de Cu é de 32ppm (amostra MF-133), do Pb é 18ppm (amostras MJ-124 e RL-023), e do Zn é 22ppm (amostra MF-132C).

Os estudos mineralógicos de concentrado de bateia demonstraram que a monazita tem uma ampla ocorrência nos litótipos dessa unidade, apresentando-se com 3% do peso do concentrado nas amostras MF-011D, MF-015, MF-016, MF-069, MF-74, MF-76, MF-80, MJ-021, MJ-41, MJ-128,

MJ-17A, NR-08 e RL-21. Nas amostras MF-034, MF-038 e RL-137, ela apresenta-se com 15% do peso do concentrado.

Também o zircão se destaca nos estudos dos concentrados de bateia onde esse mineral ocorre na região do interflúvio dos rios Jauaperi e Anauá, a sul da BR-174, conforme abaixo:

– Zircão com 15% do peso do concentrado nas amostras MF-003, MF-005, MF-007, MF-015, MF-029, MF-038, MF-069, MF-076, MF-079, MF-80, MJ-124, MJ-128, NR-03, NR-08, RL-08, RL-21, RL-23, RL-52 e RL-137.

– Zircão com 40% do peso do concentrado nas amostras MF-011D, MF-016, MF-034, MJ-102, RL-37 e RL-42.

O ouro que ocorre na forma de mineralização primária está sendo extraído no Garimpo do Anauá, onde encontra-se associado a uma zona de cisalhamento que secciona o granito tipo S dessa unidade geológica. Ocorrem também associados raros veios quartzosos com a presença de pirita, calcopirita e bornita. Nesse local, a mineralização tem controle estrutural com parcela de enriquecimento supergênico no perfil de alteração. Os tipos de alteração mais comuns observados no granito tipo-S encaixante da mineralização de Au foram: argilização, sericitização e caulinição.

Os estudos mineralógicos dos concentrados de bateia detectaram Au nas amostras MF-132 (1 pinta), MF-145 (8 pintas) e RL-137 (4 pintas).

Recentemente, a columbita-tantalita foi descoberta em aluviões que drenam granitóides da unidade Granito Igarapé Azul, onde o processo de lavra garimpeira está sendo desenvolvido nos igarapés Saramandaia e Azul e em seus afluentes, nas proximidades de Rorainópolis. O minério, juntamente com os minerais pesados, ocorre na base das aluviões. A mineralização de columbita-tantalita especulativamente deve estar associada a veios quartzosos ou a corpos pegmatóides encaixados na unidade Granito Igarapé Azul.

Do exposto, e em se considerando que as rochas dessa unidade correspondem a produtos de anatexia da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Cauarane, conclui-se que essa unidade geológica apresenta favorabilidade metalogenética moderada a baixa para Au e moderada a alta para Nb-Ta.

Fato notável é a presença de bolsão de turmalina negra (schorlita) no Garimpo do Anauá, atribuindo-se que o B possa ter sido concentrado em fase fluida após a fusão dos metassedimentos do Grupo Cauarane, com a formação dos granitos crustais, tipo S (Igarapé Azul). Caso essa hipótese seja ver-

dadeira, o potencial metalogenético dessa unidade fica realçado para Au e B.

Por outro lado e em função do fácil escoamento, os granitóides dessa unidade poderão ser empregados como rochas ornamentais. Parte deles já vem sendo empregado artesanalmente na confecção de paralelepípedos e guias de sarjeta (pedra de cantaria).

5.2.5 Suíte Intrusiva Água Branca

É constituída por uma série granítica expandida, onde os estudos petrográficos caracterizaram uma variação de granitos *stricto sensu* a dioritos, com predomínio de granodioritos e monzogranitos.

Em função dos estudos de Lameyre & Bowden (1982), seus litótipos posicionam-se em parte na série dos granitóides calcialcalinos trondhjemiticos com baixo teor de potássio, que conforme Lameyre *et al.* (1983), são passíveis de apresentar mineralização de Cu, Mo e Au e, em parte, posicionam-se na série dos granitóides calcialcalinos com teor normal de potássio, os quais podem apresentar mineralização de Mo e Cu.

O caráter metalogenético fica bem mais realçado para Au, Cu e Mo nessa unidade, à medida em que se considere que as rochas tenham sido geradas em ambiente de subducção com geração de magmas calcialcalinos em arco magmático, conforme sugerem os estudos litoquímicos.

O Cu, Mo, Au e U não foram determinados analiticamente em rocha.

O La com teor médio de 36ppm encontra-se levemente enriquecido em relação à média crustal (30ppm); O Nb com teor médio de 12,80ppm está empobrecido em relação à média crustal (20ppm), assim como o Y (23ppm) contra 33ppm de média crustal; O Zr com teor médio de 199,28ppm encontra-se também levemente enriquecido em relação à média crustal (165ppm), bem como o Zn (89,28ppm) contra 70ppm de média crustal.

Em sedimento de corrente o Cu apresenta valor muito baixo (19ppm na amostra MJ-098).

Os estudos mineralógicos de concentrado de bateia detectaram:

– Monazita com 3% do peso do concentrado nas amostras MF-031, MJ-67 e NR-020.

– Zircão com 15% do peso do concentrado nas amostras MF-004, MF-031, MF-039, NR-20, RL-005, RL-006 e RL-57.

– Zircão com 40% do peso do concentrado na amostra MJ-169.

– Zircão com 60% do peso do concentrado nas amostras NR-02 e NR-02B.

As anomalias de monazita e zircão em concentrado de bateia podem ser indicativas da presença de prováveis corpos graníticos intrusivos, possivelmente correspondentes a granitóides das suítes Mapuera e Abonari.

Veiga Jr. (1982), cita a ocorrência de Au em aluviões da bacia do rio Jatapu nas proximidades da serra do Estrondo, onde inclusive, existia uma garimpagem desse bem mineral que foi abandonada por falta de água, e o Au estaria associado aos granitóides da unidade Água Branca nas proximidades do contato com rochas andesíticas da Formação Seringa. Dessa forma, confirma-se a especialização metalogenética da Suíte Intrusiva Água Branca para Au.

Digno de nota é a ocorrência de ametista que está associada a biotita-hornblenda granito dessa suíte, a qual vem sendo lavrada continuamente em nível de garimpagem na localidade de São Luiz do Anauá. As ametistas preenchem fraturas irregulares no granito, caracterizando estruturas tipo *stock-work*, típicas de depósitos epitermais.

Do exposto, conclui-se que os granitóides dessa unidade apresentam expectativa metalogenética moderada a alta conter mineralização de ametista e, são também potencialmente favoráveis conter mineralização de Au, onde o Cu e o Mo poderão ocorrer associados, principalmente na fácies menos fracionada (granodiorítica, tonalítica e quartzo-diorítica), apesar de o Cu e o Mo ainda não terem sido detectados nessa região. Por outro lado e em função do fácil escoamento, os granitóides dessa unidade poderão ser empregados como rochas ornamentais, onde com certeza terão boa aceitação no mercado. Nota-se que eles já vêm sendo empregados artesanalmente como pedra de cantaria, na confecção de paralelepípedos e guias de sarjeta.

5.2.6 Grupo Iricoumé

Essa Unidade engloba uma seqüência de rochas vulcânicas que, conforme os estudos litoquímicos, foram classificadas como dacitos, traquidacitos, andesitos, traquiandesitos e andesitos basálticos, apresentando um caráter tipicamente calcialcalino.

O Cu com teor de 86,60ppm encontra-se levemente enriquecido em relação à média crustal (55ppm); O Pb com teor médio de 71,70ppm apresenta um enriquecimento expressivo em relação à média crustal (13ppm), correspondendo assim a um *clarke* de 5,51; da mesma forma o Zn com teor

médio de 95,20ppm apresenta-se levemente enriquecido em relação à média crustal (70ppm); o Au e a Ag não foram determinados analiticamente em rocha.

É importante frisar que na região do garimpo do alto curso do rio Anauá as rochas vulcânicas apresentam uma composição dacítica a andesítica; encontram-se intercaladas com rochas graníticas e metassedimentares, contendo sulfetos disseminados, principalmente a arsenopirita.

Uma possibilidade que deve ser levada em conta é a de que as rochas do Grupo Iricoumé possam representar um arco vulcânico de uma possível margem continental ativa.

Do exposto e considerando-se a possibilidade acima referida, o caráter metalogenético para as vulcânicas dessa unidade fica realçado para Cu-Pb-Zn-Ag e Au, principalmente na fácies andesítica onde as rochas estejam propilitizadas e cisalhadas, da mesma forma que foi considerado para o Grupo Surumu por Riker (*in*: Projeto Roraima Central, CPRM, no prelo).

5.2.7 Suíte Intrusiva Mapuera

A Suíte Intrusiva Mapuera está caracterizada petrograficamente por sienos e monzogranitos, cujos estudos litoquímicos demonstram corresponder a granitos do tipo A.

O posicionamento dos granitóides dessa suíte em uma ambiência geotectônica caracterizada por riftamentos continentais com grande participação crustal onde a anomalia de EuN/Eu^* é $<0,700$ (média de 0,300), conduz a uma grande favorabilidade metalogenética no que diz respeito à ocorrência de mineralização do Mo nos mesmos, a exemplo dos *Porphry Molybdenum Deposits* no Colorado (White, 1992).

O quimismo apresentado por essas rochas onde os valores médios encontrados para SiO_2 (75,37%), Al_2O_3 (12,81%) e Fe_2O_3 (0,80%) sugerem uma grande aproximação com os granitos especializados de Ramsay (1986) do tipo "plumasítico", os quais são passíveis de apresentarem mineralização de Sn-W-Nb-REE. Já os teores médios de TiO_2 (0,17%), FeO (0,94%), MnO (0,08%), MgO (0,13%), CaO (0,53%) e P_2O_5 (0,03%), sugerem uma aproximação com os precursores de granitos especializados de Ramsay (1986) do tipo "plumasítico".

Com relação aos elementos-traço, os teores médios encontrados para Rb (231,70ppm), La (143,01ppm) e Y (90,80ppm) são condizentes com os granitos especializados de Ramsay (1986), mas no entanto, o valor médio de Ba é maior que 200ppm

(379,40ppm), o Nb é menor que 70ppm (16,10ppm) e o Sr é maior que 80ppm (140,20ppm), valores esses que são incompatíveis com granitos especializados, segundo a concepção do autor acima citado. O F, Be e Li não foram determinados analiticamente, assim como o U, Sn, Th, W e Mo, o que prejudicou sensivelmente os estudos metalogenéticos.

Quando se relacionam os granitóides dessa suíte com os *trends* de especialização estabelecidos por Tischendorf (1977), caracterizados pela relação K/Rb, verifica-se que correspondem a granitos precursores de especialização, apesar dos mais altos teores de potássio apresentados. Ainda dentro da concepção desse autor, o valor médio encontrado para o Rb (231,70ppm), enquadra a Suíte Intrusiva Mapuera como precursora de granitos especializados.

As rochas dessa suíte apresentam um nítido enriquecimento de REE em relação à média crustal no que diz respeito ao La (143,00ppm), Ce (129,70ppm), Nd (118,50ppm), Sm (16,90ppm), Gd (9,70ppm) e Dy (8,78ppm), correspondendo a um *clarke* de 4,76, 2,16, 4,27, 2,81, 1,79 e 2,92, respectivamente.

Os estudos mineralógicos de concentrado de bateia denotaram a presença de zircão com 85% do peso do concentrado na amostra RL-78.

Mesmo levando-se em conta que as evidências nos estudos metalogenéticos são mais sugestivas para indicar as rochas dessa suíte como precursoras de granitos especializados, não é descartada, todavia, a possibilidade de as mesmas encerrarem mineralização de Mo, W, Sn, Y, Zr e REE, principalmente, levando-se em conta que os estudos petrográficos denotaram a ocorrência de minerais secundários, tais como argilominerais, epidoto, sericita, clorita e carbonato, sugerindo a ocorrência de processos hidrotermais, aliado ao fato da ocorrência de texturas granofíricas em rochas dessa unidade, caracterizando-as em parte como de fácies subvulcânica onde o nível apical da cúpula granítica possa ainda estar, pelo menos em parte, preservado da erosão. Por outro lado, os granitóides dessa suíte poderão representar espécimes de alta qualificação e competitividade no mercado internacional, no que diz respeito ao uso como rochas ornamentais.

5.2.8 Formação Urupi

Essa unidade geológica de idade mesoproterozóica é constituída de quartzo arenitos com lentes de conglomerado e níveis de argilito e siltito em sua seção inferior. Mais para o topo intercalam-se níveis de piroclásticas com arenitos arcosianos.

Em que pese essa unidade tenha sido ainda pouco estudada, e até o momento nenhum bem mineral seja reportado à mesma, não se pode descartá-la como um metalotecto potencialmente favorável a encerrar mineralização de ouro, diamante e urânio, principalmente nos níveis mais basais constituídos por lentes de conglomerado e arenito.

5.2.9 Gabro Caracaraí

As rochas dessa unidade caracterizam-se como um magmatismo plutônico relacionado a um regime tectônico distensivo do Mesoproterozóico. Estão representadas por olivina gabros e por gabros normais, correspondendo a corpos intrusivos de pequenas dimensões, ocorrendo predominantemente de formas elipsoidais, sendo facilmente mapeáveis pela aeromagnetometria.

Os teores de Cr variam de 98ppm a 618ppm, com média de 379,80ppm, apresentando um nítido enriquecimento em relação à média crustal, onde o *clarke* determinado é 3,79.

O enriquecimento de Ni, Co, V e Cu segue o padrão esperado para as rochas máficas, onde apresentam-se levemente enriquecidos em relação à média crustal, com *clarke* de 2,09, 1,72, 1,71 e 1,70 respectivamente.

O Au, Pt, Pd e a Ag não foram determinados analiticamente nessas rochas.

Como observado, os teores encontrados para Cr, Ni, Co, V e Cu, correspondem praticamente aos teores normais encontrados em rochas máficas. No entanto, duas amostras desses litótipos apresentam valor relativamente alto de V e Ti e também duas delas apresentam anomalias positivas de Eu, confirmando o caráter cumulático das mesmas, onde inclusive, poderão representar possíveis anortositos. Assim sendo, esses dados indicam maior probabilidade de ocorrência de mineralização do tipo Fe-Ti-V e, secundariamente de EGP para os litótipos da unidade Gabro Caracaraí, onde eles são bem caracterizados pelas anomalias aeromagnéticas.

Por outro lado e, aliado ao fácil escoamento, as rochas dessa unidade, por apresentarem uma extrema beleza poderão ser empregadas como rochas ornamentais, onde com certeza poderão representar espécimes de alta qualificação e competitividade no mercado internacional.

5.2.10 Suíte Intrusiva Abonari

Essa suíte engloba um conjunto de rochas caracterizadas principalmente por sienogranitos.

Ocorrem subordinadamente termos monzograníticos, feldspato alcalino-graníticos, quartzo-monzoníticos e sieníticos.

A litoquímica sugere que as rochas dessa unidade correspondam a granitos do tipo A onde apresentam características que tiveram grande participação crustal em sua formação.

No que diz respeito aos elementos-traço, os litótipos dessa suíte denotam que apenas o La com média de 87,82ppm se enquadra como de granito especializado na concepção de Ramsay (1986), enquanto que os valores de Rb (127,50ppm), Li (12,60ppm), Nb (18,20ppm) e Y (43,60ppm) estão aquém daqueles esperados para granitos especializados, e os valores de Ba (517,70ppm) e Sr (356,70ppm) são muito elevados para serem considerados como de granitos especializados segundo Ramsay (1986).

Em função dos estudos de Lameyre & Bowden (1982), as rochas dessa suíte posicionam-se, em parte na série dos granitóides calcialcalinos monzoníticos, onde podem apresentar mineralizações de U-Th-Mo; em parte posicionam-se na série dos granitóides aluminosos potássicos das províncias alcalinas, onde podem apresentar mineralização de U-Nb-Th-Zr e, em parte, posicionam-se na série dos granitóides formados pela fusão da crosta, onde são passíveis de apresentar mineralização de W-Sn-Nb-U-Y-REE.

O U, Th, Mo, F, Be, W e Sn não foram determinados analiticamente.

O Nb com valor médio de 18,20ppm encontra-se levemente empobrecido em relação à média crustal (20ppm).

O Zr com teor médio de 509,2ppm apresenta um substancial enriquecimento em relação à média crustal.

No que diz respeito aos REE, os teores médios encontrados para La (87,82ppm), Ce (289,45ppm), Nd (78,38ppm), Sm (10,44ppm), Gd (6,43ppm), Dy (6,11ppm) e Er (3,19ppm), apresentam-se enriquecidos em relação à média crustal, onde o *clarke* correspondente é 2,92, 4,82, 2,8, 1,74, 1,19, 2,0 e 1,13, respectivamente.

Os estudos mineralógicos de concentrado de bateia denotaram a presença de zircão com até 15% do peso do concentrado nas amostras MF-85, MJ-151, MJ-152 e MJ-181.

Os estudos petrográficos denotaram a presença de minerais secundários, tais como argilominerais, sericita, epidoto, clorita e carbonato em parte das rochas dessa unidade, podendo sugerir a presença de processos hidrotermais.

Veiga *et al.* (1984) detectaram a presença de cassiterita em aluviões que drenam os litótipos dessa Suíte, onde os teores variam de 30g/m³ a 365g/m³, ocorrências essas localizadas nas bacias dos igarapés Baracuxi e Girão, Folha NA.21-Y-C, confirmando, dessa maneira, a especialização dessa suíte para Sn.

Do exposto e considerando-se ainda que o posicionamento dos granitóides dessa suíte se verificou em uma ambiência geotectônica caracterizada por rifteamentos continentais, com grande participação crustal, onde a anomalia EuN/Eu* é menor que 0,700 (média de 0,450), conduzindo assim a uma grande favorabilidade metalogenética no que diz respeito à ocorrência de mineralização de Mo, a exemplo dos *Porphyry Molybdenum Deposits* no Colorado (White, 1992), se conclui que essa suíte é potencialmente favorável para apresentar mineralização de Mo, W, Sn, Zr e REE.

5.2.11 Formação Seringa

É constituída por dois conjuntos rochosos que são caracterizados por diques e derrames.

A litoquímica classifica os derrames como constituídos por andesitos basálticos e traquiandesitos basálticos de caráter subalcalino a alcalino, enquanto que os diques correspondem a tefritos, com caráter eminentemente alcalino.

Os resultados analíticos mostram que o Cr e o Ni se destacam com valores elevados nos derrames basálticos em relação aos diques tefríticos.

Nos basaltos, o valor médio de Cr (873,60ppm) apresenta-se substancialmente enriquecido em relação à média crustal, onde o *clarke* correspondente é 8,73. O Ni com média de 349,00ppm também está bastante elevado em relação à média crustal, onde o *clarke* correspondente é de 4,65.

Nos tefritos, o valor médio de Cr (140ppm) está levemente enriquecido em relação à média crustal e o Ni, com média de 58ppm, encontra-se empobrecido em relação à média crustal.

O Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Pt e Pd não foram determinados analiticamente.

Veiga Jr. (1982), cita a ocorrência de Au em aluviões da bacia do rio Jatapu, onde inclusive houve garimpagem desse metal que foi paralisada por falta de água. O referido autor atribuiu a ocorrência de Au ao Adamelito Água Branca que ocorre em contato com os andesitos da Formação Seringa. Observa-se no mapa geológico que as ocorrências de Au referenciadas pelo autor acima citado encontram-se exatamente no contexto da Formação Seringa.

Do exposto, credita-se às vulcânicas basálticas da Formação Seringa uma potencialidade metalogenética moderada para encerrar mineralizações sulfetadas com Au e Ag associados.

5.2.12 Sienito Catrimãni

Essa unidade geológica petrograficamente compreende um conjunto de rochas alcalinas representadas por sienitos e fonolitos de idade mesozóica.

Apesar de não terem sido efetuadas as determinações analíticas dos elementos-traço nesses litótipos, o seu contexto genético de uma ambiência tectônica continental com possível associação ao rifteamento Tacutu, sinaliza com grande probabilidade das rochas dessa unidade estarem associadas às rochas carbonatíticas e kimberlíticas, à semelhança de outros *rifts* a nível mundial.

Assim sendo e por considerar também que as mesmas são correlacionadas àquelas do Complexo Alcalino Apiaú (Riker, *in*: Projeto Roraima Central, no prelo), é que credita-se à essa unidade geológica um potencial metalogenético alto para conter mineralização de Rb-Zr-Th-U-REE, além de titânio, fosfato, barita e diamante.

5.3 Áreas Potenciais para Recursos Minerais

Como observado no mapa metalogenético, foram consideradas dez áreas potenciais para recursos minerais no âmbito do Projeto Caracaraí, as quais são descritas a seguir:

– Área I: considerada de potencialidade moderada a alta para ametista, em função da exploração contínua desse bem mineral ao nível de extração rudimentar. A ametista ocorre associada aos biotita-hornblenda granitos da Suíte Intrusiva Água Branca, as quais preenchem fraturas irregulares no referido granito, caracterizando estruturas do tipo *stockwork*.

– Área II: Considerada de potencialidade moderada a alta para ouro, em função da extração contínua desse bem mineral ao nível de garimpagem. O ouro primário ocorre associado a uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil que secciona os granitos tipo S da unidade Granito Igarapé Azul.

Nas zonas de cisalhamento ocorre alteração hidrotermal do tipo argilização, sericitização e caulinição. Nas zonas mais superficiais é comum a presença de ouro relacionado a veios quartzosos, onde também foi detectada a pirita, a calcopirita e a bornita.

– Área III: Considerada de potencialidade moderada a baixa para ouro, em função da extração desse

metal ao nível de garimpagem (hoje desativada) em aluviões que drenam rochas vulcano-sedimentares do Grupo Cauarane, principalmente sobre paragneisses.

– Área IV: Considerada de potencialidade moderada a baixa para ouro, em função da extração desse metal em nível de garimpagem, hoje desativada, bem como pela detecção de mais duas ocorrências desse bem mineral em aluviões que drenam sobre rochas vulcânicas subalcalinas a alcalinas referentes à Formação Seringa na Folha NA.21-Y-C.

– Área V: Considerada de potencialidade moderada a baixa para ouro, em função da ocorrência desse bem mineral em aluviões na serra da Mocidade, Folha NA.20-Z-A, onde Bomfim *et al.* (1974) e Montalvão *et al.* (1975), citam a ocorrência desse metal, estando o mesmo associado às rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Cauarane, onde esse último é considerado como metalotecto para ouro.

– Área VI: Campo mineralizado em argila, areia e seixo como material de construção. As argilas são explotadas manualmente e são usadas no fabrico de tijolos e telhas. Areias e seixos são lavrados do leito ativo do rio Branco através de dragas de sucção. Correspondem a depósitos quaternários.

– Área VII: Considerada de potencialidade moderada a alta para columbita-tantalita em função da extração desses metais ao nível de garimpagem em aluviões quaternárias que drenam granitóides tipo-S da unidade Granito Igarapé Azul.

– Área VIII: Considerada de potencialidade moderada a baixa para estanho, a qual engloba rochas especializadas nesse metal, correspondendo aos granitóides da Suíte Intrusiva Abonari. Em aluviões que drenam esses litótipos, Veiga *et al.* (1984) detectaram cassiterita onde os teores variam de 30g/m³ a 365g/m³, ocorrências essas localizadas nas bacias dos igarapés Baracuxi e Girão, Folha NA.21-Y-C. Observe-se também que a Área VIII engloba rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, pois é passível a ocorrência de cassiterita em aluviões que drenam esses litótipos, haja vista que a mesma pode provir dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Abonari que ocorrem nas circunvizinhanças.

– Área IX: Considerada de potencialidade moderada a baixa para turfa, em função de três ocorrências desse bem mineral, onde as mesmas estão associadas aos sedimentos arenosos e argilosos do Quaternário, englobando a Formação Içá e as aluviões das coberturas holocênicas, ocorrentes no setor SW da Folha NA.20-Z-C.

– Área X: Considerada de potencialidade moderada a baixa para Elementos Terras-Raras, haja vista englobar rochas alcalinas da unidade Sienito Catri-

mâni, onde uma pequena anomalia radiométrica circular está bem caracterizada. A unidade Sienito Catrimâni é considerada como metalotecto para ETR.

5.4 Índícios de Mineralizações

5.4.1 Geoquímicos

Valores anômalos para certos elementos foram detectados em sedimento de corrente e concentrado de bateia. Como visto no mapa metalogenético, sete zonas anômalas em concentrado de bateia ficaram caracterizadas no âmbito do Projeto Caracarái. Uma zona anômala para zircônio com 15% do peso do concentrado e monazita com 3% do peso do concentrado ocorre na Folha NA.20-Z-B sobre os litótipos da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

Sobre a unidade Granito Igarapé Azul e englobando pequenos corpos da Suíte Intrusiva Água Branca, ocorre a maior zona anômala para zircônio e monazita, onde o primeiro apresenta-se com 15% de peso de concentrado e a monazita com 3% do peso do concentrado. Dentro dessa grande zona ocorrem duas zonas anômalas de zircônio com 40% do peso do concentrado, estando referenciadas à unidade Granito Igarapé Azul. Essas zonas localizam-se na Folha NA.20-Z-D, sendo que pequena parte abrange o setor meridional da Folha NA.20-Z-B.

Sobre os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca ocorre uma zona anômala de zircônio com 60% do peso do concentrado, abrangendo parte da bacia do rio Jauaperi, na Folha NA.20-Z-D.

No setor setentrional da Folha NA.21-Y-C ocorre uma pequena zona anômala de monazita com 3% do peso do concentrado e de zircônio também com 3% do peso do concentrado, abrangendo pequenos corpos representantes da Suíte Intrusiva Mapuera, próximo ao contato com rochas da Suíte Intrusiva Água Branca e das vulcânicas do Grupo Iricoumé.

Sobre as rochas da Suíte Intrusiva Abonari ocorre uma expressiva zona anômala de zircônio com 15% do peso do concentrado, localizada no setor NW da Folha NA.21-Y-C, abrangendo parte da bacia do rio Jauaperi, a NNW da cidade de Caroebe.

5.4.2 Geofísicos

Como observado no mapa metalogenético, inúmeras são as anomalias magnéticas que ocorrem sobre as diversas unidades estratigráficas da área mapeada. Em sua grande maioria correspondem a rochas que estão recobertas por sedimentos mais recentes.

Pequenas anomalias magnéticas de formas arredondadas ou elipsoidais, comprovadamente correspondem a corpos de natureza máfica intrusivos, pertencentes à unidade Gabro Caracarái, onde os resultados geoquímicos de rochas sinalizam com a probabilidade da ocorrência de mineralizações do tipo Fe-Ti-V e secundariamente de EGP.

Interessante é o fato de que algumas anomalias magnéticas expressivas representam granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera.

As anomalias radiométricas (contagem total) que ocorrem na área deste projeto representam as fácies mais fracionadas de granitóides da unidade Granito Igarapé Azul, bem como, especulativamente, devam representar possíveis corpos graníticos intrusivos na Suíte Metamórfica Rio Urubu, onde normalmente zircão e monazita ocorrem associados. Pequena anomalia radiométrica circular está bem caracterizada sobre parte das rochas alcalinas da unidade Sienito Catrimâni.

5.5 Áreas para Planejamento de Ações Governamentais

Em função da carta metalogenética apresentada, são indicadas as folhas NA.20-Z-B, NA.20-Z-D, NA.21-Y-A e NA.21-Y-C, consideradas prioritárias para o prosseguimento do Programa de Ações Governamentais. As justificativas são baseadas na ocorrência de ouro primário que vem sendo extraído em nível de garimpagem, bem como ouro aluvionar, além da extração de ametista ocorrente na região do rio Anauá e vila Moderna e de columbita-tantalita, também extraída por processos de garimpagem nas aluviões dos igarapés Saramandaia, Azul e em seus afluentes, onde os estudos metalogenéticos definiram uma área com potencialidade moderada a alta para ametista (Área I), duas áreas com potencialidade moderada a alta para ouro (Área II e Área III), duas áreas com potencialidade moderada a baixa para ouro (áreas IV e V), uma área com potencialidade moderada a alta para Nb-Ta (Área VII), uma área com potencialidade moderada a baixa para estanho (Área VIII) e uma área com potencialidade moderada a baixa para ETR (Área X).

O prosseguimento do mapeamento geológico e geoquímico em escala adequada propiciará o conhecimento mais aprofundado dos principais metalotectos, possibilitando que se façam novas descobertas de ocorrências minerais, o que será de extrema importância para atrair empresa de mineração a investir na pesquisa de jazimentos nesse setor do Estado de Roraima.

6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Evolução Geológica

A evolução geológica da porção sul do Estado de Roraima confunde-se com grande parte da evolução da crosta terrestre, visto tratar-se de uma região cratônica muito antiga onde ocorrem rochas do Paleoproterozóico ao Holoceno, envolvendo assim, um intervalo temporal maior que 2,0Ga. Tão longo intervalo de tempo, aliado à baixa densidade de informações, tornam a história evolutiva desta região repleta de incertezas, o que não impediu que diversos autores discorressem sobre o tema, dentre eles Amaral (1974), Almeida (1978), Montalvão & Bezerra (1985), Sato & Tassinari (1997) e Sena Costa & Hasui (1997).

A história geológica do Escudo das Guianas apresenta como principal marco evolutivo o Ciclo Orogênico Transamazônico, ocorrido durante o Paleoproterozóico, a aproximadamente 2,0Ga. Este evento resultou na aglutinação de blocos ou núcleos mais antigos (possivelmente arqueanos e/ou paleoproterozóicos) através de colisões formando uma imensa área continental – o megacontinente mesoproterozóico (Almeida, 1978). Em consequência desse evento geotectônico, ocorreu uma intensa reorganização litoestrutural do substrato pré-transamazônico acompanhada por metamor-

fismo regional de alto grau e subsequente vulcano-plutonismo.

A etapa evolutiva pré-transamazônica ou arqueana, relativa ao Ciclo Guriense (3,4Ga – 3,0Ga), não apresenta, na atualidade, registro na área. Os gnaiesses tonalíticos do Complexo Metamórfico Anauá, principalmente os ocorrentes no Domínio Anauá-Jatapu, possivelmente os mais antigos da porção sul de Roraima, foram considerados terrenos do tipo TTG devido às suas características químicas, como padrões de ETR com moderado fracionamento e anomalias positivas de Eu. Assim, considera-se o Complexo Metamórfico Anauá como representando o embasamento pré-colisional, de idade paleoproterozóica, que acolheu a sedimentação e vulcanismo relativos ao Ciclo Transamazônico.

O intenso dobramento e metamorfismo regional produzidos pela Orogênese Transamazônica encontram-se preservados, principalmente, nas rochas do Grupo Cauarane e da Suite Metamórfica Rio Urubu. O Grupo Cauarane é constituído por micaxistos, quartzitos, paragneisses calcissilicáticos e anfibolitos (metavulcânicas) e, possivelmente, representa uma seqüência vulcano-sedimentar depositada em ambientes de arcos insulares e de margem continental ativa, dobrada e metamorfizada em alto grau. Durante a Orogênese Transama-

zônica a região foi palco de expressivo magmatismo granítico. A fase inicial sin-colisional, com quimismo calcialcalino, é representada pelos *augen* gnaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, e os termos peraluminosos, provavelmente produtos de fusão de crosta continental, são expressos pelo Granito Igarapé Azul. A fase magmática tardi a pós-colisional, também com quimismo calcialcalino, manifestou-se através dos granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca e dos vulcanitos do Grupo Iricoumé.

Ao final do Paleoproterozóico iniciou-se o processo de estabilização da área continental, processo este que culminou na formação do megacontinente mesoproterozóico. Após esta estabilização a crosta continental foi submetida a processos extensionais com desenvolvimento de bacias do tipo hemigrábens e intenso magmatismo anorogênico. O magmatismo ácido anorogênico é representado pelos granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e, os sedimentos e depósitos piroclásticos, que foram acumulados nas bacias mesoproterozóicas, pela Formação Urupi. Concomitante à deposição dos sedimentos mesoproterozóicos ocorre a intrusão de rochas básicas anorogênicas como o Diabásio Quarenta Ilhas e o Gabro Caracará. Os termos de composição intermediária portadores de hiperstênio constituem a Suíte Intrusiva Serra da Prata. O encerramento do magmatismo anorogênico de composição ácida está representado pela Suíte Intrusiva Abonari. Ao final do Mesoproterozóico, em torno de 1,2Ga, a região foi submetida a um intenso metamorfismo dinâmico com geração de cataclasitos e milonitos, episódio este conhecido como Evento K'Mudku. O término da Era Mesoproterozóica é marcado pelo rifteamento e conseqüente extrusão de lavas basálticas, que constituem a Formação Seringa, com idade em torno de 1,0Ga.

A Era Mesozóica é marcada pelo processo de separação continental entre a América do Sul e a África e a conseqüente formação do Oceano Atlântico. Durante o Período Cretáceo, pequenas intrusões de corpos de rochas sieníticas (Sienito Catri-mâni) representam o magmatismo intraplaca que acompanhou os processos distensivos mesozóicos.

A Era Cenozóica caracteriza-se pela formação, durante o Período Terciário, de espessas crostas lateríticas por quase toda a Região Amazônica. Na época pleistocênica acumulam-se os sedimentos da Formação Içá, em ambiente fluvial.

6.2 Conclusões e Recomendações

6.2.1 Conclusões

Os estudos realizados pelo Projeto Caracará contribuíram significativamente para um avanço no conhecimento geológico e metalogenético previsio-nal da porção sudeste do Estado de Roraima. Contudo, em função da escala regional e devido a áreas de difícil acesso, houve limitações que no futuro poderão ser vencidas com a realização de trabalhos de maior detalhe.

São identificados dois distintos domínios geotectônicos denominados Guiana Central e Anauá-Jatapu e são confirmadas as presenças de dezesse unidades litológicas representadas por: granitos paleoproterozóicos, rochas básicas/ultrabásicas, rochas metavulcano-sedimentares, vulcânicas ácidas/intermediárias, intrusões alcalinas, coberturas sedimentares antigas, coberturas lateríticas e depósitos clásticos quaternários.

A ocorrência de rochas com idades do Paleoproterozóico ao Holoceno, com um intervalo de tempo maior do que 2,0Ga, dá margem a incertezas e a oportunidade de diversas abordagens sobre a evolução geológica da área estudada.

O potencial metalogenético da área estudada, levando-se em conta as ocorrências cadastradas e os indícios detectados nas análises de rochas, solos, concentrados de bateia e sedimentos ativos de corrente, levam à indicação de boas perspectivas quanto a presença de elementos metálicos (Au, Ta, Nb, Sn), rochas ornamentais, minerais industriais e pedras preciosas.

6.2.2 Recomendações

Os dados levantados durante o mapeamento geológico na escala 1:500.000 não foram suficientes para esclarecer todos os problemas estratigráficos, estruturais e metalogenéticos da área. Assim sendo, torna-se necessária a execução de levantamentos geológico e geofísico, em escala maior, de algumas áreas, com o objetivo de elucidar alguns fatos pendentes, que contribuirão para melhor entendimento da geologia da região. Indicamos como de interesse geológico e econômico o levantamento aerogeofísico magnetométrico e cintilométrico das folhas NA.21-Y-A e NA.21-Y-C e NA.20-Z-B - IV-V e VI, visando localizar áreas promissoras para ocorrências minerais. Recomendamos o mapeamento geológico com prospecção geoquímica e aluvionar sistemática na escala 1:250.000 da Folha NA.21-Y-A,

tendo em vista que na mesma obtiveram-se poucas informações, conforme mostra, figura 1.1. Recomendamos o mapeamento geológico com prospecção geoquímica e aluvionar sistemática na escala 1:100.000 das folhas NA.20-B-II, III e VI, a fim de se ter melhor compreensão do Cinturão Guiana Central e visando ocorrências de ouro, haja vista que o Grupo Cauarane é um bom metalotecto para esse bem mineral. Recomendamos também o estudo orientado para rochas ornamentais nos granitóides das unidades Granito Igarapé Azul, Suíte Intrusiva Água Branca, Suíte Intrusiva Mapuera e Suíte Intrusiva

Abonari, que ocorrem ao longo da BR-174, BR-220, RR-170 e vicinais. A demanda de energia elétrica para tais atividades poderá ser superada pela Hidrelétrica do Jatapu, que abastece o sul do Estado de Roraima. Sugerimos o levantamento geológico e aerogeofísico (magnetométrico e cintilométrico) da Folha SA-20 na escala 1.500.000, para dar continuidade ao mapeamento dos estados de Roraima (parte sul) e Amazonas (parte norte), haja vista que os últimos trabalhos geológicos nesta região remontam à década de 70, e seria de grande valia para o mapa ao milionésimo dos dois estados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, L. F. G. de, 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico – Belém: DNPM. 35 p.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. & NEVES, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. IG Inst. Geocienc.* São Paulo, 7: 45 - 80.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1978. A evolução dos crátons amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, Pernambuco, SBG, v.6, p. 2.393-2.407.
- ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B. & MACAMBIRA, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, 1997. *Resumo...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 34-37.
- ALMEIDA, M.E. & REIS, N.J. Granito Tipo S. In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.
- ALTHOLF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.-M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e Estrutura dos Granitóides Arqueanos da Região de Marajoara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra.* Belém-PA. v.7, p. 5-26.
- ARAÚJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M.G.; LIMA, M. J. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F.M.B.; FERNANDES, C. A. C. & BASEI, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21 – Santarém. BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAM. Folha SA.21 – Santarém.* Rio de Janeiro. v.10, p. 17-130.
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. Projeto Estanho de Abonari: Relatório Final. BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, Convênio DNPM/CPRM, *relatório inédito.* 2 v. *il.*
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. 1975. Geochemistry and Origin of Early Precambrian Crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 325-362.
- BARRON, C.N. 1962. The geology of the South Savannas degree square. *Bull. Geol. Surv. Br. Guiana*, 33: 1-22.
- BARRON, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 6, Belém, 1966. *Anais...* Belém, PA, DNPM, p.121-126.
- BARRON, C.N. 1987. *Where's the Guyana's mobile belt?* Guyana Geology & Mines Commission, Report N° CNB 1/87 (for IGCP Project 204).
- BASEI, M.A.S. 1975. Geocronologia do T. F. de Roraima e parte norte do Estado do Amazonas, relatório interno. Belém (PA): *Projeto RADAMBRASIL*, 19 p.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1975. Geocronologia do Território de Roraima. CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém, 1975. *Anais...* Belém, PA, DNPM, p. 453-473.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BATHIA, M.R. 1983. Plate Tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.

- BERRANGE, J.P. 1972. The tectonic geologic map of Southern Guyana. CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 9^a, Guyana, Mayo 7-14. *Memória . . .* Guyana, Puerto Ordaz, Venezuela, p. 159-178.
- BERRANGÉ, J.P. 1973. A synopsis of the geology of southern Guyana. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., *Inst. Geol. Sci.*, London. 26, 16p.
- BERRANGÉ, J.P. 1977. The geology of southern Guyana, South America. *Inst. Geol. Sci. Overseas Memoir*, 4.
- BOMFIM, L.F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J.B. de; VIÉGAS FILHO, J. de R.; MANDETTA, P.; KUYUMJIAN, R.M. & PINHEIRO, S. da S. 1974. Projeto Roraima; *Relatório Final*. Manaus, DNPM/CPRM, vol. IA-D, II.
- BORGES, F.R. 1990. Projeto Serra do Repartimento. *Relatório de Progresso*. Manaus, CPRM, 30 p.
- BORRADAILE, G.J.; BAYLY, M.B.; POWELL, C.M.A. 1982. *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Berlin: Springer.
- BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; MAAS, K. & ROEVER, E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geol. en Mijnbouw*, 62: 241-254.
- BOUMAN, Q.C. 1959. The Roraima Formation, northern of Território do Rio Branco: *Relatório Interno*. Belém, Petrobras/Renor, 350-A, 17 p.
- BRANDÃO, R.de L. & FREITAS, A.F. de F. 1994. Serra do Ajarani. Folha NA.20-X-C-VI. *Relatório Final*. Manaus, CPRM, 153 p.
- BRAUN, O.P.G. & RAMGRAB, G.E. 1972. Geologia do Território de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, Pará, SBG, v.2, p. 68-70.
- BRAUN, O.P.G. 1973. Projeto Roraima, 2^a Fase; Levantamento geológico integrado: *Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à "Fotointerpretação Preliminar"*. Manaus, DNPM/CPRM, 218 p.
- BRAUN, O.P.G. & RAMGRAB, G.E. 1976. Geologia da área do projeto Roraima. BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, *Relatório Inédito*. 1976. 1v.
- BROWN, G.C.; THORPE, R. S. & WEBB, P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *J. Geol. Soc. London*, 141: 413-426.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUEZ, R.; VASCONCELOS, O.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas; histórico e atualização – CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 26. Belém. 1972. *Anais...* Belém, Pará, SBG. v. 3, p. 35-46.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 1-26.
- COLLERSON, K.D. & BRIDGWATER, D. 1979. Metamorphic development of early archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek Area, Labrador. BARKER, F (ed) *Trondhjemitic, dacitic and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, p. 205-273.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189-200.
- CONDIE, K.C. & HUNTER, D.R. 1976. Trace element geochemistry of archaean granitic rocks from the Barberton Region, South Africa. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 29: 389-400.
- CORDANI, U. G. 1981. Evolucion tectonica de la corteza continental de Sudamerica Y su importancia en la caracterizacion de provincias uraníferas. IAEA – International Atomic Energy Agency. Yacimientos de uranios en America Latina; *geologia y exploracion*. Viena. p. 3-23.
- CORDANI, U. G; TASSINARI, C.G.C.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, Arica, 1979. *Anais...* Arica, Chile, p.137-138.
- CORRÊA NETO, A.V. & DAYAN, H. Justaposição Tectônica de Rochas de Níveis Crustais Distintos em Faixas Transpressivas: O Caso da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos... Camboriú: SBG, 1994. 3v. V.1, p. 249-250.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L; REIS, N.J.; PESSOA, M.R. & PINHEIRO, S. da S. 1991. O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, 10: 119-130.
- COSTI, H. T.; SANTIAGO, A.F. & PINHEIRO, S. da S. 1984. Projeto Uatumã – Jatapu; *Relatório Final*. Manaus: CPRM – SUREG-MA. 133p. + Análises Petrográficas e mapas.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. Jr. 1984. Rare Earth Elements in igneous rocks of the continental crust. HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. New York: Elsevier. p. 237-274.
- CUNHA, F. M. B. 1963. Reconhecimento geológico dos rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Yaco e Acre. *Relatório Interno*. Belém: Petrobras, 25 p.

- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X. da S.; MEDEIROS, H. de; COSTI, H.T. & MACAMBIRA, M.J.B. - 1987. Granitogenesis in northern brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (4) : 382-403.
- DAMIÃO, R. N. & MANDETTA, P. 1968. Relatório sobre o quartzo industrial na região do baixo rio Anauá, *Relatório Interno*. Belém: DNPM.
- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. *Trans.Roy.Soc.Edinburgh - Earth Science*, 73: 135-149.
- DUCHESNE, J.C. 1984. Massif anorthosites another partisan review. In: BRAUN, W. S. (ed.) *Feldspars and Feldspathoids*. Dordrecht: D. Reidel, p. 411-433.
- DUCHESNE, J.C. & WILMART, E. 1997. Igneous Charnockites and related rocks from the bjertirem - sokndal layered intrusion (Southwest Norway): a jotonite (Hypersthene Monzodiorite) - Derived A-type granitoid suite. *Journal of Petrology*. 38 (3): 337-369.
- EBY, G.M. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- EMSLIE, R.F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7: 61-98.
- EMSLIE, R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51: 173-192.
- FARIA, M. S. G.; OLIVEIRA, M. J. R.; LUZARDO, R & PINHEIRO, S.S. 1996. Garimpo do Anauá, Sudeste do Estado de Roraima: dados preliminares sobre ocorrência aurífera associada à zona de cisalhamento. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1996. *Anais...* Salvador. SBG. v. 3 p. 316-319.
- FIGUEIREDO, E.S. 1983. Projeto mapas metalogênicos e de previsão de recursos minerais. Folhas NA.20-X-D/NA.21-V-C, Boa Vista/Rio Tacutu, escala 1: 250.000; *Relatório Final*. Manaus, DNPM/CPRM, v. 1.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos Terras-Raras. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 16: 15-31.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1993. Geoquímica de seqüências vulcano-sedimentares. *Apostila do curso ministrado aos geólogos da CPRM*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 47 p.
- FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J. & PINHEIRO, S. da S. 1994a. Serra Tepequém: uma estrutura relacionada à inversão da bacia Roraima, Estado de Roraima. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...* Camboriú, Santa Catarina, v.2, p. 294-295.
- FRAGA, L.M.B.; RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V. de & NUNES, N.S.de V. 1994b. Arranjo estrutural da região do rio Urubu, Estado de Roraima - Um segmento do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...* Camboriú, Santa Catarina, v.2, p. 244-245.
- FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. 1995a. The Rapakivi Granite - Anorthosite Association of Mucajaí Region - Roraima State - Brazil. SIMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, Belém, 1995. *Anais...*, Belém, PA, IUGS/UNESCO/IGCP, p.31.
- FRAGA, L.M.B. & REIS, N. J. 1995b. A tectônica K'Mudku ao longo do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil. CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 9. Caracas, Venezuela, 1995. *Temário 2- K'Mudku.Doc*, LMFOT 1-2.Doc, LMFOT 3-4 Doc, LMFOT 5-6 Doc.
- FRAGA, L.M.B.; REIS, N. J.; ARAÚJO, R. V., & HADDAD, R. C. 1996a. Suíte Intrusiva Pedra Pintada - Um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, 1996. *Anais...* Belém, Pará, SBG-Núcleo Norte p.76-78.
- FRAGA, L.M.B. & REIS, N. J. 1996b. A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, durante o Episódio K'Mudku. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1996, *Anais...*, Salvador, Bahia, SBG, v. 1 p.424-426.
- FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO, R.V. PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo, 1999.
- FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO, R.V. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.
- FRAGA, L.M.B. & ARAÚJO, R.V. Suíte Intrusiva Mucajaí. In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.
- FRAGA, L.M.B.; ARAUJO, R. V. & DUARTE, B. P. 1997a. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and Serra da Prata Suite in the Central Guiana Belt (CGB), Roraima State, Brazil. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED ROCKS (ISGAM), 2, Salvador, 1997. *Resumo...* Salvador, Bahia, 3 p. (no prelo)
- FRAGA, L.M.B.; ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B. 1997b. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in

- the state of Roraima, Brazil. SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, 1997. *Resumo...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 115-117.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI Jr., W.J. & MENDOZA, V. 1977. U-Pb zircon ages of the Minicia and Macabana gneisses, Amazonas Territory, Venezuela. CONGRESO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 5, Caracas, 1977. *Memoria...* Caracas, Venezuela, M.M.H., tomo 2, p.527-536.
- GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P.M. & FAIRBAIRN, H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89 (9): 1.335-1.340.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI, Jr., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 64: 131-143.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, Jr., W.J. & SANTOS, J.O.S. 1991. Isotopic studies of the Amazonian Craton, States of Roraima, Amazonas and Rondonia, western Brazil- II. (Inédito).
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI JR., W.J. & SANTOS, J.O.S. 1997. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. (no prelo).
- GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. *Projeto Mapuera*. Reconhecimento geológico/geoquímico. S.1./ICOMI. 101 p.
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. Jr. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, 17: 199-214.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. New York. Oxford University Press, 245 p.
- GREEN, T.H.; BRUNFELT, A.O.; HEIER, K.S. 1972. Rare-earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Lofoten-Vesteraalen, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 241-257.
- HANSON, G. N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 8: 371-406.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Eds.) *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19: 67-81.
- HARRIS, N. B. W & INGER, S. 1992. Trace element modelling of pelitic derived granites. *Contrib. Mineral Petrol.* 110:46-56.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L. & SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, AM, DNPM, MME. p. 129-147.
- HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E. A. TH. & VERSCHURE, R.A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). *Earth Planetary Sci. Letter*, 20 (2): 189-200.
- HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M. de; MELCHER, G. C.; CORDANI, V. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDAROS, P.; PINSON JR., W. H. & FAIRBAIRN, H. W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages: *Science*, 157: 495 - 500.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A.R.E.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da Folha SA.22 – Belém. BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 – Belém*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 5). p. 2-110.
- JAHN, B.M.; GLIKSON, A.Y.; PEUCAT, J.J.; HICKMAN, A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1.633-1.652.
- JAHN, B.M. & ZHANG, Z.Q. 1984. Radiometric Ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archaean granulitic gneisses from eastern Hebei Province, China. KRÖNER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. (Eds). *Archaean Geochemistry*. Berlin: Springer-Verlag. p. 204-234.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C.A. & FARACO, M. T.L. 1984. Projeto Trombetas - Mapuera; *Relatório Final*. Belém: CPRM-SUREG-BE. V. 1 + mapas.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A. & PROVOST, A. 1985. Magmatismo adamélico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* Belém, Pará, SBG, v.2, p. 93-109.
- KILPATRICK, J.A. & ELLIS, D.J. 1992. C-type magmas igneous charnockites and their exclusive equivalents. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83: 155-164.
- KROONENBERG, S.B. 1976. Amphibolite-fácies and granulite-fácies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam. *Geol. Mijnb. Dienst. Suriname*, Medeling, 25: 109-289.

- KROONENBERG, S. B. 1985. El borde occidental del escudo de Guayana en Colombia: temário I. SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1. *Memória* Caracas, 1985. p. 51 - 63.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal Volc. Geothermal Res.*, 14: 169-186.
- LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; BOWDEN, P. & GIRET, A. 1983. *The granitic terms of converging plutonic types series and mineralizations*. Inédito (Simpósio sobre geologia dos granitos e suas relações metalogenéticas), Nankin.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLEY, A.R. & ZANETTIN, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell, 193 p.
- LIMA, M.I.C. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA A. da S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.V.F. & SILVA, G.G. da. 1974. Geologia da Folha NA/NB.22 - Macapá. BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha NA/NB - Macapá*. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 6). p. 2-129.
- LOCK, P. R. F. 1983. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha NA.20-Z-B Caracará. Manaus: CPRM. 7 p. + anexos.
- LOURENÇO, R. S.; MONTALVÃO, R. M.G.; PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; FERNANDES, C. A. C. & TEIXEIRA, W. 1978. Geologia. BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL; Folha SA. 20 Manaus. Rio de Janeiro. p. 19-164.
- MAIA, R. G. N.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A. de; COSTA, F.S.F. da; HOLANDA, M.A. de & COSTA, J. de A. 1977. Projeto Carvão no alto Solimões; Relatório Final. Manaus: CPRM - SUREG-MA. v. 1.
- MANDETTA, P.; VEIGA JÚNIOR, J.P. & OLIVEIRA, J.R. 1974. Reconhecimento geológico e geoquímico ao longo do Rio Pitinga - afluente do Rio Uatumã. Manaus: CPRM. 31 p.
- MANIAR, P. D. & PICCOLLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol.Soc.of Am.Bull.*, 101: 635-643.
- MAROT, M. ; CAPDEVILA, R.; LEVEQUE, B.; GRUAU, G.; MARTIN, H.; CHARLOT, R. & HOCQUARD, C. 1984. Le "synclinorium du sud" de Guyane Française: une ceinture de roches vertes d'âge proterozoïque inférieur. REUNION ANNUELLE DES SCIENCES DE LA TERRE, 10, Bordeaux, Soc. Geol. Fr., Paris.
- MARTIN, H. 1987. Archean and modern granitoids as indicators changes in geodynamic processes. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (4): 350-65.
- MC CONNELL, R.B. 1958. Provisional stratigraphical table of British Guiana. *Ann. Rept.* 1957. Geol. Surv. Br. Guiana. Appdx. I, p. 33-53.
- MC CONNELL, R.B. 1959. The Takutu Formation, British Guiana, and the probable age of the Roraima Formation. Resúmen: Assoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., *Boletim Informativo* ,2 (1): 21-22.
- MC CONNELL, R.B. 1962. *Provisional geological map of British Guiana*. 1: 1.000.000. Georgetown, Guiana, Geological Survey of British Guiana.
- MC DOUGALL, I.; COMPSTON, W. & HAWKES, D.D. 1963. Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in Proterozoic dolerites from British Guiana. *Nature*, 198: 564-567.
- MELO, A.F.F. de; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J. & D'ANTONA, R.J. de G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. 1A-B.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks*. Reprint. Orig. Publ. London, New York: Longman. 258 p.
- MIRANDA, J. 1938. Reconhecimento geológico no alto Ouro Preto e Rio Branco. In: MOURA, P. & WANDERLEY, A. - Noroeste do Acre . . . Rio de Janeiro; DNPM, 1938. p. 121-125.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*. 274: 321-355.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & PITTHAN, J.H.L. 1974. Grupo Cauarane. Projeto Radambrasil, Relatório Interno 21-G, Belém, Pará, 7p.
- MONTALVÃO, R. M. G. de. 1974. Esboço geológico-tectônico do Cráton Guianês. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. Porto Alegre, SBG, (Boletim, 1) p. 541-547.
- MONTALVÃO, R. M. G.; MUNIZ, M.C.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A. & SILVA, G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20- Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL.

- Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21.* Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8). p. 15-136.
- MORAES REGO, L. F. 1930. Notas sobre a geologia do Território do Acre e da bacia do Javary; Manaus. Cezar. 15 p.
- MOURÃO, L.M.F. 1984. Projeto Rio Branco; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, 4v.
- MULLEN, E.D. 1983. MnO, TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis., *Earth and Planetary Science Letters*. 62: 53-62.
- NARDI, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica de granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS, 18 (1): 44-57.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B.
- OLIVEIRA, A.I. de, 1929. Bacia do Rio Branco, Estado do Amazonas. *Bol.Serv.Geol.Min.*, 37: 1-71.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O.H. 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472 p.
- OLIVEIRA, E. P. 1940. *História da pesquisa de petróleo no Brasil*. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 208 p.
- OLIVEIRA, A.S.; FERNANDES, C.A.C.; ISSLER, R.S.; MONTALVÃO, R.M.G. de & TEIXEIRA, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 9). p. 21-118.
- OLIVEIRA, M. J. R.; LUZARDO, R.; FARIA, M. S. G. de & PINHEIRO, S. da S. 1996a. A Suíte Intrusiva Água Branca no Sudeste de Roraima, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5 Belém; 1996 – *Anais...* Belém, Pará, SBG-Núcleo Norte. p. 86-89.
- OLIVEIRA, M.J.R.; ALMEIDA, M.E.; LUZARDO, R. & FARIA, M.S.G. de. 1996b. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, Bahia, SBG, v.2, p. 213-216.
- PARRA, V.S. 1974. Geologia preliminar del área Tigre-Corrientes en non oriente Peruano. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, 106-127.
- PEARCE, J.A. 1996. Sources an Setting of Granitic Rocks. *Episodes*. 19 (4) : 120-125.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth & Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1975. Basalt Geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67.
- PEARCE, J.A.; GORMAN, B.E. & BARKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 36: 121-132.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N. & TINDLE, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Geology*, 25: 956-983.
- PELLOGIA, A. U. G. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1991. Utilização do diagrama ferro-titânio na distinção química entre orto e paraanfibolitos. *Boletim. IG.USP (Série Científica)*, 22: 51-60.
- PESSOA, M.R.; SANTIAGO, A.F.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R.C. & PRAZERES, W.V. 1977. *Projeto Jamanxim*; Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 9 v.
- PETTIJOHN, F.S.; POTTER, P.E. & SIEVER, P. 1973. *Sand and Sandstone*. New York: Springer-Verlag.
- PINHEIRO S. da S. ; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G. de; RIKER, S.R.L. & WILDNER, W. 1981. *Projeto Catrimãni-Uraricoera*: Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, v. 2B. p. 399-401.
- PINHEIRO, S. da S. & REIS, N. J. 1994. Os terrenos metavulcano-sedimentares do Estado de Roraima. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. *Anais...* Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte. p. 30-32.
- PITCHER, W S. 1983. Granite type and tectonic environment. HSÜ, K. J. (Ed.): *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, p. 19-40
- POLLARD, J.P. 1995. Granitos e Mineralizações Associadas. *Apostila do curso ministrado na Universidade Federal do Pará - UFPa*. Belém. Pa. Brasil. 67p.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.Th. & VERSCHURE, R.H. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian Basement of Suriname, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 1.667-1.680.

- PROJETO RORAIMA CENTRAL. 1997. Manaus: CPRM. 168p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, no prelo).
- RAMGRAB, G.E. & DAMIÃO, R.N. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana*, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40 p.
- RAMGRAB, G.E.; BOMFIM, L.F.C. & MANDETTA, P. 1972. *Projeto Roraima. 2a. Fase*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 38 p.
- RAMGRAB, G.E. 1984. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folha NA.20/NB.20 Boa Vista – RR; escala 1: 1.000.000*. Manaus: DNPM/CPRM. 44p. + mapas.
- RAMSAY, J. C. 1977. *Plegamiento y fracturación de las rocas*. Madrid: H. Blume. 590 p.
- RAMSAY, C.R. 1986. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian Shield and their precursors. *Journal of African Earth Sciences*, v.4, p. 153-168.
- REIS, N. J. & CARVALHO, A. S. 1996. Coberturas sedimentares do mesoproterozóico do Estado de Roraima; avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. Geoc.* 26 (4): 217-226.
- REIS, N.J. & HADDAD, R.C. Grupo Surumu. *In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.*
- REIS, N. J. & PINHEIRO, S. da S. 1986. *Síntese Estratigráfica do Território Federal de Roraima*. Manaus, CPRM, Relatório Inédito, 40 p.
- REIS, N. J.; SANTOS, J.O.S.; RIKER, S.R.L.; PESSOA, M.R. & PINHEIRO, S. da S. 1991. A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus - enfoque a seus ambientes deposicionais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, p. 361-370.
- REIS, N. J. & FRAGA, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu- Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, BA, SBG, vol. 2, p. 88-90.
- REIS, N.J. 1997. *Léxico Estratigráfico de Roraima*. CPRM, Manaus, Relatório Interno (Inédito), 86 p.
- REIS, N.J. Complexo Alcalino Apiaú. *In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.*
- RIKER, S.R.L. Metalogenia. Grupo Surumu. *In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.*
- RIKER, S.R.L. Metalogenia. Complexo Alcalino Apiaú. *In: PROJETO RORAIMA CENTRAL, CPRM, no prelo.*
- ROBIN, P. Y. F. & CRUDEN, A. R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Structural Geology*, v.16, p. 447-466.
- SALAS, N.J. & SANTOS, J.O.S. 1974. Determinações geocronológicas pelo método da birrefringência em fonolito na área do Projeto Norte da Amazônia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, RS, SBG, v.6, p.221-224.
- SANTIAGO, A. F. 1983. Projeto São João do Baliza – Manaus: CPRM/SUREG-MA. 39 p. + Anexos.
- SANTOS, J.O.S.; MOREIRA, A.S.; PESSOA, M.R.; OLIVEIRA, J.R. de; MALOUF, R.F.; VEIGA Jr., J.P. & NASCIMENTO, J.O. do. 1974. *Projeto Norte da Amazônia, Domínio Baixo Rio Negro*; Geologia da Folha NA.20-Z, Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, v. 3A.
- SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R. de; SANTOS, A.J. dos & ARAÚJO NETO, H. de 1977. *Principais manifestações básicas não-orogênicas da Plataforma Amazônica*. Manaus, CPRM, Relatório Inédito, 132p.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, BA, SBG, v.1, 339-348.
- SANTOS, J.O.S. & OLSZEWSKI, W. 1988. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, Pará, SBG/DNPM, p. 378-388.
- SANTOS, J.O.S. & NELSON, B.W. 1995. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. CONGRESSO LATINO-AMERICANO, 8, Caracas, 1995. *Temário 4 (dunas.doc)*. Caracas, Venezuela. 9 p.
- SANTOS, J.O.S.; SILVA, L. C.; FARIA, M. S. G. de; MACAMBIRA, M. 1997. Pb-Pb single crystal, evaporation isotopic study on the post-tectonic, sub-alkalic, A – type Moderna granite (Mapuera intrusive suite, State of Roraima, northern Brazil. Symposium of Granites and Associated Mineralizations, 2. Salvador – Bahia – Brasil. *Extended abstract and program*. Salvador: SGM. p. 273 - 275.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L. & MacNAUGHTON, no prelo.
- SCHOBENHAUS, C. ; HOPPE, A.; LORK, A. & BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, Camboriú, 1994. *Anais...*Camboriú, SC, SBG, v.2, p. 395-397.

- SILVA, L. C. da 1991. Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia. Dissertação (mestrado). Universidade da Bahia – UnB. 143p.
- SILVA, L. C. da; SOUZA, E. C. de; TULLER, M. P.; FÉBOLI, W. L. 1990. Aplicação de geoquímica de ETR para a caracterização de anatexia em gnaisses metapelíticos de alto grau do Complexo Paraíba do sul (ES). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. Natal. *Anais...* Natal, SBG: v-4, p. 1.656-1.667.
- SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Complexo Kanuku: Um exemplo de charnockitização *in situ*. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, 1994. *Anais...* Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, p. 231-234.
- SINGH, S. 1966. Geology and petrology of part of the Guiana Shield in the South Savannas - Rewa area of Southern Guiana. *Geol. Surv.Br. Guiana Bull.*, 37: 1-127.
- SNELLING, N. J. & Mc CONNELL, R.B. 1969. The geochronology of Guyana. *Geol. Mijn.*, 48: 201-213.
- SOARES, M.A. 1985. Estudio petrografico de la estructura alcalina La Churuata, Territorio Federal Amazonas. CONGRESSO GEOLÓGICO VENEZOLANO, 6, Caracas, 1985. Memoria... Caracas, Venezuela, v.4, p. 2.117-2.158.
- SOUSA, M.A.P. & DIÓGENES, H.S. 1998. Recursos Minerais do Município de Caracarái, Estado de Roraima. Manaus: CPRM. 26p. il. (Relatório, PRIMAZ).
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- SUN, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R.Soc.*, A297: 409-445.
- SUN, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochem.Cosmochim.Acta* (46): 179-192.
- SUSZCZYNSKI, E.F. 1970. La Geologie et la technique de la Plateforme Amazonienne. *Geol. Rundsch.*, 59 (3): 1.232-1.253.
- TARNEY, J.; WEAVER, B.; DRURY, A. 1979. Geochemistry of Archean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and East Greenland. In: BARKER, F. (Ed) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, p. 275-299.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; SCHMUS, W.R.Van; BETTENCOURT, J.S. & TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro – Jurueña Province (Amazonan Craton) and tectonic implications. *Intern. Geolog. Review*, 38: 161-175.
- TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K. M. & RODRIGUES, L. V. 1997. The geochronological map of the Amazonian craton in Brazil. SSAGI – SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM OR ISOTOPE GEOLOGY. Extended Abstracts Campos do Jordão – S.P.: 1997. IG-USP/CPRM/CNPq /FINEP/FAPESP. p. 312-313.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- TEIXEIRA, L.R. & MELLO, R.C. 1990. Geoquímica dos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraiíba, na região de Riachão do Jacuípe - Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 36, Natal. 1990. *Anais...*Natal, RN. SBG. v.4. p. 1.849-1.860.
- TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. & TASSINARI, C.G.C. 1976. Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-Cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, MG, SBG, p.169-183.
- TEIXEIRA, W. 1978. Interpretação geotectônica do magmatismo pré-cambriano básico e alcalino da região amazônica, baseada em idades radiométricas. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, PE, SBG, p.44.
- TEIXEIRA, W.; OJIMA, J.K. & KAWASHITA, K. 1984. A evolução geocronológica de rochas metamórficas e ígneas da faixa móvel Maroni-Itacaiunas na Guiana Francesa. SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, AM, DNPM, MME. p. 75-81.
- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: Geol. Survey of Prague, *Metallization associated with acid magmatism*, v.2, p. 41-96.
- VEIGA Jr., J. P. 1982. Projeto Anauá. Manaus: CPRM. 7 p.
- VEIGA Jr., J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C. de; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E.; PESSOA, M. R. & SOUZA, S. A. de S. 1979. - Projeto Sulfetos do Uatumã; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 6v.
- WALROND, G.W. 1979. Provisional mineral map of Guyana showing production of economic minerals, period 1968 to 1978, 1: 2.000.000. Guyana Geology and Mines Commission.

- WANDERLEY, A. F. L. 1940. Petróleo; Território do Acre. BRASIL. DNPM. DFPM, Rio de Janeiro, nº 41, p. 128-129.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.I. & CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.95: 407-419.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1980. Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the archaean lower continental crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 51: 279-296.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1984. Estimating the composition of the continental crust: an empirical approach. *Nature*. London. 310. p. 575-577.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultramorphomorphic and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.
- WHITE, A.J.R. 1992. Granite Handbook: description, genesis and some associated ore deposits. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Short Course*. São Paulo, SP, 109 p.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic. London. 466p.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precambrian Research*, 45: 191-201.
- WINKLER, H. G. F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. 4. ed. São Paulo: Edgard Blucher; Porto Alegre: Editora da UFRGS. 254p.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro ⁹	SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio ¹	SE.22-V-A	Guiratinga ¹
NA.20	Boa Vista ⁸	SC.24.V	Aracaju NW ⁸	SE.23-Z-B-IV	Serro ¹
SA.22-X-D	Belém ⁴	SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas ¹	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro ¹
SA.23-Z	São Luis NE/SE ⁸	SD.22-Z-A	Itapaci ¹	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW ⁸
SB.22-X-B	Rondon do Pará ⁴	SD.22-Z-B	Uruaçu ¹	SG.22-X-B	Itararé ¹
SC.20	Porto Velho ⁸	SD.24-Y-B	Ilhéus ¹	SH.22	Porto Alegre ⁸

Folhas Impressas

	Borda Oeste	SB.25-V-C-IV	João Câmara ¹	SD.24-V-A	Seabra ² (CD-ROM)
	Creporizão (Geoquímica)	SB.25-Y-C-V	Limoeiro ¹	SD.24-V-A-I	Seabra ¹
	Roraima Central ⁹ (CD-ROM)	SC.20-V-B-V	Porto Velho ¹	SD.24-V-A-II	Utinga ¹
NA.20-X	Paredão ¹	SC.20-V-C-V	Abunã ¹	SD.24-V-A-V	Lençóis ¹
NA.20-X-C-III	Serra do Ajarani ¹	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná ¹	SD.24-V-C	Livramento do Brumado
NA.20-X-C-VI	Monte Roraima ¹	SC.20-V-D-I	Jaciparaná ¹	SD.24-V-C-II	Mucugê ¹
NB.20-Z-B-V	Monte Caburai ¹	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldaña ¹	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista ²
NB.20-Z-B-VI	Rio Quinó ¹	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo ¹	SD.24-Y-B-V	Ibicaraí ¹
NB.20-Z-D-II	Rio Cotingo ¹	SC.22-X-A	Redenção ⁴ (CD-ROM)	SD.24-Y-B-VI	Itabuna ¹
NB.20-Z-D-III	Vila Pereira ¹	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia ⁴	SE.21-Y-D	Corumbá ¹
NB.20-Z-D-V	Rio Viruquim ¹	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto ¹	SE.22-V-B	Iporá ²
NB.20-Z-D-VI	Sem denominação	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes ¹	SE.22-V-B	Iporá ¹ (1999)
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação	SC.23-Z-A/Y-B	Curimata/Corrente ¹	SE.22-X-A	São Luis de Montes Belos ²
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica ¹	SE.22-X-A-II	Sanclerlândia ¹ (CD-ROM)
SA.20-V	Rio Cuiuni ¹	SC.24-V-A	Paulistana ¹	SE.22-X-A-III	Itaberai ¹
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim ⁴	SC.24-V-A-II	Paulistana ¹	SE.22-X-A-VI	Nazário ¹
SA.23-Y-D	Altamira ⁴	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.22-X-B	Goianã ²
SA.23-V-C	Castanhal ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito ¹	SE.22-X-B	Goianã ⁸ (1999)
SA.23-V-D	Turiação ⁴	SC.24-V-A-V	Afrânio ¹	SE.22-X-B-I	Nerópolis ¹
SA.23-X-C	Cururupu ⁴	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo ¹	SE.22-X-B-II	Anápolis ¹
SA.23-Y-B	Pinheiro ⁴	SC.24-V-B-IV	Cristália ¹	SE.22-X-B-IV	Goianã ¹
SA.23-Z-A	São Luis ⁴	SC.24-V-C	Petrolina ¹	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões ¹
SA.23-Y-D	Santa Inês ⁴	SC.24-V-C-III	Petrolina ¹	SE.22-X-B-VI	Caralva ¹
SA.24-Y-D-V	Irauçuba ³ (CD-ROM)	SC.24-V-D	Uauá ²	SE.22-X-D	Morrinhos ²
SB.20-Z-B-VI	Mutum ¹	SC.24-V-D-I	Itamotinga ¹	SE.23-V-B	São Romão ²
SB.21-V-D	Vila Mamãe Anã ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-A	Belém de S. Francisco ¹ (CD-ROM)	SE.23-Z-B	Guanhães ²
SB.21-X-C	Caracol ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-C-V	Santa Brigida ¹	SE.23-Z-C	Belo Horizonte ²
SB.21-Y-B	Jacareacanga ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-C-VI	Piranhas ¹	SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte ¹ (CD-ROM)
SB.21-Z-A	Vila Ríozinho ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-D-V	Arapiraca ¹	SE.23-Z-D	Ipatinga ²
SB.21-Z-C	Rio Novo ⁸ (CD-ROM)	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim ²	SE.23-Z-D-IV	Itabira ¹ (CD-ROM)
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu ⁴	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha ³	SE.24-V-A	Almenara ²
SB.22-X-C	Serra Pelada ⁴	SC.24-Y-C	Jacobina ²	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu ¹
SB.22-X-D	Marabá ⁴	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu ¹	SE.24-Y-C-VI	Colatina ¹
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás ⁴	SC.24-Y-D	Serrinha ¹ (rev.)	SF.21	Campo Grande ⁸ (CD-ROM)
SB.22-Z-B	Xambioá ⁴	SC.24-Y-D-II	Gavião ¹	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia ¹
SB.22-Z-C	Xinguara ⁴	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo ¹	SF.21-V-D	Porto Murinho ¹
SB.22-Z-C	Xinguara ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-V	Pintadas ¹	SF.21.X.A	Aquidauana ¹
SB.22-Z-D	Araguaína ¹	SC.24-Y-D-VI	Serrinha ¹	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí ¹
SB.23-V-A	Açailândia ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-II	Jeremoabo ¹	SF.23-X-B-I	Mariana ¹
SB.23-V-B	Vitorino Freire ⁴	SC.24-Z-A-III	Carira ¹	SF.23-X-B-II	Ponte Nova ¹
SB.23-V-C	Imperatriz ⁴	SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão ¹	SF.23-X-B-IV	Rio Espera ¹
SB.23-V-D	Barra do Corda ⁴	SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda ¹	SF.23-X-C-III	Barbacena ¹
SB.23-X-A	Bacabal ⁴	SD.21-Z-A	Rosário do Oeste ²	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SB.23-X-B	Caxias ¹	SD.21-Z-C	Cuiabá ²	SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹
SB.23-X-C	Presidente Dutra ⁴	SD.22-X-D	Porangatu ²	SF.23-Y-B-II-2	Heliadora ¹
SB.24-V-C-III	Crateús ¹	SD.22-Z-B	Uruaçu ²	SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio ¹
SB.24-V-D-V	Mombaça ¹	SD.22-Z-C	Ceres ²	SF.24-V-A-III	Domingos Martins ¹
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró ²	SD.22-Z-C-II	Morro Agudo ¹	SF.24-V-A-VI	Cachoeiro de Itapemirim ¹
SB.24-Y-B	Iguatu ¹	SD.22-Z-C-V	Goias ¹	SG.22-X-D-I	Piúma ¹
SB.24-Y-B-II	Catarina ¹	SD.22-Z-C-VI	Itaguara ¹	SG.22-Z-B	Curitiba ⁸ (CD-ROM)
SB.24-Y-C-V	Patos ¹ (PI)	SD.22-Z-D	Goianésia ²	SG.22-Z-D-I-2	Joinville ²
SB.24-Y-C-VI	Simões ¹	SD.22-Z-D-IV	Jaraguá ¹	SG.22-Z-D-II-1	Botuverá ¹
SB.24-Z-B	Caico ¹	SD.22-Z-D-V	Pirenópolis ¹	SG.22-Z-D-V	Brusque ¹
SB.24-Z-B-II	Jurrais Novos ³	SD.23-X-B	Ibotirama ²	SH.22-V-C-IV	Florianópolis ¹
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó ³	SD.23-X-C-V	Coribe ¹	SH.22-Y-A	Lagoa ¹
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹	SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa ²	SH.22-Y-A	Santa Maria
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹ (1999)	SD.23-Y-C	Brasília ²	SH.22-Y-C	Cachoeira do Sul ² (CD-ROM)
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira ¹	SD.23-Y-D	Buritis ²	SH.22-Y-C	Pedro Osório ¹ (CD-ROM)
SB.24-Z-D-I	Patos ¹ (PB)	SD.23-Z-D-II	Monte Azul ³	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho ¹
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho ¹	SD.23-Z-D-IV	Janaúba ³	SH.22-Y-B	Porto Alegre ¹
SB.24-Z-D-IV	Monteiro ¹	SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas ³		
SB.24-Z-D-V	Sumé ¹				
SB.25-V-C	Natal ²				

Folhas em Edição

NA.20-Y	Serra Imeri ¹	SB.24.Z	Jaguaribe SE ⁸	SH.22-X-B-IV	Criciúma ¹
NA.20-Z	Caracará ⁷	SC.24-X	Aracaju NE ⁸	SH.22-Y-C-II	Piratini ¹
SA.23-V/Y	São Luis SW/NW ⁸	SC.24-Z	Aracaju SE ⁸		
SB.24-Y	Jaguaribe SW ⁸	SC.24.Y	Aracaju SW ⁸		

¹ Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; ² Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; ³ Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; ⁴ Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; ⁵ Levantamento geológico visando ao meio ambiente; ⁶ Levantamentos aerogeofísicos; ⁷ Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; ⁸ Integração geológica/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; ⁹ Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

Folhas Concluídas

NA.20-X-B	Uraricoera ²	SC.24-V-B	Salgueiro ²	SE.24-Y-C	Colatina ²
NA.21-V-A	Conceição do Mau ²	SC.24-X-A	Floresta ²	SF.21-V-B	Baía Negra ²
NA.20-X-D	Boa Vista ²	SC.24-X-B	Garanhuns ²	SF.21-X-A	Miranda ²
NA.20-Z-B	Caracará ²	SC.24-X-C	Paulo Afonso ²	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho ⁷
NB.20-Z-B e		SC.24-X-D	Santana do Ipanema ²	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém ⁷
NB.21-Z-A	Monte Roraima ²	SC.24-Y-A	Mirangaba ²	SF.23-V-A-III.2	Mangagua ⁷
NB.20-Z-D	Vila Surumu ²	SC.24-Z-A	Jeremoabo ²	SF.23-Y-A-V.4	Campinas ⁷
NB.21-Y-C	Rio Mau ²	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância ²	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos ⁷
NA.21-Z-B	Rio Citaré ²	SC.24-Z-C	Tobias Barreto ²	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba ⁷
NA.22-V-B	Rio Oiapoque ²	SC.25-V-A	Recife ²	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva ⁷
NB.22-Y-D	Cabo Orange ²	SC.25-V-C	Maceió ²	SF.23-Y-C-III.1	Jundiá ⁷
NA.22-V-D	Lourenço ²	SD.20-V-B	Príncipe da Beira ²	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia ⁷
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque ²	SD.20-X-A	Pedras Negras ²	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba ⁷
NA.22-Y-B	Rio Araguari ²	SD.20-X-B	Vilhena ²	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos ⁷
NA.22-Y-D	Macapá ²	SD.20-X-C	Ilha do Sossego ²	SF.23-Y-C-V.2	São Roque ⁷
SA.21-X-B	Rio Maicuru ²	SD.20-X-D	Pimenteiras ²	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba ⁷
SA.24-Y-A	Parnaíba ²	SD.21-Y-C	Mato Grosso ²	SF.23-Y-C-VI.1	Itapeçerica da Serra ⁷
SA.24-Y-B	Acarau ²	SD.21-Y-D	Barra do Bugres ²	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo ⁷
SA.24-Y-C	Granja ²	SD.22-X-A	Araguaçu ²	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu ⁷
SA.24-Y-D	Sobral ²	SD.22-X-B	Alvorada ²	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande ⁷
SA.24-Z-C	Fortaleza ²	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia ²	SF.23-Y-D-I.1	Piracaia ⁷
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas ²	SD.22-Y-D	Barra do Garças ²	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá ⁷
SB.22-X-D	Marabá ²	SD.22-Z-A	Mozarlândia ²	SF.23-Y-D-I.3	Itaquacetuba ⁷
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas ²	SD.23-V-A	Arraias ²	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel ⁷
SB.24-V-A	Piripiri ²	SD.23-V-C	Campos Belos ²	SF.23-Y-D-II.3	Jacarei ⁷
SB.24-V-B	Quixadá ²	SD.23-X-A	Barreiras ²	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) ⁷
SB.24-V-C	Crateús ²	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória ²	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes ⁷
SB.24-V-D	Quixeramobim ²	SD.23-Y-A	São João d'Aliança ²	SF.23-Y-D-IV.3	Santos ⁷
SB.24-X-A	Aracati ²	SD.23-Z-A	Manga ²	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga ⁷
SB.24-X-C	Morada Nova ²	SD.23-Z-B	Guanambi ²	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis ⁷
SB.24-Y-A	Valença do Piauí ²	SD.24-V-A	Seabra ²	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio ⁷
SB.24-Y-B	Iguatu ²	SD.24-V-B	Itaberaba ²	SF.23-V-A	Franca ²
SB.24-Y-C	Picos ²	SD.24-V-D	Jequié ²	SF.23-V-B	Furnas ²
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte ²	SD.24-X-C	Jaguaribe ²	SF.23-V-C	Ribeirão Preto ²
SB.24-Z-A	Souza ²	SD.24-X-A	Salvador ²	SF.23-V-D	Varginha ²
SB.24-Z-B	Caicó ²	SD.24-Y-B	Ilhéus ²	SF.23-X-A	Divinópolis ²
SB.24-Z-D	Patos ²	SD.24-Z-A	Itacaré ²	SF.23-X-B	Ponte Nova ²
SB.25-Y-A	Cabedelo ²	SD.24-Y-C	Rio Pardo ²	SF.23-X-C	Barbacena ²
SB.25-Y-C	João Pessoa ²	SD.24-Y-D	Itapetinga ²	SF.23-X-D	Juiz de Fora ²
SC.20-V-C	Abunã ²	SD.24-Z-C	Canavieiras ²	SF.23-Y-A	Campinas ²
SC.20-V-D	Ariquemes ²	SE.21-V—D-V	Morraria do Insua ¹	SF.23-Y-B	Guaratinguetá ²
SC.20-Y-B	Alto Jamari ²	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré ¹	SF.23-Y-C	São Paulo ²
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes ²	SE.21-Y-B-III	Amolar ¹	SF.23-Y-D	Santos ²
SC.20-Z-A	Rondonia ²	SE.23-V-A	Unai ²	SG.22-X-A	Telêmaco Borba ²
SC.20-Z-B	Rio Branco ²	SE.23-V-C	Paracatu ²	SG.22-X-B	Itararé ²
SC.20-Z-C	Presidente Médici ²	SE.23-V-D	João Pinheiro ²	SG.22-X-C	Ponta Grossa ²
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno ²	SE.23-X-A	Montes Claros ²	SG.22-X-D	Curitiba ²
SC.21-Z-B	Vila Guarita ²	SE.23-X-B	Araçuaí ²	SG.23-V-C	Cananéia ²
SC.22-X-D	Miracema do Norte ²	SE.23-X-C	Pirapora ²	SG.23-V-A	Iguaape ²
SC.22-Z-B	Porto Nacional ²	SE.23-X-D	Capelinha ²	SG.22-Z-D	Florianópolis ²
SC.22-Z-D	Gurupi ²	SE.23-Y-A	Patos de Minas ²	SH.21-Z-D	Bagé ²
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato ²	SE.23-Y-B	Três Marias ²	SH.21-Z-B	São Gabriel ²
SC.23-Y-C	Natividade ²	SE.23-Y-C	Uberaba ²	SH.22-X-B	Criciúma ²
SC.23-Z-B	Xique-Xique ²	SE.23-Y-D	Bom Despacho ²	SH.22-Y-D	Pelotas ²
SC.23-Z-D	Barra ²	SE.23-Z-A	Curvelo ²	SH.22-Z-C	Mostarda ²
SC.24-V-A	Paulistana ²	SE.24-V-C	Teófilo Otoni ²	SI.22-V-A	Jaguarão ²
		SE.24-Y-A	Governador Valadares ²		

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

Departamento de Apoio Técnico

Giuseppina Giaquinto de Araújo

Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral

Maria da Conceição C. Jinno

EQUIPES DE PRODUÇÃO

Cartografia Digital

Carlos Alberto da Silva Copolillo	José Pacheco Rabelo
Carlos Alberto Ramos	Julimar de Araújo
Elaine de Souza Cerdeira	Leila Maria Rosa de Alcantara
Elcio Rosa de Lima	Luiz Guilherme Araújo Frazão
Hélio Tomassini de O. Filho	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
Ivanilde Muniz Caetano	Marília Santos Salinas do Rosário
João Bosco de Azevedo	Paulo José da Costa Zilves
João Carlos de Souza Albuquerque	Risonaldo Pereira da Silva
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Samuel dos Santos Carvalho
José Barbosa de Souza	Sueli Mendes Sathler
José Carlos Ferreira da Silva	Valter Alvarenga Barradas
José de Arimathéia dos Santos	Wilhelm Petter de Freire Bernard

Editoração

Antonio Lagarde	Marília Asfura Turano
Edalair Rizzo	Pedro da Silva
Jean Pierre Souza Cruz	Sandro José Castro
José Luiz Coelho	Sergio Artur Giaquinto
Laura Maria Rigoni Dias	

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

<i>Ministro de Estado</i>	Rodolpho Tourinho Neto
<i>Secretário Executivo</i>	Helio Vitor Ramos Filho
<i>Secretário de Minas e Metalurgia</i>	Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM
Serviço Geológico do Brasil

<i>Diretor-Presidente</i>	Umberto Raimundo Costa
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	Thales de Queiroz Sampaio
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Luiz Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo Antônio Carneiro Dias
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Sabino Orlando C. Loguércio

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Xafi da Silva Jorge João
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Osvaldo Castanheira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Mário de Carvalho
<i>Superintendente de Manaus</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Cladis Antonio Presotto
<i>Superintendente de Recife</i>	Marcelo Soares Bezerra
<i>Superintendente de Salvador</i>	José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Clodionor Carvalho de Araújo
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Rommel da Silva Sousa

ANEXOS

SÚMULA DE DADOS DE PRODUÇÃO

Os levantamentos geológicos realizados pelo Projeto Caracará propiciaram a obtenção dos dados listados a seguir, que se encontram disponíveis neste relatório e nos escritórios da CPRM/RJ e Superintendência Regional de Manaus.

Dados Físicos de Produção

Área do projeto	59.900 km ²
Área mapeada	37.400 km ²
Afloramentos descritos	624
Amostras de Rocha.	691
Análises Petrográficas	252

Prospecção Geoquímica

Sedimento de Corrente.	70
Concentrado de Bateia.	98
Solo	04

Determinações Analíticas

Elementos maiores e menores	107
Elementos-traço	119
Elementos Terras-Raras	119

Determinações Geocronológicas

Método da evaporação Pb/Pb	3
--------------------------------------	---

Documentos Produzidos Inseridos no Texto do Relatório

Fotografias de Afloramentos	38
Fotomicrografias.	48
Fotografias aéreas	1
Imagens de Satélite.	1
Figuras e gráficos.	90
Tabelas	31

Documentos Anexos ao Relatório

Carta Geológica – Escala de 1:500.000
Carta Metalogenética/Previsional – Escala de 1:500.000

Documentos Disponíveis em Arquivos Eletrônicos

Fichas de afloramentos (Base AFLORA)
Fichas de análises petrográficas (Base PETRO)
Fichas de cadastramento de recursos minerais (Base META)
Cadastro geoquímico com dados de campo e analítico de todas as amostras submetidas à análise química
Relatório de Geoquímica

Documentos Disponíveis na Superintendência Regional de Manaus

Carta de afloramentos na escala 1:250.000 em meio digital
Carta de pontos de amostragem de sedimentos de corrente, concentrados de bateia, solo e rocha
Tabela com todas as coordenadas geográficas das estações geológicas

Listagem de Jazimentos Minerais

Ocorrências cadastradas	35
-----------------------------------	----

Lista de Ocorrências Minerais na Área do Projeto Caracará.

Nº de Ordem	Substância Mineral	Localização				Dados da Mineralização				Rochas Encaixantes		Status da mineralização	Referência Bibliográfica	
		Município	UF	Local	Coordenadas Geográficas	Morfologia	Textura/Estrutura	Classe de Jazimento	Paragênese Mineral	Litologia	Idade			
1	Ametista	São Luiz do Anauá	RR	Vicinal 14 Vila Moderna	01°01'26"	60°10'00"	Irregular	Stockwork	VII VIII	Ametista	Granodiorito SIAB	Pi	3	Lock, 1983; Ramgrab, 1984; Projeto Caracará.
2	Ouro	Caracará	RR	Garimpo Anauá	01°27'33"	59°57'53"	Filoneano	Terrosa	IX	Au, py, apy, bo	Monzogranito GIA	Pi	5	Faria <i>et al.</i> , 1996; Projeto Caracará.
3	Ouro	Caracará	RR	Rio Anauazinho	01°22'00"	60°02'00"			I			Q	0	Lock, 1983; Ramgrab & Damião, 1970; Ramgrab, 1984.
4	Ouro	Caracará	RR	Serra da Mocidade	01°36'49"	61°57'49"			I			Q	0	Bomfim <i>et al.</i> , 1974; Montalvão <i>et al.</i> , 1975.
5	Ouro	Caroebe	RR	Afluente da margem direita do rio Jatapu, próximo a foz do rio Jatapuzinho	00°30'32"	59°24'45"			I		Contato entre granitóides da SIAB e basaltos da Formação Seringa	Q	6	Viega Jr., 1982; Costi <i>et al.</i> , 1984
6	Ouro	Caroebe	RR	"	00°29'44"	59°25'18"			I		Aluviões	Q	0	Veiga Jr., 1982; Costi <i>et al.</i> , 1984
7	Ouro	Caroebe	RR	"	00°29'20"	59°25'38"			I		Aluviões	Q	0	Veiga Jr., 1982; Costi <i>et al.</i> , 1984
8	Ouro	Caracará	RR	Próximo às cabeceiras do rio Tacutu	01°57'06"	59°45'12"			I		Colúvio-elúvio sobre paragnaisses	Q	6	Proj. Caracará
9	Brita	Rorainópolis	RR	BR-174 com vicinal 06	00°59'35"	60°24'24"			VII		Granitóides GIA	Pi	3	Proj. Caracará
10	Brita	Rorainópolis	RR	BR-174, vila de Martins Pereira	01°04'16"	60°22'43"			VII		Monzogranito GIA	Pi	3	Proj. Caracará
11	Brita	Caroebe	RR	Hidrelétrica do rio Jatapu	00°52'24"	59°16'55"			VII		Senogranitos SIA	Pm	4	Proj. Caracará
12	Brita	Caroebe	RR	Hidrelétrica do rio Jatapu	00°53'15"	59°18'42"			IV		Vulcânicas GI	Pi	4	Proj. Caracará
13	Brita	Caroebe	RR	Hidrelétrica do rio Jatapu	00°55'23"	59°20'23"			VII		Vulcânicas GI	Pi	4	Proj. Caracará
14	Cassiterita	Caroebe	RR	Ig. Girão	00°45'00"	59°02'10"			I		Aluviões	Q	1	Costi <i>et al.</i> , 1984
15	Cassiterita	Caroebe	RR	Ig. Piscina	00°54'00"	59°03'30"			I		Aluviões	Q	1	Santiago <i>et al.</i> , 1983
16	Argila	Caracará	RR	Caracará	01°44'38"	61°08'49"			I		Aluviões	Q	3	Sousa, no prelo
17	Argila	Caracará	RR	Caracará	01°50'36"	61°06'27"			I		Aluviões	Q	3	Sousa, no prelo
18	Seixos	Caracará	RR	Rio Branco	01°51'32"	61°02'43"			I		Aluviões	Q	3	Sousa, no prelo
19	Areia	Caracará	RR	Rio Branco	01°51'32"	61°02'43"			I		Aluviões	Q	3	Sousa, no prelo
20	Areia Industrial	Caracará	RR	Baixo rio Anauá	01°05'06"	60°50'36"	Estratiforme		I		Formação Içá e aluviões	Q	2	Mandetta & Ramgrab

Continua na próxima página

Lista de Ocorrências Mineraias na Área do Projeto Caracarái. (continuação)

Nº de Ordem	Substância Mineral	Localização				Dados da Mineralização				Rochas Encaixantes		Status da mineralização	Referência Bibliográfica	
		Município	UF	Local	Coordenadas Geográficas	Morfologia	Textura/Estrutura	Classe de jazimento	Paragênese Mineral	Litologia	Idade			
21	Pedras de Cantaria	Caracarái	RR	Vicinal do Apurui	01°55'26"	61°07'15"			VII		Granitóides deformados	Pm	5	Sousa, no prelo
22	Pedras de Cantaria	São João do Baliza	RR	Sede do município	00°57'12"	59°54'48"			VII		Granitóides GIA	Pi	5	Proj. Caracarái
23	Cristal de quartzo	São João do Baliza	RR	Vicinal 34	00°49'31"	59°48'55"		stockwork	VII VIII	Quartzo	Granitóides SIAB	Pi	6	Proj. Caracarái
24	Pedras de Cantaria	São João do Baliza	RR	Vicinal 29	00°57'43"	59°52'21"			VII		Granitóides GIA	Pi	6	Proj. Caracarái
25	Pedras de Cantaria	São Luís do Anauá	RR	BR-210	01°02'24"	60°06'18"			VII		Granitóides SIM e SIAB	Pm Pi	6	Proj. Caracarái
26	Pedras de Cantaria	Rorainópolis	RR	BR-174	00°55'18"	60°25'50"			VII		Granitóides GIA	Pi	6	Proj. Caracarái
27	Turfa	Caracarái	RR	Rio Xeruini	00°14'43"	62°12'35"	Estratiforme		III	Turfa	Pelitos	Q	1	Santos <i>et al.</i> , 1974.
28	Turfa	Caracarái	RR	Rio Catrimani	00°31'54"	61°50'53"	Estratiforme		III	Turfa	Pelitos	Q	1	Santos <i>et al.</i> , 1974.
29	Turfa	Barcelos	AM	Irapucaruara	00°15'49"	62°45'00"	Estratiforme		III	Turfa	Pelitos	Q	1	Maia & Santos, 1980.
30	Ilmenita	Rorainópolis	RR	Igarapé Arquimedes	00°20'27"	60°23'18"			I	il,qtz	Aluviões	Q	1	Santos <i>et al.</i> , 1974.
31	Ilmenita	Rorainópolis	RR	Ig. São João das Botas	00°20'10"	60°21'09"			I	il,qtz	Aluviões	Q	1	Santos <i>et al.</i> , 1974.
32	Columbita / Tantalita	Rorainópolis	RR	Bacia do ig. Saramandaia	00°47'34"	60°23'22"			I		Aluviões	Pi	5	Proj. Caracarái
33	„	„	RR	„	00°46'56"	60°23'32"			I		„	Pi	5	Proj. Caracarái
34	„	„	RR	„	00°47'40"	60°24'38"			I		„	Pi	5	Proj. Caracarái
35	„	„	RR	„	00°49'25"	60°25'17"			I		„	Pi	5	Proj. Caracarái

ABREVIATURAS E CÓDIGOS UTILIZADOS NA LISTAGEM

CLASSE DE JAZIMENTO

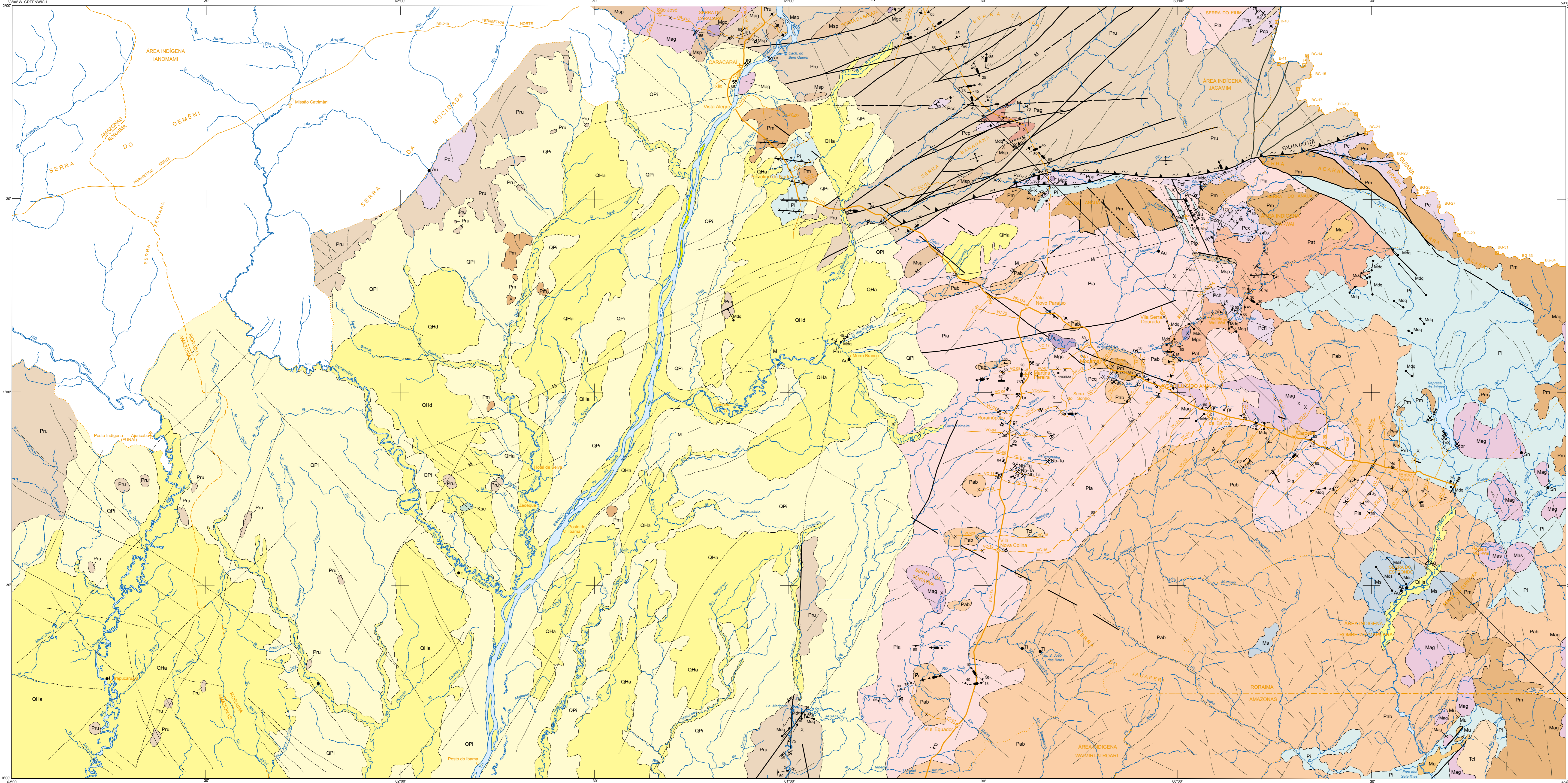
I	Detritico em plazer
II	Laterítico ou de alteração superficial
III	Sedimentar e/ou associado a seqüência sedimentar
IV	Vulcanogênico e/ou associado a seqüência vulcano-sedimentar
V	Associado a rochas básicas-ultrabásicas
VI	Associado a rochas alcalinas, carbonatitos e kimberlitos
VII	Associado a rochas granitóides
VIII	Pegmatítico
IX	Filoneano hidrotermal
X	Metamórfico-metassomático

IDADES DAS ENCAIXANTES

Q	Quaternário
T	Terciário
Pm	Proterozóico Médio
Pi	Proterozóico Inferior

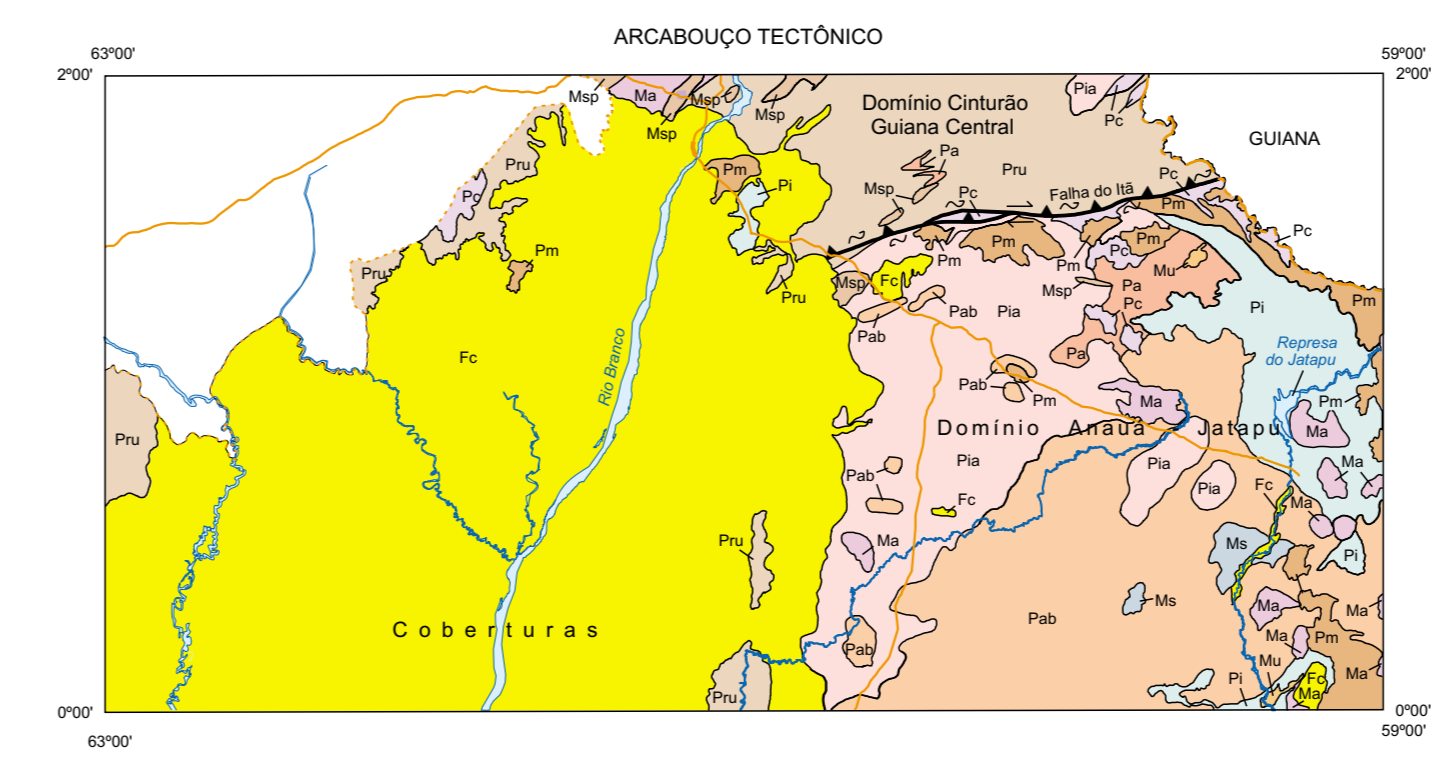
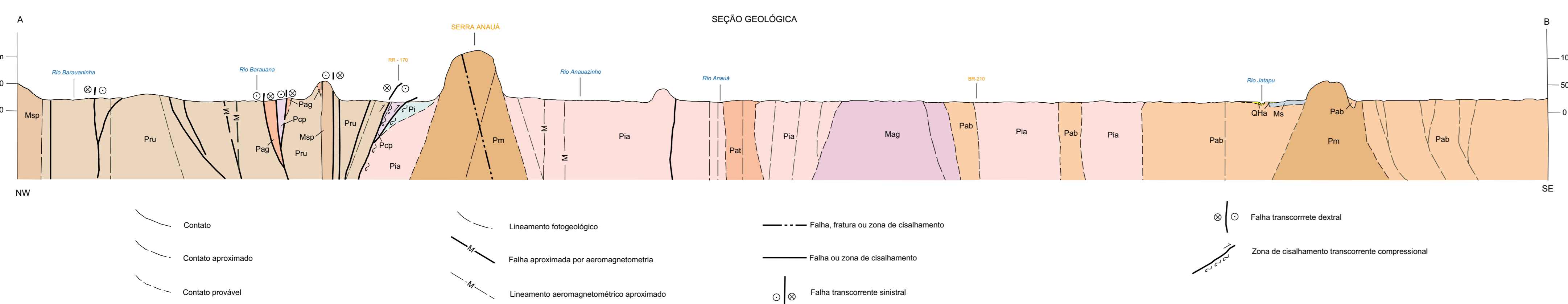
STATUS DAS MINERALIZAÇÕES

0	Indício
1	Ocorrência
2	Depósito (Jazida)
3	Mina a céu aberto em exploração
4	Mina a céu aberto abandonada
5	Garimpo a céu aberto em exploração
6	Garimpo a céu aberto abandonado



PERÍODO	Formação	Descrição
FANEROZOICO	Quaternário	Depósitos de alúvios, Coberturas holocenas, Depósitos de dunas (Qd).
	Pléistoceno	Formação Iça, Sedimentos arenosos marinhos com intercalações de níveis argilosos, por vezes associados a turfeiras.
Mesozóico	Terciário	Tc, Coberturas lateríticas, Crostas e conchas fósseiras.
	Crázoico	Ksc, Sérios diátritos, Nefelina sienitos com sodalita e concórdia e diques de fonólitos.
MESOPROTEROZOICO	Msc	Formação Serra, Basaltos (Ms) e diques de diabásio (Msd).
	Mag	Hombrelândia sienogranitos, hambrelândia leucogranitos alcalinos e hambrelândia monzogranitos (Mag); Hombrelândia - quartzo monzonitos e hambrelândia sienitos (Mas).
	Msp	Suíte Intrusiva Serra da Prata, Hipersênio granodiorito porfítico, monzogranito com hipersênio, granodiorito porfítico com hipersênio, Hipersênio monzogranito, hambrelândia monzogranito.
	Mdq	Diabásio Quarenta Ilhas, Diques de diabásio.
	Mu	Formação Urupí, Quartzos arenitos, arenitos arenosos, rochas protolíticas e níveis de argilites e siltitos.
PROTEROZOICO	Pm	Suíte Intrusiva Mapuera, Biotita sienogranitos e biotita monzogranitos.
	Pm	Grupo Itacaré, Diques, traquitos, andesitos basálticos (Pi) e granodioritos porfíricos (Pp).
PALEOPROTEROZOICO	Pia	Oratório Igapapé Azul, Biotita monzogranitos, biotita sienogranitos e biotita granodioritos (Pia); sillimanita-cordierita sienogranitos e cordierita monzogranitos (Piac).
	Pru	Suíte Metamórfica Rio Urubú, Hombrelândia biotita graússas, biotita hambrelândia graússas, hambrelândia graússas miloníticas, hambrelândia biotita graússas miloníticas e biotita-hambrelândia graússas miloníticas.
	Pca, Pcp, Pcc, Pcd, Pcq, Pch, Pci	Grupo Casuarina, Biotita-dorita-moscovita xistos, andaluzita-biotita-dorita-moscovita xistos, moscovita-dorita xistos, granada-biotita-dorita-moscovita xistos e sillimanita-granada-biotita-moscovita xistos (Pca); paragonites calcossilicáticas (Pcb); sillita (Pcc); granada-quartzitos (Pcd); hambrelândia xistos (Pch); Grupo Casuarina Indivíduo (Pci).
Pat, Pag	Complexo Metamórfico Anauá, Meta-tonalitos, meta-dioritos, meta-granitos, meta-quartzo dioritos e enclaves de rochas básicas e ultrabásicas (Pat), graússas, granitos e migmatitos (Pag).	

—	Contato	—	Acum. ígneo com mergulho médio	⊗	Mina em atividade	
- - -	Contato aproximado	—	Acum. ígneo sem indicação de mergulho	⊗	Mina paralisada	
- · - · -	Contato provável	—	Foliação com mergulho médio	⊗	Garrmpo em atividade	
—	Contato aproximado por aeromagnetometria	—	Foliação vertical	⊗	Garrmpo paralisado	
—	Lineamento aeromagnetométrico aproximado	—	Foliação milonítica com mergulho médio	⊗	Depósito em exploração rudimentar	
—	Lineamento aeromagnetométrico encoberto	—	Foliação milonítica vertical	⊗	Depósito rudimentar desativado	
—	Lineamento fotogeológico	—	Foliação de geração sucessiva, Sn, Sn +1 com cimento médio	⊗	Datadas geocronológicas pelo método Pb/Pb	
—	Lineamento fotogeológico encoberto	—	Lin. B com cimento médio	⊗	Afloramento	
—	Falha ou zona de cisalhamento	—	Lin. de estriamento Lx com cimento médio	⊗	Ocorrência mineral	
—	Falha ou zona de cisalhamento aproximada	—	Lin. de estriamento Lx vertical	⊗	Au - ouro	
—	Falha, fratura ou zona de cisalhamento	—	Lin. de estriamento Lx horizontal	⊗	at - ametista	
—	Falha aproximada por aeromagnetometria	—	Lin. de estriamento Lx com representação do movimento transcorrente	⊗	Nb / Ta - nióbio / tantalita (columbita-tantalita)	
—	Falha extensional	—	Lin. de estriamento Lx com representação do movimento transcorrente sinistral	⊗	gr - argila	
—	Falha transcorrente dextral	—	Lin. de estriamento Lx com representação do movimento transcorrente dextral	⊗	br - brita	
—	Falha transcorrente sinistral	—	Lin. de estriamento Lx com representação do movimento transcorrente sinistral	⊗	Sh - estanho (cassiterita)	
—	Brecha de falha	—	Dique sem indicação de mergulho	⊗	1 - turfa	
—	Zona de cisalhamento transcorrente compressional com componente distal	—	Dique com mergulho indicado	⊗	gr - granito	
—	Zona de cisalhamento contralateral	—	Mindobra / mesodobra assimétrica	⊗	cq - cristal de quartzo	
—		—	Mindobra isofacial	⊗	Tl - tântalo (tantalita)	
—		—	Antiforme	⊗		
●	CIDADE	—	Estrada sem pavimentação, tráfego periódico	⊗	⊕	Campo de pouso
○	Vila	—	Estrada com pavimentação, tráfego permanente	⊗	⊕	Curso de água permanente (rios e igarapés)
○	Outras localidades	—	Limite internacional	⊗	⊕	Lago e represas
○	Meloica	—	Limite interstadial	⊗	⊕	Cachoeira
—	Estrada pavimentada	—	Limite de reserva indígena	⊗	⊕	
—	Estrada, em pavimentação tráfego permanente	—	Limite de reserva indígena	⊗	⊕	
—		—	Localização da folha	⊗	⊕	
—		—	Articulação da folha	⊗	⊕	



Base cartográfica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, tema e arte final pelo Setor de Cartografia da SUREGMA. Dados topográficos e altimétricos foram transferidos visualmente pelos técnicos da SUREGMA, responsáveis pelo trabalho de campo, a partir da interpretação aérea e imagens de satélite. Compilação e orientação na SUREGMA, Mário Sérgio Gomes de Faria. Tratamento e edição cartográfica sob a responsabilidade da Divisão de Cartografia - DICART / Departamento de Apoio Técnico-DEPAT / Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI. Diretor da DRI: Paulo Antônio Carneiro Dias. Chefe do DEPAT: Silvana Gasparino de Azevedo. Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Basso. Edição Cartográfica: Vilhelm Palfy de Fere Bernard, Luiz Guilherme de Araújo Frazão e Valter Alvaranga Baradas. Revisão: Carlos Alberto da Silva Cavallari e Paulo José de Costa Zilves. Revisão na DEIG: Antonio Lagarde.

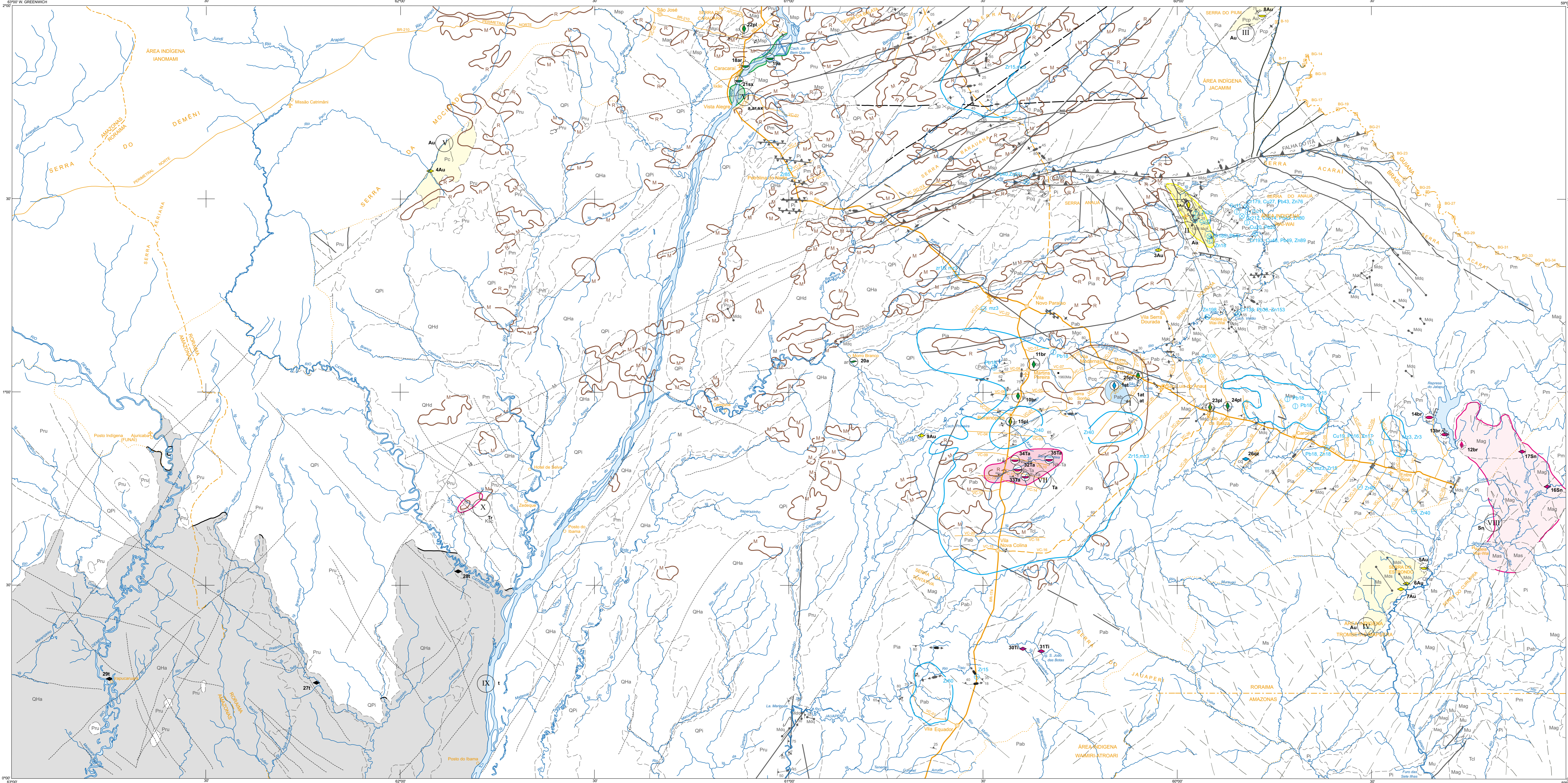
Autores: Mário Sérgio Gomes de Faria
Néia Lustrador
Marta José Resende Oliveira
Supervisão: Sandoval da Silva Pinheiro, Reginato Alves dos Santos
Colaboradores: Nelson Joaquim Reis, Silvio Roberto Lopes Rickar, Frederico Campesato, Regina Heald, Cláudio Miotto, Manoel Roberto Pessoa, Cláudio Couto Reis e Aldemir Justino de Oliveira

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, é executado pelo CPM - Serviço Geológico do Brasil, através de suas Unidades Regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO. Este projeto foi executado pela Superintendência Regional de Manaus - SUREG / MA, tendo sido concluído em março de 1999.

CARTA GEOLÓGICA
ESCALA 1:500.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSAL DE MERCATOR
Datum horizontal: SAD 69 - MG
Declinação magnética do centro das folhas em 1999: 12°58' W, cresce 9", anualmente

2000



DOMÍNIO CINTURÃO GUIANA CENTRAL		DOMÍNIO ANAÚA-JATAPU	
FANEROZOICO	Quaternário	QHa	QHS
	Plioceno	Depósitos de alúvios, depósitos de areias e de plásticos de inundação (QHa); Depósitos de dunas eólicas.	
Mesozóico	Terciário	QPi	Ta
	Cráton	Koc	Coberturas Litorâneas
MESOPROTEROZOICO	Mg	Mag	Mag
		Suaí Intrusiva Anauá	
	Hombrelândia-sienogranitos, homblândia-álcalico-granitos e homblândia-monzogranitos (Mag); Hombrelândia-quarto-monzonito e homblândia-sienito (Mas)		
	Suaí Intrusiva Serra da Prata		
P	Pm	Pm	
	Suaí Intrusiva Maqueus		
PROTEROZOICO	P	Pm	Pm
		Suaí Intrusiva Maqueus	
PALEOPROTEROZOICO	P	Pm	Pm
		Suaí Intrusiva Maqueus	

CONVENÇÕES METALOGÊNICAS
CARACTERES DOS JAZIMENTOS
SUBSTÂNCIAS MINERAIS

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA

CLASSE MORFOLOGIA (GENÉTICO DESCRITIVA)

TAMANHO

INDICADORES DE MINERALIZAÇÃO

ESTAÇÕES ANOMALAS

ZONAS ANOMALAS

INDICADORES GEOFÍSICOS

ÁREAS POTENCIAIS PARA RECURSOS MINERAIS

CAMPO MINERALIZADO

CARACTERÍSTICAS DAS ÁREAS

ÁREA	POTENCIALIDADE	SUBSTÂNCIA	CONTROLES GEOLÓGICOS (METALOTECTOS/MINERALOTECTOS)
I	1	qz (Ametista)	Associação aos granitoides da Suíte Intrusiva Água Branca, preenchendo fraturas irregulares, formando estruturas do tipo "blockwork", a qual vem sendo explorada continuamente de forma rudimentar.
II	1	Au	O ouro primário ocorre associado a uma zona de cisalhamento ductil-rital que secciona os granitoides tipo S da unidade Granito Igapé Azul. Nesse zona ocorre alteração hidrotermal do tipo argilização, sericitização e querulização. Também ocorre em veios quartzosos, associados a pirita, calcopirita e bornita. O metal vem sendo explorado continuamente em nível de garimpo.
III	2	Au	O metal é explorado em nível de garimpo (hoje desativada por falta de água) das alúvies quartzíferas, as quais correspondem a produtos de desintegração das rochas vulcânicas sub-álcalicas e alcalinas referentes à Formação Seringa, onde esta última é considerada como um metalotecto indicado para ouro.
IV	2	Au	O metal é explorado em nível de garimpo (hoje desativada) das alúvies quartzíferas, as quais correspondem a produtos de desintegração das rochas vulcânicas sub-álcalicas e alcalinas referentes à Formação Seringa, onde esta última é considerada como um metalotecto indicado para ouro.
V	2	Au	Ocorrência de ouro nas alúvies que correspondem a produtos de desintegração das rochas vulcânicas-sedimentares do Grupo Cauaena, onde este é considerado como um metalotecto indicado para esse bem mineral.
VI	1	a, b, c, s, x	Depósito extensivo de argila, areia e seixo, tendo como metalotecto compreendido as alúvies drenadas pelo Rio Branco.
VII	1	Ta	A tantalita-columbita vem sendo explorada continuamente a nível de garimpo nas alúvies quartzíferas que correspondem a produtos de desintegração dos granitoides tipo S da unidade Granito Igapé Azul.
VIII	2	Sn	A cassiterita foi detectada nas alúvies quartzíferas que correspondem a produtos de desintegração dos granitoides da Suíte Intrusiva Anauá, considerando nos estudos metalogênicos como especialidade em estanho.
IX	2	t	A turfa foi detectada nos sedimentos quartzíferos, tendo como metalotectos indicados a Formação Igá e os depósitos aluvionares holocenos.
X	2	TR	Uma anomalia radiométrica circular está bem caracterizada nas rochas alcalinas da unidade Slenite Catrimã, onde esta última é considerada como um metalotecto indicado para terras raras.

LISTAGEM DOS RECURSOS MINERAIS

Nº REF	BASE META	SUBSTÂNCIA MINERAL	LOCAL/MUNICÍPIO	ROCHA ENCAIXANTE EOLUSPESPERA	STATUS DADOS ECONÔMICOS
01	15.133	Ametista	Vicinal 14 da Vila Moderna S. Luís do Anauá	Granito	Depósito em exploração rudimentar. Terceiro nível no casapamento: 60g/m³
02		Ouro	Grampo Anauá/ Caracará	Granito	Grampo: Produção 18kg/mês
03	15.176	Ouro	Rio Araxauzinh/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
04	15.174	Ouro	Serra da Modular/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
05	15.351	Ouro	Rio Jatapu/ Caracará	Alúvion	Grampo desativado
06	15.351	Ouro	Rio Jatapu/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
07	15.351	Ouro	Rio Jatapu/ Caracará	Alúvion	Grampo desativado
08		Ouro	Cabeceira do Rio Tacuá/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
09		Ouro	Rio Anauá/ Rorainópolis	Alúvion	Ocorrência
10		Brita	BR-174/ Rorainópolis	Granito	Mina
11		Brita	Martins Peneira/ Rorainópolis	Granito	Mina desativada
12		Brita	Rio Jatapu/ Caracará	Granito	Mina desativada
13		Brita	Rio Jatapu/ Caracará	Vulcânica	Mina desativada
14		Brita	Rio Jatapu/ Caracará	Vulcânica	Mina desativada
15		Brita	BR-174/ Rorainópolis	Granito	Depósito em exploração rudimentar.
16	15.350	Cassiterita	Bacia do Igapé do Giril/ Caracará	Alúvion	Ocorrência. Teor de cassiterita: 30 a 365g/m³
17	15.350	Cassiterita	Bacia do Igapé do Giril/ Caracará	Alúvion	Ocorrência. Teor de cassiterita: 30 a 365 g/m³
18		Argila	Rio Branco/ Caracará	Alúvion	Mina. Teor: RS 120.000/milhão
19		Areia	Campes a Moro/ Branco/ Caracará	Alúvion	Depósito com 60.000t
20		Areia	Rio Branco/ Caracará	Alúvion	Mina. RS 5,000/m³
21		Seixo	Rio Branco/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
22		Pedra de talha	Vicinal do Apurá/ Caracará	Granito	Depósito em exploração rudimentar
23		Pedra de talha	São João da Baliza	Granito	Depósito em exploração rudimentar paralisado
24		Pedra de talha	Vicinal 29 São João da Baliza	Granito	Depósito em exploração rudimentar paralisado
25		Pedra de talha	BR-210/ São Luís do Anauá	Granito	Depósito em exploração rudimentar
26	15.180	Quartzo	Vicinal 34 São João da Baliza	Granito	Ocorrência
27	15.181	Turfa	Rio Xanadu/ Caracará	Alúvion	Ocorrência
28	15.179	Turfa	Rio Catrimã/ Rorainópolis	Alúvion	Ocorrência
29	15.182	Turfa	Rio Demeni/ Barcelos	Alúvion	Ocorrência
30	15.183	Imantita	Bacia do Rio Branquinho/ Rorainópolis	Alúvion	Ocorrência
31		Imantita	Bacia do Rio Branquinho/ Rorainópolis	Alúvion	Ocorrência
32		Tantalita-Columbita	Bacia do Igapé Saramandá/ Rorainópolis	Alúvion	Grampo
33		Tantalita-Columbita	Bacia do Igapé Saramandá/ Rorainópolis	Alúvion	Grampo
34		Tantalita-Columbita	Bacia do Igapé Saramandá/ Rorainópolis	Alúvion	Grampo
35		Tantalita-Columbita	Cab. do Igapé Saramandá/ Rorainópolis	Alúvion	Grampo

PRINCIPAIS FONTES DE INFORMAÇÃO

Base cartográfica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, temas e montagens pelo Setor de Cartografia da SUREGMA.

Base de dados geológicas da SUREGMA, responsáveis pelo trabalho de campo, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.

Companhia de Planejamento de Recursos Minerais - CPMR, responsável pela Divisão de Cartografia - DICART / Departamento de Apoio Técnico-DEPAT / Divisão de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI.

Diretor de DRI: Paulo Antônio Carneiro Dias

Chefe de DEPAT: Giuseppe Giovanni de Araújo

Chefe de DRI: Paulo Roberto Macedo Bastos

Edição Cartográfica: Wilhelms Pflüger de Fretes Bernard, Luiz Guilherme de Araújo Fracalossi e Vitor Alvimirãz Barreiros

Revisão: Carlos Roberto da Silva Copello e Paulo José da Costa Zilves

Revisão na DIEDIG: Antônio Lagarde

Autores: Sílvia Roberto Lopes Riker

Gerente de Recursos Minerais: Miguel Martins de Souza

Supervisor: Sérgio da Silva Pinheiro

O Programa Levantamentos Geológicos do Brasil - PLGB, é executado pela CPMR - Serviço Geológico do Brasil, através suas unidades regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DGE/Divisão de Recursos Minerais-DGM. Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Minas - SUREGMA, tendo sido concluída em março de 1989.

Diretor DGM: Luiz Augusto Buzi

Chefe de DGEIG: Sabino Orlando C. Loguercio

Coordenador Nacional do PLGB: Inácio de Medeiros Delgado.

Nota: As fontes de informações adicionais consultadas constam das referências bibliográficas.

CARTA METALOGÊNICA/PREVISIONAL
ESCALA 1:500.000

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCAUTOR
Origem de coordenadas: UTM, Equador e Meridiano Central 57° W Gr.
Acossado as constantes: 630 e 500m, respectivamente.
Datum horizontal: SAD 69 - MG
Declinação magnética do centro das folhas em 1999: 12°56' W, cresce 9", anualmente

CPRM
Serviço Geológico do Brasil
2000