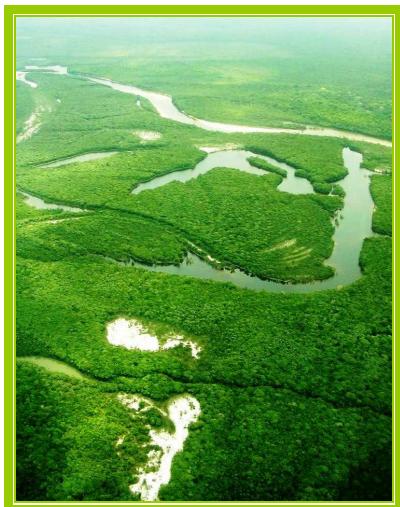




GOVERNO DO ESTADO DE RORAIMA

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE E TECNOLOGIA DE RORAIMA – FEMACT/RR



**PLANO ESTRUTURANTE DO SISTEMA
DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS
HÍDRICOS DO ESTADO DE RORAIMA
– VOLUME III –**



Boa Vista - Roraima

2007



GOVERNO DO ESTADO DE RORAIMA

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE E TECNOLOGIA DE RORAIMA – FEMACT/RR

FICHA TÉCNICA

Elaboração: Simões Engenharia

Coordenação geral:	Coordenação do Projeto:
Engenheiro Silvio Luiz Mota Simões	Engenheiro Ambire José Gluck Paul
Coordenação Técnica:	Coordenação Administrativa:
Geólogo Ronaldo Lima	Engenheiro Silvio Luiz Mota Simões

Consultores:

<i>José Augusto Vieira Costa</i>	<i>Beethoven Figueiredo Barbosa</i>
Relatório técnico – Geologia	Relatório técnico – Cobertura vegetal
<i>José Frutuoso do Valle Jr.</i>	<i>Aline M. M. de Lima</i>
Relatório técnico – Pedologia	Relatório técnico – Bacias hidrográficas
<i>José Augusto Vieira Costa</i>	<i>Vladimir de Souza</i>
Relatório técnico – Geomorfologia	Relatório técnico – Sócio economia
<i>Stélio Tavares</i>	<i>Rômulo Simões</i>
Relatório técnico – Cartografia	Revisão de texto
<i>Astrid Studart Corrêa</i>	<i>Ronaldo Lima</i>
Revisão jurídica	Revisão de texto

DOCUMENTOS APRESENTADOS

VOLUME I

SISTEMA DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE RORAIMA - DIRETRIZES BÁSICAS.

VOLUME II

CADERNOS TEMÁTICOS - I:

- Bacias hidrográficas, climatologia e hidrologia
- Vegetação

VOLUME III

CADERNOS TEMÁTICOS - II:

- Geologia
- Geomorfologia

VOLUME IV

CADERNOS TEMÁTICOS - III:

- Solos

VOLUME V

CADERNOS TEMÁTICOS - IV:

- Sócio-economia

VOLUME VI

PLANO ESTRUTURANTE DO SISTEMA DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE RORAIMA

VOLUME VII

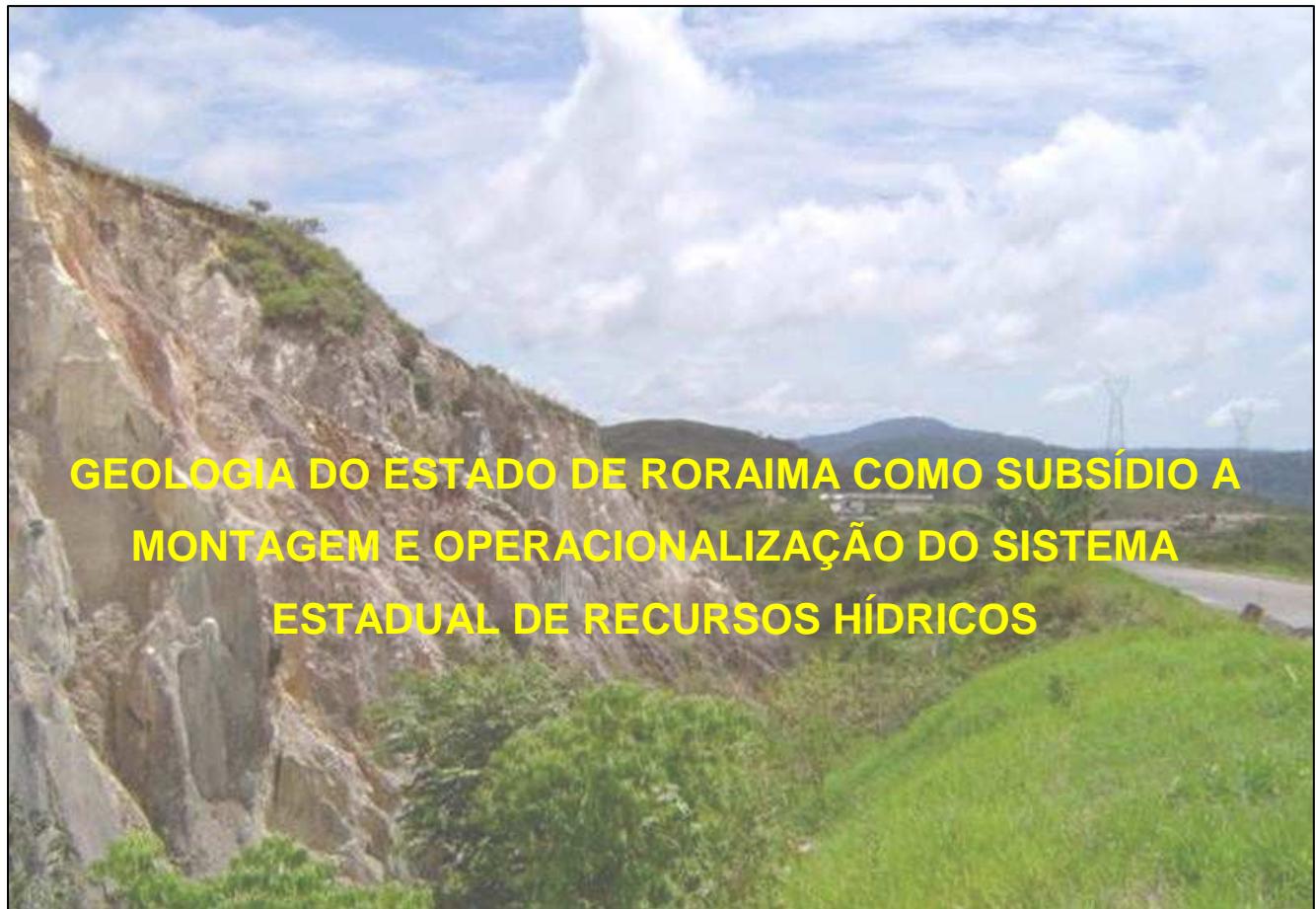
CADERNO DE ILUSTRAÇÕES

BASE DE DADOS DIGITAIS

SUMÁRIO

1 GEOLOGIA DO ESTADO DE RORAIMA COMO SUBSÍDIO A MONTAGEM E OPERACIONALIZAÇÃO DO SISTEMA ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS	4
1.1 Localização e acesso	4
1.2 Metodologia	4
1.3 Geologia regional e compartimentação	7
1.4 Arqueozóico / Paleoproterozóico	12
1.4.1 Grupo Cauarane (PP2cm, PP2cp)	12
1.4.2 Complexo Metamórfico Anauá (PP3an)	14
1.4.3 Complexo Rio Parima	18
1.4.4 Grupo Murupu	19
1.5 Paleoproterozóico	19
1.5.1 Suíte Intrusiva Água Branca (PP3γ3ab)	19
1.5.2 Granito Igarapé Azul (PP3γ2ia)	22
1.5.3 Granodiorito Serra do Demini	24
1.5.4 Granito tipo S (PP3γ2s)	24
1.5.5 Suíte Metamórfica Urariquêra	26
1.5.6 Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá (PP1μu), (Suíte intrusiva Uraricaá -PP0ur)	29
1.5.7 Gnaisse Serra da Lua	31
1.5.8 Suíte Metamórfica Rio Urubu	31
1.5.9 Suíte Metamórfica Jauaperi	33
1.5.10 Grupo Surumu	33
1.5.11 Grupo Iricoumé	39
1.5.12 Suíte intrusiva Ericó	41
1.5.13 Suíte Intrusiva Pedra Pintada (PP3γ3pp)	41
1.5.14 Suíte Intrusiva Saracura	44
1.5.15 Suíte Intrusiva Mapuera (PP3 γ4ma)	49
1.5.16 Grupo Parima (PPap)	51
1.5.17 Supergrupo Roraima (PPsr)	51
1.5.18 Formação Tepequém (PP4tp)	54
1.5.19 Formação Urupi (PP4ur)	55
1.5.20 Diabásio Avanavero	59
1.5.21 Suíte Intrusiva Serra da Estrutura (PPvse)	60
1.6 Mesoproterozóico	61
1.6.1 Suíte Intrusiva Surucucu (MPγs)	61
1.6.2 Suíte Intrusiva Auaris	63
1.6.3 Suíte Intrusiva Tocobirén (MPyto)	64
1.6.4 Suíte Intrusiva Serra da Prata (MP1γsp)	64
1.6.5 Cobertura Sedimentar Surucucu e Uafaranda (MPcsu)	66
1.6.6 Suíte Intrusiva Abonari (MP1γab)	66
1.6.7 Suíte Intrusiva Mucajá (MP1γmu)	70
1.6.8 Anortosito Repartimento (MP1γr)	71
1.6.9 Formação Seringa (MP3βse)	74
1.6.10 Diabásio Quarenta Ilhas	76
1.7 Mesozóico	77
1.7.1 Sienito Catrimâni (Kλcm)	77
1.7.2 Complexo Alcalino Apiaú (Kλap)	79
1.7.3 Complexo Vulcânico Apoteri (JKβap)	81
1.7.4 Cobertura Mesozóica (Formação Serra do Tucano – K23st e Formação Pirara– Kp23pi)	83

1.8 Cenozoico	85
1.8.1 Coberturas Detrito-Lateríticas (Edl)	85
1.8.2 Formação Boa Vista (N12bv)	86
1.8.3 Formação Içá (Q1ic)	88
1.8.4 Formação Areias Brancas	90
1.8.5 Coberturas Holocênicas	91
2 GEOMORFOLOGIA SEGUNDO O CRITÉRIO DE REGIÕES HIDROGRÁFICAS	97
2.1 Introdução a Temática	98
2.2 Sub-Região Hídrica Tacutu	99
2.3 Sub-Região Hídrica Uraricoera	114
2.4 Sub-Região Hídrica Branco Norte	120
2.5 Sub-Região Hídrica Anauá	129
2.6 Sub-Região Hídrica Branco Sul	134
2.7 Sub-Região Hídrica Jauaperi	141
2.8 Breve Evolução do Relevo	141
Referências bibliográficas	149



1 GEOLOGIA DO ESTADO DE RORAIMA COMO SUBSÍDIO A MONTAGEM E OPERACIONALIZAÇÃO DO SISTEMA ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS

1.1 Localização e acesso

Roraima é o Estado mais setentrional do Brasil, seccionado pela linha imaginária do Equador, abarcando duas fronteiras internacionais (Venezuela à norte-noroeste e Guiana ao leste). Ao sul é limítrofe com o Estado do Amazonas e a sudeste com o Estado do Pará. Está situado em posição estratégica, considerando o relativamente rápido acesso ao Caribe e Américas Central e do Norte, o que o transforma em um dos estados com grande potencial de atuação no comércio internacional (*vide mapa geológico*).

A principal via de acesso para as áreas investigadas é a rodovia federal (BR-174), que corta o estado no sentido norte-sul, permitindo acesso para Manaus ao sul e sede do município de Pacaraima ao norte. Outras vias importantes são: BR-401 (acesso para Bonfim e Normandia), RR-205 (Alto Alegre), RR-343 (Maloca Boqueirão), RR-342 (Taiano), RR-203 (Vila Brasil-Tepequém), RR-207 (Maloca Jacamin), RR-202 (vila Surumu-Normandia-Boqueirão do Quixadá), RR-319 (Boa Vista-Passarão) e RR-170 (Cantá-Região da Confiança) e BR- 210 (Perimetral Norte).

1.2 Metodologia

A elaboração deste relatório compreendeu a análise dos dados disponíveis na literatura especializada, em particular os dados mais atualizados dos projetos da última década, realizados pela CPRM, dados do IBGE e dados mais pontuais de dissertações de mestrado e teses de doutorado realizadas na área abordada. Nesse contexto, o mapa geológico obtido foi basicamente uma compilação dos mapas do Zoneamento Econômico-Ecológico de Roraima – ZEE-RR (dados cedidos pela FEMACT) e complementado com os dados do mapa geológico elaborado pelo IBGE (o qual foi cedido pelo próprio instituto). Entretanto, as unidades relacionadas no mapa do IBGE não tiveram seu respectivo relatório técnico publicado e com o agravante de apresentarem vários termos novos ou de elevação de categoria.

Portanto, algumas informações foram obtidas somente do Léxico Estratigráfico da Amazônia Legal publicado pelo respectivo instituto no ano de 2003.

Um dos problemas encontrados para a ordenação da síntese regional e que ainda persiste é a grande proliferação de termos novos na nomenclatura de unidades. Isso provavelmente, deve ter ocorrido pela grande abrangência do Escudo Guianense (Venezuela, República da Guiana, Suriname, Guiana Francesa, além dos Estados de Roraima, Amapá e parte do Amazonas e Pará), em que, nos trabalhos de mapeamento pontual, executados pelos vários geólogos, foram utilizados critérios distintos para unidades semelhantes.

Devido à falta de dados geocronológicos consistentes e à carência de mapeamentos geológicos básicos, existe grande dificuldade para que se entenda a evolução do Estado de Roraima, do Arqueano ao Proterozóico. Dessa forma, na ordenação desse item, permanecem em pauta algumas questões, sobretudo aquelas relativas à proliferação de termos estratigráficos criados durante a execução dos trabalhos nas décadas de 70 e 80, principalmente no que se refere ao Arqueano, e Proterozóico. Na verdade, há enormes problemas estratigráficos que só poderão ser superados a partir de critérios estruturais, petrogenéticos e de datações por métodos que busquem a idade de cristalização das rochas.

Na medida do possível manteve-se tanto a legenda original dos mapas, como também as tonalidades, e buscou-se correlacionar aquelas unidades que tinham afinidades, evitando assim, proliferação de muitos termos e adotando-se principalmente a nomenclatura do ZEE-RR e seus produtos anteriores (Projeto Roraima Central e Caracaraí). Esse mapeamento foi elaborado na escala 1:250.000 e impresso na escala 1:500.000, enquanto que para a lacuna deixada pelo ZEE-RR (setor noroeste do estado), foi usados os dados de reinterpretação do Projeto Radam, elaborado pelo IBGE e impresso na escala 1:1.000.000.

Nos trabalhos de campo foram descritos e amostrados afloramentos significativos das unidades litoestruturais, bem como foram realizados três sobrevôos, com o intuito de verificar o comportamento dos extensos lineamentos estruturais e observação de anomalias de drenagem, dentre outros aspectos.

O mapa geológico integrado nesse relatório foi impresso na escala 1:900.000, em tamanho A0 (A zero), enquanto que para cada uma das sub-regiões hídricas foi impresso um mapa na escala 1:500.000.

Objetivando facilitar a localização das ocorrências geológicas citadas no texto foi elaborado um mosaico de articulação das cartas na escala 1:250.000 no contexto das sub-regiões hídricas (Fig. 01).

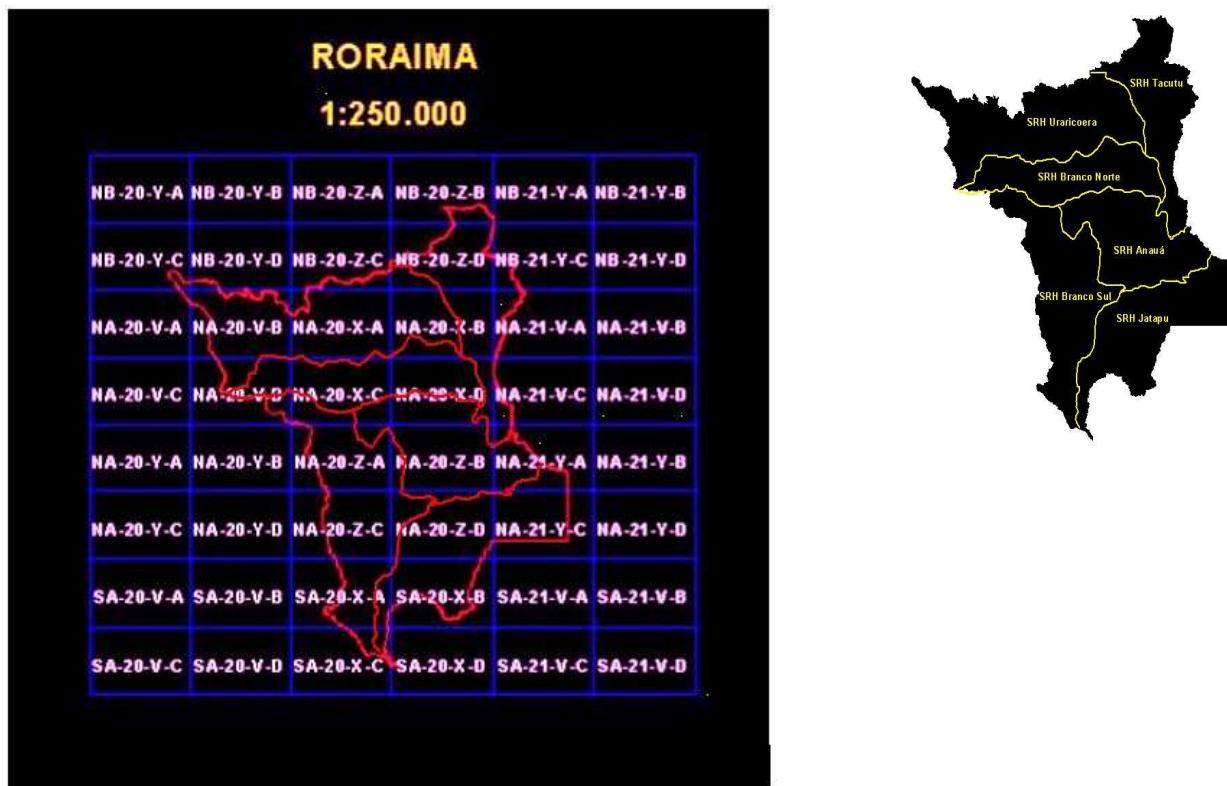


Fig. 01. Sub-regiões hídricas no contexto das folhas 1:250.000.

1.3 Geologia regional e compartimentação

Os primeiros trabalhos de cunho geológico do hoje Estado de Roraima tiveram início basicamente na década de cinqüenta. Enquanto que levantamentos geológicos sistemáticos ocorreram somente a partir da década de setenta através dos convênios DNPM/CPRM e Projeto RADAMBRASIL (Projeto Roraima, Bomfim *et al.*, 1974 e Projeto RADAM/BRASIL, Montalvão *et al.*, 1975). Mais recentemente, a CPRM através dos Projetos Caburaí (Pinheiro *et al.* 1990), Roraima Central (CPRM, 1998), Caracaraí (CPRM, 2000) e o Zoneamento Ecológico-Econômico (CPRM, 2003) promoveram a retomada das pesquisas nos setores do extremo norte e centro-sul do estado, que resultou na disponibilização de um expressivo acervo de novos dados litoestruturais, geoquímicos e met alogenéticos. Recentemente, o IBGE também publicou uma síntese geológica para o estado, na forma de mapa, e disponível na *homepage* do referido instituto.

Conforme CPRM (1998), o arcabouço geológico do Estado de Roraima registra quatro principais domínios caracterizados por distintos aspectos litológicos e estruturais:

(1) **Domínio Urariquera**: ocupa a porção norte-nordeste, estando representado por extensa área de ocorrência de granitóides e vulcanitos pouco deformados, rochas sedimentares, *sills* básicos e corpos máfico-ultramáficos formados ao longo do Paleoproterozóico. Para sudoeste, ocorrem rochas ortognáissicas, metavulcanossedimentares e granitóides, formadas ou fortemente retrabalhadas durante o Evento Transamazônico. Enxames de diques mesozóicos, com direção NE-SW, seccionam todas as unidades precedentes. Uma extensa cobertura sedimentar cenozóica ocorre ao sul do domínio. Feixes de lineamentos estruturados na direção WNW-ESE, E-W e NW-SE são bem evidentes.

(2) **Domínio Güiana Central**: ocupa a porção centro-nordeste e revela predomínio de ortognáisses sobre paragnaisses e metagranitóides paleoproterozóicos. Intrusões de granitos rapakivíticos, anortositos, gabros e charnockítóides relacionam-se ao Mesoproterozóico. Derrames basálticos, rochas sedimentares e intrusões alcalinas do Mesozóico e cobertura sedimentar cenozóica encontram-se fortemente controlados pela estruturação NE-SW que caracteriza este domínio.

(3) **Domínio Parima**: ocupa a porção oeste-noroeste de Roraima e exibe grandes áreas de exposição de terrenos tipo granito-greenstone relacionados ao Transamazônico (ou fortemente retrabalhados durante este ciclo), além de rochas granítóides, sedimentares e restritas vulcânicas que registram sua evolução do Paleo ao Mesoproterozóico. Uma forte estruturação NW-SE caracteriza este domínio.

(4) **Domínio Anauá - Jatapu**: apresenta larga distribuição de rochas granítóides de variada natureza, rochas vulcânicas e sedimentares, com idades que variam do Paleo ao Mesoproterozóico. Núcleos ortognáissicos ocorrem na porção extremo-nordeste do domínio e registram alguma semelhança com aqueles do Domínio Güiana Central. Caracteriza-se pela presença de ambas as estruturas NW-SE e NE-SW. Para sudoeste, e sob forte orientação N-S, desenvolve-se ampla sedimentação terciária a quaternária, com *inselbergs* rochosos representados por ortognaisse (vide mapa geológico).

CPRM (1998 e 2000), bem como Costa (1999) apresentam um quadro síntese da coluna estratigráfica para o Estado de Roraima conforme demonstrado a seguir (Figuras 2, 3 e 4, respectivamente).

Era	Braun (1973)	Bonfim et al. (1994)	Monteiro et al. (1995)	Malb et al. (1978)	Rigualedo (1993)	Brandão & Freitas (1996)	Este Trabalho
CENOZOICO	QUATERNÁRIO INDIFERENCIADO	QUATERNÁRIO INDIFERENCIADO		ALUVIAIS AREIAS BRANCAS			COBERTURA RECENTE
	TERCIÁRIO-NEOGENO INDIFERENCIADO			FORMAÇÃO BOA VISTA	FORMAÇÃO BOA VISTA		FORMAÇÃO BOA VISTA
MESOZOICO	FORMAÇÃO TACUTU	FORMAÇÃO TACUTU	FORMAÇÃO TACUTU				FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO
						SUÍTE ALCALINA APIAO	COMPLEXO ALCALINO APIAO
	FORMAÇÃO APOTERI	FORMAÇÃO APOTERI	FORMAÇÃO APOTERI	SUÍTE BÁSICA APOTERI	FORMAÇÃO APOTERI	SUÍTE BÁSICA APOTERI	COMPLEXO VULCÂNICO APOTERI
MEIOPROTEROZOICO		FORMAÇÃO RORAIMA		FORMAÇÃO RORAIMA			FORMAÇÃO TEPEGUÉM
						SUÍTE INTRUSIVA SURUCUCUÍ	SUÍTE INTRUSIVA MUCAJAI
							SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA
						SUÍTE BÁSICA REPARTIMENTO	ANORTOSITO REPARTIMENTO
							SUÍTE MÁFICA-ULTRAMÁFICA UARIGUÁA
PALEOPROTEROZOICO	GRANITO TIPO SARACURA	GRANITO 3	GRANODIORITO SERRA DO MEL	SUÍTE INTRUSIVA SARACURA			GRANITO NORRO DO BEZERRO
		GRANITO 2					SUÍTE INTRUSIVA SARACURA
	FORMAÇÃO SURUMU	FORMAÇÃO SURUMU	FORMAÇÃO SURUMU	GRUPO SURUMU			GRUPO SURUMU
	ASSOCIAÇÃO RUPUNUNI	GRANITO 1	GRANODIORITO RIO NOVO (?)	GRANITO AMAGUÁRIO	GRANITO MUCAJAI		SUÍTE INTRUSIVA PEDRA PINTADA
		ASSOCIAÇÃO MARACÁ		GRUPO CAJARANE	SUÍTE METAMÓRFICA CAKANUKU	GRUPO KANUKU	SUÍTE METAMÓRFICA RIO URUBU
	ASSOCIAÇÃO ANAU-KUYUVIN	ASSOCIAÇÃO ANAU	COMPLEXO GUINNENSE		GRUPO MARACÁ	SUÍTE METAMÓRFICA URARIQUERA	GRANITOS TIPO 8
							GRUPO CAJARANE SUÍTE METAMÓRFICA UARIGUERA

Fig. 2. Coluna estratigráfica simplificada. Fonte: CPRM (1998).

Coluna Estratigráfica do Projeto Caracaral no Sul de Roraima						
Era		Período		Domínio Cinturão Gulana Central	Domínio Anauá-Jatapu	Descrição da Unidade
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	Holoceno	Coberturas holocénicas		depósitos flúvio-edílicos: areias, siltos e argilas
			Pleistoceno	Formação Içá		sedimentos areno-argilosos imaturos inconsolidados a semi-consolidados
		Terciário	Coberturas Lateríticas			laterítios (carapaças e concreções ferruginosas)
	Mesozóico	Cretáceo	Sílenito Catrimâni			nefélina-cancrinita sílenitos e fonolitos
Meso-proterozóico				Formação Seringa		diques e derrames de rochas básicas
				Suite Intrusiva Abonari		sílenogranitos, monzogranitos, KF-granitos, sílenitos, quartzo sílenitos e monzonitos
				Gábro Caracaral		gábros e olivina gábros
				Suite Intrusiva Serra da Prata		granodioritos e monzogranitos porfíticos a hiperstênio e rochas charnockíticas
				Diabásio Quarenta Ilhas		diques de diabásios
				Formação Urupi		arenitos, vulcânicas piroclásticas, lentes de conglomerados, siltitos e argilitos
				Suite Intrusiva Mapuera		sílenogranitos e monzogranitos
Paleo-proterozóico				Grupo Iricoumê		dacitos, traquidacitos, andesitos, traquiandesitos, andesitos basálticos e granodioritos porfírios
				Suite Intrusiva Água Branca (SIAB)		granodioritos, quartzo monzodioritos, monzogranitos, tonalitos e quartzo dioritos (SIAB)
				Granito Igarapé Azul (GIA)		monzogranitos, sílenogranitos e granodioritos peraluminosos (GIA)
				Suite Metamórfica Rio Urubu		hornblenda-biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses e gnaisses miloníticos
				Grupo Cauarane		mica-xistos, quartzitos, fíltos, hornblenda xistos, paragneissas, metacherts e rochas calcissilicáticas
				Complexo Metamórfico Anauá		metatonalitos, metadioritos, hiperstênio gnaisses, metagranitos, migmatitos e metautrabaásicas

Fig. 3. Coluna estratigráfica simplificada. Fonte: CPRM (2000)

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		LITOLOGIAS
F A N E R O Z O I C O	CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	ALUVIÕES MODERNOS		Terraços aluviais modernos e zonas de acum. de sedimentos recentes
			PLEISTOCENO	AREIAS BRANCAS		Areias argilosas semi-consolidadas a inconsolidadas em planícies de campos gerais
		TERCIÁRIO		FORMAÇÃO BOA VISTA		Subarcóseos e arcóseos
	MESOZÓICA			FORMAÇÃO TACUTU		Siltitos vermelhos
				SUÍTE BÁSICA APOTERI		Diabásios e microgabros
	PALEOZÓICA	DEVONIANO		FORMAÇÃO TAIANO		Diques de diabásio
P R O T E R O Z Ó I C O	PROTERO-ZÓICA MÉDIA			CATACLASITOS K'MUDKU		Milonitos e cataclasitos
				DIABÁSIO AVANAVERO		Diabásios, basaltos, dioritos e microgabros
				SUPERGRUPO RORAIMA	FORMAÇÃO UAILÃ	Arenitos arcoseanos com intercalações de tufos, arcnitos tuáficos e ignimbritos, arcnitos conglomeráticos
					FORMAÇÃO QUINÔ	Quartzo-arenitos, arcnitos arcoseanos, conglomerados, arenitos conglomeráticos.
					FORMAÇÃO NICARÃ	Folhelhos micáceos e siltitos
					FORMAÇÃO PAUARÉ	Quartzo-arenitos, arenitos conglomeráticos, arcnitos arcoseanos
					FORMAÇÃO VERDE	Argilitos e siltitos
					FORMAÇÃO ARAÍ	Quartzo-arenitos, conglomerados, arenitos, arcoseanos e arenitos feldspáticos
	PROTERO-ZÓICA INFERIOR			SUPERGRUPO UATUMÃ	SUÍTE INTRUSIVA SARACURA	Sienogramitos, biotita granitos, alaskitos, monzonitos, granitos pôrfiros e, granodioritos
					GRUPO SURUMU	Dacitos, riolitos, andesitos e piroclásticas ácidas - intermediárias
	ARQUEANO ?			COMPLEXO MARACÁ		Gnaisses, dioritos, tonalitos, adamelitos e anfibolitos

Fig. 4. Coluna estratigráfica simplificada para o Estado de Roraima, elaborada por Costa (1999).

1.4 Arqueozóico / Paleoproterozóico

1.4.1 GRUPO CAUARANE (PP2cm, PP2cp)

As litologias pertencentes ao Grupo Cauarane tem sua maior expressão areal nos domínios da sub-região hídrica Uraricoera, em sua porção leste região compreendida pelo trecho vila Brasil – Taiano. Outras ocorrências mais significativas situam-se na sub-região hídrica Tacutu. A cada primeiro parágrafo das unidades é feita uma breve localização das referidas unidades no contexto das sub-regiões hídricas. Nesse sentido, o ideal é que o leitor analise o mapa geológico anexo ao relatório. O Grupo Cauarane foi definido por Montalvão & Pitthan (1974), tendo como seção-tipo a serra homônima, localizada a norte de Boa Vista, nas proximidades da BR-174. Os autores mencionaram intercalações de quartzitos, itabiritos, anfibolitos, quartzo-mica xistas e anfibólio xistas. No mapeamento geológico efetuado pelo Projeto Roraima Central (CPRM, 1998), os autores identificaram várias outras litologias, sendo que três grandes conjuntos foram individualizados em mapa, de acordo com os tipos rochosos predominantes – I: Intercalações de talco-clorita-tremolita xistas, clorita-tremolita xistas, clorita-actinolita xistas, anfibolitos, *metacherts* ferríferos, gonditos e rochas calcissilicáticas, com subordinados paragnaisse; II: paragnaisse com subordinadas intercalações de rochas calcissilicáticas, xistas e anfibolitos; e III: gnaisses kinzigíticos.

Os xistas ultramáficos-máficos correspondem a talco-clorita-tremolita xistas, clorita-tremolita xistas e clorita-actinolita xistas. Apresentam coloração cinza-esverdeado a verde-oliva e granulometria muito fina. Afloram, na forma de pináculos, intercalados com anfibolitos, *metacherts* ferríferos bandados, rochas calcissilicáticas e paragnaisse, ou encontram-se alterados, deixando sobressair às intercalações mais resistentes. Localmente ocorrem sob a forma de xenólitos, englobados por granitóides da Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fig. 05).



1)



2)



3)

Fig 5. Ocorrências sob a forma de xenólitos, englobados por granitóides da Suíte Metamórfica Rio Urubu.

Os anfibolitos apresentam coloração acinzentada a cinza-esverdeado, granulometria fina, ocorrendo, localmente também, sob a forma de xenólitos nos ortognaisses da suíte Rio Urubu. Os *metacherts* ferríferos apresentam níveis milimétricos de magnetita e hematita, possuem cor cinza escura quando inalterados, granulometria extremamente fina e, quando fraturados, apresentam fratura conchoidal. Se alterados, exibem coloração avermelhada, produzindo solos de coloração vermelho-carmim. Os *metacherts*, desprovidos de bandamento têm coloração creme-esbranquiçada, encontrando-se associados, predominantemente, com paragnaisses.

As rochas calcissilicáticas apresentam granulometria muito fina, coloração acinzentada a esverdeada, intercalando-se normalmente com anfibolitos e *metacherts* ferríferos sob a forma de delgados leitos. Localmente ocorrem como bandas, cor cinza-esverdeado à esbranquiçado, intercalando-se com *metacherts* ferríferos. Localmente associam-se rochas kinzigíticas.

Paragnaisse constituem rochas leuco a mesocráticas, granulação grossa a fina, com bandamento característico. Encontram-se em parte migmatizados, apresentando dobras ptigmáticas e bolsões de fundidos graníticos a duas micas. Em alguns afloramentos exibem intercalações de actinolita xisto. É comum a presença de veios pegmatóides com notável presença de megacristais feldspáticos e abundância de muscovita (Fig. 5.3).

Os kinzigitos são rochas mesocráticas, granulação média, normalmente apresentando leve bandamento, algumas vezes não facilmente perceptível. Ocorrem associados aos paragnaisse, e em alguns casos, com rochas calcissilicáticas.

Conforme CPRM (1998), litoquímicalemente os xistos mafico-ultramáficos exibem composição básica ($\text{SiO}_2 > 45\%$), com duas exceções. Os conteúdos de Al_2O_3 e MgO são muito variáveis: Al_2O_3 de 4,2-12,30 %; MgO de 11,6-22%, indicando derivação de protólitos distintos.

Gaudette et al. (1996) obtiveram uma idade de $2.235 \pm 19\text{Ma}$, pelo método U-Pb em zircão em um paragnaisse da região da Vila do Taiano, o que é interpretado pela CPRM (1998) como a idade máxima de deposição do Grupo Cauarane.

1.4.2 COMPLEXO METAMÓRFICO ANAUÁ (PP3an)

A unidade Anauá comparece essencialmente no setor sul do estado de Roraima, mais precisamente nos domínios do setor sudeste da sub-região hídrica Anauá.

Ramgrab & Damião (1970) fizeram os primeiros registros de rochas interpretadas como arqueanas, durante o reconhecimento geológico nos rios Anauá e Baraúna, e definiram a *Associação Anauá* composta por biotita-hornblenda xistos, anfibolitos, hornblenda-biotita gnaisses e sillimanita gnaisses, bem como individualizaram um complexo granítico-granodiorítico denominado de Granito Cachoeira Primeira. Braun (1973) ampliou a área de ocorrência dessa unidade e denominou-a de *Associação Anauá-Kuyumini*.

Bonfim et al. (1974) redefiniram essa associação recuperando apenas o termo Anauá representada dominantemente por granodioritos e granitos com enclave de

biotita gnaisse, uma vez que na Guiana o termo Kuyumini de Berrangé (1973) referia-se a rochas vulcão-plutônicas.

No extremo sul do estado, Santos et al. (1974) definiram o Grupo Moura, o qual seria constituído de migmatitos, gnaisses, granitos, anfibolitos e charnockitos. Araújo Neto & Moreira (1976) incorporaram essa unidade ao termo Anauá e o elevaram a categoria de Grupo Anauá, composto basicamente por granitóides intrusivos.

Para SUDAM (1977), o Grupo Anauá e o Grupo Moura têm o mesmo posicionamento estrutural, com bandamento e foliações dirigidas para NE e mergulho para SE. Interpretaram que como as determinações radiométricas do Grupo Anauá variam de 2.270 ± 185 Ma a 1.635 ± 75 Ma e do Grupo Moura seria de cerca de 2.527 ± 126 Ma, torna-o similar a Associação Rupununi (adotada por esse projeto e que ocorreria na região SE do Estado), exceto que essa mergulharia geralmente para NW e que essas duas unidades seriam equivalentes, separadas somente pelo material batolítico interveniente do Grupo Anauá. Afirmaram que haveria a possibilidade da maior parte do Grupo Anauá ser de origem metamórfica, e a parte “granítica” de origem intrusiva sincinemática. Comentaram ainda que essa unidade se estende com orientação NE-SW, e que muitas das zonas cisalhadas descritas no projeto foram mapeadas na Guiana como filitos ou tuhos e sugeriram que provavelmente esse grupo é uma continuação das rochas metassedimentares da Formação Wakadanawa e metavulcânicas da Formação Rio Kamoá mapeadas na Guiana.

Um dos trabalhos mais recentes sobre essa unidade foi realizado pelo CPRM (Projeto Caracaraí), onde 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.

Como se observa, além da proliferação de termos e de critérios diferentes de classificação de rochas, as interpretações também são bastante diferenciadas.

Conforme CPRM (2000) as rochas do Complexo Metamórfico Anauá ocorrem em duas distintas áreas. A primeira, no Domínio Estrutual 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, quartzo dioritos, granitos e enclaves de rochas básicas e ultrabásicas). 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 paragnaisse 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 (Fig. 6).

Os litótipos que afloram no Domínio Anauá-Jatapu apresentam deformação e metamorfismo na fácie 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 (CPRM, 2000).



a) A rocha cinza mais escura é um metagranito envolvido por leucossoma granítico cinza-róseo. Estrutura migmatítica de injeção do tipo *schollen*, sob a ponte do rio Anauá.



b) Gnaisses granulíticos polideformados com injeção sin-tectônica de granitóides e padrões de interferência de dobras. Rodovia RR-170.



c) Enclave de rocha básica dobrada, com eixo de dobra rompido e rotacionado.



d) Enclaves de rocha básica, rompidos e envolvidos por leucossoma quartzo-feldspático.

Fig. 6. Ocorrências do Complexo Metamórfico Anauá (Fonte: CPRM, 2000).

CPRM (op. cit.) comenta que 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 ± 9 Ma (Santos, Hartmann & Mac Naughton, no prelo). Citam-se ainda, hornblenda gnaisses do Complexo Essequibo-Corentyne da Guiana de 2,2Ga (U/Pb, Gibbs & Olszewski, 1982), ortognaisses do Cinturão Ininida Guiana Francesa de 2,0 Ga (Rb/Sr, Marot et al., 1984), migmatitos da Série l'Ille 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). 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.

1.4.3 COMPLEXO RIO PARIMA

Na região ocidental de Roraima, os trabalhos pioneiros de reconhecimento geológico de rochas presumivelmente arqueanas foram realizados por Oliveira et al. (1969), que se referiram ao Complexo Cristalino formado por gnaisses diversos predominantes e granitos subordinados.

Arantes & Mandetta (1970) realizaram mapeamento nas bacias dos rios Auaris, Aracacá, Parima e Uraricoera, e individualizaram dois grupos, da base para o topo, a saber: Parima, constituído por micaxistas, biotita xistos, gnaisses granodioríticos e anfibolitos; e Cachoeira Xiriana composto de riolitos, metariolitos e xistos derivados de tufos vulcânicos; esses grupos estariam situados estratigraficamente acima de rochas do Complexo Basal, representado por gnaisses, metagranodioritos e migmatitos.

Pinheiro et al. (1981), durante a execução do Projeto Catrimani-Uraricoera (região ocidental de Roraima), definiram a *Suíte Metamórfica Uraricoera*, composta por gnaisses, migmatitos, granitos de anatexia, granodioritos, dioritos, trondhjemitos, tonalitos, “augen”-gnaisses, granoblastitos e granulitos. Na oportunidade redefiniram o *Grupo Parima* de Arantes & Mandetta (1970) como *Suíte Metamórfica Parima* englobando xistos, quartzitos e enclaves de anfibolito e metapiroxenitos em geral lenticularizados em meio aos gnaisses e migmatitos da *Suíte Metamórfica Uraricoera*.

Correlato ao Complexo Parima, tem-se aquelas unidades ocorrentes no setor centro - nordeste de Roraima, a exemplo do *Grupo Cauarane* (Montalvão & Pitthan, 1974), cujas litologias são representadas por xistos, anfibolitos e quartzitos. Na Guiana são correspondentes ao *Grupo Kwitaro* (ao sul) e Supergrupo Barama-Mazaruni (ao norte). No Suriname as unidades cronocorrelatas (*Grupo Marowijne* - Bosma et al., 1983) têm idades de 1.950 ± 150 M.a. Pinheiro et al (1981) obtiveram

idade de 2.092 ± 39 M.a. pelo método K/Ar em um metapiroxenito e 1.857 ± 45 Ma em xistos da *Suíte Metamórfica Parima*. O Grupo Barama-Mazaruni foi datado por Gibbs & Olszewski (1982) em 2,25 Ga.

Nunes et al. (1994b) comentaram que essa *suíte metamórfica* ainda não apresenta uma estratigrafia e idade bem definidas. Trata-se de um conjunto tipo “greenstone belt” com domínio metavulcânico básico-ultrabásico a ácido e outro predominantemente sedimentar (formação ferrífera bandada, rochas calcisilicáticas e metassedimentos arcoseanos com vulcânicas subordinadas), metamorfisadas na fácies xisto verde na zona da clorita-biotita. Por suas características (grande quantidade de sedimentos arcoseanos e ausência de dobramentos isoclinais) é mais adequado que seja uma sequência do Proterozóico Inferior.

1.4.4 GRUPO MURUPU

Essa unidade ocorre predominantemente na sub-região hídrica Baixo Rio Branco na forma de um extenso corpo isolado nos domínios da serra da Mocidade ou com formatos alongados nas cabeceiras do rio Lobo d’Almada.

Os dados dessa unidade foram compilados a partir de IBGE (2003). No Léxico estratigráfico da Amazônia Legal é proposta a utilização do termo *Suíte Metamórfica Murupu* para reunir os litótipos metamórficos paraderivados de alto grau (gnaisses kinzigíticos e calcissilicáticos) ocorrentes no âmbito dos domínios Urariquera e Guiana Central, descritos por Luzardo & Reis (2001). Esses autores denominaram de *Suíte Metamórfica Murupu* a uma seqüência parametamórfica de alto grau, distinguindo-a do Grupo Cauarane.

1.5 Paleoproterozóico

1.5.1 SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA (PP3γ3ab)

Trata-se de uma ampla unidade distribuída por grandes extensões no setor sudeste do estado de Roraima atingindo os limites fronteiriços com os estados do Pará e Amazonas. Nesse sentido, situa-se espreaiada ao longo da sub-região hídrica Jauaperi. De maneira descontínua comparece na sub-região hídrica Anauá sob forma de corpos alongados elipsoidais.

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. (1996) 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. CPRM (2000) adota a terminologia no sentido desses autores, ressaltando sua característica francamente met aluminosa, critério marcante na distinção para aqueles granitóides altamente peraluminosos incluídos na unidade Granito Igarapé Azul (Fig. 7).



Fig. 7a. Monzogranito porfirítico. Fácies mais abundante da unidade Igarapé Azul. Megacristais de microclina xenomórficos e hipidiomórficos. Vicinal 01 - Rorainópolis. Fonte: CPRM (2000)



Fig. 7b. Bandamento compocional dobrado e presença de discreta falha dextral afetando apenas domínios restritos, sugerindo deformação intramagmática. Rio Anauá.

Segundo CPRM (op. cit.), a Suíte Intrusiva Água Branca tem suas maiores ocorrências 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 do Estado do Pará.

Caracteriza-se, morfologicamente, por relevo arrasado a colinoso, com vertentes suaves em forma morros em 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 unidade Água Branca 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 dessa unidade são seccionados por granitos das suítes Mapuera e Abonari (CPRM, 2000).

A Suíte Intrusiva Água Branca é constituída por uma série granítica expandida variando de granitos *strictu sensu* a dioritos, com predomínio de granodioritos e monzogranitos. A fácie granodiorítica, mesocrática a leucocrática, pode ser subdividida em termos faneríticos de granulação média a grossa e porfiríticos, com megacristais de feldspatos euédricos a subédricos de até 10cm de comprimento. Predominam granitóides isótropos e homogêneos, relativamente aos foliados. Fig. 8.



Fig 8a. Granodiorito homogêneo, com textura fanerítica média. Fácie mais comum da Suíte Intrusiva Água Branca. Região de Caroebe. Fonte: CPRM (2000).



Fig. 8b. Granodiorito porfirítico, com megacristais de feldspatos. São Luiz do Anauá. Fonte: CPRM (2000).

CPRM (2000) descreve que na vicinal 34, proximidade de Caroebe, foi observado num mesmo afloramento a coexistência de monzogranitos, granodioritos e dioritos, com boas exposições de enclaves angulosos a subangulosos de dioritos e monzogranitos, com até 30cm de comprimento, nos granodioritos e de granodioritos e dioritos nos monzogranitos. 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.

Os autores do Projeto Caracaraí correlacionam a unidade Água Branca com a Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga et al., 1996) que ocorre na porção norte-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).

1.5.2 GRANITO IGARAPÉ AZUL (PP3γ2ia)

A unidade Igarapé azul ocorre de forma contínua e praticamente dividida ao meio pelos limites do setor sul da sub-região hídrica Anauá e setor norte da sub-região hídrica Jauaperi.

A CPRM no Projeto Caracaraí propõe a denominação “Granito Igarapé Azul” 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 Seqüência 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 met aluminosos como pertencentes a uma mesma unidade.

Oliveira et al. (1996) propuseram o termo “Suíte Intrusiva Água Branca” em substituição a “Adamelito Água Branca” (Veiga et al., 1979), mantendo nessa unidade os granitóides peraluminosos com moscovita. Almeida et al. (1997) dataram-nas pelo método Pb-Pb em monozircão considerando-as como uma porção levemente peraluminosa da Suíte Intrusiva Água Branca. Estudos posteriores efetuados no Projeto Caracaraí (CPRM, 2000) levaram a distinção dos termos

peraluminosos como característicos de granitos do tipo S, sendo sugerida sua individualização daquelas rochas met aluminosas, do tipo I, pertencentes à Suíte Água Branca.

Conforme esses autores, morfologicamente, a unidade caracteriza-se por relevo arrasado, com ocorrências eventuais de pequenas elevações residuais, 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 granítoides pertencentes às suítes Mapuera, Abonari e Serra da Prata ocorrem seccionando o Granito Igarapé Azul. Para oeste, encontra-se recoberto por sedimentos quaternários.

A unidade é constituída principalmente por monzogranitos, ocorrendo subordinadamente sienogranitos e granodioritos, onde a fácie mais abundante possui composição monzogranítica, cor cinza-claro, leucocrática. 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. Ocorrem, por vezes, segregações hololeucocráticas em bolsões ou em níveis contínuos. Enclaves de diversos tipos litológicos, especialmente xenólitos de supracrustais do tipo meta-arenítico e de paragnaisse do Grupo Cauarane, ocorrem com alguma freqüência. São geralmente angulosos, variando em tamanho, chegando a atingir mais de 80 cm de comprimento. Também ocorrem xenólitos de metapelitos de dimensões variadas (com tamanho de 30cm x 15cm), bem como quartzito granatífero com forma elipsoidal. Diques maficos, intermediários e félsicos cortam a unidade. Preenchem fraturas, que variam em

largura, de alguns centímetros até centenas de metros. Normalmente são retilíneos e subverticais (CPRM, 2000).

O Granito Igarapé Azul foi objeto de datação geocronológica por Almeida et al. (1997a), pelo método de evaporação Pb-Pb em monozircão, onde foi obtida idade de 1938 ± 60 , e conforme os autores do Projeto Caracaraí a unidade pode ser correlacionado aos granítóides do tipo S caracterizados mais a norte no mapeamento de Projeto Roraima Central, CPRM, notadamente na região da maloca Curuxuim.

1.5.3 GRANODIORITO SERRA DO DEMINI

Essa unidade ocorre na porção centro-oeste do Estado de Roraima, principalmente nos domínios da sub-região hídrica Baixo Rio Branco e avança para o setor sudoeste da sub-região hídrica Anauá.

IBGE (2003) descreve que a unidade é composta por granítóides de caráter sin a tardi-tectônicos, temporalmente associados à Suite Intrusiva Pedra Pintada e Suite Intrusiva Água Branca. Tem a localidade tipo nas cercanias da Serra do Demini. Também mostra-se presente nas serras Xeriana e Mocidade, situadas na porção central do Estado de Roraima. Correspondem a granítóides de composição granítica e granodiorítica a monzonítica.

1.5.4 GRANITO TIPO S (PP3y2s)

Essa litologia tem sua maior exposição no setor sul da sub-região hídrica Tacutu e também comparece em pequenas ocorrências com formato lenticulares nas sub-regiões hídricas Uraricoera Branco Norte.

Segundo CPRM (1998), historicamente, ao longo do Escudo das Guianas, corpos granítóides do tipo S têm sido pouco mencionados. Suas características petrográficas e químicas, além das relações de campo com encaixantes metassedimentares, têm sido objeto de limitados estudos. Observações de campo aliadas à caracterização petrográfica e química de alguns afloramentos de rochas granítóides do setor norte-nordeste de Roraima, conduziram à caracterização de termos litológicos compatíveis com granitos tipo S mencionados na literatura.

Os granitóides com características do tipo S mapeados na porção nordeste do estado de Roraima encontram-se distribuídos em dois principais domínios:

1 - Domínio Urariqüera (região da ilha de Maracá-Amajarí e bacia do rio Parimé). Ocorrem nas proximidades do contato entre rochas metassedimentares do Grupo Cauarane e granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, bem como no interior das citadas unidades. Na região do rio Parimé, muscovitabiotita granitóides protomiloníticos estão associados com gnaisses ricos em biotita. Nas regiões da ilha de Maracá (a leste da serra Santa Rosa) e do Amajarí afloram biotita granitóides (e gnaisses) com muscovita, ricos em minerais máficos (biotita). Encontram-se regionalmente distribuídos em área de ocorrência de paragnaisses e *metacherts* ferríferos do Grupo Cauarane.

2 - Domínios Cinturão Guiana Central (região da maloca Curuxuím). Na região da serra Apon afloram predominantemente muscovita leucogranitos (com gnaisses correlatos) incluindo xenólitos metassedimentares e de metabasitos. Os tipos enriquecidos em muscovita (e granada) acham-se melhor representados na região da maloca Curuxuím. Perfazem contato em arranjo tectônico com rochas ortognáissicas da Suíte Metamórfica Rio Urubu, onde se incluem paragnaisses relacionados ao Grupo Cauarane.

Os muscovita-biotita granitóides protomiloníticos da região do Parimé têm coloração acinzentada clara e são compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, muscovita, rara granada e excepcionalmente turmalina. Os biotita granitóides com muscovita (Amajarí e da ilha de Maracá) possuem granulometria variável e coloração acinzentada. São constituídos por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, muscovita e granada subordinada. Texturas indicativas de deformação também foram identificadas, gerando tipos gnáissicos correlatos. Os muscovita leucogranítoides Curuxuím apresentam em geral textura equigranular fina a média, coloração esbranquiçada a levemente rósea. Os minerais principais são quartzo, K-feldspato e plagioclásio, além de granada subordinada.

CPRM (1998) interpreta que a geração destes granitóides pode ser estabelecida em ambientes tectonicamente ativos, motivados pela colisão de blocos continentais, conforme modelo proposto por Hasui *et al.* (1984) e atribui uma idade paleoproterozóica para esses granitóides.

1.5.5 SUÍTE METAMÓRFICA URARIQÜERA

O mapa geológico obtido demonstra que essa unidade apresenta uma ampla distribuição espacial no setor oeste do estado (unidade PP3ur), comparecendo nas sub-regiões hídricas Uraricoera, Branco Norte e extremo noroeste da sub-região hídrica Anauá.

A denominação Urariqüera (grafia adotada pelos relatórios da CPRM/DNPM), foi definida pioneiramente como “Suíte Metamórfica” por Pinheiro *et al.* (1981) abarcando uma grande variedade de tipos litológicos que variam da fácie xisto-verde a granulito: granitóides, quartzo dioritos, dioritos, trondhjemitos e tonalitos; anfibolitos como enclaves em gnaisses; gnaisses de composição variada (termos ácidos e básicos); paragnaisses (cordierita-sillima-nita-muscovita), gnaisses kinzigíticos e migmatitos.

CPRM (1998) descreve que os terrenos granito-gnáissicos têm sido reconhecidos na porção ocidental do estado de Roraima sob diversas denominações que abrangem a Associação Maracá de Braun (1973) e Bomfim *et al.* (1974), citando-se ainda a generalização do então Complexo Guianense por Montalvão *et al.* (1975). Litologicamente constitui uma área de relevo monótono que envolve a presença de rochas ortognáissicas, anfibolíticas e migmatíticas associadas com corpos metagranitóides de variada composição, além da existência, em algumas porções, de seqüências paragnáissicas localmente intercaladas.

Estas litologias atingiram as fácies xisto-verde a anfibolito, com feições metassomáticas e polimetamórficas. Estruturas superimpostas através de eventos deformacionais posteriores tornam tal área de difícil reconhecimento quanto ao “velho em basamento”, cujas poucas idades obtidas têm sido relacionadas ao rejuvenescimento imposto através dos eventos Transamazônico (2,2-2,0Ga) e K’Mudku (1,2Ga).

A caracterização litoestrutural de parte do Cinturão Guiana Central ao longo do estado de Roraima (CPRM, 1998), permitiu reavaliações geológicas por parte de Figueiredo (1983), Lock (1983), Ramgrab (1984), Reis & Pinheiro (1986), Brandão & Freitas (1994) e Brandão (1994), não sendo incluída, desta feita, por todos os referidos autores, rochas de alto grau metamórfico na Suíte Urariqüera, uma unidade

que se distribui por extensa área compreendida por granito-gnaisses com *trend* estrutural regional francamente NW-SE.

No projeto Roraima Central, a CPRM mantém a terminologia “Suíte Metamórfica”, restringindo-se, no entanto, apenas à ocorrência de terrenos representados por rochas migmatíticas ortoderivadas, a exemplo de alguns afloramentos identificados na região da ilha de Maracá, rio Urariquera.

Brandão & Freitas (1994), ao redefinirem as litologias do Complexo Kanuku na quadrícula NA.20.X-C-VI (Serra do Ajarani), como apenas representadas por rochas da fácie granulito, individualizaram terrenos ortognáissicos da fácie anfibolito na Suíte Metamórfica Urariquera. Reavaliações petrográficas e litoquímicas dos dados apresentados por Brandão & Freitas (1994) e Brandão (1994), sugerem para os ortognaisses da fácie anfibolito uma forte analogia com similares termos definidos neste projeto para a Suíte Metamórfica Rio Urubu (CPRM, 1998).

Os litótipos Urariquera são constituídos por rochas gnáissicas leuco a mesocráticas, apresentando granulação média a grossa e bandamento distinto. Apresentam estruturas de deformação com indicação de um complexo arranjo estrutural de caráter policíclico. Correspondem a rochas migmatíticas ortoderivadas com associação comum de lentes e enclaves anfibolíticos (Fig. 9).

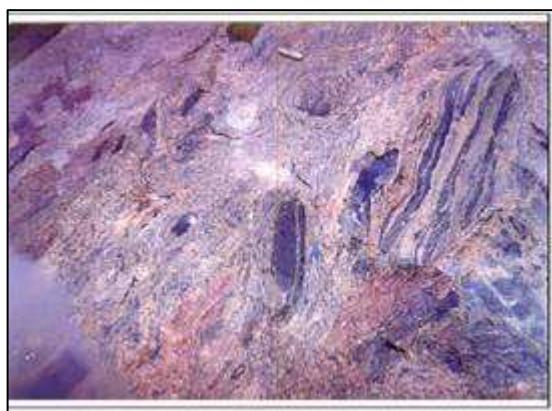


Fig. 9. Gneisse migmatítico metamorfizado na fácie anfibolito, com lentes anfibolíticas. Suíte Metamórfica Urariquera, estação (ilha de Maracá). Fonte: CPRM (1998).

As amostras estudadas no projeto Roraima Central (RRC) de ocorrências de gnaisses do rio Urariquera (folha NA.20-X-A, furos de Santa Rosa e Maracá e a norte destes), revelaram: quartzo monzonito com conteúdo mineral essencial representado por feldspato alcalino (microclínio, comum aos tipos investigados), quartzo, plagioclásio e biotita, além de titanita, allanita, apatita, epidoto, minerais opacos e zircão como minerais acessórios; metamonzonito, com moderada orientação dos componentes minerais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, com conteúdo de minerais acessórios representado por minerais opacos, zircão, clorita e epidoto.

De acordo com CPRM (1998), os terrenos gnáissicos da presente Suíte Metamórfica Urariquera correspondem aos terrenos mais antigos que ocorre em território roraimense, podendo ser comparado àqueles de parte do Complexo Supamo da Venezuela (a norte do Bloco Pacaraima), composto por abundância de rochas sódicas e foliadas. A presença de xenólitos de metabasitos também é uma característica que envolve estes terrenos. Correlaciona-se ainda com parte da Associação Bartica do norte da Guiana, no que se refere às litologias ortognáissicas e anfibolíticas metamorfizadas na fácie almandina anfibolito, conforme sugerido no quadro abaixo.

UNIDADE	MÉTODO	IDADE	R. INICIAL	REFERÊNCIA
Complexo Essequibo-Correntyne	U/Pb	$2,23 \pm 0,04$ Ga		Gibbs & Olszewski
Complexo Supamo	U/Pb	2.660 Ga		Gaudette <i>et al.</i> (1977)
Série Ille de Cayenne	Rb/Sr	1.970 ± 260 Ma		Teixeira <i>et al.</i> (1977)
Cinturão Inini	Rb/Sr	$2.00 \pm 0,07$ Ga	0,7019	Marot <i>et al.</i> (1984)

Fig. 10. Datações geocronológicas de ortognaisses correlatos à Suíte Metamórfica Urariquera, no Escudo das Guianas. Fonte: CPRM (1998).

1.5.6 SUÍTE MÁFICA-ULTRAMÁFICA URARICAÁ (PP1MU), (SUÍTE INTRUSIVA URARICAÁ -PPΔUR)

Comparece predominantemente na forma de delgados corpos lenticulares ou ainda circulares de pesquenas dimensões, ocorrendo principalmente no domínio sul-oeste da sub-região hídrica Branco Norte e lentes no extremo sul-leste da sub-região hídrica Tacutu. Mais restritamente aflora na parte central da sub-região hídrica Uraricoera e extremo nordeste da sub-região hídrica Anauá.

Neste relatório a Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá (CPRM, 1998) foi correlacionada com a Suíte Intrusiva Uraricaá (IBGE, 2005), de acordo com a semelhança dos litotipos descritos.

Corpos intrusivos de natureza básico-ultrabásica foram referidos inicialmente por Montalvão *et al.* (1975) nas folhas NA-20 e NB-20, sem, no entanto, expressar seu posicionamento estratigráfico. Os estudos realizados nas ocorrências II e III de Tapuruquára (estado do Amazonas) através de furos de sondagem (Araújo Neto *et al.*, 1977), constituem, até o momento, as melhores investigações de caráter pontual de tais corpos, motivo pelo qual, várias interpretações têm sido dadas à sua gênese. Santos *et al.* (1977) e Santos & Araújo Neto (1978) confirmaram a natureza básica-ultrabásica desse magmatismo.

Pinheiro *et al.* (1981) destacaram novas ocorrências no setor oeste de Roraima e sugeriram a designação de “Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquára”, em substituição às adjetivações “ígnea” e “metamórfica” anteriormente utilizadas. Santos *et al.* (1981) correlacionaram tais litologias à série magnesiana e Reis & Souza (1984) admitiram alguma afinidade química e relacionamento magmático entre algumas rochas dessa unidade com os enclaves maficos ocorrentes na Suíte Metamórfica Urariquera. Costi (1985) revelou a existência de processos metamórficos predominantes sobre os ígneos primários, preservados em muitos setores, e propôs a designação de “complexo metamórfico” (*in* Reis, 1997).

CPRM (1998), reuniram as rochas gabróicas e subordinados hornblenditos ocorrentes nas regiões do rio Uraricaá, Vila Brasil e rios Cachorro, Urubu e Jacamim, na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. O termo refere-se à maior ocorrência de gabbro na área, situada ao longo do rio Uraricaá, Folha NA.20-X-A.

Foram cartografadas exposições ultrabásicas nas folhas NA.20- X-B e NA.21-V-C. Corpos de hornblendito distribuem-se a nordeste da Vila Brasil, região do rio Cauaruau (fazenda Bandeirantes) e regiões dos rios Acari e Uaicuí. Encontram-se encaixados em domínio de rochas do Grupo Cauarane, Suíte Intrusiva Pedra Pintada e Grupo Surumu e Suíte Metamórfica Rio Urubu, em geral com relações de contato obliteradas por cobertura laterítica.

Os corpos de gabros distribuem-se na região do rio Uraricaá (norte da vila Brasil), regiões dos rios Cachorro, Urubu, igarapé Repartimento do Ajarani e rio Jacamim.

As rochas maficas estão representadas por gabros e gabros noríticos de cor cinza-escuro a preto, com granulação média a grossa no domínio central dos corpos e fina nas porções de borda.

Na maioria dos casos destacam-se na paisagem natural em consequência de sua erosão diferencial em relação às rochas encaixantes. Em função do grau de alteração intempérica, é freqüente o desenvolvimento de solo avermelhado, além de crostas ferruginosas no âmbito de ocorrência dessas rochas.

De acordo com (CPRM, 1998), as rochas ultramáficas são piroxênio hornblenditos e hornblenditos. Apresentam cor verde oliva, granulação grossa, destacando-se megacristais de hornblenda. Normalmente encontram-se bastante alteradas e lateritzadas, produzindo solos de coloração esverdeada e crostas ferruginosas. Correspondem a espécies isótropas e homogêneas bem distintas e com texturas eqüigranulares, sem bandamento composicional.

Montalvão *et al.* (1975) obtiveram uma idade de 1.646 ± 55 Ma (K/Ar em plagioclásio) para a ocorrência de um corpo gabróico situado as proximidades de Caracaraí. Na porção ocidental do estado de Roraima, Basei (1975) obteve pelo método Rb/Sr uma idade de 1.560 ± 700 Ma para uma rocha gabróica. Gaudette *et al.* (1991) forneceram para as rochas da então Suíte Tapuruquára, na sua localidade-tipo, idades Rb-Sr de 1.705 ± 237 Ma e 1.427 ± 189 Ma. Os corpos mafico-ultramáficos identifica-dos no rio Uraricaá, regiões da Vila Brasil, rios Urubu e Jacamim são tentativamente correlacionados àquelas similares intrusões da porção ocidental de Roraima.

1.5.7 GNAISSE SERRA DA LUA

As ocorrências dos gnaisses tipo Serra da Lua comparecem nos domínios do interflúvio das sub-regiões hídricas Rio Branco Norte e Branco Sul na forma de corpos alongados preferencialmente orientados na direção NE-SW.

IBGE (2003) descreve que essas litologias representam juntamente com a Suíte Metamórfica Rio Urubu o embasamento do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central e comenta que sua idade deve situar-se acima de 2000 Ma

Corresponde a um conjunto de biotita e biotita-hornblenda gnaisses, incluindo subordinadas lentes de hiperstênio gnaisses e leucognaisses.

1.5.8 SUÍTE METAMÓRFICA RIO URUBU

Essa unidade litoestrutural tem sua maior distribuição espacial no extremo nordeste da sub-região hídrica Anauá e sul da sub-região hídrica Tacutu, a exemplo das ocorrências no leito do rio Quitauá. Também comparece na forma alongada sigmoidal ou como pequenas lentes dispostas no sul da sub-região hídrica Uraricoera e Branco Norte, respectivamente.

A Suíte Metamórfica Rio Urubu é um novo termo proposto pela CPRM (1998), para designar as rochas ortognáissicas aflorantes na região do rio homônimo, anteriormente incluídos por vários autores (Figueiredo, 1983; Ramgrab, 1984; Santos & Olzweiski, 1988) no Complexo Kanuku. A suíte engloba grande parte das rochas caracterizadas como ortognaisses tipo Urubu por Fraga *et al.* (1994).

De acordo com esses autores, a Suíte Metamórfica Rio Urubu corresponde a um conjunto de biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses, incluindo subordinadas lentes de hiperstênio gnaisses e leucognaisses. Os biotita e biotita-hornblenda gnaisses são predominantes e integram duas proeminentes faixas ao longo do Cinturão Guiana Central.

As rochas tipo biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses correspondem a gnaisses mesocráticos a melanocráticos, acinzentados, médios a grossos, freqüentemente ocelares, por vezes com mobilizados quartzo-feldspáticos, sin a tardí-tectônicos, localmente com feições migmatíticas. Metagranitóides, porfiríticos,

com foliação pouco pronunciada, encontram-se subordinados. Entretanto, por vezes mostram zonas de concentração da deformação (Fig. 11).



Fig. 11a. Afloramento da Suíte Intrusiva Rio Urubu. Leito do rio Cachorro. Cantá



Fig. 11b. Metagranitóide da Suíte Metamórfica Rio Urubu, cortando por zonas de concentração de deformação. Serra Malacacheta

Geoquimicamente, as amostras de biotita-hornblenda gnaisses constituem um conjunto com restrito intervalo de variação em sílica (67,4% a 73,7%, para a maioria das amostras. Apresentam valores predominantemente menores que um para a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Os resultados geoquímicos para os hiperstênio gnaisses mostram comportamento bastante distinto, apresentando, da mesma forma, um empobrecimento em TiO_2 , FeO e K_2O e enriquecimento em Al_2O_3 . Conforme CPRM (1998), os altos valores para a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, acima de 2,5 diferenciam muito bem estas rochas daquelas relacionadas a Suíte Serra da Prata.

As análises para os corpos de leucognaisses demonstram que essas litologias correspondem a rochas met aluminosas, com valores characteristicamente baixos para TiO_2 , FeO e K_2O e alto teores em Al_2O_3 se comparadas aos biotita e biotita-hornblenda gnaisses.

Os autores do Projeto Roraima Central atribuem que Santos & Olszewski (1988), obtiveram uma idade U-Pb em zircão correspondente a $1.944 \pm 10\text{ Ma}$ para um gnaisse correlacionável aos incluídos na Suíte Metamórfica Rio Urubu. O mesmo foi admitido para Gaudette *et al.* (1997), também utilizando o método U-Pb, os quais

obtiveram para “gnaisses graníticos” dispostos na região do Cinturão Guiana Central, valores próximos aos de Santos & Olszewski (*op. cit.*): 1.943 ± 7 Ma, 1.921 ± 15 Ma e 1.911 ± 13 Ma. Fraga *et al.* (1997) determinaram para um ortognaisse tonalítico uma idade de 1.951 ± 24 Ma pelo método Pb/Pb por evaporação em zircão.

1.5.9 SUÍTE METAMÓRFICA JAUAPERI

A unidade Jauaperi ocorre no extremo sul do estado interna aos domínios da sub-região hídrica homônima. Mais precisamente no baixo rio Juaperi. Conforme (IBGE, 2003) também mostra-se presente no rio Alalaú. Corresponde a uma seqüência de migmatitos, gnaisses e granitos, concordantes entre si, apresentando um bandeamento com direção NE e mergulhos acentuados para SE. Para esta associação litológica Santos *et al.* (1974) propuseram a designação de Grupo Moura. Montalvão *et al.* (1975) abandonam as denominações anteriores em favor do Complexo Guianense, do qual separaram uma nova unidade, denominada Granodiorito Rio Novo. Araújo Neto & Moreira (1976) retomam o termo Grupo Anauá, propondo inclusive revalidar formalmente a denominação de Grupo Anauá para as rochas reunidas sob a designação de Grupo Moura por Santos *et al.* (1974).

Segundo CPRM (2003) a Suíte Metamórfica Jauaperi é dominada por gnaisses, migmatitos e metagranitos, além de diques de anfibolitos e bolsões de charnockitos. Registra metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito superior e arcabouço estrutural em N-S a NE-SO, sugerindo um domínio litoestrutural bem peculiar do Domínio Anauá-Jatapu, e corresponde em parte ao que foi denominado de Grupo Moura e Complexo (Metamórfico) Anauá.

1.5.10 GRUPO SURUMU

O termo Uatumã foi usado pela primeira vez por Oliveira & Leonardos (1940), os quais se referiram à “Série” Uatumã para uma associação de rochas ígneas porfiríticas e arenitos arcoseanos metamorfizados por intrusões de pórfiros vermelhos ocorrentes na bacia do rio Uatumã.

Barbosa (1966) designou de Grupo Uatumã uma associação de rochas vulcânicas andesíticas com intercalações de arcóseos, tufos, lavas riodacíticas, diques de riolitos e ignimbritos ocorrentes na região do Médio Tapajós.

Caputo et al. (1971) redefiniram o Grupo Uatumã, através da remoção dessa unidade as rochas sedimentares pré-silurianas da Plataforma Amazônica, referindo-se apenas às rochas vulcânicas ácidas que ocorreriam não só em ambas as bordas da bacia Amazônica como também em seu assoalho, especialmente no Médio Amazonas.

Melo et al. (1978) elevam o então Grupo Uatumã a categoria de Supergrupo, composto basicamente por rochas extrusivas pertencentes ao Grupo Surumu (Amaral et al., 1970) e intrusivas reunidas na Suíte Intrusiva Saracura (Melo et al., op. cit.), o que não foi adotado em trabalhos posteriores.

O Grupo Surumu ocorre principalmente nas regiões norte e nordeste de Roraima, e é composto por efusivas ácidas - intermediárias (riolitos, dacitos, andesitos e latitos) e rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas). Costi et al. (1984), no extremo sudeste do Estado de Roraima, incluíram as rochas vulcânicas no Grupo Iricoumé (Oliveira et al., 1975), o qual é correlato ao Grupo Surumu.

As principais ocorrências estão dispostas ao longo do médio – alto curso do rio Amajari, rio Surumu, serras Machado, Aruanã, Tabaco, Tarame, além das serras do Meio, Flecha/Atola e Pilão/Grande. Também algumas exposições comparecem nas proximidades das cabeceiras do rio Cauamé, embutidas em meio aos afloramentos das supracrustais do Grupo Cauarane. Em particular, nesse relatório, observa-se que essa extensa unidade litoestrutural aflora de forma contínua nas sub-regiões hídricas Tacutu e Uraricoera. Essas rochas compõem uma superfície de degradação em torno de 500 metros, sustentando um relevo colinoso encoberto por uma cobertura vegetal formada por vegetação arbustiva e gramíneas. Na porção central da área afloram em meio a uma superfície deplainamento rebaixada e com cotas em torno de 120 metros. Uma particularidade dos afloramentos das rochas vulcânicas é que delineiam formas de pináculos devido à forte inclinação da foliação. Em alguns afloramentos as rochas vulcânicas estão dobradas, existindo dobras com estilos diversos, vinculadas a feições de transposição dentro das zonas de cisalhamento. Localmente, há afloramentos sob a forma de lajedos exibindo

estrutura de disjunção colunar com formatos poligonais e hexagonais, seccionados por juntas de cisalhamento.

Segundo Costa (1999), verifica-se que diversos tipos de rochas vulcânicas individualizadas dispõem-se geometricamente sob a forma de lentes ou sigmoides com dimensões quilométricas e orientadas nas direções E-W e WNW-ESE aflorantes sobre vasta região (setor norte). Localmente, no setor sul, as rochas sustentam relevos residuais (inselbergs) constituidos por derrames ácidos ou por rochas piroclásticas, a exemplo das serras do Machado e serra do Cavalo, respectivamente.

Em termos de rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu, no nível de conhecimento atual, aliado a escala de trabalho, existe certa dificuldade para se individualizar os derrames e corpos subvulcânicos dessa natureza. Em algumas localidades, verificou-se que muitos tipos petrográficos definidos como derrames ácidos (Melo et al. 1978), correspondem a cristal tufo, indicando que não é tarefa fácil reconhecer diretamente no campo essas rochas. Portanto, a extensa faixa de rochas vulcânicas ácidas plotadas em mapa, pode corresponder, em parte, a rochas piroclásticas, as quais são muito semelhantes aos dacitos. Dessa forma, só poderão ser separadas a partir de investigações mais detalhadas.

Os principais litotipos identificados e descritos correspondem a: dacitos, riolitos, andesitos, cristal tufo, bomba-lápilli tufo, ignimbritos e brechas.

Macroscopicamente, os dacitos exibem tonalidades do cinza com pontuações esbranquiçadas a levemente esverdeadas definidas pela matriz afanítica que incorpora cristais porfírticos de feldspatos com tamanhos milimétricos. Nas zonas de cisalhamento, os dacitos exibem uma textura foliada (Spry, 1969) definida pela neoformação e forte orientação de minerais micáceos e pelo estiramento e recristalização sin-tectônica ou dinâmica da matriz quartzo-feldspática que contorna porfiroclastos de feldspatos.

Os riolitos exibem tonalidades avermelhadas com pontuações esbranquiçadas e textura porfirítica definida por uma matriz afanítica que envolve fenocristais de feldspatos com tamanhos variados, chegando a atingir 4 mm.

As rochas intermediárias estão representadas principalmente por andesitos. Em amostra de mão, predominantemente exibem uma matriz fina a afanítica com tonalidades variando do cinza preto, englobando delgados fenocristais milimétricos com tons esverdeados a esbranquiçados.

Quanto as rochas piroclásticas genericamente, cristal tufo predominam em relação as outras variedades tufáceas (lápilli e bomba tufos). Como mencionado anteriormente, é difícil distinguir no campo rochas vulcânicas de composição ácida (derrames) dos termos piroclásticos de mesma composição, devido aos processos de devitrificação (Rosen-Spence et al., 1980), deformação, recristalização e alteração hidrotermal. É possível que com trabalhos de maior detalhe, essas rochas venham a constituir volumes mais significativos em termos de ocorrência. Apesar de ter sido constatada a existência de piroclásticas de composição intermediária, predominam aquelas de composição dacítica e riolítica.

Conforme Costa (1999), os litotipos piroclásticos variam amplamente com relação as suas texturas / estruturas e granulação, em que são observadas rochas porfiríticas tufáceas finamente bandadas até brechas, bomba tufos e aglomerados aparentemente sem estruturação primária. Conforme a sua importância quanto à distribuição geográfica na área em questão, os litotipos petrográficos identificados foram cristal tufo, bomba-lápilli tufos, ignimbritos e brechas, cuja classificação, em função das estruturas, granulação e compactação, foi baseada em Fisher & Schmincke (1984) e McPhie et al. (1993).

Macroscopicamente, dentre os cristal tufos predominam rochas com matriz de tonalidades variando do cinza-escuro ao cinza-esverdeado, de textura afanítica, que incorporam fenocristais euédricos e fragmentos de cristais porfiríticos de tamanhos milimétricos de feldspatos que, por vezes, estão parcialmente caulinizados.

As ocorrências de bomba - lápilli tufos em geral dispõe-se em áreas de relevo rebaixado, onde nos afloramentos observa-se que esses litotipos exibem matriz de tonalidades variando do cinza-escuro ao cinza-esverdeado soldando bombas, blocos e lápilli com tonalidades de cores cinza-preto e cinza-esbraquiçada.

Macroscopicamente, os ignimbritos são bons exemplos de rochas piroclásticas. Exibem uma matriz afanítica cinza-esverdeada densamente soldada, a qual

compacta fragmentos íticos (na forma de lentes alongadas de cor cinza-preto), abundantes fragmentos de cristais feldspáticos e dispersos fenocristais euédricos desse mineral. As lentes alinhadas definem uma foliação na rocha. Algumas variedades estão fortemente foliadas, devido à deformação que imprime um aspecto xistoso nessas rochas. As ocorrências de ignimbritos de composição intermediária são mais abundantes em relação aqueles de composição ácida.

As ocorrências de brechas vulcânicas de composição ácida situam-se principalmente no setor nordeste da região. Nos afloramentos observa-se que esse litotipo dispõe-se concordantemente ao acamadamento/foliação regional das rochas do Grupo Surumu, comparecendo na forma de aglomerados de blocos íticos ácidos, centimétricos, arredondados, ocelares e lenticulares soldados por uma matriz fina cinza-esbraquiçada, semelhante ao aspecto de um conglomerado sedimentar mal selecionado (Fig. 12).



Fig. 12a. Afloramentos de rochas vulcânicas em pináculos no setor norte da área. Tratam-se de rochas piroclásticas ácidas, nas adjacências da fazenda Aparecida.



Fig. 12b. Aspecto macroscópico de ignimbrito do Grupo Surumu. Textura eutaxítica definida por fragmentos íticos lenticulares e fenocristais alinhados que definem uma foliação planar à rocha.

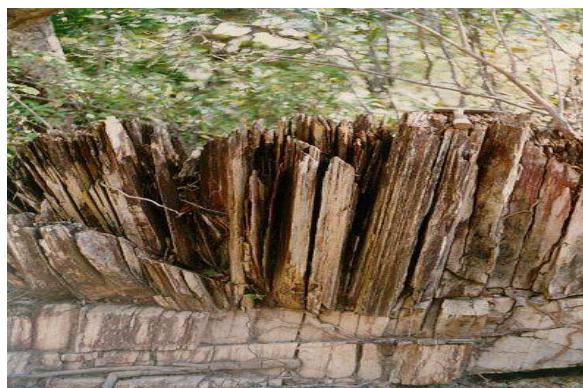


Fig. 12c. Ultramylonitos de vulcânicas ácidas do Grupo Surumu. A forte estruturação é ressaltada por clivagem de fraturas paralelas ao plano da foliação e pela alteração intempérica. Adjacências da Fazenda São João.



Fig. 12d. Aspecto xistoso das rochas piroclásticas do Grupo Surumu vinculado ao desenvolvimento da foliação milonítica regional em função da elevada taxa de concentração da deformação.

Conforme CPRM (1998), deve-se a Santos (1978) a dissociação das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã (tipos Surumu, Iricoumé e Iriri) do Evento Transamazônico, cujos valores radiométricos inferiores a 2,0 Ga têm sido estabelecidos em diversas áreas, efetivando bases mais sólidas para as correlações com similar vulcanismo de países vizinhos (p.ex., grupos Burro-Burro e Kuyuwini da Guiana; Formação Dalbana do Suriname; formações Caicara e Pacaraima da Venezuela). Deste modo, CPRM interpreta que os valores geocronológicos disponíveis para o vulcanismo são condizentes com o intervalo 1,96 -1,86 Ga, tendo sido obtidas idades isocrônicas Rb/Sr de 1.874Ma para a Formação Dalbana (Priet *et al.*, 1971) e de 1.923±55Ma para o Complexo Vulcânico (Bosma *et al.*, 1983) no Suriname. Uma idade U/Pb em zircão de 1.962±42Ma foi obtida por Schobbenhaus *et al.* (1994) para as rochas vulcânicas aflorantes na serra Tabaco, porção norte-nordeste do estado de Roraima. Este valor transcende as idades obtidas anteriormente, revelando questionamentos acerca do limite de tempo entre o Meso e Paleoproterozóico, além de um possível vínculo com a fase final da orogenia transamazônica. Ademais, os valores cronológicos Rb/Sr entre 1,8-1,9 Ga encontrados na década de setenta, devem ser reconsiderados em função da constante de decaimento isotópico (λ) para o Rb, segundo Steiger & Jager (1977), acarretando um acréscimo de aproximadamente 3,5% nas idades obtidas anteriormente.

Costa (1999), apresenta um dado mais atual relativo a idade do Grupo Surumu com base no método Pb-Pb por evaporação em monocrystal de zircão, em cristal tufo da Serra do Cavalo o qual obteve idade de 2.006 ± 4 Ma, correspondendo na atualidade a idade mais antiga para as vulcânicas Surumu.

1.5.11 GRUPO IRICOUMÉ

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ocorrem como uma ampla unidade na bacia do rio Jatapuzinho nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi exibindo um formato com tendência alongada e orientado na direção NW-SW. Essa extensa ocorrência adentra o setor sudeste da sub-região hídrica Anauá. Compare ainda, nessa sub-região como uma ocorrência alongada orientada W-E e outra aproximadamente NNW-SSE.

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.

CPRM (2000) reinterpreta os dados dos autores anteriores e redefine a unidade Iricoumé como representantes de rochas vulcânicas e piroclásticas com termos subvulcânicos subordinados, de composição ácida à intermediária, as quais posicionalmente incluem dacitos, traquidacitos, andesitos, traquiandesitos e andesitos basálticos. Os termos subvulcânicos são essencialmente granodioritos pôrfiros, com composição dacítica.

Segundo esses autores, o Grupo Iricoumé está exposto nas quadrículas 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, geralmente apresenta perfil de solo pouco desenvolvido a ausente (Fig. 13).



Fig. 13a. Vulcânicas Iricoumé aflorantes no leito do rio Jatapu. Proximidades da Hidrelétrica.



Fig. 13b. Detalhe da vulcânica ácida intensamente recortada por famílias de juntas.

As observações de campo permitiram interpretar o Grupo Iricoumé como sendo relativamente mais antigo do que a Suíte Intrusiva Mapuera e Suíte Intrusiva Abonari. Rochas pertencentes a esse 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 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 ortognaisse da Suíte Metamórfica Rio Urubu e quartzitos e paragnaisse do Grupo Cauarane (CPRM, 2000).

Os autores também descrevem que Na rodovia BR-174, entre o rio Barauana e vila Petrolina do Norte, afloram vulcanitos intensamente alterados e cataclasados, possivelmente relacionados através da tectônica rúptil associada ao *riifting* do Hemigráben Tacutu.

Oliveira et al. (1975) obtiveram idades 1.835 ± 35 Ma para as vulcânicas do Grupo Iricoumé, pelo método Rb/Sr. correlacionando-as às rochas vulcânicas do

Grupo Surumu, de idade 1.890Ma, obtida através do mesmo método (Basei & Teixeira, 1975). Cabe destacar que Costa (1999), obteve idade de 2.006 ± 4 Ma pelo método Pb-Pb.

Schobbenhaus et al. (1994) obtiveram, através do método U/Pb em zircão, uma discordância com intercepto superior de 1.962 (+42, -33) Ma para um riodacito do Grupo Iricoumé, enquanto para o Grupo Surumu obtiveram uma idade de 1.966±6Ma.

1.5.12 SUÍTE INTRUSIVA ERICÓ

A unidade Ericó comparece no setor centro-norte e extremo noroeste da sub-região hídrica Uraricoera. A localidade tipo situa-se no rio Ericó afluente pela margem direita do rio Coimin, este afluente da margem direita do rio Uraricaá. Mostra-se como um batólito, presente na região do rio Ericó, disposto entre os rios Uraricoera e Uraricaá.

Segundo Almeida; Ferreira & Pinheiro citado por IBGE (2003), a Suíte Intrusiva Ericó apresenta composição granodiorítica a monzogranítica, raramente quartzo monzodiorítica cor cinza, textura equigranular média, granofírica, localmente porfirítica. A mineralogia essencial é formada por plagioclásio, quartzo e microclínio, além de biotita, hornblenda, minerais opacos (aglomerados máficos), além de zircão e apatita. A mineralogia secundária é composta de clorita, muscovita, titanita, epidoto e argilo-minerais. São granitóides subalcalinos, peraluminosos, com valores baixos de Nb, Zr, La e altos de Al_2O_3 , Cão e MgO, definindo uma associação cálcio-alcalina de alto-K pouco expandida. Possui semelhança petrográfica com a suíte cálcio-alcalina Pedra Pintada (2.00 Ga), muito embora esta seja uma seqüência composicionalmente mais expandida e de médio-K.

1.5.13 SUÍTE INTRUSIVA PEDRA PINTADA (PP3γ3pp)

As litologias dessa unidade geológica comparecem essencialmente nos domínios da sub-região hídrica Uraricoera e subordinadamente na sub-região hídrica Tacutu na forma de corpos francamente sigmoidais, indicando forte controle tectônico na ocorrência dessa unidade. A denominação Suíte Intrusiva Pedra Pintada foi adotada no Projeto Roraima Central em concordância com Fraga *et al.*

(1996), para designar granitóides aflorantes na porção norte-nordeste do estado de Roraima. A designação proposta refere-se a uma localidade à margem do rio Parimé (Fig. 14), caracterizada por excelentes exemplares preservados de pinturas rupestres.



Fig. 14. Afloramento da localidade tipo da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. Rio Parimé.

Conforme CPRM (1998), a terminologia “Granito Viaquário” empregada por Melo *et al.* (1978) para englobar granitóides pré-Uatumã a norte da área estudada é descartada neste estudo, já que a reavaliação petrográfica do acervo de lâminas delgadas utilizada para definição desta unidade demonstrou que os litótipos aí incluídos são em parte característicos da Suíte Intrusiva Saracura. O mesmo acontece para os granitóides posicionados por Melo *et al.* (1978) no então Complexo Maracá (tido como embasamento dos litótipos Uatumã). Sandoval da S. Pinheiro (comunicação verbal) confirma a presença de granito da Suíte Intrusiva Saracura na serra Viaquário, localidade-tipo da unidade homônima.

Esses granitóides afloram em faixa contínua, aproximadamente E-W, nas Folhas NA.20-X-B, NA.20-X-A. Seus afloramentos distribuem-se na região de campos naturais, ou encontram-se ao longo dos rios Cauaruau, Jauari, Amajari e Parimé. Outras exposições situam-se em extensa área que engloba as serras Tapaiúna e Urubu. A Suíte Intrusiva Pedra Pintada mantém contatos tectônicos com os granitos Saracura, vulcânicas Surumu e paragnaisse Cauarane, através de zonas de cisalhamento dúctil.

Os granitóides Pedra Pintada são eqüigranulares, com subordinados tipos porfiríticos; apresentam cor cinza-claro e granulação média a grossa. São, em geral, isótropos a levemente foliados, mostrando texturas magmáticas bem preservadas, que evoluem para foliação milonítica ao longo de zonas de cisalhamento localizadas.

Observa-se com freqüência a presença de enclaves maficos finos, com formas arredondadas e elipsoidais ou angulosas e irregulares. Estes enclaves, com três a vinte centímetros de comprimento (em média) apresentam contatos nítidos, retilíneos a lobados com a rocha hospedeira e mostram muitas vezes uma tendência à orientação preferencial, de caráter não tectônico. Aglomerados maficos, com contatos difusos ocorrem com menos freqüência. Xenólitos de paragnaisse medindo aproximadamente 15,0cm, relacionados ao Grupo Cauarane, foram observados no alto curso do rio Cauaruau. Diques dioríticos e veios de quartzo e feldspato cortam localmente esta unidade.

Seu posicionamento tardi-a pós-transamazônico é indicado pela ausência da petrotrama relacionada ao metamorfismo transamazônico (fácies anfibolito a granulito), sendo clara sua colocação posterior à formação e metamorfismo das supracrustais Cauarane (CPRM,1998).

Conforme os autores supra-citados, quatro conjuntos foram individualizados na Suíte Intrusiva Pedra Pintada: hornblenda-biotita granodioritos, com restritos termos tonalíticos e quartzo-monzoníticos a monzodioríticos (e uma exposição de quartzo gабro), biotita monzogranitos com subordinados granodioritos e tonalitos, biotita monzogranitos leuco-a hololeucocráticos e sienogranitos leucocráticos.

Os enclaves observados nos granitóides Pedra Pintada correspondem a microquartzo dioritos ou quartzo-monzonitos, com textura hipidiomórfica granular e elevado teor em maficos (biotita e hornblenda).

Ao longo das zonas de cisalhamento dúctil desenvolveram-se milonitos, onde o quartzo e o feldspato alcalino encontram-se recristalizados, em agregados lenticulares de grãos poligonais, que contornam porfiroclastos de feldspato e hornblenda. Nas faixas mais de formadas a cloritização das biotitas é mais intensa, bem como a substituição das hornblendas pela associação biotita + clorita. A deformação processou-se sob condições da fácie xisto-verde.

Conforme CPRM (1998), a idade obtida para essa unidade (Almeida *et al.*, 1997) atingiu o valor de 2.005 ± 45 Ma pelo método de evaporação Pb/Pb em zircão, indicando seu posicionamento pré-Uatumã, ao final do Evento Transamazônico. Aqueles autores interpretam que o valor encontrado para a Suíte Intrusiva Pedra Pintada situa-se no mesmo intervalo das idades obtidas para os ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, sugerindo a possibilidade de que as duas unidades sejam temporalmente correlatas ou muito próximas. No entanto, os dados disponíveis (apenas uma idade para a SIPP), são ainda muito rarefeitos e, dessa forma, manteve-se nesse projeto o posicionamento estratigráfico dos gnaisses aflorantes no Cinturão Guiana Central, atualmente incluídos na Suíte Metamórfica Rio Urubu, e no passado englobados no Complexo Kanuku, abaixo dos litótipos da Suíte Pedra Pintada. Ainda conforme aqueles autores, os granitóides Pedra Pintada mostram características químicas e petrográficas similares àquelas da Suíte Intrusiva Água Branca da porção sul do estado de Roraima (Veiga Jr. *et al.*, 1979; Jorge João *et al.*, 1985; Oliveira *et al.*, 1996), que forneceram uma idade isocrônica Rb/Sr de 1.910 ± 47 Ma com razão inicial de 0,702 (Jorge João *et al.*, 1985).

1.5.14 SUÍTE INTRUSIVA SARACURA

Essa unidade comparece essencialmente na sub-região hídrica Tacutu, principalmente em contato com a borda sul dos afloramentos de rochas do Grupo Surumu. Subordinadamente, ocorre como uma espessa lente de aspecto sigmoidal no extremo leste da sub-região Uraricoera ou ainda na forma de delgadas lentes isoladas em meio aos contatos da Suíte Pedra Pintada e Grupo Surumu.

Ramgrab *et al.* (1971) denominaram informalmente de “Granito Saracura” um corpo granítico intrusivo nas vulcânicas Surumu. Ramgrab *et al.* (1972) delinearam vários corpos graníticos e substituíram o termo Granito Saracura por Granito 3. Muniz & Dall’Agnol (1974) englobaram todos os corpos graníticos de Ramgrab *et al.* (1972) na unidade Granodiorito Serra do Mel, a exemplo das Serras Saracura, Mel, Marari e Memória.

Montalvão *et al.* (1975a) adotaram esta proposição ressaltando que os corpos graníticos (granitos, granodioritos, adamelitos e granófiros) representam uma associação consangüínea com as extrusivas Surumu, constituindo as fases tardias deste evento vulcânico - plutônico. Posteriormente, a unidade Granodiorito Serra do

Mel foi atribuída em parte ao Complexo Maracá (Arqueano) e Granito Aviaquário (Proterozóico Inferior) por Melo et al (1978). Demonstraram que os litotipos da Serra do Mel são predominantemente granitos e resgataram também o termo “Saracura” de Ramgrab et al (1971) como prioritário em relação a “Mel” e individualizaram, a partir daquela unidade, a Suíte Intrusiva Saracura, englobando intrusivas pós-Surumu (biotita granitos, granitos alaskíticos, granodioritos, e granófiros), a exemplo dos granitos das serras do Mel, Saracura e Memória que estariam dispostos em meio as vulcânicas Surumu.

Para Costa & Costa (1996a), a Suíte Intrusiva Saracura é uma unidade que engloba todas as rochas granítóides que ocorrem no extremo nordeste de Roraima, as quais se acham orientadas preferencialmente na direção E-W e afetadas por cavalgamentos dúcteis.

Forman (1969) individualizou o “Granito Mapuera” (NW do Pará), que posteriormente foi redefinido como Suíte Intrusiva Mapuera por Veiga Jr. et al. (1979), a qual foi correlacionada a Suíte Intrusiva Saracura por Costi et al. (1984).

De maneira geral, essas rochas formam um extenso relevo montanhoso compreendendo parte da borda meridional do Planalto das Guianas em território brasileiro, com altitudes variando entre 500 a 900 metros. A vegetação nessas áreas elevadas é formada por árvores de médio porte, contrastante com a vegetação de savana da superfície de aplainamento do pediplano Rio Branco, onde essas rochas afloram na forma de extensos lajedos adjacentes ao sopé das grandes elevações (Fig. 15).



Fig. 15. Afloramento de extensos lajedos da Suíte Intrusiva Saracura na superfície de aplainamento do Pediplano Rio Branco, situados nas adjacências do relevo montanhoso formado pela referida unidade. Região da Maloca Araçá.

Costa (1999) descreve que essa unidade dispõe-se na forma de extensos corpos batolíticos, alongados ou como corpos exibindo aspecto elíptico, sem continuidade lateral e dominantemente orientados na direção WNW-ESE, a exemplo daqueles que sustentam as serras do Xumina, Aviaquário e da Memória. No setor sul de suas ocorrências comparece na forma de corpos subcirculares (*stocks*) que constituem relevos residuais, de pequenas colinas e morros, bem como delineando *inselbergs*, a exemplo da serra Urubu e do morro Aranha (Fig.16).

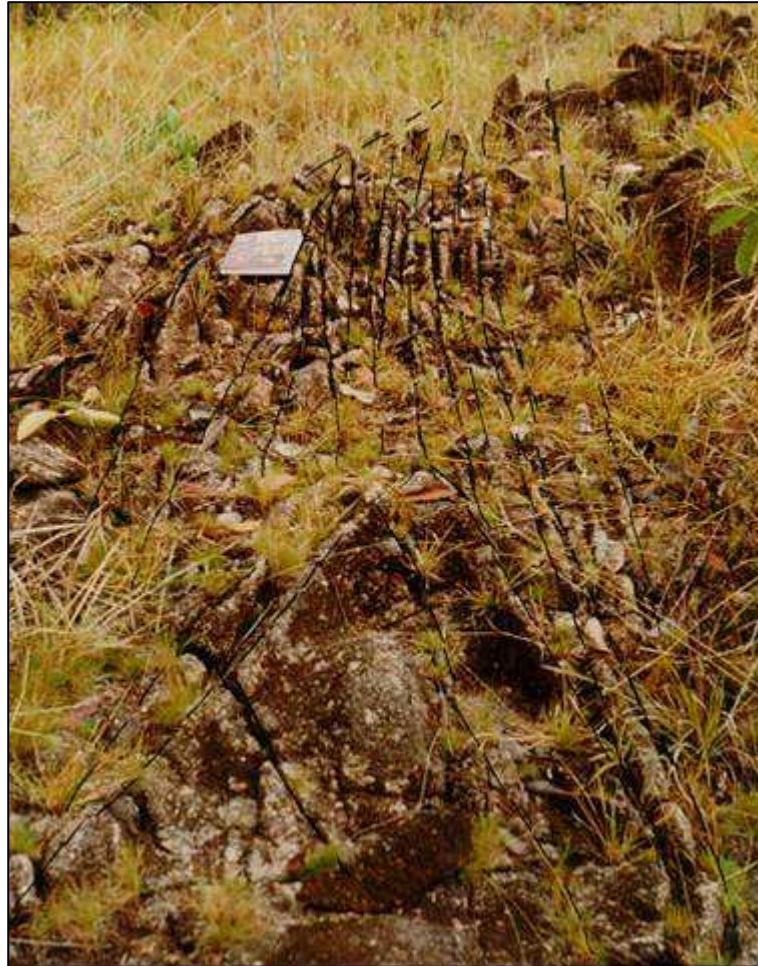


Fig. 16. Deformação com geometria de duplex na localidade tipo da Suíte Intrusiva Saracura, BR-174, proximidades da ponte do rio Surumu.

Os litotipos pertencentes a Suíte Intrusiva Saracura estão representados por variedades de rochas graníticas que consistem predominantemente de sienogranitos e feldspato alcalino granitos de granulação média-grossa com variações texturais para granitos granofíricos de granulação fina. Também foi englobado nessa unidade o denominado Granito Aviaquário de Melo et al. (1978), cujo procedimento está baseado nas observações de campo, análises petrográficas e geocronológicas, e nas considerações de Costa & Costa (1996b) e Pinheiro et al. (1998), que o consideraram como um granito tipo Saracura.

Os biotita sienogranitos, macroscopicamente, correspondem a rochas que exibem cores variando de tons do cinza-esbranquiçado, por vezes levemente rosado com pontuações cinza-preto e esverdeadas. Representam rochas leucocráticas,

hipidiomórficas de textura inequigranular média-grossa, compostas dominantemente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio.

As rochas tipo feldspato alcalino granitos correspondem a rochas holocristalinas, leucocráticas, apresentando tonalidades esbranquiçadas, textura inequigranular média, exibindo cristais de feldspatos alcalinos com até 6 mm, nos quais são visíveis a presença de maclamento simples. Entretanto, predominam cristais com tamanhos médios de 3 mm. Pontuações cinza-preto correspondem a agregados de biotita-anfibólio em meio a trama quartzo-feldspática. O principal componente mineralógico é o feldspato alcalino que confere normalmente uma tonalidade levemente rosada à rocha. Em alguns afloramentos, observa-se que essas rochas são cortadas por veios aplíticos de mesma composição.

Basei (1975) obteve idades em torno de 1.700 M.a. para a Suíte Intrusiva Saracura (na época denominada Granodiorito Serra do Mel), divulgando duas idades convencionais pelo método Rb / Sr: 1.740 ± 40 ; e 1.716 ± 45 M.a. A média das idades dessa suíte obtida por Melo et al. (1978) é de 1.816 M.a. Santos & Reis Neto (1982), utilizando as relações $Rb^{87} / Sr^{86} \times Sr^{87} / Sr^{86}$ para 11 (onze) amostras da Suíte Intrusiva Saracura, montaram um diagrama isocrônico e obtiveram uma idade de 1.789 M.a. Entretanto, Santos (1982) comenta que a idade mais aceitável é de 1750 M.a., em amostra de granitos pertencentes às Folhas NB.20 e NA.20, datadas pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Entretanto, Costa (1999) obteve idades mais antigas para essa unidade, a saber: a) granito serra Aviaquário ($1.917 + 38$ Ma); b) granito serra do Triunfo (1.919 ± 61 Ma) e c) *stock* granítico da serra do Urubu (1.917 ± 38 Ma). As quais correspondem as idades mais antigas para essa unidade.

1.5.15 SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA (PP3 γ4ma)

Os granitos da unidade Mapuera constituem, em grande parte, os limites fronteiriços do Estado de Roraima com o Estado do Pará. Ocorrem ao longo dessa fronteira, nas cabeceiras do rio Anauá, na sub-região hídrica homônima, avançando em direção sul, constituindo as cabeceiras do rio Jatapuzinho, nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi.

A Geomineração (1972) utilizou o termo Mapuera 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).

No Projeto Caracaraí, os autores comentam que 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, englobando várias dezenas de corpos intrusivos correlatos, com certas variações compostionais e texturais. E que 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 atingindo os domínios do Cinturão Guiana Central.

A Suíte Intrusiva Mapuera comparece na forma de corpos irregulares, arredondados a ovalados ou mesmo alongados, com dimensões que variam de aproximadamente 5km^2 a 320km^2 , 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. Nas 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 Cinturão Guiana Central através da falha do Ita (CPRM, 2000).

A Suíte Intrusiva Mapuera é constituída por granitos leucocráticos a hololeucocráticos, róseos, eqüigranulares a ineqüigranulares médios a grossos, geralmente isótropos e homogêneos, que apresentam composição monzogranítica a sienogranítica. Normalmente encontram-se alterados, apresentando-se por vezes intensamente cataclasados, próximo aos contatos. Enclaves maficos de dimensões centimétricas são comuns, como também a presença de diques maficos e félscicos (Fig. 17).

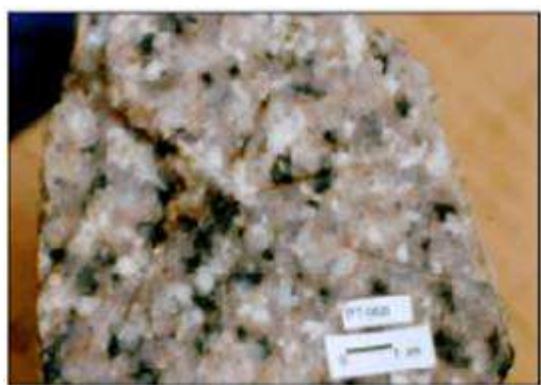


Fig. 17a. Biotita monzogranito da Suíte Intrusiva Mapuera com textura eqüigranular grossa. BR-210. Próximo a São Luís do Anauá. Fonte: CPRM (2000).



Fig. 17b. Biotita sienogranito róseo com textura eqüigranular média. BR-174. Próximo a vila Vista Alegre. Fonte: CPRM (2000).

Oliveira et al. (1975) obtiveram idades Rb/Sr, variando de 1.711 ± 5 Ma a 1.811 ± 58 Ma para os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, interpretados, à época, como intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, relacionado ao magmatismo Uatumã.

Santos & Reis Neto (1982) estabeleceram uma isócrona de referência em 1.807 ± 20 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7061, obtida através do tratamento dos dados isotópicos Rb/Sr dos trabalhos de Montalvão et al. (1975), Veiga Jr. et al. (1979) e Araújo Neto & Moreira (1976), e a correlacionaram com a Suíte Intrusiva Saracura, da porção norte de Roraima.

1.5.16 GRUPO PARIMA (PPap)

Essa unidade, conforme demonstrado no mapa do IBGE (2005) e compilada neste trabalho, aparece distribuída a partir do setor central atingindo o extremo noroeste da sub-região hídrica Uraricoera. A forma de individualização dessas ocorrências sugere um franco controle do domínio estrutural Parima.

No mapa elaborado pelo IBGE (op. cit.), aparecem duas unidades: “Complexo Rio Parima (seqüência meta-vulcano sedimentar, fácies anfibolito e xisto-verde) e “Grupo Parima” (seqüência meta-vulcano sedimentar, xisto-verde).

Não havendo descrição dessas duas unidades de forma distinta mesmo no Léxico Estratigráfico recentemente publicado pelo IBGE (2003), mas como o referido mapa mostra unidades com legendas distintas, optou-se pela manutenção dessas unidades no mapa compilado neste trabalho. Entretanto, considera-se que o Grupo Parima seja na verdade a unidade denominada “Complexo Rio Parima”, conforme descrito anteriormente.

1.5.17 SUPERGRUPO RORAIMA (PPsr)

As rochas sedimentares do Supergrupo Roraima estão confinadas aos domínios do extremo norte da sub-região hídrica Tacutu.

No Estado de Roraima, as principais investigações nessa unidade referem-se aos trabalhos de Braun (1973), Bonfim et al. (1974), Pinheiro et al. (1981), Lock (1983), Santos & D'Antona (1984), Santos (1985), Reis et al. (1985) e Pinheiro et al (1990). Este último se destaca por abranger a região mais contínua da sequência sedimentar Roraima em território brasileiro.

Os sedimentos do Supergrupo Roraima são constituídos predominantemente por sequências de pelitos, psefitos, psamitos e sedimentos de origem vulcânica (piroclastos e vulcanoclastos) cortados por *sills* e diques básicos principalmente na porção. A figura 4 sumariza a ordem estratigráfica e a distribuição espacial respectivamente, do Supergrupo Roraima para o estado de Roraima.

Costa (1999), na região do município de Uiramutã descreveu conglomerados, arenitos conglomeráticos, quartzoarenitos contendo lentes de siltitos atribuídos a Formação Arai que constitui a base do Supergrupo Roraima, correspondendo a

uma região de relevo escarpado com altitudes médias de 500 metros, chegando a atingir valores de 900 metros. Nesse setor, os sedimentos Araí dispõe-se em uma faixa alongada de direção aproximadamente E-W, onde é sustentada por uma sucessão de cuestas formadas por quartzoarenitos com intercalações de arenitos conglomeráticos, paraconglomerados, arenitos arcoseanos e lentes de siltitos (Fig 18).



Fig. 18a. Alternância de camadas de arenitos lilás finos e arenitos vermelhos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular. Seção intermediária da Formação Araí. Adjacências do município de Uiramutã.



Fig. 18b. Zona de cisalhamento dúctil afetando arenitos conglomeráticos com lentes de conglomerados polimíticos da Formação Araí. Aglomerados de seixos de quartzo deformados semelhante a textura "augen". Seixos e calhaus rotacionados com o desenvolvimento de zona de sombra de pressão. Rio Cotingo / cachoeira Tamanduá



Fig. 18c. Foliação milonítica em arenitos da Formação Araí. Região da Vila Mutum.

A idade máxima da deposição do Supergrupo Roraima tem sido estabelecida indiretamente através da datação de granitóides subvulcânicos pertencentes a fase tardia do Supergrupo Uatumã, sendo obtida uma idade de 1.789 M.a. por Santos & Reis Neto (1982). A idade mínima obtida até o presente é de 1.603 ± 27 M.a. pelo método Rb/Sr, $Ri = 0,7045 \pm 0,0004$ (Hebeda et al., 1973) no Suriname, em “*sills*” do dolerito Avanavero.

Priem et al. (1973) dataram 14 amostras de rochas piroclásticas ácidas intercaladas no Supergrupo Roraima e obtiveram uma isócrona Rb/Sr, em rocha total, idade de 1.599 ± 18 Ma ($Ri = 0,7075 \pm 0,0032$) admitida como idade de erupção dessas vulcânicas em meio aos sedimentos Roraima e atribuiram que uma idade próxima a 1.600 Ma seria o período de deposição da então *Formação Roraima*.

Ghosh (1981) comenta que as diversas idades obtidas para essa sedimentação implicariam na existência de mais de uma bacia e sugere que a bacia Roraima poderia ter sido edificada em uma área intracratônica conectada a oceanos abertos, com suprimentos a partir da erosão de elevações próximas.

Reis & Carvalho (1996) fizeram correlações entre as ocorrências atribuídas ao Supergrupo Roraima com a sua maior área de exposição (extremo NE de Roraima - Bloco Pacaraima), a exemplo das grandes feições sedimentares tabulares das serras Tepequém, Uratanim, Uafaranda e Surucucus e sugeriram que essas bacias provavelmente evoluíram em múltiplos estágios variando de 1,7 à 1,4 Ga.

Gaudette et al. (1993a) dataram uma amostra de um arenito conglomerático da Formação Arai (Base do Supergrupo Roraima) e obtiveram idade U/Pb em zircão de 2.171 ± 16 Ma sugerindo área fonte da Bacia Roraima de idade transamazônica.

Com base nas observações de campo (Costa, 1999) e considerando dados da literatura, onde não são descritas intrusões de rochas graníticas na base do Supergrupo Roraima, considera que a idade máxima da Formação Arai deva ser atribuída ao final da inversão seguida de erosão da bacia que alojou as rochas do Grupo Surumu, já que essa formação contém seixos de vulcânicas dessa unidade, a qual seria em torno de 1.860 Ma.

1.5.18 FORMAÇÃO TEPEQUÉM (PP4tp)

A Formação Serra do Tepequém é uma ocorrência isolada, situada na serra homônima, nos domínios da sub-região hídrica Uraricoera.

Conforme CPRM (1998), a proposição original do termo “Roraima”, para identificar tais rochas sedimentares, foi introduzida por Dalton (1912) e revalidada por um incontável número de autores em quatro países: Venezuela, Guiana, Suriname e Brasil. Exemplificam-se as contribuições fornecidas por Aguerrevere *et al.* (1939) na introdução do termo “Formação Roraima”; Bouman (1959) na sua subdivisão nos membros Arai, Suapi e Quinô em território brasileiro; Reid (1972) na elevação da Formação Roraima à categoria de grupo.

Coube a Pinheiro *et al.* (1990) a elevação da unidade Roraima à categoria de “Supergrupo”, como consequência das investigações desenvolvidas em área do Bloco Pacaraima por Santos & D’Antona (1984), Reis *et al.* (1985), Santos (1985) e Castro & Barrocas (1986).

Os autores do Projeto Roraima Central descrevem que a serra Tepequém (Folha NA.20- X-A-III) é um testemunho isolado com cerca de 70 km² de superfície e altitude máxima de 1.000m. O conhecimento litoestratigráfico adquirido foi em grande parte obtido pela sua importância econômica de ocorrências auridiamantíferas.

Borges & D’Antona (1988) realizaram o estudo mais acurado de sua estratigrafia e mineralização associada, onde todo o pacote sedimentar foi correlacionado à Formação Arai do Bloco Pacaraima, tendo sido subdividida nos membros Paiva (basal), Funil e Cabo Sobral. Trabalhos posteriores, objetivando ao entendimento do arcabouço estrutural receptor dos sedimentos, bem como das movimentações que se seguiram à sua formação, foram efetivados por Sena Costa *et al.* (1991) e Fraga *et al.* (1994a e b).

No Projeto Roraima Central é sugerida a denominação Formação Tepequém para representar a seqüência sedimentar aflorante na serra homônima, evitando-se uma correlação direta com a Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990); no entanto, mantém-se as subdivisões propostas por Borges & D’Antona (1988) (Figuras 19a e b).



Fig. 19a. Camadas areníticas da Formação Tepequém. Local: serra homônima.



Fig. 19b. Blocos desmantelados do membro Cabo Sobral em trecho de cachoeira.

O embasamento da serra Tepequém está representado por rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Estas são constituídas por riólitos, riodacitos, ignimbritos e piroclásticas ácidas. Litótipos intermediários, tais como andesitos e latitos afloram nas porções sul e sudeste da área. Uma discordância litológica e erosiva é sugestiva entre a unidade sedimentar basal e as vulcânicas Surumu.

As rochas sedimentares presentes na serra Tepequém foram reunidas por Borges & D'Antona (1988) na então Formação Arai, tendo sido subdividida em três principais membros, a partir de critérios puramente litológicos. CPRM (1998) elaborou uma seção esquemática (figura 19c) adaptada à descrição daqueles citados autores, tornando mais clara a identificação de seus variados tipos litológicos e estruturas sedimentares correspondentes.

1.5.19 FORMAÇÃO URUPI (PP4ur)

As ocorrências sedimentares da Formação Urupi é uma unidade de pouca representação em Roraima. Sua principal ocorrência situa-se no setor sul da sub-região Anauá e em relativamente pequenas ocorrências ao longo do rio Jatapuzinho nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi.

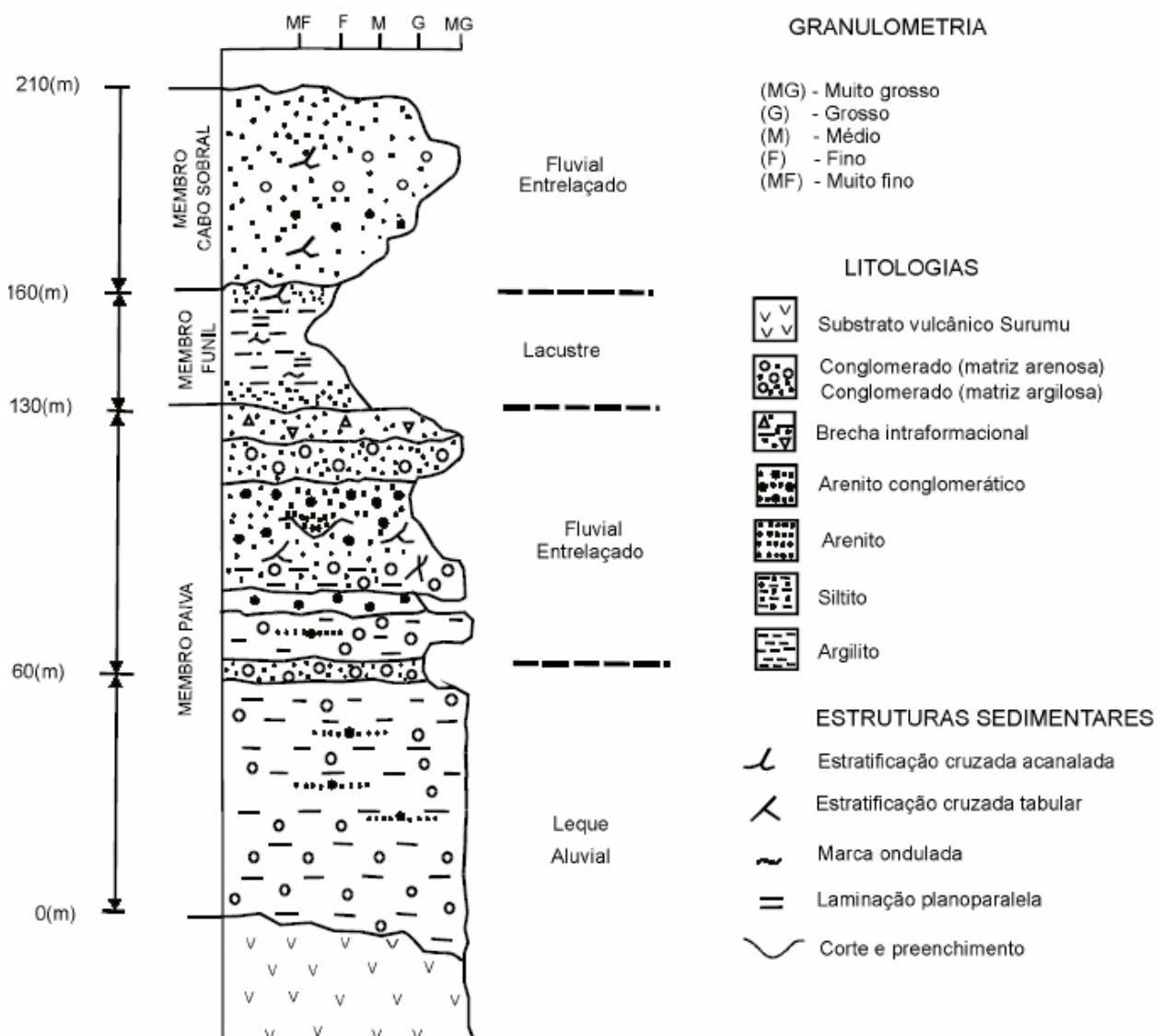


Figura 19c. Seção esquemática da Formação Tepequém. Fonte: CPRM (1998)

A denominação “Formação Urupi” foi empregada por Veiga Jr. et al. (1979), para representar rochas sedimentares aflorantes na serra homônima, limite com a braquissinclaira 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.

Os autores do projeto Caracaraí descrevem que 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).

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. (op. cit.) mais a sul.

Veiga et al. (1979) descrevem que no interflúvio dos rios Pitinga e Jatapu essa unidade apresenta feição de uma braquissinclusional, 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 de formações 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 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 nordeste.

Reis & Carvalho (1997), citado por CPRM (2000), comentam que a idade mínima dessa unidade 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 1,8 Ga) têm constituído o balizamento à sua idade máxima, apesar das relações de campo entre a cobertura e tais corpos serem duvidosas, e se existentes, escassas. 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) demonstraram, segundo esses autores, 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 de posição tardia em aproximadamente 100Ma, se comparada à idade mínima de 1,6Ga atribuída para as soleiras básicas. O ambiente deposicional verificado em algumas serras sugerem sistemas deposicionais passíveis de serem correlacionados ao desenvolvimento de bacias restritas, com pouca probabilidade de constituirem 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 (CPRM (2000).

No Projeto Roraima Central é atribuída idade Mesoproterozóica, com base nas datações até então obtidas das suítes Saracura (aproximadamente em 1,7Ga) e

Surucucus (aproximadamente em 1,5Ga), interpretando que esses dados indicam sua deposição no intervalo compreendido entre 1.603-1.789Ma, com limite máximo vinculado à fase final do plutonismo Uatumã. Entretanto, no ZEE-RR, a CPRM correlaciona a Formação Tepequém com a unidade basal do Supergrupo Roraima.

1.5.20 DIABÁSIO AVANAVERO

A unidade Diabásio Avanavero comparece no extremo nordeste de Roraima, nos domínios da sub-região hídrica Tacutu na forma de extensas soleiras orientadas na direção aproximadamente E–W, ou ainda na forma de corpos isolados em meio aos sedimentos do Supergrupo Roraima.

Bonfim et al (1974), no Projeto Roraima, com base nos trabalhos das décadas de 50 e 60, denominaram de Sequência Intrusiva Roraima todos os *sills* intercalados na então Formação Roraima, os quais foram denominados de *sill* Arai (em nível inferior), *sill* Quinô - Ailan (nível médio) e *sill* Roraima (nível superior).

Montalvão et al. (1975a) propuseram a denominação de Diabásio Pedra Preta para um *sill* que ocorre na localidade homônima (extremo nordeste) e destacaram que diques e alguns *stocks* básicos estariam vinculados a este evento.

Santos et al. (1977) sugeriram a denominação Diabásio Avanavero no Território de Roraima em correspondência ao “Avanavero Dolerite” de Groeneweg & Bosma⁷ apud Bonfim et al. (op. cit.), definido no Suriname. Melo et al. (1978) adotaram a sugestão daqueles autores e englobaram na unidade Diabásio Avanavero todos os *sills* básicos intercalados na Formação Roraima e diques relacionados a estes “*sills*”, principalmente aqueles orientados na direção WNW - ESE. Os litotipos do Diabásio Avanavero correspondem principalmente a diabásios e, em menor proporção, gabros, basaltos e dioritos (Fig. 20). Mandetta (1970), através de isócrona K/Ar, obteve idades entre 1.756 ± 81 M.a. a 1.572 ± 81 M.a. em amostras de diabásio que ocorrem no rio Uailân.

⁷ Groeneweg, W. & Bosma, W. **A review of stratigraphy in Surinam.** In: Guyana Geological Conference 8^a. Georgetown. 1-32. 1970.

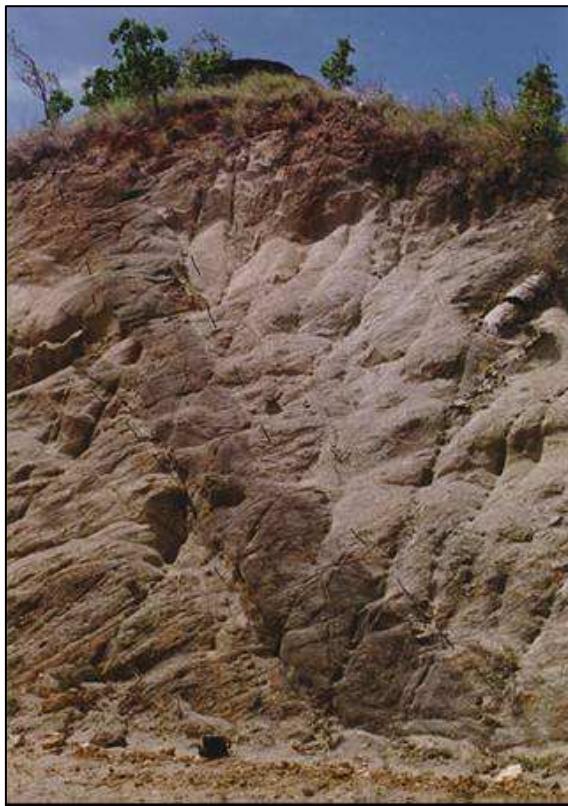


Fig. 20a. Zona de cisalhamento discreta em meio ao saprolito de dique de diabásio Avanavero.

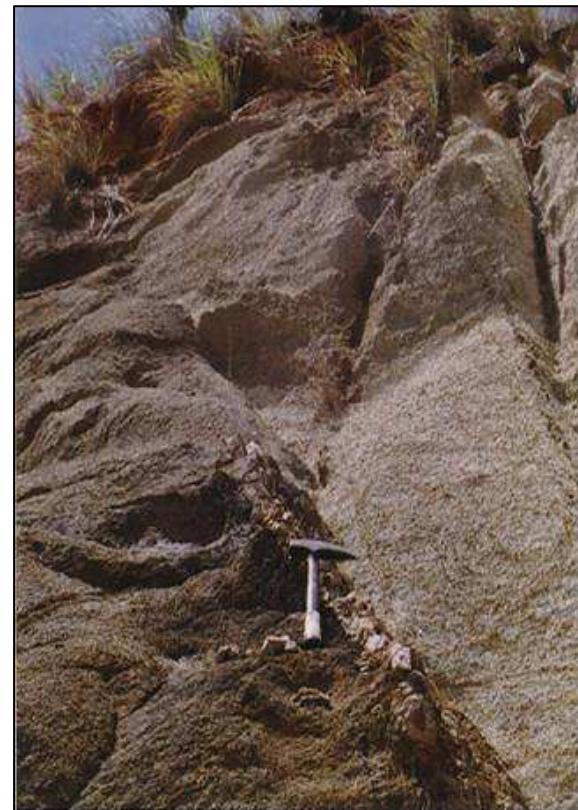


Fig. 20b. Detalhe de reação de borda. Lente de quartzo contendo disseminação de turmalina.

Hebeda et al. (1973), com base em vinte e duas datações isocrônicas pelo método Rb/Sr e sessenta e uma determinações K/Ar, estabeleceram para os doleritos de Avanavero idade de 1.603 ± 27 M.a. e sugeriram que as idades mais altas, obtidas por outros autores em trabalhos anteriores, a exemplo de Amaral (1974), que obteve idade de 1.800 Ma, era devido ao excesso de Ar radiogênico relacionado ao evento tectônico termal denominado Episódio Nickeriano (Nickerie Metamorphic Episode - 1.200 ± 100 Ma).

1.5.21 SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA ESTRUTURA (PPvse)

Os corpos básicos-ultrabásicos tipo Serra da Estrutura estão dispersos pelos setores central e oeste das sub-regiões hídricas Uraricoera e Branco norte, na forma de batólitos, mas predominam stocks de formatos circulares. Diques básicos também estão associados.

A localidade dessa unidade corresponde a serra homônima que se apresenta com $15 \text{ km} \times 10 \text{ km}$, forma elipsoidal, localizada no interflúvio Catrimani-Urariquera,

na porção central do Estado de Roraima. Engloba gábrito, gabronorito, hornblendito, piroxênito, olivina websterito e Iherzolito. É correlacionável à Suíte Intrusiva Uraricaá, ambas referidas ao Paleoproterozóico (IBGE, 2003).

1.6 Mesoproterozóico

1.6.1 SUÍTE INTRUSIVA SURUCUCU (MPys)

Os granitóides dessa unidade ocorrem essencialmente na fronteira do Estado de Roraima com a Venezuela, nos domínios das sub-regiões hídricas Uraricoera e Branco Norte. Essas ocorrências apresentam-se por grandes extensões principalmente nos limites fronteiriços do estado e mais para o interior comparecem como relativamente pequenos corpos circulares (Fig. 21).



a)



b)

Fig. 21. Região montanhosa dos domínios rochosos da serra das Surucucus.

Montalvão et al (1975a) denominaram de Granito Surucucu os corpos intrusivos subvulcânicos (biotita - ortoclásio granitos de textura rapakivi) que ocorrem na região NW de Roraima sob a forma de batólitos e “stocks” intrusivos no Complexo Guianense e interpretados como decorrentes de um evento magmático tardio em relação ao vulcanismo Surumu.

Dall'Agnol et al. (1975) descreveram que o *Granito* Surucucu é uma associação de corpos intrusivos anorogênicos, comagmáticos, constituído por biotita-ortoclásio granitos, equigranulares e por granitos rapakivi. Esses autores, com base em datações geocronológicas Rb/Sr, obtiveram dois valores interpretados como idade mínima de 1.350 Ma e idade máxima de 1.530 Ma para o magmatismo responsável pela formação do *Granito* Surucucu e correlacionaram essa unidade ao evento magmático que originou o *Granito Rapakivi El Parguaza* na Venezuela, datado em 1.490 Ma por Hurley apud Dall'Agnol et al. (1975).

Para Issler (1975) esse plutonismo anorogênico, subsequente às vulcânicas Surumu, deve estar vinculado aos estágios iniciais de transição e reativação do Cráton Guianês relacionados a dois episódios: Episódio Granítico Akawaiano (1.800 - 1.700 M.a.), representado pela intrusão do *Granito Mapuera* (1.800 - 1.500 M.a.), *Granodiorito Serra do Mel* (1.730 M.a.) e *Gabro Caracaraí* (1.646 \pm 55 M.a.) e Episódio Parguazense (1.600 - 1.300 M.a.) representado em Roraima pela intrusão do *Granito Surucucus* (1.490 M.a.) e *Sienito Mutum* (1.026 \pm 28 M.a.).

Basei (1975) obteve uma isócrona de 1.543 M.a. para os granitóides da Folha NA.20-V-D (Figura 2.3), indicando desta forma uma idade mais jovem que o vulcânico - plutonismo Uatumã.

Basei & Teixeira (1975) distinguiram dois conjuntos de granitos intrusivos: (a) um tipo *Serra do Mel* situado na região NE de Roraima e ocorrendo em um curto intervalo de tempo logo após o vulcanismo Surumu, definido por uma isócrona de 1.750 M.a. obtida pelo método Rb/Sr; e (b) tipo *Surucucus* localizado na região NW de Roraima interpretado como produtos de diferentes épocas de intrusões, porém, de maior importância no intervalo entre 1.400 a 1.500 M.a. e correlacionável ao *Granito El Parguaza* na Venezuela, o que também foi adotado por Pinheiro et al. (1976) como um importante evento plutônico granítico-metamórfico ocorrido entre 1.550 - 1.450 Ma.

Pinheiro et al. (1981) propuseram a denominação *Suíte Intrusiva Surucucus* destacando que a textura rapakivi não é regra geral para esses granitóides. e individualizaram quatro corpos graníticos distintos, dois deles intrusivos no então *Grupo Roraima*.

Santos & Reis Neto (1982), com base nos dados de Basei (1975), admitiram que o *Granito Surucucus* é um corpo formado após o encerramento do vulcanoplutonismo Uatumã como resultado da reativação da Plataforma Amazônica entre 1.560 a 1.450 M.a.

As rochas correlacionáveis a Suíte Intrusiva Surucucus que ocorrem no sudeste da Colômbia foram datadas por Priem et al. (1982), que com base no métodos U/Pb em zircões e Rb/Sr (rocha total), obtiveram idades de 1.552 ± 14 Ma e 1.561 ± 90 Ma ($R_i = 0,704 \pm 0,008$), respectivamente. Os referidos autores interpretaram que o período desse evento magmático-metamórfico (El Parguaza) ocorreu essencialmente no período entre 1560 - 1450 Ma.

1.6.2 SUÍTE INTRUSIVA AUARIS

A Suíte Intrusiva Auaris ocorre no extremo noroeste de Roraima, com boa distribuição areal nos domínios centro-oeste das sub-regiões hídricas Uraricoera e Branco Norte.

De acordo com IBGE (2003), a localidade tipo é no alto rio Auaris, também denominado Uauaris, afluente esquerdo do Rio Uraricoera, situado no extremo NW do Estado de Roraima. Comparece na forma de stocks e batólitos com orientação geral segundo NW-SE, dispostos sob a orientação do domínio estrutural Parima.

Almeida et al. (2001) descrevem que essas ocorrências na região do alto auaris correspondem a hastingsita-biotita monzogranitos e sienogranitos orientados na direção NW - SE, e nas proximidades da pista Homoxi (biotita monzogranitos à titanita), compondo stocks e batólitos orientados em geral segundo E-W (Homoxi), com formas elípticas-circulares a irregulares. Apresentam cor cinza e tonalidades claras, textura equigranular média a grossa, por vezes mosqueada e/ou inequigranular porfirítica (por vezes rapakivítica) a equigranular fina granofírica, com locais feições deformacionais (cataclástica a milonítica na fácie xisto verde).

1.6.3 SUÍTE INTRUSIVA TOCOBIRÉN (MP_{Pyto})

As rochas atribuídas a Suíte Intrusiva Tocobirén comparecem exclusivamente na sub-região hídrica Uraricoera, nos domínios da serra homônima situada no interflúvio Uraricoera/Uraricaá, região norte do Estado de Roraima.

Os litótipos desta unidade estão compostos por monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos e mais raramente quartzo sienitos (IBGE, 2003).

Almeida et al. (citado por IBGE, op. cit.) descrevem que além de consolidar as unidades graníticas já existentes (suítes Surucucus e Mucajaí), esses autores apresentam a proposta de criação de quatro novas suítes graníticas (Rio Couto Magalhães/Tipo-S; Auaris/Tipo-A met aluminoso, Tocobiren/Tipo-C sériemonzonítica e Ericó/Tipo I, cálcio-alcalino alto-K), que podem representar estágios distintos de amadurecimento de um provável arco magmático no oeste de Roraima. Comentam ainda que novos trabalhos de mapeamento geológico, auxiliados por estudo químico-isotópico (elementos traços, isótopos, datações, etc.), serão fundamentais para testar as hipóteses e os resultados aqui discutidos.

1.6.4 SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PRATA (MP_{1γsp})

A Suíte Intrusiva Serra da Prata ocorre principalmente na sub-região hidrográfica Anauá na forma de extensos e espessos sigmóides alongados preferencialmente orientados na direção NE–SW. De forma mais restrita comparece no setor sul da sub-região hídrica Tacutu. As ocorrências mais expressivas afloram nas serras Cigana, Balata e da Prata e no rio Urubu.

Ao longo do Cinturão Guina Central, os autores do Projeto Roraima Central, identificaram hiperstênio granítoides (charnockitos a mangeritos) não deformados, além de hiperstênio granítoides foliados e hiperstênio gnaisses, tendo sido todo o conjunto, tentativamente, agrupado na Suíte Intrusiva Serra da Prata, cujo posicionamento no Mesoproterozóico é sugerido pela idade obtida para um litótipo não deformado. A suíte, proposta neste trabalho, inclui grande parte das rochas charnockíticas previamente englobadas pelo Complexo Kanuku e interpretadas exclusivamente como granulitos, relacionados ao Transamazônico (Lima, 1982;

Figueiredo, 1983; Santos & Olszewski, 1988). O termo Kanuku, foi abandonado já que o complexo foi desmembrado em unidades distintas.

As rochas a hiperstênio com texturas ígneas perfeitamente deformadas (sob condições até de facies anfibolito superior a granulito), reunidas nessa unidade exibem similaridade petrográficas e químicas que sugerem uma origem comum. Todavia, os autores comentam que o caráter regional do mapeamento realizado e o reduzido acervo de dados químicos e geocronológicos disponíveis, não permitiram uma abordagem definitiva. É possível que parte dos litótipos deformados, interpretados neste trabalho como integrantes da Suíte Intrusiva Serra da Prata, venham a ser individualizados em unidade distinta, como o aporte de novos dados.

A identificação de hiperstênio granítoides mesoproterozóicos, constitui um fato novo no Escudo das Guianas. Alguns perquisadores já haviam observado evidências locais de texturas ígneas (textura granítica, Gibbs & Barron, 1993) ou de uma idade mais jovem (corpos discordantes de charnokitos, Berrangé, 1977) para as rochas a hiperstênio na Guiana, no entanto, relacionaram tais litologias ao Complexo Kanuku. No Brasil, Santos & Olszewski (1988) citam relações de campo sugestivas de idades mais novas, que as encaixantes gnáissicas, para as rochas charnokíticas da região de Caracaraí, interpretadas então como granulíticas e incluídas no citado complexo.

Correspondem a rochas mesocráticas, médias a grossas, com coloração acinzentada a acaramelada, variando de isótropas ou levemente foliadas até gnáissicas. Predominam hiperstênio monzogranitos (charnockitos), com hiperstênio granodioritos (charnoenderbitos), hiperstênio quartzomonzonitos (mangeritos) e hiperstênio tonalitos (enderbitos) subordinados. Hiperstênio monzogranitos e granitos compostos essencialmente por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, com minerais maficos representados por ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda, constituem grupo petrográfico levemente distinto, que ocorre como xenólitos nos corpos da Suíte Intrusiva Mucajaí.

CPRM (1988), defende um posicionamento mesoproterozóico é para a Suíte Intrusiva Serra da Prata com base na idade de 1.564 ± 21 Ma (Fraga *et al.*, 1997), obtida para um hiperstênio quartzo monzonito com textura hipidiomórfica, granular aflorante a oeste da BR-174, na porção sul da área estudada. Este resultado

aproxima-se de parte das idades modelos Sm-Nd (1.543Ma e 1.545Ma) mencionadas por Gaudette *et al.* (1996) e interpretadas por esses autores, como reflexo da influência do magmatismo Parguaza nos granulitos do então Complexo Kanuku.

Este restrito conjunto de idades mesoproterozóicas contrasta com alguns valores paleoproterozóicos obtidos para rochas charnockíticas dispostas no Cinturão Guiana Central, e incluídas na Suíte Metamórfica Rio Urubu. Até o momento não existem informações sobre outras suítes charnockíticas relacionadas ao Mesoproterozóico no Escudo das Guianas.

1.6.5 COBERTURA SEDIMENTAR SURUCUCU E UAFARANDA (MPcsu)

Essa unidade comparece constituem as serra homônimas e estão situadas na sub-região hídrica Uraricoera (IBGE, 2005).

Análogo ao que ocorreu com o Grupo Parima, a unidade MPcsu, é definida em mapa mas não há descrição dessa unidade de forma distinta mesmo no Léxico Estratigráfico da Amazônia Legal IBGE (2003), mas como referido mapa apresenta legenda distinta, optou-se pela manutenção dessas unidades no mapa compilado neste trabalho.

Segundo IBGE (op. cit.), a unidade é formada por pacotes sedimentares constituídos por conglomerados polimíticos basais, arenitos quartzoso e conglomeráticos e dominância de arenitos silticos para o topo. É atribuída uma idade mesoproterozóica para essa seqüência. Fig. 22.

1.6.6 SUÍTE INTRUSIVA ABONARI (MP1γab)

Os granitóides da Suíte Intrusiva Abonari ocorrem amplamente distribuídos por todo o setor do extremo sudeste de Roraima nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi e mais restritamente na forma de corpos orientados e alongados na sub-região hídrica Anauá.



Fig. 22. Região sedimentar da serra Uafaranda encoberta por densa floresta de altitude.

Araújo Neto & Moreira (1976) utilizaram a denominação Abonari para designar uma ocorrência de granito aflorante na serra homônima. Veiga Jr. et al. (1979) correlacionaram o conjunto de rochas sieno e monzograníticas aflorantes no 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 pôrfiros, granófiros e granitos cataclásticos (Fig. 23).

Costi et al. (1984) correlacionaram o conjunto de rochas quartzo sieníticas ocorrentes nas margens do rio Jatapuzinho aos granitos da Suíte Intrusiva Abonari, relacionando-os ao Evento Parguazense do Proterozóico Médio.



Fig. 23a. Sienogranito com textura eqüigranular média. Serra Tentativa. Fonte: CPRM (2000).



Fig. 23b. Fk-granito com textura eqüigranular grossa.



Fig. 23c. Afloramento de granítóide tipo Abonari na hidrelétrica Jatapu.

CPRM (2000) comenta que 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. Os autores do Projeto Caracaraí totalizam a ocorrência de 14 corpos graníticos relacionados à Suíte Intrusiva Abonari. Os dois maiores maciços da 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 granítóides 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 granítóides Igarapé Azul. A sul do município de Caracaraí, aflorante em

pequenas ilhas no Rio Branco, ocorre um *stock*, bordejado por sedimentos da Formação Içá. A noroeste de Caracaraí, região da Perimetral Norte, os granitóides aflorantes da Suíte Intrusiva Abonari encontram-se intensamente deformados em contato retilíneo (orientado segundo a direção NE-SW) 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 Mucajá (Fraga & Araújo in: Projeto Roraima Central, 1998).

Dois corpos circulares, com dimensões de 10 km 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 da Suíte Abonari. Segundo Costi et al. (1984), estes maciços seccionam os vulcanitos do Grupo Iricoumé e rochas do embasamento.

A Suíte Intrusiva Abonari é constituída predominantemente por rochas graníticas portadoras de anfibólio, geralmente leucocráticas, eqüigranulares médias ou grossas, isótropas e homogêneas. Apresentam coloração acinzentada a cinza-rosada ou rósea, com ampla predominância de termos sienograníticos sobre as variedades monzograníticas e feldspato alcalino graníticas. Os termos quartzo-sieníticos, sieníticos e quartzo-monzoníticos caracterizam-se pela coloração cinzenta; são eqüigranulares médios a grossos, e podem apresentar teor de minerais maficos superior a 10%. As rochas encontram-se comumente muito alteradas, e alguns maciços são afetados localmente por falhamentos de direção NE, responsáveis por intensa catáclase que favorece a alteração intempérica (CPRM, 2000).

Conforme (CPRM, 2000), as características petrográficas e químicas do conjunto de rochas incluídas na Suíte Intrusiva Abonari são comparáveis àquelas dos granitóides da Suíte Intrusiva Mucajá 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 sieno a monzogranitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos, localmente com textura rapakivi.

Na porção norte-nordeste de Roraima, Gaudette et al. (1997) obtiveram pelo método U/Pb em zircão, uma idade de 1.544 ± 42 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 do U/Pb em zircão em 1.545 ± 39 Ma, 1.545 ± 20 Ma e 1.531 ± 39 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 1,5 Ga, 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 intrusivas subvulcânicas da Guiana, e granitóides da suíte Tiquié da região do alto rio Negro, Estado do Amazonas.

1.6.7 SUÍTE INTRUSIVA MUCAJAÍ (MP1ymu)

Essa unidade comparece essencialmente como um extenso corpo sigmoidal na interface centro-sul / centro-norte das sub-regiões hídricas Branco Norte e Anauá, respectivamente. Mais restritamente aflora na porção norte da sub-região hídrica Branco Sul.

As rochas granitóides que afloram nas serras Mucajaí, região do baixo curso dos rios Apiaú e Mucajaí foram elevadas a categoria de Suíte Intrusiva Mucajaí por Fraga & Reis (1995). No Projeto Roraima Central, além dos granitóides, os autores incluíram na unidade Mucajaí, rochas gnáissicas, que ocorrem entre dois corpos graníticos e exibem muitas similaridades químicas e petrográficas com as litologias ígneas pouco a não deformada. As rochas gnáissicas estão individualizadas em mapa e foram interpretadas como representantes deformados e metamorfizados de granitóides tipo rapakivi.

A Suíte Intrusiva Mucajaí nos domínios do Cinturão Guiana Central, comparece na forma de corpos alongados orientados NE-SW, como nas serras Mucajaí e Grande (e adjacências), sustentadas por granitóides com texturas ígneas perfeitamente preservadas. Entre as referidas serras afloram uma proeminente faixa de gnaisses, exploradas como pedreiras.

Os granitóides e gnaisses incluídos nessa unidade encontram-se separados por zonas de cisalhamento, com o desenvolvimento de proto a ultramylonitos em faixas extensas. Encontram-se, de forma geral, encaixados em ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, bem como mantendo contato com os granitóides e gnaisses a hiperstênio da Suíte Intrusiva Serra da Prata.

Conforme CPRM (1998), ao longo dos corpos das serras Mucajáí e Grande (esta visitada apenas pelo lado sul) predominam granitóides leucocráticos, cinza-róseos, apresentando granulação muito grossa e textura porfirítica, marcada por ovóides de feldspato alcalino com até 10,0cm de diâmetro, distribuídos em matriz integrada por grãos tabulares de feldspato alcalino entre 1,0cm a 6,0cm, além de quartzo e plagioclásio em cristais menores e xenomórficos, e minerais máficos em agregados irregulares. Localmente, mantos de plagioclásio envolvem megacristais (ovóides e/ou tabulares) de feldspato alcalino, caracterizando textura rapakivi.

Nesse trabalho foi visitada a borda oeste da referida serra, onde observou-se características similares as supracitadas, bem como variações texturais tipo fluidal, porfirítica e rapakivi.

Os gnaisses são leucocráticos, médios com marcante orientação na forma de porfiroclastos de feldspato e agregados lenticulares de minerais máficos. Por vezes ocorrem veios quartzo-feldspáticos sin- a pós- deformacionais (Fig. 24).

Os dados isotópicos disponíveis para a Suíte Mucajáí e granitóides correlacionáveis indicam idades em torno de 1.500 Ma (CPRM. 1988).

1.6.8 ANORTOSITO REPARTIMENTO (MP1yr)

Os corpos circulares e lentes sigmoidais do Anortosito Repartimento distribuem-se essencialmente nos domínios da sub-região hídrica Anauá com destaque para o setor centro-norte. Ocorrências de menor expressão situam-se na região central da sub-região hídrica Branco Norte e sul da sub-região hídrica Tacutu, respectivamente.

A primeira menção a corpos anortosíticos no estado de Roraima deve-se a Bomfim *et al.* (1974), no reconhecimento de um único afloramento na porção sudeste da Folha NA. 20-X-C (igarapé Repartimento do Ajarani). Borges (1990)

executou posteriormente trabalhos de mapeamento e pesquisa de detalhe, em uma área que foi designada bloco Repartimento (proximidade do km 44 da BR-210–Perimetral Norte), e cujos resultados em amostras de rocha e solo revelaram teores anômalos em Ce, La, P, Nb, Sr e Ba, além de citar ocorrências de barita. Brandão & Freitas (1994) associaram rochas de composição gabróide aos corpos anortosíticos mencionados, propondo a designação informal de Suíte Básica Repartimento, para representar o conjunto gábro anortositólico aflorante em parte do igarapé Repartimento do Ajarani.



Fig. 24a. Textura porfirítica fluidal de granitóide da Suíte Intrusiva Mucajáí.

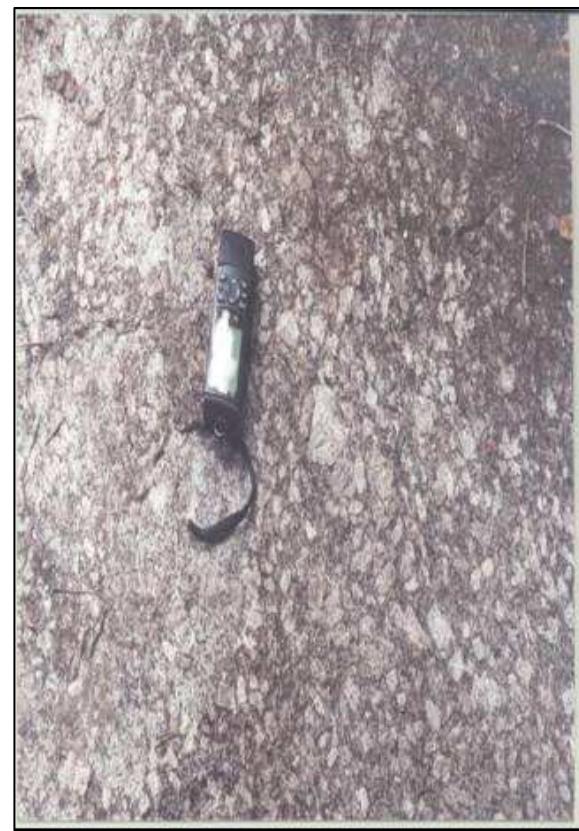


Fig. 24b. Textura rapakivi em granitóide da Suíte Intrusiva Mucajáí. Local: borda oeste da serra

CPRM (1998) substitui o termo “Suíte Básica” pela denominação informal “Anortositólico Repartimento”, não incluindo nessa unidade as rochas gabróicas.

Brandão & Freitas (1994) assinalaram dois corpos anortosíticos no âmbito da Folha NA.20- X-C-VI, em área de ocorrência ao longo do igarapé Repartimento do Ajarani (corpo principal com prolongamento à Folha NA.20- X-D-IV) e igarapé

Sucurijú. Um terceiro corpo, constituído por gabros, foi reconhecido em uma expressiva zona de falhamentos com direção NW-SE. O corpo anortosítico principal, com aproximadamente 110 km^2 , perfaz contato tectônico com rochas da série charnockítica da Suíte Intrusiva Serra da Prata, além de manter uma relação proximal com rochas granítoides rapakivíticas da Suíte Intrusiva Mucajaí, ambas unidades inseridas no Cinturão Guiana Central.

Esta unidade é constituída predominantemente por rochas de composição anortosítica. Macroscopicamente são rochas faneríticas, holocristalinas, eqüigranulares a ineqüigranulares, coloração acinzentada-escura e marcante isotropismo estrutural.

De acordo com CPRM (1998), a maior parte dos maciços anortosíticos mundialmente conhecidos situa-se no intervalo 1,8-1,2 Ga, com maior distribuição em 1,5-1,4 Ga (e.g. províncias Labrador e Grenville da América do Norte). Outras ocorrências situam-se no Arqueano (Fiskenaeset, Groenlandia), em 1,0 Ga (Pikes Peak, Colorado), Jurássico (Niger e Nigéria) e Terciário (Skaergaard, Groenlândia; Rhum, Escócia). Inicialmente considerados como pós-orogênicos (Bridgewater & Windley, 1973), têm sido reinterpretados à luz da evolução de *rifts* continentais em torno de 1,5-1,4 Ga, como plútuns anorogênicos (Emslie *et al.*, 1972; VanSchmus *et al.*, 1975, dentre outros).

Na Região Amazônica, os dados geocronológicos em anortositos permanecem ainda escassos, ressaltando-se apenas a associação básica-anortosítica dos rios Curuquetê e Siriquiui no estado do Amazonas, submetida a datações pelos métodos K/Ar e Rb/Sr (Teixeira *et al.*, 1976), fornecendo idades compreendidas entre $1.050 \pm 23 \text{ Ma}$ e $1.275 \pm 37 \text{ Ma}$, respectivamente. Uma relação isocronológica com a Suíte Mucajaí (U/Pb em zircão de $1.544 \pm 42 \text{ Ma}$, por Gaudette *et al.*, (1996) e Suíte Serra da Prata (Pb/Pb de 1.564 Ma, Fraga *et al.*, 1997) permite conjecturas temporais com relação à formação das rochas anortosíticas Repartimento.

1.6.9 FORMAÇÃO SERINGA (MP3βse)

As ocorrências da Formação Seringa estão restritas ao limite sudeste de Roraima nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi.

Araújo Neto & Moreira (1976) descreveram um magmatismo básico na forma de diques de troctolito, 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 eminentemente característica alcalina. Em detrimento da denominação “Troctolito Cachoeira Seca” desses autores, sugeriram preliminarmente sua caracterização ao Evento Cachoeira Seca.

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.

Conforme CPRM (2000), a Formação Seringa tem distribuição restrita à Folha NA.21-Y-C, na forma de derrames, e distribuindo-se como numerosos diques localizados na porção sudoeste da quadrícula 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 quadricula 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 granítóides da Suíte Intrusiva Água Branca, como observa nas margens do rio Jatapuzinho (Santiago, 1983).

As rochas da unidade Seringa são 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.

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 0,9-1,2 Ga. 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 ± 50 Ma e 1.072 ± 18 Ma (Pessoa et al., 1977). Estes valores situam-se muito próximo daquele encontrado por Araújo Neto & Moreira (1976) para um troctolito do médio curso do rio Pardo (Amazonas), que forneceu uma idade de 1.079 ± 18 Ma. (CPRM, 2000)

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.

1.6.10 DIABÁSIO QUARENTA ILHAS

Os diques básicos englobados nessa unidade ocorrem principalmente ao longo da sub-região hídrica Jauaperi e subordinadamente na sub-região hídrica Anauá.

CPRM (2000) descreve que 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 e que 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 diabásio que se distribuem nas rochas sedimentares da Formação Urupi, aflorantes no médio curso do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã, nordeste do Estado do Amazonas.

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 seccionam diversas unidades. Naquelas constituídas por rochas metamórficas, é comum sua ocorrência na forma de diques deformados, dobrados, boudinados e/ou rompidos, e até mesmo seccionados por discretas zonas de cisalhamento, formando dobras de arrasto. Segundo CPRM (op. cit.) 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.

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 ± 27 Ma, valor este compatível com diversas idades obtidas para as soleiras básicas que intercalam-se em coberturas sedimentares mesoproterozóicas. Determinações isotópicas efetuadas na Güiana têm também estabelecido uma idade proterozóica para estas rochas, citando-se o valor de 1.695 ± 66 Ma (Snelling & McConnell, 1969).

1.7 Mesozóico

1.7.1 SIENITO CATRIMÂNI (Kλcm)

A localidade tipo dessas ocorrências alcalinas localiza-se no interflúvio do rio Catrimani – Água Boa do Univini nos domínios da sub-região hídrica Branco Sul (Fig. 25).

A presença de corpos alcalinos na forma de pequenos plutons 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, 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.



Fig. 25. Elevação residual do Sienito Catrimani interrompendo a monotonia dos sedimentos da Formação Iça e sedimentação quaternária.

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 no Projeto Roraima Central reunidas no Complexo Alcalino Apiaú, litologias

plutônicas e vulcânicas mencionadas por Brandão & Freitas (1994), notadamente aquelas da região do rio Apiaú.

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.

As descrições fornecidas abaixo 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.

Os sienitos apresentam textura hipidiomórfica granular, compostos essencialmente de ortoclásio cripto e micropertítico. Segue-se a nefelina, que encontra-se em algumas amostras substituída por sodalita e cancrinita ou sericita.

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 ± 69 Ma, sendo que o Sienito Cachorro forneceu idade Rb/Sr em 1.479 ± 49 Ma. 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 ± 28 Ma para aquela intrusão. Duas de terminações K/Ar, respectivamente para um sienito da porção

norte do Estado de Roraima (924 ± 10 Ma) e um monzonito da bacia do alto curso do rio Uatumã (803 ± 60 Ma), evidenciaram manifestações magmáticas alcalinas tardias.

Idades bem mais jovens (mesozóicas) foram obtidas para o Sienito Catrimâni em 180 ± 5 Ma (Salas & Santos, 1974) e 100 Ma (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 108 Ma 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 (CPRM, 2000).

1.7.2 COMPLEXO ALCALINO APIAÚ (Klap)

Essa unidade tem pequena expressão espacial comparecendo essencialmente na disposição de pequenos corpos aproximadamente circulares situados na fronteira centro-norte da sub-região hídrica Anauá e centro-sul da sub-região hídrica Branco Norte.

Conforme CPRM (1998), a presença de corpos alcalinos na forma de pequenos plút ons, via-de-regra, com acentuada alteração de suas rochas, porém com notável assinatura radiométrica nos levantamentos geofísicos (400 - 4.000 cps, contagem total), têm sido relatadas em diversas localidades da porção brasileira do Escudo das Guianas. Na parte sul do estado de Roraima, Santos et al. (1974) revelaram a presença de nefelina sienitos e litchfelditos no interflúvio dos rios Catrimâni e Água Boa do Univini, designado posteriormente por Montalvão et al. (1975) de "Sienito Catrimâni". Borges (1990) em mapeamento de detalhe da serra Repartimento, Roraima, sugeriu a denominação de Complexo Alcalino Serra Repartimento para englobar rochas alcalinas aflorantes nas bacias dos igarapés Repartimento do Ajarani e Água Boa. Brandão & Freitas (1994) incluíram na Suíte Alcalina Apiaú, diversos stocks de rochas sieníticas e monzoníticas, além de traquitos ocorrentes no âmbito da Folha NA.20-X-C-VI. No Projeto Roraima Central foi adotada a terminologia Complexo Vulcânico Apiaú para reunir as litologias plutônicas e

vulcânicas que afloram naquela referida quadrícula, notadamente na região do rio Apiaú.

Nesse relatório, adota-se a proposição do ZEE-RR, em que os autores se relacionam a essa unidade como Complexo Alcalino Apiaú.

As principais ocorrências do Complexo Apiaú situam-se no âmbito do Cinturão Guiana Central (CPRM, 1998), cujas intrusões mantêm relações de contato com terrenos ortognáissicos Kanuku. Borges (1990) cita a presença de diques de traquito, fonolito e nefelinito na serra do Repartimento. O principal corpo alcalino constitui uma elevação em dois patamares, cercada por cristas de rochas de composição sílica-feldspática e laterítica no topo. Na proximidade de sua borda, o metassomatismo (fenitização) transformou a composição original da rocha encaixante para quartzo sienitos, feldspato sienitos e produtos sílico-feldspáticos. Brandão & Freitas (1994) apontaram cinco áreas principais, sendo que a mais representativa situa-se entre as serras Apiaú e Mucajá. Os citados autores apontaram ainda o registro de outras anomalias de U-Th, relacionando-as provavelmente à presença de rochas alcalinas. Um condicionamento estrutural dos corpos alcalinos vinculado ao cruzamento de lineamentos regionais tem sido ressaltado por vários autores como o trato à sua instalação. Compreende um conjunto de rochas da clá sienítica com predomínio de termos plutônicos sobre vulcânicos, com os primeiros sendo identificados por alcalifeldspato sienitos, sienitos e mais raramente monzonitos. São rochas leuco a mesocráticas, eqüigranulares, médios de coloração acinzentada. Os traquitos incluem termos em ácalifeldspato e nefelina-alcalifeldspato. Possuem cor cinza-esverdeado, são afaníticas e maciças.

Segundo CPRM (1998) diversas estruturas alcalinas têm sido objeto de programas 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 apontaram valores Rb/Sr que variam entre 1.800Ma e 930Ma, e valores K/Ar entre 1.170Ma e 800Ma. A idade mais antiga refere-se ao maciço Erepecuru (Oliveira *et al.*, 1975), com valor Rb/Sr de 1.804 ± 69 Ma, sendo que o Sienito Cachorro apresentou idade Rb/Sr em 1.479 ± 49 Ma. Tais valores sugeriram 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 idade mínima de 1.026 ± 28 Ma para aquela intrusão. Duas determinações K/Ar, respectivamente para um sienito da porção norte do estado de Roraima (924 ± 10 Ma) e um monzonito da bacia do alto rio Uatumã (803 ± 60 Ma), evidenciaram manifestações magmáticas alcalinas tardias. Idades bem mais jovens (mesozóicas) foram encontradas para o Sienito Catrimâni em 180 ± 5 Ma (Salas & Santos, 1974) e 100 Ma por Montalvão *et al.* (1975), sendo compatíveis com um magmatismo de corrente do regime distensivo responsável pela instalação do *Hemigraben Tacutu* (Triássico Médio-Cretáceo Inferior) Neste aspecto, Gaudette *et al.* (1997), obtiveram valor isocrônico Rb/Sr em 108 Ma para rochas alcalinas Apiaú. Apesar da isócrona conter apenas duas das três amostras analisadas, dificilmente o valor geocronológico estará comprometido. Deste modo, as rochas alcalinas relacionadas ao Complexo Apiaú são correlacionadas temporalmente às manifestações alcalinas mesozóicas, desvinculando-se uma relação com intrusões básicas e ácidas do Mesoproterozóico e vulcanismo Uatumã (tipos Surumu/ Iriri).

1.7.3 COMPLEXO VULCÂNICO APOTERI (JK β ap)

As litologias da unidade Apoteri estão distribuídas principalmente na sub-região hídrica Branco Norte e secundariamente na sub-região hídrica Tacutu. Ambas condicionadas a disposição espacial do hemigráben do Tacutu, portanto, essas ocorrências estão orientadas na direção NE-SW.

Os afloramentos situados na sub-região hídrica Branco Norte ocorrem principalmente na região conhecida como serra Nova Olinda, atravessam o rio Caumé nas proximidades de sua confluência com o rio Murupu, enquanto que os últimos testemunhos situam-se nos domínios da fazenda Pau Rainha em torno de 20 Km ao sudoeste da capital Boa Vista.

As ocorrências da sub-região hídrica Tacutu são mais restritas e as mais expressivas correspondem a pequenas ocorrências ao longo da RR-401 nos domínios do município de Bonfim, morro do Redondo e culminam os afloramentos do Igarapé Arraia, as proximidades da sede de Bonfim.

A Suíte Básica Apoteri de Melo et al. (1978), foi redefinida como Complexo Vulcânico Apoteri (CPRM, 1998), correspondendo a corpos de diabásio na forma de diques, encaixados em fraturas e falhas de direção predominantemente NE-SW. Derrames vulcânicos também ocorrem associados e interpretados como pertinentes à evolução da Bacia Tacutu, correspondendo a um magmatismo básico instalado no Mesozóico, o qual é um período marcado por uma expressiva tectônica distensional do Escudo das Guianas.

Na área em destaque os diques e derrames básicos-intermediários encontram-se seccionando grande parte das unidades proterozóicas. Os diques orientados na direção NE - SW são paralelos aos sistemas de falhas que bordejam o Cinturão Guiana Central. A Fig. 26 demonstra a ocorrência de derrames na região da serra Nova Olinda, às proximidades do rio Cauamé.



Fig. 26a. Família de juntas e disjunção colunar em basaltos Apoteri. Rio Cauamé



Fig. 26b. Serra Nova Olinda. Derrames de basaltos Apoteri. Rio Murupu. Borda oeste.



Fig. 26c. Serra Nova Olinda. Derrames de basaltos Apoteri. BR-174. Borda oeste.



Fig. 26d. Vale do rio Murupu em meio as elevações de basaltos Apoteri. Local de instalação do futuro anel viário.

CPRM (op. cit.) descreve que no interior do Hemigraben Tacutu, basaltos e diferenciados andesíticos constituem a associação mais comum de derrames na unidade Apoteri, estando recobertos pelas rochas sedimentares pelíticas da Formação Manari.

Nas adjacências do relevo colinoso que delineiam as ocorrências Apoteri, o solo destaca-se por sua tonalidade vermelho castanho (podsol), contrastando francamente com o latossolo amarelo predominante da região.

De acordo com CPRM (1998) os dados geocronológicos para as ocorrências Apoteri, apontam idades mais jovens para os derrames básicos/intermediários da Bacia Tacutu, estimando-se uma diferença de tempo para a intrusão dos diques relacionados, em torno de 57 Ma, em que os dados permitem sugerir que o magmatismo Apoteri processou-se, em grande parte, em um período de aproximadamente 108 Ma. A escassez em idades permianas demonstra que o grande volume do magmatismo Apoteri foi efetivado ao longo do Triássico Médio-Cretáceo Inferior, indicando ainda, uma paulatina manifestação básica que se iniciou na forma de diques, culminando com derrames de basaltos e andesitos ao longo da abertura do Hemigraben Tacutu.

1.7.4 COBERTURA MESOZÓICA (Formação Serra do Tucano – K23st e Formação Pirara– Kp23pi)

Os sedimentos representativos da cobertura mesozóica estão intimamente relacionados ao controle estrutural do hemigráben do Tacutu, comparecendo na forma de pacotes sedimentares alongados e orientados na direção NE-SW, onde essencialmente são representados pelos sedimentos da Formação Serra do Tucano praticamente transversal a sub-região hídrica Tacutu, enquanto que uma fração constitui um interflúvio adentrando o extremo leste da sub-região hídrica Branco Norte.

O hemigráben Tacutu, situado a nordeste da cidade de Boa Vista, constitui extensão sudoeste do *rift* Norte Atlântico, tendo sido implantado em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central (CGC). Possui padrão ENE-WNW, com desnível médio de 150 metros em relação à planície, e cujo ponto mais elevado atinge a cota de 320m (serra Tucano).

CPRM (1998) descreve que inicialmente as exposições sedimentares dessa unidade foram referidas como “Série São Bento” por Oliveira (1929), na confluência dos rios Tacutu e Urariquera. Carneiro *et al.* (1968), dentre outros, adotaram em território brasileiro a denominação Formação Tacutu, empregada pioneiramente na Guiana (Takutu Formation – Barron & Dujardin, 1955). Eiras & Kinoshita (1987) vincularam o preenchimento dessa estrutura a fases de evolução de *rift*, sendo acompanhada pela deposição dos Arenitos Tucano.

Esta seqüência arenosa foi determinada como recobrindo estratigráficamente as formações Tacutu, Pirara, Arraia e Manari, unidades reconhecidas a partir de levantamentos sísmicos e de subsuperfície. A denominação Formação Serra do Tucano foi utilizada por Reis *et al.* (1994), tendo em vista a formalização estratigráfica daquele pacote arenítico, distinguindo-a da Formação Tacutu subjacente, no que se refere ao predomínio de psamitos que recobrem espesso pacote de siltitos oxidados (*red beds*). Segundo os autores, a própria unidade Tacutu definida originalmente ao longo da fronteira Brasil-Guiana como constituída por folhelhos, siltitos e arenitos finos, é litologicamente diferente da seção estabelecida por Eiras & Kinoshita (1987).

CPRM (1998), descreve que a Formação Serra do Tucano está recoberta discordantemente, tanto a norte como a sul, pela extensa sedimentação neogênica da Formação Boa Vista, sendo que, nas adjacências do morro Redondo e igarapé Arraia (estrada para cidade de Bonfim), o contato se faz tectonicamente com derrames basálticos através da falha de Lethem. Mais a sul, litologias metamórficas de alto grau, relacionadas à Suíte Metamórfica Rio Urubu, ocorrem na forma de serranias (Veado, Pau-Rainha e Barro), não registrando-se relações de contato aflorantes com as rochas sedimentares e/ou vulcânicas do *hemigraben*. Reis *et al.* (1994) estimaram a espessura da Formação Serra do Tucano em torno de 160,0m.

Neste relatório, o autor em trabalhos de campo considera que os limites das ocorrências descritas por Reis *et al.* (1994), na borda sudeste do hemigraben estão condicionadas as ocorrências de pequenos morros alinhados correspondendo a afloramentos de restritos corpos da Suíte Metamórfica Rio Urubu, bem como aos remanescentes residuais das supracrustais Cauarane e que estão obliterados pela sedimentação recente (Fig. 27).

Conforme CPRM (1998), a seqüência pelítica aflorante ao longo do rio Tacutu, nas proximidades de Bonfim, não deve ser correlacionada com a Formação Serra do Tucano. Constitui um pacote com aproximadamente 2,5m de espessura, cuja base (1,5m) está representada por siltito finamente laminado, cor ocre. Encima argilito acinzentado, plástico (0,5m), sendo intercalado, mais acima e em direção ao topo (0,5m), por níveis centimétricos de arenito fino, maciço. Mais a sul, pela margem esquerda do rio Tacutu, aflora rocha calcária que tem sido mencionada na literatura por diversos autores (p.ex., Bomfim *et al.*, 1974), e que guarda relação direta com a seção acima descrita. Todas essas litologias registram forte similaridade com aquelas descritas em subsuperfície por Santos (1986) e Eiras & Kinoshita (1987) para a Formação Pirara a qual é descrita pelos autores como pequenas ocorrências pontuais não mapeáveis na escala de trabalho.



Fig. 27. Seqüência de morros residuais da unidade Cauarane correspondendo ao limites da borda sudeste do hemigráben do Tacutu. Adjacências da BR-401.

1.8 Cenozóico

1.8.1 COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS (EdI)

As coberturas lateríticas individualizadas pela CPRM (2000) comparecem na forma de uma infinidade de ocorrências situadas no setor sul do Estado do Roraima nos domínios da sub-região hídrica Jauaperi.

Crosta 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, não foram individualizadas em mapa. Dois corpos isolados, pequenos, de relevo mais elevado, sob a forma de platôs ou morros, podendo constituir perfis lateríticos maturos, 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 cripto cristalinos.

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.

1.8.2 FORMAÇÃO BOA VISTA (N12bv)

A sedimentação cenozóica mais antiga que recobre os litotipos do hemigráben do Tacutu correspondem aos sedimentos da Formação Boa Vista, a qual ocorre amplamente distribuída no setor central da sub-região hídrica Tacutu e setor leste das sub-regiões hídricas Uraricoera e Branco Norte.

A configuração regional da distribuição dos sedimentos da bacia Boa Vista orientada na direção NE-SW como exibida tanto no mapa geológico do ZEE-RR,

como no mapa do IBGE sugere que as dimensões das bordas do hemigráben do Tacutu são muito mais amplas do que demonstrado na atualidade.

A Formação Boa Vista (Barbosa & Andrade Ramos, 1959), foi descrita pioneiramente como uma delgada sedimentação arenosa, de cores claras, cimento argiloso, intercalando camadas seixosas. Os referidos autores mencionaram ainda a ocorrência de concreções lateríticas na forma de *tesos* (*denominação regional*), estando sustentados por cascalhos.

Melo *et al.* (1978) atribuiram três tipos distintos de sedimentação cenozóica, cabendo à Formação Boa Vista apenas os depósitos mais antigos (Terciário Inferior), distintos daqueles representados por camadas lateríticas e eólicas de idades mais jovens. Depósitos sub-recentes e recentes foram atribuídos ao Holoceno.

Essa unidade é uma das mais expressivas no setor nordeste de Roraima, sendo limitada à norte pelas Suítes intrusivas Pedra Pintada e Saracura, a sudeste pelas unidades pré-cambrianas (Grupo Cauarane e Suíte Intrusiva Rio Urubu), a sul pelos granitóides e gnaisses da Suíte Intrusiva Mucajaí e a oeste pelo Grupo Cauarane.

O contato com os metassedimentos do Grupo Cauarane, em muitos casos é de difícil reconhecimento, haja vista o elevado grau de alteração verificado nessas supracrustais. Conforme CPRM (1998), a bacia sedimentar Boa Vista revela morfologicamente características de uma planície, com relevo suave e dissecação localizada e representada por limitados campos arenosos com feições de dunas eólicas. Testemunhos gnáissicos, granitóides e vulcânicos em meio à sua sedimentação, atestam um embasamento irregular e tectonicamente controlado, citando-se as serras Grande, Malacacheta, Cantá e Nova Olinda dentre outras.

Os terrenos lateríticos encontram-se associados a diversas unidades geológicas, e distribuem-se na forma de pedimentos residuais, lajeiros, aglomerados de matacões e em exposições métricas, como observado ao longo da BR-174 no sentido Mucajaí – rio Uraricoera.

CPRM (1998) descreve que na região do *Hemigráben* do Tacutu foram identificados paraconglomerados polimictos em matriz argilosa e com conteúdo de

seixos angulosos de *metachert* e quartzo. Estes evoluem para ortoconglomerados que repousam discordantemente sobre as rochas sedimentares da Formação Serra do Tucano, onde toda a seqüência encontra-se lateritizada. Descrevem ainda que sedimentos retrabalhados na forma de dunas eólicas recobrem irregularmente a Formação Boa Vista, sendo raramente rastreados no campo, uma vez que são continuamente carreados pela erosão fluvial recente. No entanto, algumas áreas tornam-se foco de campo de dunas, como aquelas da área de confluência do rio Mucajaí com o rio Branco. Santos & Nelson (1995) descrevem que muitos dos campos de dunas são denotados através em imagens de satélite e fotografias aéreas, onde fica patente a direção de NE para SW que controla sua formação e migração, sendo a mesma dos ventos atuais provenientes do Atlântico.

Neste trabalho considera-se que os melhores representantes da Formação Boa Vista são aqueles sedimentos associados as drenagens mais expressivas, a exemplo do que ocorre no baixo rio Cauamé (Fig. 28).

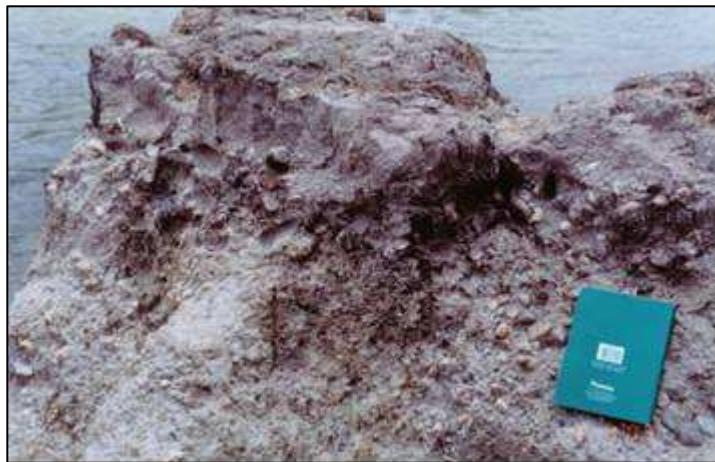


Fig. 28: Afloramento de conglomerado polimítico no leito do rio Cauamé, atribuído como pertencente a sedimentação da Formação Boa Vista.

1.8.3 FORMAÇÃO IÇÁ (Q1ic)

Os sedimentos da Formação Iça encontram-se espalhados de forma descontínua interrompidos pela densa rede fluvial sob uma extensa planície no setor sul-sudoeste de Roraima abarcando as sub-regiões hídricas Branco sul, Anauá e Jauaperi.

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.

CPRM (2000) adota 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 Caracaraí, 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.

Essa sedimentação distribuem-se pela região sul do Estado de Roraima, recobrindo 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, Demini, Anauá, Catrimâni, Água Boa do Univini, Jauaperi, Xeriuíni, 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 argilo minerais), ou avermelhadas (porções oxidadas, ferruginosas). Estratificações cruzadas acanaladas com sets centimétricos são as estruturas sedimentares predominantes (Fig 29). 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.



Fig. 29. Sedimentos arenosos avermelhados da Formação Içá com estrutura de corte e preenchimento de canal. Baixo rio Anauá. Fonte: CPRM (2000)

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

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

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 Jutaí, 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.

1.8.4 FORMAÇÃO AREIAS BRANCAS

Essa unidade comparece na forma de ocorrências descontínuas recobrindo e controlados pela disposição espacial da Formação Boa Vista, sugerindo tratar-se de

retrabalhamento dos sedimentos dessa formação. Portanto, observa-se que unidade Areias Brancas encontra-se distribuída nas mesmas sub-regiões hídricas da Formação Boa Vista como descrito acima.

Os sedimentos sub-recentes foram referidos com a terminologia “Areias Brancas” (Melo et al., 1978), os quais reuniram genericamente os depósitos arenosos e areno-sílticos pleistocênicos que recobrem irregularmente a Formação Boa Vista.

De acordo com Costa (1999), quanto aos perfis lateríticos, verifica-se que os mesmos estão parcialmente modificado pelos processos pedogenéticos resultando em latossolos amarelados, bem como pelo ambiente hidromórfico (pequenas bacias lacustrinas).

Devido à abundância de nódulos ferruginosos e a individualização de um horizonte argiloso de tonalidade vermelha intensa, sugere-se, em parte, que esses perfis lateríticos provavelmente foram derivados de rochas básicas pré-cambrianas e outros se desenvolveram a partir de diques de diabásio que cortam a região principalmente aqueles relacionados a Suite Intrusiva Apoteri.

Costa (1999), em consonância com Melo et al. (1978), admite que estratigraficamente os sedimentos sub-recentes “Areias Brancas” estão ligados a uma fase de sedimentação posterior a instalação da Formação Boa Vista e anterior ao desenvolvimento dos aluviões fluviais. A idade mais provável indicada por suas características de alteração intempérica é pleistocênica, que compreende a época de formação dos lateritos imaturos, durante a elaboração da superfície de aplainamento Paraguaçu no Brasil e Mazaruni nas Guianas como indicado por Aleva (1981) e Costa (1991).

1.8.5 COBERTURAS HOLOCÊNICAS

Distribuídos ao longo da área, há ocorrências de paleopavimentos detríticos rudáceos, no sentido de Bigarella et al. (1994), marcados por linhas de pedra, formadas por concentrações centimétricas a decimétricas de fragmentos de crosta laterítica, quartzo e fragmentos líticos diversos. Esses paleopavimentos, provavelmente são produtos de um período climático mais seco em que o

escoamento superficial removeu do colúvio o material de granulação mais fina concentrando os mais grossos como um depósito residual e que, posteriormente, foram encobertos por material oriundo de novas cargas de enxurradas e, atualmente estão sujeitos aos processos pedogenéticos (Fig. 30). Portanto, se tratam de testemunhos de mudanças paleoclimáticas ocorridas provavelmente no final do Pleistoceno.

A ocorrência de lateritos imaturos, os quais evoluem sob condições de intenso intemperismo tropical, e a existência de linhas de pedras e provavelmente paleodunas (Fig. 31) são indicativos de que os sedimentos sub-recentes se depositaram sob condições de climas alternados (quente e úmido - lateritos) e semi-árido (acumulações gravitacionais e flúvio-eólicas).

Terraços aluviais sub-recentes e aluviões holocênicos estão distribuídos ao longo das principais drenagens que seccionam a área, a exemplo daqueles dos rios Uraricoera, Tacutu e Branco. Os terraços aluviais têm espessuras métricas, entretanto, sem atingir a dezena, permanecem temporariamente alagados durante a estação das chuvas.



Fig. 30. Paleopavimento delineado por seixos e blocos, principalmente oriundos do desmantelamento de crostas lateríticas, agregados por uma matriz arenosa e concrecionária. Margens da BR-174.



Fig. 31. Campo de dunas. Atualmente esses depósitos estão fixados pela vegetação de pequeno e médio porte. Região sul do município de Boa Vista.

A forma meandrante comum a vários trechos das drenagens propicia o desenvolvimento de lagos temporários nesses terraços, além de formas de deposição e erosão (Fig. 32). Os sedimentos ativos de calha dos rios geralmente

formam praias nas margens e bancos arenosos no leito dos rios na estação seca, ficando no entanto, submersos na maior parte do período de cheia (Fig. 33).

A porção sul do Estado de Roraima é dominada por extensa área de sedimentação quaternária, com relevante formação de bacias de rios meandrantes. Essa sedimentação encontra-se amplamente distribuída na sub-região hídrica Branco Sul e no setor oeste das sub-regiões hídricas Anauá e Jauaperi. O 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 se constitui em áreas pantanosas e lagos naturais. Também é comum a presença de dunas eólicas.



Fig. 32. Formação de lagos temporários no sistema meandrante. Rio Itapará.



Fig. 33. Áreas de deposição – erosão no sistema meandrante do baixo rio Cauamé.

O rio Branco constitui a principal bacia de captação da região, e apesar de registrar forte padrão aproximadamente retilíneo N-S, apresenta características fluviais meandrantes. Barras longitudinais e transversais com predomínio de areia sobre cascalho desenvolvem-se ao longo de seu curso, sendo mais característicos na época da estiagem (Fig. 34).



Fig. 34. Depósitos arenosos longitudinais e transversais no leito do rio Branco.

De modo similar, nas regiões com baixa energia de corrente, se formam 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 (CPRM, 2000). 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.

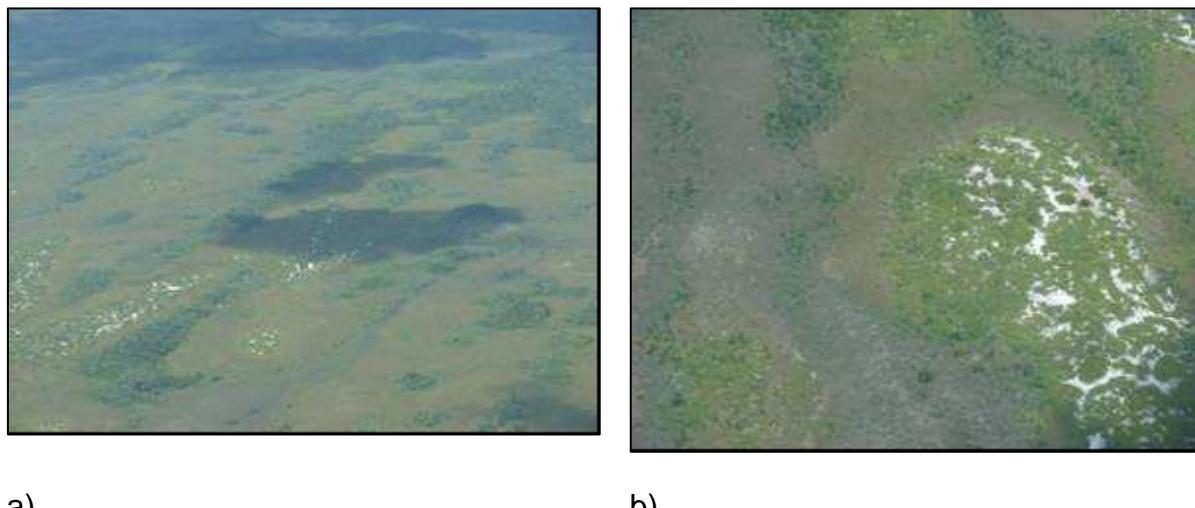
A ampla planície sedimentar representada pela Formação Içá e pelos depósitos holocênicos vem sendo retrabalhada parcialmente pelos ventos alíseos de direção NE-SW, com formação de extensos campos de dunas.

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 Caracaraí 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.

O campo de dunas Catrimâni, na região do rio Capivara foi descrito por CPRM (2000) como sendo 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. Fig. 35.

Normalmente são dunas baixas e com grande extensão areal, constituídas por areias brancas, finas e bem selecionadas. Não foram identificadas estruturas internas nas dunas. 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) b)

Fig. 35. Campo de dunas da região do Catrimani. a) Vista geral da disposição da vegetação; b) detalhe de uma duna fixada pela vegetação.

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 consequente 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 consequente movimentação das dunas.



2 GEOMORFOLOGIA SEGUNDO O CRITÉRIO DE REGIÕES HIDROGRÁFICAS

Para a produção deste capítulo sobre a geomorfologia foram obtidos os dados da *Suttle Radar Topography Mission* (SRTM), a qual objetivava a criação de modelos digitais de elevação. Os referidos dados foram obtidos no sitio www.embrapa.gov.br (Projeto Brasil em Relevo), onde são baixados os dados relativos às cartas 1:250.000. Os respectivos dados foram tratados e integrados em ambiente de sistema de informação geográfica, através do aplicativo ArcGis 9.1 que permitiu a elaboração de mapas diversos entre eles o de declividade e sombreamento. Para a interpretação/compilação em grande parte foi adotado os dados do mapa geomorfológico elaborado pelo IBGE para o Estado de Roraima.

As unidades individualizadas foram interpretadas principalmente em função dos dados altitudinais, textura/estruturas verificadas nas imagens de satélite e geometria de relevo com base nos mapas de declividade e sombreamento e ainda nos trabalhos de campo incluindo sobrevôo, observando-se a metodologia descrita no Manual Técnico de Geomorfologia publicado pelo IBGE.

A individualização dos padrões de drenagem, a compartimentação dos sistemas de relevo seguiram os conceitos descritivos de Howard (1967), Franco et al. (1975), Cooke & Doorkamp (1974), Summerfield (2005), Ross (2006), dentre outros. A individualização dos sistemas de relevo envolveu a separação de áreas que abrigavam aspectos físicos semelhantes e que eram diferentes daqueles de áreas adjacentes, tendo ampla variação de extensão da ordem de centenas ou dezenas de Km², sobre o qual foram reconhecidos padrões recorrentes de topografia, solo e vegetação.

Para fins descritivos e evitando-se a proliferação de termos, adotou-se a nomenclatura das grandes unidades descritas por Franco et al. (1975), em parte atualizadas pelo IBGE (2005). Entretanto, devido a escala de trabalho (1:250.000) e com base nas interpretações das imagens de satélite quanto aos seus aspectos texturais e estruturais, bem como nas observações de campo, foi possível avançar na caracterização da compartimentação morfoestrutural no sentido de Gerasimov & Mescherikov (1968), em escala de maior detalhe. Nesse sentido, foram reconhecidos três compartimentos de relevo de agradação (Planície Amazônica,

Depressão Rio Branco-Rio Negro e Depressão de Boa Vista) e cinco compartimentos de relevo de aplainamento/dissecção, a saber: Planalto Sedimentar Roraima, Planalto do Interflúvio Amazonas Orinoco, Planaltos Residuais de Roraima, Patamar Dissecado de Roraima e Pediplano Rio Branco-Rio Negro.

2.1 Introdução a Temática

Os trabalhos mais significativos no que se refere a geomorfologia regional compreendem as considerações de Franco et al. (1975), SUDAM (1977), CPRM (2003) e IBGE (2005). Entretanto, esse último não gerou um relatório técnico publicado, apenas a publicação do mapa geomorfológico deixando uma lacuna quanto a descrição das novas unidades individualizadas. Os autores pretéritos descreveram as principais unidades geomorfológicas para o Estado de Roraima, que contribuíram para a caracterização das feições de degradação associadas à evolução da paisagem.

Segundo Franco et al. (1975) e SUDAM (1977), o Estado de Roraima está representado por cinco domínios morfoestruturais: Planalto Residual de Roraima e Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, Planalto Dissecado Norte da Amazônia, Planaltos Residuais de Roraima e Superfície de Aplainamento Rio Branco (Pediplano Rio Branco-Rio Negro). No mapa mais atual referente a geomorfologia de Roraima, publicado pelo IBGE, algumas dessas unidades foram substituídas e/ou desmembradas em novos compartimentos, a exemplos do Planalto Dissecado Norte da Amazônia e Depressão de Boa Vista, respectivamente.

Objetivando facilitar o entendimento descritivo do relatório o mesmo foi estruturado de modo que é apresentada cada sub-região hídrica comentando-se a distribuição espacial dos compartimentos geomorfológicos identificados nas respectivas sub-regiões e feita uma abordagem geral das principais características de cada compartimento.

2.2 Sub-Região Hídrica Tacutu

A sub-região hídrica Tacutu é a unidade hídrica que abrange a grande maioria dos compartimentos geomorfológicos identificados, totalizando seis domínios distribuídos no sentido de norte para sul pelo Planalto Sedimentar Roraima, Planalto do Interflúvio Amazonas Orinoco, Depressão de Boa Vista, Planaltos Residuais de Roraima, Pediplano Rio Branco-Rio Negro e, mais restritamente, a Planície Amazônica.

O Planalto Sedimentar Roraima apresenta as maiores elevações de origem sedimentar (Supergrupo Roraima), incluindo nessa sub-região hídrica, as maiores altitudes do Estado de Roraima: monte Roraima (2734 m, Fig. 1a) e serra do Sol (2110 m), além do monte Caburaí (1456 m), o qual se constitui no acidente geográfico mais setentrional do Brasil (Fig 1b).

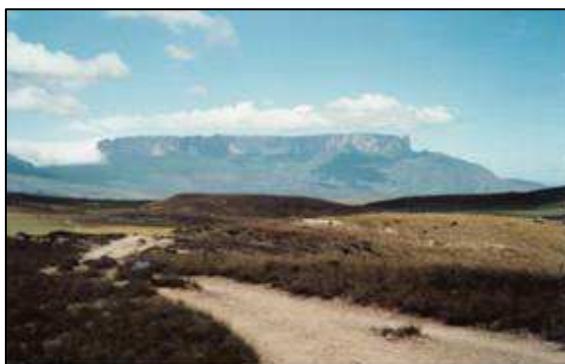


Fig. 1a. Monte Roraima. Ponto da tríplice fronteira: Brasil-Venezuela-Guiana.



Fig. 1b. Monte Caburaí. Fonte:Pavani (2006).

O Planalto Sedimentar comparece essencialmente no extremo norte da sub-região em destaque. Trata-se de um relevo francamente em processo de dissecação tendo como principais características uma grande densidade de incisões resultantes da atuação de erosão pluvial resultando em enxame de ravinas, frentes de vertentes côncavas com pouca cobertura vegetal, formas de relevo de topos em geral estreitos e alongados (Fig. 2a). Outra feição marcante é o relevo cuestiforme, bem representado na região da localidade Água Fria, ao noroeste da área, onde a escarpa erosiva está voltada para SSW, e o reverso tem cimento em torno de 10° em direção a NNE, não se constituindo em hog backs como descrito por Melo et al. (1978). Notadamente a drenagem conseqüente produz um intenso ravinamento no reverso dessas cuestas. (Fig. 2b).



Fig. 2a. Planalto Sedimentar Roraima. Frentes de vertentes côncavas intensamente ravinadas. Região da vila Água Fria.



Fig. 2b. Relevo de cuestas com *front* voltado para SSW e reverso mergulhando para NNE. Região da vila Água Fria.

As feições lineares e anômalas desse domínio geomorfológico sugerem um forte controle estrutural dos elementos da paisagem, indicando processos de desnudação em presença de atividade neotectônica como demonstrada pelas anomalias dos padrões de drenagem e de relevo, a exemplo de drenagens em padrão paralelo (Fig. 3a) drenagens francamente ortogonais (Fig. 3b) trechos de cachoeiras (Fig. 3c), feições de abatimento de blocos (Fig. 3d), processos de instalação de voçorocas (Fig. 3e), dentre outras anomalias.

No setor nordeste, nas adjacências da fazenda Boqueirão (em direção a vila Mutum), existem escarpas de falhas triangulares com desníveis em relação ao nível de base local de até 200m. A borda desse planalto apresenta altitudes predominantes de 500 metros, entretanto pode estar preservado em patamares de até 900 metros, a exemplo da serra Maturuca.

Na borda sul desse compartimento geomorfológico dominam morros testemunhos (como o morro Lilás), sustentados por pacotes de metarenitos dobrados, limitados em parte por escarpas íngremes (Fig. 4), e com topos convexos, vertente de declividade muito alta (superior a 20°), e drenagem em vales encaixados. Nas adjacências da sede do Município de Uiramutã há fronts de escarpas com formatos trapezoidais e desníveis da ordem de 30 metros (Fig. 5), cuja dissecação é realçada pelo padrão dendrítico denso com aprofundamento que chega a 50 metros.



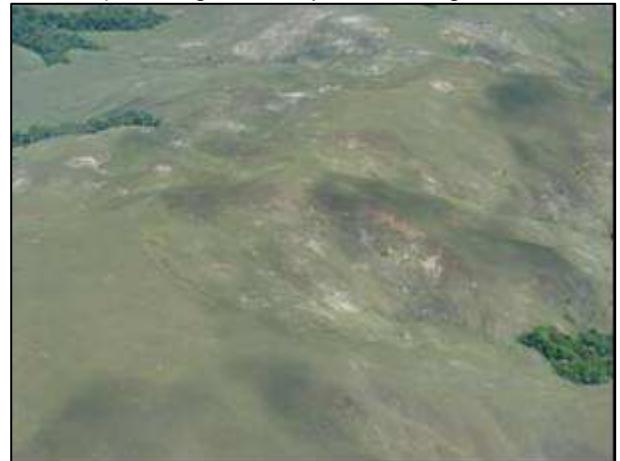
a) Padrão paralelo.



b) Drenagem com padrão ortogonal.



c) Trechos encaichoeirados.



d) Abatimentos de cabeceiras de drenagem.



e) Processos de instalação de voçorocas nas cabeceiras de drenagem por erosão regressiva e futuras capturas.

Fig. 3. Anomalias de drenagens.



Fig. 4. Morro testemunho do Planalto Sedimentar Roraima. Região da Fazenda Lilás.



Fig. 5. Facetas trapezoidais nos sedimentos Roraima. Adjacências da sede de Uiramutã.

Imediatamente após a borda sul do Planalto Sedimentar Roraima, encontra-se o Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, o qual é sustentado principalmente por rochas cristalinas (vulcânicas e plutônicas), com altitudes que chegam a atingir cotas de 1062 m como a serra Mudubim, na margem direita do médio rio Cotingo. Outros bons exemplos desse domínio estão representados pelas serras triunfo, camarão e xumina (conjunto serra da Memória). As Figuras 6 e 7 demonstram uma panorâmica regional para esse compartimento em termos de incidência de relevo montanhoso e paisagístico.

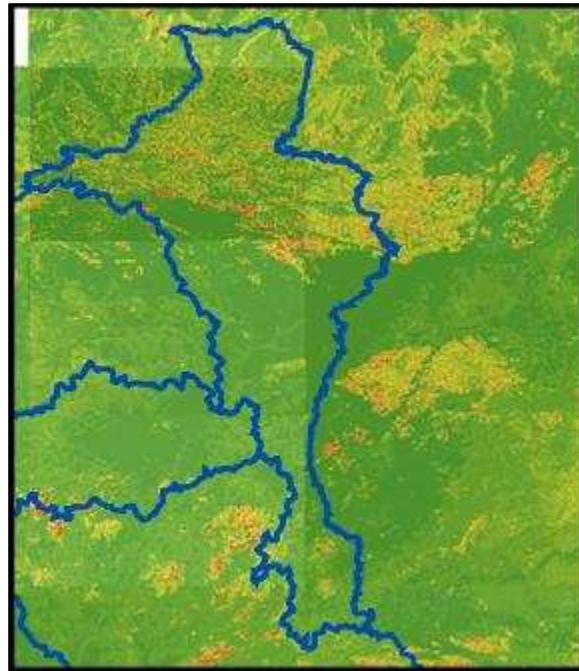


Fig. 6. Sub-região hídrica Tacutu. Declividade/sobreamento Tonalidade verde homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20º).



Fig. 7. Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco. Relevo colinoso de topos convexos em domínio predominantemente de rochas vulcânicas Surumu. À direita morro testemunho do Planalto Sedimentar Roraima.

Esse compartimento, na sub-região hídrica em destaque, também é definido por dois domínios distintos: um domínio vulcânico e outro granítico. O vulcânico apresenta altitudes variando entre 250 a 750 m, predominando altitudes em torno de 500 m.

As formas de dissecação mais freqüentes estão representadas por colinas e ravinas elaboradas nos diferentes litotipos vulcânicos. Esse domínio apresenta dissecação controlada por drenagem densa em padrão modificado do tipo treliça falha e subordinadamente dendrítico de talveguesmediamente aprofundados, por vezes com sumidouros definindo a presença de vales suspensos, em presença de relevo colinoso (Fig. 7) de topos convexos e vertentes de declividade alta (9 - 20°). Na porção central do domínio vulcânico existem colinas e cristas alongadas e orientadas nas direções NE-SW e E-W, exibindo escarpas triangulares e trapezoidais, topes convexos e declividade das vertentes muito alta (> 20%), enquanto que a dissecação é feita por drenagem densa de padrão predominantemente contorcido (Fig. 8a e b).



a)



b)

Fig. 8. Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco. Domínio vulcânico. a) colinas e cristas alongadas orientadas na direção NE-SW. Vale do rio Cotingo; b) Vales suspensos e facetas triangulares. Região da maloca Pedra Branca.

O Domínio Granítico constitui o principal relevo montanhoso da área, disposto de forma alongada, orientado na direção WNW-ESE, com altitudes médias entre 500 e 750 m. Entretanto, pontões isolados atingem até 905 metros, a exemplo de

algumas cristas que ocorrem na serra da Memória. Em geral, o topo das cristas é convexo e a declividade das encostas é muito alta. As escarpas freqüentemente exibem facetas triangulares, as quais são observáveis nas serras da Memória, Triunfo e Xumina (Fig. 9).



Fig. 9. Domínio granítico. Facetas triangulares orientadas na direção E-W. Borda sul da serra do Xumina. Região da maloca da Raposa.

Os padrões regionais de drenagem predominantes são o tipo treliça falha e o treliça junta para o setor norte (os quais são proeminentes na serra do Xumina, onde as cristas têm formatos em topos agudos e vertentes íngremes intensamente ravinadas. O padrão pinado é dominante na serra do Triunfo). Enquanto que predomina o dendrítico para o setor sul se entrelaçando com os domínios da Depressão de Boa Vista.

Internamente, ao relevo montanhoso ocorrem pedimentos intermontanos com altitudes superiores a 200 m e inferiores a 400 m, contendo colinas rebaixadas e ravinamentos com talvegues pouco aprofundados, enquanto que o padrão de drenagem é do tipo treliça falha e subdendrítico.

Com freqüência observam-se topos estreitos, alongados e convexos definidos por vales encaixados, principalmente no domínio vulcânico (Fig. 8a). A região pelas suas características de relevo também demonstra um evidente controle das

estruturas sobre as formas de relevo, indicando que a exemplo do Planalto Sedimentar Roraima muitas das feições de relevo correspondem a morfoestruturas, a exemplo de abatimento de blocos em falhas normais e transcorrentes (Fig. 10), escarpas com facetas trapezoidais em regiões vulcânicas (Fig. 8b), facetas triangulares no domínio de rochas graníticas (Fig. 9), estrias de atrito impressas em material coluvial indicando movimentação transcorrente relativamente recentes (Fig. 11), dentre outras feições como abundantes anomalias de drenagens.

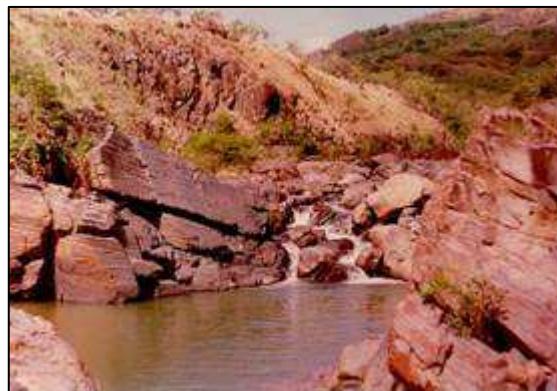


Fig. 10. Escarpas de falhas orientadas nas direções E-W e NNW-SSE controlando a instalação da rede de drenagem. Borda sul do planalto.



Fig. 11. Falhas transcorrentes, estrias de atrito suborizontais na direção $015^{\circ} A_z$.

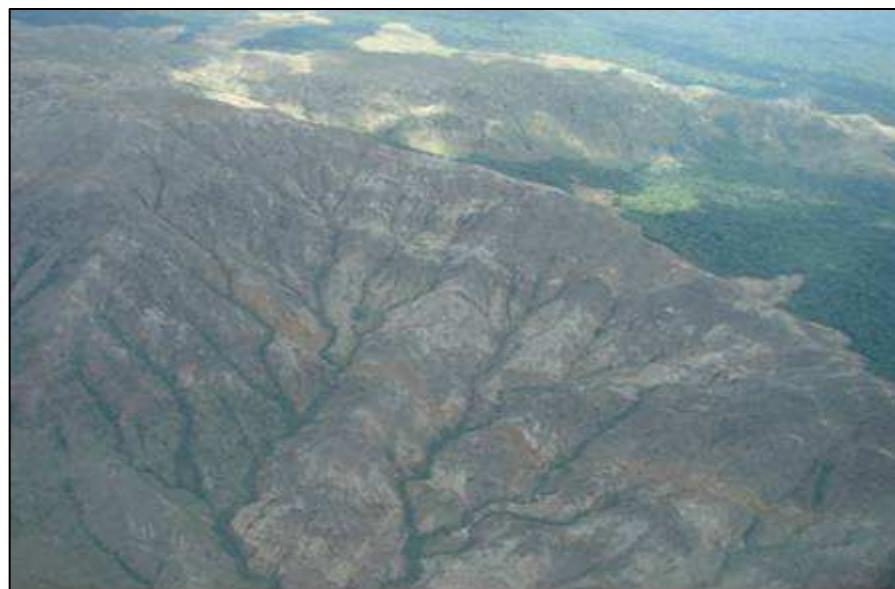
O Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco também é um domínio classificado como sendo formado por relevos de dissecação/aplaniamento (vide mapa anexo), onde ocorrem superfícies com características de aplaniamento mas com sucessivas fases erosivas indicada pelos cristas e pontões, aprofundamento de vales e

em alguns setores por vertentes côncavas intensamente ravinadas e expostas pelas queimadas sucessivas na região (Fig. 12 a, b e c), respectivamente.



a) Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco. Adjacências de Normandia.

b) Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, exibindo extenso vale tectônico. Norte da sede de Normandia.



c) Vertentes côncavas intensamente ravinadas. Feições reveladas pelo efeito de queimadas relativamente recentes. Município de Pacaraima.

Fig. 12. Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco.

Cabe ressaltar que esses extensos e elevados compartimentos geomorfológicos (Planalto Sedimentar Roraima e Planalto do Interflúvio Amazonas Orinoco) são as principais zonas produtoras de sedimentos para as regiões rebaixadas de Roraima.

A partir do sopé da elevação do Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco ocorre o contato em ângulo abrupto dessa unidade com a Depressão de Boa Vista.

A Depressão de Boa Vista no sentido de IBGE (2005) corresponde a um modelado de acumulação (agradação). Distribui-se no setor mediano da sub-região hídrica Tacutu, caracterizada por ser uma extensa região plana com altitude média variando entre 80 a 110 metros. Localmente pequenas elevações ligeiramente superiores são regionalmente denominadas de “tesos” correspondendo a diminutos remanescentes residuais de origem diversa (lateritos, rochas pré-cambrianas e mesozóicas).

Um dos modelados identificados de maior distribuição areal comparece principalmente no setor central da sub-região hídrica Tacutu. Caracteriza-se por um relevo plano levemente ondulado, com altitudes variando na ordem de 100 a 115 metros e declividade variando entre 2 a 10º. Ressalta-se que é uma região transicional para o relevo essencialmente plano. Dessa forma, compreende grandes áreas de concentração de desmantelamento de crosta laterítica, onde as mesmas compõem pequenos residuais remanescentes. É freqüente a presença de campos de blocos provenientes da erosão total ou parcial dessas crostas, bem como é abundante a presença de material coluvial, constituindo paleopavimentos rudáceos (Fig. 13).



Fig. 13. Superfície ondulada caracterizada por abundantes depósitos coluviais provenientes do desmantelamento de áreas adjacentes elevadas. BR-174 setor norte.

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que também merecem destaque são as colinas constituídas por afloramentos de rochas vulcânicas ácidas imbricadas, extremamente diaclasadas, formando aglomerados de pináculos representando remanescentes de erosão fluvial devido ao recuo final das vertentes (Fig. 14).

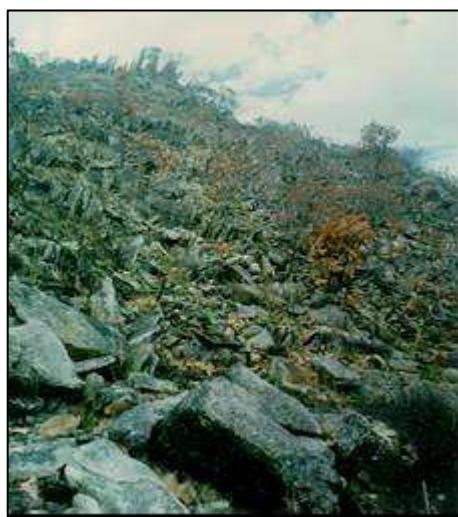


Fig. 14. Colinas remanescentes devido ao recuo das vertentes, constituindo pináculos (imbricação de blocos pelo controle tectônico). Adjacências da maloca da Raposa.

Outras feições geomorfológicas que ocorrem na Depressão de Boa Vista são as marmitas na superfície dos lajados e pequenas elevações de granitos da Suíte Intrusiva Saracura nos quais é possível verificar a atuação de processos físico-químicos que respondem pela expansão das marmitas. A atuação do processo envolve percolação de águas fluviais e pluviais em movimento turbilhonar aliada ao efeito abrasivo de pequenas partículas durante o período chuvoso, que promovem o escavamento inicial dessas feições. Já no período seco, o recobrimento das cavidades por fungos contribuem para a expansão das mesmas por dissolução devido ao ataque bioquímico (Fig. 15), a exemplo do que ocorre no nordeste brasileiro, onde são regionalmente conhecidas como “cacimbas” e atribuídas ao Pleistoceno por Couto (1980), a partir das mudanças climáticas do Pleistoceno Superior (úmido) para o Holoceno Inferior (condições semi-áridas).



Fig. 15. Estrutura intempérica. Aglomerado de cavidades de dissolução em granitos da Suíte Intrusiva Saracura. Adjacências da serra Auxi.

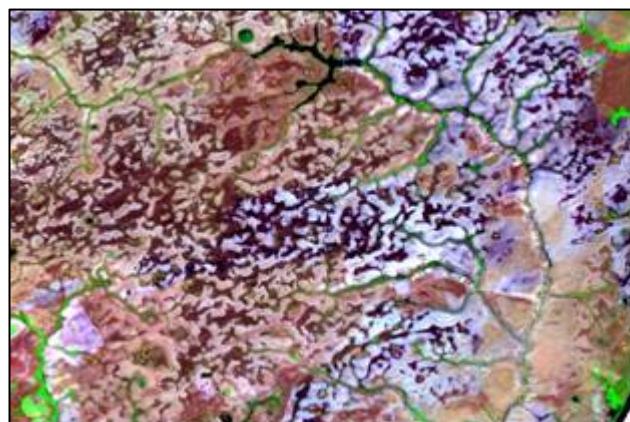
Um dos setores mais representativos dos domínios da Depressão de Boa Vista na sub-região hídrica do Tacutu é aquele ocupado por uma superfície pediplanada abarcando extensas áreas abaciadas com forte orientação da rede de drenagem relacionado aos domínios do Gráben do Tacutu.

Esse modelado pode ser individualizado por apresentarem parâmetros físicos diferenciados, seja pelo comportamento da rede de drenagem, seja pela presença de planos abaciados “brejos”, ou ainda zona de concentração de sistema lacustre.

Desse modo, esse domínio geomorfológico é caracterizado por uma superfície plana, sustentada principalmente por extensas manchas de solos hidromórficos (areias quartzosas), com altitudes variando de 80 a 100 metros, e declividade atingindo valores de até 15º, principalmente nas adjacências do relevo residual como é o caso da região adjacente ao conjunto de serras Nova Olinda. Uma das feições que mais identifica esse domínio é a forte orientação da rede de drenagem, orientada segundo duas direções.

A primeira relacionada ao eixo longitudinal do Gráben do Tacutu (NE-SW), identificada principalmente nas drenagens de primeira ordem, bem como pelo

alinhamento do rio Murupu. A segunda direção está relacionada principalmente a direção NW – SE, onde as drenagens como os rios Uraricoera e Cauamé e igarapé Água Boa de Cima são capturadas para essa direção, refletindo zonas transferentes internas ao gráben. Outra feição relevante é o comparecimento de extensos planos abaciados, periodicamente inundáveis que também se orientam segundo a esta estrutura de idade mesozóica (Figs.16 a e b).



a) Fragmento de imagem de satélite Landsat 5/TM, órbita/ponto 232/58 e 232/58 com cobertura em março 2004.



b) Plano abaciado “brejos” orientados segundo a direção longitudinal do Gráben do Tacutu.

Fig. 16. Rede de drenagem e interflúvios abaciados orientados segundo a direção do Gráben do Tacutu (NE-SW).

A Planície Amazônica comparece em meio a Depressão de Boa Vista de maneira relativamente restrita associada aos depósitos da calha e planície de

inundação do rio Tacutu, bem como na forma de terraços fluviais abandonados. São as formas de acumulação de menor amplitude topográfica da região, correspondendo as áreas mais abatidas regionalmente com altitudes variando de 75 a 80 metros. Esse modelado delineia-se, principalmente, por sedimentos arenos-argilosos inconsolidados (neossolos flúvicos) periodicamente encobertos pelas cheias dos rios, enquanto que no período seco a paisagem incorpora a presença de lagos e paranás. A vegetação (mata ciliar) de médio a alto porte, é o principal agente de fixação dessa unidade.

O setor sul da sub-região hídrica Tacutu é dominado essencialmente pelo Pediplano Rio Branco-Rio Negro, o qual corresponde a uma unidade geomorfológica definida por Franco et al (1975) sendo caracterizada por uma extensa superfície de aplainamento bem distribuída em todas as sub-regiões hídricas a exceção da sub-região Uraricoera. A mesma recorta litologias pré-cambrianas e fanerozóicas, sendo interrompida principalmente pelos Planaltos Residuais de Roraima.

Geomorfologicamente, esse compartimento inclui relevo suave representando cotas regionais baixas com altitudes variando desde 87 metros nas drenagens mais expressivas a 140 m próximo às grandes elevações. A drenagem predominante é do tipo dendrítica de densidade média e subdendrítica de baixa densidade de pouco entalhe, conforme classificação de Lima (1995). Apesar da incipiente dissecação, observa-se, por vezes, que nas drenagens de 2^a ordem (Strahler, 1952), o aprofundamento das mesmas atingem sulcos de 2 m nessa superfície, à exceção dos grandes rios onde o entalhe é superior a 5 m. A vegetação predominante é do tipo mata de galeria geralmente constituída por palmeiras do tipo buritis.

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que merecem destaque são as colinas constituidas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de processos erosivos promovendo o recuo final das vertentes. O produto final chega a ser identificado como um aglomerado de blocos em arranjo circular na forma de neossolos litólicos, lembrando pavimentos desérticos (Fig. 17 a e b).

Nos interflúvios rebaixados, pequenas colinas (tesos) de topos convexos são por vezes sustentadas pelos remanescentes de crosta ferruginosas de pequena elevação em relação a base. Nas proximidades das elevações o relevo torna-se

suavemente ondulado, delineando colinas de topos planos e extensos, como é o caso da região das adjacências da serra da Lua.



a) alinhamentos de colinas. Setor sul da sub-região hídrica Tacutu.



b) Pavimento como produto final de evolução das colinas remanescentes.

Fig. 17. Remanescentes colinosos em meio ao Pediplano Rio Branco-Rio Negro.

O Compartimento definido como Planaltos Residuais de Roraima ocorre de maneira restrita na sub-região hídrica Tacutu. Na região central da região comparece na forma de residual vulcânico (morro Redondo) e nos testemunhos sedimentares da serra do Tucano, aqui considerada como pertencente a essa unidade devido o alcance do seu nível altitudinal (290 metros) (Fig. 18). No extremo sul da sub-região hídrica em destaque ocorrem duas ocorrências significativas as serra Apon e Urubu situadas no interflúvio dos rios Urubu e Tacutu sustentadas por rochas granítóides. Menores ocorrências correspondem a residuais gnáissicos na forma de pequenos morros tipo pão-de-açucar.

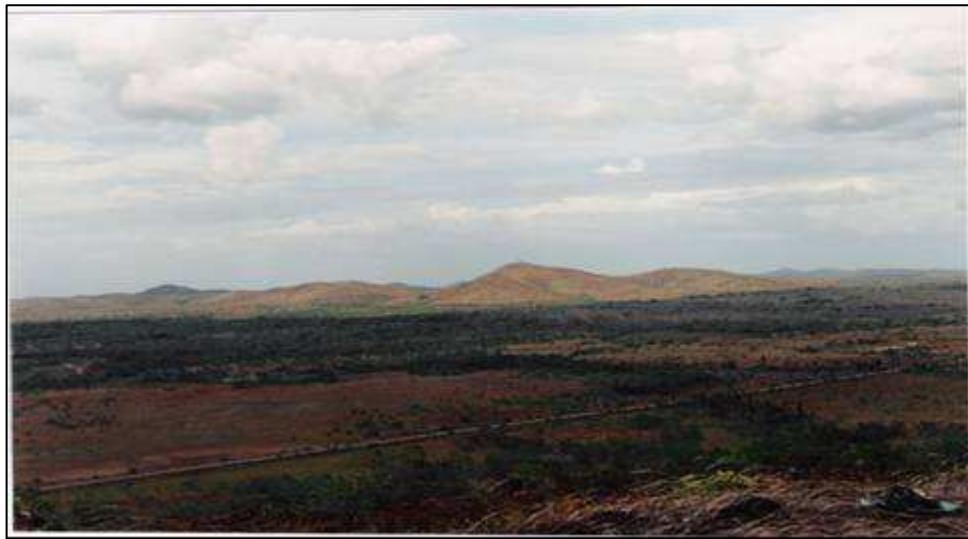


Fig. 18. Relevo colinoso da serra do Tucano. Adjacências da RR-401.

2.3 Sub-Região Hídrica Uraricoera

A sub-região hídrica Uraricoera situa-se na região nor-noroeste do Estado de Roraima, considerada neste trabalho como abrangendo cinco compartimentos geomorfológicos, a saber: Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, Planalto Sedimentar Roraima, Patamar Dissecado de Roraima, Depressão de Boa Vista e restritamente a Planície Amazônica. A Figura 19 demonstra que o setor centro-leste corresponde a áreas colinosas rebaixadas, enquanto que a região fronteiriça é dominada por relevo serrano.

A unidade de maior expressão areal corresponde ao Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, o qual distribuí-se de forma contínua no extremo noroeste do Estado de Roraima e mais subordinadamente comparece na zona da fronteira norte da sub-região ora descrita. É a sub-região hídrica mais representativa do Interflúvio Amazonas-Orinoco, abarcando as cabeceiras do extenso sistema de drenagens que são tributários do rio Uraricoera, como os rios Parima, Auari, Uraricaá e Amajari.

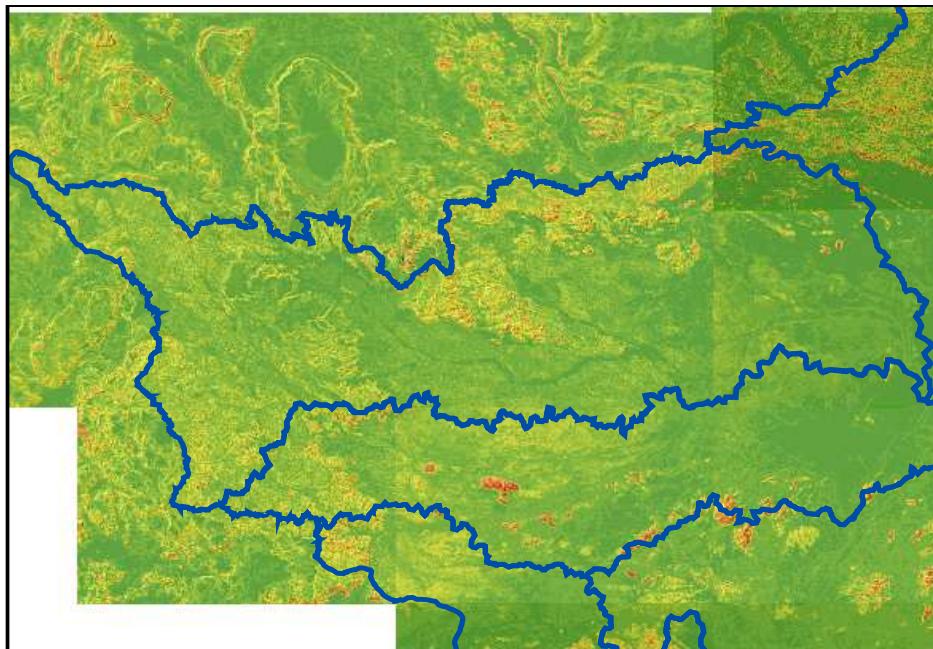


Fig. 19. Mapa declividade/sobreamento da sub-região Uraricoera. Tonalidade verde homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20º).

O relevo desse compartimento é essencialmente montanhoso de difícil acesso dominado por granitóides gnáissicos e seqüências vulcanossedimentares no setor noroeste e vulcânicas no setor norte. O relevo serrano mais expressivo corresponde as elevações do conjunto de serras Parima, Pacaraima, Tocobirén e serra das Surucucus. Na paisagem regional algumas vezes se destacam relevos residuais indicativos da erosão diferencial atuante na região (Fig. 20a, b, c e d).

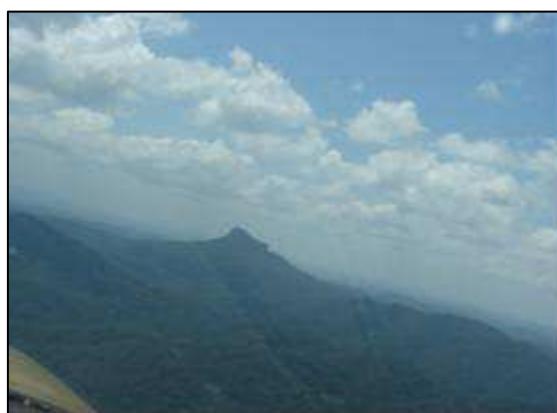
O Planalto Sedimentar Roraima nessa sub-região hídrica é representado pelas exposições das serras Uafaranda, Uratanin e Tepequém, na forma de extensos planaltos e mesas residuais, respectivamente (Fig. 21a e b; e Fig. 22a e b, respectivamente).



a) Serra das Surucucus.



b) Serra Parima setor noroeste.



c) Serra Parima fronteira oeste com a Venezuela.



d) Conjunto serrano Pacaraima (Urutanin).

Fig. 20. Relevo serrano da região noroeste da sub-região hídrica Uraricoera.



a) Serra Uafaranda.



B) Serra Urutanin.

Fig. 21. Planalto Sedimentar Roraima.



Fig. 22.a) Borda norte da serra Tepequém.



Fig. 22b) Controle estrutural de voçorocas na serra Tepequém.

A unidade geomorfológica denominada Patamar Dissecado de Roraima foi individualizada no mais recente mapa elaborado pelo IBGE (2005), sem no entanto demonstrar aspectos descritivos regionais. Nesse sentido, descrevemos aqui as características observadas a partir dos mapas topográficos, declividade sombreado, geologia, geomorfologia e mapeamento de campo.

Esse compartimento em geral apresenta vertentes de declividade mediana a suavemente entalhadas por sulcos e cabeceiras de drenagem de primeira ordem. Topograficamente corresponde a uma área de transição entre o Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco e a Depressão de Boa Vista que comparece no extremo leste da sub-região hídrica (Fig. 23 a e b).

Exibe como principais formas de relevo topos convexos, esculpidos em rochas gnáissicas da Suíte Uraricoera, (setor oeste) e rochas granítóides tipo Pedra Pintada e supracrustais Cauarane em direção ao setor leste da unidade. O controle estrutural é evidenciado pelos alinhamentos formas de relevo de topos estreitos e alongados, definidas por vales encaixados. Os topos aguçados resultam da interceptação das vertentes de alta declividade e entalhadas por sulcos e ravinas. Para o setor sul dessa unidade predominam vales rasos e vertentes de baixa a média declividade resultando da instauração de processos de dissecação atuando sobre superfície de aplainamento. Em vários setores foram observados cobertura rasa de material de alteração laterítica, mas geralmente apresenta rochas pouco alteradas truncadas por processos de aplainamento que desnudaram o relevo como

identificando nas ocorrências das rochas pertencentes a unidade Cauarane (Fig. 23a e b).



Fig. 23a. Patamar Dissecado de Roraima. a) Colinas de topos convexos em presença de sulcos e ravinas pouco aprofundados. Região do Trairão.



Fig. 23b. Remanescentes de colinas sobre rochas Cauarane.

A Depressão de Boa Vista ocupa o setor do extremo leste da sub-região hídrica Uraricoera, na forma de uma extensa superfície plana instalada sobre rochas vulcânicas do Grupo Surumu, granítoides das Suítes Pedra Pintada e Saracura e sobre os sedimentos da Formação Boa Vista e mais restritamente da unidade Areias Brancas.

Na região em destaque, esse modelado dominante caracteriza-se por uma vasta região plana, exibindo colinas e morros residuais de topos levemente convexos (Fig 24). A monotonia do relevo é interrompida principalmente pelas elevações graníticas da Suíte Saracura a exemplo das serras Tarame / Tabaco mais restritamente pelos inselberges (remanescentes residuais) da Suíte Pedra Pintada, como aqueles da região da área homônima (Fig. 25).



Fig. 24a. Depressão de Boa Vista. Domínios da sub-região hídrica Uraricoera. Fração situada no Município de Amajari.



Fig. 24b. Monotonia do relevo da Depressão de Boa Vista, sustentada por paleopavimentos lateríticos. Estrada Vila Brasil sentido Taiano.

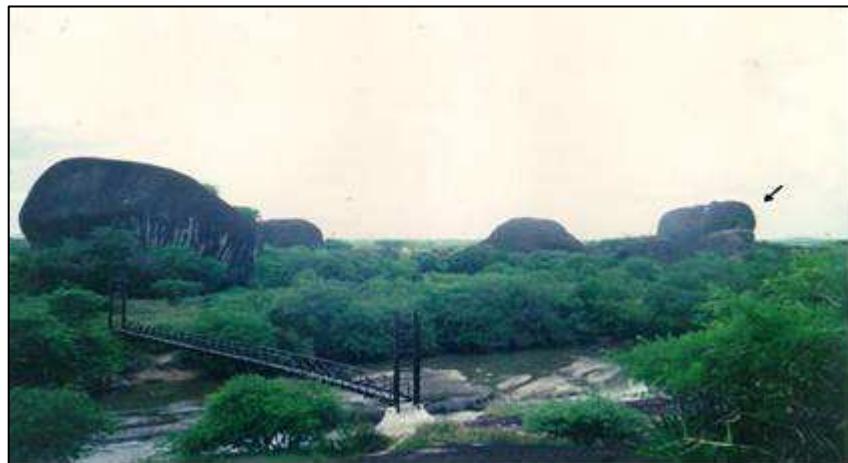


Fig. 25. Remanescentes de *inselbergs* em meio a Depressão de Boa Vista. Região da Pedra Pintada nas margens do rio Parimé.

O compartimento definido como Planície Amazônica comparece de forma restrita, mapeável de forma significativa apenas ao longo da planície de inundação dos rios Uraricoera desde sua desembocadura no rio Branco até a altura da ilha de Maracá. Alguns depósitos resultantes da acumulação fluvial também estão presentes no trecho do baixo rio Parimé.

2.4 Sub-Região Hídrica Branco Norte

A sub-região hídrica Branco Norte incorpora no sentido de oeste para leste cinco domínios geomorfológicos distintos: Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, Patamar Dissecado de Roraima, Planalto Residual de Roraima, Pediplano Rio Branco-Rio Negro e culmina ao leste com o relevo plano da Depressão de Boa Vista associada a uma pequena mancha do Pediplano Rio Branco-Rio Negro. A diversidade do relevo da sub-região hídrica Branco Norte é demonstrada no estudo da declividade (Fig. 26).

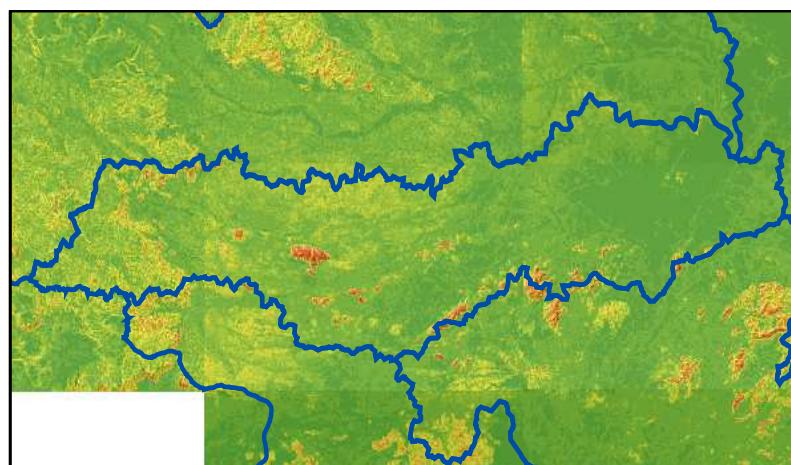


Fig. 26. Mapa declividade/sobreamento da sub-região Branco Norte. Tonalidade verde homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20º)

O Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco está representado pelas elavações do relevo montanhoso fronteiriço com a Venezuela, sendo sustentado por seqüências vulcanossedimentares e granitóides recobertos por densa cobertura vegetal. Seus melhores representantes são as serras do Cruzeiro (granitóides) e Couto de Magalhães (supracrustais).

O domínio do Patamar Dissecado de Roraima, de modo geral, preserva as mesmas características da sub-região hídrica Uraricoera, apresentando, entretanto, uma menor densidade de drenagem, onde os principais rios que desembocam diretamente no rio Branco são os rios Mucajaí (mais extenso da sub-região e, portanto, o mais importante, Fig. 27a e b) e Cauamé, que é de suma importância pelo fato de banhar a sede da capital do Estado.



Fig. 27a. Confluência do rio Mucajaí com a margem direita do Rio Branco



Fig. 27b. Pivô central para produção de semente de soja.

A região de bons representantes do relevo colinoso de colinas de topos convexos resultantes de remanescentes pré-cambrianos do Patamar Dissecado de Roraima estão distribuídos ao longo do médio curso do Rio Mucajaí e no divisor (cabeceiras do rio Caumaé) com as drenagens tributárias do rio Uraricoera, onde esses remanescentes em geral estão sustentados por pequenas elevações formadas por cascalheiras provenientes do desmatelamento dessas rochas mais antigas ou ainda formam um perfil ligeiramente movimentado devido a incisão de crostas lateríticas remanescentes (Fig. 28 a e b).



Fig. 28. a) Divisor da sub-região hídrica Branco Norte com Uraricoera. Em primeiro plano Serrinha e em segundo conjunto serras Taiano / Tabaio.



Fig. 28. b) Remanescentes colinosos sustentados por cascalheiras provenientes do desmatelamento de rochas pré-cambrianas. Setor norte da bacia Cauamé.

As características obtidas pela investigação da declividade e técnica de sombreamento permitem interpretar que a maior elevação dos Planaltos Residuais de Roraima, o qual interrompe o Patamar Dissecado, corresponde a elevação da serra do Apiaú (granitóide gnáissico) que atinge um pico de até 1500 m (Fig. 26 e 29).



Fig. 29. Serra do Apiaú, correspondendo a maior elevação da sub-região hídrica Branco Norte.

Outro conjunto importante de relevo montanhoso corresponde ao conjunto de serra Mucajaí, localizada no setor sul da sub-região, onde o domínio mostra topos estreitos na forma de cristas alongadas e vales encaixados orientados na direção NE-SW, denotando grande influência de controle estrutural tanto da rede de drenagem bem como do relevo serrano (Fig. 30).

O Pediplano Rio Branco-Rio Negro, nessa sub-região hídrica, compreende uma extensa superfície de aplainamento que apresenta áreas conservadas e dissecadas em rochas pré-cambrianas, sedimentos inconsolidados de cobertura terciária a pleistocênica, com altitudes variando de 80 a 160 metros. Esse compartimento inclui relevo suave representando as cotas regionais mais baixas com altitudes variando desde 87 m, nas drenagens mais expressivas, a 140 m próximo às grandes elevações. A drenagem predominante é do tipo dendrítica de densidade média e

subdendrítica de baixa densidade de pouco entalhe, conforme classificação de Lima (1995). Apesar da incipiente dissecação, observa-se, por vezes, que nas drenagens de 2^a ordem (Strahler, 1952), o aprofundamento das mesmas atingem sulcos de 2 a 5 m nessa superfície.



Fig. 30. Domínio serrado do Conjunto Mucajáí exibindo cristas orientadas na direção NE-SW.

Na sub-região hídrica Branco Norte, o Pediplano Rio Branco-Rio Negro encontra-se distribuído pelo setor centro-sul, principalmente na forma de relevo plano a suaves colinas de topos convexos onde esta última feição é bem representada na região da vila Apiaú próxima aos grandes relevos residuais. Na região da sede do município de Mucajáí esse compartimento plano também é interrompido por pequenos residuais do Planalto Residual de Roraima na forma de pães-de-acúcar (Fig.31).

Ao noroeste da cidade de Boa Vista um interessante representante dos Planaltos Residuais de Roraima comparece na forma de conjunto de relevo residual denominada serra Nova Olinda, correspondendo a derrames basálticos da base do gráben do Tacutu (Fig. 32a e b).



Fig. 31. Residuais do Planalto Residual de Roraima na forma de pães-de-acúcar.
Adjacências das sede do Município de Mucajaí.



Fig. 32a. Planalto Residual de Roraima. Serra Nova Olinda. Adjacências de Boa Vista. Visão da borda leste.



Fig. 32b. Residuais basálticos da Serra Nova Olinda. Borda sul.

O município de Boa Vista, está situado em quase toda a sua totalidade sobre o domínio da Depressão de Boa Vista. Corresponde a extensas áreas planas. As observações de declividade demonstram que na região compreendida entre a bacia

do Cauamé e a baixo rio Mucajaí comparece uma grande área rebaixada e homogeneamente plana (Figs. 26 e 33a, b e c), denotando tratar-se de um bloco abatido com uma geometria em cunha se constituindo em uma região coletora de sedimentos e sob controle estrutural de seus padrões de drenagem e alinhamentos de suaves relevos residuais principalmente aqueles relacionados a remanescentes lateríticos.

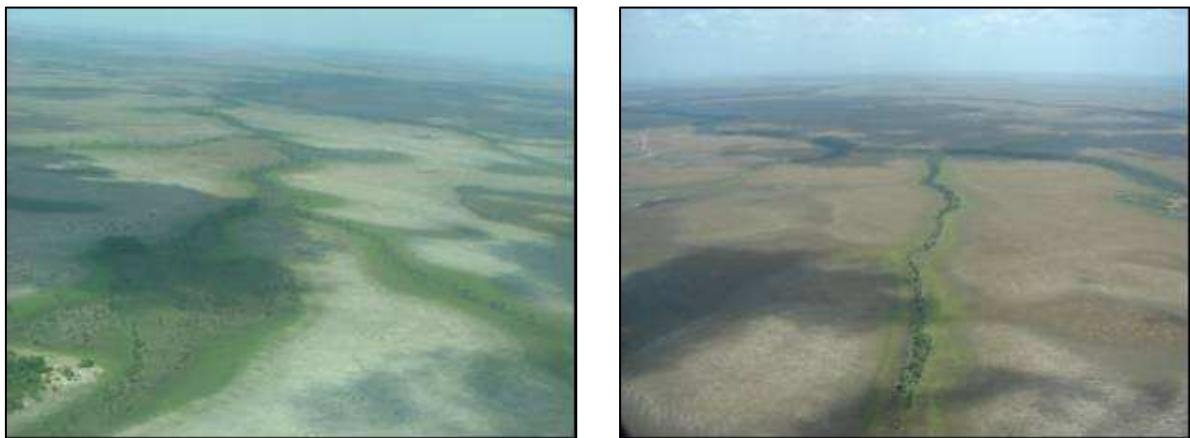


Fig. 33. Depressão de Boa Vista. a) mosaico poligonal de mata ciliar e veredas de buritis. b) Veredas de butitizais com baixa incisão da rede de drenagem e presença de lagos.
Noroeste de sede de Boa Vista



Fig. 33 c) Zona oeste da sede de Boa Vista, situada sobre a Depressão homônima.
Ao fundo Inselberg da Serra Grande.

Nos interflúvios rebaixados, pequenas colinas (*tesos*) de topos convexos são sustentadas por lateritos ferruginosos com altitudes em torno de 10 - 15 m em relação a base. Os depósitos de cobertura são predominantemente arenosos, semi-consolidados a inconsolidados, recobrindo litologias pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas. Nesses interflúvios são freqüentes a ocorrência de áreas abatidas, nas quais estão presentes inúmeros lagos, que em algumas situações coalescem para formar igarapés perenes (Fig. 34).



Fig. 34. Grande incidência de lagos na Depressão de Boa Vista.

Uma particularidade nessa sub-região hídrica é a presença de inúmeros lagos com geometria diversificada (gota, circular, elipsoidal e geminado), isolados da rede de drenagem ou conectados a mesma, conforme demonstrado nas Figuras 34 e 35. São lagos pequenos, com extensões que variam entre 0,5 e 20 hectares e na maioria dos casos, são menores que 5 hectares, com profundidades compreendidas entre decímetros a 2,5 metros. Exibem uma associação aos fluxos lineares de água superficial, como igarapés, veredas e brejos. Portanto, essencialmente formadores de drenagem (nascentes).



Fig. 35. Formato de lagos. a) circular isolado



Fig. 35. b) Geminado, indicando o comparecimento de dois “olhos d’água”.

Outra particularidade é a ocorrência de lagos orientados associados a zonas de fraturas ou até mesmo ocupando fraturas em um mosaico poligonal, indicando um controle tectônico desses lagos, os quais são entendidos como originários de afloramento do nível freático, sendo que alguns são perenes e outros temporários (Fig. 36).



Fig. 36. Geometria e orientação de lagos na bacia Cauamé. a) Lagos orientados em um mosaico poligonal.



Fig. 36. b) Detalhe de um lago com formato poligonal definido pela sua disposição em zona de fratura.

A Planície Amazônica comparece associada as maiores drenagens dessa sub-região hídrica, a exemplo dos rios Branco e Mucajá. Em imagens de satélite o

controle estrutural desse modelado é facilmente identificado pela retilinearidade dos depósitos dispostos nas margens dessas drenagens de maior expressão (Fig. 37).

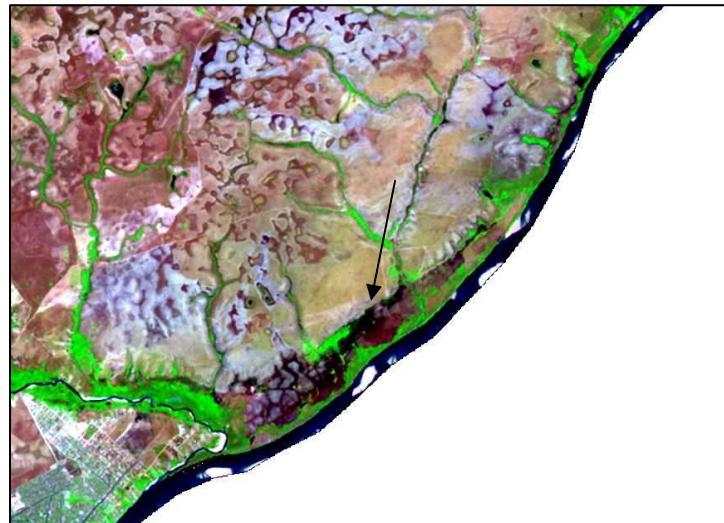


Fig. 37. Planície fluvial delineada pela retilinearidade de seus elementos. Região nordeste da sede de Boa Vista. Fragmento de imagem de satélite Landsat 5/TM, órbita/ponto 232/58 com cobertura em março 2004.

No extremo sul dessa sub-região hídrica comparece um discreto campo de dunas delineado por um relevo colinoso, com altitude em torno de 120 metros, sustentado por acumulações de areia finas, bem selecionadas de tonalidade amarelada (Fig. 38).

Interpreta-se que essa ocorrência deva ter sido originada provavelmente de um sistema de paleodrenagem que espraiava pela região e que atualmente estão relativamente fixas pela vegetação e remodeladas pelos ventos de direção NE para SW.



Fig. 38. Discreto campo de paleodunas atualmente fixados pela vegetação de pequeno médio porte. Região sul do município Boa Vista.

2.5 Sub-Região Hídrica Anauá

A sub-região hídrica Anauá situada na região centro-leste do Estado, apesar de sua grande extensão abrange somente 04 (quatro) compartimentos geomorfológicos: Pediplano Rio Branco-Rio Negro, Planaltos Residuais de Roraima, Depressão Rio Negro-Rio Branco e Planície Amazônica.

O Pediplano Rio Branco-Rio Negro corresponde a unidade de maior distribuição areal estando distribuído por toda a sub-região hídrica. Entretanto, sua maior continuidade situa-se no setor sul da área em parte entrelaçando-se com a unidade da Planície amazônica. Suas altitudes estão em torno de 90 a 110 metros e apenas em alguns setores atingem contas em torno de 120-130 metros relacionadas principalmente aos remanescentes lateríticos e/ou colinas residuais de topos suavemente convexos como produto dos rebaixamentos do Planalto Residual de Roraima, principalmente na forma de “campos de matacões” (Fig. 39).

Os Planaltos Residuais de Roraima tem sua maior expressão na sub-região hídrica Anauá, especialmente representados pelas grandes elevações localizadas no setor leste da região, a exemplo do conjunto de serras Baraúna, Anauá e principalmente serra da Lua que atinge altitudes de até 1.000 (Figs. 40 e 41a e b). Outras elevações de maiores expressões situam-se no extremo oeste da sub-região hídrica correspondendo ao relevo montanhoso das serras Ajarani e setor norte da

serra da Mocidade. No extremo noroeste da sub-região excepcionalmente um pico do conjunto serra do Mucajaí atinge a cota de 1.400 metros



Fig. 39. Campo de matações em meio ao Pediplano Rio Branco-Rio Negro. Região do município de São Luiz do Anauá.

Conforme Costa (1999, 2005), como na região centro - nordeste do Estado de Roraima ocorrem *inselbergs* elaborados sobre diferentes tipos de rochas (gnaisses, rochas vulcânicas e granitos), sugere-se a evolução dessa feição morfoestrutural a partir de uma superfície de aplanação; (a) contendo descontinuidades pré-existentes (falhas normais e famílias de juntas) que aliadas à percolação de água controlaram a instalação de uma frente de alteração sob condições tropicais úmidas; e (b) posteriormente, sob condições de clima semi-árido teria ocorrido a fase de remoção de grande parte do manto intempérico devido à erosão fluvial, que no sentido de Twidale (1982) é o principal agente responsável pela erosão continental e elaboração da paisagem dos *inselbergs*, a exemplo do que se delineou na bacia do rio Branco.

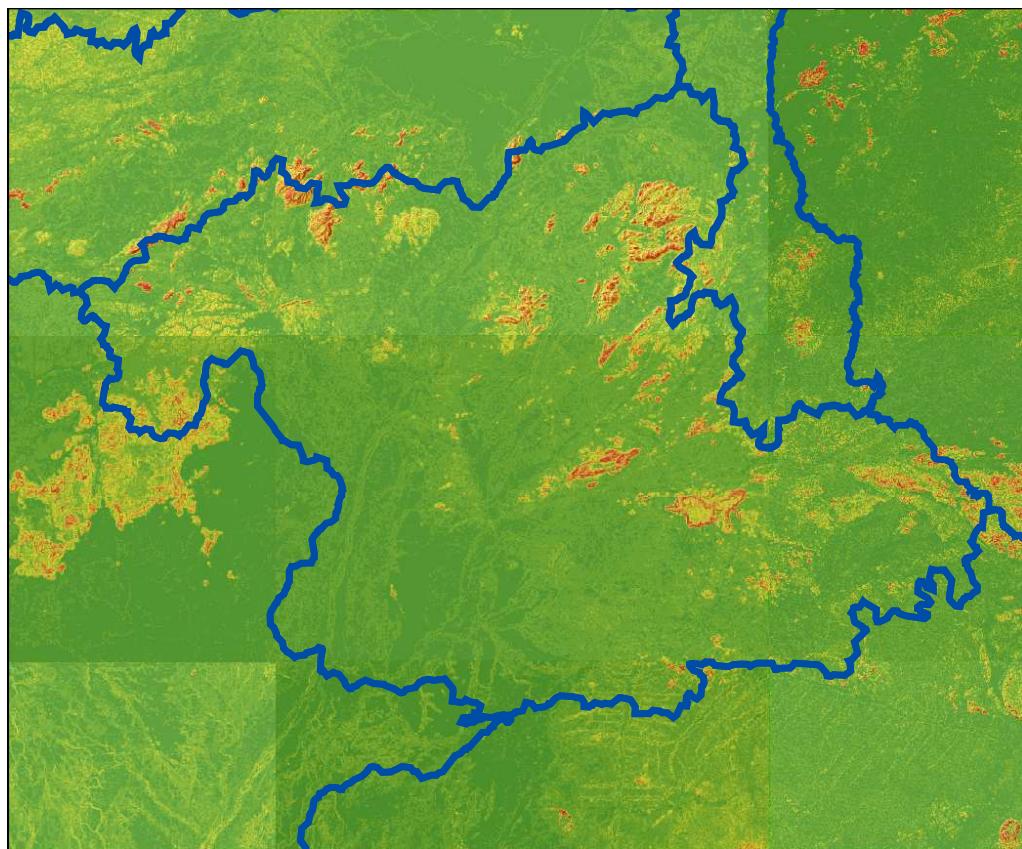


Fig. 40. Mapa declividade/sobreamento da sub-região Anauá. Tonalidade verde homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20º).



Fig. 41. a) Serra da Lua. Borda oeste

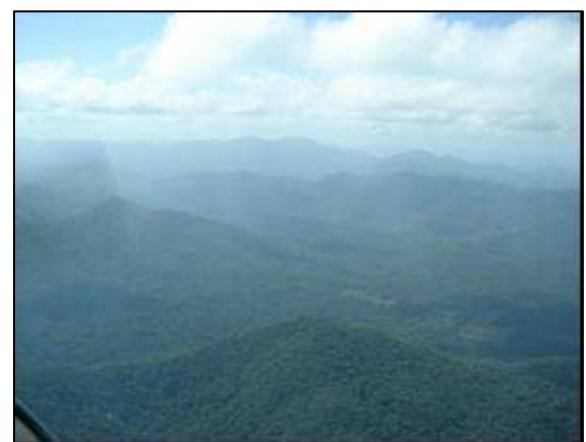


Fig. 41. b) Vista para o setor leste da serra. Município do Cantá.

Os processos de erosão fluvial conduziram à formação de vales planos relativamente limitados (pedimentos intermontanos); (c) e finalmente, a coalescência desses pedimentos levou a elaboração de uma superfície pediplanada (Pediplano Rio Branco) e a exposição de relevos residuais (*inselbergs restbergs*). A elaboração dessas morfoestruturas e seu avanço de amplitude topográfica foi acompanhada por movimentos neotectônicos, principalmente falhas normais e transcorrentes, as quais facilitaram a instalação de lagos, escarpas de falha e captura de drenagem. Nesse sentido, os *inselbergs* representam porções de prismas rotacionados por falhas normais (Fig. 42).

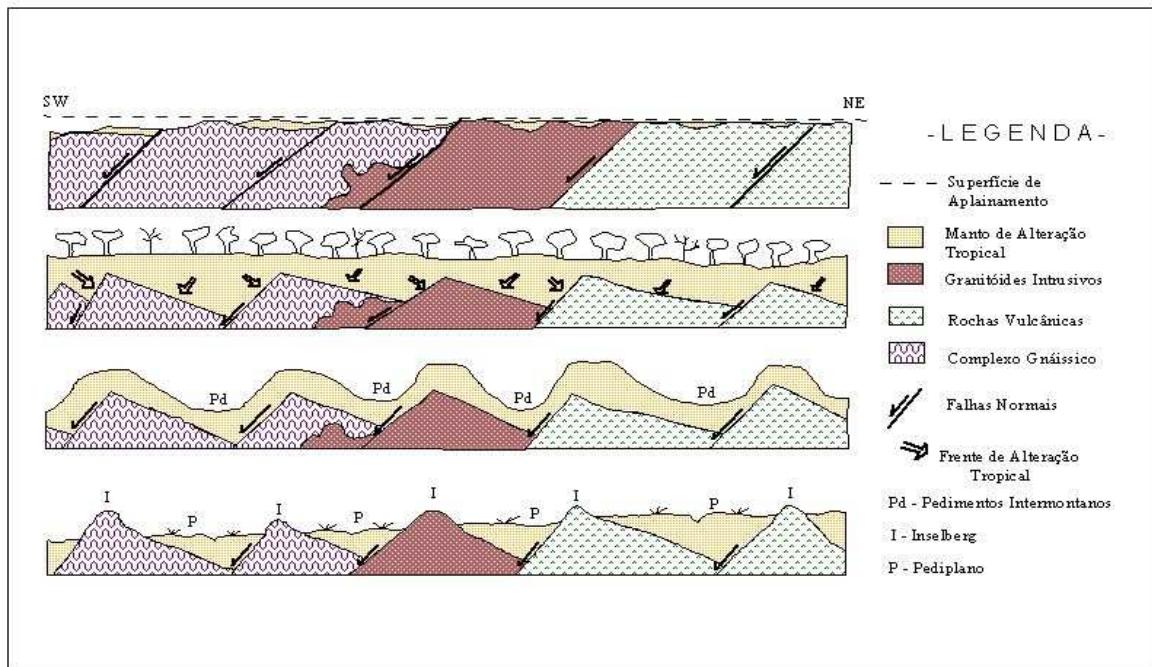


Fig. 42. Secção esquemática para a evolução dos *inselbergs* na região centro-norte de Roraima. Fonte: Costa (2005).

Outra interpretação para a evolução desse relevo residual é dada por Shaefer & Vale Jr. (1997), os quais admitem que os grandes *inselbergs* gnáissicos que ocorrem ao sul da área, foram desenvolvidos por processos de etchplanação, “sulcamento” de um manto profundamente intemperizado, o que é considerado um fenômeno dominante nas regiões de cerrado (Thomas, 1994), em que sedimentos

pré-intemperizados situam-se aos pés dos inselbergs e não há uma superfície pedimentada rochosa típica. Entretanto, essa interpretação não é adequada para a área pesquisada, visto que, comparecem amplas superfícies pediplanadas rochosas, a exemplo da que situada na região do interflúvio do igarapé do Machado e a serra do Urubu, no sul da área estudada, indicando que o recuo das escarpas ocorreu pelo desmantelamento dos blocos falhados.

A Depressão Rio Negro-Rio Branco tem suas primeiras ocorrências no setor sul da sub-região hídrica Anauá dispondo-se em contato entrelaçado sem nenhuma quebra significativa com o Pediplano Rio Branco-Rio Negro. É denotada, principalmente, por exibir os primeiros remanescentes de pequenas acumulações de areias hidromórficas fixadas por vegetação arbustiva, onde por vezes também são verificados a presença de pequenas depressões formando lagos (Fig. 43).



Fig. 43. Primeiras ocorrências do relevo plano da Depressão Rio Negro-Rio Branco. Região da estrada do “500”.

A Planície Amazônica tem suas maiores expressões ao longo do rio Branco e Anauá. Correspondem a depósitos de acumulação fluvial, áreas de várzeas e terraços fluviais abandonados (Fig. 44).



Fig. 44. Planície Amazônica. Depósitos fluviais na confluência do Rio Branco com o rio Anauá.

2.6 Sub-Região Hídrica Branco Sul

A sub-região hídrica Branco Sul compreende uma vasta área tendo três setores altimétricos bem definidos conforme demonstrado nas observações da declividade regional (Fig. 45): um relevo montanhoso correspondendo ao Planalto do Interflúvio Amazonas - Orinoco (no extremo noroeste sustentado pela serra Urucuzeiro com altitude de 1000m), bem como os Planaltos Residuais de Roraima representados pelas elevações do conjunto de serras Xiriana e setor centro-sul da Serra Mocidade com altitudes de até 1800 metros (Fig. 46).

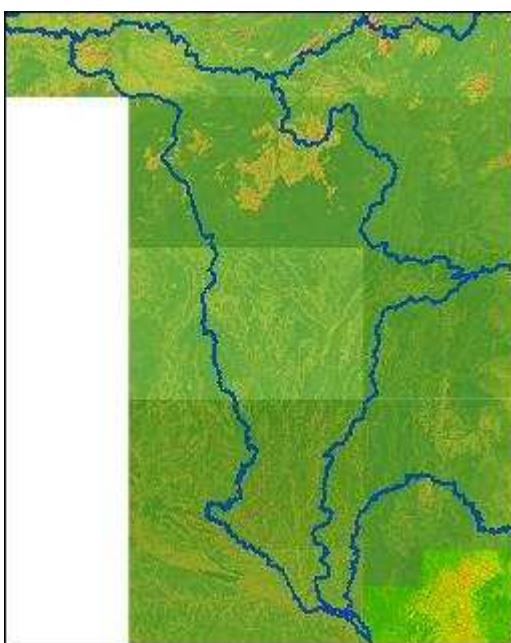


Fig. 45. Mapa declividade/sobreamento da sub-região Rio Branco sul. Tonalidade homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20°).

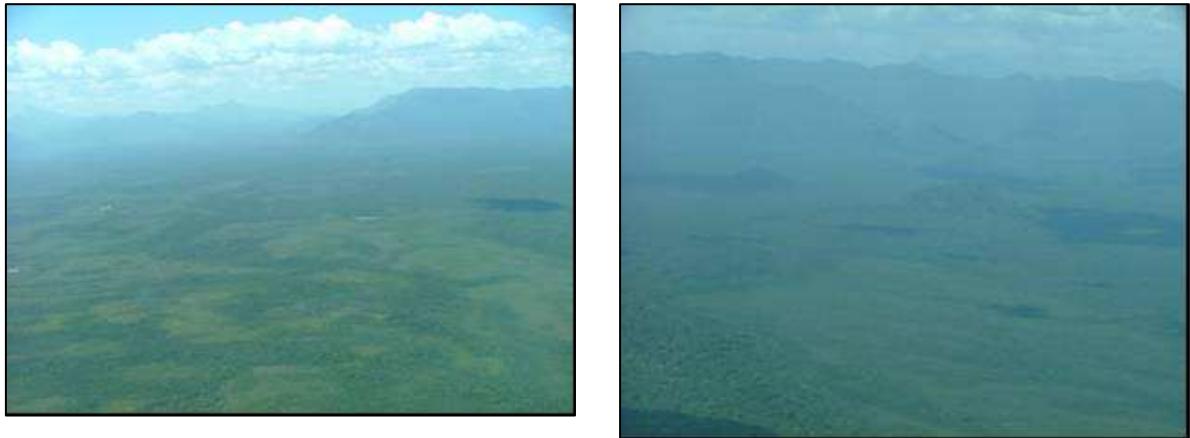


Fig. 46. Planaltos Residuais de Roraima. Contrafortes da serra da Mocidade em cristas e pontões.

O setor transicional está representado pelo Patamar Dissecado de Roraima e pelo Pediplano Rio Branco-Rio Negro. Enquanto que a grande unidade dessa sub-região hídrica é ocupada em quase toda a sua totalidade pela Depressão Rio Negro-Rio Branco em associação com a Planície Amazônica. A Depressão Rio Negro-Rio Branco tem como seus principais rios as drenagens essencialmente meandrantes dos rios Água Boa do Univini, Catrimani e Xeriuini na margem direita do Rio Branco (Fig. 47), e o rio Itapará na margem esquerda (Fig. 48).

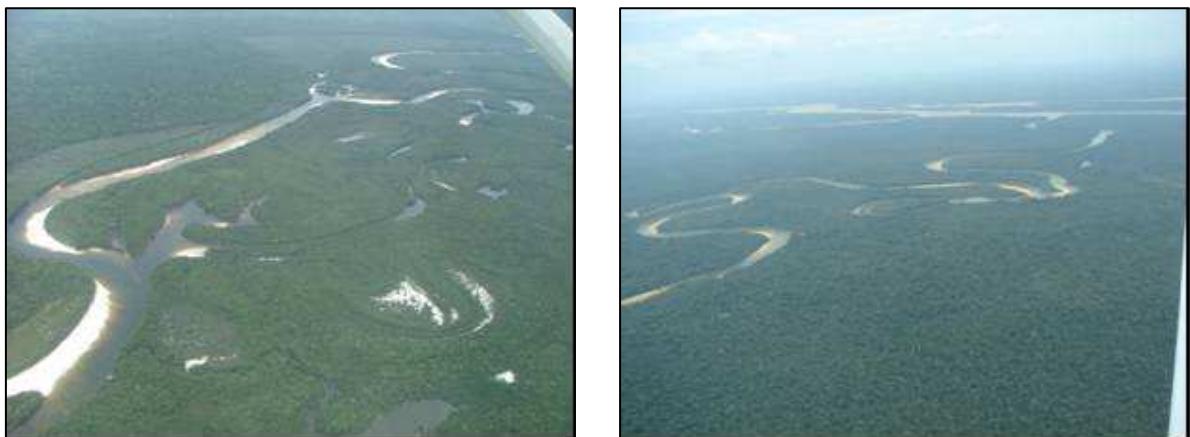


Fig.47. Principais drenagens da margem direita do rio Branco. a) sistema meandrante do rio Xeriuini; b) em primeiro plano rio foz do rio Catrimani, em segundo foz Água Boa do Univini.

Essa unidade situa-se sobre os sedimentos da Formação Iça e sedimentação holocênica. Corresponde, predominantemente, a extensas áreas abaciadas geralmente arenosas em suas partes mais elevadas; e nos setores mais rebaixados observam-se grandes áreas perenemente alagadas mesmo sob domínio florestado (Figs. 49 e 50).



Fig. 48. Rio Itapará. a) Sistema meandrante; b) Local de desembocadura no rio Branco.



Fig. 49. Zonas abaciadas permanentemente alagadas. a) corredores de alagamento; b) coalescência dos corredores formando extensas zonas alagadas.



Fig. 50. a) Domínio florestado alagado. b) Detalhe vereda de buritis em meio a uma zona abaciada.

Na região compreendida pelos rios Catramani-Água Boa do Univini comparecem campos de dunas em geral fixadas pela vegetação dominantemente rasteira e subordinadamente arbustiva. Esses extensos campos chegam a atingir o sopé das elevações da serra da Mocidade (Fig. 51).



Fig. 51. a) Campo de paleodunas Catrimani. b) detalhe de uma duna fixada pela vegetação.

Interrompendo a monotonia da depressão, no setor central, mais precisamente no interflúvio Catrimani-Água Boa do Univini, comparece uma pequena ocorrência mesozóica atribuído como um inselberg remanescente do Planalto Residual de Roraima, o qual corresponde a serra do Catrimani, tendo forma elíptica, sustentado por rochas sieníticas sob densa cobertura vegetal e bordejada por vegetação graminosa tipo campinarana alagada ao longo do ano (Fig. 52).



Fig. 52. Serra do Catrimani. Remanescente do Planalto Residual de Roraima em meio a Depressão Rio Negro-Rio Branco.

Na sub-região hídrica Rio Negro-Rio Branco, principalmente ao longo do baixo rio Branco, rios Xeriuini e Itapará o compartimento individualizado como Planície Amazônica é bastante expressivo ocorrendo na forma de áreas planas alongadas resultantes da acumulação fluvial, sujeitas a inundações periódicas se constituindo nas várzeas atuais. Também, com freqüência são observados terraços fluviais abandonados que por vezes apresentam rupturas de declive em relação as planícies de inundaçāo e das várzeas situadas em níveis mais abatidos. (Fig. 53).



Fig. 53. Planície Amazônica. a) extensa planície do meandrante rio Xeruini; b) planície do rio Itapará demonstrando terraços de acumulação com ruptura de declive.

Outra feição que chama atenção corresponde a formas anômalas de drenagem, onde verifica-se que as mesmas mostram feições aguçadas de drenagens em sentidos contrários ao escoamento do canal principal formando lagos de aparência distintas. Essas anomalias são freqüentes nas regiões dominadas por terrenos arenosos, sugerindo tratar-se de zonas de solapamento da base com consequente aprisionamento de corpos aquosos em geral conectados com a drenagem principal (Fig. 54).



Fig. 54. Anomalias de drenagem em zonas arenosas, contrárias à direção da corrente principal indicada pelas setas. a) rio Itapará; b) rio Xeruini.

A sub-região hídrica Baixo Rio Branco devido ser predominantemente ocupada pela Depressão Rio Negro-Rio Branco (também conhecida por Pantanal Setentrional

pelos técnicos da CPRM), exibe inúmeros corredores ocupados ora por campinaras, ora por veredas de buritis (esses em geral em presença de águas estagnadas) e aqui considerados como zonas alongadas inundáveis praticamente ao longo do ano todo, já que há pouca diferente paisagística nas estações de seca e chuvosa em Roraima, nessa região.

Entre os corredores rebaixados e inundados ocorrem também inúmeros mosaicos de vegetal de tipo hiléia amazônica, que por vezes coalescem interrompendo as zonas estreitas inundáveis. Verificou-se que no interflúvio dos rios Catrimani-Água Boa do Univini mesmo no chamado período seco as zonas florestadas apresentam quase que permanente uma lâmina d'água em torno de 40 - 60 cm; em terrenos arenosos denotando ser um ambiente complexo e que ainda carece de intensas investigações para ser caracterizar possíveis usos desse ecossistema (Fig. 55).

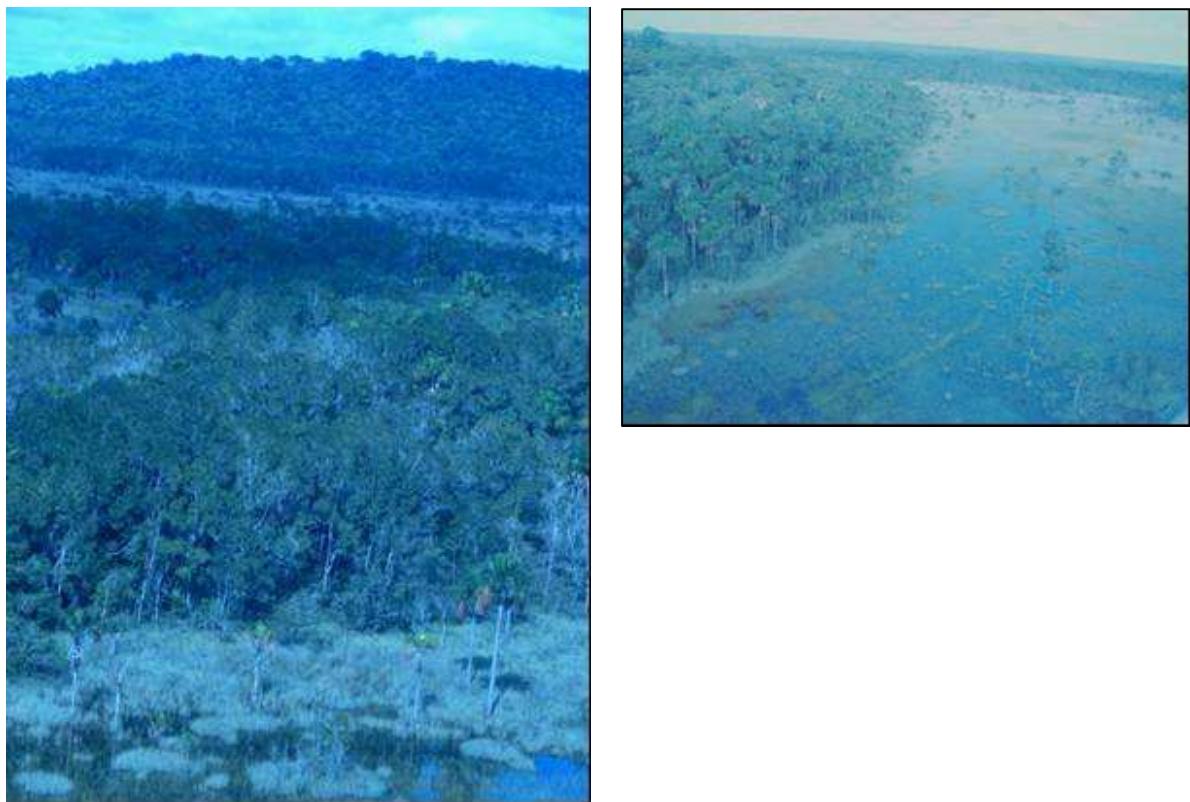


Fig. 55. a) Domínio florestado alagado, em segundo plano serra do Catrimani; b) transição de campinarana para buritizais evoluindo para domínio florestado.

2.7 Sub-Região Hídrica Jauaperi

A sub-região hídrica Jauaperi situa-se no setor sudeste do Estado de Roraima, e é considerada, neste trabalho, como incorporando cinco compartimentos geomorfológicos, sendo que dois são dominantes (Pediplano Rio Branco-Rio Negro e Depressão Rio Negro-Rio Branco). Subordinadamente comparecem representantes dos Planaltos Residuais de Roraima, Patamar Dissecado de Roraima e mais restritamente a Planície Amazônica.

O Pediplano Rio Branco - Rio Negro ocorrem de maneira contínua por todo o setor norte da sub-região hídrica, onde é freqüentes a presença de um relevo plano de colinas suaves, vales pouco profundos entalhados por sulcos e ravinas de drenagens de primeira ordem. É comum a presença de campos da matacões especialmente nos arredores ao sul de Rorainópolis, São Luis do Anauá e São João da Baliza (Fig. 56).



Fig. 56. Ocorrência de aglomerados de matacões em meio ao Pediplano Rio Branco-Rio Negro. Adjacências de Rorainópolis.

A Depressão Rio Negro-Rio Branco é drenada essencialmente pela bacia do rio Jauaperi que, caracteristicamente, escoa de norte para sul, indo desaguar no rio Negro. As características dessa unidade são as mesmas daquelas descritas para a sub-região do Baixo Rio Branco.

As elevações representantes dos Planaltos Residuais de Roraima comparecem principalmente no extremo leste da sub-região hídrica fronteira com o Estado do Pará em domínios serranos nas adjacências da Hidrelétrica do Jatapu (Fig. 57) e nas cabeceiras do rio homônimo, atingindo altitudes de até 700 metros. O mapa de declividade (Fig. 58) também demonstra que outros residuais mais expressivos situam-se nas proximidades de Vila Nova Colina, Cabeceira do rio Alalaú e no extremo sudeste do Estado na região da Terra Indígena Waimiri-Atroari.



Fig. 57a. Reservatório da hidrelétrica Jatapu. b) em primeiro plano setor de represa da hidrelétrica, em segundo ocorrência do Planalto Residual de Roraima.

Neste relatório adotou-se o termo Patamar Dissecado de Roraima, para o domínio geomorfológico que ocorre no extremo sudeste do Estado, em detrimento de Depressão Periférica do Norte do Pará individualizada pelo IBGE (2005). Este procedimento foi adotado em função de que essa região, tanto nos trabalhos de campo quanto nas observações texturais, demonstra semelhantes características com o setor noroeste do Estado, com domínio florestado e altitudes aproximadas. Também considera-se que se está realizando um trabalho de mais detalhamento geomorfológico do Estado de Roraima (Esc. 1:250.000) e publicado na Escala 1:500.000.

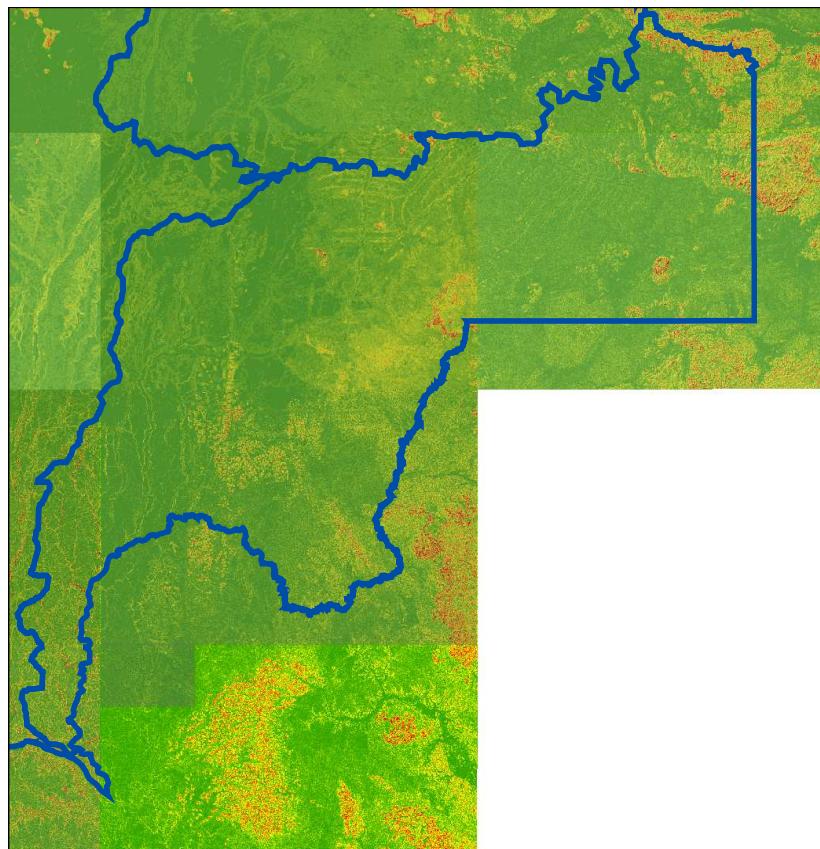


Fig. 58. Mapa declividade/sobreamento da sub-região Jauaperi. Tonalidade verde homogênea (região plana), vermelha (inclinação superior a 20°)

Portanto, nesse setor, o Patamar Dissecado de Roraima encontra-se instalado sobre granitóides Água Branca e Jauaperi, além de inúmeras ocorrências de residuais lateríticos conforme descrito pela CPRM (2003). Na RR-221. Bons representantes desse domínio são observados na RR-221, região da vila Jundiá, onde residuais lateríticos delineiam um relevo colinoso relativamente movimentado e desagragado constituindo vários depósitos coluviais (Fig. 59), o mesmo ocorrendo na BR-174 no sentido da fronteira com o Estado do Amazonas (Fig. 60).

A Planície Amazônica, na sub-região hídrica Jauaperi, comparece de forma restrita, principalmente ao longo do rio Macucuaú e baixo Juaperi, dominantemente na forma de áreas planas arenosas resultantes da acumulação fluvial sujeitas a inundações periódicas.



Fig. 59. Relevo colinoso levemente movimentado. Região de Jundiá.



Fig. 60. Residuais lateríticos na BR-174, às proximidades da fronteira com o Estado do Amazonas.

2.8 BREVE EVOLUÇÃO DO RELEVO

De acordo com Franco et al. (1975), considera-se que o Monte Roraima é a parte sul de um dos conjuntos de planaltos areníticos tabulares existentes na fronteira com a Venezuela, onde receberam os nomes de Ayam Tepui e Uei Assipu. Apresenta um relevo aplainado, com recortes de ravinas, que trunca a estrutura subhorizontal do Supergrupo Roraima. Representa assim restos de um extenso aplainamento, o mais alto e mais nitidamente identificável do Brasil.

Estes resíduos são geralmente contornados por sedimentos ravinados, algumas vezes escalonados, dando superfícies estruturais localizadas. O monte Roraima e as Serras Uafaranda, Uratanin, Tepequém, Neblina e do Araçá constituem os testemunhos destes relevos tabulares elevados.

Eles foram mapeados como a superfície estrutural erosiva e não representam apenas um nível erosivo. Têm em comum, contudo, sua extensão limitada ao Supergrupo Roraima. Conforme os autores, não se pode determinar se esses resíduais representam um ou mais níveis de erosão, por falta de base altimétrica de qualidade.

Estes relevos residuais têm marcado controle estrutural que os ret alhou em direções preferenciais e facilitou o isolamento das serras mencionadas. A tectônica é predominantemente em estilo *horst-graben*. A erosão atuou sobre estes blocos falhados em muitos exemplos significativos. Assim, a serra Uafaranda é considerada um *graben* do Supergrupo Roraima. Os blocos do *horst* foram intensamente erodidos e atingiram o então Complexo Guianense. Deste modo o *graben* está agora elevado e forma a serra Uafaranda.

Em consequência, o Uraricoera que atravessa o *graben*, é um rio de escarpa de falha, que após a inversão, passou a ser rio de escarpa de linha de falha. O vale morto do Uraricoera ainda tem seus vestígios no atual curso do rio Uraricaá. Os rios Parima e Uauaris eram também rios de escarpa de falha e constituem a rede de drenagem atual em escarpa de linha de falha.

O encaixamento do Uraricoera na estrutura falhada processou-se a partir da abertura de duas *perceés*. Evidencias disso são gargantas nas duas extremidades da estrutura (ao N do Uraricoera a ou S do rio Parima) que apresenta feição cuestiforme e o trecho mais retilíneo se encaixou em linha de fratura. Em consequência deste cimento a drenagem da *perceé* do Uraricoera capturou a da *perceé* do rio Parima.

O igarapé Linepenome apresenta uma fase análoga, sem que ocorresse a captura. É possível identificar uma evolução cuestiforme para esse relevo, uma vez que estabelecem *buttes* e outras *perceés* em desenvolvimento.

A captura do rio Parima é bem demonstrativa, porque ela começa em direção SW-NE. Isto indica uma direção de drenagem pré-captura em direção à Venezuela e posteriormente para NE, para o território brasileiro. Esta é uma evidência importante para o diagnóstico da captura e indica que o *horst* hoje invertido no norte evoluiu mais rapidamente que o do sul da área no âmbito da Folha NA.20-V-B.

Acompanhando-se o curso do Uraricoera, desde a serra Uafaranda, no *graben* topograficamente invertido, constata-se que esse rio desce gradualmente em meio a um relevo dissecado, até atingir o Pediplano Rio Branco-Rio Negro. Essa dissecação instalou-se em falhamentos do tipo *horst-graben* no Supergrupo Roraima. A ligação de um pediplano já identificado com os relevos aplinados de

topos do Supergrupo Roraima é o único elemento que permite correlação sobre idades das duas superfícies aplainadas, porque o Pediplano Rio Branco-Rio Negro é datado como Pleistocênico.

O relevo dissecado em colinas se eleva gradualmente e não chegou ao estágio de aplainamento do Pediplano. Ele termina dentro da área de relevo invertido, no *horst* que separa os aplainamentos de topo. A inversão de relevo iniciou-se então num tempo imediatamente anterior, no Plioceno. A tectônica de blocos falhados foi movimentada até, pelo menos no Terciário. O exemplo de movimentação tectônica terciária na serra Uafaranda, ainda que muito nítido não é único. Assim, a serra Urutanin mostra a mesma evolução.

Franco et al. (1975) comentaram que o *graben* da serra Parima é também uma estrutura em movimentação recente, porque se fosse contemporâneo do *graben* da serra Uafaranda, suas feições não poderiam ser tão bem conservadas. A diferença entre o relevo invertido na serra Uafaranda e o *graben* da serra Parima é em grau de evolução. A litologia de arenitos da Uafaranda propicia condição de resistência ao clima úmido, mas a da serra Parima deveria já ter desaparecido num tipo de dissecação comum na área, já que está assentado em litologias de rochas cristalinas (granitos e gnaisses). Isto significa uma tectônica com movimentação recente, que poder ser investigada com outros dados.

Em quase toda a área mapeada, as estrutura falhadas são abundantes, apresentando formas de relevo correspondentes. A simples conservação dos relevos tectônicos é, por si mesma, uma evidencia de movimentação de tectônica em períodos recentes. Há dados para se datar o inicio da movimentação da tectônica em litologias pré-cambrianas no *graben* do Takutu (Montalvão et al., 1975). Este *graben*, que se estende para a Guiana, está referenciado como de idade jura-cretácia. Ele está truncado, agora, pelo Pediplano Rio Branco-Rio Negro. Não há razões litológicas para explicar o desaparecimento geomorfológico desta estrutura e a inversão de outras já referidas, donde se conclui que a movimentação tectônica das serras Uafaranda, Parima, Urutanin e outras é posterior à do *graben* do Takutu. Este fato confirma a evolução geomorfológica do rio Uraricoera, já referida, e posiciona uma tectônica até o Pleistoceno.

Por outro lado, a imagem de radar mostra alinhamentos de drenagem na direção SW-NE no Pediplano Rio Branco-Rio Negro, referido ao Pleistoceno. Este aplainamento desenvolveu-se sobre a Formação Boa Vista. Não se pode precisar, neste nível de mapeamento, se esta Formação foi depositada adaptando-se às direções tectônicas do *graben* Takutu ou se ela foi movimentada depois de sua deposição. De qualquer modo, a sugestão de tectônica pós-pleistocênica não pode ser descartada ainda. As evidências geomorfológicas desta tectônica não criaram escarpas de linhas de falhas em todas as áreas. Usou-se, por isto, a denominação de frente dissecada de blocos falhados.

Por outro lado, a conservação de estruturas circulares com relevos positivos de granitos dentro do então Complexo Guianense seria mais bem explicada por modificações paleoclimáticas, que conservaram as intrusões e dissecaram as rochas gnáissicas e xistosas circunjacente.

Os altos níveis de aplainamento do topo no Supergrupo Roraima estão especialmente separados por um conjunto variado de tipos de erosão. Grandes quedas d'água aparecem nas bordas escarpadas. Elas são do tipo livre, no modelo do conhecido Algel Falls da Venezuela. A maior parte apresenta nichos na base devido à sua grande altura. Este tipo de queda tende a conservar a superfície de topo porque não atua, pela erosão, nos pontos de ruptura de declive. A abundância destes saltos é explicada pela ausência de permeabilidade das rochas do Supergrupo Roraima. Quando resultam de falhamentos, fazem aberturas estreitas em canyons, como ocorre na serra Urutain. Outra forma de ataque erosivo é representada por pedimentos simples que unem as cornijas dos aplainamentos ao nível de dissecação mais baixo, que são bem notados na serra do Araçá.

No monte Roraima são comuns os pedimentos escalonados sob controle estratigráfico. O ataque por tipos de relevos de dobramentos é raro. Na serra do Araçá dobrar uma pouco mais falhadas permitiram a instalação de uma grande abertura do tipo *combe*. Também a incidência de evolução de relevo sobre influência de dobrar suaves nas serra Tepequém e Lilás.

Em conclusão neste trabalho admite-se que a evolução da região ocorreu sob influência de variáveis tectônicas gerando escarpas de falhas, seqüência de *horts* e *grabens*, cuestas, capturas de drenagens, entre outros produtos. A

superfície de aplainamento Rio Branco deve ter tido sua evolução da paisagem através de processos distintos: no norte, nas adjacências dos contrafortes do Planalto das Guianas, essa superfície apresenta um delgado capeamento de solo arenoso assentado diretamente sobre rocha inalterada, refletindo a continuidade lateral dos inselbergs, sugerindo que ocorreu a formação de pedimentos que coalesceram para a elaboração de parte do piediplano; enquanto que a partir do rio Mucajáí em direção a sul, a paisagem teria evoluído por processos de etchplanação, onde se observa a existência de espesso manto de alteração, com a individualização dos horizontes ferruginoso concretionário, argiloso mosqueado e horizonte de transição e que posteriormente a desagregação do manto laterítico associado ao recuo das vertentes delineou os grandes inselbergs. Contudo, com base nos diferentes *landforms* e em outras feições estruturais, a exemplo da de contrastantes gradientes morfológicos, e ampla diversidade de padrões e de anomalias de drenagem (longos lineamentos de drenagem, bloqueios de drenagem gerando lagos, testemunhos de áreas soerguidas (*horts* e *grabens*) que alcançam altitudes quilométricas em meio a áreas de extensas planícies de sedimentos modernos (região centro-norte do Estado), basculamento de blocos impondo migrações de canais e formação de amplas redes de paleocanais ou meandros abandonados (região sudoeste), considera-se que a tectônica ressurgente (neotectônica) tem um papel fundamental na evolução da paisagem dessa extensa região, conforme discutido anteriormente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'SABER, A. N. O suporte geológico das florestas ribeirinhas (ciliares). In: RODRIGUES, R.; FILHO, H. (coord.) *Matas ciliares: conservação e recuperação*. São Paulo: EDUSP/FAPESP, 2000. p, 15-25.
- ALEVA, G.J.J. Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern Edges of the Guyana Shield, South America. *Economic Geology*, 76(5): 1142-1152. 1981.
- ALFONSO, L. H. E VALERO, N. Desarrollo sustentable del Bosque Húmedo Tropical. Ciudad Guayana, Venezuela, UNEG, 2005. 278p.
- 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, P. de A.; PROENÇA, C. E. B.; SANO, S.M.; RIBEIRO, J. F. Cerrado: espécies vegetais úteis. Planaltina: Ministério da Agricultura-EMBRAPA, 1998. p. 464.
- AMARAL, G. *Geologia Pré Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo : USP, 1974. 212 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1974.
- AMARAL, G.; RAMGRAB, G. E.; MANDETTA, P., DAMIÃO, R. N. Determinações geocronológicas e considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na porção setentrional do Território de Roraima. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 24., 1970, Brasília. Boletim epecial...Brasília : SBG, 1970. p. 77- 79.
- AMBTEC, Fundação do Meio Ambiente e Tecnologia de Roraima. Roraima. O Brasil do hemisfério norte: diagnóstico científico e tecnológico para o desenvolvimento. Roraima: AMBTEC, 1994.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Inventário de Estações Pluviométricas, Brasília, v. 1, n. 1, p. 1-16, nov. 2006.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Inventário de Estações Pluviométricas, Brasília, v. 1, n. 1, p. 1-16, nov. 2006.
- ARANTES, J.L. & MANDETTA, P. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Urariquera, Aracaçá, Parima e Uuauris. Manaus. DNPM/CPRM, 25p. (Relatório de progresso).
- ARAÚJO NETO, H.; BO NOW, C. de W.; AMA RAL, J. A. F. do; CARVALHO, V. G. D. de. Projeto Tapuruquara. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. v. I, il.
- 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.
- ARAÚJO, M. L.; FREITAS, S. S.; LIMA, A. M. M; GONÇALVES, R. F. Orientações básicas para elaboração de projetos de educação ambiental. Belém: SECTAM - Secretaria Executiva de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente. 2005. 48p.
- ARAUJO, W.; ANDRADE JUNIOR, A.; MEDEIROSE, R.; SAMPAIO, R., 2001. Precipitação mensal provável em Boa Vista, Estado de Roraima, Brasil. Disponível em: (<http://www.Agriambi.com.br>). Acesso em: 10/01/2006.
- ARAÚJO, W.F.; ANDRADE Jr, A. S.; MEDEIROS, R. D.; SAMPAIO, R. A. Precipitação pluviométrica mensal provável em Boa Vista, Estado de Roraima, Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Vol.5, n.3, p.563-567, 2001.
- ARAÚJO, W.F.; ANDRADE Jr, A. S.; MEDEIROS, R. D.; SAMPAIO, R. A. Precipitação pluviométrica mensal provável em Boa Vista, Estado de Roraima, Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. Vol.5, n.3, p.563-567, 2001.
- ARCO-VERDE M. F., TONINI, H. E MOURÃO JUNIOR M. A silvicultura nas savanas de Roraima. In - Savanas de Roraima- etnolocologia, biodiversidade e potencialidades agrosilvopastoris. Boa Vista, FEMACT, 2005. 200p.
- AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. São Paulo: DIFEL, 2001. 332p.
- AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. São Paulo: DIFEL, 2001. 332p.

- BARBOSA, J. B. As Formações Florestais de Roraima. *Ação Ambiental*, Ano VIII, Nº 32, p. 15-18, Julho-Agosto, 2005.
- BARBOSA, O., RAMOS, J. R. A. Território do Rio Branco: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. *B. Div. Geol. Mineral.*, RJ, 196p, 1959.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J. R. de. Território do Rio Branco: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. 49 p. il. mapas. (Boletim n.196). 1956.
- BARBOSA, O. 1966. Geologia Básica e Econômica da área do Médio Tapajós; Estado do Pará. Rio de Janeiro. DNPM. (126). p.1-53 (Relatório técnico)
- BARBOSA, R.I.; FERREIRA, E. J.; CASTELLÓN, E. G. (eds.). *Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. Manaus: INPA, 1997.
- BARBOSA, R. I. e MIRANDA I. S. Diversidade de Savanas de Roraima. *Ação Ambiental*, Ano VIII, Nº 32, p. 19-23, Julho-Agosto, 2005.
- BARBOSA, R.I. e MIRANDA, I. Fitofisionomias e Diversidade Vegetal das Savanas de Roraima. In: BARBOSA, R.I.; SOUZA, J. M.; XAUD, H.A. (eds.) *Savanas de Roraima: etnoecologia, biodiversidade, potencialidades agrosilvipastorais*. Boa Vista: FEMACT, 2005. p. 61-78.
- BARBOSA, R.I.; SOUZA, J. M.; XAUD, H.A. *Savanas de Roraima: Referencial Geográfico e Histórico*. In: BARBOSA, R.I. ; SOUZA, J. M.; XAUD, H.A (eds.) *Savanas de Roraima: etnoecologia, biodiversidade, potencialidades agrosilvipastorais*. Boa Vista: FEMACT, 2005. p.11-19.
- BARBOSA, R. I. COSTA E SOUZA, J. M., E XAUD, H. A. M., *Savanas de Roraima: referencial geográfico e histórico*. In - *Savanas de Roraima- etnoloeconomia, biodiversidade e potencialidades AGROSILVOPASTORIS*. BOA VISTA, FEMACT, 2005. 200P.
- BARBOSA, R. I., MIRANDA, I. DE SOUZA. *Fitofisionomias e diversidade vegetal das savanas de Roraima*. In - *Savanas de Roraima- etnoloeconomia, biodiversidade e potencialidades agrosilvopastorais*. Boa Vista, FEMACT, 2005. 200p.
- BARROS, Nilson Cortez Crócia de. *Roraima: paisagens e tempo na Amazônia setentrional*. Recife: Editora da Universidade Federal de Pernambuco, 1995.
- 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. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. Anais... DNPM. p.453 - 473.
- BASTOS, T. X. Sistema de Produção da Pimenta-do-reino. Embrapa Amazônia Oriental. Sistemas de Produção, 01. Dez./2005.
- BASTOS, T. X. Sistema de Produção da Pimenta-do-reino. Embrapa Amazônia Oriental. Sistemas de Produção, 01. Dez./2005.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. Exemplos de indicadores neotectônicos nos rios da Amazônia. In: Simp. Geol. Amaz., VII. Belém, SBG-NN. CD-ROM. 2000.
- BERRANGÉ, J. P. The geology of southern Guyana, South America. [S. l.] : Inst. Geol. Sci., 1977. (Overseas Memoir, n. 4).
- BERRANGÉ, J.P. 1973. A synopsis of the geology of southern Guyana. Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geol. Sci., London. 26, 16p.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Florianópolis. UFSC (ed). 425p. 1994.
- BOMFIM, L.F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J.B. de; VIÉGAS FILHO, J. de R.; MANDETTO, P.; KUYUMJIAN, R.M. & PINHEIRO, S. da S. 1974. Projeto Roraima; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, vol. IA-D, II.
- BONFIM, L. F. C. Projeto Roraima. Relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, V.10 IN 15, 1974.

- BORGES, F. R., D'ANTONA, R. de J. G. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1989, Belém. Anais... Belém : SBG, 1988. 6 v. v.1, p.155- 163.
- BORGES, F.R. 1990. Projeto Serra do Repartimento. DNPM/Manaus. CPRM. (Relatório de Progresso).
- 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 Territorio do Rio Branco: Relatório Interno. Belém, Petrobras/Renor, 350-A, 17 p.
- BRANDÃO, R. de L. Paredão. Folha NA.20- X- C- III. Relatório Final. Manaus : CPRM/MME, 1994. 113 p.
- BRANDÃO, R. de L.; FREI TAS, A. F. de F. Serra do Ajarani. Folha NA.20- X- C- VI. Relatório Final. Manaus : CPRM/ MME, 1994. 153 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.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Depto. Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha N.º21, Tumucumaque, NB. 20. Roraima e NB.21. vol. 8. Rio de Janeiro, 1975.
- BRASIL, A. Berço Histórico de Boa Vista. Boa Vista: DLM, 1996.
- BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA. 20 Boa Vista e parte das Folhas NA. 21. Tumucumaque, Na. 20 Roraima e Na. 21. RJ, v.8, 1975.
- BRASIL-MINISTERIO DA DEFESA – Plano de Desenvolvimento Local e Integrado, Fundação Getulio Vargas, ISAE- 2001
- BRASIL-MINISTERIO DA EDUCAÇÃO – INEP- 2004
- BRAUN, O. P. G. Projeto Roraima, 2a Fase; Levantamento geológico integrado: Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à "Foto interpretação Preliminar". Manaus: DNPM/CPRM, 1973. 218 p. II
- 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.
- BRIDGEWATER, D.; WINDLEY, B. F. Anorthosite, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic Shield during the mid-Proterozoic. In: Lis ter, L. A (ed.), SYMPOSIUM ON GRANITES, GNEISSES AND RELATED ROCKS, 1973. Special Publication. [S.I. : Geological Society of South Africa, 1973. v.
- CAMARGO, M. N.; JACOMINE, P. K. T.; OLMOS, I. L. J. e CARVALHO, A. P. Proposição preliminar de conceituação e distinção de Podzólicos Vermelhos-Escuros. In: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA : Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Rio de Janeiro. Conceituação sumária de algumas classes de solos recém-reconhecidos nos levantamentos e estudos de correlação do SNLCS. Rio de Janeiro, p.7-20, 1982b.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém. Petrobrás-Denor. 641-A. 96p. (Relatório técnico).
- CARNEIRO, R. G.; ANDRADE, F. G.; SILVA, G. O. P. Reconhecimento geológico do T.F. de Roraima (Graben Tacutu). Rio de Janeiro : Petrobrás/Renor, 1968. (Relatório Interno 122).
- CARRANZA T. T. Flora e fitossociologia de áreas circundantes a lagos naturais de savanas próximas à cidade de Boa Vista – RR. Monografia. UFRR, Boa Vista 2006.44p.
- CASTRO, J. C.; BARROCAS, S. L. S. Fácies e ambientes de posicionais do Grupo Roraima. Rio de Janeiro : Petrobrás/Cenpes, 1986. 20 p.
- CNM- Confederação Nacional dos Municípios, Base de dados 2007.
- COLE, M. M. The savanas- biogeography and geobotany. Londres, Academic Press. 1986. 438p.

COMPANHIA PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Central do Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília. 2003. CD-ROM.

COMPANHIA PESQUISA E RECURSOS MINERAIS.. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Caracaraí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiros), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas . Brasília : CPRM, 2000. CD-ROM.

COMPANHIA PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiros), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas . Brasília : CPRM, 1998.

COMPANHIA PESQUISA E RECURSOS MINERAIS. CD-ROM Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Roraima. Brasília : CPRM, 2003

COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1974. Geomorphology in environmental management. Oxford , Clarendon Press. 405p.

COSTA, J.A.V. Tectônica da Região Nordeste do Estado de Roraima. Belém. Centro de Geociências. 1999. 315p. (Tese de Doutorado).

COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. Resumos Expandidos. SBG-NN, 1996. p. 284 - 86.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, A.R; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA; H.L.S. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia. In: Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia. Manaus. Resumos. FUA/INPA/UNESCO. 1993. P.103-06.

COSTA, J.A.V. & COSTA, J.B.S. 1996a. Estruturação Proterozóica ao Longo da BR-174 Vila Pacaraima – Rio Surumu. Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. Resumos Expandidos. SBG-NN, p. 313 - 15.

COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V. 1996b. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. Resumos Expandidos. SBG-NN, p. 284 - 86.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências. 21(2): 146-160. 1991.

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.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Monitoramento Hidrológico 2006. Boletim nº 26. 10p. 2006.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Monitoramento Hidrológico 2006. Boletim nº 26. 10p. 2006.

DALL'AGNOL, R.; DREHER, A. M.; ARAÚJO, J. F V.; ABREU A. S. Granito Surucucus. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., 1975. Anais...Belém: DNPM, 1975.

DAMIÃO, R.N. 1969. Nota Sobre a Geologia e os Recursos Minerais da Área do Projeto Roraima. Manaus. DNPM. (41) ((Relatório ostensivo).

EDEN, M. J., FURLEY, P. A., MCGREGOR, D. F. M., MILLIKEN W. and RATTER, J. A. Effect of forest clearance and burning on soil properties in northean Roraima, Brazil. Forest Ecology and Management. Elsevier Sciençé Publishers B., Amsterdam, 38:283-290, 1991.

EIRAS, J. F., KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. Seminário sobre rifts continentais. Rio de Janeiro: Petrobrás/De pex, 1987. p. 107-139.

EMBRAPA. Centro Nacional de pesquisa de solos. Procedimentos Normativos de Levantamentos Pedológicos. Brasília: EMBRAPA – SPI, 101p., 1995.

EMBRAPA, Centro Nacional de pesquisa de solos. Manual de métodos de Análise de solo. Rio de Janeiro, 1997.

EMBRAPA, Centro Nacional de pesquisa de solos. Sistema Brasileiro de Classificação de solos. Rio de Janeiro, 306p., 2^a Edição. 2006.

EMBRAPA, Centro Nacional de pesquisa de solos. Sistema Brasileiro de Classificação de solos. Rio de Janeiro, 412p., 1999.

EMBRAPA, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras da área do Polo Roraima., boletim de pesquisa nº18, RJ, 1983.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidade de mapeamento, normas em uso pelo SNLCS. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS, 67p., 1988.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

EMSLIE, R.F.; MORSE, S.A.; WHEELER, E.P. Igneous rocks of Central Labrador, with emphasis on anorthositic and related intrusions. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24., 1972, Montreal. Guide- book of excursion...Montreal : [s.n.], 1972. 72 p.

FECOMÉRCIO-RR. Federação do Comércio do Estado de Roraima. Roraima – Economia e mercado: anuário estatístico/dados econômicos e sociais 2005. Boa Vista: FECOMÉRCIO-RR, 2005.

FERNANDES, A. Fitogeografia brasileira. Fortaleza: Multigraf Editora, 1998. p.258.

FIGUEIREDO, E. S. Projeto Mapas Metalogenéticos 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, B1v. 1983.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE. 1984. Pyroclastic rocks. New York. Spring-Verlag. 472p.

FORMAN, J.M.A. 1969. Projeto Trombetas / Maecuru. Reconhecimento geológico do rio Trombetas. Rio de Janeiro. Geomineração/DNPM. 59p. (Relatório técnico).

FRAGA, L. M. B.; RIKER, S. R. L.; ARAÚJO, R. V. de, NUNES, N. S. de V. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1994. 3 v.v.2,p. 244-245.

FRAGA, L. M. B.; ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M.J. B. First lead- lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. In: SOUTH- AMERICAN SYMPOSIUM ON ISO TOPE GE OLOGY,1997, Campos do Jordão. Resumo...Campos do Jordão :[s.n.], 1997. p. 115- 117.

FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J. The Rapakivi Granite –Anorthosite Association of Mucajá Region - Roraima State - Brazil. In: SIMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1., Belém. Anais... Belém: IUGS/UNESCO/IGCP, 1995. p.31.

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.; HADDAD, R.C.; REIS, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granítóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. Norte do Estado de Roraima. Revista Brasileira de Geociências, 27(1): 3-12.

FRANCO, E.M.S.; DEL'ARCO, J.O.; RIVETTI, M. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geomorfologia. Rio de Janeiro. DNPM. p.139 - 180. (Levantamento de Recursos Naturais, 8). 1975.

FRANCO, E.M.S.; DEL'ARCO, J.O.; RIVETTI, M. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geomorfologia. Rio de Janeiro. DNPM. p.139 - 180. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

GALVÃO, Wougran S. e MENESES, Paulo R. Avaliação dos sistemas de classificação e codificação das bacias hidrográficas brasileiras para fins de planejamento de redes hidrométricas. Anais. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 2511-2518, 2005.

- GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI Jr., W. J.; MENDOZA, V. U-Pb zircon ages of the Minicia and Macabana gneisses, Amazonas Territory, Venezuela. In: CONGRESO GEOLÓGICO VENE ZOLANO, 5., 1977, Caracas. Memoria... Ca racas : Min. Minas Hidroc., 1977. tomo 2, p. 527- 536.
- GAUDETTE, H. E.; OLSZEWSKI JR., W. J.; SANTOS, J. O. S. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *J. of South American Earth Sciences*. 1996. V.9, n°s 3 e 4, p.183- 195.
- 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).
- GAUDETTE, iH. E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P. M.; FAIRBAIRN, H. W. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, n. 9, p. 1335- 1340. 1978.
- GERASIMOV, I.P. & MESCHERIKOV, J.A. 1968. Morphostructure. In: *The Encyclopedia of Geomorphology*. London. Rhodes W. Fairbridge - Book Corporation. p.731-732.
- GHOSH, S.K. 1981. Geology of Roraima Group and its implications. In: *SIMPOSIUM AMAZÔNICO*, 1, Venezuela. Mémoria ... Bol. 6, p.22-30.
- GIBBS, A. K., OLSZEWSKI JR., W. J. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, Amsderdam, v. 17, p. 199- 214. 1982.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.
- GOVERNO DO ESTADO DE RORAIMA. Zoneamento econômico Ecológico. Multimídia Boa Vista: SEPLAN/DEMA, 2002.
- 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... Ma naus, 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.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 51(11):2246-2259.
- IBGE. Mapa Geomorfológico do Estado de Roraima. Rio de Janeiro. Digeo. 2005.
- IBGE. Manual Técnico da vegetação brasileira. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro: FIBGE, 1992. p. 91.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapas climáticos. www.ibge.gov.br. nov-dez/2006.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Brasil em números, vol.8. Rio de Janeiro: IBGE, 2000.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro: IBGE, base de dados 2004
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro: IBGE, base de dados SIDRA 2004
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Atlas de Roraima. Rio de Janeiro: Secretaria de Planejamento da Presidência da República, 1981.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapas climáticos. www.ibge.gov.br. nov-dez/2006.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. Mapas climáticos. www.inmet.gov.br. nov-dez/2006.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia. Mapas climáticos. www.inmet.gov.br. nov-dez/2006.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Plataforma de Coleta de Dados. www.cptec.inpe.br. nov-dez/2006.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Plataforma de Coleta de Dados. www.cptec.inpe.br. nov-dez/2006.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Léxico Estratigráfico da Amazônia Legal. Rio de Janeiro. Coordenação dos Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2005. 371p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Mapa Geológico do Estado de Roraima. 2005. Disponível em www.ibge.gov.br/geociencias (formato pdf).

INSTITUTO BRASILEIRO DE MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS. Ecorregiões Brasileiras. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br/>>. Acesso em: 23. Ago. 2005.

IRWIN, F, WILLIAMS, I. R. Catchments as Planning Units. Ecosystem Classification for Environmental Management. Outgrowth of an International Workshop held Dec. 1992 at Leiden University (Netherlands) Edited by Frans Klijn – Kluwer Academic Publishers, 1992.

ISSLER, R.S. 1975. Geologia do Cráton Guianês e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém. Anais... DNPM. p.47 - 75.

JACOMINE, P. K. T. Solos sob matas ciliares. In: RODRIGUES, R.; FILHO, H. (coord.) Matas ciliares: conservação e recuperação. São Paulo:EDUSP/FAPESP, 2000. p, 15-25.

JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A. & PROVOST, A. 1985. Magmatismo adamelítico 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.

KAGEYAMA, P. Y. Genetic struture of tropical tree species of Brazil. In: Reproductive ecology of tropical forest plants. Man and Biosphere Series, Ed.K.S. Bawa e M. Hadley, v. 7. UNESCO, 1990. p. 3-20.

LIMA, M.I.C. Introdução à interpretação radargeológica. Rio de Janeiro. IBGE. 124p. (Manuais Técnicos em Geociências, 3). 1995.

LIMA, M. I. C. de; OLIVEIRA, E. P., TASSINARI, C.C.G. Cinturões Granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. Anais... Belém : SBG, 2 v. v. 1, 1982. p.147-162.

LIMA, M.I.C. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA A. da S.; BASEI, M.A.S.; ARAUJO, 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.

LIMA, W. de P.; ZAKIA, M. J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R.; FILHO, H. (coord.) Matas ciliares: conservação e recuperação. São Paulo: EDUSP/FAPESP, 2000. p. 15-25.

LOCK, P. R. F. 1983. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha NA. 20-Z-B Caracaraí. Manaus: CPRM. 7 p. + anexos.

LORENZI, H. Árvores Brasileiras: Manual de Identificação e Cultivo de Plantas Nativas do Brasil. Vol. 1, 2, 3. São Paulo: Editora Plantarum, 1998.

LUZARGO, R.; REIS, N.J. 2001. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. Resumos Expandidos. SBG-NN. CD-ROM.

MAIA, N. B.; MARTOS, H. L.; BARELLA, W. Indicadores ambientais: conceitos e aplicações. São Paulo: EDUC/INEP, 2001.

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.

MANDETTO, 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.

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.

McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic. University of Tasmania. Centre for ore deposit and exploration studies. 198p

OLIVEIRA, I.W.B.; RAMGRAB, G.E., MANDETTA, P.; MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G.; DAMIÃO, R.N. Projeto Molibdênio em Roraima. Manaus DNPM/CPRM. 6v. (Relatório final). 1978.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. SNUC: Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (Lei Nº 9.985 de 18 de julho 2000, Decreto Nº 4.340 de 22 de agosto 2002). Brasília-DF: MMA, 2003.

MIRANDA, I. S.; ABSY, M. L. A flora fanerogâmica de Roraima. In: Barbosa, R.; Ferreira, E.; Castellón, E. (eds.). Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. Manaus: INPA, 1997. p. 613.

MMA. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS HÍDRICOS. 2002. Avaliação e identificação das ações prioritárias para a conservação, utilização sustentável e repartição dos benefícios da Biodiversidade na Amazônia Brasileira. Série Biodiversidade da Amazônia Brasileira. 112 p.

MMA. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS HÍDRICOS. 2002. Avaliação e identificação das ações prioritárias para a conservação, utilização sustentável e repartição dos benefícios da Biodiversidade na Amazônia Brasileira. Série Biodiversidade da Amazônia Brasileira. 112 p.

MONTALVÃO, R. M. G. de; PITTHAN, J. H. L. Grupo Cauarane. Belém: DNPM/ PRO- JETO RADAM -BRASIL, 7 p. (Relatório Interno 21-G). 1974.

MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. Folha Na.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21. Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM. p.15 - 135. (Levantamento de Recursos Naturais, 8). 1975.

MORAES REGO, L. F. 1930. Notas sobre a geologia do Território do Acre e da bacia do Javary; Manaus. Cezar. 15 p.

MUNSELL. Soil Color Charts. Baltimore, Munsell Color Company, 1994.

NOGUEIRA, CLAUDIA R. et al. Classificação de Bacias Hidrográficas em Tabuleiros Costeiros através de Indicadores provenientes de Sensoriamento Remoto – estudo de caso em Linhares e Sooretama, ES. Anais. X SBSR, Foz do Iguaçu, 21-26 abril 2001, INPE, p. 955-958, Sessão Pôster, 2001.

NUNES, N. S. de V.; SAN TOS, J. O. S. Contribuição à geologia da região das serras da Prata e do Mucajai, Estado de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1994. 2 v. v.2, p.61- 62.

OLIVEIRA, A. I. de. Bacia do rio Branco, Estado do Amazonas. Rio de Janeiro : SGMB, 1929. 71 p. (Boletim n. 37).

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 - Tu mucumaque, e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 9). p. 21-118.

OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O.H. 1940. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472 p.

OLIVEIRA, J.B., JACOMINE, P.K.T., CAMARGO, M.N. Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento. Jaboticabal: FUNEP, 1992. 201p.

- 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, P.S. & MARQUIS, R.J. The Cerrados of Brazil. New York, Columbia University Press, 2002. 398p.
- OLIVEIRA, Rafael da Silva. Atlas do Estado de Roraima: território e população. Boa Vista/RR: EdUFRR, 2006. CD-ROM.
- PAVANI, J. Monte Caburaí. O Brasil começa aqui. Boa Vista. No Prelo. 2006
- PEDROSA, J. L. Unidades geoambientais de uma porção sudeste do estado de Roraima. Monografia de Especialização. Boa Vista: UFRR. 2004. 77 p.
- 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.
- 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 Catrimâni-Uraricoera: Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, v. 2B. p. 399-401.
- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; RIKER, S.R.L.; WILDNER, W. 1981. Projeto Catrimani - Urariquêra. Manaus, DNPM/CPRM. VI-A (Relatório final).
- PINHEIRO, S. da sincerely.; REIS, N. J.; COSTI, H. T. Geologia da Região do Caburaí, Estado de Roraima. Relatório Final. Manaus : DNPM/CPRM, 1990. 1v., il.
- PINHEIRO, S.S.; FARIA, N.S.G.; BRITO, M.S.L. 1998. Serra do Aviaquário - Um granito do tipo Saracura - Petrografia e Litoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. Anais... v.1, p.519 - 519.
- 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.
- PRIEM, H. N. A. Age of the Precambrian Roraima Formation in north eastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, p. 1677-1684. 1973.
- PRIEM, H.N.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; BOELRIJK, N.A.I.M.; BOODER, H.D.E.; HEBEDA, E.H.; HUGUETTA, A.; VERDURMEN, E.A.Th.; VERSCHURE, R.H. 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Region of Southeastern Colombia (Western Guiana Shield). Geol. Mijnb., 61(3): 229 - 242.
- RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, J.F.; BOMFIM, L.F.C. MANDETTA, P. KUYUMJIAN, R.M. 1971. Projeto Roraima - Relatório de Progresso. Mapeamento geológico da área Divisor. Manaus. DNPM/CPRM. 28p. (Relatório Técnico).
- RAMGRAB, G. E.; BOMFIM, L. F. C.; MANDETTA, P. Projeto Roraima, 2a. Fase. Relatório Final. Manaus : DNPM/CPRM, 1972. 38 p.
- RAMGRAB, G. E. & DAMIÃO, R.N. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Anaua e Barauana, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40 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.
- Rebouças, A. C. Braga, B. Tundisi, J. G. 1999. Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação, 717 p. IEA-USP/Academia Brasileira de Ciências.
- REID, A. R. 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTER GUIANAS, 9., 1972, Georgetown. Memoria... Georgetown : [s.n.], 1972. Bol. Especial n. 6, p. 32-33.

REIS, N. J.; NUNES, N. S. de V.; PINHEIRO, S. da S. A cobertura mesozóica do Hemigraben Tacutu – Estado de Roraima. Uma abordagem ao paleo-ambiente da Formação Serra do Tucano. In: CONGRESSO BRA SILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. Anais... Camboriú : SBG, 1994. 3 v. v.3, p. 234- 235.

REIS, N. J.; CARVALHO, A. de S. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e discussão e modo de ocorrência. R. Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 26, n. 4, p. 217-226. 1997.

REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; CARVALHO, J.E. 1985. Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima - Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA, 2, Belém. Anais... SBG-NN. v.1. p.408 - 20.

REIS, N. J. & PINHEIRO, S. da S. 1986. Síntese Estratigráfica do Território Federal de Roraima. Manaus, CPRM, Relatório Inédito, 40 p.

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. 1997. Léxico Estratigráfico de Roraima. CPRM, Manaus, Relatório Interno (Inédito), 86 p.

RIBEIRO, J. E. L. da S.; HOPKINS, M. J. G. et al. Flora da Reserva Ducke: Guia de identificação das plantas vasculares de uma floresta de terra-firme na Amazônia Central. Manaus: INPA, 1999. P. 800.

RIZZINI, C. T. Tratado de Fitogeografia do Brasil. 2^a Ed. Âmbito Cultural edições. Rio de Janeiro, 1997.747p.

ROSEN-SPENCE, A.F.; PROVOST, G. DIMROTH, E.; GOCHNAUER, K.; OWEN, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. Precamb. Res., 12(1-4): 43-77.

ROSS, J. L. S. . Ecogeografia do Brasil. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2006. v. 1. 208 p.

SALAS, N. J.; SANTOS, J. O. S. Determinações geocronológicas pelo método da birrefringência em fonolito na área do Projeto Norte da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre : SBG, 1974. v. 6, p.221- 224.

SAN JOSE, J. J. e MEDINA, E. Effects of fire on organic matter production and water balance in a tropical savanna. In: F. B. GOLLEY e E. MEDINA (eds), Tropical Ecological Syatems. Springer-Verlag, New Yor, p. 251-264, 1975.

SANAIOTTI, T. M. Composição fitossociológica de quatro savanas de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E.; CASTELLON, E. (eds.) Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. Manaus: INPA, 1997. p. 613.

SANTIAGO, A. F. 1983. Projeto São João do Baliza – Manaus: CPRM / SUREG-MA. 39 p. + Anexos.

SANTOS, A.M.B. 1986. Evolução Geológica da Bacia do Tacutu (Território Federal de Roraima). Manaus, Petrobrás / Denoc. Rel. Siex 131.5700.

SANTOS, J. O. S. A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. Anais... Belém : SBG Núcleo Norte, 1985. v.1, p. 421-431.

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.; ARAÚJO NETO, H. de. Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. Acta Amazônica, v. 8, n. 4, p. 639-656. 1978.

SANTOS, J. O. S; OLIVEIRA, J. R. de; SANTOS, A. J. dos; ARAÚJO NETO, H. de. Principais manifestações básicas não-orogênicas da Plataforma Amazônica. Manaus : CPRM, 1977.132 p .(Relatório Inédito).

SANTOS, J. O. S.; PESSOA, M. R.; REIS, N. J. Associações máficas-ultramáficas magnesianas na Plataforma Amazônica. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1.,1981, Puerto Ayacucho. Resume nes... Puerto Ayacucho : [s.n.], 1981. v.1, p. 290-307.

- SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. W. Os campos de dunas do Pantanal Setentrional. In: CONGRESSO LATINO - AMERICANO, 8., 1995, Caracas. Anais... Caracas : [s.n.], 1995.
- SANTOS, J. O. S.; OLSZEWSKI, W. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. Anais... Belém : SBG/DNPM, 1988. p. 378-388.
- SANTOS, J.O.S. 1982. Principais incompatibilidades entre a estratigrafia e a geocronologia do Pré-Cambriano do Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. Anais... SBG. p.185-200.
- 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. & D'ANTONA, R.J.G. 1984. A Formação Araí e a subdivisão do Grupo Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais... SBG. v.3, p.1162 -1175
- SANTOS, R.D & LEMOS, R.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5^a ed. Viçosa -MG. SBCS/SNLCS, 92p., 2005.
- SCHAEFER, C. E. R & DALRYMPLE, J., Landscape evolution in Roraima, North Amazonia : Planation, paleosols and paleoclimates. Zeit. fur Geomorph, 39(1):1- 28.,1995.
- SCHAEFER, C. E. R. Ambientes no Nordeste de Roraima : Solos, Palinologia e implicações Paleoclimáticas. UFV, Imprensa Universitária (Tese de Mestrado). 108p., Viçosa, 1991.
- SCHAEFER, C. E. R. Ecogeography and human scenario in Northeast Roraima, Brazil. Ciência e Cultura, Journal of the Brazilian Association for the Advancement of Science. 49(4):241-252, 1997.
- SCHAEFER, C. E. R. G., e VALE JUNIOR, J. F. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima : uma resenha do Cretáceo ao Recente. In : BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. INPA, Manaus, p. 231-293, 1997.
- SCHAEFER, C. E. R. Landscape Ecology and Land Use Patterns in Northeast Roraima, Brazil. Royal Holloway, University of London, CEDAR Research Papers: 11:1-24, 1994.
- SCHAEFER, C. E. R. Soils and paleosols from northeastern Roraima North Amazonia : Geomorphology, genesis and landscape evolution. University of Reading, 352p., 1994.
- 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.
- SECRETARIA EXECUTIVA DE CIÊNCIA, TECNOLOGIA E MEIO AMBIENTE. As regiões hidrográficas e os municípios do estado do Pará. Série Relatório Técnico, n. 6. Belém: SECTAM, 2005.
- SENA COSTA, J. B.; PINHEIRO, R. V. L; REIS, N. J.; PESSOA, M .R.; PINHEIRO, S. da S. O Hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Geociências, São Paulo, v.10, p. 119-130. 1991.
- SEPLAN- RORAIMA, Cadernos de Economia 2007
- SILVA, E. L. S. A vegetação de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E.; CASTELLON, E. (eds.) Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima. Manaus: INPA, 1997. p. 613.
- SNELLING, N. J.; McCON NELL, R. B. The geochronology of Guyana. Geologie en Mijnbouw., v. 48, p. 201-213. 1969.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic textures. Oxford. Pergamon Press. 350p.
- SRH - Secretaria de Recursos Hídricos. Caderno da Região Hidrográfica Amazônica / Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. – Brasília: MMA, 2006. 124 p

- STEIGER, R. H.; JAGER, E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359- 362. 1977.
- STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 63:923-938. 1952.
- SUDAM. Estudo integrado do vale do Rio Branco. Recursos Minerais. Belém, Consórcio Serete/Planisul/Geomitec. v.2, 379p. 1977.
- SUDAM. 1977. Estudo integrado do vale do Rio Branco. Recursos Minerais. Belém, Consórcio Serete/Planisul/Geomitec. v.2, 379p.
- SUDAM – Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia. *Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira*. Belém: SUDAM. 1984.
- SUDAM – Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia. *Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira*. Belém: SUDAM. 1984.
- SUGUIO, K. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999. 366p.
- SUMMERFIELD, M.A. *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. New York. Prentice Hall. 1991. 537.
- TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.G.C. Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-Cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto : SBG, 1976. 4 v. p.169- 183.
- TEIXEIRA, W. Interpretação geotectônica do magmatismo pré-cambriano básico e alcalino da região amazônica, baseada em Idades radiométricas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais... Recife : SBG, 1978. 6 v. P.44
- TEIXEIRA, W.; OJIMA, J. K.; KAWASHITA, K. A evolução geocronológica de rochas metamórficas e ígneas da faixa móvel Maroni-Itacaiunas na Guiana Francesa. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. Anais... Manaus : DNPM/MME, 1984. p. 75- 81.
- VALE JUNIOR, J.F. e M.I. SOUZA. Caracterização e distribuição dos solos das savanas de Roraima. In: BARBOSA, R.I. ; SOUZA, J. M.; XAUD, H.A (eds.) *Savanas de Roraima: etnoecologia, biodiversidade, potencialidades agrossilvipastoris*. Boa Vista: FEMACT, 2005. p. 79-90.
- VALE JÚNIOR, J. F. Pedogênese e Alterações dos Solos sob Manejo Itinerante, em Áreas de Rochas Vulcânicas Ácidas e Básicas, no Nordeste de Roraima. Tese de Doutorado. Viçosa, outubro 1999.
- VALE JÚNIOR, J.F; LEITÃO SOUSA, M.I. Caracterização e Distribuição dos solos das Savanas de Roraima. In: BARBOSA, R. I.; XAUD, H. A. M.; SOUZA, J. M. C. *SAVANAS DE RORAIMA – Etnoecologia, Biodiversidade e Potencialidades Agrossilvipastoris*. FEMACT. Boa Vista – Roraima, 2005. 201p.
- VALE JÚNIOR, J. F.; LEITÃO SOUSA. Levantamento de Reconhecimento de solos. IN: BRANCOCEL Ltda. Estudos de Impactos Ambientais e Relatório de Impactos Ambientais .(EIA/RIMA) da área de implantação da fábrica de celulose (300ha). Boa Vista – Roraima. 2003.
- VALE JÚNIOR, J. F.; LEITÃO SOUSA. Levantamento de Reconhecimento de solos. IN: OURO VERDE AGROSILVIPASTORIL LTDA. Estudos de Impactos Ambientais e Relatório de Impactos Ambientais .(EIA/RIMA) das áreas de plantios de Acacia Mangium (15.000ha. Boa Vista – Roraima. 2001.
- VALLE JUNIOR, J. F. E LEITÃO DE SOUZA, M. I. Caracterização e distribuição dos solos das savanas de Roraima. In - Savanas de Roraima- etnoloeologia, biodiversidade e potencialidades agrosilvipastoris. Boa Vista, FEMACT, 2005. 200p.
- VAN SCHMUS, W. R.; MEDARIS JR, L.G.; BANKS, P. *Geology and age of the Wolf River Batholith, Wisconsin*. Geol. Soci. Am. Bull., v. 86, p. 907-914. 1975.
- VEIGA JR, J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C. de; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E., DO PESSOA, M. R.; SOUZA, S. A. de S. Projeto Sulfetos do Uatumã; Relatório Final. Manaus : DNPM/CPRM, 1979. 6 v.

VELOSO, H. P. & GOES FILHO, L., Fitogeografia Brasileira, classificação fisionômica ecológica da vegetação Neotropical. B. tec. Salvador, nº01, 80 p. 1982. boletim técnico da classificação fisionômico-ecológica da vegetação neotropical (1982).

WALTER, B. M. T; RIBEIRO, J. F., Fitofisionomias do bioma cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. Cerrado: ambiente e flora. Planaltina-DF: Ministério da Agricultura-EMBRAPA, 1998. p. 89-166.

WALTER, H. Vegetação e zonas climáticas: tratado de ecologia global. São Paulo: Editora Pedagógica e Universitária, 1980. p. 105.

WORLD CONSERVATION MONITORING CENTRE. Global biodiversity: status of the living resources. New York: Chapman & Hall, 1992. p. 585.

WORLD RESOURCES INSTITUTE, THE WORLD CONSERVATION UNION & UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME. A estratégia global da biodiversidade. Trad. Fundação O Boticário de Proteção à Natureza. Curitiba:Fundação Boticário, 1992. p. 231.